

**LATE MESOZOIC ADAKITE GRANITES OF THE SOUTHERN FRAME
OF THE EASTERN FLANK OF THE MONGOL-OKHOTSK OROGENIC BELT:
MATERIAL COMPOSITION AND GEODYNAMIC CONDITIONS OF FORMATION**

I.M. Derbeko ¹✉, **A.V. Chugaev** ²

¹Institute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, 1 Relochniy Ln, Blagoveschensk 675000, Russia

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, 35 Staromonetny Ln, Moscow 119017, Russia

ABSTRACT. Granitoids of the Magdagachi complex were studied using new and published petrochemical, geochemical and isotopic (Sm-Nd, Rb-Sr) data. Granitoid samples were taken from the southern frame of the eastern flank of the Mongol-Okhotsk orogenic belt (MOOB). Their analysis shows increased concentrations of Sr, Ba, Eu; reduced concentrations of Nb, Ta; abnormally low concentrations of HREE, Y and Yb; significant fractionation of REE; and high Sr/Y ratios. Therefore, the Magdagachi granitoids are "classical" adakites that may have formed at a depth of more than 45 km due to melting of eclogite with a garnet content of 20–50 %. Such conditions could exist under subduction as a result of melting of the frontal or lateral parts of the slab in subduction windows formed during oblique subduction at an orthogonal sinking angle. Highly metamorphosed lower crust Precambrian formations were also melted, and a source of parental melts could have been composed of both the mantle and crustal materials. Two tectonic scenarios are proposed that could have been accompanied by the formation of Magdagachi granitoids. Both scenarios refer to subduction processes, but differ in interactions between various regional structures in the Late Mesozoic.

KEYWORDS: adakites; granitoids; Late Mesozoic; lower continental crust; geodynamics; Mongol-Okhotsk orogenic belt

FUNDING: The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research (project № 13-05-12043-ofi-m).

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Inna M. Derbeko, derbeko@mail.ru

Received: June 4, 2019

Revised: October 18, 2019

Accepted: February 12, 2020

FOR CITATION: Derbeko I.M., Chugaev A.V., 2020. Late Mesozoic adakite granites of the southern frame of the eastern flank of the Mongol-Okhotsk orogenic belt: material composition and geodynamic conditions of formation. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (3), 474–490. doi:10.5800/GT-2020-11-3-0487

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ АДАКИТОВЫЕ ГРАНИТЫ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ГЕДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

И.М. Дербeko¹, А.В. Чугаев²

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

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, пер. Старомонетный, 35, Россия

АННОТАЦИЯ. Согласно новым и уже опубликованным петрохимическим, геохимическим и изотопным (Sm-Nd, Rb-Sr) данным, для гранитоидов магдагачинского комплекса южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса установлено, что они характеризуются повышенными концентрациями Sr, Ba, Eu и пониженными содержаниями Nb, Ta, аномально низкими концентрациями HREE, Y и Yb; значительным фракционированием редкоземельных элементов; высокими соотношениями Sr/Y. Эти данные говорят о принадлежности пород комплекса к «классическим» адакитам. Предполагается, что они формировались на глубине более 45 км за счет плавления эклогита с содержанием граната 20–50 %. Такие условия могли существовать в обстановке субдукции в результате плавления фронтальной составляющей или боковых частей слэба в субдукционных окнах, образующихся при косой субдукции и ортогональном угле погружения. При этом плавлению подвергались также высокометаморфизованные нижнекоровые докембрийские образования, а в составе источника родоначальных расплавов принимало участие как мантийное, так и коровое вещество. Предложено два тектонических сценария, которые могли сопровождаться становлением гранитоидов магдагачинского комплекса. Оба сценария соответствуют условиям субдукционных процессов, но отличаются взаимодействием различных региональных структур в позднемеозойское время.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: адакиты; гранитоиды; поздний мезозой; нижняя континентальная кора; геодинамика; Монголо-Охотский орогенный пояс

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 13-05-12043-офи-м).

1. ВВЕДЕНИЕ

Тектоническая перестройка южного обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) в позднем мезозое сопровождалась формированием значительных объемов магматических образований. Наиболее ранними магматитами считаются субщелочные гранитоиды магдагачинского комплекса: поздняя юра – ранний мел. Их формирование сменяется (а отчасти совмещено) формированием раннемелового верхнеамурского дифференцированного комплекса [Martynyuk et al., 1990; Petruk et al., 2001; Derbeko, 2012], в состав которого они ранее включались [Kozlovsky, 1988; Martynyuk et al., 1990]. В самостоятельный комплекс впервые эти гранитоиды были выделены в 1985 г. по результатам геолого-съёмочных работ. Позднее он был назван магдагачинским комплексом субщелочных гранитов, по названию р. Магдагачи, где расположен одноименный петротипический массив [Martynyuk et al., 1990].

Породы, аналогичные гранитоидам магдагачинского комплекса, к настоящему времени установлены как в южном [Petruk et al., 2001; Volkova et al., 2002; Strikha, 2006; Derbeko, 2015], так и в северном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса [Larin et al., 2001]. В общей позднемеозойской картине эволюции пояса этот факт может говорить о синхронности геологических событий в регионе [Derbeko, 2018]. В статье рассмотрена вещественная принадлежность гранитоидов

магдагачинского комплекса к образованиям адакитовой серии, что позволяет по-новому представить эволюционные процессы, сопутствующие Монголо-Охотскому орогенезу.

2. МЕТОДИКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД

Исследования химического состава пород проводились в Институте геологии и природопользования ДВО РАН в г. Благовещенске (аналитики Е.В. Ушакова, А.А. Зеневич); определялись основные петрогенные компоненты, Sr, Zr, Nb. В Институте тектоники и геофизики ДВО РАН в г. Хабаровске (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 °С. 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).

Изотопно-геохимические исследования проводились в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва). Содержания Rb, Sr, Sm и Nd и значения изотопных отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в образцах горных пород

Таблица 1. Концентрации петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (г/т) в наиболее представительных гранитоидах магадагачинского комплекса

Table 1. Concentrations of petrogenic oxides (wt. %) and trace elements (g/t) in the most representative granitoids of the Magdagachi complex

Образец	k2	s430-3	k323	d175	k252a	s426	s412	s410	d170
SiO ₂	67.79	67.80	68.56	68.57	68.76	69.00	70.30	72.40	72.60
TiO ₂	0.22	0.45	0.41	0.40	0.32	0.41	0.21	0.36	0.25
Al ₂ O ₃	17.25	15.93	15.96	16.69	15.35	15.95	15.08	15.25	15.01
Fe ₂ O ₃	0.14	1.37	2.58	2.06	2.09	1.73	1.28	0.63	1.30
FeO	0.99	1.02	-	-	-	0.66	0.21	0.30	-
MnO	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.11	0.10	0.01	0.01
MgO	0.14	1.05	1.14	1.01	1.24	0.85	0.55	0.36	0.46
CaO	1.48	2.47	2.63	2.55	2.29	2.31	2.06	1.25	1.07
Na ₂ O	3.95	5.63	5.06	5.05	5.52	5.27	5.59	5.40	4.51
K ₂ O	6.97	3.54	2.80	2.81	3.60	3.89	4.06	3.37	3.60
P ₂ O ₅	0.06	0.16	0.13	0.13	0.13	0.13	0.07	0.08	0.09
PPP	0.51	0.53	0.56	0.54	0.65	0.75	0.39	0.43	1.16
SUM	99.59	100.00	99.87	99.38	100.19	99.96	99.90	99.84	100.06
Li	34	-	33	32	30	-	-	-	19
Rb	160	103	92	110	82	117	148	107	64
Cs	3.00	3.00	0.77	0.80	0.61	4.80	1.90	2.90	1.73
Sr	1110	887	670	822	910	808	705	851	512
Ba	2400	1160	512	520	1000	1040	920	1290	1135
Ga	-	-	21.4	21.5	-	-	-	-	14.2
Pb	54	32.6	22.9	23.01	76.0	30.3	48.1	42.0	20.0
La	25.00	34.21	17.87	17.08	20.00	28.32	11.34	16.35	28.31
Ce	-	66.95	41.09	42.00	-	61.15	32.15	38.70	57.08
Pr	-	8.56	4.39	4.41	-	7.23	3.39	5.17	6.38
Nd	-	30.92	16.03	19.03	-	25.85	12.61	19.88	24.42
Sm	-	5.47	2.63	3.3	-	4.38	2.35	3.84	4.23
Eu	-	1.28	0.65	0.64	-	0.99	0.59	0.97	1.00
Gd	-	4.21	1.65	1.70	-	3.23	1.74	2.90	4.41
Tb	-	0.42	0.22	0.22	-	0.32	0.18	0.32	0.49
Dy	-	1.45	0.79	0.81	-	1.15	0.66	1.29	2.61
Ho	-	0.22	0.13	0.14	-	0.18	0.10	0.21	0.46
Er	-	0.54	0.32	0.3	-	0.46	0.25	0.55	1.36
Tm	-	0.07	0.03	0.3	-	0.05	0.03	0.07	0.15
Yb	0.60	0.41	0.24	0.25	0.70	0.30	0.17	0.42	1.17
Lu	-	0.05	0.04	0.04	-	0.04	0.02	0.05	0.15
Y	7	6	5	5	0.1	5	3	6	13
Th	-	9.3	8.5	8.4	-	13.1	10.3	8.8	9.66
U	-	2.3	1.8	1.8	-	2.0	1.7	3.4	2.33
Zr	145	164	190	200	250	145	103	118	117
Hf	5.00	1.37	3.99	4.00	8.00	1.41	1.94	2.47	2.09
Ta	0.50	0.60	0.40	0.50	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60
Nb	11.0	5.7	5.5	5.6	12	5.1	4.0	5.3	7.0
Zn	30	77	19	-	130	61	67	87	112

Таблица 1 (продолжение)

Table 1 (continued)

Образец	k2	s430-3	k323	d175	k252a	s426	s412	s410	d170
Cu	16	5	25	20	9	4	1	9	4
Co	0	5	9	8	11	4	2	3	12
Ni	12	7	12	12	66	6	4	7	32
Sc	-	-	2	2	5	-	-	-	9.8
V	25	34	78	42	71	31	10	35	80
Cr	44	20	91	80	170	18	9	37	101
Be	2.3	-	4.2	-	5	-	-	-	2
Ti	1319	2698	2464	2398	1948	2458	1259	2158	3253

Примечание. (-) – данные отсутствуют. Образцы из коллекций с литерой: «s» – [Strikha, 2001, 2006], «k» – [Kozyrev et al., 2002a; Volkova et al., 2002], «d» – И.М. Дербек. Образцы отобраны из массивов: Магдагачинского (d175, k323, s410), Алминского (k252a), Бургалинского (k2), Ускалинского (s412), юго-восточного фланга Магдагачинского (s430-3, s426), малого тела на правом берегу р. Ольга (d170).

Notes. (-) – no data. Samples from rock collections: s – [Strikha, 2001, 2006], k – [Kozyrev et al., 2002a; Volkova et al., 2002], d – I.M. Derbeko. Samples from massifs: Magdagachi (d175, k323, s410), Almin (k252a), Burgali (k2), Uskali (s412), southeastern flank of the Magdagachi massif (s430-3, s426), small body on the right bank of River Olga (d170).

определялись 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 варьировалась от 0.1 до 0.2 г, осуществлялось в смеси концентрированных кислот $\text{HF} + \text{HNO}_3$ (3:1). Пробы выдерживались в герметично закрытом автоклаве при температуре около 160 °С 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 W50×8 (200–400 меш.). Хроматографическое отделение Nd и Sm от других легких РЗЭ осуществлялось на второй стадии с использованием колонок, заполненных 0.5 мл ионообменной смолы 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. 2).

3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛОЖЕНИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ТЕЛ МАГДАГАЧИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Выходы пород магдагачинского плутонического комплекса приурочены к северному флангу Аргунского супертеррейна – южному обрамлению МООП (рис. 1, а) [Martynyuk et al., 1990; Petruk et al., 2001; Volkova et al., 2002; Kozyrev et al., 2002a, 2002b; Derbeko, 2012], где широко развиты образования карельского и рифейского яруса протерозоя. Здесь частично выведены на поверхность гранитоиды, слагающие Магдагачинский,

Таблица 2. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимических исследований пород магдагачинского комплекса

Table 2. Results of Sm-Nd and Rb-Sr isotope geochemical analyses of the Magdagachi complex

Номер образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_0$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$	$\epsilon\text{Nd}(T)$
d 175	110	822	0.388 ± 1	0.707941 ± 9	3.3	19.3	0.1025 ± 1	0.512380 ± 6	0.7071	-3.3
s 410 [Strikha, 2001, 2006]	107	851	-	-	3.3	17.1	-	0.512324	0.7069	-4.6

Примечание. (-) – данные отсутствуют.

Note. (-) – no data.

Ускалинский, Бургалинский, Алминский, Исагачинский, Чаловский, Бекетский массивы (рис. 1, 6).

Магдагачинский массив представляет собой лополитообразное тело площадью около 300 км² северо-западного простирания. Центральная, северная и восточная части массива сложены субщелочными гранитами,

а западная – гранит-порфирами и лейкогранит-порфирами. Эти же породы образуют многочисленные малые тела и дайки, соскладчатые с вмещающими образованиями.

Ускалинский массив обнажается на площади около 60 км². Основное тело интрузии сложено субщелочными

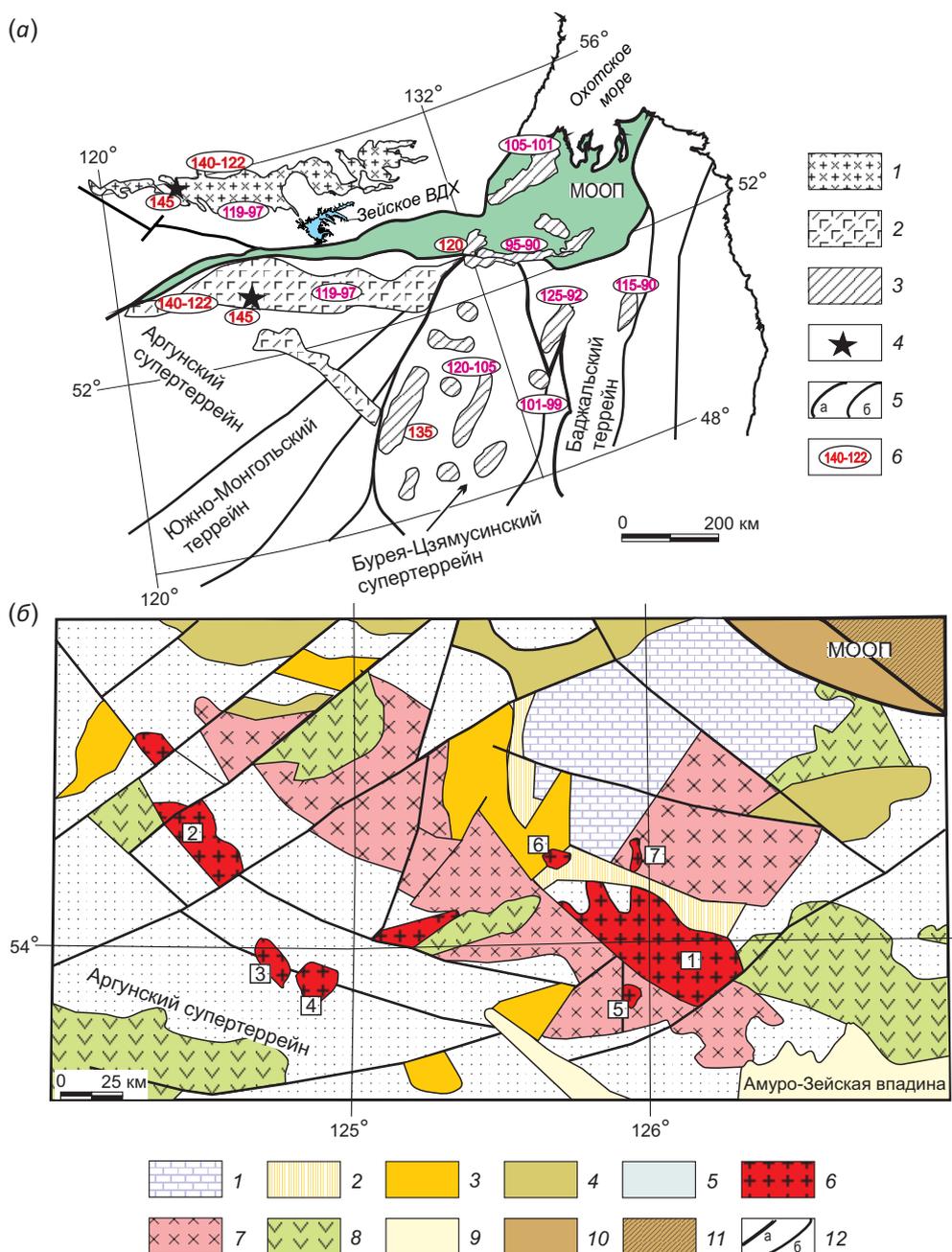


Рис 1. Положение адakitовых гранитоидов по отношению к основным тектоническим структурам и позднемезозойским магматическим образованиям МООП и его обрамления.

(а) – схема основных тектонических структур МООП и его обрамления и размещения позднемезозойских магматических комплексов [по данным Petruk et al., 2001; Parfenov et al., 2003]. Породы дифференцированных (140–122 млн лет) и бимодальных (119–97 млн лет) комплексов раннего мела в обрамлении МООП (1–2): 1 – преобладают плутонические, 2 – преобладают вулканоплутонические; 3 – позднемезозойские магматические комплексы восточного окончания МООП, Буря-Цзямусинского супертеррейна и Баджалского террейна; 4 – область распространения адakitовых гранитов; 5 – тектонические границы; 6 – время формирования магматитов. (б) – схема пространственного размещения позднемезозойских гранитоидов магдагачинского комплекса в южном обрамлении восточного звена МООП [Petruk et al., 2001; Volkova et al., 2002; Kozyrev et al., 2002a, 2002b; данные авторов]. 1–3 – докембрийские образования: 1 – карельский ярус, 2 – рифейский ярус, стратоны,

3 – плутоны; 4 – стратифицированные образования палеозоя; 5 – стратифицированные образования раннего мезозоя; 6–7 – позднемезозойские магматические комплексы: 6 – магадагачинский плутонический, 7 – верхнеамурский и буриндинский плутонические; 8 – совмещенные поля вулканитов основного – среднего – кислого состава; 9 – слаболитофицированные верхнемеловые и кайнозойские отложения Амуро-Зейской впадины; 10–11 – палеозойские образования МООП: 10 – плутонические, 11 – стратифицированные; 12 – тектонические границы: а – между МООП и Аргунским супертеррейном; б – прочие. В квадратах указаны номера массивов, сложенных гранитоидами магадагачинского комплекса: 1 – Магдагачинский, 2 – Ускалинский, 3 – Бургалинский, 4 – Алминский, 5 – Исагачинский, 6 – Чаловский, 7 – Бекетский.

Fig 1. Location of adakite granitoids relative to the main tectonic structures and Late Mesozoic magmatic formations of the Mongol-Okhotsk orogenic belt (МООБ) and its frame.

(а) – schematic map showing the main tectonic structures in МООП and its frame and the Late Mesozoic magmatic complexes (according to [Petruk et al., 2001; Parfenov et al., 2003]). Rocks of differentiated (140–122 Ma) and bimodal (119–97 Ma) complexes of the Early Cretaceous in the МООБ frame (1–2): 1 – mostly plutonic, 2 – mostly volcano plutonic; 3 – Late Mesozoic magmatic complexes of the eastern flank of МООБ, Bureja-Jziamussy superterraine and Badzhal terrain; 4 – adakitic granites zone; 5 – tectonic boundaries; 6 – time of the magmatite formation. (б) – schematic map showing the spatial distribution of Late Mesozoic granitoids of the Magdagachi complex in the southern frame of the МООБ eastern flank (according to [Petruk et al., 2001; Kozyrev et al., 2002a, 2002b; Volkova et al., 2002] and the authors' data). 1–3 – Precambrian formations: 1 – Karelian stage, 2 – Riphean stage, stratons, 3 – plutons; 4 – stratified formations of the Paleozoic; 5 – stratified formations of the Early Mesozoic; 6–7 – Late Mesozoic magmatic complexes: 6 – Magdagachi plutonic, 7 – Upper Amur and Burinda plutonic; 8 – combined fields of volcanites of the main – medium – acidic compositions; 9 – weakly lithified upper Cretaceous and Cenozoic sediments in the Amur-Zeya depression; 10–11 – Paleozoic МООБ formations: 10 – plutonic, 11 – stratified; 12 – tectonic boundaries: а – between МООБ and Argun superterraine, б – others. Rock massifs composed of granitoids of the Magdagachi complex: 1 – Magdagachi, 2 – Uskaly, 3 – Burgaly, 4 – Almin, 5 – Isagachy, 6 – Chalov, 7 – Beket.

гранитами со слабо выраженной порфировидной структурой, которые переходят в резко порфировидные разновидности. Краевые зоны массива образованы субщелочными гранит-порфирами, граносиенитами и редко – гранитами нормального ряда.

Бургалинский и Алминский массивы с общей площадью около 80 км² сложены порфировидными субщелочными гранитами и граносиенитами. Краевые фации представлены гранитами, лейкогранитами нормального и субщелочного ряда. По мнению [Volkova et al., 2002], эти массивы являются единым интрузивным телом.

Исагачинский массив площадью 10 км² представлен силлообразной интрузией с пологим (до 30°) падением на северо-запад и меридиональным простиранием. В его строении выделяются субщелочные граниты и лейкограниты, иногда переходящие в криптозернистые гранит-порфиры.

Чаловский и Бекетский массивы (площадь каждого менее 10 км²) приурочены к выступу рифейских (?) пород. Они сложены субщелочными гранит-порфирами и граносиенитами.

Дайки и малые тела комплекса крайне редко отмечаются среди докембрийских (?) образований. Они широко распространены среди юрских отложений, с которыми имеют активные контакты, образуя зону ороговирования шириной до 250 м. С породами комплекса пространственно и генетически связана золоторудная минерализация [Petruk et al., 2001].

Взаимоотношения гранитоидов магадагачинского комплекса с отложениями оксфорд-титонского стратиграфического уровня легли в основу обоснования времени их образования. Геохронологические данные, полученные для субщелочных гранитов Ускалинского массива К-Аг методом по изотопному датированию трех породообразующих минералов из одной пробы, составляют 145±5 млн лет [Kozyrev et al., 2002b]. Для кварцевых монцонитов, которые являются ксенолитами среди

пород нормального ряда верхнеамурского комплекса [Volkova et al., 2002], ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом получен возраст, соответствующий 144±7 млн лет [Sorokin et al., 2003]. Есть данные о более молодом времени их формирования: 131±3 млн лет [Petruk et al., 2001]. Эти определения близки возрасту (142–138 млн лет) подобных по геохимическим характеристикам гранитоидов, развитых в северном обрамлении восточного звена Монголо-Охотского пояса [Larin et al., 2001].

4. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Породы магадагачинского комплекса представлены субщелочными гранитами, лейкогранитами, гранитами, субщелочными лейкогранитами, граносиенитами и их порфировыми разновидностями. Порфировые вкрапленники образованы плагиоклазом, иногда с высокой основностью (до андезина № 40–43), дымчатым кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом и синезеленой роговой обманкой. Иногда отмечаются клинопироксены, темно-синий амфибол (рибекит?) и биотит. Калиевый полевой шпат часто представлен ортоклазом или ортоклаз-пертитом.

Состав основной массы отличается от состава порфировых выделений более кислым плагиоклазом (иногда до альбита), отсутствием клинопироксенов и интенсивным развитием вторичных образований.

Акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит и рудные минералы. Среди них встречаются гранат, рутил, силлиманит, турмалин, эпидот, которые, по мнению [Volkova et al., 2002; Kozyrev et al., 2002a], являются ксеногенными представителями фундамента.

Гранитоиды магадагачинского комплекса (см. табл. 1) относятся к субщелочной серии (рис. 2, а). Породы нормального или щелочного ряда редки. По содержанию К₂О это преимущественно высококалиевые образования (рис. 2, б) известково-щелочной серии (рис. 2, в)

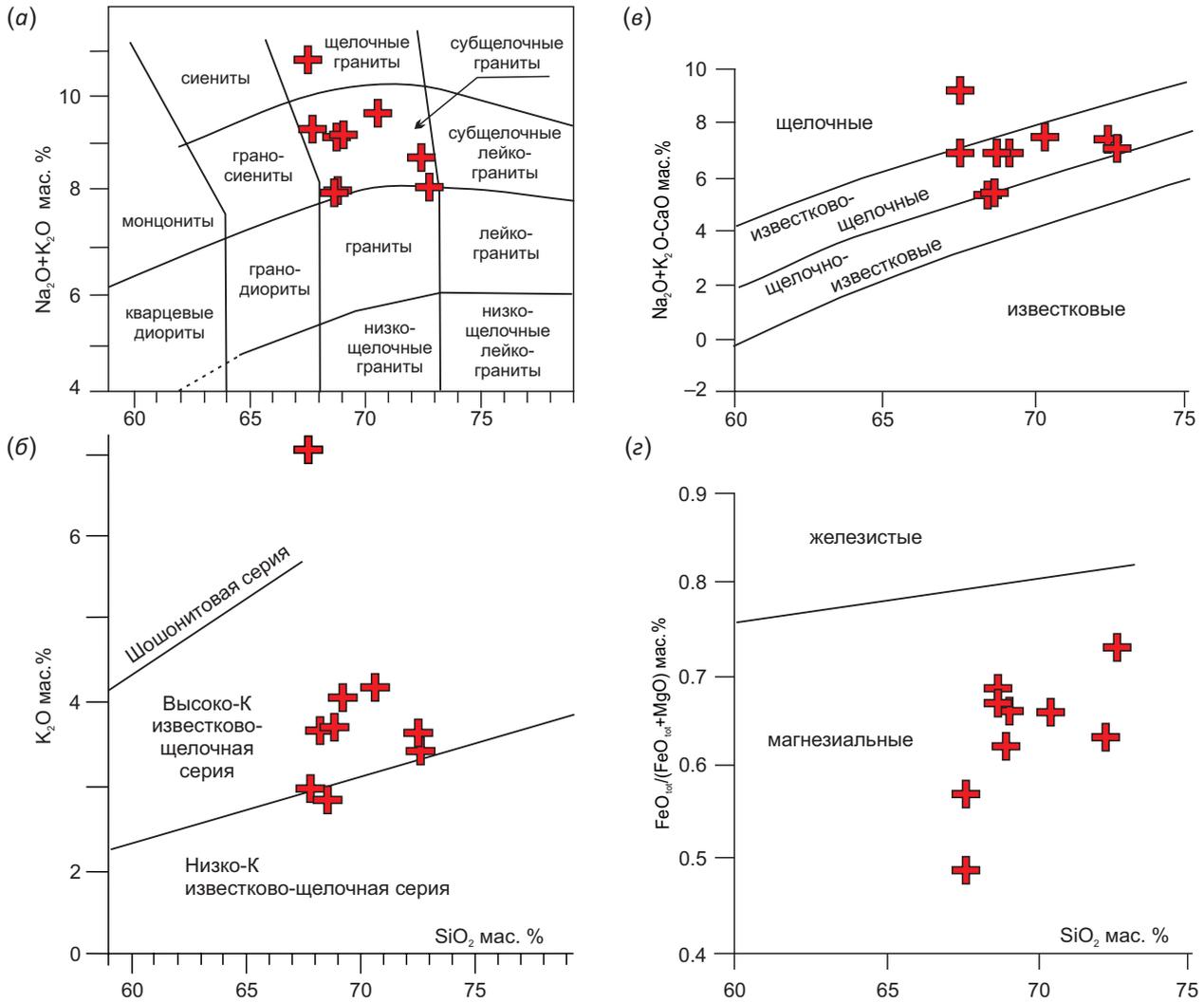


Рис. 2. Петрохимическая характеристика гранитоидов магдагачинского комплекса на классификационных диаграммах. (а) – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [Bogatikov, 1983]; (б) – $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ [Le Bas et al., 1986]; (в) – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}) - \text{SiO}_2$; (г) – $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ по [Frost et al., 2001].

Fig 2. Petrochemical characteristics of granitoids of the Magdagachi complex on classification diagrams. (а) – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ [Bogatikov, 1983]; (б) – $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ [Le Bas et al., 1986]; (в) – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}) - \text{SiO}_2$; (г) – $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (after [Frost et al., 2001]).

при $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7.86-10.92$ мас. %, с повышенными концентрациями Na_2O (в основном более 5.0 мас. %) при соотношении $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.25-1.81$. В единичном случае – 0.57. Породы магнезиальные (рис. 2, г), пералюминиевого ряда при ASI (индекс насыщенности алюминием) = 1.06–0.86, что характеризует их как образования I-типа [Zen, 1986].

На петрогенной диаграмме соотношения $\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2$ (рис. 3, а) фигуративные точки всех пород комплекса концентрируются вблизи тренда I-типа гранитоидов. На диаграмме (рис. 3, б) составы гранитоидов соответствуют нефракционированным образованиям M-, I-, S-типа и только одно значение – фракционированным гранитоидам.

Можно предположить, что петро- и геохимические характеристики пород рассматриваемого комплекса наиболее близки гранитоидам I-типа. В работе [Chappell,

White, 1974] показано, что граниты этого типа формируются при частичном плавлении более древних образований.

Особенностью геохимического состава пород магдагачинского комплекса (см. табл. 1) являются повышенные концентрации Sr (670–1110 г/т), Ba (510–1290 г/т до 2400 г/т); частично повышенная Rb (82–160 г/т), Th (8.4–13.1 г/т) при пониженных содержаниях Nb (4.0–11.0 г/т), Ta (0.4–0.6 г/т) и при аномально низких концентрациях HREE (в г/т): Tb (0.18–0.22), Dy (0.66–1.45), Ho (0.10–0.22), Er (0.25–0.55), Tm (0.03–0.07), Lu (0.02–0.05), а также Y (3–7, в единичном случае 0.1) и Yb (0.17–0.42). Данные характеристики вещественного состава являются чертой, отличающей породы магдагачинского комплекса от образований раннемелового верхнеамурского комплекса, в состав которого они ранее включались (рис. 4). На хондритнормализованных

диаграммах фиксируется почти полное совпадение графиков, отображающих состав пород этих комплексов по содержанию LREE при резких различиях в концентрациях HREE. Значения соотношения $(La/Yb)_n$ для пород верхнеамурского комплекса не превышает $20(10.42-19.17)$ [Derbeko, 2012], тогда как в гранитоидах рассматриваемого комплекса они значительно выше: $(La/Yb)_n=26.45-64.13$. В этих породах графики также фиксируют положительную Eu-аномалию или ее отсутствие: $(Eu/Eu^*)_n=0.77-1.23$ (рис. 4).

По определению [Defant et al., 1992], классическими адакитами считаются породы с высокими соотношениями Sr/Y и концентрациями Sr (>540 г/т), Al_2O_3 (более 15 мас. %) и LREE; низкими содержаниями Y (<15 г/т), MgO (менее 3.0 мас. %), Ni, Cr и HREE, при отсутствии очевидных отрицательных аномалий Eu. Как видим из приведенного выше описания гранитоидов магдагачинского комплекса, их геохимические характеристики соответствуют определению «классические адакиты», что подтверждается расположением фигуративных

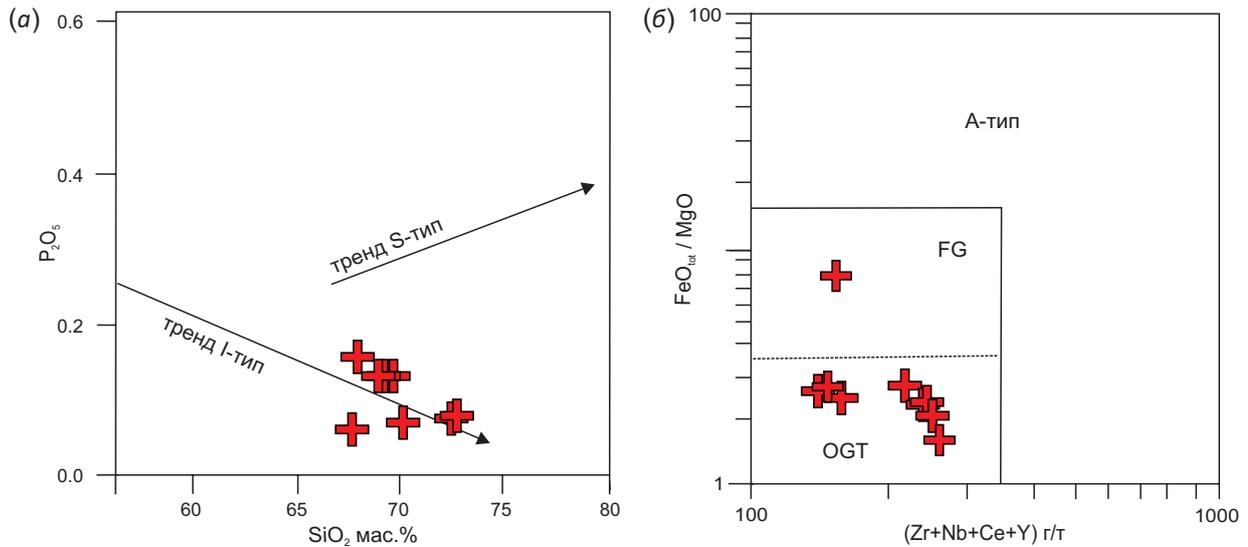


Рис. 3. Диаграммы определения петрогеохимического типа гранитоидов магдагачинского комплекса. (а) - $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3 - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ [Chappell, White, 1992]; (б) - $FeO_{tot}/MgO - Zr+Nb+Ce+Y$ [Whalen et al., 1987], поля пород: FG – фракционированных и OGT – нефракционированных M-, I-, S-типа.

Fig. 3. Diagrams for determining petrogeochemical types of granitoids of the Magdagachi complex. (a) - $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3 - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ [Chappell, White, 1992]; (б) - $FeO_{tot}/MgO - Zr+Nb+Ce+Y$ [Whalen et al., 1987], rock fields: FG – fractionated, and OGT – not fractionated M-, I-, S-types.

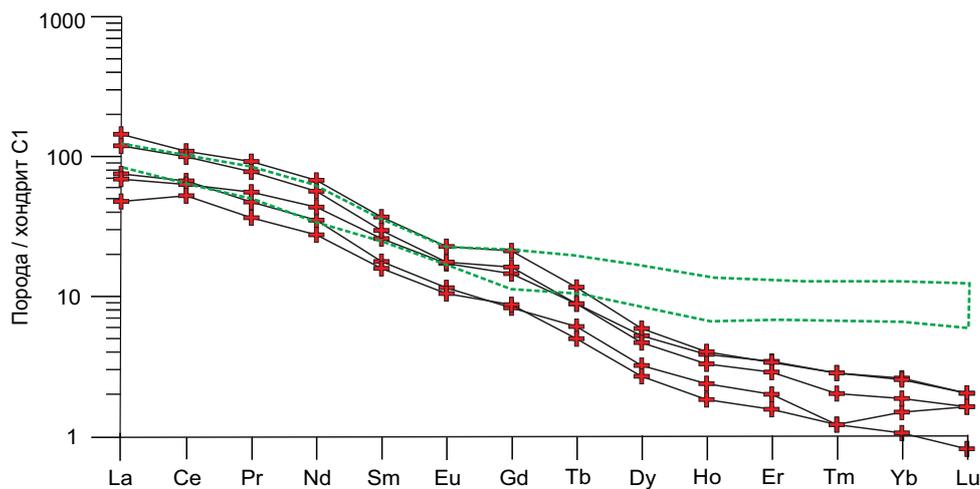


Рис. 4. Концентрации редкоземельных элементов в гранитоидах магдагачинского plutонического комплекса, нормализованные к составу хондрита по [Sun, McDonough, 1989]. Пунктирная линия – контур раннемеловых гранитоидов известково-щелочной серии: верхнеамурского и буриндинского комплексов.

Fig. 4. REE concentrations in granitoids of the Magdagachi plutonic complex, normalized to the chondrite composition (after [Sun, McDonough, 1989]). Dashed line – contour of the early Cretaceous granitoids of the calc-alkaline series: Upper Amur and Burinda complexes.

точек пород комплекса на классификационных диаграммах $(La/Yb)_n - Y_{bn}$ [Martin, 1993, 1999] и $Sr/Y - Y$ [Defant et al., 1992], где они проецируются на поле типичных адакитовых серий мира (рис. 5).

Изучение «обширной геохимической базы» пород адакитовой серии позволило Мартину с соавторами [Martin et al., 2005] подразделить эти образования на две композиционные группы: высококремнеземистые и низкокремнеземистые адакиты. На диаграммах соотношения петрогенных и редких элементов (рис. 6) фигуративные точки рассматриваемых гранитоидов попадают в поле высококремнеземистых адакитов.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. ГЕНЕЗИС

Существующие генетические представления о формировании гранитоидов магдагачинского комплекса весьма неоднозначны. Исследователи выделяли их как фациальную разновидность раннемеловых известково-щелочных образований [Strikha, 2001, 2006] или как позднеюрский самостоятельный комплекс известково-щелочной серии [Kozyrev et al., 2002a, 2002b; Sorokin et al., 2004]. Петрохимические и геохимические характеристики рассматриваемых гранитоидов позволили выделить их из состава раннемеловых дифференцированных комплексов известково-щелочной серии и отнести к образованиям адакитовой серии [Derbeko, 2015].

В настоящее время в литературе рассматривается несколько генетических схем образования адакитов и адакитоподобных пород. Считается, что они могут формироваться в результате плавления метабазальтов в подошве мощной континентальной коры [Martin, 1999;

Martin et al, 2005; Petford, Atherton, 1996; Guo F. et al., 2006; Guo Z. et al., 2007; Lai et al., 2007; Gu et al., 2013; Ma et al., 2015; Liu et al., 2017] при плавлении пород субконтинентальной литосферной мантии, метасоматизированных адакитовым расплавом [Bourdon et al., 2002; Martin et al., 2005; Bryant et al., 2006], а также в результате сложных процессов фракционирования при возможном отсутствии переплавления слэба [Macpherson et al., 2006]. Однако приоритетными условиями при формировании адакитов считаются условия плавления субдуцирующей океанической литосферы [Kay, 1978; Defant et al., 1992; Kay et al., 1993; Lomize, 2003; Avdeiko et al., 2011]. Есть мнение, что присутствие адакитов в пределах магматического ареала свидетельствует о начальном этапе субдукционного процесса [Lomize, 2003; Castillo, 2006; Avdeiko et al., 2011]. Этот факт объясняет совмещение по времени формирования разных по геохимическим характеристикам пород магдагачинского комплекса и образований вулканоплутонических комплексов раннего мела.

В работе [Ma et al., 2015] приведено сравнение характеристик адакитов различных геодинамических обстановок, в формировании которых принимала участие нижняя континентальная кора. Авторами рассмотрены мезозойские континентальные адакитовые породы района Янцзы, Северо-Китайского кратона, Центральных Анд, Тибетского плато и Деби (Dabie) орогена. С использованием диаграммы соотношения $(Sm/Yb)_n - Y_{bn}$ ими предложена модель для частичного плавления двупироксенового гранулита, не содержащего гранат, гранулита с содержанием 5 % граната, эклогита с содержанием

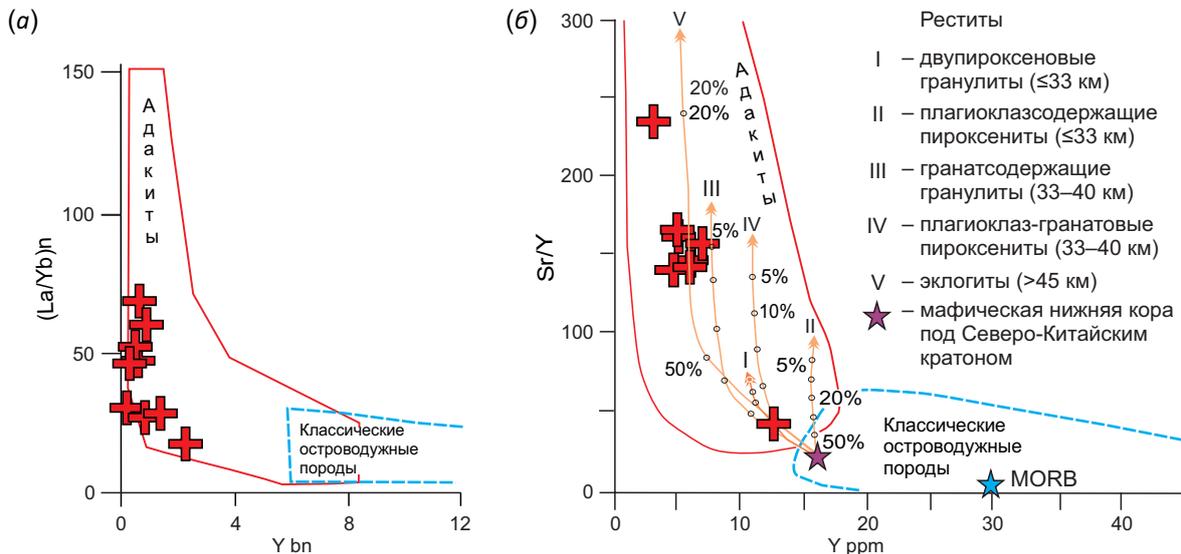


Рис. 5. Положение гранитоидов магдагачинского комплекса на диаграммах. (а) – $(La/Yb)_n - Y_{bn}$ [Martin, 1993], где значения нормализованы к примитивной мантии по [Sun, McDonough, 1989]; (б) – $Sr/Y - Y$ [Defant et al., 1992]. Кривые частичного плавления рассчитаны для периодического плавления мафитов нижней коры Северо-Китайского кратона из работы [Ma et al., 2015].

Fig. 5. Positions of granitoids of the Magdagachi complex in diagrams. (a) – $(La/Yb)_n - Y_{bn}$ [Martin, 1993], normalization to primitive mantle (after [Sun, McDonough, 1989]); (б) – $Sr/Y - Y$ [Defant et al., 1992]. Partial melting curves are calculated for periodic melting of lower crust mafites of the Northern China craton (after [Ma et al., 2015]).

50 % граната. Содержания Sm и Yb нормализованы к составу источника MORB. Фигуративные точки гранитоидов магдагачинского комплекса (рис. 7) попадают в совмещенное поле классических и орогенных адакитов, формирование которых происходило на глубине от 33 до 50 км и более при участии гранатсодержащего рестита с содержанием граната 5–50 %.

Этому факту не противоречит положение рассматриваемых пород на диаграмме (см. рис. 5, б), где они соответствуют «классическим» адакитам, сформированным на глубине более 45 км за счет плавления эклогита

с содержанием граната 20–50 %. Участие эклогита в становлении рассматриваемых гранитоидов подтверждается соотношением значений $(La/Yb)_n - Yb_n$ по [Shaw et al., 2003] (рис. 8, а). На данной диаграмме фигуративные точки пород магдагачинского комплекса располагаются вдоль тренда, соответствующего кварцевым эклогитам. А по соотношению таких некогерентных элементов, как $Ba/Nb - La/Nb$ (рис. 8, б), почти все значения соответствуют области гранулитов.

Как было указано выше, гранитоиды магдагачинского комплекса по петрогеохимическим характеристикам

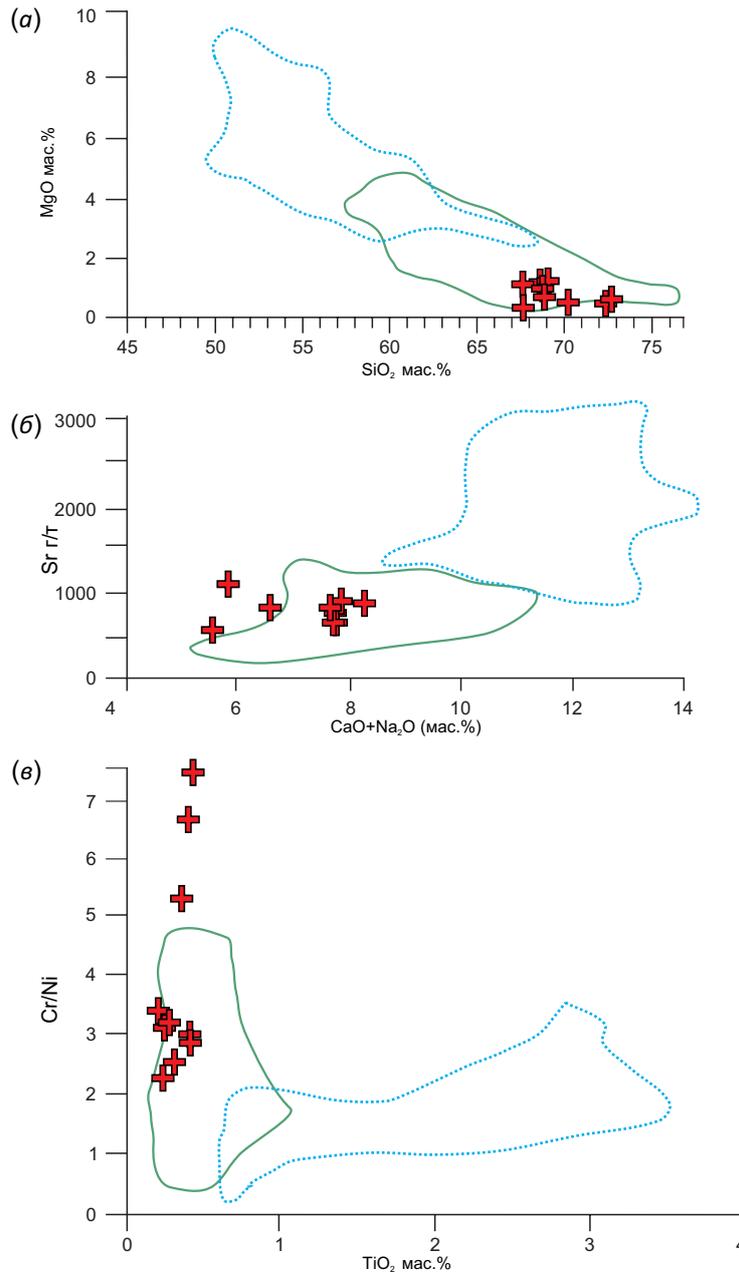


Рис. 6. Положение гранитоидов магдагачинского комплекса на диаграммах соотношения [Martin et al., 2005].

(а) – MgO – SiO₂; (б) – Sr – (CaO+Na₂O); (е) – Cr/Ni – TiO₂. Сплошная линия – высококремнеземистые адакиты; линия точками – низкокремнеземистые адакиты.

Fig. 6. Positions of granitoids of the Magdagachi complex in ratio diagrams [Martin et al., 2005].

(а) – MgO – SiO₂; (б) – Sr – (CaO+Na₂O); (е) – Cr/Ni – TiO₂. Solid line – high-silica adakites; dotted line – low-silica adakites.

принадлежат высокоглиноземистым и высококремнистым адакитам [Martin, 1999; Martin et al., 2005].

По изотопно-геохимическим характеристикам (см. табл. 2) они относятся к отрицательному ϵNd -типу с $\epsilon\text{Nd}(T) = (-3.3) - (-4.6)$.

При этом значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляют немногим более 0.706 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7069 - 0.7071$), а изотопный состав кислорода, определенный по валовой пробе из граносиенитов [Strikha, 2005], составляет 7.5%. Это значение близко не только такому значению в островодужных образованиях Курило-Камчатской дуги, где магмы контаминированы в мантии субдуцированным материалом [Pokrovsky, Volynets, 1999], а также и мантийным значениям, что может говорить о присутствии мантийного источника, роль которого, возможно, заключалась в плавлении нижней континентальной коры. Это подтверждается соотношением изотопов стронция и неодима в породах магдагачинского комплекса (рис. 9): при формировании адакитов в процесс плавления были вовлечены образования утолщенной нижней коры.

Область развития пород магдагачинского комплекса приурочена к территории развития докембрийских образований Гонжинского блока (см. рис. 1, б), среди которых значительный объем составляют биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-двуслюдяные, дистен-гранат-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые гнейсы, а также роговообманковые кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов.

Согласно экспериментальным данным [Patiño Douce, 1999; Patiño Douce, Beard, 1995], плавление биотитовых гнейсов и кварцевых амфиболитов при давлении

более 12.5 кбар создает условия присутствия граната в остаточной фазе. Путем моделирования установлено [Thorkelson, Breitsprecher, 2005], что при частичном плавлении слэба адакитовые магмы могут формироваться на глубинах от 25 до 90 км при давлении ниже стабильности граната (6–28 кбар) и при температуре от 650 до 1050 °С.

Гранитоиды магдагачинского комплекса формировались на глубине от 33 до 50 км (см. рис. 5, 6; 7), что соответствует давлению не более 13 кбар. Необходимым условием генерации высококремнеземистых адакитов являются: давление больше или равное 10–12 кбар и равновесие расплава с гранатосодержащим реститом (см. рис. 5, 6). Согласно этим показателям, формирование гранитоидов происходило в обстановке субдукции в результате плавления фронтальной части слэба на контакте с горячей астеносферой (при температуре до 1300°). Следует отметить, что только при ортогональном угле субдукции возможно плавление океанической коры, а также и ее взаимодействие не только с вышележащей мантией, но и с континентальной корой [Stern, Kilian, 1996]. В таком случае при образовании рассматриваемых пород плавлению могли подвергаться высокометаморфизованные нижнекоревые докембрийские образования (рис. 9). Контакт с горячей астеносферой являлся основным источником тепла, а увеличению тепловых характеристик способствовали механические параметры при ее погружении и возраст субдуцируемой плиты (менее 25 млн лет при субдукции плиты Изаанаги [Zhang et al., 2000] и около или менее 25 млн лет при субдукции образований Монголо-Охотского бассейна [Derbeko, 2019]).

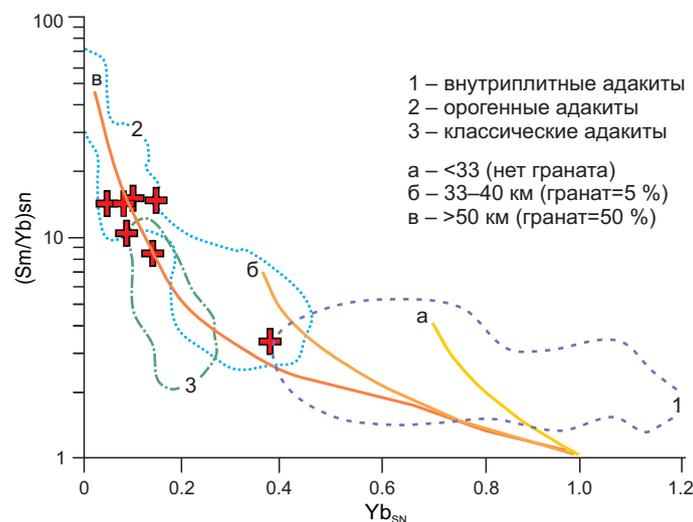


Рис. 7. Положение гранитоидов магдагачинского комплекса на диаграмме $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sn}} - \text{Yb}_{\text{sn}}$ [Ma et al., 2015].

Положение внутриплитных адакитов (1), представленных мезозойскими континентальными адакитовыми породами Северо-Китайского кратона; орогенных адакитов (2), представленных адакитами Центральных Анд, Тибетского плато и Деби (Dabie) орогена; классических адакитов (3). Элементы нормализованы к составу MORB по [Arevalo, McDonough, 2010].

Fig. 7. Positions of granitoids of the Magdagachi complex on the $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sn}} - \text{Yb}_{\text{sn}}$ diagram [Ma et al., 2015].

Positions of intraplate adakites (1) (represented by the Mesozoic continental adakites of the Northern China craton), orogenic adakites (2) (from Central Andes, Tibetan plateau and Dabie orogen), and "classical" adakites (3). Normalization to the MORB composition (after [Arevalo, McDonough, 2010]).

При рассмотрении тектонического сценария с участием субдукции образований Монголо-Охотского бассейна следует учесть, что субдукционные процессы в регионе были спровоцированы встречным движением Сибирского и Северо-Китайского кратонов, которое проходило по принципу «смыкающихся ножниц» [Zonnenshain et al., 1990], – имела место косая субдукция. В таком случае нельзя исключать возможность формирования адakitовых гранитов магадагачинского комплекса на контакте с горячей астеносферой боковых частей слэба в субдукционных окнах, образующихся

при косо́й субдукции. При любом тектоническом сценарии в составе источника родоначальных расплавов могло принимать участие как мантийное, так и коровое вещество.

6. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Существует общепринятое мнение, что гранитоиды магадагачинского комплекса формировались в коллизионной обстановке, создаваемой сближением Амурского супертеррейна и Сибирского кратона [Strikha, 2001, 2006; Sorokin et al., 2004; Kozyrev et al., 2002a, 2002b].

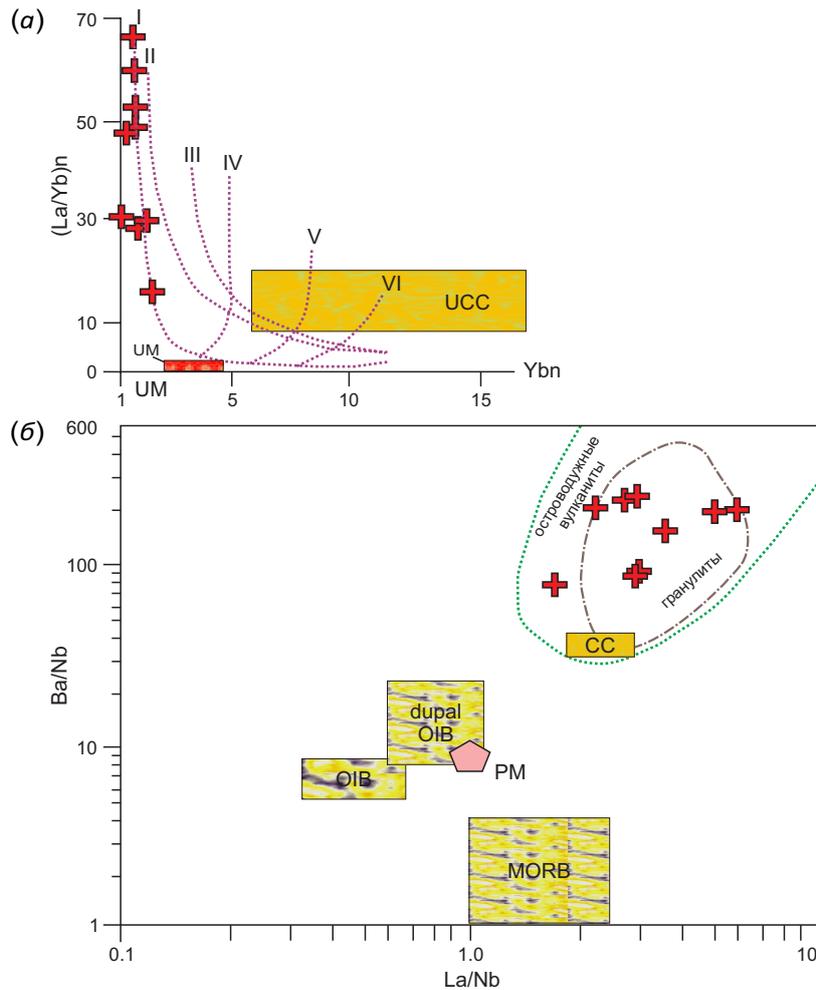


Рис. 8. Положение гранитоидов магадагачинского комплекса на диаграммах. (а) – соотношения $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ по [Defant, Drummond, 1990; Shaw et al., 2003] с вынесенными трендами плавления источников по [Barbarin, 1990]: I – кварцевые эклогиты; II – гранатовые амфиболиты; III – амфиболиты; IV – гранатсодержащая мантия с содержанием граната 10 %; V – гранатсодержащая мантия с содержанием граната 5 %; VI – гранатсодержащая мантия с содержанием граната 3 %; UM – верхняя мантия; UCC – верхняя континентальная кора. (б) – соотношения $Ba/Nb - La/Nb$ по [Jahn et al., 1999]. Буквенные обозначения: PM – примитивная мантия по [Sun, McDonough, 1989]; CC – средняя континентальная кора по [Taylor, McLennan, 1985]; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов по [Le Roux, 1986]; поле пород вулканических дуг и архейских гранулитов по [Jahn, Zhang, 1984].

Fig. 8. Positions of granitoids of the Magdagachi complex in diagrams. (a) – $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ ratio (after [Defant, Drummond, 1990; Shaw et al., 2003]), trends of source melting (after [Barbarin, 1990]): I – quartz eclogites; II – garnet amphibolites; III – amphibolites; IV–VI – garnet-containing mantle: IV – garnet content of 10 %, V – 5 %, VI – 3 %; UM – upper mantle; UCC – upper continental crust. (б) – $Ba/Nb - La/Nb$ ratio (after [Jahn et al., 1999]). PM – primitive mantle (after [Sun, McDonough, 1989]); CC – middle continental crust (after [Taylor, McLennan, 1985]); OIB – oceanic island basalts (after [Le Roux, 1986]); MORB – basalts of mid-oceanic ridges (after [Le Roux, 1986]); field of volcanic arc rocks and Archean granulites (after [Jahn, Zhang, 1984]).

По времени формирования породы магдагачинского комплекса предшествовали становлению раннемелового известково-щелочного верхнеамурского комплекса: 140–128 млн лет, а отчасти и совпадали с ним, что явилось причиной их совместного становления и выделения первых как фашиальной разновидности более поздних образований [Strikha, 2006]. Породы верхнеамурского комплекса совместно с известково-щелочными комплексами: плутоническим (140–124 млн лет) и вулканическим (130–122 млн лет) – образуют северный фланг магматического пояса Большого Хингана [Gordienko et al., 2000; Derbeko, 2012]. По данным [Maruyama, Seno, 1986; Zhang et al., 2000], этот временной интервал в регионе соответствует пологой субдукции океанической плиты Изагаги под восточную окраину Азии. В результате экспериментов установлено [Liu et al., 1996], что при субдукции горячего слэба, какой и являлась на тот момент молодая океаническая кора, происходит его плавление даже на глубинах менее 60 км. Можно предположить, что субдукция плиты Изагаги под континентальную окраину Азии продуцировала образование адакитовых расплавов. На этот факт указывают низкие содержания Y-Yb и высокие соотношения Sr/Y и La/Yb в рассматриваемых породах. При этом адакитовые расплавы, поднимаясь к поверхности, проходили через высокометаморфизованные докембрийские образования, широко развитые в регионе, что, вероятно, и отразилось в формировании высококремнеземистых адакитов.

Но нельзя исключить и другой тектонический сценарий. Согласно позднемезозойской эволюции рассматриваемого региона, формирование адакитового плутонического комплекса могло быть связано с закрытием Монголо-Охотского бассейна и соответствовать этапу, когда происходила симметричная субдукция океанического ложа бассейна в северном и южном направлении,

обусловленная встречным движением Сибирского и Северо-Китайского кратонов. Это объясняет становление подобных пород как в северном [Larin et al., 2001], так и в южном [Derbeko, 2015] обрамлении пояса. Есть обоснования [Lomize, 2003; Castillo, 2006; Avdeiko et al., 2011], что адакитовый магматизм связан с субдукционными процессами и соответствует их начальной стадии, что, вероятнее всего, можно предложить для объяснения образования адакитов магдагачинского комплекса. Объемы пород рассматриваемого комплекса значительно уступают объемам последующего известково-щелочного магматизма в регионе. Адакитовые гранитоиды встречаются в виде ксенолитов среди более поздних плутонических образований.

В южном обрамлении Монголо-Охотского пояса, на территории, расположенной юго-западнее изучаемой площади, авторы [Liu et al., 2017] выделяют следующие магматические этапы: 155 млн лет назад формируются породы, геохимическая характеристика которых позволяет сопоставить их с породами, относимыми нами к адакитам. По мнению [Liu et al., 2017], адакитовый магматизм сменился на известково-щелочной, который продолжался до 126 млн лет. Все эти события исследователи связывают с процессами субдукции, которые сопровождали закрытие Монголо-Охотского бассейна, и предполагают, что первичная магма была получена из частичного плавления утолщенной нижней коры.

Данные [Liu et al., 2017] говорят в пользу второго тектонического сценария. Они подтверждают процессы, происходящие в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса при последовательном закрытии Монголо-Охотского бассейна. Это отражается в омоложении магматитов вдоль пояса с юго-запада на северо-восток при сохранении геохимических условий и вещественного состава пород: адакитовая серия – 155 млн лет сменяется на 145 млн лет; известково-щелочная серия

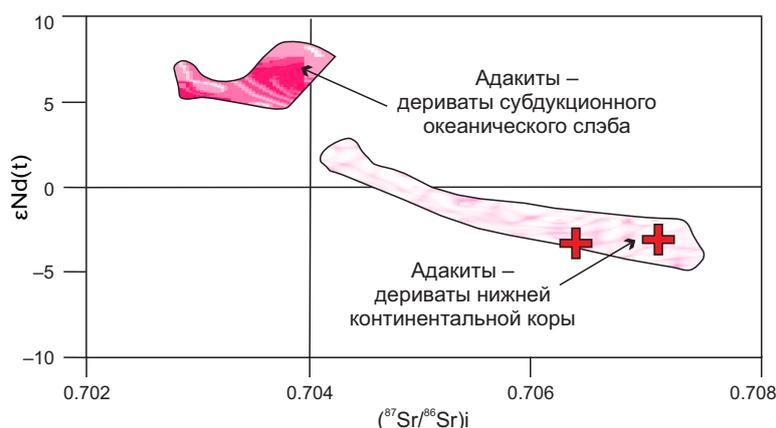


Рис. 9. Положение гранитоидов магдагачинского комплекса на диаграмме соотношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon\text{Nd}(t)$.

Поля адакитовых дериватов из субдукционного океанического слэба по данным [Defant, Drummond, 1990; Kay, 1978; Sajona et al., 1993] и континентальной нижней коры по данным [Muir et al., 1995; Petford, Atherton, 1996; Wang et al., 2005; Wen et al., 2008; Topuz et al., 2011].

Fig. 9. Positions of granitoids of the Magdagachi complex in diagram $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon\text{Nd}(t)$.

Fields of adakite derivatives from a subduction oceanic slab (after [Defant, Drummond, 1990; Kay, 1978; Sajona et al., 1993]) and lower continental crust (after [Muir et al., 1995; Petford, Atherton, 1996; Wang et al., 2005; Wen et al., 2008; Topuz et al., 2011]).

на территории Китая завершилась 126 млн лет назад, а на рассматриваемой территории – около 120 млн лет назад.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Субщелочные гранитоиды в южном обрамлении МООП выделены в самостоятельный комплекс еще в 1985 г. Отличить их от близких по кремнекислотности известково-щелочных образований и установить принадлежность к группе адакитов стало возможным лишь с проведением прецизионных геохимических и изотопных исследований [неопубликованные данные авторов; *Kozyrev et al., 2002a, 2002b; Volkova et al., 2002; Sorokin et al., 2003, 2004; Strikha, 2006; Derbeko, 2015*]. В результате проведенного анализа установлено следующее.

1. В составе гранитоидов магдагачинского комплекса присутствуют повышенные концентрации Sr и Ba, пониженные содержания Nb, Ta, аномально низкие концентрации HREE, а также Y и Yb. Для них характерно значительное фракционирование редкоземельных элементов, высокие соотношения Sr/Y, повышенные содержания Eu. Эти характеристики указывают на принадлежность гранитоидов магдагачинского комплекса к породам, типичным для образований адакитовых серий мира.

2. Формирование гранитоидов адакитовой серии происходило в обстановке субдукции в результате плавления фронтальной части слэба на контакте с горячей астеносферой или на контакте с горячей астеносферой боковых частей слэба в субдукционных окнах, образующихся при косо́й субдукции. Вероятно, процесс происходил при ортогональном угле субдукции, так как только в этом случае возможно плавление океанической коры и взаимодействие флюидов с вышележащей мантией и континентальной корой. В таком случае при образовании рассматриваемых пород плавлению подвергались высокометаморфизованные нижнекоровые докембрийские образования, а в составе источника родоначальных расплавов могло принимать участие как мантийное, так и коровое вещество.

3. На данном этапе изученности сложно сделать конкретные выводы по тектоническому сценарию условий формирования адакитовых гранитоидов магдагачинского комплекса. Рассматриваются два варианта, но подтвердить приоритетность одного из них пока не представляется возможным. Эта проблема требует дальнейшего изучения.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность рецензентам (особенно Е.В. Складову), замечания и предложения которых были учтены при подготовке статьи, а также сотрудникам ИГиП ДВО РАН Е.В. Ушаковой и А.А. Зеневич; ИТиГ ДВО РАН Д.В. Авдееву, А.В. Штареву, Л.С. Бокоренко, А.Ю. Лушниковой и В.Е. Зазулиной; ИГЕМ РАН Т.И. Олейниковой, проводившим аналитические исследования пород.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Arevalo Jr., McDonough W.F., 2010. Chemical Variations and Regional Diversity Observed in MORB. *Chemical Geology* 271 (1–2), 70–85. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.12.013>.

Avdeiko G.P., Palueva A.A., Kuvikas O.V., 2011. Adakites in Subduction Zones of the Pacific Ring: Review and Analysis of Geodynamic Conditions for Their Formation. *Bulletin of KRAESC. Earth Sciences* 1 (17), 45–60 (in Russian) [Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Т. 1. № 17. С. 45–60].

Barbarian B., 1990. Granitoids: Main Petrogenetic Classifications in Relation to Origin and Tectonic Setting. *Geological Journal* 25 (3–4), 227–238. <https://doi.org/10.1002/gj.3350250306>.

Bogatikov O.A. (Ed.), 1983. *Igneous Rock. Part 1*. Nauka, Moscow, 367 p. (in Russian) [Магматические горные породы / Ред. О.А. Богатиков. М.: Наука, 1983. Ч. 1. 367 с.].

Bourdon E., Eissen J-P, Monzier M., Robin C., Martin H., Cotton J., Hall M.L., 2002. Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for Slab Melt Metasomatism beneath Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology* 43 (2), 199–217. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.2.199>.

Bryant J.A., Yogodzinski G.M., Hall M.L., Lewicki J.L., Bailey D.G., 2006. Geochemical Constraints on the Origin of Volcanic Rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology* 47, 1147–1175. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl006>.

Castillo P.R., 2006. An Overview of Adakite Petrogenesis. *Chinese Science Bulletin* 51, 257–268. <https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7>.

Chappell B.W., White A.I.R., 1974. Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology* 8, 173–174.

Chappell B.W., White A.J.R., 1992. I- and S-Type Granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83 (1–2), 1–26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>.

Defant M.J., Drummond M.S., 1990. Derivations of Some Modern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere. *Nature* 347, 662–665. <http://dx.doi.org/10.1038/347662a0>.

Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R. C., Stewart R.H., 1992. The Geochemistry of Young Volcanism throughout Western Panama and South-Eastern Costa Rica: An Overview. *Journal of Geological Society* 149, 569–579. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0569>.

Derbeko I.M., 2012. Late Mesozoic Volcanism of the Mongol-Okhotsk Belt (Eastern Termination and Southern Frame of the Belt' Eastern Flank). LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co.KG, Saarbrücken, 97 p. (in Russian) [Дербекко И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co.KG, 2012. 97 с.].

Derbeko I.M., 2015. Mesozoic Adakite Volcano Plutonic Complex of the Upper Amur Region (Russia). In: Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks. KSC RAS, Petrozavodsk, p. 153–155 (in Russian) [Дербекко И.М. Мезозойский адakitовый вулканоплутонический комплекс Верхнего Приамурья (Россия) // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2015. С. 153–155].

Derbeko I.M., 2018. Magmatism as an Indicator of Synchronous Geodynamic Events in the Frame of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt. In: Problems of Tectonics and Geodynamics of the Earth's Crust and Mantle. Materials of the L Tectonic Meeting. V. 1. GEOS, Moscow, p. 142–146 (in Russian) [Дербекко И.М. Магматизм как показатель синхронных геодинамических событий в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 142–146].

Derbeko I.M., 2019. The Role of Subduction Processes during the Closure of the Eastern Flank of the Mongol-Okhotsk Basin. In: Tectonics, Deep Structure and Mineralogy of East Asia. The X Kosygin Readings. Materials of the All-Russia Conference with International Participation (September 10–12, 2019). Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, p. 27–32 (in Russian) [Дербекко И.М. Роль субдукционных процессов при закрытии восточного звена Монголо-Охотского бассейна // Тектоника, глубинное строение и минералогия востока Азии. X Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конференции с международным участием (10–12 сентября 2019). Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2019. С. 27–32].

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.G., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Gordienko V.I., Klimuk V.S., Quan Heng, 2000. Upper Amur Volcano Plutonic Belt of East Asia. *Geology and Geophysics* 41 (12), 1655–1669 (in Russian) [Гордиенко В.И., Климуков В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1655–1669].

Gu H.-O., Xiao Y., Santosh M., Li W.-Y., Yang X., Pack A., Hou Z., 2013. Spatial and Temporal Distribution of Mesozoic Adakitic Rocks along the Tan-Lu Fault, Eastern China: Constraints on the Initiation of Lithospheric Thinning. *Lithos* 177, 352–365. <https://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.07.011>.

Guo F., Fan W., Li C., 2006. Geochemistry of Late Mesozoic Adakites from the Sulu Belt, Eastern China: Magma Genesis and Implications for Crustal Recycling beneath Continental Collisional Orogens. *Geological Magazine* 143 (1), 1–13. <https://doi.org/10.1017/S0016756805001214>.

Guo Z., Wilson M., Liu J., 2007. Post-Collisional Adakites in South Tibet: Products of Partial Melting of Subduction-Modified Lower Crust. *Lithos* 96 (1), 205–224. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.011>.

Jahn B.-M., Wu F.Y., Lo C.H., Tsai C.H., 1999. Crust – Mantle Interaction Induced by Deep Subduction of the Continental Crust: Geochemical and Sr–Nd Isotopic Evidence from Post-collisional Mafic – Ultramafic Intrusions of the Northern Dabie Complex, Central China. *Chemical Geology* 157 (1–2), 119–146. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00197-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00197-1).

Jahn B.-M., Zhang Z.Q., 1984. Archaean Granulite Gneisses from Eastern Hebei Province, China: Rare Earth Geochemistry and Tectonic Implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 85, 224–243. <https://doi.org/10.1007/BF00378102>.

Kay R.W., 1978. Aleutian Magnesian Andesites: Melts from Subducted Pacific Ocean Crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4 (1–2), 117–132. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(78\)90032-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(78)90032-X).

Kay S.M., Ramos V.A., Marquez Y.M., 1993. Evidence in Cerro Pampa Volcanic Rocks for Slab-Melting Prior to Ridge-Trench Collision in Southern South America. *Journal of Geology* 101 (6), 703–714. <https://doi.org/10.1086/648269>.

Kozlovsky E.A. (Ed.), 1988. *Geology of the BAM Zone. Geological Structure. V. 1. Nedra, Leningrad, 443 p.* (in Russian) [Геология зоны БАМ. Геологическое строение / Ред. Е.А. Козловский. Л.: Недра, 1988. Т. 1. 443 с.].

Kozyrev S.K., Volkova Yu.R., Ignatenko N.N., Mavrin-skaya S.A., Popov M.A., Trutneva N.V., 2002a. State Geological Map of the Russian Federation. Zeya Series. Scale 1:200000. Sheet N-51-XXIV. Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 113 p. (in Russian) [Козырев С.К., Волкова Ю.Р., Игнатенко Н.Н., Мавринская С.А., Попов М.А., Трутнева Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Зейская. Лист N-51-XXIV. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 113 с.].

Kozyrev S.K., Volkova Yu.R., Ignatenko N.N., Popov M.A., Ignatenko O.N., 2002b. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200000. Zeya Series. Sheets N-51-XXIII, N-51-XXIX. Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 112 p. (in Russian) [Козырев С.К., Волкова Ю.Р., Игнатенко Н.Н., Попов М.А., Игнатенко О.Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Зейская. Листы N-51-XXIII, N-51-XXIX. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 112 с.].

Lai S.C., Qin J.F., Li Y.F., 2007. Partial Melting of Thickened Tibetan Crust: Geochemical Evidence from Cenozoic Adakitic Volcanic Rocks. *International Geological Review* 49, 357–373. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.49.4.357>.

Larin A.M., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Sergeeva N.A., Yakovleva S.Z., 2001. Mesozoic Granites of the Chubachi Massif of the Tukuringra Complex (Dzhugdzhur-Stanovoy Folded Area): New Geochemical, Geochronological and Isotope Geochemical Data. *Petrology* 9 (4), 417–432 (in Russian) [Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингрского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 417–432].

Le Bas M., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total-Silica Diagram. *Journal Petrology* 27 (3), 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.

Le Roux A.P., 1986. Geochemical Correlation between Southern African Kimberlites and South Atlantic Hot Spot. *Nature* 324, 243–245. <https://doi.org/10.1038/324243a0>.

Liu J., Bohlen S.R., Ernst W.G., 1996. Stability of Hydrous Phases in Subducting Oceanic Crust. *Earth and Planetary Science Letters* 143 (1–4), 161–171. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00130-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00130-6).

Liu C., Zhou Z., Tang Y., Wu C., Li H., Zhu Y., Jiang T., Liu W., Ye B., 2017. Geochronology and Tectonic Settings of Late Jurassic – Early Cretaceous Intrusive Rocks in the Ulanhot Region, Central and Southern Da Xingan Range. *Geological Magazine* 154 (5), 923–945. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000418>.

Lomize M.G., 2003. Initial Phase of Subduction on Continental Margins. *Geotectonics* 5, 73–88 (in Russian) [Ломизе М.Г. Начальная фаза субдукции на континентальных окраинах // Геотектоника. 2003. № 5. С. 73–88].

Ma Q., Zheng J.P., Xu Y.G., Griffin W.L., Zhang R.S., 2015. Are Continental "Adakites" Derived from Thickened or Foundered Lower Crust? *Earth and Planetary Science Letters* 419, 125–133. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.02.036>.

Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F., 2006. Adakites without Slab Melting: High Pressure Differentiation of Island Arc Magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters* 243 (3–4), 581–593. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.034>.

Martin H., 1993. The Mechanisms of Petrogenesis of the Archaean Continental Crust – Comparison with Modern Processes. *Lithos* 30 (3–4), 373–388. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90046-F](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90046-F).

Martin H., 1999. Adakitic Magmas: Modern Analogues of Archaean Granitoids. *Lithos* 46 (3), 411–429. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00076-0).

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D., 2005. An Overview of Adakite, Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG), and Sanukitoid: Relationships and Some Implications for Crustal Evolution. *Lithos* 79 (1–2), 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>.

Martynyuk M.V., Ryamov S.A., Kondratieva V.A., 1990. Explanatory Note to the Schematic Map of Division and Correlation of Magmatic Complexes of the Khabarovsk Krai and the Amur Region. *Dalgeologia, Khabarovsk*, 215 p. (in Russian) [Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ЦТП ПГО «Дальгеология», 1990. 215 с.].

Maruyama S., Seno T., 1986. Orogeny and Relative Plate Motions: Example of the Japanese Islands. *Tectonophysics* 127 (3–4), 305–329. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90067-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90067-3).

Muir R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Eby G.N., Evans J.A., 1995. Geochemistry of the Cretaceous Separation Point Batholith, New Zealand: Granitoid Magmas Formed by

Melting of Mafic Lithosphere. *Journal of Geological Society of London* 152, 689–701. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.152.4.0689>.

Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril' S.I., Kirillova G.L., Kuzmin M.I., Nokleberg U., Prokopiev A.V., Timofeev V.F., Tomurtogoo O., Yan H., 2003. Model of Formation of Orogenic Belts of Central and Northeast Asia. *Pacific Geology* 22 (6), 7–41 (in Russian) [Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41].

Patiño Douce A.E., Beard J.S., 1995. Dehydration – Melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibole from 3 to 15 Kbar. *Journal of Petrology* 36 (3), 707–738. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.707>.

Patiño Douce A.E., 1999. What Do Experiments Tell Us about the Relative Contributions of Crust and Mantle to the Origin of Granitic Magmas? *Geological Society of London, Special Publications* 168 (1), 55–75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>.

Petford N., Atherton M.P., 1996. Na-Rich Partial Melts from Newly Underplated Basaltic Crust: The Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37 (6), 1491–1521. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.6.1491>.

Petruk N.N., Belikova T.V., Derbeko I.M., 2001. Geological Map of the Amur Region. Scale 1:500000. Explanatory Note. LLC Amurgeologia, Blagoveshchensk, 227 p. (in Russian) [Петрук Н.Н., Беликова Т.В., Дербек И.М. Геологическая карта Амурской области масштаба 1:500000: Объяснительная записка. Благовещенск: ООО «Амургеология», 2001. 227 с.].

Pokrovsky B.G., Volynets O.V., 1999. Geochemistry of Oxygen Isotopes in Effusive Rocks of the Kuril-Kamchatka Arc. *Petrology* 7 (3), 227–251 (in Russian) [Покровский Б.Г., Волынец О.В. Геохимия изотопов кислорода в эффузивах Курило-Камчатской дуги // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 227–251].

Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M.J., 1993. Initiation of Subduction and the Generation of Slab Melts in Western and Eastern Mindanao, Philippines. *Geology* 21 (11), 1007–1010. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C1007:IOSATG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C1007:IOSATG%3E2.3.CO;2).

Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Ibrahim K.M., 2003. Petrogenesis of the Largest Intraplate Volcanic Field on the Arabian Plate (Jordan): A Mixed Lithosphere – Asthenosphere Source Active by Lithospheric Extension. *Journal of Petrology* 44 (9), 1657–1679. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egg052>.

Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A., Kozyrev S.K., Sorokin A.P., 2004. Geochronology and Correlation of Mesozoic Magmatic Formations in the Northern Margin of the Amur Superterrane. *Stratigraphy. Geological Correlation* 12 (6), 36–52 (in Russian) [Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырев С.К., Сорокин А.П. Геохронология и корреляция мезозойских

магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С. 36–52].

Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A., Kozyrev S.K., Sorokin A.P., Voropaeva M.S., 2003. New Isotope Geochronological Data on Mesozoic Magmatic Formations of the Northeastern Margin of the Amur Superterrane. *Pacific Geology* 22 (2), 3–6 (in Russian) [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].

Stern C.R., Kilian R., 1996. Role of the Subducted Slab, Mantle Wedge and Continental Crust in the Generation of Adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281. <https://doi.org/10.1007/s004100050155>.

Strikha V.E., 2001. Late Mesozoic Granitoids of Gold-Bearing Ore-Magmatic Systems of the Upper Amur Region. In: *Genesis of Gold Deposits and Precious Metal Mining Methods*. Blagoveshchensk, p. 183–191 (in Russian) [Стриха В.Е. Позднемезозойские гранитоиды золотоносных рудно-магматических систем Верхнего Приамурья // Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов. Благовещенск, 2001. С. 183–191].

Strikha V.E., 2005. Early Jurassic Granitoids of the Chagoyansk and Shimanov Massifs of the Mamyn Block of the Amur Superterrane (Upper Amur Region). *Pacific Geology* 24 (5), 66–82 (in Russian) [Стриха В.Е. Раннеюрские гранитоиды Чагойанского и Шимановского массивов Мамынского блока Амурского супертеррейна (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 5. С. 66–82].

Strikha V.E., 2006. Late Mesozoic Collision Granitoids of the Upper Amur Region: New Geochemical Data. *Geochemistry* 8, 855–872 (in Russian) [Стриха В.Е. Позднемезозойские коллизионные гранитоиды Верхнего Приамурья: новые геохимические данные // Геохимия. 2006. № 8. С. 855–872].

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication 42, 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 379 p.

Thorkelson D.J., Breitsprecher K. 2005. Partial Melting of Slab Window Margins: Genesis of Adakitic and Non Adakitic Magmas. *Lithos* 79, 25–41. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.049>.

Topuz G., Okay A.I., Altherr R., Altherr R., Schwarz W.H., Siebel W., Zack T., 2011. Post-collisional Adakite-Like Magmatism in the Agvanis Massif and Implications for the Evolution of the Eocene Magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos* 125, 131–150. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.003>.

Volkova Yu.R., Ignatenko N.N., Popov M.A., Trutneva N.V., 2002. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Zeya Series. Sheet N-51-XXX. Explanatory Note. VSEGEI, Saint Petersburg, 131 p. (in Russian) [Волкова Ю.Р., Игнатенко Н.Н., Попов М.А., Трутнева Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Зейская. Лист N-51-XXX. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2002. 131 с.].

Wang Q., McDermott F., Xu J.-F., Bellon H.; Zhu Y.T., 2005. Cenozoic K-Rich Adakitic Volcanic Rocks in the Hohxil Area, Northern Tibet: Lower-Crustal Melting in an Intracontinental Setting. *Geology* 33, 465–468. <https://doi.org/10.1130/G21522.1>.

Wen D.R., Chung S.L., Song B., Iizuku Y., Yang H.J., Ji J.Q., Liu D.Y., Sylvain G., 2008. Late Cretaceous Intrusions of Adakitic Geochemical Characteristics, SE Tibet: Petrogenesis and Tectonic Implications. *Lithos* 105, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.02.005>.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A-Type Granites – Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95 (4), 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.

Zen E-An, 1986. Aluminum Enrichment in Silicate Melts by Fractional Crystallization: Some Mineralogical and Petrographic Constraints. *Journal of Petrology* 27, 1095–1117. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.5.1095>.

Zhang Hung, Zhao Chunjing, Yao Zhen, Quan Hen, 2000. Dynamic Basis of Mesozoic Volcanism in the Northern Part of Greater Khingan (PRC). *Pacific Geology* 19 (1), 109–117 (in Russian) [Чжан Хун, Чжао Чуньцзин, Яо Чжень, Цюань Хэнь. Динамические основы мезозойского вулканизма в северной части Большого Хингана (КНР) // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 1. С. 109–117].

Zonnenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M., 1990. *Tectonics of Lithospheric Plates of the USSR*. Book 1. Nedra, Moscow, 328 p. (in Russian) [Зонненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.1. М.: Недра, 1990. 328 с.].