

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ АДАКИТОВЫЕ ГРАНИТЫ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

© 2023 г. И. М. Дербеко*

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

*e-mail: derbeko@mail.ru

Поступила в редакцию 22.04.2022 г.

После доработки 14.07.2022 г.

Принята к публикации 01.08.2022 г.

В данной статье впервые доказывается принадлежность позднемезозойских субшелочных гранитоидов северного обрамления восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса к образованиям адакитовой серии. Этот вывод является результатом анализа оригинальных и опубликованных петрохимических, геохимических и изотопных (Sm-Nd, Rb-Sr) данных. Изученные гранитоиды характеризуются высокими значениями Sr/Y, Sr, Al_2O_3 , LREE при аномально низких концентрациях HREE и отсутствии отрицательных европиевых аномалий. Полученные результаты и анализ геодинамической обстановки этапа их формирования позволили предположить: гранитоиды образовались на глубине более 45 км в результате плавления пород с содержанием граната 20–50%, что соответствует плавлению нижнекоровых докембрийских образований, которые широко развиты в южном обрамлении Сибирского кратона. Предполагается, что источником исходных расплавов являлось как мантийное, так и коровое вещество. Такой процесс может быть обусловлен субдукционной обстановкой, когда происходит плавление фронтальной составляющей океанической плиты или ее боковых частей в субдукционных “окнах”. В результате предложено выделить позднеюрско-раннемеловой чубачинский адакитовый комплекс (149–138 млн лет). Его формирование предшествовало начальному этапу становления надсубдукционного дифференцированного известково-щелочного магматизма (140–122 млн лет) в северном обрамлении восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса.

Ключевые слова: Монголо-Охотский орогенный пояс, Монголо-Охотский бассейн, адакиты, гранитоиды, слэб, мантия, континентальная кора, субдукция, поздний мезозой

DOI: 10.31857/S0016752523010028, **EDN:** HZYUSC

ВВЕДЕНИЕ

Принято считать, что Монголо-Охотский орогенный пояс (МООП) окончательно сформировался в юре (Парфенов и др., 1999, 2003; Геодинамика..., 2006; Sun et al., 2013; Li et al., 2018). Однако анализ магматических событий, сопровождавших орогенез, свидетельствует о том, что окончательное формирование пояса произошло в конце мезозоя (Zhou et al., 2009; Derbeko, 2012; Zhang et al., 2019; Sun et al., 2021) в связи с закрытием Монголо-Охотского бассейна (рис. 1а).

При формировании всего МООП наблюдается закономерная последовательность в смене геодинамических событий с запада на восток: субдукционные обстановки сменяются на коллизионные. Что, в принципе, характерно при формировании почти всех орогенных поясов (Lom et al., 2018). Причиной последовательности смены геодинамических событий в данном случае явилось

встречное движение двух суперструктур: Сибирского и Северо-Китайского кратонов (рис. 1а). Кайнозойские тектонические перестройки (Derbeko, Kichanova, 2022) разделили пояс на два фланга: западный и восточный. Результаты этих процессов в пределах западного фланга значительно затухают более поздними тектоническими и магматическими событиями (Богатиков, Коваленко, 2006). В пределах восточного фланга (ВФ МООП) они фиксируются по становлению пород магматических комплексов, вещественные характеристики которых свидетельствуют об изменении геодинамических условий в регионе.

В конце поздней юры океанические образования Монголо-Охотского бассейна (МОБ) начинают погружаться под северное и южное континентальное обрамление, что сопровождается формированием надсубдукционных магматических комплексов (Zhou et al., 2009; Derbeko, 2012; Zhang et al., 2019; Sun et al., 2021). Но около

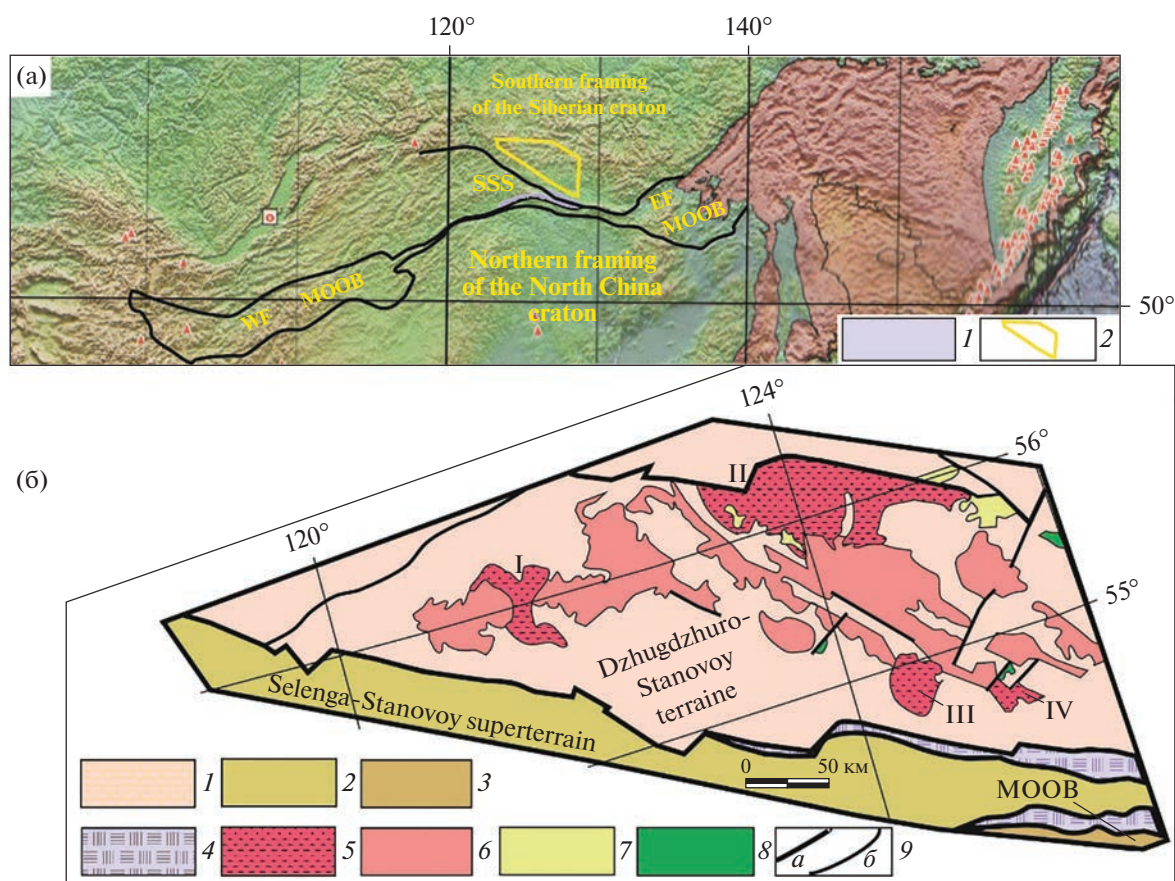


Рис 1. Схема размещения адакитовых гранитов в обрамлении МООП по отношению к основным тектоническим структурам и позднемезозойским магматическим образованиям.

(а) Пространственное положение МООП среди региональных структур востока Азии на карте (Bouysse, 2009). Зоны меланжа по (Великославинский и др., 2012; Derbeko, Kichanova, 2022) – 1. Территория исследований – 2.

(б) Схема пространственного размещения позднемезозойских адакитовых гранитоидов в северном обрамлении восточного звена МООП по (Геологическая..., 2002; данные автора). Докембрийские образования (AR-PR) Джугджуро-Станового супертеррейна – 1. Палеозой – раннемезозойские образования Селенгино-Станового супертеррейна – 2. Палеозойские образования МООП – 3. Зоны меланжа, сформированные в кайнозое, в результате тектонических процессов, отделивших южное обрамление Сибирского кратона от МООП (Великославинский и др., 2012; Derbeko, Kichanova, 2022) – 4. Массивы, сложенные адакитовыми гранитами чубачинского комплекса: Дырын-Юряхский (I), Чубачинский (II), Гетканский (III), Джелонский (IV) – 5. Раннемеловые гранитоиды – 6. Комагматичные раннемеловым гранитоидом вулканиты: известково-щелочные (126–122 млн лет) – 7, бимодальные (119–97 млн лет) – 8. Тектонические границы: а) региональные, б) прочие – 9.

120 млн лет назад субдукционная обстановка меняется на коллизионную (Derbeko, 2012). Изменение тектонической обстановки в пределах ВФ МООП подтверждают палеомагнитные данные китайских исследователей (Zhang et al., 2019). Ими рассчитано положение палеошироты в интервале 185–66 млн лет для контрольной точки 52° N 117° E в пределах ВФ МООП. Согласно этим данным, активное встречное движение двух суперструктур начинается в конце юры, что обусловило субдукционные процессы, и продолжалось до 120 млн лет. А с этого времени геодинамическая ситуация изменяется: она переходит в стадию коллизии.

Эти геодинамические сценарии сопровождались формированием в регионе значительных

объемов плутогенных и вулканогенных образований. Наиболее ранние позднемезозойские магматиты в южном обрамлении МООП представлены субщелочными гранитоидами магадацинского комплекса поздней юры–раннего мела (Derbeko, Chugaev, 2020). Авторы показали, что эти породы имеют характеристики высококремнеземистых адакитов (Derbeko, Chugaev, 2020). Их формирование происходило в условиях субдукции, а плавлению подвергались высокометаморфизованные нижнекоровые докембрийские образования. Установлено, что становление гранитоидов без временного перерыва (147–138 млн лет) сменяется (и частично совмещено) формированием раннемеловых известково-щелочных магматических комплексов (140–122 млн лет).

Породы, развитые в северном обрамлении ВФ МООП и сходные по своим петрохимическим характеристикам с выделенными адакитами на юге, исследователи относили к различным магматическим комплексам. Соответственно возраст этих гранитоидов варьировал от архейского до позднемелового (Мартынюк и др., 1990; Миронюк и др., 1996; Стриха, 1998, 2006, 2012; Карсаков и др., 2005; Неймарк и др., 1996; Ларин и др., 2000, 2001, 2002; Геологическая..., 2002; Антонов, 2008; Государственная..., 2009). Сложность выделения при картировании рассматриваемых пород можно объяснить их пространственной приуроченностью и петрографическим сходством с широко развитыми в пределах региона гранитоидами известково-щелочных дифференцированных и бимодальных комплексов раннего мела, а также нахождением среди гранитоидов докембрия (рис. 1б). Часто изучаемые породы описывались как фациальные разновидности более поздних известково-щелочных дифференцированных комплексов (Стриха, 2006, 2012; Антонов, 2008). Только при изучении геохимических характеристик и появлении прецизионных геохронологических данных появилась возможность выделить эти образования в самостоятельный комплекс. В статье рассмотрены гранитоиды наиболее представительных и изученных интрузивных тел северного обрамления МООП: Дырын-Уряхский, Чубачинский, Гетканский и Желонский массивы (рис. 1б). Основной задачей проведенных работ было выявление петрохимической идентичности пород, слагающих данные массивы, с образованиями адакитовой серии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛОЖЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

В современной геологической ситуации перечисленные интрузивные тела отделены от ВФ МООП структурой Селенгино-Станового супертеррейна (рис. 1а). Они пространственно расположены вдоль Желтулакского разлома или вдоль южной границы Джугджуро-Станового супертеррейна (рис. 1б).

Как было уже сказано, рассматриваемые породы изначально относили к различным магматическим комплексам: от архея до мела. Лишь в конце 1990-х—начале 2000-х гг. стали появляться прецизионные данные, указывающие на позднемезозойский возраст. Для гранитоидов Чубачинского массива U-Pb методом по апатиту были получены данные 146 ± 4 млн лет (Неймарк и др., 1996), по циркону — 144 ± 3 млн лет (Стриха, 2013), 138.0 ± 4.8 млн лет (Ларин и др., 2001); 142.3 ± 3.4 , 143.9 ± 3.6 и 149.9 ± 3.6 млн лет (Тимашков и др., 2015). Для пород Гетканского массива по U-Pb датированию циркона получен конкордантный

возраст 138.0 ± 2 млн лет (Тимашков и др., 2015) и 142.0 ± 2 млн лет (Ларин и др., 2000).

Наиболее представительным и изученным объектом является Чубачинский массив, который можно считать петротипом для выделенного комплекса и дать комплексу собственное название — чубачинский.

Чубачинский массив

Чубачинский массив представлен интрузивным телом неправильной формы субширотного простирания (рис. 1б). Площадь его выхода на поверхность превышает 2000 км². Центральная часть массива относительно однородна. Он сложен неравномерно порфировыми биотитовыми и биотит-мусковитовыми (реже — роговообманковыми) гранитоидами. Докембрийские образования часто присутствуют в виде ксенолитов или образуют крупные ксеноблоки и прогибы кровли интрузии. Согласно гравиметрическим данным (Стриха, 1998) pluton имеет приближенную форму пологозалегающих пластин, надвинутых друг на друга.

Дырын-Уряхский массив

Дырын-Уряхский массив имеет аналогичное строение, но значительно меньшие размеры (рис. 1б). Площадь его выхода на поверхность не превышает 450 км². Он также сложен неравномерно порфировыми биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитоидами. Роговообманковые разновидности встречаются в виде шлировых выделений и встречаются гораздо реже. Это интрузивное тело неправильной формы, субширотного простирания. Расположен к северо-западу от Чубачинского массива, а к юго-западу от него расположен Гетканский массив.

Гетканский массив

Гетканский массив имеет почти изометричную форму с площадью обнажения не более 400 км² (рис. 1б). По геологическому строению близок к первым двум интрузиям. Неравномерно порфировые биотитовые и биотит-мусковитовые разновидности гранитоидов значительно преобладают над роговообманковыми.

Неоднородность внутреннего строения этих массивов, обилие шлировых включений, насыщенность тел дайками и мелкими телами более поздних магматических комплексов затрудняют определение точного объема описываемых пород в составе этих интрузивных тел.

Джелонский массив

Джелонский массив площадью менее 50 кв. км² имеет северо-западное простирание. Массив сложен в основном субщелочными гранитами, среди которых встречаются граниты нормального ряда с повышенными содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.76\text{--}7.92$).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ содержаний породообразующих элементов, Sr, Zr, Nb в гранитоидах осуществлялся в Институте геологии и природопользования ДВО РАН в г. Благовещенске рентгенофлуоресцентным методом, относительная погрешность 5–10% (аналитики Е.В. Ушакова, А.А. Зененвич).

Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа выполнялась путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при 1050°C – 1100°C . Измерения проводились на рентгеновском спектрометре “Pioneer 4S”. Значения интенсивности аналитических линий корректировались на эффекты поглощения, вторичной флуоресценции и фон.

Элементный анализ гранитоидов проводился в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН в г. Хабаровск (Россия) методом ICP-MS (аналитиками Д.В. Авдеев, А.В. Штарева, Л.С. Боковенко, А.Ю. Лушникова, В.Е. Зазулина). Ими определялись 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. Вскрытие образцов проводилось по методике кислотного разложения. Измерения осуществлялись на приборе Elan 6100 DRC в стандартном режиме. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс выполнена с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. При определении содержаний петрогенных и малых элементов относительная погрешность составляла от 3 до 10%.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Гранитоиды чубачинского комплекса характеризуются различными структурами с преобладанием порфировых разновидностей и незначительными колебаниями содержания щелочей и кремнезема: граниты субщелочные, гранит-порфиры субщелочные, граносиениты и граносиенит-порфиры, гранит-порфиры (рис. 2а). В порфировых разновидностях вкрапленники представлены желтовато-белым (иногда слегка зеленоватым) плагиоклазом, дымчатым кварцем, бледно-розовым калиевым полевым шпатом (ортоклазом, ортоклаз-пертитом или микроклином), биотитом

(не более 10%), мусковитом (до 3%) и в единичных случаях – зернами сине-зеленой роговой обманки. Основная масса преимущественно гипидиоморфнозернистой структуры имеет минеральный состав, аналогичный порфировым выделениям. Вторичные минералы в сумме не превышают 3%, преобладают хлорит, эпидот и серицит. Аксессуары представлены сфеном, цирконом, апатитом, магнетитом.

Гранитоиды чубачинского комплекса принадлежат субщелочной серии (рис. 2а, табл. 1), редко отмечаются граниты нормальной серии.

По содержанию K_2O они относятся в основном к высококалиевым породам (рис. 2б) известково-щелочной серии (рис. 2в), при $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.76\text{--}9.78$ мас. %, с повышенными содержаниями Na_2O (в основном более 4.4 мас. %) при соотношении $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.02\text{--}1.58$. Увеличение содержания кремнезема не сопровождается увеличением суммы щелочей. Согласно индексу железистости ($\text{Fe}^* = 0.74\text{--}0.75$, в единичных случаях – $0.81\text{--}0.83$) породы представлены как магнезиальными, так и железистыми разновидностями (рис. 2г). Они являются метаглиноземистыми образованиями с индексом глиноземистости ($\text{ASI} = 0.65\text{--}0.74$). По мнению (Zen, 1986) такие значения характерны для образований I-типа. Принадлежность гранитоидов к данному петрогеохимическому типу устанавливается также с помощью дискриминантных диаграмм, учитывающих как петрогенные, так и редкие элементы (рис. 3). По соотношению $\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2$ (рис. 3а) фигуративные точки пород чубачинского комплекса сосредоточены в области гранитов I-типа. По соотношению петрогенных и редких элементов (рис. 3б) они концентрируются в поле нефракционированных образований I-, M- и S-типов, фракционированным гранитоидам соответствуют единичные значения.

Породы чубачинского комплекса (табл. 1) характеризуются повышенными концентрациями Sr, Ba; пониженными содержаниями Nb, Ta и аномально низкими концентрациями HREE (в г/т): Tb (0.11–0.35), Dy (0.4–2.5), Ho (0.08–0.40); Er (0.22–0.68); Tm (0.03–0.09); Lu (0.02–0.09), а также Y (1.6–11) и Yb (0.02–0.09). Немного отличается поведение HREE в породах Джелонского массива (в г/т): Tb повышается до 0.41, Dy до 2.2, Ho до 0.46, Er до 1.22, Tm до 0.18, Lu до 0.23, Y до 11.5, Yb до 1.40. Содержания HREE здесь приближаются к нижней границе присутствия этих элементов в породах известково-щелочной серии (рис. 4). По всей вероятности, они являются переходными разновидностями от пород адакитовой серии к образованиям известково-щелочной серии.

Хондрит-нормализованные распределения REE гранитоидов чубачинского комплекса и тындин-

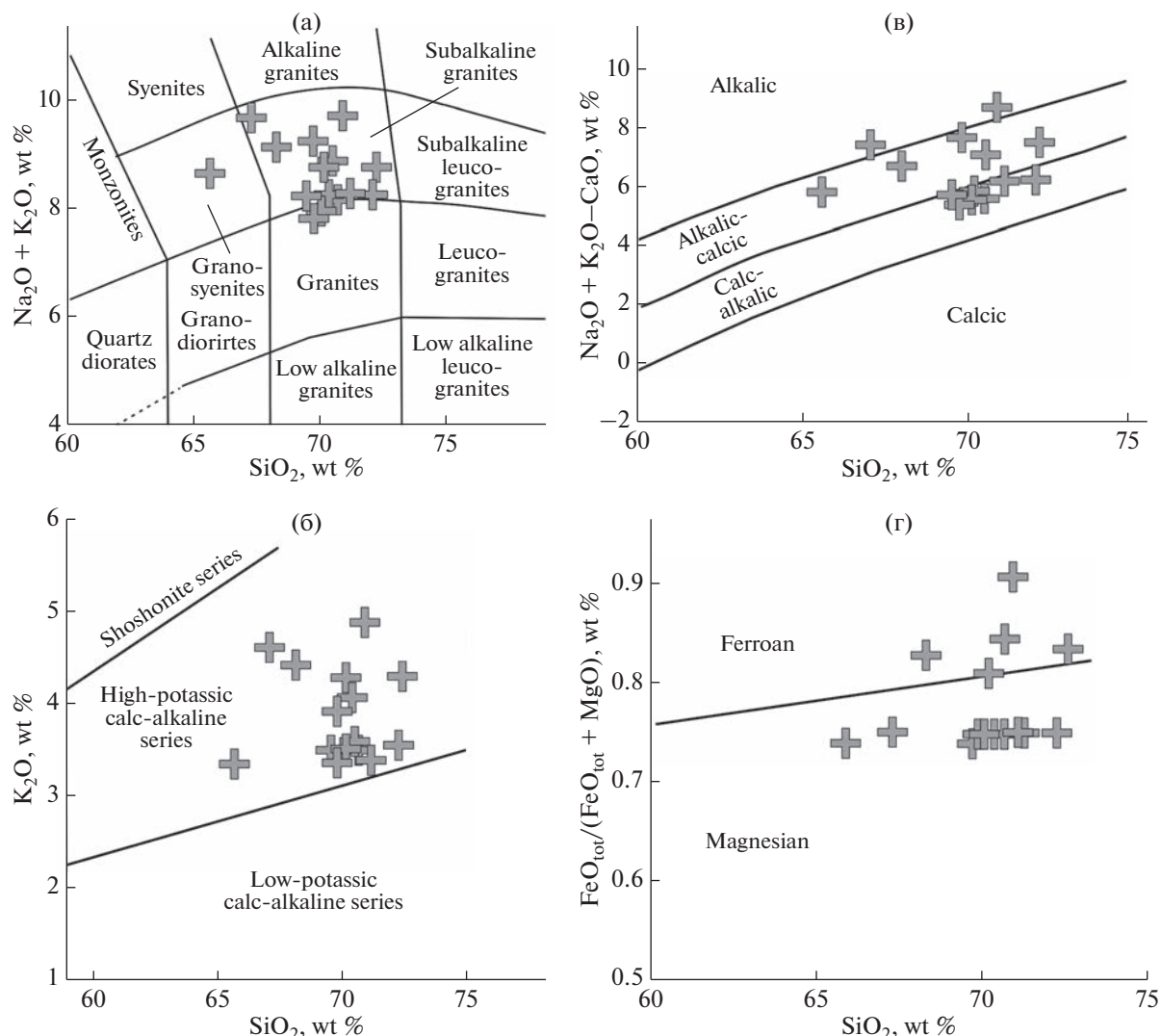


Рис. 2. Петрохимическая характеристика гранитоидов чубачинского комплекса на классификационных диаграммах: (а) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (Магматические горные..., 1983); (б) $\text{K}_2\text{O--SiO}_2$ (Le Bas, 1986); (в) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})\text{--SiO}_2$; (г) $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})\text{--SiO}_2$ по (Frost, 2001).

ско-баккаранского комплекса совпадают в легкой части и сильно различаются в тяжелой части (рис. 4). Отношение $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в породах тындинско-баккаранского комплекса не превышает 20 (Дербекко, 2012, 2018), а в гранитоидах чубачинского комплекса составляет 22–110. Последние характеризуются положительной Eu-аномалией или ее отсутствием: $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.78\text{--}1.49$ (рис. 4).

Согласно первоначальному определению адакитов (Defant, Drummond, 1990; Defant et al., 1992), к ним относятся породы с высоким соотношением Sr/Y и с высокими концентрациями Sr (>540 г/т), Al_2O_3 (>15 мас. %), LREE, с низкими содержаниями Y (<15 г/т), MgO (<3.0 мас. %) и HREE, а также с явным отсутствием отрицательных аномалий Eu. Геохимические характеристики гранитоидов чубачинского комплекса соот-

ветствуют данному определению. На диаграммах $\text{Sr}/\text{Y--Y}$ (Defant et al., 1992) и $(\text{La}/\text{Yb})_n\text{--Yb}_n$ (Martin, 1993; Martin, 1999) фигуративные точки этих гранитоидов располагаются в пределах полей, определяющих их как адакиты (рис. 5).

На диаграммах (Martin et al., 2005), где учтены соотношения как петрогенных и так редких элементов (рис. 6), фигуративные точки гранитоидов чубачинского комплекса располагаются в полях высококремнеземистых адакитов или в непосредственной близости от них.

ОБСУЖДЕНИЕ

Генетические схемы формирования. При описании гранитоидов адакитовой серии в южном обрамлении ВФ МОП (Дербекко, Chugaev, 2020)

Таблица 1. Концентрации петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (г/г) в наиболее представительных образцах гранитоидов чубчинского комплекса

Компоне- нт	14-8-1	1324-5	1324-3	a38-113	118-1	d2009	d2007	15667	d2009-1	s1	d2006	d2008	s5662	s494	a5-113
№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	72.38	72.16	71.07	70.99	70.57	70.45	70.15	70.10	70.05	69.80	69.74	69.56	68.15	67.20	65.67
TiO ₂	0.13	0.24	0.28	0.18	0.15	0.37	0.36	0.12	0.36	0.24	0.37	0.38	0.40	0.24	0.40
Al ₂ O ₃	16.21	15.29	15.54	15.46	15.67	15.55	15.71	16.70	15.47	16.77	15.41	15.45	16.17	18.03	16.80
Fe ₂ O ₃	0.91	1.27	1.64	1.60	1.46	2.93	2.84	1.22	2.94	1.85	2.89	2.89	2.03	2.12	3.66
MnO	0.02	0.01	0.05	0.02	0.01	0.063	0.065	0.01	0.064	0.03	0.066	0.071	0.03	0.02	0.04
MgO	0.18	0.43	0.54	0.14	0.27	0.99	0.96	0.28	0.97	0.40	0.95	1.00	0.88	0.69	1.30
CaO	1.25	1.97	2.00	1.14	1.72	2.46	2.26	1.80	2.54	1.53	2.46	2.37	2.37	2.17	2.83
Na ₂ O	4.49	4.67	4.83	4.96	4.83	4.53	4.58	4.40	4.47	5.28	4.38	4.53	4.71	4.95	5.27
K ₂ O	4.25	3.52	3.37	4.82	4.03	3.46	3.57	4.30	3.45	3.93	3.38	3.51	4.42	4.65	3.34
P ₂ O ₅	0.03	0.05	0.09	0.02	0.05	0.12	0.12	0.06	0.11	0.07	0.12	0.12	0.16	0.10	0.18
ppp	0.36	0.41	0.62	0.39	0.44	-0.31	-0.33	0.40	-0.16	0.60	-0.02	-0.09	0.26	0.15	0.25
Сумма	99.54	99.59	99.38	99.73	99.56	100.85	100.50	99.60	100.39	100.49	99.95	100.01	99.58	100.33	99.82
Rb	70	49	65	58	55	70	73	66	72	43	67	67	57	34	40
Sr	710	1525	1154	910	1353	563	647	991	515	1568	603	601	1576	1021	1900
Ba	1480	2751	1785	2100	2431	1599	1751	2220	1590	2475	1694	1713	2841	1242	4700
Pb	31.00	28.00	37.00	32.00	32.00	16.35	15.96	31.00	15.27	32.30	14.68	17.55	32.50	267.40	22.00
La	—	—	—	13.00	—	45.92	43.56	9.90	38.47	20.15	47.98	38.82	41.11	16.37	65.00
Ce	—	—	—	20.00	—	82.98	80.22	21.00	71.95	40.37	82.61	71.93	81.18	33.47	115.00
Pr	—	—	—	2.20	—	8.99	8.66	—	7.82	4.25	8.90	7.51	9.54	3.91	11.00
Nd	—	—	—	7.80	—	29.80	27.87	6.90	25.49	14.54	29.16	24.58	34.11	13.68	49.00
Sm	—	—	—	1.30	—	4.06	3.81	1.27	3.54	1.84	3.96	3.54	5.19	2.18	7.00
Eu	—	—	—	0.40	—	0.91	0.94	0.38	0.83	0.67	0.91	0.88	1.46	0.46	2.10.
Gd	—	—	—	0.80	—	2.74	2.69	—	2.36	1.39	2.67	2.43	3.75	3.75	5.20
Tb	—	—	—	—	—	0.41	0.36	0.13	0.34	0.11	0.37	0.33	0.35	0.22	—
Dy	—	—	—	0.40	—	2.22	2.22	—	1.87	0.41	2.05	1.90	1.42	1.03	2.50
Ho	—	—	—	—	—	0.46	0.40	—	0.38	0.08	0.41	0.37	0.25	0.20	0.40
Er	—	—	—	—	—	1.17	1.22	—	1.15	0.22	1.17	1.12	0.68	0.55	—
Tm	—	—	—	—	—	0.20	0.20	—	0.18	0.03	0.18	0.18	0.09	0.08	—
Yb	—	—	—	0.08	—	1.30	1.32	0.25	1.21	0.16	1.40	1.28	0.54	0.45	0.65
Lu	—	—	—	—	—	0.21	0.21	0.09	0.18	0.02	0.23	0.21	0.07	0.06	0.08
Y	9	9	11	2	8	11	11	6	10	2	11	10	7	5	11
Th	<1.00	2.00	<1.00	—	<1.00	12.44	12.64	2.00	9.69	2.00	14.06	9.04	4.30	11.70	—
U	—	—	—	—	—	1.81	1.55	<0.05	1.79	0.10	1.45	1.29	0.05	30.20	—
Zr	85	36	89	105	122	196	207	93	189	75	193	197	141	—	360
Hf	—	—	—	3.00	—	5.30	5.46	2.60	4.89	0.24	5.20	5.13	0.44	0.54	7.00
Nb	9.0	5.0	9.0	1.3	4.0	9.4	9.4	4.0	9.3	2.3	9.3	8.8	5.3	5.1	5.8
Ta	—	—	—	0.3	—	0.7	0.6	0.1	0.6	0.2	0.6	0.5	0.5	0.6	0.4
Co	11	<10	<10	6	13	5	5	<10	5	2	5	5	4	2	12
Ni	6	5	7	17	4	6	6	5	13	5	7	7	4	4	24
V	<30	<30	<30	—	<30	41	41	<30	40	12	39	42	27	13	—
Cr	11	33	33	10	33	42	35	12	39	16	36	36	7	15	37
Be	—	—	—	5.50	—	1.65	1.85	—	1.53	—	1.77	1.47	—	—	1.40
B	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7
Ti	—	—	—	—	—	2286	2246	—	2204	—	2224	2379	—	—	—

Примечания. Данные отсутствуют: (-). Образцы из коллекций с литером: "1" — (Ларин и др., 2001), "s" — (Стриха, 2006), "a" — (Антонов, 2008), "d" — И.М. Дербeko.

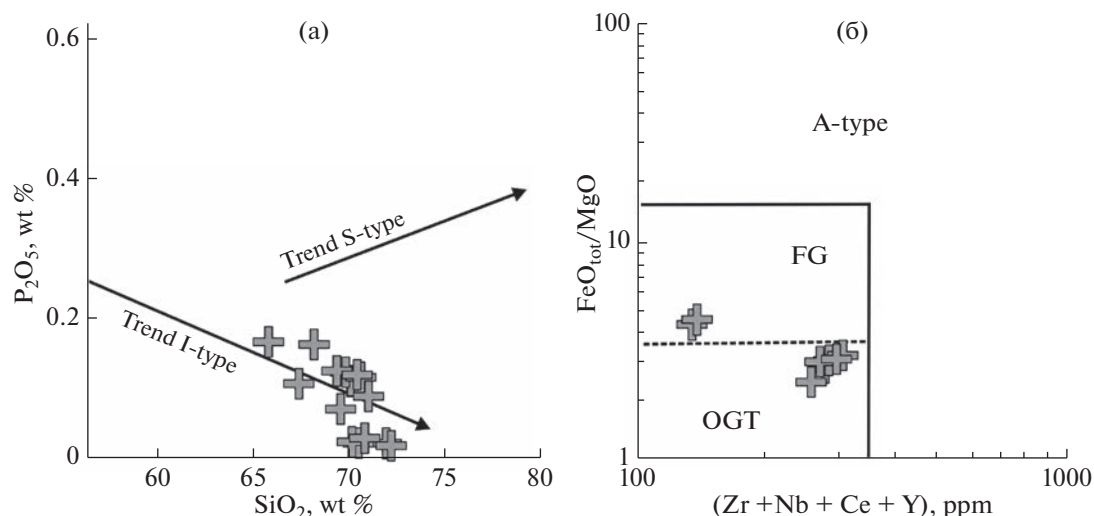


Рис. 3. Диаграммы определения петрогеохимического типа гранитоидов чубачинского комплекса: (а) P_2O_5/SiO_2 тренды петрохимического типа по (Chappel, White, 1992); (б) $FeO_{tot}/MgO - (Zr + Nb + Ce + Y)$ (Whalen et al., 1987), поля пород: FG – фракционированных; OGT – нефракционированных M-, I-, S-типов; A-типа.

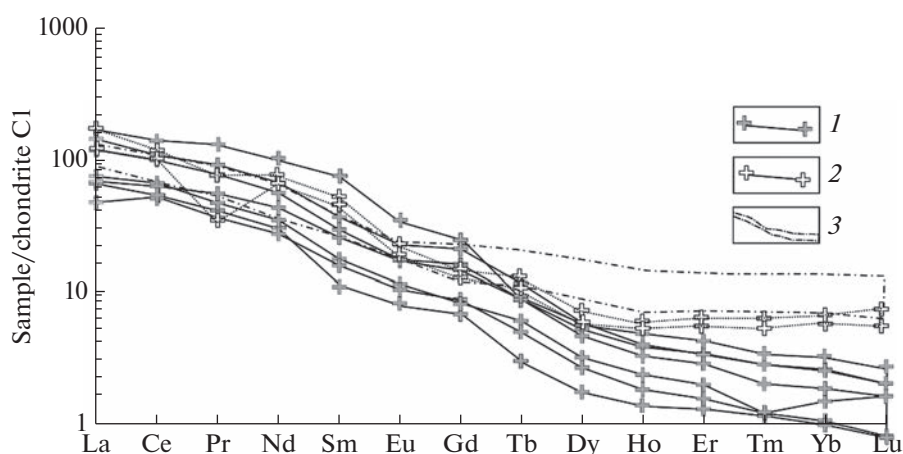


Рис. 4. Концентрации редкоземельных элементов в гранитоидах северного обрамления МООП, нормализованные к составу хондрита по (Sun, McDonough, 1989). Гранитоиды: 1 – Дырын-Юряхского, Чубачинского, Гетканского массивов; 2 – Желонского массива; 3 – раннемеловые известково-щелочной серии тындинско-баккаранского комплекса.

были рассмотрены генетические схемы механизма образования адакитов и адакитоподобных пород по представлениям (Petford, Atherton, 1996; Guo et al., 2006; Lai et al., 2007; Gu et al., 2013; Ma et al., 2015; Liu et al., 2017; Bourdon et al., 2002; Martin, 2005; Bryant et al., 2006; Macpherson et al., 2006). Было отмечено, что приоритетными условиями формирования адакитов считаются условия плавления субдущающей океанической литосферы (Kay, 1978; Defant et al., 1992; Kay et al., 1993; Ломизе, 2003; Авдейко и др., 2011). Высказывалось мнение, что присутствие адакитов в пределах магматического ареала свидетельствует о начальном этапе субдукционного процесса (Defant, 1990; Ломизе, 2003; Авдейко и др., 2011). Рас-

сматриваемые образования представлены высококремнеземистыми адакитами. Формирование высококремнеземистых адакитов может быть результатом плавления базитового материала, обогащенного водой в условиях стабильности граната (Martin et al., 2005). В дальнейшем, при прохождении через мантийный клин, базитовый материал подвергается влиянию мантийного перидотита. Они могут также формироваться в процессе внедрения мантийных масс в подошву континентальной коры. Когда происходит увеличение мощности аккреционной призмы за счет деформации осадков океанической коры и их перемещения под континентальную окраину – ли-

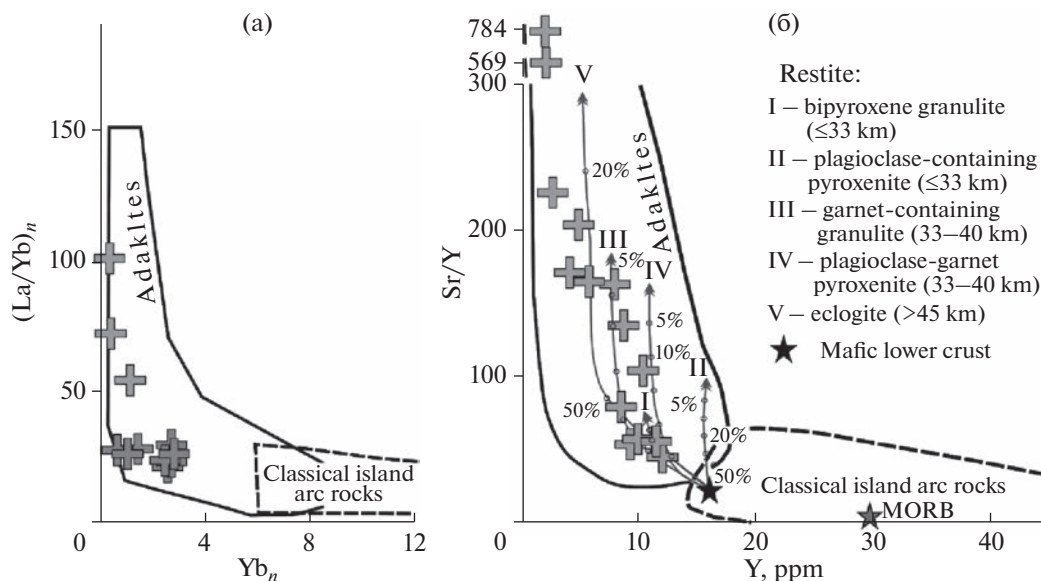


Рис. 5. Положение гранитоидов чубачинского комплекса на диаграммах: (a) $(La/Yb)_n$ – Yb_n (Martin, 1993), где значения нормализованы к примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989); (б) Sr/Y – Y (Defant et al., 1992). Кривые частичного плавления рассчитаны для плавления мафитов нижней коры Северо-Китайского кратона из работы (Ma et al., 2015). Рести́ты: I – двупироксеновый гранулит, II – плагиоклазсодержащий пироксенит, III – гранатсодержащий гранулит, IV – плагиоклаз-гранатовый пироксенит, V – эклогит.

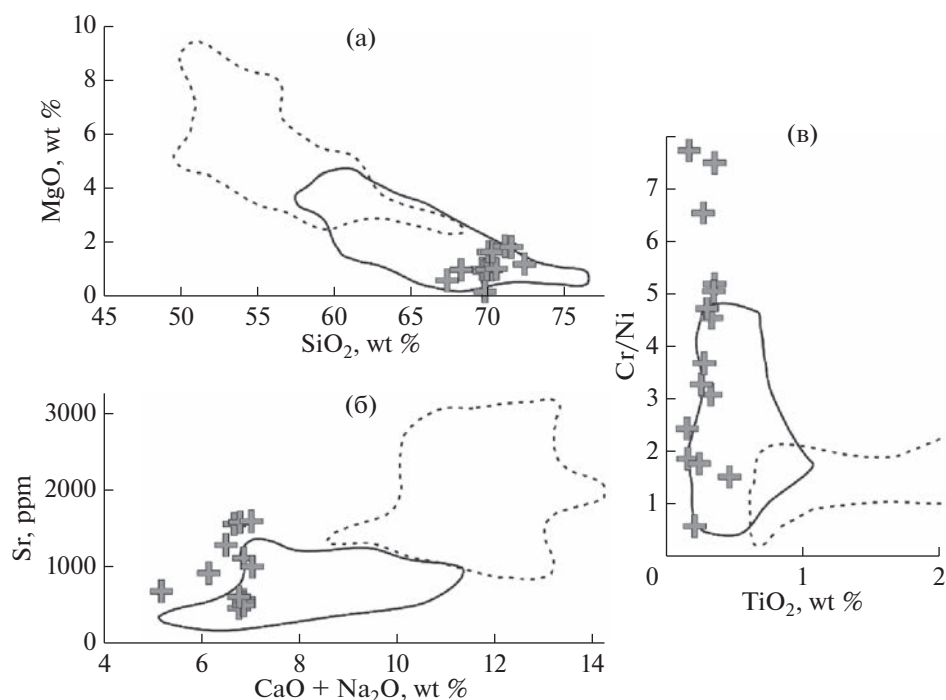


Рис. 6. Положение гранитоидов чубачинского комплекса на диаграммах соотношения (Martin et al., 2005): (a) MgO – SiO_2 ; (б) Sr – $(CaO + Na_2O)$; (в) Cr/Ni – TiO_2 . Сплошная линия – высококремнеземистые адакиты; линия точками – низкокремнеземистые адакиты.

тосферную плиту. Что соответствует условиям субдукции.

Геохимические характеристики. Анализ диаграммы $(Sm/Yb)_N$ – Yb_N (Ma et al., 2015) позволяет предполагать, что формирование адакитовых гра-

нитоидов чубачинского комплекса происходило при плавлении двупироксеновых гранулитов нижней континентальной коры. Их фигуративные точки на данной диаграмме (рис. 7) попадают в поля классических и орогенных адакитов, фор-

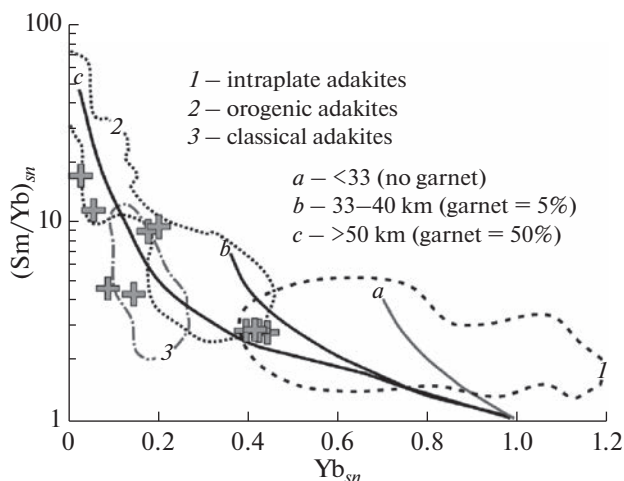


Рис. 7. Положение гранитоидов чубачинского комплекса на диаграмме $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{sn}} - \text{Yb}_{\text{sn}}$ (Ma et al., 2015). Положение внутриплитных адакитов (1) – представленных мезозойскими континентальными адакитовыми породами Северо-Китайского кратона; орогенных адакитов (2) – представленных адакитами Центральных Анд, Тибетского плато и Даби (Dabie) орогена; классических адакитов (3). Концентрации Sm и Yb нормализованы к составу MORB по (Arevalo, McDonough, 2010).

мирование которых происходило на глубине более 50 км при участии гранатосодержащего рестита (содержание граната до 50%).

Этому факту не противоречит положение рассматриваемых пород на диаграмме соотношения $\text{Sr}/\text{Y} - \text{Y}$ (рис. 5б), где они характеризуются как адакиты, сформированные на глубине более 45 км за счет плавления эклогита с содержанием граната 20–50%. Участие эклогита в становлении гранитоидов подтверждается соотношением значений $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Yb}_n$ по (Shaw et al., 2003) (рис. 8а). На этой диаграмме значения образований чубачинского комплекса располагаются вдоль тренда, соответствующего кварцевым эклогитам. А по соотношению таких некогерентных элементов как $\text{Ba}/\text{Nb} - \text{La}/\text{Nb}$ (рис. 8б) основная группа адакитовых гранитоидов соответствует как области гранулитов, так и области вулканической дуги.

Гранитоиды чубачинского комплекса имеют отрицательные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = (-21.0, -18.5, -15.47, -14.0, -11.5)$ (Ларин и др., 2001; Ларин и др., 2002; Стриха, 2012) и двустадийные модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ от 2.7 до 1.9 млрд лет (Ларин и др., 2001; Ларин и др., 2002; Стриха, 2012). Значения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляют 0.7071–0.7072 (Стриха, 2012).

Изотопно-геохимические характеристики. Изотопный состав Nd адакитовых гранитоидов указывает на то, что их родоначальные расплавы формировались в результате плавления смешанного источника (Ларин и др., 2002), который со-

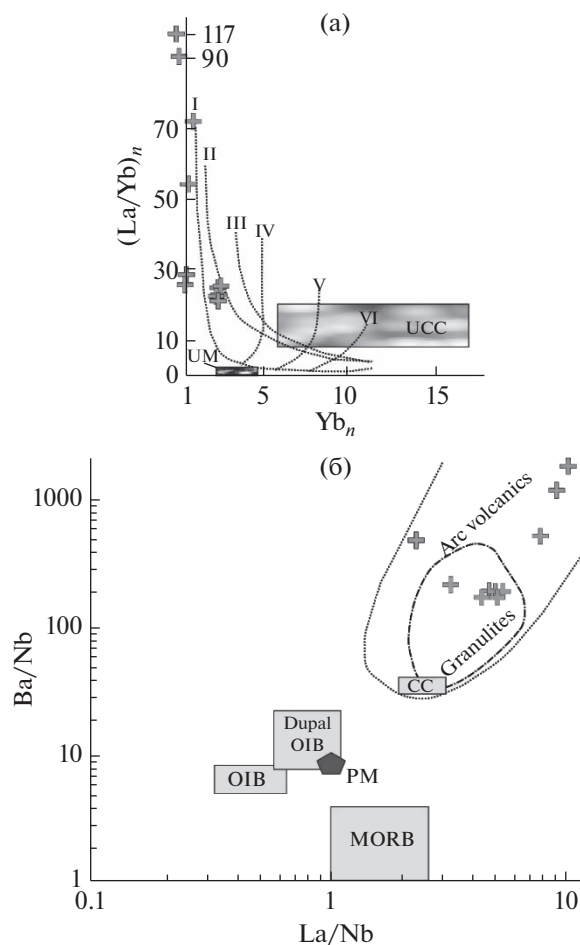


Рис. 8. Положение гранитоидов чубачинского комплекса на диаграммах: (а) соотношения $(\text{La}/\text{Yb})_n - (\text{Yb})_n$ по (Defant, Drummond, 1990; Shaw et al., 2003) с вынесенными трендами плавления источников по (Barbarin, 1990): I – кварцевые эклогиты; II – гранатовые амфиболиты; III – амфиболиты; IV–VI – гранатосодержащая мантия: IV – 10% граната; V – 5% граната; VI – 3% граната; UM – верхняя мантия; UCC – верхняя континентальная кора. (б) соотношения $\text{Ba}/\text{Nb} - \text{La}/\text{Nb}$ 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 и MORB – базальты срединно-океанических хребтов по (Le Roux, 1986); поле пород вулканических дуг и архейских гранулитов по (Jahn, Zhang, 1984).

стоял из нижней континентальной коры раннепротерозойского возраста с примесью позднеархейского корового компонента, что отличает их от подобных образований в южном обрамлении ВФ МООП. Данный факт подтверждается соотношением первичных изотопных составов Sr и Nd (рис. 9).

В результате проведенных петрохимических и геохимических исследований субщелочных гранитов северного обрамления МООП установле-

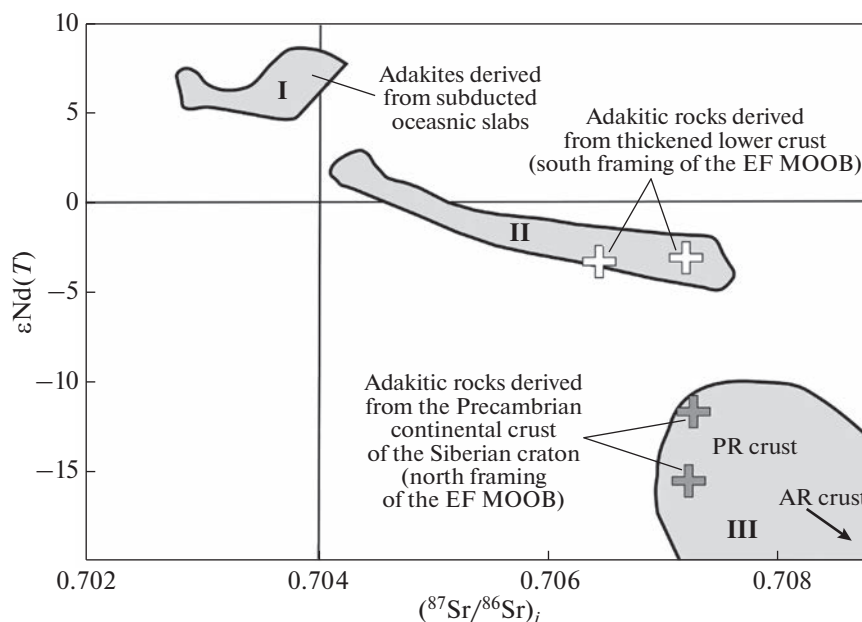


Рис. 9. Положение гранитоидов чубачинского комплекса на диаграмме соотношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon\text{Nd}(t)$. Поля адакитовых дериватов из субдукционного океанического слэба по данным (Defant, Drummond, 1990; Kay et al., 1978; Sajona et al., 1993) – I; континентальной нижней коры по данным (Muir et al., 1995; Petford, Atherton, 1996; Wang et al., 2005; Wen et al., 2008; Topuz et al., 2011) – II, стрелки указывают на значения адакитовых гранитов южного обрамления ВФ МООП по (Derbeko, Chugaev, 2020). Докембрийская континентальная кора Сибирского кратона – Алданского щита по (Богатиков, Коваленко, 2006) – III, стрелки указывают на значения адакитовых гранитов северного обрамления ВФ МООП по (Стриха, 2012).

но, что их состав соответствует породам адакитовой серии и весьма сопоставим с гранитоидами магдагачинского комплекса южного обрамления ВФ МООП. Отличие между адакитовыми гранитоидами северного и южного обрамления пояса проявляется только в изотопных характеристиках элементов примесей. Эти отличия обоснованы составом и возрастом континентальной коры, принимавшей участие в их формировании.

Геодинамические условия формирования. Область развития пород чубачинского комплекса приурочена к территории развития супракрустальных докембрийских образований Джугджуро-Станового супертеррейна или складчатой области (рис. 16). Основу строения Джугджуро-Станового супертеррейна составляют раннедокембрийские структурно-вещественные комплексы. В их строении преобладают биотит- и гранат-гиперстеновые, биотит-гранатовые, двупироксеновые гнейсы и сланцы, кварцевые амфиболиты, кварциты, для которых характерны повышенное присутствие пород основного состава (до 40%) и многофазный высокобарный гранулитовый метаморфизм (Карсаков и др., 2005).

Экспериментальными данными (Patiño-Douce, 1995; Patiño-Douce, Beard, 1999) было доказано, что при плавлении биотитовых гнейсов и кварцевых амфиболитов в присутствии граната в остаточной фазе возможно только при давлении бо-

лее 12.5 кбар. Согласно модели формирования адакитовых магм при частичном плавлении слэба (Thorkelson, Breitsprecher, 2005) эти магмы могут формироваться при давлениях ниже стабильности граната (6–28 кбар), при температурах от 650 до 1050°C на глубинах от 25 до 90 км.

Гранитоиды чубачинского комплекса могли формироваться на глубине 45–50 км (рис. 7, 56), где давление не превышает 13 кбар. Как и в южном обрамлении пояса (Derbeko, Chugaev, 2020), здесь формируются высокремнеземистые адакиты, для которых необходимым условием генерации является: давление больше или равное 10–12 кбар, при равновесии расплава с гранат-содержащим реситом (рис. 56). Можно предположить, что формирование адакитовых гранитоидов в северном обрамлении ВФ МООП происходило в обстановке субдукции.

Низкие содержания Y (1.6–11 г/т) и Yb (0.02–0.09 г/т) и высокие соотношения Sr/Y и La/Yb (рис. 5) в рассматриваемых породах могут указывать на первоначальное плавление слэба, продукты которого, реагируя с перидотитами мантийного клина, принимали участие в плавлении коровой составляющей. Поднимаясь к поверхности, расплавленный материал проходил через высокометаморфизованные докембрийские образования Джугджуро-Станового террейна. Продуктом

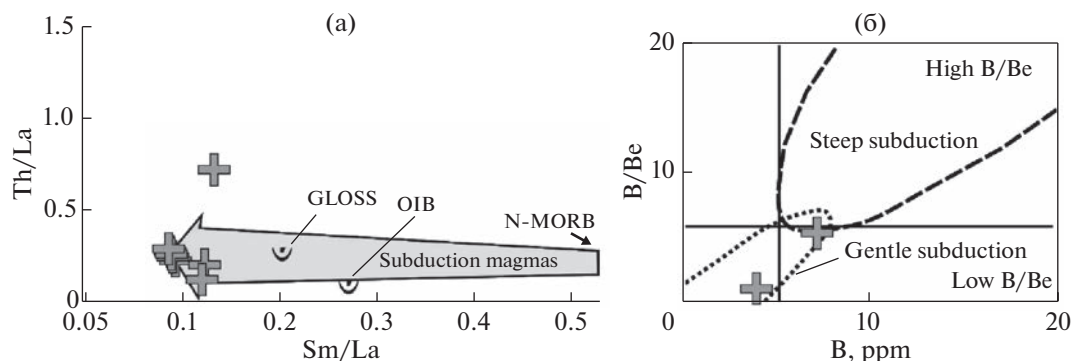


Рис. 10. Геодинамическая интерпретация формирования позднемезозойских гранитоидов в северном обрамлении ВФ МООП на основе систематики соотношения: (а) Sm/La – Th/La , тренд субдукционных магм по (Tommasini et al., 2011), значения OIB и N-MORB, по (Sun, McDonough, 1989), GLOSS – средний состав субдукционных осадков по (Plank, Langmuir, 1998). (б) B/Be – B по (Mohan et al., 2008).

этого процесса и явилось образование высококремнеземистых адакитов.

Роль субдукционного магматического материала при формировании пород рассматриваемого комплекса подтверждается соотношением Th/La – Sm/La (рис. 10а).

Согласно позднемезозойской эволюции данного региона, вполне вероятно, что формирование адакитового plutонического комплекса связано с закрытием Монголо-Охотского бассейна. И соответствует этапу, когда происходила субдукция океанического ложа бассейна как в северном, так и в южном направлениях. Процесс был обусловлен встречным движением Сибирского и Северо-Китайского кратонов. Это объясняет формирование подобных пород, как в северном (данное исследование), так и в южном обрамлении (Derbeko, Chugaev, 2020) пояса.

Как и в южном обрамлении ВФ МООП, по времени формирования гранитоиды чубачинского комплекса предшествовали становлению раннемелового известково-щелочного комплекса (140–128 млн лет), а отчасти они совпадали по времени. Ранее показано, что известково-щелочные гранитоиды по своим геохимическим характеристикам являются надсубдукционными магматитами (Дербекко, 2012, 2013, 2018).

Предположения о том, что адакитовый магматизм соответствует начальной стадии субдукционных процессов, были обоснованы в работах (Defant, Drummond, 1990; Ломизе, 2003; Авдейко и др., 2011). Показано (Mohan et al., 2008), что одним из самых чувствительных индикаторов субдукции является подвижный элемент бор. Авторы (Mohan et al., 2008) доказали, что породы с высоким соотношением La/Yb и низкой концентрацией Yb (рис. 5а) могут считаться производными плавления слэба в условиях субдукции, если для них характерны низкие соотношения B/Be в сочетании с высоким значением Nb/Ta . Для гранитоидов чубачин-

ского комплекса эти значения составляют: $\text{B/Be} = 0.75\text{--}5$; $\text{Nb/Ta} = 10\text{--}25$. Соотношения B – B/Be изменяются при различном угле наклона зоны субдукции (рис. 10б).

В пределах рассматриваемого региона субдукционные процессы были спровоцированы встречным движением Сибирского и Северо-Китайского кратонов. Можно с большой долей уверенности предположить, что формирование гранитоидов чубачинского комплекса происходило в обстановке субдукции в результате плавления фронтальной части слэба на контакте с горячей астеносферой (при температуре до 1300°C). В дальнейшем температурный режим, вероятно, изменялся, так как механические параметры погружения океанической плиты, ее возраст могли способствовать повышению температурного режима тепловых потоков. Возраст пород океанической коры (верхней части разреза) на период 149–138 млн лет составлял менее 25 млн лет. Согласно тектоническому сценарию (Зонненшайн и др., 1990), закрытие бассейна проходило по принципу “смыкающихся ножниц” – имела место косая субдукция. Что предполагает возможность формирования адакитовых гранитов чубачинского комплекса на контакте с горячей астеносферой боковых частей слэба в субдукционных “окнах”, образующихся при косой субдукции. Но при любом сценарии в составе источника родоначальных расплавов принимали участие как мантийное, так и коровое вещество.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного анализа установлено следующее.

(1) Геохимические особенности субщелочных магматитов северного обрамления ВФ МООП включают повышенные концентрации Sr и Ba, пониженные содержания Nb, Ta; аномально низкие концентрации HREE, Y и Yb; высокие $(\text{La/Yb})_n$ и

Sr/Y отношения; величины $(Eu/Eu^*)_n > 1$, что характерно для адакитов.

(2) Становление адакитовых гранитоидов происходило при субдукции океанической коры Монголо-Охотского бассейна под континентальную окраину. Имело место плавление фронтальной части океанической коры на контакте с горячей астеносферой или ее боковых частей в субдукционных “окнах” при косо́й субдукции. Расплавы испытывали взаимодействие с вышележащей мантией и континентальной корой, представленной высоко метаморфизованными докембрийскими образованиями. Отсюда следует, что в формировании адакитовых гранитоидов принимали участие и мантийное, и коровое вещество.

(3) Формирование гранитоидов чубачинского комплекса происходило на начальном этапе субдукционного процесса, когда закрытие Монголо-Охотского бассейна при встречном движении Сибирского и Северо-Китайского кратонов еще не перешло в стадию орогенеза, а его палеозойские — раннемезозойские океанические образования уже начали погружение под южное обрамление Сибирского кратона.

Автор выражает благодарность рецензенту за доброжелательные замечания и предложения, которые были учтены при подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Куви́кас О.В. (2011) Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования. *Вестник КРАУНЦ: Науки о Земле*. 1(17), 45–60.
- Антонов А.Ю. (2008) Геохимия и петрология мезокайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: “Гео”, 250 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И. (2006) *Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2*. М.: ИГЕМ РАН, 280 с.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Яковлева С.З., Анисимова И.В. (2012) О возрасте устьгилюйской толщи станового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. *ДАН*. 444(4), 402–406.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн.1. (2006) Гл. ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 572 с.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. Гл. ред.: Красный Л.И., Вольский А.С., Пэн Юньбао. СПб.—Благовещенск—Харбин: Министерство природных ресурсов РФ, Министерство геологии и минеральных ресурсов КНР. 1999, 135 с.
- Геологическая карта Амурской области масштаба 1:500000. Объяснительная записка. Составители: Петрук Н.Н., Беликова Т.В., Дербек И.М. Благовещенск: ООО “Амургеология”. 2002. 227 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N51. Сквородино, (M51). Объяснительная записка. Гл. ред. А.С. Вольский. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 454 с.
- Дербек И.М. (2012) Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing GmbH&Co.KG, 97 с.
- Дербек И.М. (2013) Мезозойская магматическая эволюция Джугджуро-Станового супертеррейна: связь с эволюцией Монголо-Охотского орогенного пояса. В кн. Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии. Улан-Удэ: изд-во “Экос”, 128–131.
- Дербек И.М. (2018) Магматизм, как показатель синхронных геодинамических событий в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса. *Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии*. Т. 1. М.: ГЕОС, 142–146.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. Кн. 1. 328 с.
- Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Горошко М.В., Роганов Г.В., Варнавский В.Г., Мишин, Л.Ф., Малышев Ю.Ф., Лу Цзаосунь, Горнов П.Ю., Каплун В.Б., Манилов Ф.И., Подгорный В.Я., Романовский И.П., Шевченко Б.Ф., Родионов С.М., Дуань Жуйянь, Чжу Цунь, Кузнецов В.Е., Степашко А.А. (2005) Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1 : 1500000. Владивосток—Хабаровск: ДВО РАН, 264 с.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Заблоцкий Е.М., Загорная Н.Ю. (2002) Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопно-геохимические данные по гранитоидам). *Геология и геофизика*. 43(4), 395–399.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. (2000) Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия. *Петрология*. 8(3), 267–279.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. (2001) Мезозойские граниты Чубачинского массива тукурингского комплекса (Джугджуро-Становая складчатая область): новые геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные. *Петрология*. 9(4), 417–432.
- Ломизе М.Г. (2003) Начальная фаза субдукции на континентальных окраинах. *Геотектоника*. 5, 73–88.
- Магматические горные породы. Ч. 1. (1983) Гл. ред. О.А. Богатиков. М.: Наука, 367 с.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. (1990) Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ЦТП ПГО “Дальгеология”, 215 с.

- Миронюк Е.П., Пушкарёв Ю.Д., Тимашков А.Н. (1996) Изотопный возраст древнестановых плагиогранитов (Алдано-Становой щит). *ДАН*. **349**(6), 800-803.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Шалаев В.С., Сергеева Н.А., Гороховский Б.М. (1996) Свинцово-изотопные свидетельства архейского источника вещества в золоторудных месторождениях мезозойской активизации южной части Алдано-Станового щита. *Петрология*. **4**(4), 421-435.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. (1999) Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса. *Тихоокеанская геология*. **18**(5), 24-43.
- Стриха В.Е. (1998) Интрузивные и ультраметаморфические комплексы. В кн.: Бамское золоторудное месторождение (геология, минералогия и геохимия). Труды Амурского комплексного научно-исследовательского института. Выпуск 1. Гл. ред. В.Г. Моисеенко. Владивосток: Дальнаука, 40-50.
- Стриха В.Е. (2006) Позднемезозойские коллизионные гранитоиды Верхнего Приамурья: новые геохимические данные. *Геохимия*. (8), 855-872.
- Strikha V.E. (2006) Late mesozoic collisional granitoids of the upper amur area: new geochemical data. *Geochem. Int.* **44**(8), 791-807.
- Стриха В.Е. (2012) Мезозойские гранитоиды золоторудных районов Верхнего Приамурья. Часть 1. Благовещенск: Изд-во АмГУ, 187 с.
- Стриха В.Е. (2013) Граносиенит-лейкогранитовая ассоциация Станового террейна: новые геохронологические и изотопно-геохимические данные. *Вестник Амурского государственного университета*. **63**, 86-92.
- Тимашков А.Н., Шатова Н.В., Бережная Н.Г., Балашова Ю.С., Морозова А.Б., Львов П.А., Шокальский С.П., Плеханов А.О., Молчанов А.В., Радьков А.В. (2015) Геохронологические исследования гранитоидов Становой складчатой области. *Региональная геология и металлогения*. **61**, 35-50.
- Arevalo Jr., McDonough W.F. (2010) Chemical variations and regional diversity observed in MORB. *Chemical Geol.* **271**, 70-85.
- Barbarian B. (1990) Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. J.* **25**, 227-238.
- 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. *J. Petrol.* **43**(2), 199-217.
- Bryant J.A., Yagodinski G.M., Lewicki J.L., 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. *J. Petrol.* **47**, 1147-1175.
- Bouysse, Ph. (2009) Geological map of the world scale 1:50000000. Sheet 1. <http://www.ccgmm.org>
- Chappel B.W., White A.I.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* **8**, 173-174.
- Chappel, B.W.; White, A.I.R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. **83**, 1-26.
- 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. *J. Geol. Society of London*. **149**, 569-579.
- Defant M.J., Drummond M.S. (1990) Derivations of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*. **347**, 662-665.
- Derbeko I.M. (2012) Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin. Chapter 5. In: *Updates in volcanology – A Comprehensive Approach to Volcanological Problems*. Ed. Francesco Stoppa. Rijeka, Croatia: InTech, 99-124.
- 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. *Geodyn. & Tectonoph.* **11**(3), 474-490.
- Derbeko I.M., Kichanova V.V. (2022) Post-Mesozoic Evolution of the Eastern Flank of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt. In: *Advances in Geophysics, Tectonics and Petroleum Geosciences. Advances in Science, Technology & Innovation*. Eds. M. Meghraoui Switzerland: Springer Nature, 577-581.
- 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. *J. Petrol.* **42**, 2033-2048.
- 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.
- 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 carboniferous granitic plutons from the northern margin of the North China Block: implications for a late Paleozoic active continental margin. *Geol. Magazine*. **143**, 1-13.
- Jahn B.-M., Zhang Z.Q. (1984) Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China: rare earth geochemistry and tectonic implications. *Contr. Mineral Petrol.* **85**, 224-243.
- 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. *Chem. Geol.* **157**, 119-146.
- Kay R.W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volc. Geothermal Res.* **4**, 117-132.
- 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. *J. Geol.* **101**, 703-714.
- Lai S.C., Qin J.F., Li Y.F. (2007) Partial melting of thickened Tibetan Crust: geochemical evidence from Cenozoic adakitic volcanic rocks. *Int. Geol. Rev.* **49**, 357-373.
- Le Bas M., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total-silica diagram. *J. Petrol.* **27**, 745-750.

- Le Roux A.P. (1986) Geochemical correlation between Southern African kimberlites and South Atlantic hot spot. *Nature*. **324**, 243-245.
- Li Y., Xu W.L., Tang J., Pei F.P., Wang F., Sun C.Y. (2018) Geochronology and geochemistry of Mesozoic intrusive rocks in the Xing'an Massif of NE China: implications for the evolution and spatial extent of the Mongol-Okhotsk tectonic regime. *Lithos*. **304–307**, 57-73.
- 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. *Geol. Magazine*. **154**(5), 923-945.
- Lom N., Şengör A.M.C., Natal'in B.A. (2018) A uniformitarian approach to reconstructing orogenic belts. *The Geological Society of America. Special Paper*. **540**. [https://doi.org/10.1130/2018.2540\(02\)](https://doi.org/10.1130/2018.2540(02))
- 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. Planet. Sci. Lett.* **419**, 125-133.
- 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. Planet. Sci. Lett.* **243**, 581-593.
- Maeda J. (1990) Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan. *Tectonophysics*. **174**, 235-255.
- Martin H. (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust – comparison with modern processes. *Lithos*. **46**, 373-388.
- Martin H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*. **46**(3), 411-429.
- 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**, 1-24.
- Mohan M., Kamber B.S., Piercey S.J. (2008) Boron and arsenic in highly evolved Archean felsic rocks: Implications for Archean subduction processes. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **274**, 479-488.
- 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. *J. Geol. Soc. London*. **152**, 689-701.
- Patiño-Douce A.E., Beard J.S. (1995) Dehydration – melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibole from 3 to 15 Kbar. *J. Petrol.* **36** (3), 707-738.
- Patiño-Douce A.E., What D. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Eds.: A. Castro, C. Fernandez, J.L. Vigneresse., *London: Geol. Soc., Spec. Public.* **168**, 55-75.
- Petford N., Atherton M.P. (1996) Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: The Cordillera Blanca Batholith, Peru. *J. Petrol.* **37**, 1491-1521.
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.* **145**, 325-94.
- 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. *Geol.* **21**, 1007-1010.
- 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. *J. Petrol.* **44**(9), 1657-1679.
- Sun Y., Li B., Zhao Z., Ding Q., Meng F., Chen X., Qian Y., Li Y. (2021) Late Jurassic adakitic ore-bearing granodiorite porphyry intrusions in the Xiaokele porphyry Cu (–Mo) deposit, Northeast China: implications for petrogenesis and tectonic setting. *Acta Geochim.* **40**(5), 702-717.
- Sun D.Y., Gou J., Wang T.H., Ren Y.S., Liu Y.J., Guo H.Y., Liu X.M., Hu Z.C. (2013) Geochronological and geochemical constraints on the Erguna massif basement, NE China: subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic crust. *Int. Geol. Rev.* **55**(14), 1801-1816.
- 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. Geol. Soc. Spec. Publ.* **42**, 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Chapter 2. Blackwell, Oxford, 1-379.
- Thorkelson D.J., Breitsprecher K. (2005) Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non adakitic magmas. *Lithos*. **79**, 25-41.
- Tommasini S., Avanzinelli R., Conticelli S. (2006) The Th/La and Sm/La conundrum of the Tethyan realm lamproites. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **311**, 469-478.
- 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.
- Zhang K.-J., Yan L.-L., Chen J. (2019) Switch of NE Asia from extension to contraction at the mid-Cretaceous: A tale of the Okhotsk oceanic plateau from initiation by the Perm Anomaly to extrusion in the Mongol–Okhotsk ocean? *Earth Sci. Rev.* **198**, 1-12.
- Zen E.-A.N. (1986) Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *J. Petrol.* **27**, 1095-1117.
- Zhou J.-B., Wilde S.A., Zhang X.-Z., Zhao G.-C., Zheng C.-Q., Wang Y.-Ju., Zhang X.-H. (2009) The onset of Pacific margin accretion in NE China: Evidence from the Heilongjiang high-pressure metamorphic belt. *Tectonophysics*. **478**, 230-246.
- 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. *Geol.* **33**, 465-468.
- Wen D.R., Chung S.L., Song B., Iizuka 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.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-Type Granites – Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions Mineral. Petrol.* **95**(4), 407-419.