

**БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СИСТЕМЫ ОСТРОВНАЯ ДУГА–ЗАДУГОВЫЙ БАССЕЙН
(АЛТАЙСКАЯ АКТИВНАЯ ОКРАИНА)**

М.Л. Куйбида^{1,2}

¹ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-т ак. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail: maxkub@igm.nsc.ru

²ФГАОУВО Новосибирский государственный университет, ул. Пирогова 2, г. Новосибирск, 630090

Поступила в редакцию 15 ноября 2018 г.

В работе обобщены результаты предшественников и представлены авторские данные по геологии, геохимии и о возрастных рубежах ранне-среднедевонских вулканических серий Западного Горного Алтая и Рудного Алтая, принадлежащих двум крупным вулканическим системам – Алтае-Минусинской и Алтае-Салаирской, соответственно. Исследованные базальты имеют смешанные геохимические характеристики между породами задуговых бассейнов и островных дуг или их тыловых зон растяжения. Рассматривается, что в раннем-среднем девоне на Алтайской окраине Сибирского континента происходило развитие системы задуговой бассейн – островная дуга.

Ключевые слова: вулканизм, геохимия, островная дуга, задуговой бассейн, девон, Алтай, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящие исследования направлены на решение одной из фундаментальных задач в области наук о Земле: палеорекострукции зарождения и развития активных окраин континентов. Их формирование является крупным тектоно-магматическим событием в геологической истории любого региона, отражающим на дневной поверхности скрытые эндогенные процессы. Последующая эволюция таких процессов оставляет значительный след в геологической летописи, сопровождаясь формированием протяженных окраинно-континентальных складчатых и магматических поясов. Соответственно, их завершение уверенно диагностируется большим количеством геологических данных, в то время как и для современных конвергентных обстановок до сих пор отсутствуют четкие диагностические критерии выявления эпизодов зарождения субдукции, когда океаническая литосферная плита начинает погружаться в мантию. С одной стороны, весь комплекс актуальных геодинамических моделей, разработанных на современных геологических объектах Пацифики, активно используется для расшифровки событий прошлого. С другой стороны, многовариантность интерпретаций на один и тот же тектоно-магматический эпизод и отсутствие деталь-

ной региональной аналитической базы данных позволяют серьезно говорить лишь о чередовании режимов сжатия и растяжения при палеорекострукциях.

Вопрос о зарождении и развитии активной окраины рассматривается на примере герцинского этапа западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – Алтайской активной окраины Сибирского континента. Формирование ЦАСП, или Алтайского тектонического коллажа (Алтаид), на протяжении более чем 800 млн лет сопровождалось многократными процессами субдукции и аккреции к окраине Сибирского континента островных дуг, микроконтинентов, симаунтов и фрагментов окраинно-морских бассейнов [3, 5, 14, 16, 33, 41, 60, 62, 70, 72 и др.]. Непосредственно позднепалеозойский этап этой эволюции определялся сближением Сибирского и Казахстанского континентов при их одновременном вращении по часовой стрелке, косоориентированной субдукцией, закрытием Иртыш-Зайсанского палеоокеана, а на постколлизиионном этапе – генеральными левосдвиговыми деформациями, что в итоге привело к формированию единой геологической мегаструктуры – Алтайской аккреционно-коллизиионной системы [6]. Смена каледонского этапа тектогенеза на герцинский и зарождение новой активной окраины со стороны Сибирского континента определялось существова-

нием двух контрастных режимов: конвергентного [4, 15, 18, 36, 48] и рифтогенного [2, 4, 7, 17, 18]. Первый был обусловлен взаимодействием литосфер Сибирского континента и Иртыш-Зайсанского палеоокеана; второй, «рифтогенный», проявился внутри террейно-орогенного обрамления континента, непосредственно перед формированием первых «надсубдукционных» вулканических комплексов. Таким образом, существовала пространственно-временная миграция вулканического фронта от континента к океану [36].

Особенности состава и механизмы петрогенеза базальтовых магм определены уже давно [57]. Выявленные диагностические признаки позволяют находить различия между магматизмом разных геодинамических обстановок, что делает базальтовую магму важным «свидетелем» глубинных геодинамических процессов. Суть идеи не нова и, как обычно, не позволяет сделать однозначные выводы при палеорекострукциях. Однако использование последних аналитических данных демонстрирует альтернативный сценарий к существующим ныне представлениям на геодинамическую эволюцию Алтайской активной окраины в раннем-среднем девоне.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Геологическая изученность

Возникшие при формировании Алтайской активной окраины протяженные и дискордантные между собой вулканические пояса в настоящее время подчеркивают общий «вложенный» друг в друга линзовидно-сегментированный структурный рисунок складчатой области и теневые контуры каледонских блоков в плане (рис. 1). Вулканические пояса входят в состав двух крупных систем: Алтае-Минусинской ($D_{1,2}$) и Алтае-Салаирской (D_1-C_1) [4, 18]. Традиционно считается, что вулканизм Алтае-Минусинской системы отражает инициальный окраинно-континентальный рифтогенез, начавшийся, вероятно, на границе силура-девона [2, 7, 17, 18, 24], а вулканизм Алтае-Салаирской системы являлся следствием субдукционных процессов, начавшихся в конце эмса и значительно проявившихся в раннем живете [3, 8, 18, 36].

Смена каледонского этапа тектогенеза на герцинский сопровождалась деформациями пассивной окраины и расчленением террейно-орогенного обрамления Сибирского континента крупными дислокациями на крупные тектонические блоки: Рудно- и Горно-Алтайский, Алтае-Монгольский, Томь-Колыванский, Салаирский и др. [4]. Так называемая Алтае-Саянская рифтовая область, состоявшая из протяженных зон рассеянного рифтогенеза, охватила огромную территорию от Российского Кузнецкого Алатау до Север-

ной Монголии, включая крупные прогибы (Минусинский, Коргонский, Холзунский, Деллоно-Юстыдский и др.) [2, 7]. Следом сформированный Алтайский субдукционный ороген традиционно районирован на фронтальную (Рудный Алтай), осевую (Центральный и Западный Горный Алтай и Салаир) и тыловую (Уймено-Лебедской прогиб в восточной части Горного Алтая и Западные Саяны) зоны (рис. 1) [15, 18].

Территория исследований

Предметом нашего рассмотрения являются вулканические ареалы в областях сопряженности Алтае-Минусинской и Алтае-Салаирской вулканических систем, с целью реконструкции пространственно-временной последовательности магматизма при зарождении и эволюции герцинской активной окраины Сибирского континента. Территория исследований включает Рудный Алтай и Западный Горный Алтай. Рудно-Алтайский тектонический блок расположен на территории Российского и Казахского Алтая и вытянут в северо-западном направлении более чем на 500 км при ширине около 100 км в полосе между Северо-Восточной и Иртышской сдвиговыми зонами. Иртышской сдвиговой зоной он ограничен от структур Калбинского предуглового бассейна со стороны фрагмента плиты Иртыш-Зайсанского палеоокеана и Северо-Восточной зоной деформаций от надвинутых континентальных блоков Горного Алтая со стороны Сибирского континента. В Западном Горном Алтае рассматривается территория, расположенная между Северо-Восточным и Юго-Западным обрамлениями Алтае-Монгольского тектонического блока (Россия), в зоне его сочленения с Горно- и Рудно-Алтайским блоками, соответственно. В современной структуре Алтае-Монгольский тектонический блок имеет длину около 1000 км и ширину до 250 км, располагаясь на территории Российского Алтая, Западной Монголии и Китайского Алтая. От смежных структур Рудно- и Горно-Алтайского геоблоков он ограничен Северо-Восточной зоной смятия и Чарышско-Теректинской сдвиговой зоной, соответственно (рис. 1).

Особенности геологического строения

Первое. К началу герцинской тектоно-магматической активности вся территория существовала как обширный материково-шельфовый бассейн на окраине Сибирского континента, с терригенно-карбонатной седиментацией, подобно современным пассивным континентальным окраинам [15]. В определении [4], пассивная окраина являлась «волочащейся» в процессе дрейфа и вращения Сибирского континента. Формирование активной окраины произошло, вероятно, на террасированно погруженном в сторону океана шельфе, с фундаментом из каледонских океанических и

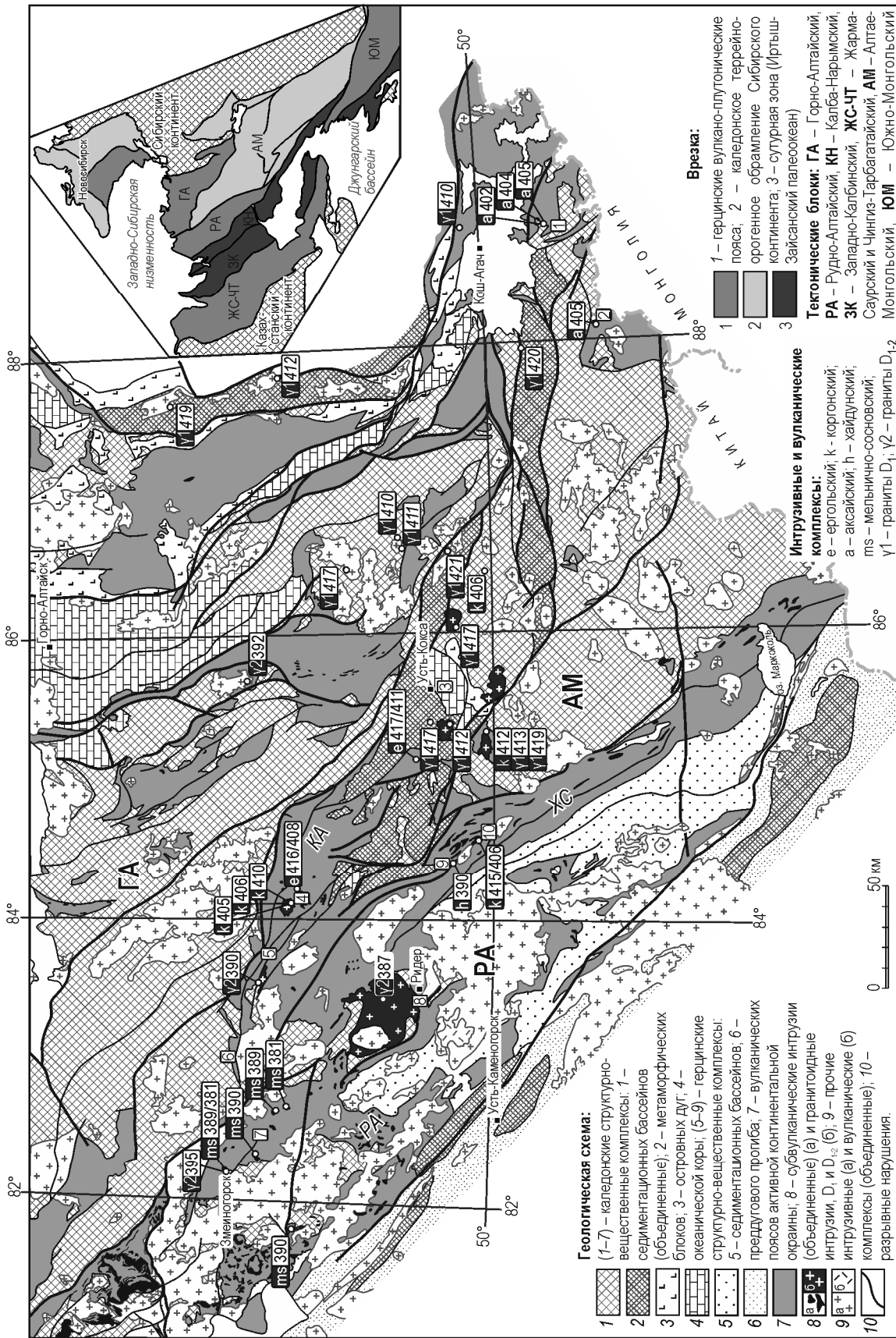


Рис. 1. Структурно-геологическая схема западной части Алтайской аккреционно-коллизионной системы и размещения девонских вулканических поясов. Схема составлена по материалам [10–12]; врезка – по материалам [5]. Тектонические блоки: РА – Рудно-Алтайский, ГА – Горно-Алтайский (объединенный), АМ – Алтай-Монгольский. Вулканические пояса: РА – Рудно-Алтайский, КА – Коргоно-Аксайский, ХС – Холзуно-Сарымакский. Опорные геологические участки: 1 – Аксай, 2 – Кашугты, 3 – Кокса, 4 – Кумир, 5 – Коргон, 6 – Тигирек, 7 – Зменогорск, 8 – Ридер, 9 – Хамир, 10 – Черлевая. Цифры в прямоугольниках – значения возраста (млн лет); обычным шрифтом – [11, 12, 23–27]; курсивом – [48]; через дробь – две группы конкордантных возрастов в пробе.

островодужных фрагментов, вошедших в состав террейно-орогенного обрамления Сибирского континента на предыдущем аккреционно-коллизийном этапе [4, 36].

Второе. Многократно отмечалось, что в раннем девоне пассивная окраина испытала кратковременное поднятие территории, которое непосредственно предшествовало и сопровождало начало вулканических процессов [10–12]. Не исключено, что это имело связь с началом субдукции – в момент пододвигания океанской плиты под континентальную. Согласно диагностическим признакам [29], это могла быть субдукция относительно молодой и легкой океанической литосферы, когда жесткое висячее крыло континентальной окраины приподнимается под действием сжимающих напряжений со стороны переднего края погружающегося слэба, а формирующийся надсубдукционный магматический пояс имеет в основании стратиграфический перерыв и угловое несогласие с подстилающими образованиями фундамента.

Третье. (1) С некоторыми дискуссиями и критикой [4], в Алтайском субдукционном орогене геофизическими методами дешифрируется палеозона Беньофа-Заварицкова [4], отмечены эйфель-живетские структурно-вещественные комплексы аккреционного клина [4, 19] и предполагается латеральная петрохимическая зональность вулканоплутонических поясов [18, 34, 36]. (2) Девонские метаморфические породы фации голубых сланцев и парные метаморфические пояса не выявлены [4]. (3) В Рудном Алтае отсутствует какая-либо метаморфическая литология, которую можно было бы интерпретировать как фрагменты докембрийского фундамента, на основании: палеонтологических исследований [13, 28], положительных значений $\epsilon_{Nd}(T)$ и отсутствия древних U-Pb изотопных возрастов цирконов в гранитоидах [10, 20, 22, 27].

Четвертое. (1) Палеорекострукции затруднены из-за эффекта наложенных аккреционно-коллизийных деформаций, в результате которых оригинальная структура геоблоков испытала значительную перестройку. Поскольку структурно-вещественные комплексы СВ части Рудного Алтая и Западного Горного Алтая были сжаты в линейные складки СЗ простирания с углом падения их крыльев $\sim 60\text{--}70^\circ$ [10–12], их мощность была увеличена, вероятно, не менее чем в 3 раза. В настоящее время мощность земной коры Западного Горного Алтая составляет 52–55 км [11, 12]. В Рудном Алтае разрез земной коры (36–50 км) отличается «базификацией» [4] за счет гребневидного выступа границы Мохо северо-западного направления, вероятно, отражающего астеносферный апвеллинг при растяжении континентальной литосферы. (2) Для критиков крупноамплитудных сдвиговых деформа-

ций наиболее остро стоит вопрос о возрасте и масштабах перемещения тектонических блоков в Алтайской аккреционно-коллизийной системе [5]. Наши авторские данные, которые нуждаются в публикации, свидетельствуют о левосторонней горизонтальной амплитуде смещения Западного Горного Алтая относительно Рудного Алтая примерно на 100–150 км.

ДЕВОНСКИЕ БАЗАЛТЫ АЛТАЙСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ

Инициальный рифтогенез

В Алтайском сегменте Алтае-Минусинской системы раннедевонский магматизм был приурочен к Коргоно-Аксайскому и Холзуно-Сарымсактинскому вулканическим поясам, обрамляющим с СВ и ЮЗ Алтае-Монгольский тектонический блок, соответственно, в этой части его территории (рис. 1). Инициальные вулканические ареалы имели распространение дискордантное по отношению к простиранию геоблока и относились к подводному линейно-трещинному типу, который со временем сменился центральным типом и формированием полигенных стратовулканов. Вулканизм был представлен дифференцированной андезибазальт – андезит – дациандезит – дацитовой серией гомодромной направленности (ергольский и коргонский вулканические комплексы; U-Pb LA-ICP-MS $\sim 416\text{--}410$ млн лет [24]). Завершение «рифтогенного» вулканизма на исследованной территории сопровождалось внедрением субвулканических интрузий риодацитов-риолитов (коргонского вулканического комплекса; U-Pb LA-ICP-MS и SHRIMP-II $\sim 413\text{--}405$ млн лет [11, 12, 26]).

Первое. Нижнедевонские вулканические породы Коргонского и Холзунского поясов (ергольский и коргонский вулканические комплексы) принадлежат к базальтам высокоглиноземистой среднекалийевой известково-щелочной серии (СAB; [57]), с уклоном составов ее более кислых конечных членов в субщелочную область ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.7\text{--}8.63$ вес. % [42, 59]). На классификационных диаграммах (рис. 2 а, в) их составы формируют единый геохимический тренд с субвулканическими риодацитами-риолитами (коргонского вулканического комплекса), завершившими «рифтогенный» вулканический этап. Многие базальты ергольского комплекса были подвержены интенсивному постмагматическому изменению в мелководно-морских условиях, выраженному, прежде всего, в альбитизации и, соответственно, обладают натриевым уклоном щелочей.

Второе. Породы основного-среднего состава, за исключением транзитных разновидностей, делятся на две главные группы. Породы группы I (базаль-

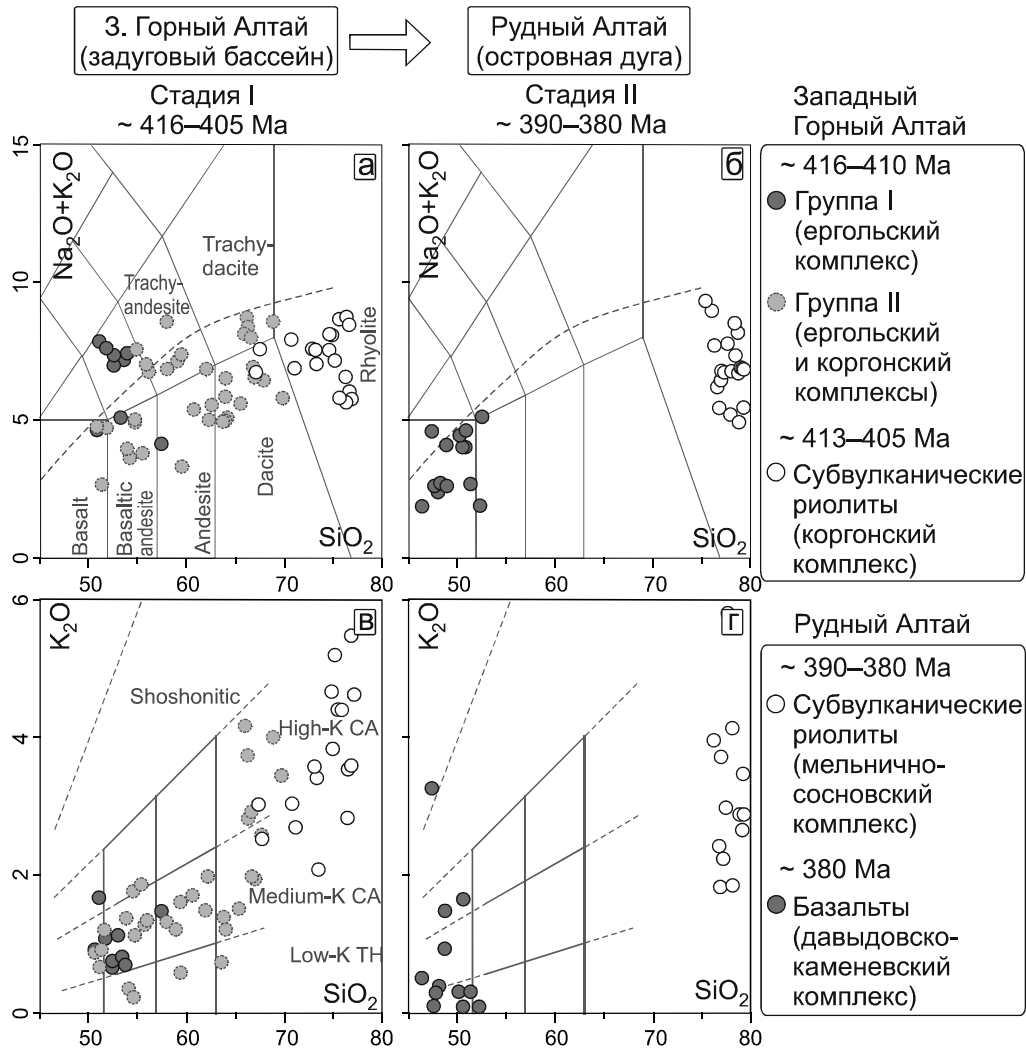


Рис. 2. (а, б) Диаграммы TAS [42] и (в, г) $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ [59] для классификации девонских вулканических серий Западного Горного Алтая и Рудного Алтая.

ты ергольского комплекса (ритм I), участки Кумир и Черневая (рис. 1), имеют характеристики ниобий обогащенных базальтов и андезитов (NEBA): TiO_2 (1.22–1.59 вес. %), $\text{Nb} = 3\text{--}11$ ppm, $\text{Nb}/\text{Th}_{\text{pm}}$ (0.17–1.15), $\text{Nb}/\text{La}_{\text{pm}}$ (0.39–0.75); рис. 3 а, 4 а [50, 51, 71]), в сравнении с типичными островодужными вулканическими сериями ($\text{TiO}_2 < 1\text{--}1.5$ вес. %, $\text{Nb} < 2$ ppm; рис. 3 а, 4 а). Авторские построения демонстрируют, что по соотношению $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 3 а) [46] составы этих пород группируются в области составов базальтов окраинных задуговых бассейнов [49–51, 56, 61, 64, 67, 71]. Породы группы II (базальты ергольского (ритм II) и коргонского комплексов; участки Кокса, Кумир, Коргон, Тигирек и Черневая; рис. 1) имеют геохимические характеристики, подобные эволюционированным высокомагнезиальным андезитам (EHMA): $\text{MgO} > 5$ вес. % (рис. 3 в) и $\text{FeO}^*/\text{MgO} < 2$ [61, 68];

$\text{Mg}\# > 50$ ($\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$), $\text{Ni} = 133\text{--}178$ ppm, $\text{Cr} = 112\text{--}505$ ppm.

Третье. Все породы основного-среднего состава характеризуются умеренно-дифференцированными спектрами распределения редкоземельных элементов (REE): $\text{La}/\text{Sm}_n = 1.3\text{--}3.4$; $\text{Gd}/\text{Yb}_n = 1\text{--}1.8$, нормированных к хондриту [66]; обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE: Rb, Ba, K, Pb и Sr), деплетированы в высокозарядных элементах (HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf, Y и Ti) и демонстрируют отрицательные аномалии по Nb ($\text{Nb}/\text{La}_{\text{morb}} = 0.3\text{--}0.81$; $\text{Nb}/\text{Th}_{\text{morb}} = 0.04\text{--}0.8$) на мультиэлементных спектрах, нормированных к NMORB [66] (рис. 5 а). С одной стороны, эти особенности характерны для известково-щелочных островодужных серий [42]. С другой стороны, составы исследованных пород отличаются от них более высокими значениями Nb/LREE и Nb/HFSE от-

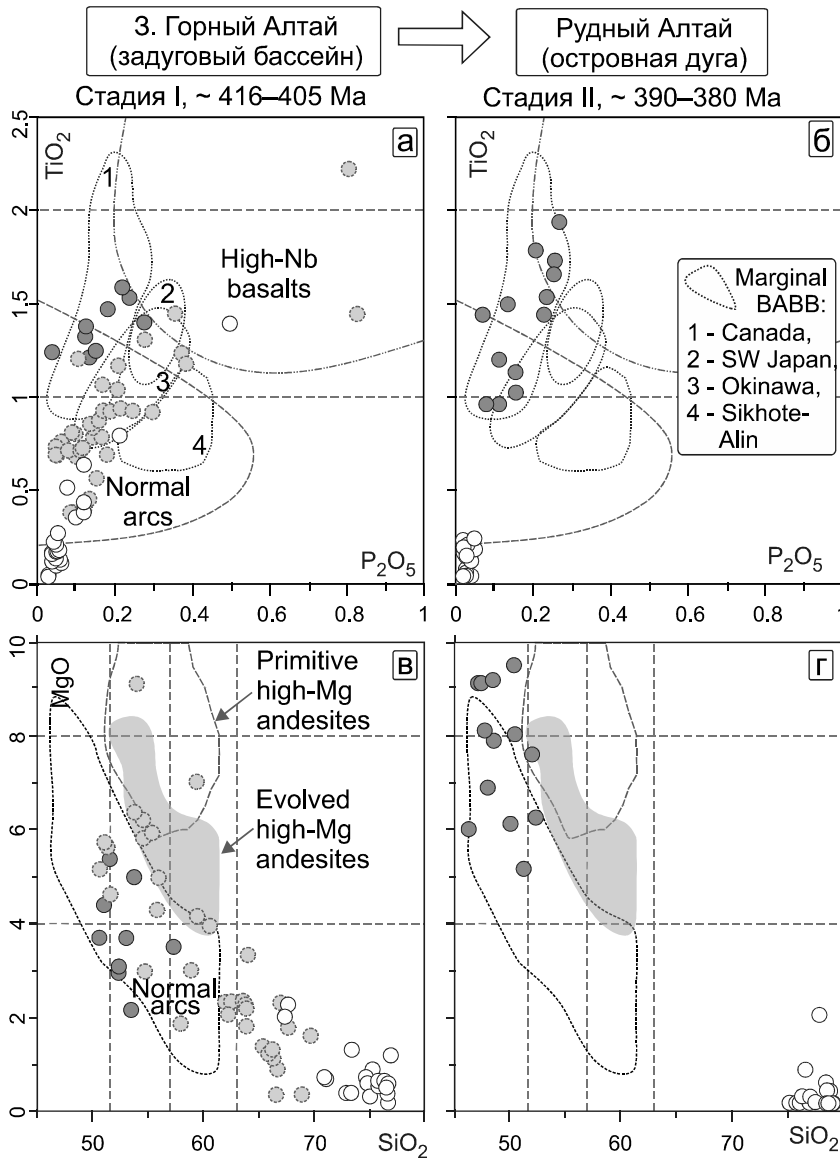


Рис. 3. (а, б) Диаграмма $TiO_2-P_2O_5$ [46] с вынесенными полями составов базальтов окраинно-континентальных задуговых бассейнов, заложенных на основании с континентальной литосферой: Сихотэ-Алинь [38], СЗ Япония [61, 67], Окинава [49, 56, 64], Канада [50, 51, 71]. (в, г) Диаграмма SiO_2-MgO для дискриминации примитивных высокомагнезиальных андезитов (PHMA), эволюционированных высокомагнезиальных андезитов (EHMA) и обычных островодужных серий [61, 68].

Условные обозначения, как на рис. 2.

ношений [43] и имеют сходство с так называемыми обогащенными базальтами задуговых бассейнов (enriched-BABB): $(Nb/Yb)_{morb} > 1$ (рис. 4 а) [58] и $Ti/V \sim 50$ (рис. 4 б) [63]. Составы базальтов демонстрируют значения Zr/Nb (14–33) отношений, промежуточные между таковыми в NMORB ($Zr/Nb \sim 32$) и EMORB ($Zr/Nb \sim 9$) [66], и соответствующие изотопные параметры ϵNd (316 Ma) от 3.6 до 5.4.

Вулканическая дуга

Вулканизм Рудного Алтая характеризовался мощными, преимущественно мелководно-морскими извержениями, приуроченными к линейным зонам растяжения земной коры [4], и сопровождался внедрением комагматичных субвулканических и гипабиссальных интрузивов [10]. В раннем-среднем девоне, по данным [8, 10], специфический вулканизм имел маятнико-

вый характер (риолиты-базальты-дациты) или, по данным [4, 35, 40] – антидромный бимодальный внутри каждого ритма; породы промежуточного петрохимического ряда почти отсутствовали [36]. Характерными особенностями являлось общее преобладание (9:1) кислых эффузивов над основными [10, 36], а также так называемый ярко выраженный «живет-франкий базальтовый уровень», с последующей генерацией габбро-гранитной серии (змеиногорский комплекс; 378–372 млн лет [10, 27]). В свете новых представлений, последовательное прекращение формирования субдукционного клина в Калбинском преддуговом бассейне, появление базальтов, фиксирующих максимальный пик растяжения континентальной литосферы, и последующая массовая генерация гранитоидов с контрастными геохимическими характеристиками (I , A_2 -типа) рассматриваются нами как результат сме-

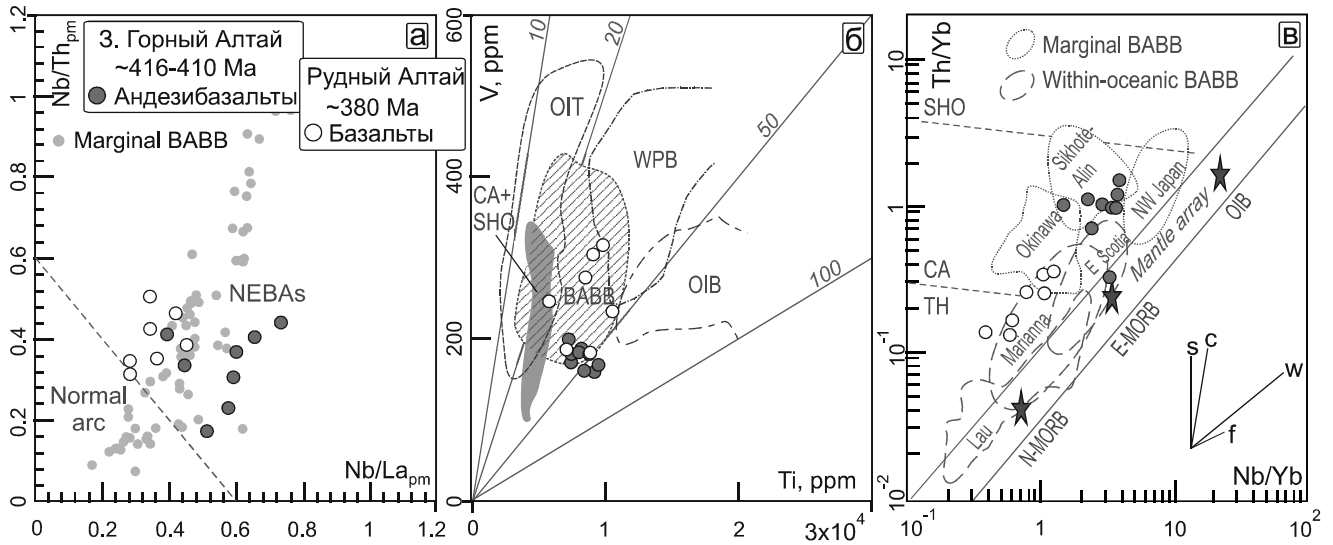


Рис. 4. Дискриминационные диаграммы для базальтов различных геодинамических обстановок: (а) $Nb/Th_{pm} - Nb/La_{pm}$ [50] и (б) $Ti-V$ [63]. NEBAs – ниобий-обогащенные базальты и андезиты задуговых бассейнов; OIT – телеиты океанических островов; WPB – внутриплитные базальты; OIB – базальты океанических островов; BABB – базальты задуговых бассейнов; CA – известково-щелочная серия; SHO – шохонитовая серия. (в) Вариации отношений Th/Yb и Nb/Yb в вулканических породах и обогащения различными компонентами: (s) субдукционным, (c) коровым, (w) региональным мантийным источником; f – фракционирование [58].

На графике показаны поля составов BABB из внутриокеанических [49] и окраинно-континентальных задуговых бассейнов [49, 56, 61, 64, 67].

ны геодинамической обстановки от косой субдукции к окраинно-континентальной трансформной системе [21, 22, 27, 54]. Поэтому в настоящее время мы не рассматриваем временной отрезок после живет-франского уровня как субдукционно-связанный этап.

Собственно инициальный магматический ритм в Рудном Алтае был представлен подводными извержениями кислого состава [10], внедрением коагматичных гранитоидов (алейского комплекса; U-Pb SHRIMP-II ~395–384 млн лет [23]) и субвулканических риолитов (мельнично-сосновского вулканического комплекса; U-Pb LA-ICP-MS ~390–380 млн лет [25]); участки Змеиногогорск и Ридер (рис. 1). Таким образом, так называемый «надсубдукционный» магматизм был оторван во времени от инициального «рифтогенного» по крайней мере на 10 млн лет и обладал многими чертами антидромной контрастной базальт-риолитовой формации с преобладающим объемом существенно кислых продуктов извержений.

Первое. Диаграммы на рис. 2 б, г демонстрируют бимодальное распределение петрохимических составов ранне-среднедевонских вулканических пород Рудного Алтая. Основные породы (давыдовско-каменевского вулканического комплекса) принадлежат к высоко-магнезиальной низкокальциевой толеитовой серии: $Na_2O + K_2O = 0.17-4.6$ вес. %, $MgO =$

$5.15-9.5$ вес. %, $FeO^*/MgO = 1-2.76$, при $SiO_2 = 44.25-52.23$ вес. % (рис. 2 б, г) [42, 59]. По своим редкоэлементным характеристикам породы делятся на две группы – со слабо отрицательными ($La/Sm_n = 0.7-1.3$, $Gd/Yb_n = 1.26-1.32$) и слабо положительными ($La/Sm_n = 1.16-1.42$, $Gd/Yb_n = 1.26-1.39$) спектрами LREE (рис. 5 б), нормированных к хондриту [66]. Породы второй группы, относительно первой, более обогащены Th, U и Nb. Пологие спектры распределения REE и отрицательные аномалии по Nb ($Nb = 0.6-3.2$ ppm; $Nb/La_{morb} = 0.3-0.5$; $Nb/Th_{morb} = 0.1-0.2$) на мультиэлементных диаграммах, нормированных к NMORB [66] (рис. 5 б), характерны для островодужных толеитовых базальтов (IAT [30]). Диапазон Zr/Nb (24–51) отношений более близок к таковым в NMORB [66].

Второе. С другой стороны, относительно составов IAT, живет-франские базальты Рудного Алтая обеднены Th, U, в некоторых случаях Pb, и имеют увеличенные значения $(La/Yb)_n = 0.9-2.8$ и $(Nb/Yb)_{morb} = 0.6-1.4$ отношений. Повышенные содержания TiO_2 (0.96–1.92 вес. %; рис. 3 б), значения Nb/Th_{pm} (0.24–0.5), Nb/La_{pm} (0.29–0.45) и Ti/V (~20–50) отношений характерны для BABB (рис. 3 а) [53], (рис. 3 б) [63].

В совокупности, девонские базальты Западного Горного Алтая и Рудного Алтая имеют геохимическое

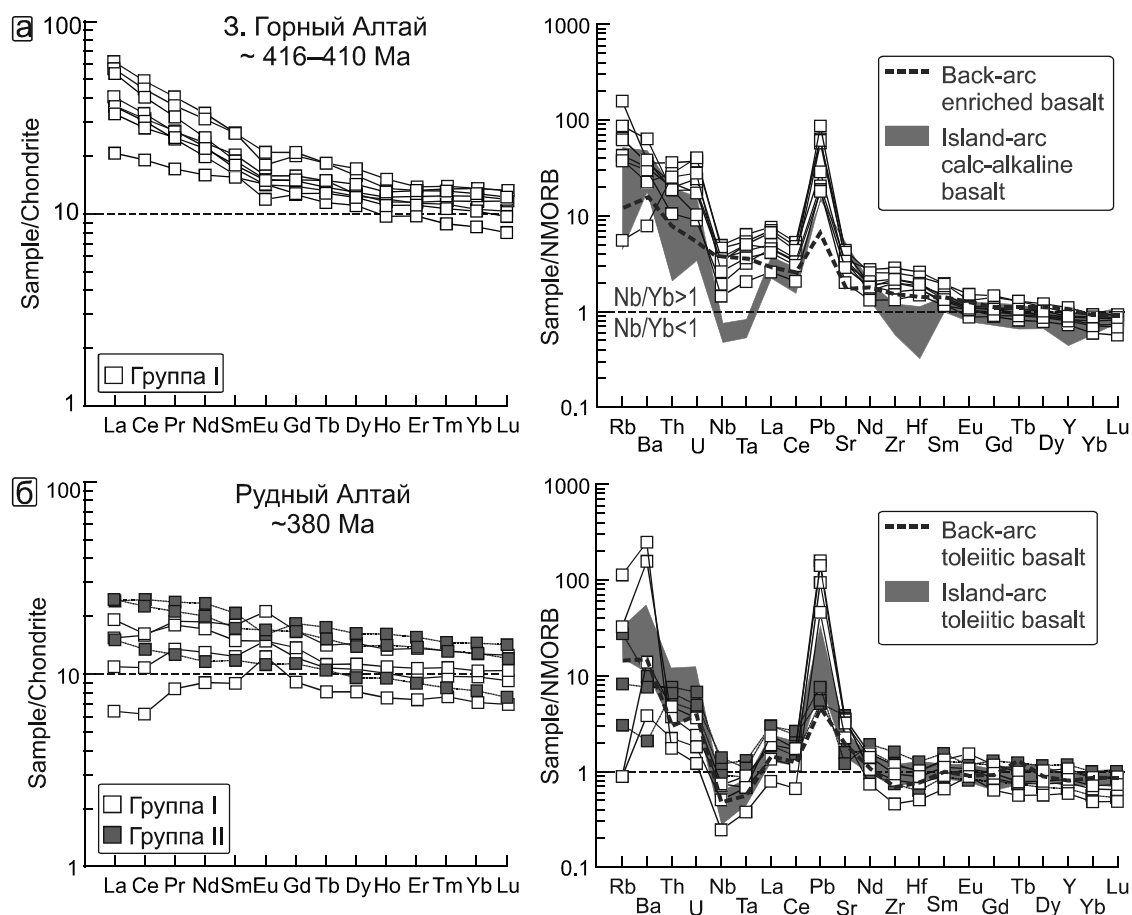


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ и спайдер-диаграммы для базальтов Западного Горного Алтая (а) и Рудного Алтая (б), в сравнении с известково-щелочными [42] и толеитовыми [31] базальтами островных дуг; и толеитовыми [53] и обогащенными базальтами задуговых бассейнов [58].

Содержания нормированы к хондриту и NMORB [66].

сходство с известково-щелочными и толеитовыми базальтами островных дуг. Тем не менее, они демонстрируют обогащение внутриплитным компонентом относительно субдукционного [58], подобно базальтам окраинно-континентальных задуговых бассейнов [55] (рис. 4 в).

ДИСКУССИЯ

Тип конвергентной окраины

Принадлежность Алтайского субдукционного орогена к определенному типу конвергентной обстановки остается дискуссионным вопросом. Традиционно существует аналогия с позднемезозойской эволюцией активных окраин Западной и Восточной Пацифики, формировавшихся в последовательности: (1) обстановка андского типа – развал субдукционного орогена – система задуговой бассейн–энсиалическая островная дуга Японского типа (рис. 6 а, б) [4, 18, 36, 48]; (2) обстановка андского типа – развал суб-

дукционного орогена – трансформная система «океан-континент» калифорнийского типа [35]. Отметим, что вопрос о развале субдукционного орогена в этих работах не рассматривался. Существовало отождествление с раскрытием трога Окинава в тылу энсиалической островной дуги Рюкю (к югу от Японии) и проводилась параллель с формированием грабена Таупо (о. Северный Новой Зеландии). В свете последних представлений предшественников инициальный рифтогенез являлся результатом плюм-тектонических факторов, воздействовавших на пассивную окраину Сибирского континента в начале раннего девона [2, 7]. Согласно нашим представлениям, рифтогенез мог быть просто закономерен в процессе непрерывного дрейфа и вращения Сибирского континента [32] или возник в результате «внешнего» воздействия, по аналогии с механизмами окраинно-континентальных трансформных систем Западной Пацифики [39]. В качестве графического приложения к нашей рабочей ги-

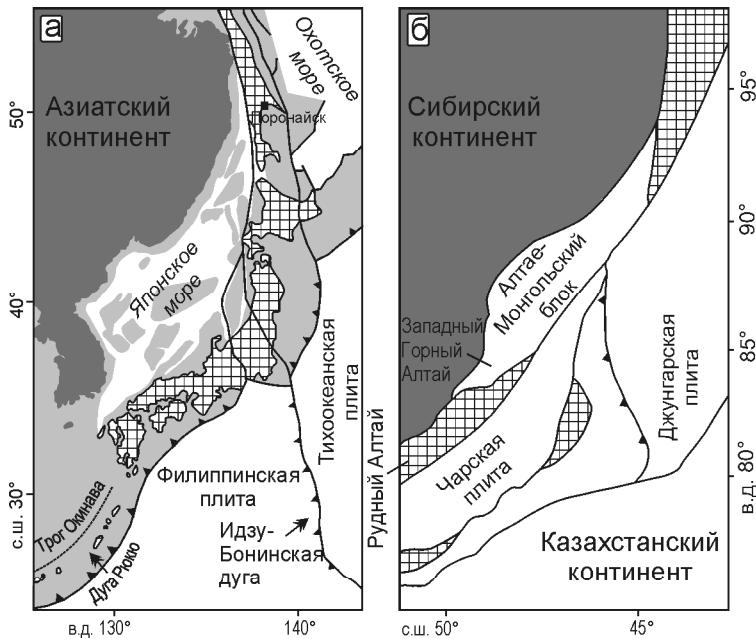


Рис. 6. Графическое приложение к рабочей гипотезе авторов для сопоставления главных структурных элементов (а) континентальной окраины Восточной Азии с Японским задуговым бассейном [31, 55] и (б) СЗ части Центрально-Азиатского складчатого пояса с Алтае-Монгольским тектоническим блоком, в настоящее время [5].

потезе, рис. 6 демонстрирует близость структурных мотивов территории Японского моря (а), как задугового бассейна [31, 55], и Алтае-Монгольского тектонического блока (б) в настоящее время [5].

Первое. Не исключая аналогии с активной континентальной окраиной андского типа, отметим несколько моментов. (1) Развал субдукционных орогенов андского типа на обоих берегах Пацифики сопровождался генерацией «адакитовых» кислых магм как результат частичного плавления основания сверхутолщенной континентальной коры [45, 47, 52] при литосферной деляминации и астеносферном апвеллинге [69, 73, 75]. В Алтайском субдукционном орогене до сих пор не обнаружены девонские магматические породы с адакитовыми характеристиками, которые могли бы свидетельствовать о развале сверхутолщенного орогена, или, например, о погружении зоны спрединга и плавлении слэба в субдукционных окнах [1]. (2) Формирование субдукционных орогенов андского типа проходило в условиях субдукции океанической плиты под террейно-орогенные пояса в непосредственной близости к древним континентальным массивам земной коры. В противоположность, Алтайская окраина была лишена близости жесткого докембрийского основания [6], и только последующая коллизия с Казахстанским континентом в середине карбона привела к увеличению ее мощности [61], сравнимой, тем не менее, только с мощностью континентальных окраин андского типа (50–60 км) [47, 75].

Второе. (1) Отмечается полифациальность седиментации [15] и обстановка неглубокого морского бассейна [36] на разных временных отрезках и в раз-

ных частях Алтайской активной окраины. Например, в Западном Горном Алтае массивные органогенные постройки с коралловыми фациями позднеживетского возраста венчают вершины хребтов Коргонского вулканического пояса [11]. В Рудном Алтае формирование массивных рифогенных построек проходило локально на склонах вулканов в периоды затишья в позднем фране [37]. (2) Некоторые из полиметаллических месторождений Рудного Алтая рассматриваются как аналог типа «куроко» [9], т.е. в связи с формированием черных курильщиков в обстановках субмаринного растяжения внутридуговых рифтов или задуговых бассейнов. Таким образом, представляется, что горная страна, заключенная внутри территории Рудного Алтая и Западного Горного Алтая, является деформированным мелководно-морским бассейном, отличающимся от современных задуговых бассейнов Западной Пацифики с глубинами ~2–4 км [55]. Интуитивно мы понимаем, что на одном из отрезков времени формирование Алтайского субдукционного орогена могло сопровождаться пологим погружением океанической плиты, по механизму андского типа, однако значительного утолщения континентальной коры не случилось. По этой причине тыловая зона растяжения могла формироваться в мелководно-морской обстановке, но и масштабного спрединга, с формированием новой океанической коры, также не произошло.

Третье. Расширяющийся аккреционный ороген? В мировых научных публикациях [44] этот термин используется для классификации субдукционных орогенов, чье формирование сопровождалось продолжительным расширением задугового бассейна в че-

редовании с короткими эпизодами сжатия. На объектах активных окраин Пацифики были установлены и систематизированы некоторые диагностические признаки таких конвергентных систем: (1) развитие рифтогенных бассейнов с вулканокластическими турбидитами и инициальными базальтами с рифтогенными характеристиками; (2) большой объем гранитоидов и кислых вулканических пород; (3) плохо определяемая зона желоба и преддугового бассейна; (4) метаморфические породы фации голубых сланцев и парные метаморфические пояса редки или отсутствуют; преобладает региональный низкобарический метаморфизм; пик метаморфизма соответствует деформациям сжатия; (5) отсутствие древних высокоградных метаморфических комплексов фундамента и свидетельств более раннего утолщения коры. Главные диагностические признаки – формирование вулканических рифтовых бассейнов и связанных с ними базальтов на протяжении всей орогенной истории.

Тектоническое приложение

Наш концептуальный сценарий эволюции Алтайской активной окраины в раннем-среднем девоне основан на анализе и обобщении материалов предшественников и оригинальных данных о возрасте и составе магматических комплексов. Мы предполагаем, что на начальном этапе зарождения Алтайской активной окраины инициальные вулканические серии формировались в обстановке окраинно-континентального рифтинга (Западный Горный Алтай), по аналогии с инициальным открытием задуговых бассейнов Западной Пацифики [38, 39]. Откат и изменение угла наклона (с пологого на крутой) субдуцирующей плиты Иртыш-Зайсанского океана могли быть одной из причин для формирования новой зоны растяжения в тылу островной дуги (Рудный Алтай) и миграции вулканизма от континента к океану, согласно модели [65], представленной на рис. 7 а, б. При новом тыловодужном рифтинге была сформирована бимодальная антидромная ассоциация, оторванная во времени от инициального вулканизма на ~10 млн лет, например, подобная таковой в трог Окинава [74]. В свете этой гипотетической модели возникает закономерный вопрос о возрасте и местонахождении инициальных надсубдукционных вулканических комплексов и фронтальной части Рудно-Алтайской островной дуги.

ВЫВОДЫ

Девонские базальты Западного Горного Алтая и Рудного Алтая имеют смешанные геохимические характеристики между таковыми вулкаников в островных дугах и задуговых бассейнах или в зонах растяжения тыловых частей островных дуг.

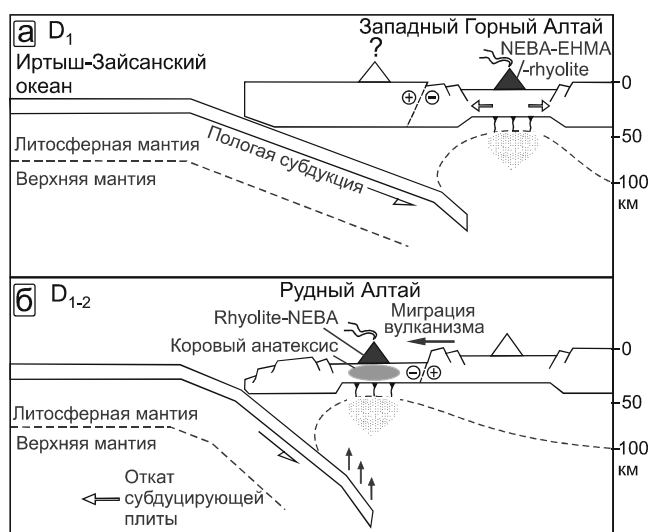


Рис. 7. Схематическая иллюстрация двухстадийной динамики развития Алтайской субдукционной системы в раннем-среднем девоне, в соответствии с моделью [65].

(а) D_1 : полая субдукция Иртыш-Зайсанской океанической плиты под Алтайскую континентальную окраину; формирование тыловой зоны растяжения (Западный Горный Алтай), и генерация базальтов с геохимическими характеристиками ВАВВ при частичном плавлении деплетированной верхней мантии и обогащенной литосферной мантии, без активного вклада субдукционного компонента. Поскольку под фронтальной частью активной окраины мантийный клин отсутствует, то формирование надсубдукционного вулканического пояса могло произойти, вероятно, только на начальной стадии субдукции.

(б) D_{1-2} : откат субдуцирующей плиты; формирование мантийного клина под фронтальной частью активной окраины (Рудный Алтай); миграция вулканического фронта от континента к океану. Интенсивное растяжение, частичное плавление вещества мантийного клина, с вкладом субдукционного флюида, и подъем геотерм могли быть причиной масштабного корового анатексиса и формирования большого объема риолитов.

Предлагается традиционная гипотеза, что в раннем-среднем девоне на Алтайской окраине Сибирского континента произошло развитие системы задуговой бассейн – островная дуга.

Автор благодарен д.г.-м.н. Н.Н. Круку, А.Э. Изоху, и к.г.-м.н. Р.А. Шелепаеву, И.Ю. Сафоновой. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (Проект № 14.Y26.31.0018), Российского фонда фундаментальных исследований (Проект № 16-05-01021); согласно плану Государственного задания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геохимических условий образования // Вестн. КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2011. (1). С. 45–60.

2. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // Докл. АН. 2004. Т. 395, № 3. С. 367–370.
3. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
4. Большой Алтай (геология и металлогения) / Г.Н. Щерба, Х.А. Бесплаев, Б.А. Дьячков. Алматы: РИО ВАК РК, 1998. 387 с.
5. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
6. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 12–14.
7. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 9. С. 1283–1313.
8. Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Калугин И.А., Тикунов Ю.В. Металлогеническая специализация и петрохимические особенности девонского вулканизма Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 5. С. 703–715.
9. Гаськов И.В. Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. 2015. № 2. С. 17–39.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-44-XI (Змеиногорск): Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-44-VII (Усть-Кан): Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 171 с.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-XIII (Усть-Кокса): Объясн. зап. СПб. 2008. 194 с.
13. Гутак Я.М., Валиева Ф.Л., Мурзин О.В. Корбалихинская свита Рудного Алтая и проблема возраста Алейского метаморфического комплекса / 300 лет горно-геологической службе России: история горного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. С. 200–205.
14. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 5–28.
15. Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Языков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 118–145.
16. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., 1990. Т. I.
17. Козлов М.С. Палеотектоника и палеовулканизм среднего палеозоя Юго-Западного Алтая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 12. С. 17–34.
18. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров. Новосибирск: СО РАН, 2000. 185 с.
19. Котлер П.Д., Крук Н.Н., Хромых С.В., Навозов О.В. Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2015. № 400. С. 345–353.
20. Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН. 1999. Т. 366, № 3. С. 395–397.
21. Крук Н.Н., Сенников Н.В. Геологическая позиция, геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования позднеживетско-раннефранских базальтов центральной части Горного Алтая // Докл. АН. 2012. Т. 446, № 5. С. 550–555.
22. Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 8. С. 1403–1423.
23. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Шокальский С.П. Надсубдукционные плагиограниты Рудного Алтая: возраст и особенности состава // Докл. АН. 2015. Т. 464. С. 1–6.
24. Куйбида М.Л., Крупчатников В.И., Попова О.М., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А., Черданцева М. Инициальный базитовый вулканизм Алтайской активной окраины Сибирского континента (Горный Алтай): геохимические характеристики и геохронология: Материалы IV Всерос. конф. с междунар. участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток, 17–23 сентября 2018 г. Владивосток: Дальнаука, 2018. С. 180–183.
25. Куйбида М.Л. Возраст и состав риолитов Мельнично-Сосновского вулканического комплекса (Рудный Алтай) // X Всероссийская петрографическая конференция с междунар. участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов» Томск, 27–30 ноября 2018 г. Томск, 2018. С. 219–225.
26. Куйбида М.Л., Тимкин В.И., Кривчиков В.А. Мурзин О.В., Крупчатников В.И., Попова О.М., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Куйбида Я.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Комия Ц., Аоки Ш., Сун М. Среднепалеозойские риолиты Горного и Рудного Алтая: возраст и особенности состава // Докл. АН. 2019. (В печати).
27. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Мурзин О.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Куйбида Я.В., Крук Е.А., Мороз Е.И., Владимиров В.Г., Руднев С.Н. Геохимические характеристики и геохронология контрастного гранитоидного магматизма Рудного Алтая: к вопросу о трансформной окраине Азиатского континента // Литосфера. 2019. (В печати).
28. Кульков Н.П. Биостратиграфия нижнего и среднего девона Рудного Алтая. М.: Наука, 1980. 189 с.
29. Ломизе М.Г. Начальная фаза субдукции на континентальных окраинах // Геотектоника. 2003. № 5. С. 73–88.
30. Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Кимура Д.И. Роль задуговых процессов в происхождении субдукционных магм: новые данные по изотопии Sr, Nd и Pb в вулканитах ранних этапов формирования о. Кунашир (Курильская островная дуга) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 3. С. 469–487.
31. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит

- (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961.
32. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 7. С. 883–899.
33. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. Т. 6. С. 3–33.
34. Поляков Г.В., Фовгаль В.Н., Телешев А.Е., Федосеев Г.С., Богнибов В.И. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активации каледонско-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203, № 6. С. 1374–1377.
35. Промыслова М.Ю. Новая концепция геодинамической природы девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Докл. АН, 2004. Т. 399, № 5. С. 655–657.
36. Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
37. Сараев С.В., Батурина Т.П., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Сенников Н.В. Среднепозднедевонские островодужные вулканогенно-осадочные комплексы северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 10. С. 1285–1303.
38. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
39. Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340–345.
40. Чернов В.И. Проблема петрохимической цикличности вулканизма и взаимоотношений между источниками основной и кислой магмы (на примере Рудного Алтая) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 1. С. 49–57.
41. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 12. С. 1831–1850.
42. Bas M.L., Maitre R.L., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrology. 1986. V. 27. N. 3. 745–750.
43. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et / ou de contamination crustale // C.R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. 309. 2023–2029.
44. Collins W.J. Nature of extensional accretionary orogens // Tectonics. 2002. V. 21, N 4.
45. DeCelles P.G. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western USA // Am. J. Sci. 2004. V. 304, N 2. P. 105–168.
46. Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., De Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // J. Geol. Soc. Lond. 1992. V. 149. P. 569–579.
47. Foster D.A., Schafer C., Fanning C.M., Hyndman D.W. Relationships between crustal partial melting, plutonism, orogeny, and exhumation: Idaho-Bitterroot batholiths // Tectonophysics, 2001. V. 342, N 3–4. P. 313–350.
48. Glorie S., De Grave J., Buslov M., Zhimulev F.I., Izmer A., Vandoorne W., Elburg M.A. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai–Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): zircon U/Pb constraints on the igneous record // Gondwana Res. 2011. V. 20, N 2–3. P. 465–484.
49. Guo K. et al. Geochemical characteristics of major and trace elements in the Okinawa Trough basaltic glass // Acta Oceanologica Sinica. 2018. 37. N. 2. P. 14–24.
50. Hollings P., Kerrich R. An Archean arc basalt–Nb-enriched basalt–adakite association: the 2.7 Ga Confederation assemblage of the Birch–Uchi greenstone belt, Superior Province // Contrib. Miner. Petrol. 2000. V. 139, N 2. P. 208–226.
51. Hollings P. Archean Nb-enriched basalts in the northern Superior Province // Lithos. 2002. V. 64, N 1. P. 1–14.
52. Kapp J.D. A., Miller C.F., Miller J.S. Ireteba pluton, Eldorado Mountains, Nevada: Late, deep-source, peraluminous magmatism in the Cordilleran Interior // J. Geol. 2002. V. 110, N 6. P. 649–669.
53. Keller N.S., Arculus R.J., Hermann J., Richards S. Submarine back-arc lava with arc signature: Fonualei Spreading Center, northeast Lau Basin, Tonga // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2008. V. 113(B8).
54. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P., Serov P.A., Volkova. N.I. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42, N 5. P. 928–948.
55. Letouzey J., Kimura M. Okinawa Trough genesis: structure and evolution of a backarc basin developed in a continent // Marine and Petrol. Geol. 1985. V. 2, N 2. P. 111–130.
56. Li X., Zeng Z., Wang X., Chen S., Ma Y., Yang H., Chen Z. Petrogenesis of basalt from the middle Okinawa Trough: New insights from olivine-hosted melt inclusions // Geol. J. 2018. V. 37, N 1. P. 73–88.
57. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
58. Pearce J.A., Stern R.J. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives // Geophysical monograph Am. Geophys. Union, 2006. 166. 63.
59. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58, N 1. P. 63–81.
60. Safonova I., Seltmann R., Kröner A., Gladkochub D., Schulmann K., Xiao W., Kim T., Komiya T., Sun M. A new concept of continental construction in the Central Asian Orogenic Belt (compared to actualistic examples from the Western Pacific) // Episodes. 2011. V. 34. P. 186–194.
61. Sato M., Shuto K., Nohara-Imanaka R., Takazawa E., Osanai Y., Nakano N. Repeated magmatism at 34 Ma and 23–20 Ma producing high magnesian adakitic andesites and transitional basalts on southern Okushiri Island, NE Japan Arc // Lithos. 2014. V. 205. P. 60–83.

62. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altai tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–307.
63. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–118.
64. Shinjo R., Chung S.L., Kato Y., Kimura M. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 1999. V. 104, N B5. P. 10591–10608.
65. Shinjo R., Woodhead J. D., Hergt J. M. Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: Magma source compositions and geodynamic implications // *Contrib. Miner. Petrol.* 2000. V. 140, N 3. P. 263–282.
66. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes / *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. N 42. P. 313–345.
67. Tamura Y., Yuhara M., Ishii T. Primary arc basalts from Daisen volcano, Japan: Equilibrium crystal fractionation versus disequilibrium fractionation during supercooling // *J. Petrol.* 2000. V. 41, N 3. P. 431–448.
68. Tatsumi Y., Ishikawa N., Anno K., Ishizaka K., Itaya T. Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc: K-Ar chronology of the Setouchi volcanic belt // *Geophys. J. Intern.* 2001. V. 144, N 3. P. 625–631.
69. Wang Q., Wyman D. A., Xu J., Jian P., Zhao Z., Li C., He B. Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71, N 10. P. 2609–2636.
70. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc.* 2007. V. 164. P. 31–47.
71. Wyman D.A., Ayer J.A., Devaney J.R. Niobium-enriched basalts from the Wabigoon subprovince, Canada: Evidence for adakitic metasomatism above an Archean subduction zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 179, N 1. P. 21–30.
72. Xiao W., Santosh M. The western Central Asian Orogenic Belt: a window to accretionary orogenesis and continental growth // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P. 1429–1444.
73. Xu W. L., Wang Q.H., Wang D.Y., Guo J. H., Pei F.P. Mesozoic adakitic rocks from the Xuzhou-Suzhou area, eastern China: Evidence for partial melting of delaminated lower continental crust // *J. Asian Earth Sci.* 2006. V. 27, N 4. P. 454–464.
74. Zhang Y., Zeng Z., Chen S., Wang X., Yin X. New insights into the origin of the bimodal volcanism in the middle Okinawa Trough: not a basalt-rhyolite differentiation process // *Frontiers of Earth Sci.* 2018. V. 12, N 2. P. 325–338.
75. Zhu G., Niu M., Xie C., Wang Y. Sinistral to normal faulting along the Tan-Lu Fault Zone: Evidence for geodynamic switching of the East China continental margin // *J. Geol.* 2010. V. 118, N 3. P. 277–293.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

После доработки 19.12. 2018 г.
принята к публикации 14.01.2019 г.

M.L. Kuibida

Basaltic volcanism of island arc–back arc basin system (Altai active margin)

The paper summarizes the results of the predecessors and presents the author's data on geology, geochemistry and isotope geochronology of the Early-Middle Devonian volcanic series of the Western Gorny-Altai and Rudny Altai, belonging to two large volcanic systems, Altai-Minusa and Altai-Salair, respectively. The studied basalts have mixed geochemical characteristics between those in the island arcs and back-arc basins or in zones of stretching of rear parts of island arcs. The traditional hypothesis is proposed that in the Early-Middle Devonian on the Altai margin of the Siberian continent there was a development of the island arc – back-arc basin system.

Key words: volcanism, geochemistry, island arc, back arc basin, Devonian, Altai, Central Asian fold belt.