

На правах рукописи



САФОНОВА Инна Юрьевна

**ВНУТРИПЛИТНЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАЗАЛТЫ
ИЗ АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-
АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЗАПАДНОЙ
ПАЦИФИКИ**

Специальность: 25.00.04 – петрология, вулканология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Новосибирск – 2020

Работа выполнена в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии Наук

Официальные оппоненты:

Самсонов Александр Владимирович, член-корр. РАН, д. г.-м. н., главный научный сотрудник Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва

Сорокин Андрей Анатольевич, член-корр. РАН, д. г.-м. н., директор Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИГиП ДВО РАН), г. Благовещенск

Светов Сергей Анатольевич, д. г.-м. н., профессор, директор Института геологии — обособленного подразделения Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра "Карельский научный центр РАН" (ИГ КарНЦ РАН), г. Петрозаводск

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (ДВГИ ДВО РАН), г. Владивосток

Защита состоится 21 декабря 2020 г. в 10 часов на заседании диссертационного совета Д003.067.03 в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН по адресу: 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3.

Тел./факс: 8 (383) 333-21-30, 333-27-92
e-mail: turkina@igm.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геологии и минералогии СО РАН и на сайте: <https://www.igm.nsc.ru>

Автореферат разослан "_16_"__ноября_____2020 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,
доктор геолого-минералогических наук



О.М. Туркина

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. В геологической истории Евразийского континента эволюция Палеоазиатского океана и Палео-Пацифики занимает особое место [Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Buslov et al., 2001; Dobretsov et al., 1995 и др.]. С эволюцией Палеоазиатского океана (ПАО) связано формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – крупнейшего фанерозойского орогена мира [Федоровский и др., 1995, 2010; Добрецов, Буслов, 2007; Гладкочуб и др., 2008; Sklyarov et al., 2003; Xiao et al., 2010 и др.]. С историей Палео-Пацифики связано формирование складчатых поясов западной Пацифики [Голозубов, 2006; Kemkin et al., 2016; Isozaki et al., 1990 и др.]. Актуальность данной работы определяется важностью понимания эволюции океанов прошлого и их места в глобальной эволюции Земли. Для этого необходимо изучение фрагментов древней океанической литосферы, входящих в состав аккреционных комплексов (АК) - важнейших частей аккреционных орогенов или орогенов тихоокеанского типа, образованных после закрытия океанов, и включающих многие месторождения полезных ископаемых. В орогенах тихоокеанского типа образования внутриплитных океанических поднятий с базальтами ОІВ типа представлены в заметно меньших объемах по сравнению с островодужными. Это связано с их частичным поглощением в зоне субдукции, а также со сложностью диагностики (вторичные изменения, деформации). Изучение геологической позиции, химического и изотопного состава и петрогенезиса внутриплитных базальтов в составе АК необходимо для расшифровки истории палеоокеанов, отслеживания периодов плюмового магматизма, изучения физико-химических параметров мантии и оценки участия океанических поднятий в процессах, происходящих на конвергентных окраинах тихоокеанского типа.

Цель исследований. Основной целью диссертационной работы является решение фундаментальной научной проблемы внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана и Палео-Пацифики для реконструкции эволюции палеоокеанов и определения периодов проявления плюмового магматизма. **Главные задачи** исследования: 1) проанализировать имеющиеся представления об образовании базальтов океанических поднятий; 2) определить геологическое положение базальтов в ключевых аккреционных комплексах ЦАСП и Западной Пацифики; 3) изучить петрографический и изотопно-геохимический состав базальтов; 4) сформировать и проанализировать базу данных по геологическому положению, возрасту, изотопно-геохимическому составу и параметрам петрогенезиса базальтов; 5) систематизировать основные закономерности проявления внутриплитного магматизма в Палеоазиатском океане и Палео-Пацифике в пространстве и во времени; 6) обсудить значение полученных результатов для тектонических реконструкций и решения практических задач в науках о Земле.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положены материалы автора, собранные в ходе полевых работ в 2007-2019 годах, опубликованные данные по биостратиграфии и микропалеонтологии, изотопно-геохимические данные, полученные автором и коллегами в различных лабораториях России и за рубежом, термобарогеохимические данные, материалы геохимической базы данных GEOROC, материалы публикаций по аккреционным комплексам ЦАСП и Западной Пацифики. Всего в работе представлены геологические, палеонтологические, геохронологические и изотопно-геохимические данные по 37

аккреционным комплексам центральной и восточной Азии, из которых 14 было изучено лично соискателем (рис. 1).



Рис. 1. Схема распространения ассоциаций СОП с океаническими поднятиями в центральной и восточной Азии [Safonova, 2017]. Сокращения для аккреционных комплексов: Аг - Агардаг; Ак - Акиюши; Бг - Банггу; БХ - Баянхонгор (Бургол); Вб - Ванбаогу; Дб - Дарбут; Дг - Джида; Зс - Засурия; Ил - Ильчир; Ит - Итмурунды; Кб - Кургушибин; Кд - Куди; Кл - Каламайли; КМ - Киселевка-Манома; Кр - Курай; Кш - Атбаши-Кокшааль; Кт - Катунь; Мб - Микабу; МТ - Мино-Тамба; Нз - Найзава; Оз - Озерный; Ок - Окинский; Сол - Солонкер; Сам - Самарка; См - Смагин (Камчатка); Та - Тауха (Прибрежный, Кавалеровский); Тк - Тектурмас; Тн - Тангбале; ТО - Танну-Ола; Уб - Улан-Батор; ФК - Фан-Каратегин; Хаб - Хабаровск; Чар - Чарский; Чч - Чичибу; Шм - Шиманто. Для большинства случаев формы и размеры полей даны условно. Не показан Малайта АК в ЮЗ Пацифике.

Для решения поставленных задач использованы современные геологические, геохронологические, петрологические и геохимические методы исследований. Геологические схемы составлены на основе детального картирования ключевых участков и петрографического изучения пород (более 1000 шлифов). Петролого-геохимические интерпретации опираются на оригинальные анализы пород на породообразующие окислы (более 400 анализов, РФА), редкие (около 380 анализов, ИСП МС) и редкоземельные элементы (около 350 анализов, ИСП МС, ИНАА), выполненные в ИГМ СО РАН (Новосибирск), Токийском институте технологий и Университете Токио (Япония), Институте Земной коры СО РАН (г. Иркутск) и в лаборатории Alex Stewart Assayers (Ирландия). Большая часть данных по изотопам Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb (82 определения) получена в Институте геохимии им. В.И. Вернадского РАН и в Центре геологических исследований Германии (Постдам). При изучении состава минералов-вкрапленников выполнено более 100 микрозондовых анализов (ИГМ СО РАН), более 15 анализов редкоэлементного состава расплавных в Институте микроэлектроники РАН (Ярославль) и более 50 определений температур гомогенизации расплавных включений (ИГМ СО РАН совместно с дгмн В.А.

Симоновым). Определение возраста базальтов океанического происхождения основано на палеонтологических данных, полученных коллегами.

Защищаемые положения.

1. Внутриплитные океанические базальты (ОИБ) наряду с базальтами срединно-океанических хребтов (MORB), пелагическими и гемипелагическими осадками океанического дна и отложениями глубоководного желоба являются неотъемлемыми элементами стратиграфии океанической плиты (СОП). Базальты ОИБ типа входят в состав большинства разновозрастных аккреционных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и западной Пацифики. Такие базальты, как правило, находятся в основании «разрезов» СОП и перекрыты отложениями карбонатной «шапки», карбонатно-вулканогенными склоновыми отложениями и кремнисто-карбонатными отложениями основания острова/симаунта.

2. Изученные породы СОП с базальтами типа ОИБ из аккреционных комплексов Алтае-Саянской области, центрального и восточного Казахстана, киргизского и таджикского Тянь-Шаня, северо-западного Китая, северной и западной Монголии образовались в процессе эволюции Палеоазиатского океана (поздний неопротерозой-пермь), а породы СОП из аккреционных комплексов Дальнего Востока России, Японии и юго-западной Пацифики - в процессе эволюции океана Палео-Пацифика (карбон-юра) и Тихого океана (мел-кайнозой).

3. Повышенные концентрации TiO_2 (>1.5 мас. %), легких редкоземельных элементов (LREE; $La/Sm_N > 1.3$) и Nb (>20 ppm), наличие Nb максимума по отношению к Th и La на мульти-компонентных диаграммах ($Nb/La_{pm} > 1$, $Nb/Th_{pm} > 1$), а также дифференцированные спектры тяжелых REE ($Gd/Yb_N > 1.4$) и изотопный состав, отвечающий мантийным источникам типа HIMU и PREMA ($\epsilon Nd = 2-8$), характерны для всех базальтов океанических поднятий изученных аккреционных комплексов вне зависимости от возраста. Эти параметры определяют их принадлежность к ОИБ типу.

4. Согласно геохимическому моделированию вариации концентраций REE и Nb во внутриплитных базальтах обусловлены изменением состава и глубины плавления мантийных источников от шпинелевых к гранатовым перидотитам и снижением степени плавления от 5-15 до 3-0.1 %. Устойчивые параметры парагенезиса расплавов ОИБ типа отражают сходные физико-химические параметры и вещественные характеристики мантии в течение позднего докембрия - конца фанерозоя.

5. Во многих аккреционных комплексах внутриплитные океанические базальты представлены разновидностями, в разной степени обогащенными некогерентными элементами, в первую очередь, LREE и Nb. Широкие вариации этих элементов в ОИБ могут быть связаны с образованием материнских расплавов при плавлении гетерогенной мантии и/или с ростом мощности океанической литосферы от срединно-океанического хребта к зоне субдукции, что приводит к «укорачиванию» колонны плавления и уменьшению степени плавления.

6. Внутриплитные океанические базальты из аккреционных комплексов ЦАСП и западной Пацифики фиксируют практически непрерывное проявление плюмового магматизма от позднего неопротерозоя до кайнозоя. Периоды максимального проявления базальтов ОИБ типа коррелируют по времени с двумя суперплюмами – неопротерозойским и меловым (Тихоокеанским), которые действовали в Палеоазиатском и Тихом океанах соответственно. Минимум распространения ОИБ пришелся на период с позднего ордовика до раннего девона.

Научная новизна. 1) Проведено масштабное геологическое и геохимическое изучение 37 аккреционных комплексов центральной и восточной Азии и входящих в их состав базальтов ОИБ типа, образованных на океанических поднятиях. 2)

Использована модель стратиграфии океанической плиты, разработанная на аккреционных комплексах Японии, подтверждена ее применимость и надежность для более древних объектов. 3) Обоснована степень обогащения базальтов типа ОИВ несовместимыми элементами в зависимости от возраста океанической литосферы. 4) Выделено два периода максимального проявления мантийного магматизма в ЦАСП и западной Пацифике: позднепротерозойско-раннекембрийский и меловой. 5) Определено, что в аккреционных комплексах, сформированных в ходе среднепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана, внутриплитный океанический магматизм был проявлен в меньшей степени. 6) Предположено, что среднепалеозойский минимум внутриплитного магматизма связан с худшей сохранностью пород СОП в результате тектонической эрозии на конвергентных окраинах тихоокеанского типа.

Практическая значимость результатов. Научные результаты, полученные соискателем, важны для изучения эволюции древних океанов, процессов аккреции и связанных с ними процессов образования месторождений полезных ископаемых. Выделение элементов СОП в целом и таковых, включающих внутриплитные базальты, в частности, важно для совершенствования методов геологического картирования сложно аккреционных комплексов в составе складчатых поясов тихоокеанского типа (авторский патент РФ № 2667329). Кроме этого, осадки (илы, глины), накапливающиеся в основании внутриплитных океанических поднятий, являются перспективным сырьем на редкие земли, иттрий и скандий.

Апробация работы. Различные аспекты проведенных исследований обсуждались на международных и российских конференциях. Наиболее значимые: 32-ой Международный геологический конгресс (Флоренция, 2004); Международный семинар IGCP-480 «Корреляция структурных и тектонических процессов Центрально-Азиатского складчатого пояса: рост континентов и внутриконтинентальные деформации» (Иркутск, 2005); конференции проекта IGCP#592 “Образование континентальной коры в центральной Азии” (Санкт-Петербург 2012, 2015; Аделаида, 2012; Хами, 2013; Сиань, Трабзон, 2014; Улан-Уде, Казань, 2015; Лондон, 2016); ежегодные симпозиумы Международной Ассоциации по изучению Гондваны «От Гондваны к Азии» (Ханой, 2009; Циньдао, 2010; Таеджон, 2013; Пекин, 2014; Цукуба, 2015; Пекин, Ухань, 2015; Бангкок, 2017; Сиань, 2018; Кочи, 2019); Ассамблея Европейского геологического союза (Вена 2016); IV и V конференции «Корреляция Алтаид и Уралид» (Новосибирск 2016, 2018); конференции Японского геологического союза (Чиба, 2017, 2018); международный семинар «Земля, Море и Небо III» (Тохоку, 2018, 2019); IV Всероссийская конференция «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (Владивосток 2018); международный семинар «Structural Geology&Global Tectonics: links to lithosphere evolution and mantle geodynamics» (Трабзон, 2019); международный семинар «The Geology of Eurasia» (Потсдам, 2019); 13-ой международной конференции «13th International Symposium on the Ordovician System» (Новосибирск 2019).

Исследования по теме диссертационной работы выполнялись в рамках планов НИР ИГМ СО РАН, а также проектов РФФИ (№ 07-05-9121, 16-05-00313), МПГК-IGCP (№ 592, 662) и Программы 220 Минобрнауки РФ (№14.У26.31.0018).

Публикации. По теме диссертации опубликовано более 80 статей в рецензируемых периодических изданиях, входящих в наукометрические базы цитирования Web of Science, Scopus и РИНЦ, три монографии, более 200 тезисов.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения общим объемом 444 страницы, включая 159 рисунков и 26 таблиц, а также 6-ти приложений (85 страниц). Библиография включает 776 наименований.

Благодарности. В разные годы работа выполнялась в Лаборатории геодинамики и магматизма (зав. лаб. дгмн М.М. Буслов) и в Лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций (зав. лаб. дгмн А.Э. Изох) Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Исследования проводились совместно с докторами гмн Г.С. Биске, М.М. Бусловым, Ф.К., Диваевым, П.В. Ермоловым, А.Э. Изохом, С.К. Кривоноговым, Р.Х. Миркамаловым, К.С. Сакиевым, Н.В. Сенниковым, В.А. Симоновым, профессорами Ш. Маруяма, Ц. Комия, С. Коджима, Х. Сано, Т. Цуджимори (Япония), Р. Зальтман (Великобритания), Р. Ромер (Германия), Г. Фёрнес (Норвегия), В. Сяо, М. Сун (Китай), кандидатами гмн Д.Л. Конопелько, П.Д. Котлером, А.В. Котляровым, М. Л. Куйбидой, О.Т. Обут, И.А. Савинским, Г.С. Федосеевым. На разных этапах исследования мне помогали советами и обсуждали основные положения диссертационной работы академики РАН К.Е. Дегтярев, Н.Л. Добрецов, Н.П. Похиленко, А.И. Ханчук, В.В. Ярмолюк, члены корреспонденты РАН Н.Н. Крук, Е.В. Скляр, доктора гмн И.В. Ащепков, Д.А. Алексеев, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, В.Г. Владимиров, Н.И. Волкова, А.С. Гишпер, Д.А. Зедгенизов, В.А. Зыбин, К.Д. Литасов, Б.А. Натальин, А.С. Якубчук и многие другие. Всем им я выражаю свою самую искреннюю признательность. Особенно благодарю своего первого научного руководителя дгмн М.М. Буслова, открывшего мне мир палеоокеанов и аккреционных поясов, дгмн В.А. Симонова за совместные петрологические исследования, дгмн О.М. Туркину за консультации в области геохимии и петрологии. Огромная благодарность моей семье и друзьям за поддержку, мотивацию и веру в меня.

Глава 1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОБРАЗОВАНИИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ С ЭЛЕМЕНТАМИ СТРАТИГРАФИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ И АККРЕЦИОННЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

Внутриплитные океанические базальты слагают океанические поднятия, т.е. острова, симаунты и плато, образованные на океанической литосфере вне связи с магматизмом срединно-океанических хребтов или зон субдукции. Они представляют собой важные геологические объекты, изучение состава, структурного положения и возраста которых позволяет проследить эволюцию палеоокеанов. Образование внутриплитных базальтов связывают с действием мантийных плюмов и суперплюмов - горячих потоков, зарождающихся на границе мантии и ядра или на границе верхней и нижней мантии и проявляющихся на поверхности в виде «горячих точек» и/или крупных магматических провинций. В океанах магматизм «горячих точек» приводит к образованию цепочек островов и симаунтов подобно Императорско-Гавайской цепи вулканов [Hofmann, 1997 и др.]. Суперплюмы являются причиной распада суперконтинентов и открытия океанов [Larson, 1991; Maruyama, 1994; Condie, 2001] и образования крупнейших магматических провинций (LIP). Наиболее известные примеры LIP - Сибирские, Таримские и Эмейшанские траппы на континентах [Neal et al., 1997; Медведев и др., 2003; Добрецов, 2011] и плато Онтонг-Ява в Тихом океане [Mahoney et al., 1993; Fitton et al., 2004].

В результате распада суперконтинента Родиния около 750-600 млн. лет назад или даже ранее под воздействием Тихоокеанского суперплюма открылся Палеоазиатский океан, а позже и океан Палео-Пацифика [Dobretsov et al., 1995, 2003;

Condie, 2003; Li et al., 2008]. Действие плюма привело к вулканизму «горячих точек» и образованию во внутренних областях океанов симаунтов, островов и плато. В ходе субдукции океанской литосферы и последующего закрытия палеоокеанов эти океанические поднятия были аккрецированы к островным дугам и активным окраинам континентов [Maruyama et al., 1997; Buslov et al., 2001; Хотин, Шапиро, 2006; Safonova, Santosh, 2014]. Базальты OIB типа обычно обогащены Ti, K, P, LREE и Nb [Sun, McDonough, 1989]. В диссертационной работе обсуждается дискуссия между сторонниками и оппонентами теории мантийных плюмов.

Мировыми примерами внутриплитных океанических базальтов являются Императорско-Гавайская цепь симаунтов и островов и крупнейшее в мире океаническое плато Онтонг-Ява, расположенные в Тихом океане [Mahoney et al., 1993; Regelous et al., 2003 и др.]. В процессе субдукции океанической коры океанические поднятия либо субдуцируют в мантию, либо аккрецируют к островным дугам или активным континентальным окраинам и входят в состав АК вместе с другими породами океанической плиты. Аккреционные комплексы широко представлены в орогенах тихоокеанского типа центральной и восточной Азии (рис. 1) [Isozaki et al., 1990; Buslov et al., 2001; Голозубов, 2006; Windley et al., 2007; Sawood et al., 2009; Xiao et al., 2010; Kenkin et al., 2016; Safonova, 2017 и др.]. После закрытия океанов аккреционные комплексы входят в состав сутурных зон и коллизионных поясов.

На аккреционных комплексах Японии была разработана концепция стратиграфии океанической плиты (СОП) [Isozaki et al., 1990; Wakita, 2000]. СОП включает океанические осадочные и магматические породы верхней части океанической литосферы: базальты срединно-океанических хребтов и океанических поднятий, пелагические кремни, гемипелагические кремнистые сланцы и аргиллиты, турбидиты глубоководного желоба, а также эпикластические склоновые фации и мелководные известняки «карбонатной шапки» океанических островов (прил. 2а). Позже элементы СОП были выделены во многих разновозрастных аккреционных комплексах [Wakita, Metcalf, 2005; Safonova et al., 2009; Maruyama et al., 2010; Kusky et al., 2013 и др.]. Российские ученые внесли большой вклад в изучение магматических и осадочных пород океанической литосферы [Лисицын, 1974, 1980; Ханчук и др., 1989а, б; Беличенко и др., 1994; Голубева, 2004; Голозубов, 2006; Кемкин, 2006]. В литературе осадочные и вулканические породы верхней части океанической литосферы долгое время традиционно рассматривались в рамках офиолитовой модели. Однако различные типы офиолитов не позволяют различать ассоциации вулканических и осадочных пород, образованные на разных участках океанического дна: на разных глубинах, рядом или далеко от зоны субдукции, в глубоководном жёлобе или преддуговом бассейне, на океанических островах или симаунтах.

СОП – это закономерная последовательность магматических и осадочных пород океанической литосферы, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как океаническая плита двигалась от срединно-океанического хребта к зоне субдукции (прил. 1) [Isozaki et al., 1990]. Модель или концепция СОП дает четкое представление об различных обстановках образования океанических пород: пелагиаль (базальты MORB, ленточные и/или радиоляриевые кремни), гемипелагиаль (кремнистые аргиллиты, алевролиты, сланцы), глубоководный желоб (турбидиты, конгломераты) [Kusky et al., 2013]. Если по мере движения океаническая плита проходит над мантийным плюмом, то образуются

океанические поднятия, состоящие из щелочных и толентовых базальтов ОИВ-типа или ОРВ-типа.

Для океанических поднятий характерна закономерная смена фаций от мелководных известняков вершины симаунта в случае достижения им глубины карбонатной компенсации (массивные, микритовые, рифовые) через склоновые фации, перекрывающие магматическое тело (вулканогенно-известняковые брекчии и другие эпикластические породы) до кремнисто-известковистых отложений в основании поднятия (сланцы, алевролиты, кремни) (прил. 2а) [Isozaki et al., 1990; Kanmetra, Sano, 1991]. Для склоновых фаций характерна внутрiformационная складчатость (Z-складки), невыдержанность мощности слоев осадочных пород и лавовых потоков [Uchio et al., 2004; Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008 и др.]. Базальты ОИВ типа вместе с MORB под ними ассоциируют с океаническими осадками и располагаются внизу разреза.

Сложная структура аккреционных комплексов, включающая надвиги/подвиги, круто залегающие пластины и дуплекс-структуры разреза [Maruyama et al., 2010; Safonova et al., 2016] трудно дешифрируема. Но использование модели СОП на основе детальных геологических, палеонтологических и изотопно-геохимических исследований позволяет корректно реконструировать исходную последовательность пород. Это необходимо для понимания механизмов образования аккреционных комплексов, истории образования орогенов тихоокеанского типа и палеоокеанов в целом. Таким образом, модель СОП важна для понимания эволюции обстановок образования океанических пород, в том числе и ОИВ, в пространстве и во времени. Элементы СОП хорошо диагностируются в полевых условиях, поэтому использование модели СОП является хорошим инструментом картирования аккреционных комплексов [Isozaki et al., 2010; патент № 2667329].

Элементы СОП являются характерными составляющими аккреционных комплексов большинства фанерозойских орогенов тихоокеанского типа в мире, включая ЦАСП, западную Пацифику и Кордильеры [Isozaki et al., 1990; 2010; Buslov et al., 2001; Mann, Taira, 2004; Wakita, Metcalfe, 2005; Wakabayashi, 2011; Kusky et al., 2013; Safonova, Santosh, 2014; Kemkin et al., 2016; Safonova, 2017 и др.]. Кроме того, они были описаны и во многих докембрийских террейнах в Англии [Kawai et al., 2007; Maruyama et al., 2010], Канаде [Kusky, 1989; Corcoran et al., 2004], Австралии [Krapez, Eisenlohr, 1998], Гренландии [Komiya et al., 1999; Polat et al., 2011], а также в древних сутурах, сформированных при амальгамации суперконтинентов [Santosh et al., 2009]. Аккреционный комплекс представляет собой относительно древнюю структуру, включающую породы аккреционной призмы и ее основания (см. Глоссарий). Главные элементы АК: 1) магматические и осадочные породы СОП; 2) олистостромы; 3) породы высоких давлений (эклогиты, глаукофановые сланцы), образованные по породам СОП; 4) серпентинитовый меланж с блоками океанических (СОП), метаморфических и островодужных пород [Safonova, 2017]. Устойчивый состав ассоциаций осадочных и магматических пород СОП из АК разного возраста показал, что глобальных изменений в процессах спрединга, океанического осадконакопления, субдукции и аккреции за последние 3.8 млрд. лет не происходило [Kusky et al., 2013]. В работе обсуждаются сходные черты и различия СОП фанерозоя и архея.

Резюме. Базальты типа ОИВ вместе с ассоциирующими осадочными породами представляют собой отдельный тип СОП, включающий глубоководные кремнистые отложения основания океанического поднятия, склоновые отложения и рифовые карбонаты (для острова) [Kanmetra, Sano, 1991; Uchio et al., 2004; Сафонова и др., 2008, 2011; Safonova et al., 2009, 2011, 2012; Safonova, Santosh, 2014] (гл. 2, 3) (табл.

1). Диагностическим признаком внутриплитных базальтов являются более высокие концентрации Ti, K, P, LREE и Nb по сравнению с базальтами типа MORB и островных дуг [Фролова, Бурикова, 1997; Sun, McDonough, 1989; Hofmann, 1997; Safonova, 2009] (гл. 4, 5). Базальты типа OIB содержат информацию о плюмовом магматизме и плавлении мантии. Изучение океанических поднятий важно и с точки зрения их взаимодействия с активными окраинами, т.к. субдукция океанических поднятий может усиливать процессы и аккреции, и субдукционной эрозии [Isozaki, 1997; Scholl, von Huene, 2007] (гл. 6). Происхождение изученных внутриплитных базальтов связано с плюмовым магматизмом, действовавшим в Палеоазиатском океане и в океане Палео-Пацифики. Базальты океанических поднятий входят в состав большинства аккреционных комплексов ЦАСП и западной Пацифики, в первую очередь, российского Дальнего Востока и Японии (рис. 1).

Таблица 1

Геохимические и геологические признаки формирования базальтов в обстановках срединно-океанических хребтов (N-MORB), океанических плато (OPB) и океанических островов (OIB)

Базальты	TiO ₂	REE спектры (La/Sm _N)	Nb/La _{pm}	Th/La _{pm}	Zr/Nb	Ассоциация
Деплетированные	1.21	LREE-деплетированные (0.57-0.89)	0.62	0.71	65	пелагические кремни; дайковый комплекс
Переходные	1.7	плоские (0.7-1.63)	0.56	0.51	35	карбонатно-кремнистые осадки склоновых фаций и известняки карбонатной «шапки», тефра
Обогащенные	1.68	LREE-обогащенные (2.09-2.24)	0.8	0.68	26	
N-MORB эталон	1.2	LREE-деплетированные (0.6)	0.9	0.39	32	пелагические осадки
OPB Онтонг-Ява эталон	1.39	плоские	1.0	0.7	17	мелководные (неритовыми) осадками
OIB эталон	2.86	LREE-обогащенные (2.33)	1.25	0.87	6	склоновые фации

N-MORB и OIB даны по [Sun, McDonough, 1989], OPB - по базе данных GEOROC.

Глава 2. ВНУТРИПЛИТНЫЕ БАЗАЛЬТЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В главе 2 представлены аккреционные комплексы с отложениями СОП ЦАСП, образованные в ходе эволюции ПАО: Курайский, Катунский и Засурьинский АК Горного Алтая, Уланбаторский АК Монголии, Атбаши-Кокшаальский АК Тянь-Шаня и Чарский АК Казахстана (личный вклад). Вещественная характеристика базальтов для этих объектов дана в главе 4. Описание аккреционных комплексов южной

Сибири, Таджикистана и Китая и краткая вещественная характеристика базальтов даны по публикациям. Географическое положение объектов приведено в прил. 1.

2.1. Неопротерозой-кембрий. В неопротерозое-кембрии Палеоазиатский океан (ПАО) располагался между Сибирским континентом и Восточной Гондваной [Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Dobretsov et al., 1995]. В это время в ПАО существовали многочисленные океанические острова и плато. Самые древние комплексы СОП с базальтами ОИВ типа неопротерозойского возраста, встречаются в аккреционных комплексах южной Сибири (Тува, Саяны, Забайкалье) и северной Монголии (прил. 1). Аккреционные комплексы с СОП венда-кембрия находятся на Горном Алтае (Курайский, Катунский и Засурынский) и Китае (Ванбаогу и Куди).

(1) *Окинский АК* включает поздненеопротерозойские офиолиты (перидотиты, габбро, дайковый комплекс, вулканиты), тектонические пластины, сложенные породами СОП (базальты, кремни, кремнистые сланцы, песчаники, карбонаты), и меланж с блоками пород СОП и метаморфитов (640-620 млн. лет; прил. 3) [Склярв и др., 1996; Kuzmichev et al., 2005]. Базальт-андезитовая толща в верхней части офиолитового разреза включает базальты типа MORB и высокотитанистые ОИВ, перекрытые карбонатами и карбонатной брекчией. Офиолитовая толща надвинута на аккреционный комплекс и перекрывается граувакками островной дуги.

(2) *Илчирский офиолитовый пояс* включает дуниты, гарцбургиты, габбро и пиллоу-лавы и аккреционный комплекс, представленный элементами СОП и олистостромами [Kuzmichev et al., 2001]. Состав пород от пелагических кремней до гемипелагических аргиллитов, турбидитов, микритовых карбонатов и известковистой брекчии характерен для СОП океанических поднятий. Высокотитанистые базальты ассоциируют с песчаниками и известняками [Dobretsov et al., 1992]. Возрасту карбонатов, перекрывающих олистострому с базальтами ОИВ типа – поздний неопротерозой (прил. 3) [Parfenov et al., 1995].

(3) *Куртушибинский офиолитовый пояс* включает офиолиты (гарцбургиты, дуниты, пироксениты, габбро, дайковый комплекс), аккреционный комплекс с породами СОП (пиллоу-лавы, кремнистые сланцы, метаграувакки) и голубые сланцы [Dobretsov et al., 1992; Волкова и др., 2009]. Возраст СОП – поздний неопротерозой (*Osagia* в сланцах) (прил. 3). Голубые сланцы образованы по базальтам типа ОИВ (высокие TiO_2 , LREE и Nb). Элементы СОП перекрыты образованиями кембрийской энсиматической дуги [Dobretsov et al., 1992].

(4) *Агардагский террейн* включает офиолитовый пояс (дунит, гарцбургит, верлит, пироксенит, габбро, плагиогранит) и аккреционный комплекс. Последний состоит из тектонических пластин, сложенных породами СОП: пиллоу-лавами базальтов, долеритами, кремнями, кремнистыми сланцами и карбонатами [Гибшер, Терлеев, 1992; Pfander et al., 2002]. Возраст определен по кремням (нижний кембрий, спикулы губок), базитовым дайкам - 676±27 млн. лет (K-Ar) [Велинский и др., 1978], плагиогранитам ~569 млн. лет (U-Pb) [Pfander et al., 2000] (прил. 3). Базальты ОИВ типа, ассоциирующие с отложениями океанических поднятий [Гибшер, Терлеев, 1992] и обогащенные Ti, Nb и LREE [Pfander et al., 2002], вероятно, были аккрецированы к Агардаг-Тезхемской островной дуге [Dobretsov et al., 2003].

(5) *Таннуольский АК* является частью островодужного террейна Таннуола-Хамсарин (NP₃-Є₁) [Монгуш др., 2011]. Террейн сложен островодужными базальтами, андезитобазальтами, андезитами и их туфами. Меланж аккреционного комплекса включает породы офиолитов (ультрамафиты, габбро и долериты) и СОП: блоки и линзы базальтов, кремней, кремнистых сланцев и аргиллитов. Блоки СОП перекрыты карбонатами с раннекембрийскими археоциатами [Зайков, Зайкова, 1969]. Базальты

типа OIB, т.е. обогащенные Ti, Nb и LREE (прил. 3) [Монгуш и др., 2011], вместе с ассоциирующими осадочными породами были аккрецированы к Таннуола-Хамсаринской островной дуге в позднем неопротерозое или кембрии [Берзин, 1987].

(6) *Озерный АК* является частью Озерного островодужного террейна. Аккреционный комплекс включает офиолиты и образования СОП [Ярмолюк и др., 2011]. Высоко-Ti базальты в ассоциации с кремнистыми сланцами, аргиллитами, кремнями и рифовыми известняками [Дергунов, 1989] считаются фрагментами океанических островов [Ковач и др., 2011]. Изотопный возраст офиолитов - 570-555 млн. лет (прил. 3). Они были аккрецированы к островной дуге в раннем кембрии [Коваленко и др., 1996; Ярмолюк и др., 2011].

(7) *Джидинский террейн* состоит из офиолитов позднего неопротерозойского возраста, базальтов типа OIB палеоостровов Ургол и Джидот (прил. 3), аккреционной призмы и кембро-раннеордовикским островодужным комплексом. Базальты типа OIB палеоостровов перекрываются гемипелагическими осадками основания, склоновой вулканогенно-карбонатной брекчий и карбонатной «шапкой» с водорослями раннекембрийского возраста. Позже палеоострова были аккрецированы к Джидинской островной дуге [Гордиенко и др., 2007, 2010].

(8) *Бургольский АК* Баянхонгорского офиолитового террейна включает породы офиолитов (серпентинизированный перидотит, дайковый комплекс, габбро) и элементы СОП (пиллоу-лавы, кремни, известняки) [Buchan et al., 2001]. Sm-Nd возраст габбро - 569±21 млн. лет (прил. 3). Габбро и пиллоу-лавы ассоциируют с известняками, кремнистыми сланцами и песчаниками. Бургольский АК включает базальты типа OIB и OPB [Kepezhinskas et al., 1991; Ковач и др., 2005]. Он был образован в процессе позднекембрийской аккреции к активной окраине Дзабханского микроконтинента [Buchan et al., 2001; Коваленко и др., 2005].

(9) *Курайский АК* Горного Алтая изучался многими исследователями и был подробно описан в работах [Буслов, Ватанабе, 1996; Добрецов и др., 2004; Сафонова, 2008; Сафонова и др., 2008; Buslov et al., 2001, 2002; Safonova et al., 2004]. Он состоит из тектонических пластин и включает породы СОП. Образования Курайского АК перекрываются средне-позднекембрийскими турбидитами Ануиско-Чуйского преддугового прогиба. Базальты типа OIB и OPB встречаются в ассоциации с осадочными породами в виде тектонических пластин, чередующихся с олистостромами, перидотитами и серпентинитовыми меланжами с блоками высокобарических пород. Детальная реконструкция палеоострова (прил. 26) показывает первичные взаимоотношения между вулканическими и осадочными породами. Осадочные породы СОП характеризуются закономерной сменой фаций от известняков вершины палеоострова, через лавобрекчий, обломочные известняки и кремнистые аргиллиты склоновых фаций до глубоководных осадочных пород основания. В самом основании разреза присутствуют базальты океанического дна (MORB) в виде пиллоу-лав и лавабрекчий в ассоциации с кремнями. Базальтовые лавы перекрыты склоновыми фациями и карбонатными породами «шапки». Слоистые известняки склоновых фаций смяты в Z-складки. Массивные известняки карбонатной «шапки» перекрывают базальты и содержат строматолиты и ооиды. Возраст известняков (Pb-Pb) - 598±25 млн. лет (прил. 3, 4) [Uchio et al., 2004].

(10) *Катунский АК* Горного Алтая вулканогенно-осадочными тектоническими пластинами, сложными породами СОП палеоострова и базальтами типа MORB в ассоциации с кремнями [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2011; Safonova et al., 2004, 2009]. Ассоциация СОП палеоострова состоит из черных кремней, кремнистых сланцев и известковистых брекчий его основания и склонов. Высокотитанистые

базальты типа OIB и среднетитанистые базальты типа MORB формируют основное магматическое тело. Отложения карбонатной «шапки» - слоистые рифогенные известняки и доломиты и породы склоновых фаций, содержат раннекембрийские микрофитолиты и известковистые водоросли, а также спикюлы губок (прил. 3, 4). Они несогласно перекрываются островодужными образованиями конца раннего и среднего кембрия. Курайский и Катунский АК Горного Алтая являются частью Кузнецко-Алтайской островодужной системы [Buslov et al., 2001].

(11) *Засурынский АК* СЗ Алтая расположен в зоне сочленения Алтае-Монгольского, Горно-Алтайского и Рудно-Алтайского террейнов [Буслов и др., 1999, 2000]. Он состоит из тектонических пластин и линз, сложенных типичными элементами СОП: пиллоу-лавами и потоками базальтов и вулканокластикой, кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами и песчаниками [Буслов и др., 2000; Сенников и др., 2003; Safonova et al., 2011]. Базальты ассоциируют с осадками СОП – пелагическими кремнями, гемипелагическими кремнистыми сланцами и алевролитами. Эпикластические фации характерные для океанических поднятий представлены кремнями, брекчированными и с Z-складками. Позднекембрийский возраст базальтов определен по конодонтам аксайского яруса в ассоциирующих кремнях кремнистых сланцах листовенной свиты (прил. 3, 4).

В Китае самые древние породы ассоциации СОП с базальтами OIB типа находятся в горной системе Кунлунь [Zhang et al., 2003].

(12) *Офиолитовый пояс Ванбаогу* включает габро и пиллоу-лавы и потоки базальтов в ассоциации с неопротерозойскими осадочными породами (прил. 3) [Yang et al., 1996]. Базальты перекрыты осадками СОП характерными для океанических поднятий: глубоководными кремнями и известковистыми сланцами, которые переходят в песчаники, аргиллиты и, наконец, в карбонаты. Базальты обогащены TiO_2 (~3 мас.%), P_2O_5 (~0.33 мас.%), LREE ($La/Sm_n \sim 3.5$) и Nb (~30 ppm) [Yang et al., 1996]. Возраст базальтов (Rb-Sr изохрона) ~684 млн. лет [Chen et al., 1995].

(13) *Офиолитовый пояс Куди* представляет собой часть протяженного аккреционного пояса ранне-среднепалеозойского возраста (прил. 1) [Mattern, Schneider, 2000; Xiao et al., 2002; Yuan et al., 2002]. Он сложен перидотитами, габро и metabазальтами, ассоциирующими с кремнями, турбидитами, метанизвестняками с строматолитами и метасланцами [Wang et al., 2002]. Текстура и невыдержанная мощность сланцев и карбонатов [Mattern et al., 1996] предполагает их отложение на склонах океанического поднятия. Состав базальтов близок к OPB [Wang et al., 2002].

2.2. Ордовик-ранний карбон. Базальты OIB этого возраста диагностированы в аккреционных комплексах Казахстана, Таджикистана, Киргизии, СЗ Китая (Джунгария) и северной Монголии (прил. 5).

(14) *Итмурундинский АК* расположен в одноименной зоне северного Прибалхашья, в которую также входит офиолитовый пояс (гарцбургит, дунит, верлит, габброиды и плагиограниты) [Паталаха, Белый, 1981]. В состав комплекса войдет полный набор пород СОП: базальты, кремни (пелагиты), кремнистые аргиллиты, алевролиты и сланцы (гемипелагиты), турбидиты желоба и граувакки, отнесенные к 3 свитам (снизу вверх): итмурундинской, казыкской и тюретайской [Кошкин, Галицкий, 1960]. Пачки пород разделены разломами/надвигами. В итмурундинской свите (O_{1-2}) преобладают базальты в ассоциации с кремнями, кремнистыми алевролитами, аргиллитами и сланцами. В казыкской свите (O_{2-3}) преобладают кремни, кремнистые алевролиты, аргиллиты и сланцы. Тюретайская свита (O_3-S_1) сложена песчаниками, кремнистыми алевролитами и аргиллитами. Базальты контактируют с кремнистыми осадками и вулканической брекчией [Сафонова и др.,

2019]. Возраст отложений СОП определен по находкам конодонтов и радиолярий в кремнях и кремнистых аргиллитах (прил. 5).

(15) *Тектурмасский офиолитовый пояс* включает аккреционный комплекс, состоящий из тектонических пластин, сложенных породами СОП, отнесенными к шести свитам [Якубчук, 1989; Дегтярев, 1999]. Карамурунская (S_1-O_2kr) и кузекская (O_2-3kz) свиты имеют, в основном, мафитовый состав - ультрамафиты, габброиды, базальты с прослоями кремней и кремнистых сланцев [Антонюк, 1974; Якубчук и др., 1989]. U-Pb возраст плаггиогранитов - 489 ± 8 млн. лет [Дегтярев и др., 2017]. В составе тектурмасской (S_3-O_2tk) и базарбайской (O_2-3bz) свит преобладают кремни, кремнистые аргиллиты и сланцы, часто с текстурами гравитационного оползания. В аиртаусской (O_2-3air) и сарытаусской (S_1sr) свитах доминируют аргиллиты, песчаники, гравелиты. Возраст свит определен по конодонтам в кремнистых аргиллитах и радиоляриям в кремнях (прил. 5). Базальты типа OIB диагностированы в карамурунской и кузекской свитах [Khassen et al., 2020].

(16) *Офиолитовые пояса Тангале (O_2-3-S_1) и Майли (S_2-3)* представляют собой мегамеланж, состоящий из перидотитов, габбро и базальтовых пиллоу-лав. Породы СОП включают глубоководные кремни, кремнистые алевролиты, турбидиты, известняки и вулканиты. Базальты ассоциируют с кремнями с радиоляриями среднего ордовика (прил. 5). Среди них встречаются высокотитанистые разности (TiO_2 до 3 мас.%), обогащенные LREE ($La/Yb_n > 2$) и Nb [Wang et al., 2003]. Они пространственно связаны с разновозрастными островодужными комплексами [Zhang et al., 2011b].

(17) *Аккреционный комплекс и офиолитовый пояс Дарбут* включают два типа разрезов СОП: 1) базальты типа MORB, кремни, кремнистые аргиллиты и песчаники; 2) туфы и базальты типа OIB, т.е. обогащенные LREE, Ti и Nb [Zhang et al., 2011b]. Позднедевонский возраст отложений СОП был определен по кремнистым аргиллитам и результатам U-Pb датирования цирконов (прил. 4, 5). Одновозрастными аналогами офиолитов Дарбута являются офиолиты Каламайли Джунгарии и Чарской зоны Казахстана.

(18) *Аккреционный комплекс Каламайли* включает толщи СОП - базальты, известняки, кремни и кремнистые аргиллиты. Кремни содержат радиолярии позднего девона (прил. 5). Базальты имеют геохимические характеристики близкие к OIB [Zhang et al., 2009]. Одновозрастные аналоги офиолитов Каламайли найдены в Чарском АК восточного Казахстана. Они могли быть аккрецированы к окраине Сибирского континента в позднем карбоне [Zhang et al., 2009, 2011a].

(19) *Офиолитовый пояс и аккреционный комплекс Баингу* пространственно и структурно связан с дугой Богда [Wang et al., 2003]. Он включает перидотиты, габбро и базальты типа MORB, OIB и IAB. Базальты типа OIB ассоциируют с кремнями позднего девона (прил. 5), обогащены LREE, Nb, Ti и P, HREE - дифференцированы [Zhang, Zhou, 2001]. Пояс маркирует закрытие Туркестанского океана и аккрецию пород СОП к Джунгарскому блоку [Charvet et al., 2009].

(20) *Аккреционный пояс Фан-Каратегин* сложен вулканическими и осадочными пород горифской и норватской серий и ягнобской свиты, которые слагают тектонические пластины, падающие на север. Образования горифской серии (метабазальты, кремнистые осадки, известняки) тектонически перекрыты островодужными образованиями норватской серии (O_3-S_1) и отложениями СОП, относящимся к ягнобской свите (O_2-S_1) (прил. 5): базальты, кремни, кремнистые алевролиты, песчаники, граувакки, карбонаты). Породы СОП образуют дуплекc-структуры. Ассоциация метабазальтов типа OIB с кремнями и карбонатами предполагает их образование в обстановке палеоострова. Комплекс образовался при

субдукции Туркестанского океана под дугу Норват и аккреции симаунтов к окраине Кызылкумского блока [Волкова и др., 1994; Volkova, Budanov, 1999].

(21) *Атбаши-Кокшаальский пояс* включает породы СОП Туркестанского океана [Биске и др., 2013; Алексеев и др., 2015]. Он состоит из падающих на север тектонических пластин ордовик-раннекарбонных офиолитов и аккреционных призм [Biske, Seltmann, 2010]. По геологическим и микропалеонтологическим данным возраст отложений СОП варьирует от позднего силура до среднего девона (прил. 4, 5). Геологические разрезы характеризуются закономерной последовательностью от основных вулканитов в основании к пелагическим кремням, гемипелагическим кремнистым сланцам, алевролитам и известковистым турбидитам, т.е. представляют собой отложения СОП всех типов [Safonova et al., 2016a]. Базальты типа ОИВ находятся в контакте с ленточными кремнями, кремнистыми алевролитами, вулканогенно-карбонатной брекчией (склоновые фации) и известняками карбонатной «шапки». Отложения СОП могли быть аккрецированы к островной дуге центрального Тянь-Шаня в пермское время [Seltmann et al., 2011] в ходе ее коллизии с активной окраиной Таримского континента.

(22) *Уланбаторский террейн* Адацагского АК [Badarch et al., 2002] включает свиту Горки (S₃-D), сложенную породами СОП в виде тектонических пластин [Kurihara et al., 2009]. Отложения свиты представлены базальтами и лавакластитами, кремнями, кремнистыми сланцами и алевролитами, турбидитовыми песчаниками и известняками. Базальты типа ОИВ находятся в основании разреза и перекрыты кремнями с радиолариями (D₁₋₂) и кремнистыми аргиллитами (прил. 4, 5). Они характеризуются высокими содержаниями TiO₂ (1.9-3.2 мас.%), P₂O₅ (0.3-0.5 мас.%), LREE (La/Sm_N=2.5-2.8, Gd/Yb_N=3.5-4.3) и Nb (Nb/La_{pm}=1.25, Nb/Th_{pm}=1.25) [Safonova et al., 2009]. Отложения СОП были аккрецированы к активной окраине Тувино-Монгольского микроконтинента во время закрытия Монголо-Охотской ветви ПАО в раннем мезозое [Tomurtogoo et al., 2005].

(23) *Чарский АК* входит в состав Чарской сутурно-сдвиговой зоны, расположенной между Рудноалтайским и Жарма-Саурским островодужными террейнами [Берзин и др., 1994; Buslov et al., 2001]. Чарская зона включает три меланжа: 1) с блоками метаморфических пород (HP), габбро и базальтов (P_{2z}); 2) с блоками пород СОП и перидотитами, габбро и амфиболитами (P_{3z}); 3) меланж, разделяющий надвиговые пластины Чарского АК (P_{3z}) [Ермолов и др., 1981]. Базальты типа MORB, ОИВ и ОПВ из меланжа 2-го типа [Safonova et al., 2012] ассоциируют с ленточными кремнями, кремнистыми склоновыми фациями с Z-складками и известняками с микрофоссилиями D₃-C₁ (прил. 4, 5). Отложения СОП образовались на заключительной стадии эволюции ПАО и были аккрецированы к окраине Сибирского континента в среднем карбоне [Buslov et al., 2004].

2.3. Пермь. Самые молодые базальты типа ОИВ были диагностированы в поясе Солонкер Внутренней Монголии.

(24) *Сутурная зона Солонкер* включает офиолиты Хегеншаня и одноименный аккреционный комплекс [Miao et al., 2008], состоящий из фрагментов офиолитов (ультраосновные породы, габбро и базальтовые лавы), меланжа, обломочных пород и известняков. Меланж включает блоки пород СОП: пиллоу-лав базальтов, кремней и массивных известняков [Badarch et al., 2002]. U-Pb возраст габброидов ~293-298 млн. лет (прил. 5). По вещественному и изотопному составу выделены базальты типа MORB и ОИВ. Океанические острова образовались под воздействием мантйных плюмов в Монголо-Охотском океане - восточной ветви ПАО. Солонкерская сутура формировалась в условиях либо субдукции на север под южную окраину Южно-

Монгольского микроконтинента [Miao et al., 2008], либо двусторонней субдукции под Северо-Китайский и Сибирский континенты [Windley et al., 2007; Xiao et al., 2010]

Резюме. Самые многочисленные проявления внутриплитного океанического магматизма зафиксированы в центральной и северо-западных частях ЦАСП для позднего неопротерозоя-кембрия. В период с ордовика до раннего карбона такой магматизм проявился в западной и юго-западной части ПАО одновременно с процессами субдукции и аккреции на активных окраинах Сибирского, Казахстанского и Таримского континентов. Аккреционные комплексы ордовика – раннего силура (центральный Казахстан, Джунгария) образовались в западной части ПАО, на активной окраине Джунгарского блока, комплексы позднего девона – раннего карбона (Дарбут, Карамайли, Баингу, Чарский) - на завершающей стадии развития западного ПАО. Фрагменты океанических островов этих комплексов были аккретированы к активной окраине Сибирского континента в процессе субдукции и закрытия океана. К позднему палеозою площадь ПАО существенно сократилась, а внутриплитная активность снизилась. Формирование Солонкерского пояса связано с финальной стадией развития восточного ПАО. Устойчивая последовательность образования СОП с ОИВ (базальты-карбонаты-пелагиты-хемипелагиты-песчаники) зафиксирована во всех изученных АК (табл. 1; прил. 2, 4).

Глава 3. ВНУТРИПЛИТНЫЕ БАЗАЛЬТЫ ПАЛЕО-ПАЦИФИКИ В АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСАХ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

В главе 3 представлены аккреционные комплексы с отложениями СОП западной Пацифики, образованные в ходе эволюции Палео-Пацифики (Pz3-K1) и Тихого океана (K3-Cz). Данные по объектам Акиоши, Мино-Тамба, Чичибу, Микабу и Шиманто, Япония, получены лично; вещественная характеристика базальтов в них дана в главе 4. Описание аккреционных комплексов Дальнего Востока и юго-западной Пацифики и краткая вещественная характеристика базальтов даны по литературе.

3.1. Карбон-пермь-триас. Позднепалеозойский и раннемезозойский внутриплитный магматизм Палео-Пацифики над океаническими плитами Фараллон и Изанаги привел к образованию нескольких океанических плато и цепочек океанических островов [Maruyama et al., 1997; Safonova et al., 2015]. Элементы СОП этого возраста закартированы в аккреционных комплексах Приморья и Японии.

(25) *Прибрежный АК* Таухинского террейна расположен в ЮВ Приморья, где впервые в России были диагностированы образования океанических островов [Ханчук и др., 1989]. Авторы обратили внимание на схожесть состава базальтов с гавайскими, чистоту и большую мощность перекрывающих известняков, скользящий возраст базальных слоев, примыкание к известнякам более молодых склоновых фаций, «холодный» контакт базальтов и известняков. Выделены две ассоциации СОП с базальтами ОИВ типа ($TiO_2=1.9-3.5$ мас. %, $La=21-71$ и $Nb=7-88$ г/т) [Ханчук и др., 1989] с возрастом карбон-пермь и средний триас. Возраст определен по микрофоссилиям в известняках и кремнистых осадках (прил. 4, 6).

(26) *Хабаровский АК* расположен в западной части центрального Сихотэ-Алиня и состоит из двух зон: меланжа и метаморфических сланцев [Наталин, Зябрев, 1989]. Зона меланжа относится к аккреционному комплексу и включает две толщи пород СОП возраста карбон - пермь и триас - ранняя юра, установленном по фузулинидам в известняках и радиоляриям в кремнях (прил. 4, 6). Базальты типа ОИВ находятся в контакте с известняками вершины (C3-P3) и склоновыми отложениями с Z-складками. Они обогащены Ti, Nb и LREE [Safonova et al., 2009]. Мезозойская

толща представлена ленточными кремнями (T_1 - J_2), известняками (T_3), кремнями и кремнистыми алевролитами (J_1 - 2), туфоалевролитами (J_3) и песчаниками [Шевелев, 1987; Натальин, Зябрев, 1989; Zyabrev, Matsuoka, 1999].

(27) *Самаркинский АК* расположен в центральном Сихотэ-Алине и включает две толщи СОП с базальтами типа ОИВ. Первая толща (C - P_1) включает базальты, кремни, кремнистые аргиллиты, песчаники и известняки. Последние содержат обломки вулканитов и наоборот, что предполагает их образование на океаническом острове. Кремни также содержат фрагменты базальтов [Голозубов, 2006; Кемкин, 2006]. Возраст известняков и кремней определен по фузулинидам и спикулам губок (прил. 4, 6). Вторая толща (T - J_1) включает кремни и базальты, перекрытые олистостромой (J_{2-3}) [Голозубов, 2006]. Возраст кремней определен по конодонтам и радиоляриям (прил. 4, 6). Карбоновые базальты типа ОИВ обогащены несовместимыми элементами меньше, чем юрские [Симаненко и др., 2009].

(28) Аккреционный пояс *Акиоши-Майзуру* расположен в юго-западной Японии и включает аккреционный комплекс с СОП карбона-перми и офиолитовый террейн. Аккреционный комплекс состоит из карбонатной (вершина), карбонат-терригенной (склон) и кремнисто-терригенной (основание) толщ. Возраст известняков (C_1 - P_2) определен по находкам фосиллий (прил. 4, 6) [Kanmera et al., 1990, 1991; Isozaki, 1997; Sano, 2006]. Массивные известняки вершины и обломочные известняки склонов (C_3 - P_2) согласно перекрывают базальты ОИВ типа [Sano et al., 2000; Safonova et al., 2015], образованные на плите Фараллон в пределах цепочки океанических островов Акиоши-Майзуру типа гавайской [Maruyama et al., 1997]. Террейн Акиоши представляет собой мировой типовой объект аккретированного и затем обрившегося океанического острова [Kanmera et al., 1990].

(29) Аккреционный комплекс *Мино-Тамба* также расположен в юго-западной Японии и включает карбон-пермские базальты и известняки и пермь-юрские кремни. Этот комплекс изучался многими исследователями, потому что в его состав входит знаменитая область Инуяма, представляющая собой типовой полный разрез СОП от глубоководных кремней до турбидитовых песчаников, образовавшихся в течение 100 млн. лет [Nogi, 1992; Wakita, 2000]. Карбонаты с фузулинидами (P) и кремни (P_1) с радиоляриями [Sano, 1988] перекрывают базальты типа ОИВ, т.е. отлагались на вершине и в основании симаунта соответственно (прил. 4, 6) [Sano, 1988; Safonova et al., 2009, 2015]. Также базальты ассоциируют с глубоководными кремнями (T_2) [Wakita, 1984]. Базальты типа ОИВ Мино-Тамба образовались на цепи островов Акасака-Куцуу на плите Изанаги.

3.2. Юра - ранний мел. Аккреционные комплексы с СОП этого возраста закартированы на Дальнем Востоке и в Японии.

(30) *Кавалеровский АК* Таухинского террейна состоит из турбидит-олистостромового матрикса (K_1) и тектонических пластин, сложенных породами СОП разного возраста - от карбона до раннего мела (прил. 6) [Голозубов и др., 2006]. Пластины сложены базальтами в основании, кремнями с радиоляриями, кремнистыми алевролитами, песчаниками и брекчиями с признаками оползания по склону (Z -складками) [Ханчук и др., 1989б; Голозубов, 2006]. Базальты типа ОИВ находятся в основании разрезов с известняками (T_{2-3} - J_1) и кремнями и кремнистыми аргиллитами (J_2 - K_1) и являются фрагментами палеоостровов. По составу базальты близки к гавайским толетам и базальтам типа MORB [Ханчук и др., 1989].

(31) *Киселевско-Маноминский АК* расположен в северном Сихотэ-Алине и сложен осадочными и магматическими породами СОП (J_2 - K_1) (прил. 4, 6) [Филиппов и др., 2010]. Базальты и долериты перекрыты кремнями, кремнистыми алевролитами

и сланцами, мелководными известняками и турбидитами. По составу базальты относятся к OIB (обогащены Ti, LREE и Nb) и к толеитам MORB. Базальты типа OIB контактируют с пелагитами, гемипелагитами и известняками. Комплекс образовался в конце раннего мела при субдукции плиты Изанаги [Филиппов и др., 2010].

(32) *Аккреционный комплекс Чичибу* расположен он к югу от комплекса Мино-Тамба. Он состоит из террейнов Северный и Южный, разделенных зоной разломов Куросегава. Базальты типа OIB (пиллоу-лавы и потоки), ассоциирующие с кремнями и кремнистыми алевролитами (T₂-J₂), зафиксированы в составе обоих террейнов [Ishizuka et al., 2003; Kato, Saka, 2006]. Автор изучала базальты пояса Самбозан Южного Чичибу [Matsuoka, 1992]. Пояс Самбозан состоит из юрско-раннемеловых олистостром и блоков базальтов, известняков, кремней и известковистых брекчий. Базальты ассоциируют с известняками и кремнями с фауной среднего и позднего триаса (прил. 4, 6) [Onoue et al., 2004; Onoue, Sano, 2007]. Для отложений СОП характерны вулканогенно-карбонатные брекчие, образующиеся на склонах симаунтов. По составу базальты соответствуют OIB [Safonova et al., 2009, 2015].

(33) *Офиолитовый пояс Микабу* тектонически «зажат» между Чичибу АК (юра) и метаморфическим поясом Самбагава (мел). Он представляет собой офиолитовый меланж с блоками ультрамафитов (Ol-Pl-перидотит, горнблендит, дунит, клинопироксенит), габбро и базальтов типа MORB и OPB в ассоциации пелагическим кремнями, гемипелагическими сланцами, песчаниками и известняками [Nakamura, 1971; Iwasaki, 1979; Saito et al., 1979; Ozawa et al., 1997]. Кремни содержат радиоларии средней-поздней юры [Sakakibara et al., 1993]. K–Ar возраст магматической роговой обманки - 142–153 млн. лет [Ozawa et al. 1997]. По разным моделям пояс Микабу являются частью океанического плато [Maruyama et al., 1997; Ichiyama et al., 2014] или цепочки океанических островов типа Гавайской [Ozawa et al., 1997, 1999], образованных на плите Изанаги.

(34) *Аккреционный комплекс Найзава* расположен в центральной части острова Хоккайдо и состоит из двух толщ – базальтовой и смешанной. Базальтовая толща состоит из зеленокаменных пород. Смешанная толща сложена отложениями СОП: базальтами, кремнями, известняками, кремнистыми сланцами и терригенными обломочными породами. Возраст кремней – поздний триас, а кремнистых осадков – ранний мел (прил. 6). Диагностированы базальты типа MORB и OIB. Базальты типа OIB ассоциируют с осадками позднего триаса и обогащены TiO₂, Nb и LREE. Симаунты Найзава образованы на плите Изанаги и аккрегированы к раннемеловой активной окраине Азии в результате косо́й субдукции [Ueda et al., 2000].

По геологическому строению и возрасту для большинства аккреционных комплексов Приморья есть аналоги в Японии: Хабаровский – Акиоши, Прибрежный - Мино-Тамба (низ) и Чичибу (верх), Самаркинский - Мино-Тамба, Кавалеровский и Киселевско-Маноминский – Южный Чичибу [Kojima et al., 2000; Safonova, 2009; Филиппов и др., 2010].

3.3. Поздний мел. Внутриплитный вулканизм западной и юго-западной Пацифике привел к образованию многочисленных океанических плато и цепочек вулканов. Океанические поднятия этого возраста были аккрегированы к активным окраинам всей Циркум-Пацифики [Kusky et al., 1997; Савельев, 2003].

(35) *Аккреционный пояс Шиманто* Японии состоит из комплексов Северный Шиманто (K₃) и Южный (K₃-Ng) Шиманто. Это самый молодой и лучше всего изученный аккреционный пояс западной Пацифики [Kimura, Mukai, 1991; Maruyama, 1997]. Северный Шиманто сложен меланжем и толщами СОП - турбидитовых песчаников, кремнистых сланцев и аргиллитов. Меланж (эоцен) включает блоки

пиллоу-базальтов, кремней и кремнистых гемипелагитов, погруженных в глинистый матрикс [Taiga et al., 1988]. Базальты ОІВ типа ассоциируют с известняками, кремнистыми сланцами и кремнями [Safonova et al., 2015, 2016b]. В Южном Шиманто отложения СОП представлены базальтами, кремнями и алевролитами (мел) и турбидитами, кремнистыми сланцами и алевролитами (эоцен-ранний миоцен) (прил. 4, 6). Меланж содержит блоки песчаников, известняков и кремнистых сланцев.

(36) *Аккреционный комплекс Камчатский мыс* находится в восточной Камчатке и связан с Кронотской островной дугой [Савельев, 2003]. Комплекс включает отложения смагинтеной (базальты, кремни, кремнистые сланцы и аргиллиты, карбонаты; альб-сеноман) и пикежской (кремнистые алевролиты, аргиллиты и песчаники; сантон-кампан) свит (прил. 6) [Савельев, 2003]. Базальты типа ОІВ ассоциируют с кремнями и известняками альб-сеномана [Зинкевич и др., 1985]. Они обогащены TiO_2 (1.8-2.3 мас.%), P_2O_5 (0.4-0.6 мас.%), Nb (45-70 г/т) и La (30-45 г/т) [Portnyagin et al., 2008; Safonova et al., 2009]. Аккреция симаунтов к дуге произошла при субдукции тихоокеанской плиты около 85-70 млн. лет назад.

(37) *Аккреционный комплекс Малайта* расположен на Соломоновых островах в юго-западной части Тихого океана. Он содержит вулканогенные и осадочные породы характерные для СОП в целом и СОП симаунтов в частности: лавовые потоки и пиллоу-лавы толеитовых базальтов с кремнями и прослоями алевролитов (основание), кремнистые и известковистые алевролиты и сланцы (склон) и базальты типа ОІВ, ассоциирующие с кремнями в основании разреза и с известняками в верхних частях (вершина палеоострова) [Pettersson, 2004]. Возраст базальтов типа ОІВ - 97-93 млн. лет (прил. 6). Океанический острова был образован недалеко от плато Онтонг-Ява [Neal et al., 1997].

Геодинамическая обстановка. В раннем карбоне началось закрытие Палеоазиатского океана, а к началу перми уже существовал океан Палео-Пацифики [Maruyama et al., 1997; Dobretsov et al., 2003]. К концу палеозоя - началу мезозоя на востоке Азиатского континента сформировалась протяженная активная окраина андийского типа, под которую шла субдукция океанических плит Фараллон, Изнаги и, позже, Тихоокеанской. Острова Акиоши-Майзуру на плите Фараллон были аккрегированы к активной окраине в поздней перми. В поздней юре субдукция плиты Фараллон прекратилась, а плита Изнаги продолжала погружаться, что привело к аккреции островов Акасака-Куцуу и плато Микабу [Maruyama et al., 1997]. В поздней юре или раннем мелу началась субдукция Тихоокеанской плиты [Maruyama et al., 1997]. Мезозойская субдукция плит Изнаги и Тихоокеанской привела к образованию аккреционных комплексов юрско-мелового возраста: Таухинский и Киселевско-Маноминский, Приморье), Чичибу и Найзава, Япония [Kojima et al., 2000; Голозубов, 2006; Isozaki et al., 2010]. В раннем мелу субдукция плиты Изнаги реактивировала образование крупного аккреционного клина Шиманто над глубокоководным желобом Нанкай [Kato, Saka, 2006], в состав которого вошли симаунты, образованные уже не Тихоокеанской плите [Safonova et al., 2015]. К концу раннего мела плита Изнаги полностью субдуцировала [Maruyama et al., 1997].

В позднем мелу уже активно шла практически ортогональная субдукция Тихоокеанской плиты под азиатскую активную окраину на западе Тихого океана и субдукция плиты Кула на севере [Maruyama et al., 1997], которые продолжатся до сих пор. В западной Пацифике начался пик внутриплитного океанического магматизма, связанного с действием Тихоокеанского суперплюма [Larson, 1991; Maruyama et al., 2007; Kerr, Mahoney, 2007; Добрецов, 2011], который привел к образованию плато Онтонг-Ява, Шатского, Гесса [Mann, Taiga, 2004; Kerr, 2003],

Императорско-Гавайской цепи вулканов и других океанических островов (Манихики, Французская Полинезия) [Lassiter et al., 2003; Regelous et al., 2003]. В результате субдукции плиты Кула под Охотскую активную континентальную окраину в состав аккреционного комплекса Камчатский Мыс вошли древнейшие симаунты Императорской цепи [Хотин, Шапиро, 2006]. Portnyagin et al., 2008]. В позднем мелу в ходе субдукции Тихоокеанской плиты началась аккреция плато Онтонг-Ява к Соломоновой дуге, а в кайнозойе образовался Малайта АК [Mann, Taira, 2004].

Глава 4. ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ ИЗ КЛЮЧЕВЫХ АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ

В главе 4 представлены результаты детальных исследований состава, петрогенезиса и мантийных источников базальтов типа ОИВ, входящих в состав аккреционных комплексов ЦАСП и западной Пацифики, в изучении которых соискатель участвовала лично. Для всех объектов кратко охарактеризованы состав породообразующих окислов и редких элементов, изотопов Nd, Sr и Pb (прил. 7-9). Отношения изотопов Sr, как правило, завышены, что может быть результатом изотопного обмена между богатой Sr морской водой и базальтовой магмой [Hart et al., 1986]. Для всех объектов коровой контаминации не установлено. Для части образцов отмечены тренды кристаллизации оливина, пироксена, плагиоклаза и титаномагнетита. Аномалии (пики) по Nb, как диагностический признак базальтов типа ОИВ, по отношению к La и Th относятся к спайдер или мультикомпонентным диаграммам элементов, нормированных по примитивной мантии. Все редкие земли нормированы по хондриту. Данные по составу вкрапленников пироксена и расплавных включений в них получены для Курайского и Катунского АК. Проведено геохимическое моделирование несовместимых элементов для определения состава и степени плавления мантийных источников. Все изученные базальты характеризуются обилием вторичных минералов, что свидетельствует о гидротермальных изменениях в подводных условиях, деформациях и метаморфизме. В ходе таких процессов некоторые элементы, например, LILE, Fe и Pb могут быть подвижными, поэтому интерпретация геохимических данных основана на наименее подвижных редкоземельных и высокозарядных элементах (Ti, Nb, Zr, Th). Тектонические реконструкции выполнены на основе всей совокупности геологических, геохимических и петрологических данных.

Петрография. Основными петрографическими разновидностями магматических пород основного состава во всех аккреционных комплексах являются базальты, долериты и микрогаббро. Базальты имеют массивные и миндалекаменные текстуры и порфировые и афировые структуры. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом, эпидотом и цеолитами. Порфировые разновидности состоят из мелкозернистой основной массы с фенокристами оливина, пироксена и плагиоклаза или гломеропорфировыми прорастаниями. Количество фенокристов варьирует от 5 до 50 %. Фенокристы оливина (0.1–1 мм) обычно субидiomорфные, а пироксена идиоморфные до субидiomорфных (0.5–1 мм). Плагиоклаз встречается в виде фенокристов (1–3 мм) и лейт в основной массе и в афировых разновидностях. Рудные минералы образуют идиоморфные и субидiomорфные микрокристаллы размером 0.05–0.5 мм. Основная масса состоит из вулканического стекла, плагиоклаза, пироксена, актинолита и рудных минералов. Раскристаллизованные разновидности

имеют долеритовую или габброидную микроструктуры. При вторичных изменениях оливин и пироксен замещаются хлоритом, роговой обманкой, актинолитом, эпидотом. Минералы основной массы и вулканическое стекло изменены до эпидота, доизита, хлорита, лейкоксена и карбоната. Плаггиоклаз подвержен альбитизации и сосюртитизации. Рудные минералы часто замещены гидроксидами железа [Сафонова и др., 2008, 2011; Safonova et al., 2011, 2012, 2015a, 2016a, 2020].

Курайский АК, Горный Алтай (венд). Диагностировано три группы толеитовых базальтов: деплетированные, переходные и обогащенные в отношении Ti, LREE и Nb. Процессы фракционной кристаллизации, коровой контаминации и постмагматических изменений не оказали заметного влияния на соотношения этих элементов. Деплетированные базальты схожи по составу с N-MORB: $TiO_2=1-1.3$ мас.%; $Zr/Nb=65$, $La_N=5.18-8.7$, $La/Yb_N=0.5-0.9$, $La/Sm_N=0.6-0.9$, $Gd/Yb_N=0.9-1.1$. Они ассоциируют с тонкослоистыми кремнистыми отложениями (гл. 2). Самая многочисленная группа - переходные базальты близкие по составу к базальтам плато Онтонг-Ява: $TiO_2=1.3-2.4$ мас.%; $Zr/Nb=35$, $La_N=12.3-21.8$, $La/Yb_N=0.7-2.4$, $La/Sm_N=0.7-1.6$, $Gd/Yb_N=0.9-1.6$. Обогащенные базальты близки по составу к гавайским OIB: $TiO_2=1.5-1.9$ мас.%; $Zr/Nb=18$, $La_N=30-36.8$, $La/Yb_N=1.9-4.8$, $La/Sm_N=1.3-1.7$, $Gd/Yb_N=1.1-1.3$. Базальты групп 2 и 3 ассоциируют с карбонатно-кремнистыми отложениями склоновых фаций и известняками карбонатной “шапки” океанических поднятий. Они ассоциируют с отложениями склоновых фаций и карбонатной шапки. Базальты типа N-MORB формировались из деплетированного верхнемантийного источника (DMM), а переходные и обогащенные базальты – из гетерогенного мантийного источника, включающего компоненты деплетированной мантии и рециклированного океанического слэба. Значения ϵNd от +0.9 до +5.2 соответствуют источникам типа HIMU и DM. Температуры кристаллизации базальтов были определены по результатам гомогенизации расплавных включений (1160-1190°C) во вкрапленниках клинопироксена (салит-авгит из обогащенного базальта) и по составу последних (1100-1295°C) [Сафонова и др., 2008].

Катунский АК, Горный Алтай (венд-кембрий). Диагностированы средне-Ti, высоко-Ti и низко-Ti базальты толеитовой серии. Средне-Ti базальты (NP₃-C₁) типа MORB образовались в обстановке океанического хребта. Они ассоциируют с глубоководными кремнями, характеризуются средними TiO_2 (0.7-1.5 мас.%), Zr/Nb (26) и La (12.4), плоскими спектрами REE ($La/Yb_N = 1.4-2.1$, $La/Sm_N=1.0-1.4$; $Gd/Yb_N=1.3-1.6$) и минимумами по Nb на спайдер-диаграммах ($Nb/La_{pm}=0.3-0.6$; $Nb/Th_{pm}=0.4-0.7$). Высоко-Ti базальты (манжерокская свита, C₁) типа OIB образовались в обстановке океанического острова. Они характеризуются ассоциацией с образованиями океанических поднятий (гл. 2), высокими температурами кристаллизации (1175°C – по составу клинопироксена), обогащением Ti, LREE и Nb ($TiO_2=2.0-4.2$ мас.%; $Zr/Nb=6$, $La_{Ncp}=97.8$), дифференцированными REE ($La/Yb_N=2.4-20.2$, $La/Sm_N=1.2-3.6$, $Gd/Yb_N=1.4-3.6$), максимумами по Nb ($Nb/La_{pm}=1.2-2.9$; $Nb/Th_{pm}=1.6-2.5$). Значения ϵNd варьируют от +0.9 до +5.2 и соответствуют OIB [Zindler, Hart, 1986]. Низко-Ti базальты (усть-семянская свита, C₂) имеют надсубдукционное происхождение: они характеризуются обеднением Ti, LREE и Nb ($TiO_2=0.5-0.9$ мас.%; $Zr/Nb=32.6$, $La_{Ncp}=12.1$), недифференцированными REE ($La/Yb_N=2.0$, $La/Sm_N=1.5$, $Gd/Yb_N=1.2$ в среднем), минимумами по Nb ($Nb/La_{pm}=0.2-0.8$; $Nb/Th_{pm}=0.2-1.0$). Для низко-Ti вулканитов выделяются высоко- и низко-Mg подгруппы с температурами кристаллизации 1138°C и 1047°C [Сафонова и др., 2011].

Засурьинский АК, Горный Алтай (поздний кембрий). В этой структуре сосуществуют толеитовые и щелочные базальты. С ростом Mg# (56 – 20) растут Fe,

Zr, Nb, Y, LREE Ti, Cr, Ni b Th. По редкоземельному составу выделено три группы базальтов: деплетированные (1), переходные (2) и обогащенные (3). Для толетитов 1 группы характерны слабо деплетированные LREE ($La/Sm_N=0.6-1.0$), слабо фракционированные HREE ($Gd/Yb_N=1.1-1.3$), высокие ϵNd (7.7-10.3) и отношения Nb/La_{pm} и Th/La_{pm} больше 1 (0.4-0.8 и 0.4-0.9 соответственно). Базальты 2 группы имеют умеренно фракционированные REE ($La/Sm_N=1.6-2.0$, $Gd/Yb_N=1.1-2.4$), средние ϵNd (5.6-5.7) и отношения $Nb/La_{pm}>1$ и $Th/La_{pm}<1$ (1.2-1.6 и 0.7-0.9 соответственно). Щелочные базальты 3 группы отчетливо обогащены LREE ($La/Sm_N=1.9-4.7$), спектры REE фракционированы в области HREE ($Gd/Yb_N=1.5-2.5$), значения ϵNd еще ниже (2.6-3.3), имеются четкие пики по Nb ($Nb/La_{pm}=1.0-1.8$). Обогащенные базальты имеют более высокие концентрации всех несовместимых элементов по сравнению с переходными. Деплетированные базальты образовались при высоких степенях плавления (10-20%) источника близкого к таковому для MORB и, вероятно, образованы в зоне СОХ. Переходные и обогащенные базальты образовались при низких степенях плавления (1-3%) шпинелевого и гранатового перидотита соответственно. Они, вероятно, представляют собой разные симаунты, образованные на океанической литосфере различной мощности/возраста. При аккреции симаунты были фрагментированы и совмещены с толитами MORB [Safonova et al., 2011].

Итмурудинский АК, северное Прибалхашье (ордовик). Диагностировано три группы вулканических и субвулканических базитов толетитовой и известково-щелочной серий ($SiO_2=44.1-55.1$, $TiO_2=1.5-3.4$, $MgO = 1.8-9.4$, $CaO=4.9-16.9$, $Al_2O_3=12.9-17.9$ мас.%, $Mg\#=26-73$): высоко-Ti ($TiO_2 > 1.9$ мас.%), средне-Ti ($TiO_2 = 1.4-1.7$ мас.%) и низко-Ti ($TiO_2 < 1$ мас.%). Породы 3-х групп в разной степени обогащены LREE, давая, соответственно, $La_{NCP}= 122, 23$ и 2 и обогащенные, деплетированные и плоские спектры. Породы высоко-Ti группы ассоциируют с вулканокластическими породами. Они обогащены La, Nb, Th и Zr по сравнению с группами 2 и 3, давая $La/Yb_N = 1.1-3.6$, $Gd/Yb_N = 1.3-3.2$, $Nb/La_{pm} = 1.2$ и $Zr/Nb=9.8$, и образовались из обогащенного мантийного источника ($\epsilon Nd=-4.3 - -8.8$). Средне-Ti базальты, ассоциирующие с глубоководными кремнями, характеризуются $Zr/Nb=25$; $La/Yb_N = 0.8-1.0$; $Gd/Yb_N = 1.1-1.3$; $Nb/La_{pm} = 1.0$ и высоким ϵNd (4.7-7.7). Для вулканитов низко-Ti группы (ассоциируют с песчаниками) характерны высокие отношения Zr/Nb (18-34), $La/Yb_N = 0.4-1.4$; $Gd/Yb_N = 0.6-1.7$, минимумы по Nb, $\epsilon Nd=4.9-9.2$. Таким образом, высоко-Ti разности близки по составу к OIB и образовались на океанических поднятиях. Средне-Ti базальты по вещественному и изотопному составу похожи на MORB и образовались в зоне СОХ. Низко-Ti породы имеют состав, предполагающий надсубдукционные обстановки. Часть низко-Ti образцов обогащена MgO (7.2-8.4 мас.%), истощена REE и имеет самые низкие содержаниями Nb, что указывает на их происхождение в обстановке внутриокеанической дуги [Safonova et al., 2020].

Атбаши-Кокшаальский АК, южный Тянь-Шань (девон). Среди лав и субвулканических пород преобладают щелочные базальты: $SiO_2=41.3-51.9$, $TiO_2=1.6-4.6$, $Al_2O_3=11.8-16.5$, $MgO=3.2-11.1$, $CaO=2.0-11.9$ мас.%, $Mg\#=30-66$, $Cr=20-100$, $Ni=9-70$ г/т. По соотношениям редких элементов выделено два типа пород: деплетированные (MORB тип) и обогащенные (OIB тип). Первые ассоциируют с глубоководными кремнистыми осадками и характеризуются более низкими концентрациями La, Sm, Zr, Nb и Th, более высокими Zr/Nb (18-70) и $\epsilon Nd = +8.9 - +9.2$. Спектры REE – пологие ($La/Yb_N = 0.5-0.9$, $Gd/Yb_N = 0.9-1.0$), схожи со спектрами MORB и OPB. На спайдер-диаграммах обогащения Nb по отношению к La и Th не отмечается ($Nb/La_{pm}=0.7$, $Nb/Th_{pm}=0.9$). Обогащенные образцы характеризуются

высокими концентрациями LREE, Nb и Ti, дифференцированными спектрами REE ($La/Yb_N=2.2-16.5$, $Gd/Yb_N=1.5-3.0$), низкими Zr/Nb (4-15), положительными аномалиями по Nb ($Nb/La_{pm}=1.2$; $Nb/Th_{pm}=1.3$) и $\epsilon Nd=+3.4 - +6.4$. Значения изотопных отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ (16.3-19.2) и $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.55-15.67) соответствуют мантийным источникам. Базальты типа OIB образовались при низких степенях плавления (1-5%) гранатового перидотита, а базальты типа MORB - при высоких степенях плавления (5-20%) из деплетированного источника. Ассоциации СОП с базальтами типа MORB и OIB образовались соответственно в зоне СОХ и на океанических островах в Туркестанском океане и были аккрецированы к активной окраине Казахстанского континента [Safonova et al., 2016a].

Чарский АК, восточный Казахстан (поздний девон – ранний карбон).

Изучены базальты и андезитобазальты щелочной и толеитовой серий. Выделено три группы пород: 1) низкие Ti и P, средний Mg ($TiO_{2cp}=1.64$, $MgO_{cp}=6.61$, $P_2O_5_{cp}=0.18$ мас.%; 2) высокий Ti, средние Mg и P ($TiO_{2cp}=2.47$, $MgO_{cp}=6.28$, $P_2O_5_{cp}=0.24$ мас.%; 3) высокие Ti и P, низкий Mg ($TiO_{2cp}=2.54$, $MgO_{cp}=3.97$, $P_2O_5_{cp}=0.49$ мас.%). Для базальтов группы 1, ассоциирующихся с кремнями, характерны высокие Zr/Nb (33-69), плоские спектры REE ($La/Yb_N=0.54-0.97$, $La/Sm_N=0.5-0.8$; $Gd/Yb_N=1.0-1.4$), обеднение Nb ($Nb/La_{pm}=0.5-0.9$), высокие ϵNd (4.6-7.8), что характерно для MORB. Группа 2 имеет схожие с группой 1 концентрации Nb, La и Th, но заметно более высокие Ti, Sm, Zr и Y ($Zr/Nb=37-58$, $La/Yb_{Ncp}=0.6$, $La/Sm_{Ncp}=0.6$, $Gd/Yb_{Ncp}=1.1$, $Nb/La_{pm}=0.46-1.0$) и ϵNd (7.1-9.8). Базальты группы 3 характеризуются высокими Ti, Nb, Th и LREE, $Zr/Nb=7-10$, обогащенными спектрами REE ($La/Yb_{Ncp}=5.6$, $La/Sm_N=1.1$ 2.4, $Gd/Yb_N=1.5 - 3.3$), положительными аномалиями по Nb ($Nb/La_{pm}=0.6-1.47$; $Nb/Th_{pm}=0.94-1.84$) и средними ϵNd (3.5-5.2), т.е. относятся в OIB типу. В группе 3 выделяются разновидности, в разной степени обогащенные несовместимыми элементами. Значения $^{206}Pb/^{204}Pb$ (15.9 - 19.2) и $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.42-15.62) соответствуют мантийному тренду. По результатам моделирования базальты группы 1 образованы при высоких степенях плавления (5-15%) деплетированного источника, а базальты 2 и 3 групп при более низких степенях плавления (1-5%) шпинелевого и гранатового перидотита. По совокупности данных вулканы группы 1 образовались в зоне СОХ, группы 2 – на океаническом плато, группы 3 – на океанических поднятиях разного возраста (поздний девон и ранний карбон), аккрецированных к внутриокеанической дуге [Safonova et al., 2012, 2018].

Акиоши, Мино-Тамба, Чичibu и Шиманто АК, Япония (карбон - мел). Во

всех комплексах диагностированы базальты типа OIB. Изучены щелочные и субщелочные базальты и андезитобазальты: $SiO_2=44-54$, $TiO_2 =1.8-3.4$, $Al_2O_3=12-18$, $P_2O_5=0.2-0.6$ мас.%, $Mg\#=26-67$. Образцы обогащены LREE и Nb. Концентрации La (5-50 г/т), Nb (5–50 г/т) и Zr (50–400 г/т) растут со снижением MgO. Большинство образцов характеризуются низкими Zr/Nb (5.4-17), высокими LREE ($La_N=15-100$, $La/Yb_N=1.9-8.5$, $La/Sm_N=1.2-2.3$), дифференцированными HREE ($Gd/Yb_N=1.2-2.4$), положительными аномалиями по Nb ($Nb/La_{pm}=1.0-1.4$; $Nb/Th_{pm}=1.0-2.0$). Все образцы имеют положительные значения ϵNd (+1.2 - +7.8), на уровне HIMU и ниже, а отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ варьируют от ~17.5 до ~ 18.6. Все эти признаки соответствуют OIB типу. Высоко дифференцированные HREE, положительные аномалии по Zr-Hf и результат моделирования в системе Nb – Nb/Yb показывают, что базальты образованы при низких до средних степенях плавления (1-10%) мантийного источника, содержащего около 1% граната. Базальты OIB типа из всех аккреционных комплексов ассоциируют с осадками СОП океанических поднятий (см. гл. 3). В комплексах Акиоши и Мино-Тамба представлены две группы базальтов типа OIB,

обогащённые несовместимыми элементами в разной степени: Zr/Nb - 14.0 и 8.6, Nb - 12 и 31), LREE - 57 и 146, Gd/Yb_N = 1.7 и 2.5. Эти разновидности, вероятно, являются частями разных симаунтов, сформированных в период с карбона до мела над океанической литосферой разной мощности, которые позднее были аккрецированы к одной конвергентной окраине [Safonova et al., 2015].

Резюме. Несмотря на небольшой размер тел вулканитов в сложной структуре аккреционных комплексов, базальты ОИВ типа надежно диагностируются по ассоциации с породами СОП океанических поднятий (гл. 1-3), обогащением несовместимыми элементами (TiO₂, LREE и Nb) (прил. 7), максимумами по Nb на спайдер-диаграммах, средними до низких, но положительными εNd и, в большинстве случаев, низкими степенями плавления обогащенных гранат-содержащих мантийных источников (прил. 7-9). В составе практически всех аккреционных комплексов кроме ОИВ зафиксированы базальты типа MORB и вулканиты надсубдукционного происхождения (Катунский, Чарский, Итмурундинский АК и др.). В Курайском и Чарском АК диагностированы базальты типа ОРВ. Все эти вулканогенно-осадочные ассоциации были тектонически совмещены и деформированы в результате процессов субдукции и аккреции, а позже во время закрытия палеоокеанов, коллизии континентов и пост-коллизивной тектоники.

Глава 5. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА И ПЕТРОГЕНЕЗИСА ВНУТРИПЛИТНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ

В главе представлено обобщение данных по 37 АК, включая оригинальные данные по 412 образцам базальтов типа ОИВ, образованных в ПАО или в Палео-Пацифике: 1) “древний ПАО” (АК позднего неопротерозоя-раннего палеозоя; прил. 3); 2) “молодой ПАО” (АК среднего-позднего палеозоя; прил. 5); 3) “Палео-Пацифика” (АК позднего палеозоя-мезозоя; прил. 6).

Общая характеристика состава внутриплитных базальтов. На диаграмме TAS подавляющее большинство изученных пород представляет собой базальты (щелочные и субщелочные) и андезитобазальты и трахиандезиты; реже встречаются пикриты (офиолитовые пояса Микабу в Японии и Ташрабат в Киргизии) и базаниты (прил. 7а). На треугольной диаграмме Al₂O₃-TiO₂+FeO-MgO [Jensen, 1976] большинство точек составов попадает в поле высоко-Fe толеитов и толеитовых базальтов (прил. 7б), на графике SiO₂ – FeO*/MgO - в поле толеитовой серии (прил. 7в), а на графике FeO*/MgO – TiO₂ - в поле толеитов и абиссальных толеитов (прил. 7г). В выборке много щелочных базальтов, но надо учитывать, что Na, K и другие LILE подвижны при постмагматических изменениях. Около 90% образцов имеет состав породообразующих окислов в пределах: SiO₂=45-54, TiO₂=1.3-4.0, Al₂O₃=9-19, MgO=3-9, Fe₂O₃общ.=6-17, P₂O₅=0.1-0.8 мас.%. Характерными признаками базальтов типа ОИВ являются высокие содержания TiO₂ и соответственно низкие Al₂O₃/TiO₂ (<9) (прил. 7д), а также повышенные (по сравнению с MORB и островными дугами) содержания P₂O₅, что отражено на популярной дискриминационной диаграмме MnO-P₂O₅-TiO₂ [Mullen, 1983]. Низкие до средних значения Mg# (25-75) соответствуют фракционной кристаллизации от средней до высокой степени. На диаграммах в координатах MgO – породообразующие окислы точки базальты ОИВ реже образуют отчетливые тренды, чем островодужные. Изредка отмечаются тренды в координатах MgO-TiO₂ и MgO-CaO, предполагающие фракционирование Fe-Ti оксидов и клинопироксена и плагиоклаза соответственно. В координатах MgO – редкие

элементы тренды выражены чаще, что связано с несовместимым характером большинства REE и HFSE, т.е. с их накоплением в остаточном расплаве.

Концентрации редких элементов меняются в гораздо более широких пределах, чем породообразующих окислов. Содержания Ni и Cr составляют 7-100 и 10-200 г/т, что свидетельствует о высокой степени эволюции их материнских расплавов. Все спектры REE обогащены LREE и часто фракционированы в области HREE ($La/Yb_{N,cr}=6.0$, $La/Sm_{N,cr}=2.0$, $Gd/Yb_{N,cr}=2.0$); аномалии по Eu не характерны ($Eu/Eu^*_{cr}=1.01$) (прил. 8а). Типичны высокие концентрации Nb (13-130 г/т), что дает отношения $Nb/Th_{pm} > 1$ и низкие отношения Zr/Nb (1.8-14) (прил. 7е, 8б). Отношения Ti/Zr меняются от 30 до 239, предполагая различные условия образования базальтов, зависящие от состава мантийного источника, степени частичного плавления и/или степени фракционирования оксидов Ti-Fe и пироксенов. В некоторых аккреционных комплексах в подчиненных количествах встречаются базальты толентовой серии с плоскими спектрами REE (Курайский, Катунский, Микабу, Атбаши, Чарский и др.), которые, как правило, относятся либо к MORB, либо к OPB. В целом, для базальтов океанических островов характерны разные спектры REE – от сильно до умеренно обогащенных LREE (прил. 8а). На мультикомпонентных диаграммах более чем 80% образцов (прил. 8б) присутствуют положительные аномалии по Nb ($Nb/La_{pm}=1.0-1.9$, $Nb/Th_{pm}=1.0-2.7$), которые позволяют надежно отличить OIB от вулканитов надсубдукционного происхождения и MORB. На графике $Gd/Yb_N - Al_2O_3/TiO_2$ (прил. 7д) точки составов подавляющего большинства изученных базальтов типа OIB, включая предполагаемые платобазальты Курайского АК и пояса Микабу, попадают в поле базальтов Гавайской системы островов, что предполагает разные степени плавления однотипного мантийного источника. Бесформенное поле точек на графике $FeO/MgO - TiO_2$ (прил. 7г) и расположение точек на графике $Nb - Zr/Nb$ (прил. 7е) вдоль единой линии смещения [Kamber, Collerson, 2000] предполагают смешение расплавов, полученных при разных степенях плавления однотипного мантийного источника. Для большинства базальтов типа OIB характерны средние значения ϵNd , т.е. мантийные источники типа HIMU, и повышенные отношения изотопов Sr в результате излияния в подводных условиях. (прил. 9а). Результаты моделирования показали, что базальты образовались при низких степенях плавления шпинелевого и гранатового перидотита (прил. 9б).

Вариации редкоэлементного состава внутриплитных базальтов.

Образование во внутриплитных обстановках базальтов, в разной степени обогащенных несовместимыми элементами, впервые было отмечено для симаунтов Императорской цепи с возрастом 85-42 млн. лет в сравнении их с лавами Гавайских островов (<42 млн. лет) [Regelous et al., 2003]. Толейты самых древних симаунтов Мейджи (85 млн. лет) и Детройт (81 млн. лет) характеризуются более низкими концентрациями несовместимых элементов (La, Nb) и изотопов неодима по сравнению с более молодыми толейтами. Похожие зависимости редкоэлементного состава лав от возраста были выявлены и для других цепочек подводных гор (Хребет 90°, Кергелен, Пасхи и др.) [Gautier et al., 1990; Cheng et al., 1999 и др.]. Большинство исследователей считают, что это связано с разной степенью плавления мантии в зависимости от возраста/мощности океанической литосферы, над которой был проявлен внутриплитный вулканизм (прил. 10а). Одна модель связывает временные вариации состава лав типа OIB с вариациями степени плавления гетерогенной мантии под воздействием плюма. Предполагается, что колонна плавления состоит из более тугоплавкого матрикса, сложенного деплетированным материалом верхней мантии, и более легкоплавких мантийных неоднородностей, обогащенных некогерентными

элементами [Phipps, Morgan, 1999; Hoernle et al., 2000 и др.]. Соответственно более деплетированный состав является результатом высоких степеней плавления более тугоплавкого деплетированного материала верхней мантии, что достигается высокой колонной плавления под более молодой литосферой малой мощности. Более молодые обогащенные лавы формируются из расплава, полученного под более древней/мощной океанической литосферой, т.е. колонна плавления короче и степени плавления ниже. В результате в расплав попадает меньше деплетированного материала тугоплавкого матрикса, но больше обогащенного материала мантийных неоднородностей. Неоднородность верхней мантии не только под континентами, но и под океанами подтверждается геофизическими исследованиями и изучением мантийных ксенолитов [Kogarko et al., 2001; Huang, Zhao, 2006; Pearson et al., 2014].

Другая модель рассматривает плавление мантии без учета ее гетерогенности. На основе обзора более 150 внутриплитных океанических поднятий было подтверждено, что в глобальном масштабе состав ОИВ зависит от мощности океанической литосферы, которая ограничивает степень и глубину плавления, т.е. проявляется эффект «крышки» [Humphreys, Niu, 2009]. В соответствии с этой моделью если остров «А» формируется на более молодой и менее мощной океанической литосфере, то колонна плавления, расположенная под литосферой, будет высокой, обеспечивая большую степень плавления (прил. 10а). В результате получится расплав с характеристиками магмагенерации пород низких давлений, т.е. ближе к MORB, характеризующимся средними концентрациями Nb, высокими ϵ_{Nd} и недифференцированными REE (прил. 10б,в). Соответственно, если остров «Б» формируется над более древней и мощной океанической литосферой, то колонна плавления будет короче, давая более низкие степени плавления и расплавы с признаками более высоких давлений, например, более дифференцированные HREE, предполагающие наличие граната в источнике (прил. 10г,д). Тем не менее, для объяснения широких вариаций состава ОИВ, прежде всего по изотопному составу, невозможно не учитывать гетерогенность состава мантии, т.е. присутствие в ней фрагментов рециклированной океанической литосферы [Hofmann, White, 1982], субдуцированных терригенных осадков [White, Duncan, 1996], а также мантийный метсоматоз [Pilet et al., 2005, 2008]. При этом надо учитывать, что эффект варибельности редкоземельного состава внутриплитных базальтов в зависимости от мощности литосферы имеет место только для цепочек островов с разницей в возрасте не более 70-80 млн. лет [Ellam, 1992; Regelous et al., 2003].

Для древних ОИВ похожая закономерность впервые была отмечена для Горного Алтая [Сафонова, 2008]. Было показано, что более древние базальты имеют более низкие La/Yb и более высокие Lu/Hf отношения, т.е. они выплавлялись из более деплетированного источника, чем более молодые. Позже две группы базальтов, в разной степени обогащенных несовместимыми элементами (*высокообогащенные - ВОБ и низкообогащенные - НОБ*), были зафиксированы в Катунском, Засуринском и Чарском АК ЦАСП и в комплексах Акиоши и Мино-Тамба Японии [Сафонова et al., 2011, 2012, 2015]. В пределах Катунского АК НОБ с более низкими La/Sm_N и более высокими Lu/Hf_{pm} относятся к более древнему фрагменту океанической коры ВОБ [Сафонова и др., 2011]. Во всех объектах ВОБ имеют повышенные содержания LREE ($La_N=129-217$; $La/Yb_N=6.8-9.3$), HFSE (Zr, Nb, Th, Hf), TiO_2 (2.8-3.2 мас.%) и P_2O_5 (0.6-0.9 мас.%) и более фракционированные REE ($La/Sm_N=2.2-2.7$, $Gd/Yb_N=1.8-3.2$) по сравнению с НОБ ($La_N=41-71$; $La/Yb_N=2.7-4.5$, $TiO_2=2.0-2.6$, $P_2O_5=0.2-0.3$ мас.%, $La/Sm_N=1.4-1.9$, $Gd/Yb_N=1.4-2.2$). Отношения Zr/Nb в ВОБ ниже, чем в НОБ (4.8-8.6 и 6.3-14.9). По сравнению с N-MORB НОБ характеризуются более высокими

концентрациями несовместимых элементов ($Zr/Y=2.4-2.8$ vs $2.1-2.3$) и более высокими LREE ($La_N=41-71$ vs 10.5).

Таблица 2

Средние составы НОБ и ВОБ

	НОБ	ВОБ
TiO ₂	2.4	3.0
Zr	174	320
Nb	17.0	52.3
Y	29.8	43.2
Zr/Nb	12.0	6.6
Hf	4.3	7.8
Ta	1.0	3.1
La _N	54	160
REE _{обн}	84	202
LREE _{обн}	67	173
La/Sm _N	1.6	2.4
Gd/Yb _N	1.8	2.5
La/Yb _N	3.7	7.7
Tb/La _{pm}	0.7	0.9
Nb/La _{pm}	1.3	1.3

По содержаниям породообразующих окислов ВОБ и НОБ отличаются друг от друга не так отчетливо, хотя концентрации щелочей, титана и фосфора в ВОБ заметно выше (табл. 2). Спектры REE и спайдер-диаграммы для ВОБ близки по облику к таковым для базальтов Гавайской цепи [Hofmann, Jochum, 1996; Сафонова и др., 2011], а для НОБ – к таковым платобазальтов Онтонг-Ява и самых древних лав Императорской цепи симаунтов [Mahoney et al., 1993; Regelous et al., 2003; Сафонова, 2008], но уровень концентраций в последних ниже (прил. 10б-д). Таким образом, закономерности, установленные исследователями современных внутриплитных цепочек вулканов, подтверждаются результатами исследования геохимического состава базальтов.

Было показано наличие в разной степени обогащенных несовместимыми элементами базальтов типа OIB практически во всех изученных аккреционных комплексах (табл. 2) [Safonova et al., 2011, 2012, 2015, 2016].

Температуры кристаллизации. Для определения параметров кристаллизации базальтовых расплавов большое значение имеет состав клинопироксена, т.к. только этот породообразующий минерал неплохо сохраняется, несмотря на широко проявленные постмагматические изменения основных лав, излившихся в подволевых условиях [Сафонова и др., 2008; Safonova et al., 2011]. Клинопироксен щелочных базальтов представлен, как правило, Ti-авгитом со спайностью параллельной призме (110) и плеохроизмом от розового до бесцветного. Для таких лав также характерны Ti-амфибол (керсутит), Ti-биотит, Ti-хромит и эгирин [Ichiyama et al., 2008; Сафонова и др., 2011; Safonova et al., 2015]. В толеитах MORB и дуг часто присутствует пиджит с инверсионной микроструктурой. Температуры кристаллизации базальтов Курайского и Катунского АК рассчитывались по составу вкрапленников клинопироксена и расплавных включений в них и оказались ниже для курайских толеитов [Сафонова и др., 2008, 2011].

Сравнение океанических и континентальных базальтов типа OIB. Данные сейсмомографии [Courtilot et al., 2003; Lei, Zhao, 2006] и обогащенный несовместимыми элементами состав внутриплитных океанические базальты подтверждают их связь с действием мантийных плюмов. Внутриплитные континентальные базальты, особенно не связанные с LIP, имеют близкие характеристики [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Kuzmin et al., 2010; Meng et al., 2018]. Соискатель принимала участие в исследованиях континентальных внутриплитных базальтов Кузнецкого бассейна (пермь-триас) [Буслов и др., 2010], Тянь-Шаня (мезо-кайнозой) [Simonov et al., 2015] и СВ Китая (кайнозой) [Meng et al., 2018]. Базальты Кузбасса являются частью Сибирской LIP [Медведев и др., 2003; Reichow et al., 2009]. Как и OIB они обогащены LREE ($La/Sm_N=2.4-2.5$), но для них характерно фракционирование плагиоклаза ($Eu/Eu^*=0.68-0.71$). Мантийные источники соответствуют шпинелевой фации ($Gd/Yb_N=1.4-2.0$). Спайдер-диаграммы

характеризуются повышенными Zr, Ti и Y, но небольшими отрицательными аномалиями по Nb и Ti [Буслов и др., 2010]. В целом, по содержанию большинства породообразующих окислов и редких элементов базальтоиды Кузбасса схожи с ОВБ, а в представленной коллекции - с базальтами Курайского АК [Сафонова и др., 2008].

Внутриплитные базальты мезо-кайнозоя широко распространены в западной части ЦАСП, в частности, в центральном Тянь-Шане и в СЗ Китае [Xu et al., 2008; Li et al., 2011; Simonov et al., 2015]. В центральном Тянь-Шане на территории Киргизии соискателем были изучены базальты позднего мела-палеоцена [Simonov et al., 2015]. Преобладают щелочные базальты, обогащенные LREE ($La/Sm_N=2.3-4.3$). Дифференцированные HREE ($Gd/Yb_N=2.6-3.8$) предполагают гранат-содержащий мантийный источник. На спайдер-диаграммах видны четкие максимумы по Nb ($Nb/La_{pm,cr}=1.5$; $Nb/Th_{pm,cr}=1.4$). В целом, базальты Тянь-Шаня близки по составу к гавайским ОВБ и кайнозойским базальтам центральной Монголии [Саватенков и др., 2010]. Их образование связывается с действием Тянь-Шанского плюма [Sobel, Arnaud, 2000; Simonov et al., 2015].

Соискатель также принимала участие в изучении вулканических полей СЗ Китая и центральной Монголии. В обеих локациях также преобладают щелочные базальты с фракционированными REE ($La/Yb_N=15.7-91.5$), дифференцированными HREEs ($Gd/Yb_N=2.3-5.9$), четкими пиками по Nb ($Nb/La_{pm}=1.56-1.74$; $Nb/Th_{pm}=1.27-1.79$) и значениями ϵNd , соответствующим источниками HIMU и EM1 [Meng et al., 2018]. В целом, все спектры REE схожи с таковыми «классических» базальтов ОВБ Гавайских островов [Hofmann, 1997; Regelous et al., 2003]. Геохимическое моделирование показало, что все вулканы образовались преимущественно при низких степенях плавления (0.5-2%) перидотита, содержащего гранат [Meng et al., 2018]. Полученные данные позволяют предположить, что вулканизм Большого Хингана и Хангая связан с мантийными гидроплюмами, сгенерированными в переходной зоне мантии над находящимися там фрагментами субдуцированной тихоокеанской плиты [Safonova et al., 2015b].

Связь состава внутриплитных базальтов и состава мантии. Повышенные по сравнению с N-MORB содержания TiO_2 , LREE, Nb и Th, дифференцированные HREE и широкие вариации несовместимых редких элементов в целом до сих являются предметом дискуссий. Существуют две наиболее популярные модели, объясняющие обогащение ОВБ несовместимыми элементами, особенно Nb. Одна предполагает выплавление расплавов с характеристиками ОВБ из мантийного источника, содержащего фрагмент обогащенного ниобием субдуцированного океанического слэба, что подтверждается данными по сейсмотомографии [Huang, Zhao, 2006]. Другая модель предполагает генерацию обогащенных расплавов при низких степенях плавления особого мантийного источника в области устойчивости граната, либо в сочетании с мантийным метасоматозом при участии карбонатитового флюида [Kamber, Collerson, 2000; Dasgupta et al., 2007]. Тем не менее, ни одна модель не объясняет положительную корреляцию между Zr и Nb типичную для ОВБ [Kamber, Collerson, 2000], разные концентрации Nb в ОВБ и слэбе [Sun, McDonough, 1989] и источник LREE в мантии. На основании данных по изотопии осмия было сделано предположение об обогащении ОВБ за счет процессов в нижней мантии [Brandon et al., 1998]. Экспериментальные данные и моделирования показали, что REE, Nb и Ti совместимы в нижнемантийном минерале Са-Мг-перовските [Kato et al., 1988; Ohtani et al., 1995; Walter et al., 2004]. В Са-перовските концентрации LREE и Th превышают таковые в хондрите в 104 и 105 раз соответственно [Cogne, Wood, 2002]. Участие перовскита в петрогенезисе может привести к образованию расплавов, обогащённых

несовместимыми элементами даже без участия «особого» обогащенного мантийного источника [Kato et al., 1996].

Глава 6. ЗНАЧЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ЗНАНИЙ О ВНУТРИПЛИТНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТАХ ДЛЯ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ И ПРАКТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Образование аккреционных комплексов и их картирование. Образование аккреционных призм и комплексов происходит на конвергентных окраинах тихоокеанского типа (КОТТ) [Maruyama et al., 2010; Isozaki, 2014], которые являются местом прироста коры за счет магматизма и аккреции и местом ее разрушения в процессе тектонической эрозии [Stern, 2010]. Существует два вида КОТТ: аккрецирующие и эродирующие (прил. 12а). Аккрецирующие КОТТ характеризуются мощными отложениями аккреционной призмы, которые со временем растут в сторону океана, т.е. глубоководный желоб отступает. Эродирующие КОТТ характеризуются сближением со временем магматической дуги и желоба (прил. 12б) [Scholl, von Huene, 2007]. При субдукции океанические поднятия могут быть аккрецированы к активной окраине и/или полностью или частично субдуцированы в мантию. Некоторые исследователи полагают, что, обладая высоким положительным рельефом, океанические поднятия усиливают аккрецию [Isozaki et al., 1990; Dobretsov et al., 2004]. В случае больших симаунтов аккрецируются, как правило, только их верхние части, а их оставшаяся часть субдуцирует в мантию. Субдукция любых поднятий на поверхности океанического слэба усиливает тектоническую эрозию висячего крыла аккреционной призмы и смежной дуги [Scholl, von Huene, 2007]. Примером зоны активного взаимодействия погружающихся симаунтов и КОТТ является побережье центральной Коста-Рики (прил. 12в), где их субдукция приводит к разрушению аккреционной призмы (прил. 12г) [von Huene et al., 2000].

Аккреционная призма состоит из смятых в складки и надвинутых или поддвинутых пластин пород ассоциации СОП, перекрытых осадками, сносимыми со смежной дуги (прил. 1). Аккреция, особенно с участием океанических поднятий, обеспечивает прирост континентальной коры, т.к. общая площадь всех внутриплитных океанических островов и симаунтов мирового океана сравнима с таковой современной Европы [Staudigel, Clague, 2010]. Следовательно, при среднем возрасте океанической плиты 100 млн. лет в течение этого периода к КОТТ аккрецируют большие объемы океанической коры. Но при этом имеют место и потери коры за счет тектонической эрозии. Аккреция увеличивает объем континентальной коры примерно на 0.3 км^3 в год, в то время как тектоническая эрозия снижает таковой на 1.3 км^3 в год, что со временем может привести к значительному сокращению площади континентов [Clift et al., 2009].

Сложная структура аккреционных комплексов образуется в результате срезания верхнего слоя пород субдуцирующего слэба, их смятия, надвигания и поддвигания с образованием структур типа дуплекс. Такие сложные структуры крайне сложно реконструировать и картировать. В российской литературе 70-80-х годов аккреционные толщи с пластинами пород океанической коры назывались «хаотическими». Но до сих пор при картировании аккреционных структур используются методы, основанные на выделении геологических тел в ранге свит. Тем не менее, геологи, работающие на относительно молодых аккреционных комплексах, выделяют не свиты, а домены, единицы и т.п. Принципы картирования на основе доменов, а не свит впервые были разработаны и применены при картировании

аккреционных комплексов Приморья [Ханчук, 1993]. С 1990-х годов при картировании таких структур японские геологи выделяют единицы (units), т.е. ассоциации СОП определенной литологии и возрастного интервала, разделенные разломами [Kimura, Mukai, 1991]. В древних складчатых поясах ЦАСП аналогичные структуры по-прежнему картируются свитами. Например, вулканогенно-базальтовая толща, олистострома и карбонатная толща Курайского АК (гл. 2, прил. 3) отнесены к арыджанской, сагалакской и баратальской свитам соответственно [Зыбин, Сергеев, 1978]. В Катунском АК (гл. 2, прил. 3) базальты типа OIB и MORB, породы склоновых фаций и отложения карбонатной «шапки» отнесены к манжерокской, шашкунарской и чепошской свитам соответственно [Репина, Романенко, 1978]. Такое разделение без учета модели СОП исключает генетическую связь между этими формациями и, следовательно, не позволяет правильно реконструировать образование всех этих пород в пределах одной цепи симаунтов, одного палеоокеана, на одном этапе развития КОТТ и т.д. [Buslov et al., 2001; Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008, 2011, 2020]. Соиспытелем с коллегами был получен патент на метод картирования аккреционных комплексов (<https://findpatent.ru/patent/266/2667329.html>). Метод основан на диагностике фрагментов океанической коры в составе внутриконтинентальных складчатых поясов тихоокеанского типа с использованием модели СОП, которая позволяет надежно реконструировать истинную стратиграфическую последовательность и тем самым обеспечивает составление более информативной геологической карты.

При геологическом картировании можно использовать и вариации состава несовместимых редких элементов в базальтах типа OIB. В процессе аккреции симаунты разного возраста, как правило, оказываются в разных тектонических пластинах. Но из-за сложной структуры и деформаций пород не всегда можно определить возраст той или иной пластины пород СОП. В таких случаях для определения относительного возраста отдельных пластин надо изучить геохимический состав базальтов типа OIB. Содержания несовместимых элементов в базальтах из разных тектонических пластин, как правило, разные, т.к. они выплавлялись под океанической литосферой разной мощности и при разных степенях плавления (прил. 13). В Мино-Тамба АК базальты в основании двух пластин СОП разного возраста характеризуются разной степенью обогащения несовместимыми элементами: более древние – менее обогащенные, более молодые – более обогащенные [Safonova et al., 2015a]. Таким образом, если в комплексе/призме выделяются два типа базальтов типа OIB – менее и более обогащенные, то можно предположить, что первые древнее, а вторые моложе.

Океанический плюмовый магматизм от позднего неопротерозоя до кайнозоя. Результаты проведенных исследований базальтов типа OIB в составе 37 аккреционных комплексов ЦАСП и западной Пацифики позволили выделить три главных периода внутриплитного океанического магматизма (прил. 11). Первый период продолжительностью около 90 млн. лет относится преимущественно к позднему неопротерозою - кембрию; фрагменты базальтов типа OIB и OPB этого возраста идентифицированы в составе 13 аккреционных комплексов (прил. 3, 11). Второй период продолжительностью около 100 млн. лет относится к девону - карбону; фрагменты базальтов типа OIB и OPB этого возраста были найдены в составе 7 комплексов (прил. 5, 11). Третий период продолжительностью около 80 млн. лет относится к мелу, и фрагменты вулканических пород этого возраста присутствуют в составе 6 комплексов западной Пацифики (прил. 6, 11). Количество комплексов с OIB ордовика-силура намного меньше, что связано либо с меньшей активностью

мантейных плюмов, либо с плохой сохранностью пород СОП в результате тектонической эрозии на КОТТ. Полученные данные показали, что за последние 600 млн. лет плюмовый магматизм действовал в ПАО и Палео-Пацифике практически непрерывно. Периоды максимального проявления такого магматизма связаны с действием двух суперплюмов: неопротерозойского, расколовшего Родинию (прил. 14а), и мелового, образовавшего большие океанические плато и многочисленные острова и симаунты Тихого океана (прил. 14б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внутриплитные океанические базальты представляют собой важные геологические объекты, изучение состава, структурного положения и возраста которых позволяет проследить эволюцию палеоокеанов (гл. 1). Расшифровка архивов СОП имеет фундаментальное значение для геодинамических и палинспастических реконструкций (гл. 1, 6). Внутриплитные океанические базальты встречаются практически во всех аккреционных комплексах ЦАСПа и западной Пацифики, включающих ассоциации СОП разного возраста, которые несут информацию об эволюции Палеоазиатского океана (поздний неопротерозой-пермь), Палео-Пацифики (пермь-ранний мел) и современной Пацифики (поздний мел-кайнозой) (гл. 2, 3). Ключевыми диагностическими геохимическими признаками базальтов типа ОИВ, являются повышенные концентрации TiO_2 (>1.5 масс. %), легких РЗЭ ($La/Sm_N > 1.3$) и ниобия (>20 ppm), наличие Nb максимума на мультикомпонентных диаграммах (Nb/La_{pm} и $Nb/Th_{pm} > 1$), дифференцированные HREE ($Gd/Yb_N > 1.4$). Материнские расплавы базальтов типа ОИВ генерируются при низких и средних степенях плавления (1-10 %) гранатового или шпинелевого перидотита (гл. 4). Степень обогащения базальтов типа ОИВ некогерентными элементами (LREE, Nb) в пределах одной цепи вулканов, связанной с действием одной горячей точки и в пределах одной океанической плиты, зависит от мощности океанической литосферы и степени плавления мантийных источников (гл. 5). Основной отличительной чертой состава базальтов типа ОИВ являются повышенные содержания титана и ниобия, что может быть связано с участием в петрогенезисе субдуцированных слэбов, влиянием процессов метасоматизма в пределах верхней мантии или процессов, происходящих в нижней мантии (гл. 5). Внутриплитные океанические базальты из аккреционных комплексов ЦАСП и западной Пацифики непрерывный плюмовый магматизм на протяжении как минимум 600 млн. лет. Максимум проявления плюмового магматизма приходится на поздний неопротерозой-кембрийский и меловой периоды, возможно связанные с Азиатским (неопротерозой) и Тихоокеанским (мел) суперплюмами. Минимум плюмовой активности на период с позднего ордовика до раннего девона, что могло быть связано как с затуханием плюмовой активности, так и с тектонической эрозией (гл. 6). Изучение аккрецированных внутриплитных океанических поднятий в целом и базальтов типа ОИВ в частности имеет большое значение для теоретической и практической геологии. Аккрецирующие океанические поднятия вносят вклад в прирост объемов коры, но и усиливают тектоническую эрозию, играют важную роль в динамике конвергентных окраин тихоокеанского типа (гл. 6). Прикладное значение исследований аккреционных комплексов связано с усовершенствованием методов картирования путем использования модели СОП. Разная степень обогащения несоместимыми элементами базальтов одной цепи симаунтов может быть использована для оценки относительного возраста отдельных тектонических пластин (гл. 5, 6).

Океанические поднятия в составе аккреционных комплексов, наряду с внутриокеаническими дугами и метаморфическими поясами высоких давлений, являются одним из главных диагностических элементов орогенов тихоокеанского типа. В процессе орогении тихоокеанского типа происходит рост и разрушение континентальной коры в результате тектонической эрозии. Понимание баланса всех этих процессов позволит ученым лучше понимать глобальные циклы геологической истории Земли и предсказать ее будущее развитие.

Основные публикации по теме диссертации

Монографии

1. Маруяма Ш., **Сафонова И.Ю.**, Туркина О.М., Обут О.Т., Кривоногов С.К., Гурова А.В. Геология и магматизм конвергентных окраин тихоокеанского типа. – Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. – 96 с.
2. Maruyama S., **Safonova I.** Orogeny and mantle dynamics: role of tectonic erosion and second continent in the mantle transition zone / Novosibirsk State University. – Novosibirsk: IPC NSU, 2019. – 208 p.

Статьи в журналах, рекомендованных ВАК (всего Web of Science - 77, Scopus - 87)

1. Буслов М.М., **Сафонова И.Ю.**, Бобров В.А. Экзотический террейн позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры в северо-западной части Горного Алтая (Засурынская свита): структурное положение и геохимия // Доклады Академии наук. – 1999. – Т. 368. – № 5. – С. 650–654.
2. Буслов М.М., Фудживара И., **Сафонова И.Ю.** Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – С. 383–397.
3. Buslov M.M., **Safonova I.Yu.**, Watanabe T., Obut O., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosciences Journal. – 2001. – V. 5. – P. 203–224.
4. Buslov M.M., Watanabe T., **Safonova I.Yu.**, Iwata K., Travin A.V.A. Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. – 2002. – V. 5. – P. 781–800.
5. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., **Сафонова И.Ю.**, Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – С. 1381–1403.
6. Dobretsov N.L., Buslov M.M., **Safonova I.Yu.**, Kokh D.A. Fragments of oceanic islands in the Kurai and Katun' accretionary wedges of Gorny Altai // Russian Geology and Geophysics. – 2004. – V. 45. – P. 1381–1403.
7. **Safonova I.Yu.**, Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. – 2004. – V. 7. – P. 771–790.
8. **Сафонова И.Ю.** Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма палеоазиатского океана от позднего неопротерозоя до раннего кембрия // Петрология. – 2008. – № 16. – С. 527–547.
9. **Сафонова И.Ю.**, Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного

клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 4. – С. 335–356.

10. **Safonova I.Y.**, Simonov V.A., Buslov M.M., Ota T., Maruyama S. Neoproterozoic basalts of the Paleo-Asian Ocean (Kurai accretionary zone, Gorny Altai, Russia): geochemistry, petrogenesis, and geodynamics // Russian Geology and Geophysics. – 2008. – V. 49. – № 4. – P. 254–271.

11. Reichow M.K., Pringle M.S., Almukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Y., Mitchell C., Puchkov V.N., **Safonova I.Y.**, Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. – 2009. – V. 277. – P. 9–20.

12. **Safonova I.Y.** Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma // Ore Geology Reviews. – 2009. – V. 35. – P. 137–154.

13. **Safonova I.Y.**, Utsunomiya A., Kojima S., Nakae S., Tomurtogoo O., Filippov A.N., Koizumi K. Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan // Gondwana Research. – 2009. – V. 16. – № 3–4. – P. 587–608.

14. Буслов М.М., **Сафонова И.Ю.**, Федосеев Г.С., Рейков М., Дэвис К., Бабин Г.А. Пермотриасовый плюмовый магматизм кузнецкого бассейна (центральная Азия): геология, геохронология и геохимия // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 9. – С. 1310–1328.

15. Симонов В.А., **Сафонова И.Ю.**, Ковязин С.В. Петрогенезис островодужных комплексов Чарской зоны, Восточный Казахстан // Петрология. – 2010. – Т. 18. – № 6. – С. 59–72.

16. **Сафонова И.Ю.**, Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (юго-западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 4. – С. 541–567.

17. **Safonova I.Y.**, Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasukhaya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // Journal of Asian Earth Sciences. – 2011a. – V. 42. – № 3. – P. 191–207.

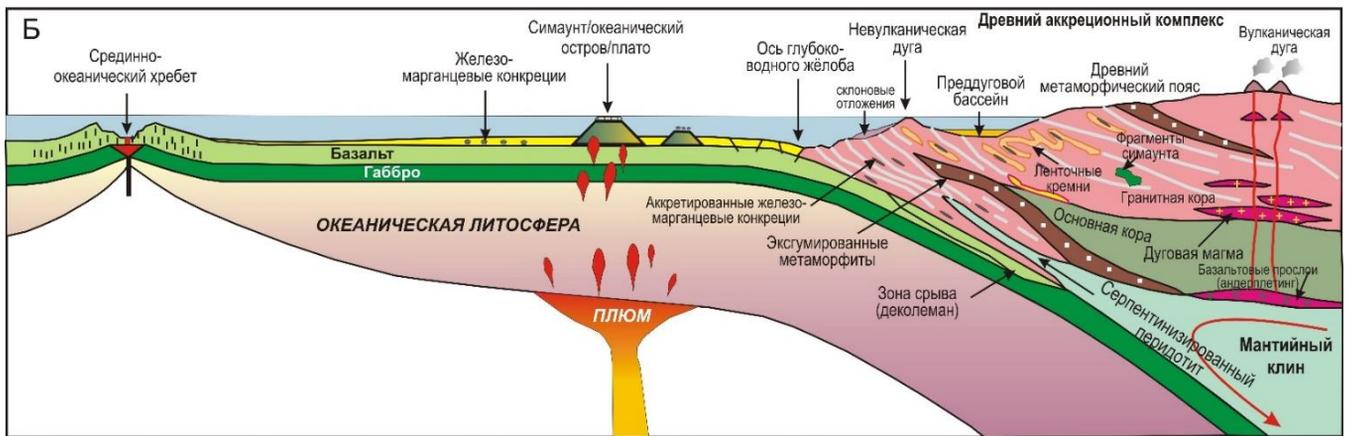
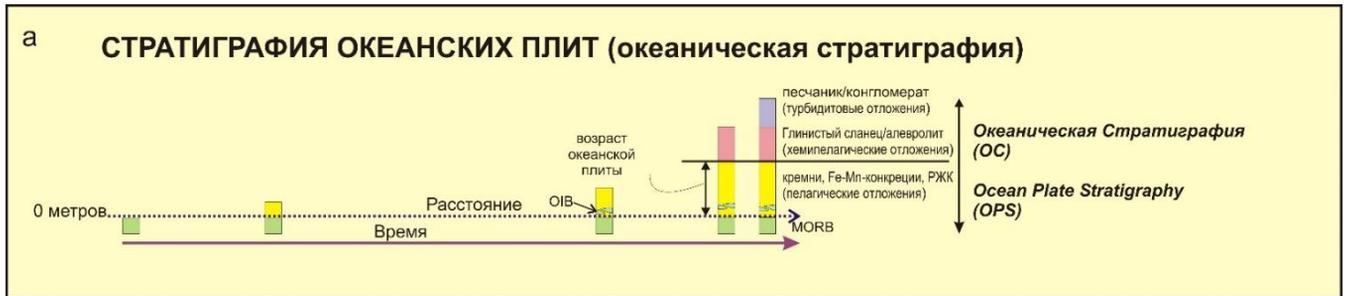
18. **Safonova I.**, Seltmann R., Kröner A., Gladkochub D., Schulmann K., Xiao W., Kim T., Komiya T., Sun M. A new concept of continental construction in the Central Asian Orogenic Belt (compared to actualistic examples from the Western Pacific) // Episodes. – 2011b. – V. 34. – P. 186–194.

19. **Safonova I.Y.**, Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting Original Research Article // Journal of Asian Earth Sciences. – 2012. – V. 49. – P. 20–39.

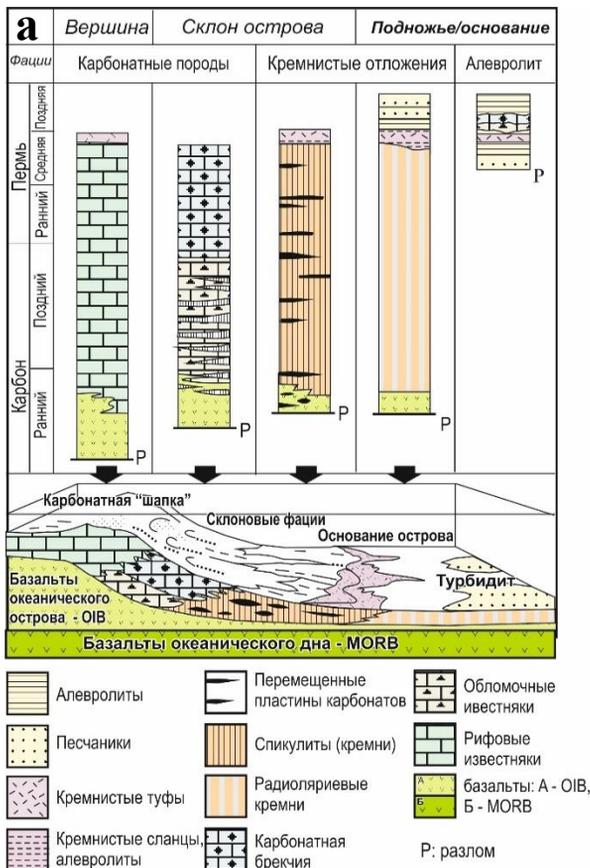
20. Kusky T., Windley B., **Safonova I.**, Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M. Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // Gondwana Research. – 2013. – V. 24. – P. 501–547.

21. Курганская Е.В., **Сафонова И.Ю.**, Симонов В.А. Геохимия и петрогенезис надсубдукционных вулканических комплексов Чарской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – С. 75–93.

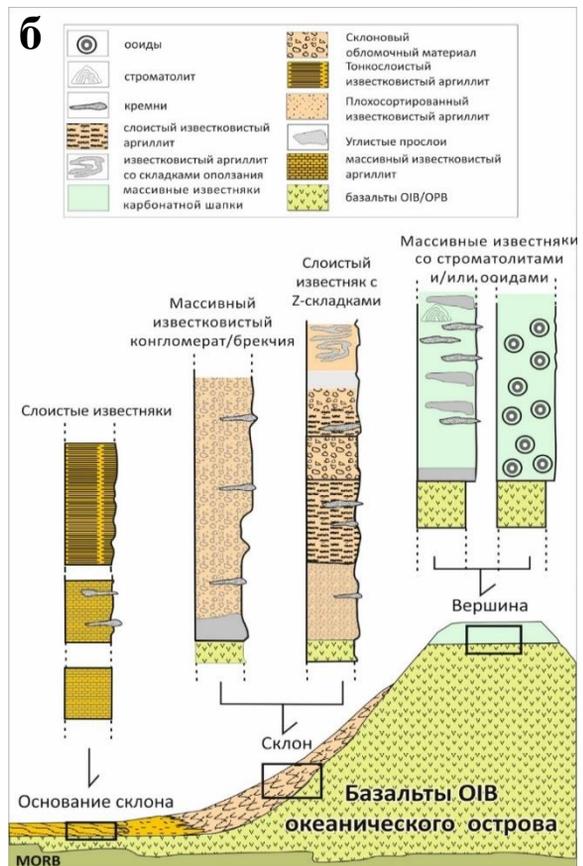
22. **Safonova I.**, Maruyama, S. Asia: a frontier for a future supercontinent Amasia // *International Geology Review*. – 2014. – V. 59. – P. 1051–1071.
23. **Safonova I.**, Santosh M. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes. *Gondwana Research*. – 2014. – V. 25. – P. 126–158.
24. Yang G., Li Y., **Safonova I.**, Yi S., Tong L., Seltmann R. Early Carboniferous volcanic rocks of West Junggar in the western Central Asian Orogenic Belt: implications for a supra-subduction system // *International Geology Review*. – 2014. – V. 56. – P. 823–844.
25. **Safonova I.**, Maruyama S., Litasov K. Generation of hydrous-carbonate plumes in the mantle transition zone linked to tectonic erosion and subduction // *Tectonophysics*. – 2015a. – V. 662. – P. 454–471.
26. **Safonova I.**, Kojima S., Nakae S., Romer R., Seltmann R., Sano H., Onoue T. Oceanic island basalts in accretionary complexes of SW Japan: tectonic and petrogenetic implications // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2015b. – V. 113. – P. 508–523.
27. Simonov V.A., Mikolaichuk A.V., **Safonova I.Y.**, Kotlyarov A.V., Kovyazin S.V. Late Paleozoic-Cenozoic intra-plate continental basaltic magmatism of the Tianshan-Junggar region in the SW Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. – 2015. – V. 27. – P. 1646–1666.
28. **Safonova I.**, Biske G., Romer R.L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. – 2016a. – V. 30. – P. 236–256.
29. **Safonova I.**, Maruyama S., Kojima S., Komiya T., Krivonogov S. Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: a new approach based on ocean plate stratigraphy, petrology, and geochemistry // *Gondwana Research*. – 2016b. – V. 33. – P. 92–114.
30. **Safonova I.Y.** Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // *Gondwana Research*. – 2017. – V. 47. – P. 6–27.
31. Meng F., **Safonova I.**, Chen S., Rioual P. Late Cenozoic intra-plate basalts of the Greater Khingan Range in NE China and Khangai Province in Central Mongolia // *Gondwana Research*. – 2018. – V. 63. – P. 65–84.
32. **Safonova I.**, Komiya T., Romer R., Simonov V., Seltmann R., Rudnev S., Yamamoto Sh., Sun M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // *Gondwana Research*. – 2018. – V. 59. – P. 159–179.
33. **Сафонова И.Ю.**, Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Гурова А.В., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Маруяма Ш. Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение // *Тихоокеанская геология*. – 2019. – Т. 38. – № 3. – С. 102–117.
34. Furnes H., **Safonova I.** Ophiolites of the Central Asian Orogenic Belt: Geochemical and petrological characterization and tectonic settings // *Geoscience Frontiers*. – 2019. – V. 10. – P. 1255–1284.
35. Khassen B.P., **Safonova I.Yu.**, Yermolov P.V., Antonyuk R.M., Gurova A.V., Obut O.T., Perfilova A.A., Savinskiy I.A. The Tekturmas ophiolite belt of central Kazakhstan: geology, magmatism, and tectonics // *Geological Journal*. – 2020. – V. 55. – P. 2363–2382.
36. **Safonova I.**, Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T. The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // *Gondwana Research*. – 2020. – V. 79. – P. 49–69.



Модель стратиграфии океанической плиты (СОП): от зарождения океанической коры в зоне срединно-океанического хребта до субдукции в зоне глубоководного желоба [Santosh, 2010].



Схематическая реконструкция и литостратиграфические колонки аккрецированного океанического острова Акиоши, Япония (карбон-пермь) [Kanmera, Sano, 1991].



Схематическая реконструкция и литологические колонки аккрецированного Курайевского океанического острова Горного Алтая (Россия) ЦАСП (поздний неопротерозой) [Uchio et al., 2004]

Приложение 5

Ордовик-девонская и позднепалеозойская СОП Центрально-Азиатского складчатого пояса: географическое положение, возраст и геодинамические этапы формирования аккреционных комплексов, содержащих фрагменты океанических островов/симаунтов (ОИВ)

№.а	террейн с ОИВ	географическое положение	возраст симаунта (или ассоциирующей СОП) б	возраст аккреции	континентальный блок (окраина)	мощность, м	ссылки в
14	Итмурундинский	Центральный Казахстан	ордовик [Новикова и др., 1983; Жилкайдаров, 1988; Никитин, 2002; Сафонова и др., 2019]	ранний силур	Илийско-Джунгарский	> 3500	Паталаха, Белый, 1981; Никитин, 2002; Сафонова и др., 2019
15	Тектурмас	Центральный Казахстан	Средний-поздний ордовик [Новикова и др., 1983; Герасимова и др., 1992; Курковская, 1985; Дегтярев и др., 2017]	ранний силур	Илийско-Джунгарский	> 2000	Якубчук, 1990; Степанец, 2016; Safonova et al., 2020
16	Тангбале-Майиле	Западная Джунгария, СЗ Китай	ранний-средний ордовик, средне-поздний силур [Wang et al., 2003]	ранний карбон	Казахстанский	> 12000 ^г	Zhang et al., 2011a,b; Wang et al., 2003
17	Дарбут	Западная Джунгария, СЗ Китай	332±14 млн. лет [Zhang et al., 2011a]	ранний карбон	Сибирский	>12000 ^д	Zhang et al., 2011a,b
18	Каламайли	восточная Джунгария, СЗ Китай	поздний девон – ранний карбон [Zhang et al., 2009]	поздний карбон	Сибирский	> 3500 ^г	Zhang et al., 2009
19	Байингу	северный китайский Тянь-Шань, СЗ Китай	поздний девон – ранний карбон [Wang et al., 2003]	поздний карбон	Джунгарский	> 10000 ^г	Zhang, Zhou, 2001; Charvet et al., 2009
20	Фан-Каратегин	южный Тянь-Шань, Таджикистан	средне-поздний девон [Мартышев, 1976]	карбон	Казахстанский	> 4000	Burtman, 2008 Volkova, Budanov, 1999;
21	Атбаши-Кокшааль	южный Тянь-Шань, Киргизия	средне-поздний девон [Биске, Табунс, 1996]	поздний карбон	Казахстанский	> 4000	Burtman, 2008; Биске, Табунс, 1996;
22	Уланбаатар (Адацаг)	хребет Хентей, северная Монголия	поздний силур – ранний девон [Kurihara et al., 2009]	ранний карбон	Тувинно-Монгольский	> 5000	Гусев, Песков, 1996; Safonova et al., 2009
23	Чарский	восточный Казахстан	поздний девон – ранний карбон [Iwata et al., 1997]	поздний карбон	Сибирский	> 3500	Беляев, 1985; Safonova et al., 2012
24	Солонкер	Внутренняя Монголия	295 ± 15, 298 ± 9 млн. лет [Miao et al., 2008]	поздняя пермь	Сибирский	?	Robinson et al., 1999

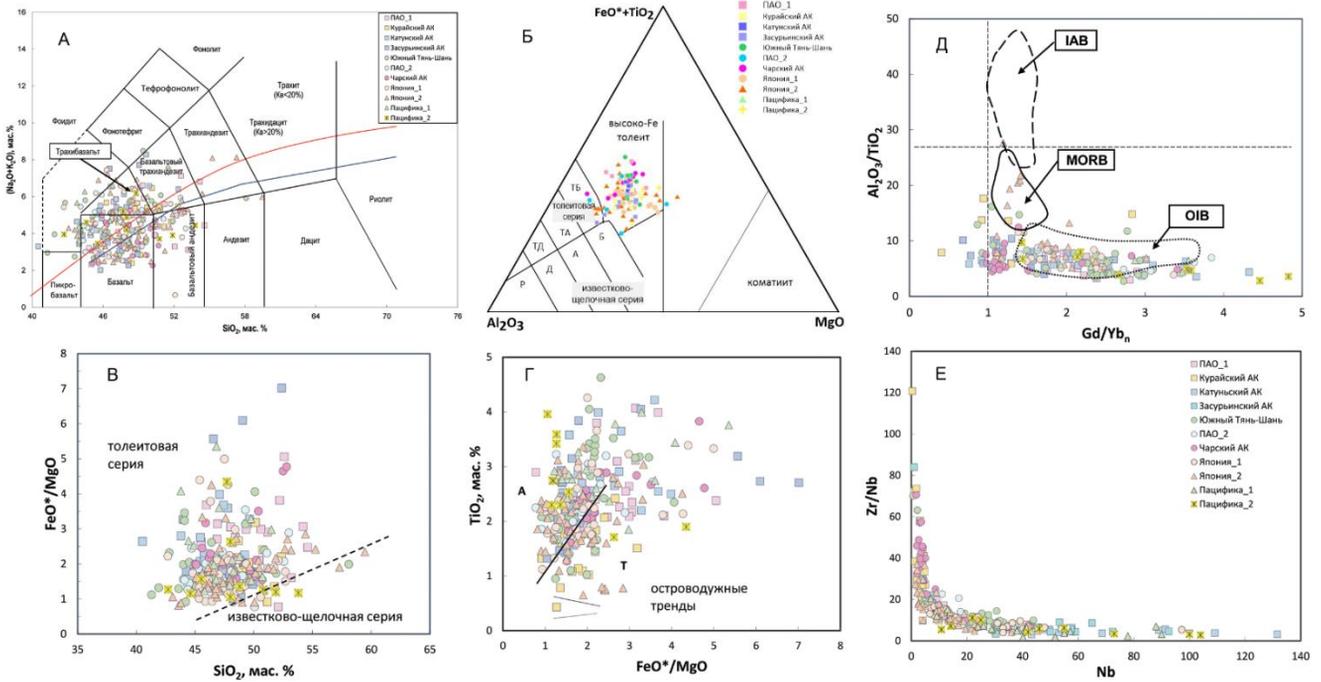
Примечания: а – нумерация соответствует таковой в Главе 2; б – оценки возраста по изотопным данным даны в млн. лет, а по микрофоссилиям – в виде стратиграфических интервалов; в – в этой колонке даны только основные ссылки на геологические и геохимические данные – дополнительные ссылки приведены в тексте и в табл. 2-4 диссертации; г – включая офиолиты (перидотиты и габбро).

Приложение 6

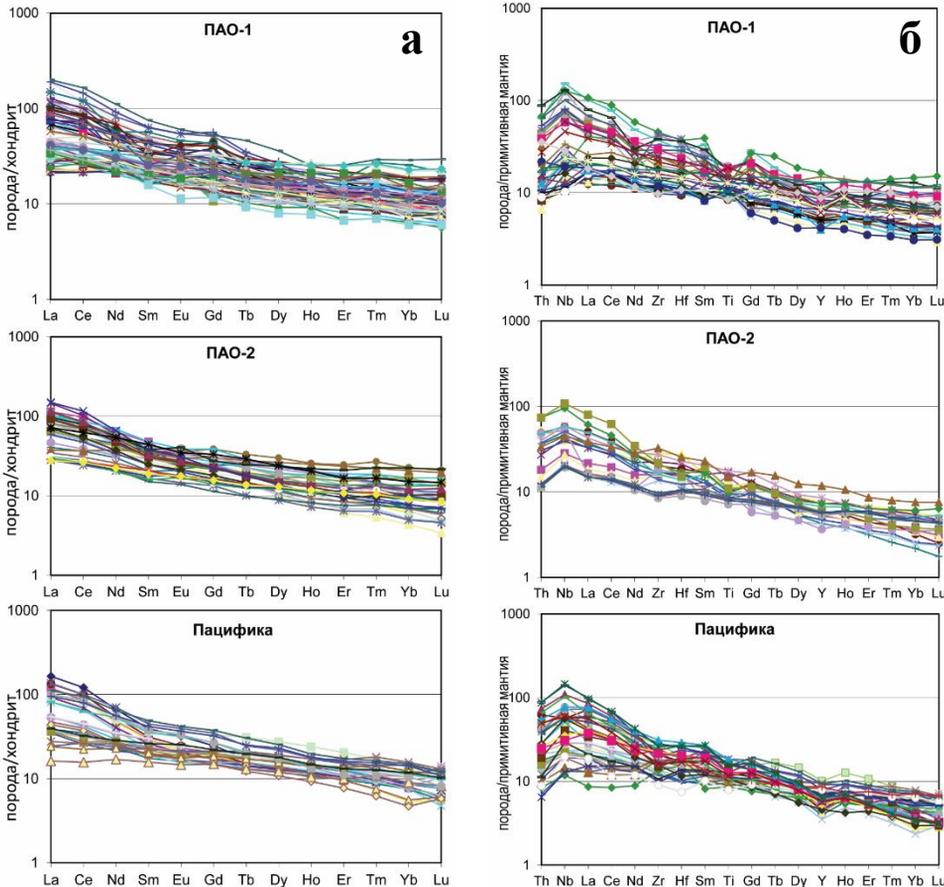
Позднепалеозойско-мезозойская СОП западной Пацифики: географическое положение, возраст и геодинамические этапы формирования аккреционных комплексов, содержащих фрагменты океанических островов/симаунтов (ОИВ)

№.а	террейн с ОИВ	географическое положение	возраст симаунтов (или ассоциирующей СОП) б	возраст аккреции	континентальный блок (акт. окраина)	мощность АК, м	ссылки в
25	Прибрежный (Таухинский террейн)	южный Сихоте-Алинь	карбон - пермь средний триас [Голозубов, 2006]	конец раннего – поздний мел	Лавразия (восточная Азия)	> 6000	Ханчук и др., 1989а; Голозубов, 2006; Safonova et al., 2009
26	Хабаровский АК	западный Сихоте-Алинь	карбон-пермь [Шевелев, 1987; Брагин, 1992];	ранняя пермь	Лавразия (восточная Азия)	> 700 (точно не определено)	Брагин, 1992; Safonova et al., 2009
27	Самаркинский АК	центральный Сихоте-Алинь	карбон – ранняя пермь [Белянский и др., 1984]; триас – ранняя юра [Филиппов и др., 2001]	ранняя юра средняя - поздняя юра	Лавразия (восточная Азия)	> 6000	Ханчук и др., 1989а; Филиппов, Кемкин, 2004, 2007; Голозубов, 2006
28	Акиоши-Майзуру АК	ЮЗ Хонсю, Япония	поздний карбон - средняя пермь [Kanmera et al., 1990; Sano, 2006]	ранняя пермь	Лавразия (восточная Азия)	> 11000 ^г	Kanmera et al., 1990
29	Мино-Тамба АК	центральный Хонсю, Япония	карбон-пермь [Sano, 1988]	ранняя - средняя юра	Лавразия (восточная Азия)	> 3000	Sano, 1988; Sano, Kojima, 2000
30	Кавалеровский АК (Таухинский террейн)	южный Сихоте-Алинь	средняя юра – ранний мел [Голозубов, 2006]	поздний мел	Лавразия (восточная Азия)	> 7000	Ханчук и др., 1989а; Safonova et al., 2009
31	Киселевка-Маноминский АК	северный Сихоте-Алинь	средняя юра [Филиппов и др., 2010]	ранний мел	восточная Азия	?	Филиппов и др., 2010
32	Чичибу АК	ЮВ Япония	средний триас – ранняя юра [Ishizuka et al., 2003]	юра - ранний мел	Лавразия (восточная Азия)	> 3000	Kato, Saka, 2006
33	Микабу пояс	ЮВ Япония	юрский [Sakakibara et al. 1993; Ozawa et al., 1997]	поздний мел	восточная Азия	> 500 (точно не определено)	Nakamura, 1971; Nakayama, 1983
34	Найзава АК	Хоккайдо, Япония	поздняя юра [Ueda et al., 2000]	ранний мел	восточная Азия	3500-5000	Ueda et al., 2000; Ueda, Miyashita, 2005
35	Шиманто АК	ЮВ Япония	ранний мел [Taira et al., 1988]	поздний мел	восточная Азия	> 9000	Tatsumi et al., 1998
36	Смагинский	восточная Камчатка	поздний мел [Зинкевич и др., 1985]	поздний мел	СВ Азия	> 5000	Савельев, 2003; Safonova et al., 2009
37	Малайта АК	Соломоновы острова	97-93 Ма [Tejada et al., 1996]	миоцен	Австралия	> 7000	Hughes, Turner, 1977 Tejada et al., 1996

Примечания: а – нумерация соответствует таковой в Главе 3; б – оценки возраста по изотопным данным даны в млн. лет, а по микрофоссилиям – в виде стратиграфических интервалов; в – в этой колонке даны только основные ссылки на геологические и геохимические данные – дополнительные ссылки приведены в тексте и в табл. 3-2, 3-3 диссертации. АК – аккреционный комплекс, СОП – стратиграфия океанической плиты.

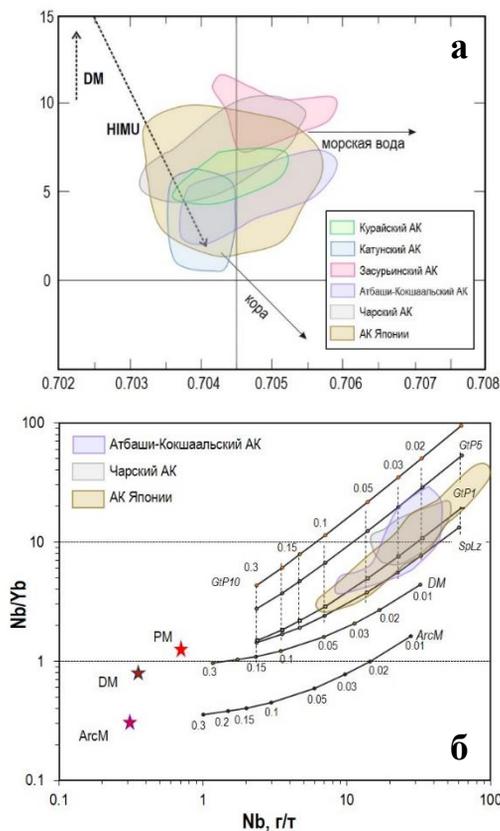


Базальты типа OIB из аккреционных комплексов центральной и восточной Азии и западной Пацифики. А – диаграмма TAS [Le Maitre, 2002]; Б – диаграмма Al₂O₃ - FeO*+TiO₂ - MgO [Jensen, 1976]. Толеитовая серия: ТА - андезит, TD - дацит, TR - риолит; известково-щелочная серия: СВ – базальт, СА - андезит, CD - дацит, CR – риолит; Г – FeO* - FeO*/MgO; Д – TiO₂ - FeO*/MgO. Для В, Г – поля абиссальных толеитов (АТ), толеитов (Т) и известково-щелочных вулканитов даны по [Miyashiro, 1973]. Диаграммы Gd/Yb_N - Al₂O₃/TiO₂ (Д) и Nb - Zr/Nb (Е) иллюстрируют разные источники, разные условия их плавления и возможное смешение расплавов. ПАО_1 и ПАО_2 – прил. 3 и 5 соответственно.



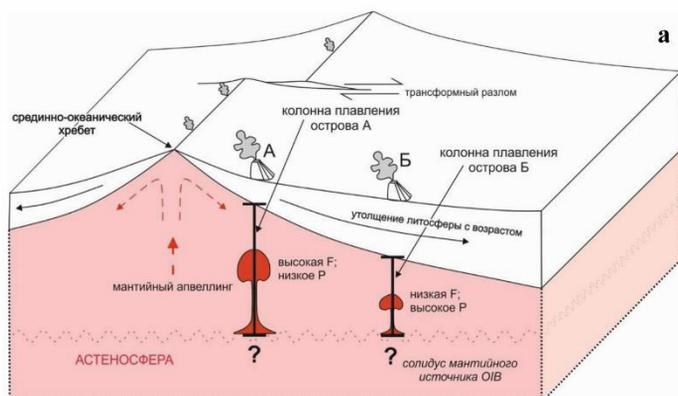
Нормированные по хондриту спектры распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии спайдер-диаграммы редких элементов (б) для базальтов типа OIB из аккреционных комплексов ЦАСП и западной Пацифики [Safonova, Santosh, 2014]. Нормировочные значения взяты из [Sun, McDonough, 1989]. Аккреционные комплексы ЦАСП: ПАО-1 – ранний палеозой (прил. 3), ПАО-2 – средний и поздний палеозой (прил. 5).

Приложение 9

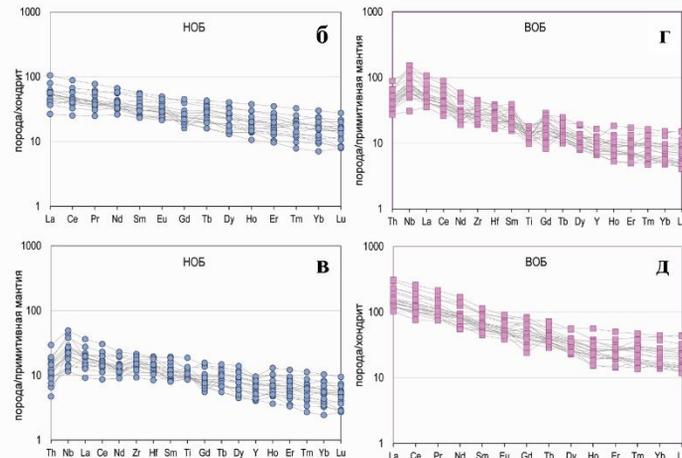


Изотопные отношения Sr и Nd (а) и результаты моделирования плавления мантийных источников (б) для базальтов типа OIB из АК ЦАСП

Приложение 10



Схематическая диаграмма, иллюстрирующая связь мощности океанической литосферы и условий плавления и состава базальтов симанутов [по Humphreys, Niu, 2009].

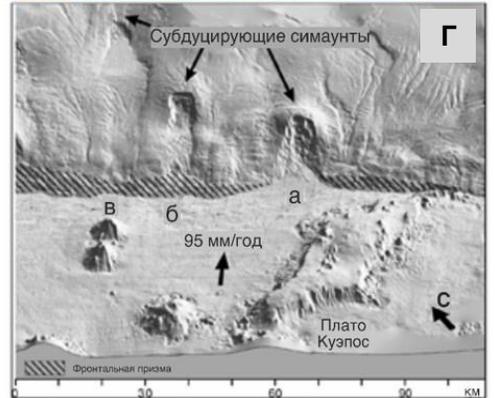
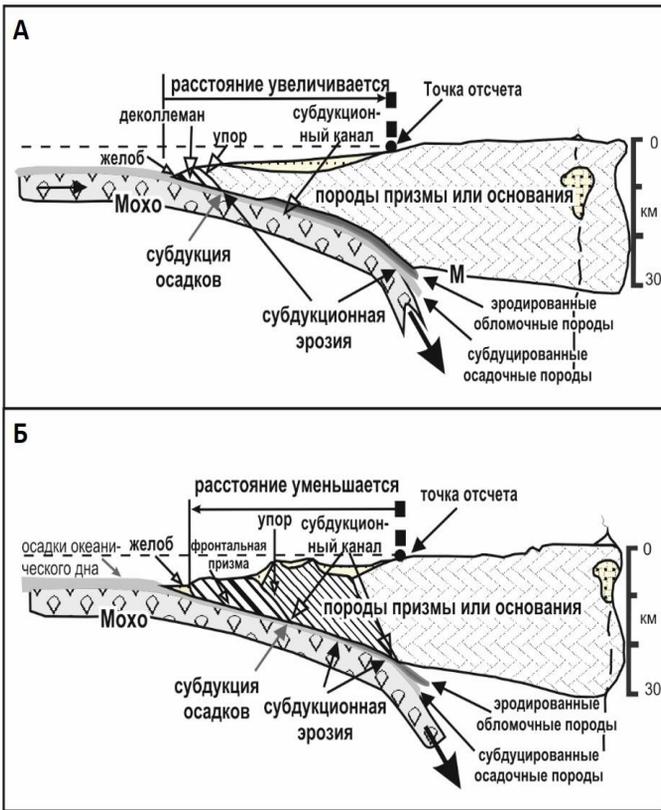


Спектры REE, нормированных по хондриту, и спайдер-диаграммы редких элементов, нормированных по примитивной мантии, для базальтов OIB-типа, в разной степени обогащенных несовместимыми элементами (НОБ – кружки, ВОБ – квадраты).

Приложение 11

Период Эпоха	NP ₃ NP ₃	Кембрий С ₁ , С ₂ , С ₃	Ордовик О ₁ , О ₂ , О ₃	Силур S ₁ , S ₂ , S ₃	Девон D ₁ , D ₂ , D ₃	Карбон C ₁ , C ₂	Пермь P ₁ , P ₂ , P ₃	Триас T ₁ , T ₂ , T ₃	Юра J ₁ , J ₂ , J ₃	Мел K ₁ , K ₂	Географич. Полож.
<i>OIB в аккреционных комплексах</i>											
Палеоазиатский океан											
Ока, Илгир, Куртушиба											СЗ Монголия Тува
Агардаг, Танну-Ола											СЗ Монголия Тува
Озерный											Зап. Монголия
Джида											Забайкалье-С. Монголия
Баянхонгор											Центр. Монголия
Курайский											Горный Алтай
Катунский											Горный Алтай
Куди											Кунлунь, зап. Китай
Засурьинский											Горный Алтай
Тангбале											Зап. Джунгария
Фан-Каратегин											Зап. Тянь-Шань
Майиле											Зап. Джунгария
Кокшаальский											ЮВ Тянь-Шань
Уланбаторский											Сев. Монголия
Дарбут											Зап. Джунгария
Карамай											Зап. Джунгария
Каламайли, Чарский											Вост. Джунгария Вост. Казахстан
Байингу											Южн. Джунгария
Солонкер											Внутр. Монголия
Палео-Пацифика и Тихий океаны											
Акиоши											ЮЗ Япония
Хабаровск											Сихоте-Алинь
Мино-Тамба, Самаркинский											Центр. Япония Сихоте-Алинь
Чичibu, Таухинский											ЮВ Япония Сихоте-Алинь
Киселевка, Найзава											Сихоте-Алинь Хоккайдо
Шиманто											ЮВ Япония
Импер.-Гавайи, Онтонг-Джава											Центр. Пацифика ЮЗ Пацифика
Смагинский, Малайта											Камчатка ЮЗ Пацифика

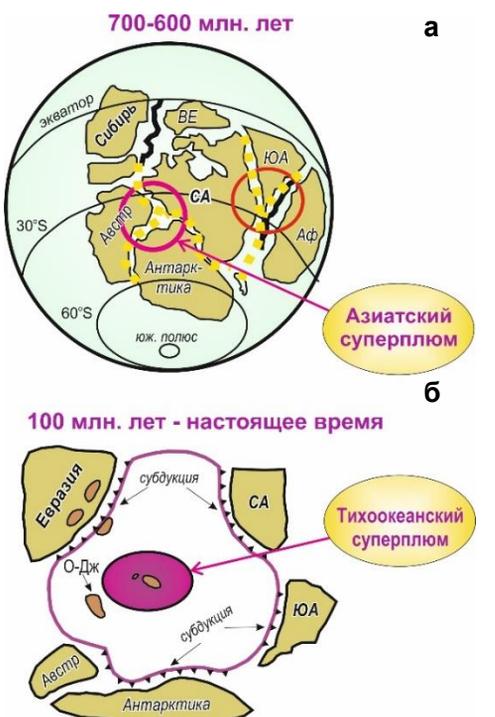
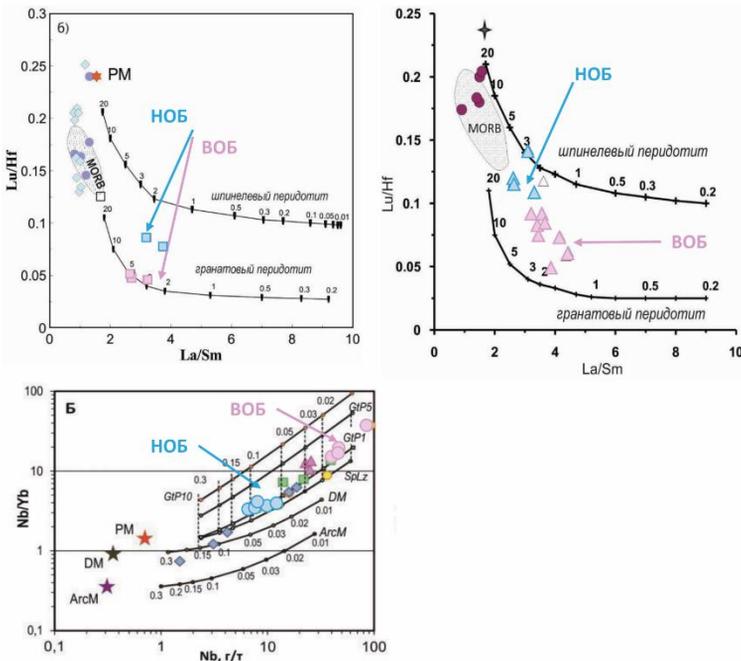
Блок-диаграмма, иллюстрирующая распределение возраста базальтов типа OIB и OPB (залитые прямоугольники) и вмещающих аккреционных комплексов (полосатые прямоугольники) фанерозойского возраста в ЦАСП и западной Пацифике, а также их географическое положение.



Аккрецирующие (А) и эродирующие (Б) конвергентные окраин тихоокеанского типа [Scholl, von Huene, 2007]. Прибрежная часть центральной Коста-Рики (В) и разрушение аккреционной призмы субдуцирующим симаунтом, многолучевая батиметрическая съемка (Г) [von Huene et al., 2000]

Приложение 13

Приложение 14



А - результаты моделирования плавления мантийных источников базальтов, обогащенных несовместимыми элементами в разной степени – высоко (ВОБ) и низко (НОБ) в системах Lu/Hf - La/Sm (А, Б) и Nb - Nb/Yb (В) [Safonova et al., 2011, 2012, 2015a].

Схема Азиатского (Б) и Тихоокеанского (В) суперплемов по [Maуayama et al., 2007]. Аф – Африка, ВЕ – восточная Европа, О-Дж – плато Онтонг-Джава, СА – северная Америка, ЮА - южная Америка.