

УДК 552.32:550.902.66(571.65/66)

## ЭВОЛЮЦИЯ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

© 2011 г. В. В. Акинин\*, Э. Л. Миллер\*\*

\*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН  
ул. Портовая, 16, г. Магадан, 685000, Россия; e-mail: akinin@neisri.ru

\*\*Stanford University, CA 94305, USA

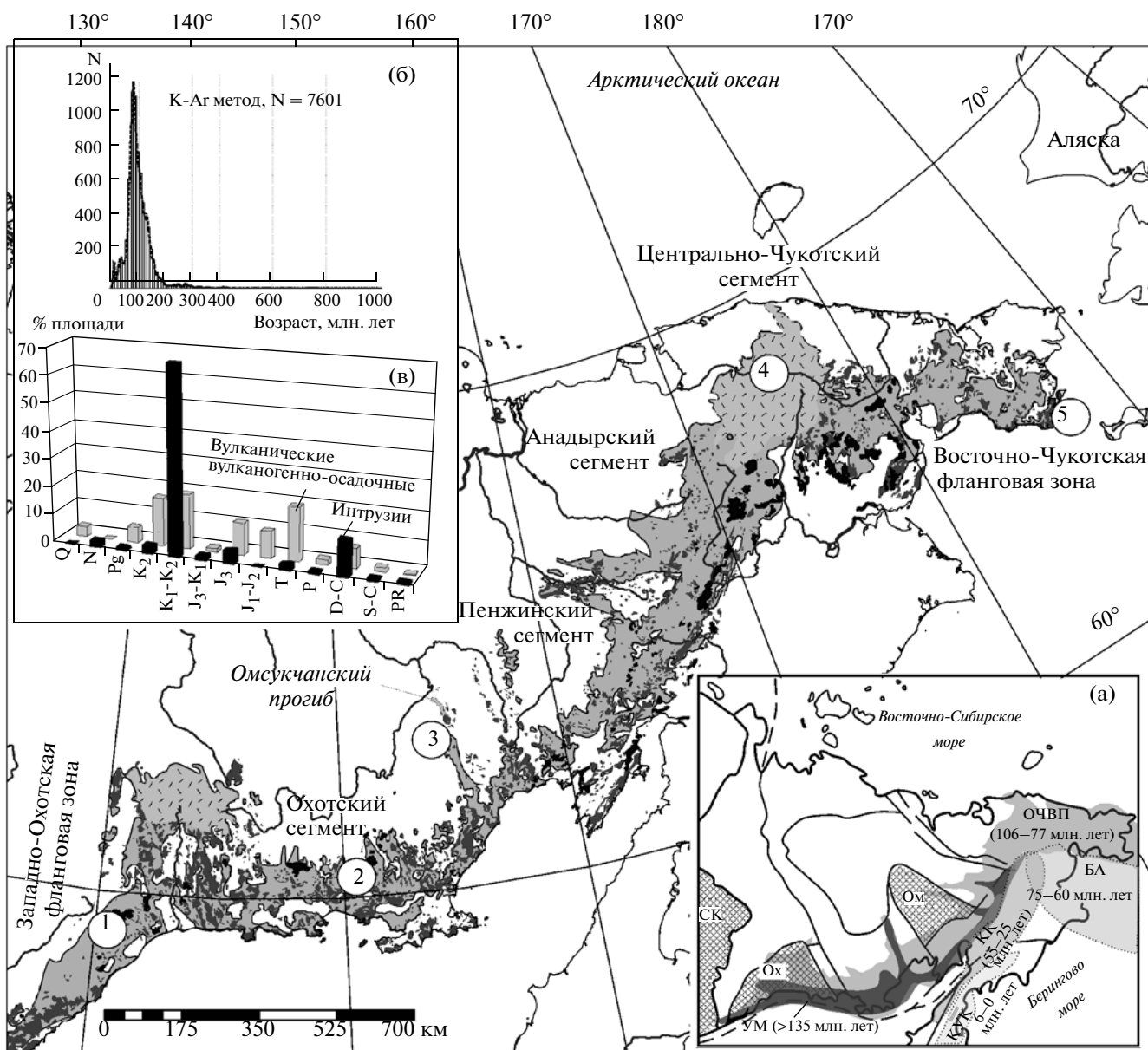
Поступила в редакцию 02.07.2010 г.  
Получена после доработки 15.08.2010 г.

Исследованы петролого-геохимические и изотопно-геохронологические аспекты эволюции известково-щелочного магматизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) в его Западно-Охотской фланговой зоне, Охотском секторе и Восточно-Чукотской фланговой зоне. В ОЧВП – тектонотипе окраинно-континентальных вулканогенных поясов – сосредоточены значительно большие объемы кислого игнимбритового вулканизма, чем в зрелых островодужных системах (ЗОС – Курило-Камчатской и Алеутской) и в Андийском окраинно-континентальном поясе. Вулканические породы окраинно-континентальных вулканогенных поясов (ОЧВП, Андийский) отличаются от таковых в ЗОС повышенными концентрациями К, Ti, Р и трендом в область высококальциевых известково-щелочных серий. Среди андезитов ОЧВП пока не обнаружено примитивных разностей ( $Mg\# > 0.6$ ), имеются относительно известковистые разности, неизвестные в структурах Андийского типа, и значительную долю составляют умеренно-щелочные породы, не характерные для ЗОС. Вариации примесных и главных элементов в базальтах и андезитах ОЧВП интерпретированы как отражение конкурирующих процессов ассимиляции/смешения и фракционной кристаллизации при эволюции родительской базальтовой магмы. Показана существенная латеральная неоднородность мантийных источников известково-щелочных магм вдоль ОЧВП на протяжении более 2500 км. Первичные изотопные отношения Sr, Nd, Pb в вулканитах Охотского сектора относительно деплетированы и близки к линии смешения компонентов PREMA и BSE. В Западно-Охотской фланговой зоне источник магм наиболее обогащенный, близкий к EMI, а в Центрально- и Восточной-Чукотской зонах содержит примеси компонента EMI. Проведено масштабное изотопно-геохронологическое изучение всех главных стадий вулканизма ОЧВП с помощью U-Pb SHRIMP и ID-TIMS датирования циркона (86 образцов) и  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датирования (73 образца). В целом для ОЧВП устанавливается прерывистый характер магматизма от среднего альба до раннего кампана (106–77 млн. лет). По латерали пояса вулканизм асинхронен. Выделяется несколько пиков вулканизма с модами около 105, 100, 96, 92.5, 87, 82 и 77 млн. лет. Коньяк-сантонские пики относятся к наиболее объемным стадиям среднего и позднего циклов кислого вулканизма. Реконструируется спад/перерыв магматической активности в конце сеномана – начале турона. Завершают извержения плато-базальты с возрастом около 76–78 млн. лет, которые фиксируют изменение геодинамической обстановки с фронтальной субдукции на режим трансформной окраины с локальным растяжением в поперечных к сдвигу зонах. С учетом новых более надежных датировок в отдельных крупных кальдерах реконструируется катастрофический характер извержений с достаточно узким интервалом вулканизма (<2 млн. лет). Скорость вулканических накоплений в таких структурах достигала 0.15–0.36 км<sup>3</sup>/год и более.

### ВВЕДЕНИЕ

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) – огромная провинция мелового известково-щелочного магматизма на окраине Северо-Азиатского континента. Это крупнейший на западе Пацифики окраинно-континентальный пояс андийского типа, отличающийся от Анд субстратом заложения (мощность, состав и возраст коры). Протяженность ОЧВП составляет около 3250 км (от устья р. Уда в Хабаровском крае до п. Чаплино на Восточной Чукотке) при ширине от 100 до 350 км. Общий объем изверженного материала в ОЧВП оценивается в более чем 1 млн. км<sup>3</sup> (Белый, 1977; 1994), близкие значения мы получили, используя

ГИС-инструменты и среднюю мощность вулканических накоплений по геофизическим данным (около 2 км). Оценка объема является минимальной, так как не учитывается эродированный и унесенный фреатический материал, таким образом, может быть, как минимум, удвоена, исходя из данных по современному вулканизму Камчатки (например, Фролова и др., 1985). Если бы не растянутая во времени история развития пояса, то можно было бы рассматривать некоторые сегменты пояса как гигантскую провинцию кислого вулканизма (felsic LIP, Bryan, Ernst, 2007). Наиболее популярна гипотеза о надсубдукционной природе ОЧВП (например, Зоненшайн и др., 1976; Парфенов, 1984), однако сложная конфигурация и сегмента-



**Рис. 1.** Схема площади Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в континентальном обрамлении Северо-Востока Азии. Названия главных сегментов и фланговых зон пояса даны по В.Ф. Белому (1977). Серым фоном показан основной объем альб-кампанских известково-щелочных магм ОЧВП, черным — площади выходов финальных кампанских плато-базальтов, “допоясовые” островодужные вулканогенно-осадочные комплексы показаны косой штриховкой. В кружках цифрами обозначены ключевые изученные разрезы вулканических пород (номера соответствуют колонкам на рис. 2).

Врезки: (а) — схема размещения вулканогенных поясов на Северо-Востоке Азии и их омоложение относительно Палеоокеаники (УМ — Уда-Мургальский, ОЧВП — Охотско-Чукотский, БА — Бристольско-Анадырский, КК — Корякско-Камчатский, КУК — Курило-Камчатский). Линиями показаны границы главных террейнов, косой штриховкой — докембрийские кратоны и срединные массивы в основании поясов — Сибирский кратон (СК), Охотский массив (Ох), Омолонский массив (Ом), по (Парфенов и др., 1999); (б) — гистограмма распределения возраста магматических пород Северо-Востока Азии с пиком в меловом возрасте; (в) — распределение площади выходов магматических пород разного возраста на Северо-Востоке Азии, с доминированием меловых пород (Акинин, Ворошин, 2006).

ция пояса, далеко вдающиеся в континент линейные вулканогенные прогибы и обширные поля игнимбритов (рис. 1) заставляют привлекать иные геодинамические режимы для объяснений отдельных его участков и секторов.

Актуальность изучения этого уникального геологического феномена несомненна как в теоретическом плане, так и в практическом. Хорошая сохранность вулканических разрезов и широкое развитие вулканоплутонических ассоциаций в поясе позво-

ляют исследовать фундаментальные вопросы петрологии (флюидный режим и генезис надсубдукционных магм, происхождение андезитов и игнимбритов, процессы фракционирования магм в коровых условиях, причины цикличности и прекращения вулканической деятельности, различие в эволюции магм в современных островных дугах и древних окраинно-континентальных поясах). Проблема происхождения андезитов актуальна в связи с разработкой новой глобальной тектоники, альтернативных тектонических представлений. Основные гипотезы и подтверждающие их экспериментальные разработки по проблеме генезиса андезитов ( $\text{SiO}_2$  57–63 мас. %) базируются на материалах по четвертичному вулканизму зрелых островных дуг, где их доля не превышает 10–15% от объема всех вулканитов, и по неоген-четвертичному вулканизму континентальных окраин Андийского типа, где объем таких пород не превышает 100 тыс. км<sup>3</sup>. Проблемы генезиса андезитов на примере Восточно-Азиатской системы окраинно-материковых вулканогенных поясов разработаны не столь детально, хотя именно в этих структурах накоплены их наибольшие количества. Так, в ОЧВП – тектонотипе окраинно-материковых вулканогенных поясов – сосредоточена самая крупная в мире формация андезитов, объем которой достигает 370 тыс. км<sup>3</sup> (Белый, 1994). Пространственно-временные особенности формирования ОЧВП являются критическими для понимания тектонической эволюции северо-восточной окраины Азии, механизмов вулканических процессов в окраинно-континентальных поясах и фундаментальных причин затухания надсубдукционного вулканизма. Возраст заложения, степень и тип деформаций, петрогенезис продуктов вулканической активности и продолжительность извержений в Охотском секторе ОЧВП принадлежат к ключевой информации, которая необходима для оценки валидности существующих блоково-коллизионных моделей происхождения прилегающего Охотского моря (Sengor, Natal'in, 1996; Богданов, Добрецов, 2001). ОЧВП – типичный перекрывающий комплекс (overlap) в терминологии террейнового анализа, возраст слагающих его недислоцированных вулканитов ограничивает время предшествующих глобальных аккреционно-коллизионных тектонических событий.

Гигантский общий объем изверженных вулканических пород, катастрофичность вулканизма в отдельных кальдерах и супервулканах пояса предполагают влияние этого феномена на изменение климата и биосферы в позднем мелу Северной Пацифики. Детальное исследование разрезов вулканических пород с остатками флоры может иметь важное значение для понимания причин вымирания ангиосперм и океанических аноксических событий на границе сеномана–турона. Последнее событие (СТВ, Cenomanian-Turinian Boundary) имеет возраст около 93.5 млн. лет, совпадает с массовым вымира-

нием бентосных фораминифер и с пертурбацией глобального цикла углерода. Примечательно, что СТВ совпадает с главными всплесками окраинно-континентального надсубдукционного вулканизма в Кордильерах Северной Америки и в ОЧВП. Нарастание извержений вулканического пепла поставляет дополнительное питание в виде элементов группы железа в океан, генерируя глобальный расцвет фитопланктона, что в свою очередь приводит к обеднению океана кислородом. В парниковых условиях мелового периода океаническая система была уязвима для аноksии; возрастание биологической продуктивности лишь на 50% было недостаточным, чтобы вызвать гипоксию (концентрация кислорода <120 микромолей) или расширить минимальную зону кислорода до глубин 2200 м (Sinton, Duncan, 1997). Большие объемы извержений пепла приводят к существенному превышению этих порогов, что позволяет предполагать, что событие СТВ связано с вулканизмом надсубдукционных зон.

В практическом плане исследование ОЧВП важно для научного обоснования направления поисков и разведки месторождений благородных металлов; за последние 70 лет на Северо-Востоке Азии разведано более 50 эпитеpmальных месторождений, из которых добыто более 150 т золота и более 1 тыс. т серебра (Стружков, Константинов, 2005).

ОЧВП в течение нескольких десятилетий оставался объектом пристального внимания многих научных академических и производственных организаций, однако исследование вещественного состава вулканитов ограничивалось лишь данными о распределении главных химических элементов в валовом составе горных пород (Белый, 1977; Котляр и др., 1981; Филатова, 1988 и др.). Результаты анализа редких и рассеянных элементов, первичных соотношений радиогенных изотопов Sr, Nd, Pb с использованием современных высокочувствительных методов стали появляться только в последнее время (например, Полин, Молл-Столкап, 1999; Tikhomirov et al., 2008; Акинин, 2009), но они фрагментарны и не достаточны для описания глобальной неоднородности пояса и реконструкции эволюции вулканизма в конкретных вулканоструктурах и кальдерах. Не проводились и систематические микрозондовые исследования главных породообразующих минералов вулканитов.

Особенно острые дебаты связаны с определением возраста ОЧВП, они продолжаются и поныне, их определения до последнего времени производились либо на основании разнообразных фитостратиграфических схем (по комплексам растительных остатков), либо на основании архивных изотопных K-Ar и Rb-Sr датировок по валовому составу пород (Белый, 1977, 1994; Лебедев, 1987; Филатова, 1988; Котляр и др., 2001; Котляр, Русакова, 2004). Интервал времени формирования ОЧВП определялся от неокома до палеогена (Устиев, 1959; Умитбаев, 1986), от альба до

сеномана (Белый, 1977; Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007), от альба до палеогена (Филатова, 1988) и от среднего альба до сантона (Решения Третьего..., 2009; Белый, 2008). Отсутствие консенсуса связано с недостаточной разрешающей способностью методов, применяемых для определения возраста (палеофитологический метод и K-Ag, Rb-Sr изотопное датирование пород по валовому составу пород). Некоторые геологи, несмотря на гигантский скачок в развитии современных изотопно-геохронологических методов, до сих пор отдают предпочтение архивным K-Ag и Rb-Sr датировкам по породам (например, Жуланова и др., 2007). Опираясь на эти данные, как на источник предварительной информации, необходимо заметить, что большинство из них трудно объективно оценить и не всегда удается воспроизвести на современных масс-спектрометрах.

Неясность существует и при определении тектонической позиции разновозрастных позднеюрско-палеогеновых вулканитов: они либо включаются в состав ОЧВП (Устиев, 1963; Заборовская, 1978; Умитбаев, 1986), либо разделяются на ряд разновозрастных вулканических поясов (Филатова, 1988; Котляр, Русакова, 2004). Для лучшего понимания тектонической и магматической эволюции Северо-Востока Азии требуется уточненная схема хроностратиграфии ОЧВП, и современные методы Ag-Ag и U-Pb SHRIMP датирования идеально подходят для решения данной задачи. Именно они и являются ключевыми в настоящем исследовании, главное их отличие от K-Ag и Rb-Sr методов – возможность получения воспроизводимых результатов для отдельных геологических тел и магматических комплексов. Первые результаты определения минералов вулканических пород ОЧВП Ag-Ag и U-Pb методами предоставили принципиально новые результаты по началу формирования и общей длительности вулканизма в поясе, асинхронности его секторов (Kelley et al., 1999; Акинин и др., 2000, 2006; Hourigan, Akinin, 2004; Ispolatov et al., 2004; Тихомиров и др., 2006; Акинин, 2009). Новые геохронологические данные кардинально отличаются от общепринятых в литературе сведений об истории развития ОЧВП, требуют уточнения имеющихся хроностратиграфических и тектонических моделей его формирования, дополнительных геохронологических исследований с привлечением современных методов изотопного датирования.

В настоящей статье приведены наиболее полные данные изотопно-геохронологических и геохимических исследований вулканических пород ОЧВП из главных его сегментов. Среди главных задач: уточнение времени формирования ОЧВП, цикличность и асинхронность вулканизма, сравнительная характеристика вулканитов ОЧВП с надсубдукционными известково-щелочными магмами в Андийском поясе и зрелых островных дугах, реконструкция эволюции состава известково-щелочных магм в частных вулканоструктурах и кальдерах, неоднородность

мантийных источников магм разных сегментов пояса по изотопным данным. Полученные данные позволят в дальнейшем предметно обсудить и провести ревизию хроностратиграфии ОЧВП, корреляцию магматизма Восточной и Западной Палеопаифики для мелового периода и на новом уровне выполнить палеогеодинамические реконструкции.

## КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

В северо-западном секторе Тихоокеанского кольца выделяется несколько периокеанических вулcano-плутонических поясов надсубдукционной природы (рис. 1а): позднеюрско-неокомовый Удско-Мургалский (УМ), альб-кампанский Охотско-Чукотский (ОЧВП), кампан-палеоценовый Анадырско-Бристольский (АБ), эоцен-миоценовый Камчатско-Корякский (КК), олигоцен-миоценовый Срединно-Камчатский и плиоцен-голоценовый Курило-Камчатский (КУК). Несмотря на то, что все пояса могут частично перекрываться, каждый расположен в относительно самостоятельных ареалах континентального обрамления Северо-Востока Азии с тенденцией снижения возраста поясов в сторону Тихого океана (рис. 1а). Наиболее интенсивно магматизм на Северо-Востоке Азии был проявлен в меловом периоде, в процессе которого завершается аккреция террейнов и начинается консолидация земной коры на палеоокраине континента, что коррелируется с наиболее существенными тектономагматическими событиями в прилегающей части Палеопаифики. Закартированные на поверхности выходы магматических пород мелового возраста занимают до 40% общей площади магматитов на Северо-Востоке Азии (рис. 1б, 1в), только на долю эффузивных пород, включая вулканогенно-осадочные, приходится около 5203697 км<sup>2</sup>, судя по анализу ГИС “Атлас Северо-Востока России” (Акинин, Ворошин, 2006). Таким образом, для анализа глобальной эволюции магматизма в зоне океан–континент, может быть удобным введение понятия меловая активная континентальная окраина Северной Пацифики.

Хроностратиграфический объем материала в ОЧВП (время зарождения и отмирания) до сих пор дискутируется (Устиев, 1963; Заборовская, 1978; Умитбаев, 1986; Филатова, 1988; Котляр, Русакова, 2004). По нашему мнению, определяющим в вопросе отнесения к тому или иному вулканическому поясу является отсутствие значимых (в пределах погрешности датировок – около 1–2 млн. лет) временных перерывов в разрезах вулканогенно-осадочных толщ, которые непосредственно примыкают или входят в выделяемую генерализованную площадь ОЧВП (рис. 1). Если исходить из структурных признаков и включать все континентальные осадочно-вулканогенные молассовые и вулканогенные толщ, залегающие с несогласием на складчатом основании мезозой и древних кратонов (Устиев, 1959, 1962; Парфенов, 1984), то понятие *океанно-континентальной*

ментальный пояс теряет смысл, так как в этом случае необходимо относить к ОЧВП все проявления мелового магматизма далеко в глубине континента, в так называемой перивулканической области — до тысячи километров к северо-западу от континентальной окраины (Умитбаев, 1986).

В настоящей работе, мы специально рассмотрим возраст и эволюцию состава трех перекрывающих друг друга структурных единиц: а) позднеюрско-неокомового вулканизма Удско-Мургальской “островодужной” системы, б) известково-щелочного окраинно-континентального магматизма ОЧВП, в) финальных стадий базальтового и бимодального вулканизма, завершающих формирование ОЧВП и называемых иногда “плато-базальтами”. Некоторые исследователи не включают последние в состав ОЧВП (Филатова, 1986; Полин, Молл-Столкап, 1999; Котляр, Русакова, 2004) на основании несколько отличающихся геохимических характеристик и интерпретируемой смены геодинамической обстановки с преобладанием растяжений. По нашему мнению, кардинальной смены геодинамической обстановки в этот период не произошло, все вулканы формировались в едином ареале окраинно-континентального вулканического пояса, хотя параметры скорости, угла входа и наклона предполагаемых зон субдукции могли меняться. Базальтовые плато близки по возрасту к предшествующим риолитовым толщам, разрыв между ними не превышал 1–3 млн. лет (Акинин, 2009), что позволяет включать плато-базальты в ОЧВП.

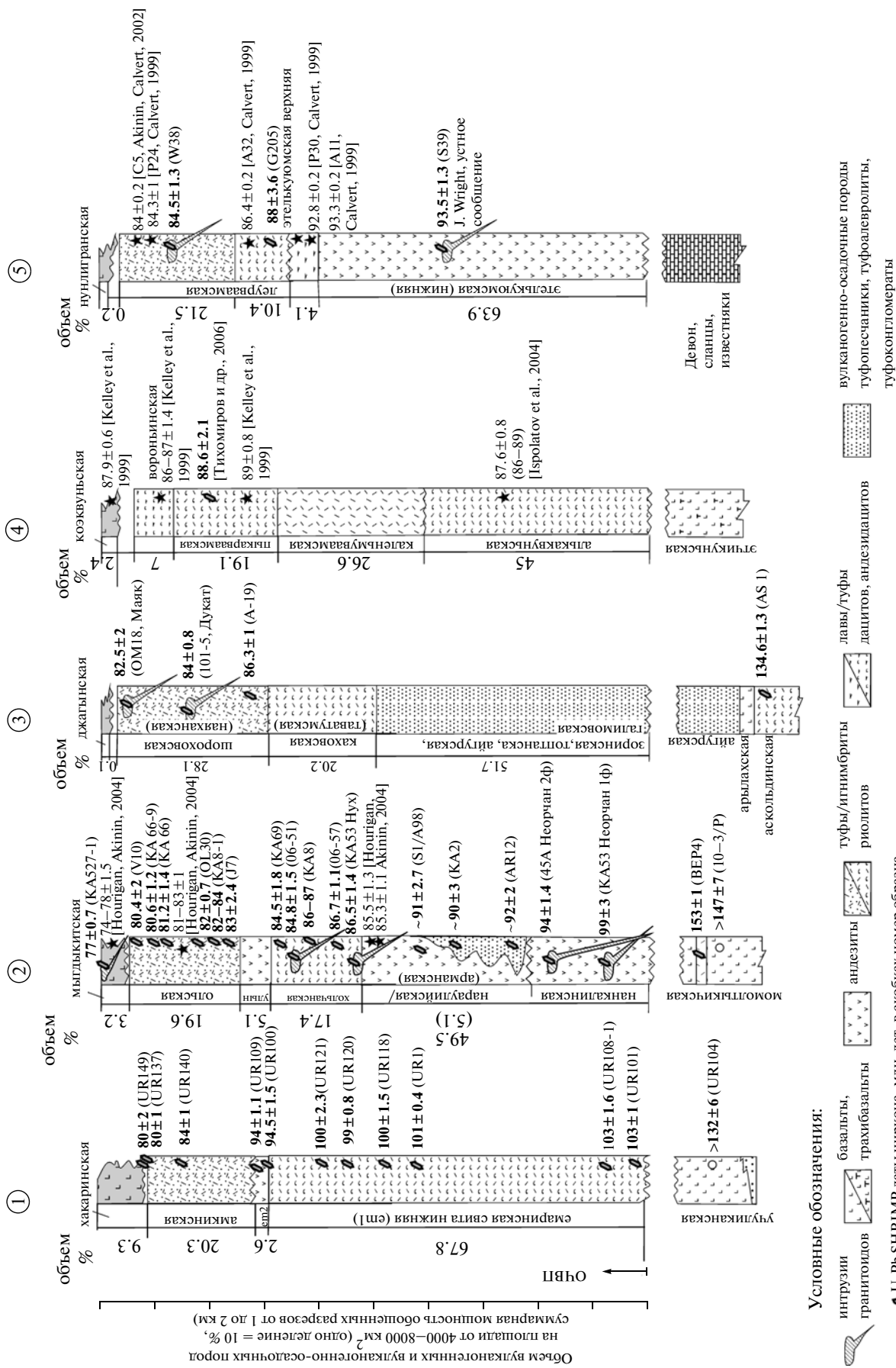
Охотско-Чукотский пояс неоднороден и обладает сложной структурной и петрографической зональностью; В.Ф. Белый выделил в нем внутреннюю и внешнюю продольные зоны. По геофизическим данным для этой границы характерна ступень в гравиметрическом поле (Ващилов, 1993) и снижение мощности земной коры до 30–20 км (Сурков и др., 2003). Поперечная неоднородность пояса лучше всего выражается в изменении доли кислых изверженных пород в том или ином сегменте или секторе пояса: выделяется Западно-Охотская и Восточно-Чукотская фланговые зоны, Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский сектора или сегменты (Белый, 1977). Особое значение мы придаем Западно-Охотской зоне и Центрально-Чукотскому сектору. Это далеко вклинивающиеся в континент области пояса с большим объемом игнимбритов, антидромной последовательностью вулканизма (Куйдусунское поле в Приохотье, Пегтымельский прогиб на Чукотке). Во всех остальных сегментах пояса наблюдается гомодромная последовательность; извержения начинались с лав и туфов пропилитизированных андезитов, затем следуют кислые туфы и лавы, затем снова андезиты, игнимбриты и туфы риолитов и риодацитов (рис. 2). Завершают разрезы во всех сегментах и зонах субщелочные базальты и андезибазальты, формирующие локальные пологонаклоненные плато. Большое ко-

личество субвулканических и плутонических интрузий гранитоидного ряда формирует купольные и резургентные структуры в теле главных компенсационных вулканоструктур и кальдер обрушения.

В качестве примера можно кратко охарактеризовать изученный типовой разрез в Арманской вулканоструктуре (Охотский сектор ОЧВП) площадью около 1000 км<sup>2</sup> и общей мощностью разреза вулканических толщ около 1–2 км. На правом берегу р. Хаханджа, в нижней части разреза задокументированы вулканогенно-осадочные породы (туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоконгломераты) арманской свиты и фациально замещающие их пропилитизированные, как обычно в нижних вулканогенных толщах ОЧВП, андезитовые лавы, лавобрекчии и туфы нараулийской свиты видимой мощностью более 100 м. В лавах андезитов и трахиандезитов обычна ассоциация фенокристов плагиоклаза, роговой обманки и магнетита. Перекрывают нараулийскую свиту в разной степени пропилитизированные кислые туфы и лавы хольчанской свиты мощностью около 50 м. Выше по разрезу следуют относительно свежие двупироксеновые андезибазальты и андезиты ульинской свиты мощностью около 50 м. Нарастают разрез кислые туфы и игнимбриты ольской свиты с вкрапленниками кварца, санидина, биотита мощностью около 100 м. Финальную стадию вулканизма представляют оливин-плагиоклазовые базальты мыгдыкитской свиты мощностью около 300 м, слагающие слабонаклоненные (10°–15°) плато. Все вулканы главной стадии относятся к типичным известково-щелочным образованиям и имеют широкие вариации щелочности и относительно высокую концентрацию SiO<sub>2</sub> при низком Fe/Mg.

## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящей работе приводятся результаты исследований по типовым разрезам вулканических зон Ульинском прогибе Западно-Охотской фланговой зоны (бассейн р. Урак — 1 на рис. 1), Арманской и Ольской вулканоструктурах Охотского сектора (Северное Приохотье, бассейны рр. Армань, Нелканджа, Ола — 2 на рис. 1), Омсукчанском рифтогенном прогибе (3 на рис. 1), Пегтымельском прогибе Центрально-Чукотского сектора (4 на рис. 1), Восточно-Чукотской фланговой зоне (Румилетская кальдера, район п. Провидения — 5 на рис. 1). Мы исследовали полные частные разрезы, которые, в отличие от сведенных в единый коррелированный разрез (подход, традиционно применяемый при региональных геологосъемочных работах), предоставляют более объективную картину эволюции, позволяют критически оценить получаемые изотопные датировки. Особое внимание уделялось составу андезитов, поиску среди них магнезиальных разновидностей (Mg# > 0.5), близких к примитивным магмам (Mg# > 0.6, по Kelemen et al., 2003).



Для количественных петрологических реконструкций важна правильная оценка мощности и объема изверженных магм. К сожалению, общие мощности вулканогенных свит, приводимые на стратиграфических колонках к листам геологических карт масштаба 1 : 200000, сильно искажают истинную картину и совершенно не подходят для наших целей. Так, общая мощность представительного полного вулканогенного разреза ОЧВП (включая все выделяемые в Приохотье свиты), задокументированного нами в Арманском вулканическом поле, составляет от 600 до 1000 м. Общая коррелированная (сборная из нескольких частных разрезов) мощность вулканитов в Арманской структуре ранее оценивалась в более чем 3000 м (Белый, 1977) и даже до 7000 м (Жуланова и др., 2007). Оба последних значения не учитывают латеральные вариации мощностей свит (нередко до полного выклинивания). По геофизическим и буровым данным, мощность вулканогенно-осадочных толщ ОЧВП нигде не превышает 1.5–2 км (Вашилов и др., 1993; Сурков и др., 2003).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографические исследования проведены только для лав. Субвулканические тела и плутоны, а также туфы и вулканогенно-осадочные породы изучались на данной стадии преимущественно в изотопно-геохронологическом аспекте. Для решения геохимических задач использованы следующие аналитические методы — микронзондовый анализ породообразующих минералов на главные элементы (микронзонд Camebax, СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан), рентгено-спектральный флюоресцентный анализ горных пород на главные и примесные элементы (СВКНИИ ДВО РАН) и ICP-MS анализ пород на примесные элементы (центры коллективного пользования в ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск, ИЗК СО РАН, г. Иркутск). Распределение главных и примесных элементов позволило оценить роль фракционной кристаллизации и смешения магм в петрогенезе вулканитов ОЧВП, провести геохимическое моделирование, используя известные компьютерные программы. Данные о составе минералов использованы для оценки равновесных температуры и давления кристаллизации методами минеральной термобарометрии, в сравнении параметров с расчетными и опубликованными экспериментальными данными (например, Кадик и др., 1986; Бабанский и др., 1983). Для моделирования кристаллизации расплавов использована программа КОМАГМАТ (Арискин, Бармина, 2000), для целей минеральной термобаромет-

рии — клинопироксеновые барометры и плагиоклазовые термометры (Nimis, 1995, 1999; Putirka, 1999). Масс-спектрометрическое измерение изотопных соотношений Sr, Nd и Pb в валовом составе вулканических пород ОЧВП выполнено на приборах VG-Sector (Мичиганский Университет, США, Стэнфордский университет, США) и Finnigan-262 (ИЗК СО РАН, г. Иркутск). Особый акцент в петрологических исследованиях мы делали на изучение конкретных вулкано-структур, что позволяет проследить эволюцию магматического очага известково-щелочной магмы (вулкано-структура — поверхностное выражение такого очага) в единой магматической серии.

Для сравнения привлекали имевшиеся в нашем распоряжении архивные минералого-геохимические базы данных по ОЧВП, а также выборку составов магматических пород Андийского окраинно-континентального пояса (1105 анализов из базы данных GEOROC, <http://georoc.mpch-mainz>) и опубликованные данные по Алеутской, Курильской дугам и по Камчатке (Elliott, 2003, Kelemen et al., 2003; Леонова, 1979; Фролова и др., 1985).

Одним из ключевых методов в нашем исследовании было U-Pb датирование индивидуальных цирконов из вулканитов методом чувствительного высокоразрешающего ионного микронзонда (SHRIMP-RG, Стэнфордский Университет, Калифорния, США, и SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). SHRIMP позволяет датировать отдельные кристаллы и его зоны, что дает возможность реконструировать мультистадийную историю циркона, выявить характер и время наложенных термальных событий, затронувших вмещающую породу (Black et al., 1984; Rudnick, Williams, 1987).

Цирконы были выделены из небольших образцов горных пород (обычно 5–15 см в диаметре), используя стандартную технику, включающую дробление, разделение в тяжелых жидкостях и электромагнитную сепарацию. Для исключения загрязнений дробление осуществлялось в железной ступке вручную. Приблизительно 20–40 кристаллов циркона из каждого образца помещались в шашку из особо чистой эпоксидной смолы (диск диаметром 25 мм и толщиной около 4 мм) вместе со стандартом циркона. Зерна были вскрыты так, чтобы обнажить внутреннюю структуру кристаллов, а затем отполированы. Наблюдения в проходящем и отраженном свете при увеличениях  $\times 20$ – $\times 500$  помогли наметить чистые, без трещин и микровключений, участки кристаллов, пригодные для ионного микроанализа. Перед анализом были получены изображения кристаллов в катодолуминесцентном излучении и обратнорассеянных

**Рис. 2.** Петролого-геохронологические колонки обобщенных разрезов вулканических пород ОЧВП (размещение разрезов на рис. 1). Объемы изверженных пород рассчитаны с использованием программы ArcGIS, используя реконструированные площади свит и наблюдаемые истинные мощности по материалам двух и более листов опубликованных государственных геологических карт м-ба 1:200000 в каждом районе. Данные настоящей работы с номерами образцов показаны в круглых скобках, опубликованные результаты — со ссылкой в квадратных скобках (Kelley et al., 1999; Calvert, 1999; Ispolatov et al., 2004; Hourigan, Akinin, 2004; Тихомиров и др., 2006).

электронах на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM 5600, что позволило выявить характер зональности и внутреннюю структуру полированных кристаллов циркона. После этого шашку промывали в растворе ЭДТА (EDTA – Ethylene Diamine Tetraacetic Acid) и дистиллированной воде, напыляли золотом. U-Pb изотопные измерения in situ были проведены на SHRIMP-RG (чувствительный высокоразрешающий ионный микрозонд обратной геометрии) в микроаналитическом центре Стэнфордского университета, используя стандартные процедуры, описанные в работе (Williams, 1998). Шашка обычно оставалась в загрузочной камере микрозонда несколько часов при высоком вакууме (10–7 торр) перед тем, как ввести ее в камеру источника SHRIMP-RG. Пучок первичных ионов  $O_2^-$  с током 4–6 нА был сфокусирован на участок кристалла диаметром 25–30 мкм (глубина отбора составляла 1–2 мкм за 9–12 мин), продуцируя поток положительно заряженных ионов. Для циркона одновременно измеряли девять пиков на одноколлекторном электронном умножителе:  $^{90}Zr^{16}O^+$ ,  $^{204}Pb$ , фон (0.050 аму выше  $^{204}Pb$ ),  $^{206}Pb$ ,  $^{207}Pb$ ,  $^{208}Pb$ ,  $^{238}U$ ,  $^{248}Th^{16}O^+$ ,  $^{254}U^{16}O^+$ . Коррекцию на изотопное фракционирование и интерференцию гидридов Pb (требуется высокое разрешение масс) не проводили, учитывая незначительное влияние этих факторов для фанерозойских цирконов, для которых возраст определялся только по  $^{206}Pb/^{238}U$  отношению. Автоцентрирование выбранных и ведущих пиков для низких или варьирующих по распространенности (например,  $^{96}Zr^{16}O$  – 0.165 аму ниже  $^{204}Pb$ ) было использовано для надежного выхода на их центры. Разрешение по массе при 10% высоте пика достигало 6000–8000, что исключало интерференцию атомных масс. Чувствительность для  $^{206}Pb$ , измеренная на стандарте CZ3 ~ 14 cps/нА/ppm. SHRIMP-RG имеет более высокое разрешение масс, чем стандартные ионные зонды прямой геометрии SHRIMP-I и II (Clement, Compston, 1994). SHRIMP-RG версия инструмента обеспечивает очень чистый фон, что вместе с высоким разрешением, предварительной обработкой шашки кислотой и растеризацией первичного пучка в течение 90–120 с обеспечивает точное измерение  $^{204}Pb$  в цирконе, исключая поверхностную контаминацию. На практике более 95% анализированных точек не содержат обыкновенный свинец. Каждый анализ представлял собой среднее из пяти циклов измерений.

Для определения U-Pb возраста цирконов использовали стандарт R33 (кварцевый диорит комплекса Брэйнтри, Вермонт: Braintree complex, Vermont; Black et al., 2004) с принятым возрастом в 419 млн. лет, который анализировали систематически в течение аналитической сессии. Измерение стандарта обычно проводили через каждые четыре анализа для надежной Pb/U калибровки. Концен-

трации урана и тория калиброваны на стандарте CZ3 (550 ppm U). Pb/U отношение в образце калиброваны, используя эмпирическое квадратическое соотношение между  $^{206}Pb^+/U^+$  и  $UO^+/U^+$  и нормализованное к  $^{206}Pb/U$  в стандарте. Обработку результатов измерений осуществляли с использованием программ К. Людвиг – Squid и Isoplot (Ludwig, 2003), следуя методологии (Williams, 1998; Ireland, Williams, 2003). Традиционно для молодых цирконов опирались только на  $^{206}Pb/^{238}U$  возраст. Для фанерозойских цирконов, учитывая низкое количество накопленного радиогенного  $^{207}Pb$  и, соответственно, большую погрешность определения  $^{207}Pb/^{206}Pb$ , существует проблематичность надежной оценки конкордантности дат. В нашем случае  $^{206}Pb/^{238}U$  возрасты скорректированы на  $^{207}Pb$  (Williams, 1998), допуская, что небольшая дискордантность цирконов является следствием простого смешения обыкновенного и радиогенного Pb. Используя измеренное отношение  $^{207}Pb/^{206}Pb$  для контроля концентрации обыкновенного свинца, возраст рассчитывали экстраполяцией на конкордию Тера-Вассербург вдоль линии – хорды, соединяющей модельный состав обыкновенного Pb и приближенное значение возраста индивидуальных зерен. В этом случае независимая оценка возраста из  $^{207}Pb/^{206}Pb$  отношения теряет смысл, и его определяют исключительно из отношения  $^{206}Pb/^{238}U$ . Этот метод достаточно надежен для анализов, которые близки к конкордии.  $^{206}Pb/^{238}U$  возрасты индивидуальных кристаллов одного образца объединяли в выборку, которая исследовалась с использованием стандартных статистических процедур. Критерий Пирсона  $\chi^2$  использовали как индикатор надежности отнесения выборки к единой совокупности и расчетного среднего. При удовлетворительных статистических параметрах (СКВО < 1.5,  $p > 0.05$ ) рассчитывали средневзвешенный  $^{206}Pb/^{238}U$  возраст. В каждом образце датировано от 4 до 20 кристаллов циркона, по которым рассчитан средневзвешенный возраст. Воспроизводимость SHRIMP-RG анализа для изотопного отношения  $^{238}U/^{206}Pb$  составляет порядка 1%, что эквивалентно расхождению дат на 1 млн. лет и меньше.

В тех же точках кристаллов циркона, где производили U-Pb датирование, одновременно измеряли концентрации 12 примесных элементов (REE, Hf, U, Th). Точность и погрешность измерения примесных элементов в стандарте циркона “MAD-green” варьирует от  $\pm 3\%$  для Hf,  $\pm 5\%$  для HREE,  $\pm 10$ – $15\%$  для P, Sc, Y и для MREE, до  $\pm 40\%$  для La (все значения –  $2\sigma$ ).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса*

В этом разделе систематизированы новые результаты U-Pb SHRIMP датирования циркона из вулканитов разных сегментов ОЧВП и его основания. Из-

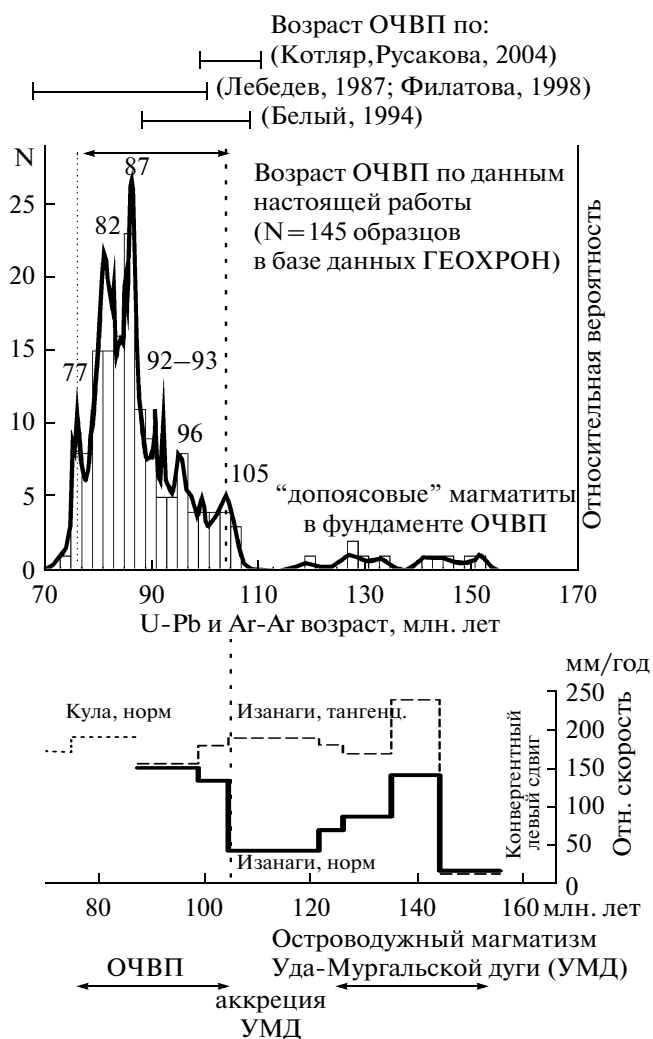


за слишком большого объема полученных новых геохронологических данных ниже обсуждаются, главным образом, результаты датирования нижних и верхних свит сводных разрезов. Мы не обсуждаем здесь архивные K-Ar и Rb-Sr изотопные датировки по валовому составу пород, ограничения рассмотрены в (например, Акинин, Ханчук, 2005; Тихомиров и др., 2006).

В настоящее время наша геохронологическая база данных ГЕОХРОН (Акинин, Котляр, 1997; Акинин, Ворошин, 2006) включает 160 новых датировок (86 по U-Pb и 73 по Ar-Ar) вулканических и интрузивных пород, относимых к ОЧВП или его основанию. Все наши новые неопубликованные U-Pb датировки (всего 56), а также опубликованные U-Pb и Ar-Ar оценки вынесены на петролого-стратиграфические колонки (рис. 2). Петрологические колонки в отличие от обычных стратиграфических показывают объемы изверженных вулканических продуктов и переотложенных вулканогенно-осадочных пород в конкретном вулканическом поле или вулкано-структуре (подсчитаны с помощью ГИС-технологий). Названия свит, их площади и минимальные мощности взяты из 2–3-х соседних листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200000. Полученные U-Pb и Ar-Ag датировки в целом не противоречат наблюдаемой геологической последовательности в вулканических разрезах (рис. 2).

Масштабное изотопно-геохронологическое изучение всех главных стадий вулканизма ОЧВП, выполненное в последнее время с помощью U-Pb SHRIMP и ID-TIMS датирования циркона и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования фенокритов санидина, амфибола и биотита, позволяет сейчас достаточно надежно ограничить время формирования пояса. В целом для ОЧВП устанавливается импульсный, прерывистый характер вулканизма от среднего альба до среднего кампана (106–76 млн. лет, рис. 3). Начало формирования пояса в 105–106 млн. лет назад хорошо коррелируется с резким возрастанием скорости движения плиты Изанаги, что демонстрирует прямую связь начала функционирования надсубдукционного ОЧВП с глобальными тектоническими событиями в Северо-Западной Палеоокеанике (рис. 3). Изменение направления и скорости движения тихоокеанских плит диктует природу тектонической и магматической активности вдоль активной континентальной палеоокраины многих регионов Пацифики (Armstrong, Ward, 1993).

На суммарной гистограмме и кривой плотности вероятности распределения дат предварительно можно выделить несколько пиков вулканизма ОЧВП с модами около 105, 100, 96, 92–93, 87, 82 и 77 млн. лет. Два первых пика пока еще слабо проявлены, пики 87 и 82 млн. лет наиболее ярко выражены во всех секторах и относятся к самым объемным стадиям среднего и позднего циклов кислого игнибритового вулканизма ОЧВП. Завершают изверже-



**Рис. 3.** Гистограмма распределения возраста вулканических пород ОЧВП и структур его основания по данным <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и U-Pb SHRIMP датирования (155 датировок по данным настоящей работы, а также по опубликованным результатам – Kelley et al., 1999; Акинин и др., 2000; Ispolatov et al., 2004; Hourigan, Akinin, 2004; Тихомиров и др., 2006; Акинин и др., 2006; Tikhomirov et al., 2008; Мишин и др., 2008; Акинин, 2009).

Толстая кривая – относительная плотность вероятности распределения изотопных дат. Вверху для сравнения показаны более ранние оценки возраста ОЧВП по данным разных авторов на основании палеофилологических определений и K-Ar, Rb-Sr датировок по валовому составу пород.

Нижний график демонстрирует изменение направления и скорости движения тихоокеанских плит в меловом периоде относительно палеоокраины Северо-Востока Азии с простираем 35°Е. Тангенциальный и нормальный компонент движений рассчитан с использованием данных (Engebretson et al., 1985).

ния плато-базальты, включаемые нами вслед за В.Ф. Белым (Белый, Белая, 1998) в состав ОЧВП, с возрастом пика около 76–78 млн. лет. Последние даты фиксируют время завершения субдукционных процессов на окраине палеоконтинента с современ-

ными координатами от хр. Джугджур до Центральной Чукотки. Необходимо отметить, что на Чукотке вулканы ОЧВП локально перекрываются и более молодыми базальтами с возрастом в 70–65 млн. лет (Белый, Белая, 1998; Stone et al., 2009; Сахно и др., 2010), однако их неповсеместное распространение (известны только в бассейнах рр. Энмываам и Канчалан), а также существенный разрыв в возрасте с уверенно датированными базальтами Ольского плато ( $77 \pm 1$  млн. лет) не позволяют включать их в ОЧВП. По нашему мнению, такие раннепалеогеновые базальты относятся к более молодым вулканическим поясам – Бристольско-Анадырскому и Корякско-Камчатскому, которые локально перекрывают ОЧВП в районах Энмываамской цепи и Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля Чукотки (Akinin et al., 2009).

В целом полученные данные подтвердили вывод о более молодом, чем это считалось ранее, сантон-кампанском возрасте главного импульса кислого вулканизма во внешней зоне ОЧВП (Акинин, Ханчук, 2005). По латерали пояса вулканизм асинхронен, в ряде секторов (Охотский, Центрально-Чукотский, Восточно-Чукотский) определенно “выпадает” или редуцирован альбский этап извержений, в других (Западно-Охотский, Анадырский) он проявлен. Наиболее древние альб-сеноманские даты ( $10^3$ – $10^6$  млн. лет) установлены в следующих местах: саламихинская свита в Центрально-Чукотском секторе (Тихомиров и др., 2006), верхненетский комплекс и еманринская свита в Ульинском прогибе (Мишин и др., 2008; Акинин, 2009), однако проявления эпизодов вулканизма такого возраста неповсеместны, объем и распространение их требует уточнения. В некоторых случаях выясняется, что традиционно относимые к ОЧВП вулканы в его основании оказываются значительно более древними, определенно принадлежат иным тектоническим структурам. Примеры таких случаев: игнимбриды риолитов в Медвежинской кальдере на Чукотке с возрастом 142–145 млн. лет (Тихомиров и др., 2008), риолиты в основании Гайчанской кальдеры с возрастом около 150 млн. лет (табл. 5), риолиты аскольдской свиты Дуката с возрастом около 135 млн. лет (табл. 6 настоящей работы; Акинин и др., 2006; Петров и др., 2006). Все эти факты требуют дальнейшего тщательного изотопно-геохронологического изучения нижней границы ОЧВП.

Цирконы, датированные U-Pb SHRIMP методом, предварительно исследованы на сканирующем электронном микроскопе. Наблюдения в катодолюминесцентном излучении показали, что большинство кристаллов циркона имеет нормальную для магматитов осцилляционную зональность. Уникальным результатом цирконометрии является то, что все изученные магматические цирконы меловые. Среди более чем 500 датированных ядер и кайм индивидуальных кристаллов циркона из 86 образцов горных пород не обнаружено ни одного кристалла с

относительно древними – палеозойскими или докембрийскими захваченными (inherited) ядрами. Это не значит, что захваченных древних ядер нет совсем. Они есть (особенно характерны для туфов и игнимбриков), однако их U-Pb возраст не древнее раннего мела. Этот факт подтверждает идею о меловом возрасте нижней и средней коры континентальной окраины Северо-Востока Азии, установленный по данным изучения глубинных коровых ксенолитов (Akinin et al., 2009).

Для большинства образцов получены датировки, статистически принадлежащие к единой совокупности. Субконкордантные U-Pb индивидуальные даты в каждом образце, как правило, различались от 3 до 5–7 млн. лет. Для таких случаев рассчитывалось скорректированное на содержание свинца средневзвешенное значение конкордантной даты или средневзвешенное  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  индивидуальных дат, представляющее возраст кристаллизации лав или интрузий. Однако в некоторых образцах установлены существенные вариации средневзвешенных значений со среднеквадратичным отклонением (СКВО)  $\geq 2$  и вероятностью ( $p$ )  $\leq 0.01$  для средневзвешенного. Вариации субконкордантных U-Pb индивидуальных дат для таких образцов могли составлять до 10 млн. лет и более, а кривые плотности вероятностного распределения показывали несколько пиков. Такие случаи с полимодальным распределением возрастов могут быть объяснены либо многостадийными эпизодами роста циркона в относительно долгоживущей магматической камере с захватом древнего компонента, либо незначительной потерей Pb цирконом после кристаллизации. Недостаточно высокая прецизионность измерений изотопных отношений на SHRIMP не позволяет разделить эти два крайних случая для фанерозойских образцов. Другие осложнения в интерпретации связаны с тем, что  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  даты для мезозойских пород недостаточно точны из-за низкой концентрации радиогенного  $^{207}\text{Pb}$ , так что оценка степени дискордантности затруднительна. Однако параллельное датирование одних и тех же объектов с помощью более прецизионного ID-TIMS метода показывает хорошую сходимость с результатами средневзвешенных  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  дат, полученных SHRIMP методом (например, Акинин и др., 2009). Для туфов, и особенно вулканогенно-осадочных туфопесчаников и туфоалевролитов, необходимо учитывать наличие ксеногенных, детритовых кристаллов циркона. Максимальный возраст отложения в этом случае мы определяли как приближающийся к возрасту самого молодого кристалла циркона.

В 89 индивидуальных кристаллах циркона из игнимбриков риолитов и дацитов ранних и поздних стадий извержений ОЧВП вместе с определениями U-Pb возраста измерены концентрации 12 примесных элементов (REE, Hf, U, Th) на ионном высоко-разрешающем микрозонде SHRIMP-RG. В целом в исследованных цирконах выявлены характерные для

Таблица 1. Результаты U-Pb SHRIMP-RG датирования циркона вулканических пород Ульинского прогиба ОЧВП (бассейн р. Урак)

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}_0$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ ±%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$1\sigma$ ±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$1\sigma$ ±%	Err согт
Еманринская свита нижняя, туф риолита карбонатизированный (обр. UR101, 59°52'59"N; 140°24'10"E)															
Среднезвешенный конкордантный возраст – 103 ± 1 млн. лет, СКВО = 3.6, p = 0.06, N = 8 из 10															
UR101-1	0.58	158	113	0.74	2.1	98.4 ±1.5	64.92	1.5	.0491	5.5	0.09	9.4	.0153	1.5	.163
UR101-2	0.00	290	348	1.24	4.0	103.5 ±1.2	61.95	1.1	.0462	5.8	0.10	5.9	.0161	1.1	.184
UR101-3	0.75	332	786	2.45	4.6	103.5 ±1.1	61.60	1.0	.0503	3.7	0.10	9.5	.0161	1.1	.117
UR101-4	2.63	137	81	0.61	1.9	103.7 ±1.7	61.53	1.6	.0496	6.5	0.06	35.5	.0158	2.0	.055
UR101-5	0.42	262	120	0.48	3.0	<b>84.5 ±1.1</b>	<b>75.48</b>	<b>1.3</b>	<b>.0507</b>	<b>4.6</b>	<b>0.09</b>	<b>6.9</b>	<b>.0132</b>	<b>1.3</b>	<b>.187</b>
UR101-6	0.00	234	137	0.61	2.6	<b>83.7 ±1.2</b>	<b>76.13</b>	<b>1.3</b>	<b>.0522</b>	<b>5.8</b>	<b>0.09</b>	<b>5.9</b>	<b>.0131</b>	<b>1.3</b>	<b>.226</b>
UR101-7	0.30	938	518	0.57	13.0	103.0 ±0.7	61.96	0.7	.0495	2.1	0.10	3.3	.0161	0.7	.211
UR101-8	1.53	257	283	1.14	3.5	100.6 ±1.2	63.37	1.2	.0511	4.3	0.08	13.9	.0155	1.3	.095
UR101-9	3.09	100	51	0.52	1.3	99.7 ±2.0	63.53	1.9	.0559	6.6	0.06	46.2	.0153	2.5	.054
UR101-10	0.45	677	1209	1.85	9.4	103.8 ±0.8	61.66	0.8	.0476	2.8	0.10	5.1	.0161	0.8	.157
Еманринская свита нижняя, игнимбриг риолита (обр. UR120, 59°49'23"N; 140°26'24"E)															
Среднезвешенный конкордантный возраст – 99.2 ± 0.8 млн. лет, СКВО = 0.1, p = 0.7, N = 8 из 9															
UR120-1	0.45	286	178	0.64	3.9	100.5 ±1.2	63.61	1.1	.0484	4.2	0.10	7.5	.0156	1.2	.155
UR120-2	0.41	387	735	1.96	5.2	99.9 ±1.0	63.69	1.0	.0524	3.4	0.11	6.6	.0156	1.0	.154
UR120-3	0.00	236	313	1.37	3.1	97.7 ±1.3	65.22	1.3	.0509	4.6	0.11	4.7	.0153	1.3	.267
UR120-4	1.02	211	176	0.86	2.8	98.4 ±1.3	64.70	1.3	.0516	4.6	0.09	10.6	.0153	1.4	.128
UR120-5	0.00	345	618	1.85	4.7	101.0 ±1.1	63.25	1.0	.0494	3.7	0.11	3.9	.0158	1.0	.265
UR120-5R	-0.32	436	635	1.51	5.5	<b>93.9 ±0.9</b>	<b>68.15</b>	<b>0.9</b>	<b>.0481</b>	<b>3.5</b>	<b>0.10</b>	<b>4.3</b>	<b>.0147</b>	<b>0.9</b>	<b>.218</b>
UR120-6R	0.89	244	186	0.79	3.2	97.1 ±1.2	65.41	1.2	.0541	4.2	0.10	9.3	.0152	1.3	.139
UR120-7	0.42	304	269	0.92	4.0	98.4 ±1.1	65.09	1.1	.0473	4.2	0.09	7.3	.0153	1.2	.158
UR120-8	0.00	143	136	0.98	1.9	100.5 ±1.7	63.45	1.6	.0503	5.9	0.11	6.2	.0158	1.6	.262
Еманринская свита верхняя, туф риодациита (обр. UR109, 59°54'34"N; 140°25'17"E)															
Среднезвешенный конкордантный возраст – 94 ± 1.1 млн. лет, СКВО = 0.3, p = 0.6, N = 9 из 10															
UR109-1	0.58	409	191	0.48	5.2	95.0 ±0.9	67.19	1.0	.0499	3.6	0.09	6.7	.0148	1.0	.152
UR109-2	0.67	164	199	1.25	2.1	93.5 ±1.5	68.20	1.5	.0510	5.5	0.09	10.0	.0146	1.6	.158
UR109-3	0.00	131	115	0.90	1.7	93.4 ±1.6	68.02	1.7	.0536	6.0	0.11	6.3	.0147	1.7	.275
UR109-4	1.79	108	85	0.81	1.4	97.3 ±1.9	65.74	1.9	.0482	7.1	0.07	31.2	.0149	2.2	.071
UR109-5	-3.50	94	95	1.04	1.2	<b>97.6 ±2.0</b>	<b>65.15</b>	<b>2.0</b>	<b>.0529</b>	<b>7.3</b>	<b>0.18</b>	<b>17.4</b>	<b>.0159</b>	<b>2.6</b>	<b>.151</b>
UR109-6	0.00	61	74	1.26	0.8	95.7 ±2.5	66.28	2.5	.0553	8.9	0.11	9.2	.0151	2.5	.275
UR109-7	2.30	85	82	1.00	1.1	95.0 ±2.0	67.01	2.1	.0519	7.5	0.07	32.3	.0146	2.4	.075
UR109-8	1.40	116	127	1.13	1.5	95.9 ±1.8	66.13	1.8	.0552	7.2	0.09	16.3	.0149	1.9	.118
UR109-9	2.12	96	116	1.24	1.2	91.6 ±1.9	69.03	2.0	.0573	6.8	0.08	24.6	.0142	2.3	.093
UR109-10	1.24	132	108	0.84	1.7	93.0 ±1.7	68.78	1.7	.0482	6.4	0.08	16.1	.0144	1.9	.115

Таблица 1. Окончание

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}/\text{e}, \%$	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ $\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$1\sigma$ $\pm\%$	Err cont
Уракская свита (подстиляет хакаринскую), туф риолита (обр. UR137, 59°37'06"N; 140°55'58"E)															
Детритовые цирконы, возраст наиболее молодой популяции – 79,8 ± 1 млн. лет (2σ)															
UR137-1	1.58	167	228	1.41	2.0	88.9 ± 1.5	71.55	1.7	.0530	6.0	0.08	18.5	.0138	1.9	.101
UR137-2	0.00	61	70	1.19	0.8	91.8 ± 2.6	68.82	2.7	.0584	13.3	0.12	13.5	.0145	2.7	.199
UR137-3	5.78	74	88	1.23	0.9	89.6 ± 2.3	69.54	2.5	.0696	8.2			.0135	4.0	
UR137-4	0.00	41	30	0.76	0.5	85.6 ± 2.9	73.12	3.3	.0661	10.7	0.12	11.2	.0137	3.3	.296
UR137-5	0.14	1037	411	0.41	11.1	79.8 ± 0.5	80.00	0.6	.0502	2.5	0.08	3.0	.0125	0.6	.188
UR137-6	5.61	48	35	0.76	0.6	89.0 ± 2.4	70.39	2.6	.0655	10.2			.0134	3.9	
UR137-7	2.86	50	46	0.95	0.6	84.0 ± 2.3	75.50	2.6	.0559	11.2	0.06	53.9	.0129	3.3	.060
UR137-8	0.77	152	214	1.45	1.9	90.0 ± 1.4	70.59	1.5	.0541	6.2	0.09	11.2	.0141	1.5	.138
UR137-9	0.74	188	196	1.08	2.3	91.8 ± 1.2	69.68	1.2	.0486	5.4	0.08	11.1	.0142	1.3	.119
UR137-10	6.86	55	49	0.91	0.7	88.6 ± 2.2	71.44	2.4	.0572	9.8			.0130	4.3	
Уракская свита (подстиляет хакаринскую), туф риолита (обр. UR149, 59°43'44"N; 141°52'31"E)															
Детритовые цирконы, возраст наиболее молодой популяции – 79,7 ± 2 млн. лет (2σ)															
UR149-1	0.00	286	278	1.00	3.1	79.7 ± 1	80.40	1.4	.0470	4.5	0.08	4.7	.0124	1.4	.289
UR149-2	0.65	243	139	0.59	2.7	82.9 ± 1.3	76.76	1.5	.0530	4.7	0.09	7.8	.0129	1.5	.194
UR149-3	2.92	182	99	0.56	2.1	85.1 ± 1.3	75.04	1.5	.0497	5.7	0.05	39.5	.0129	1.9	.048
UR149-4	-0.06	212	136	0.66	2.4	83.0 ± 1.2	77.02	1.4	.0494	5.2	0.09	5.3	.0130	1.4	.258
UR149-5	0.00	384	317	0.85	4.4	85.6 ± 0.9	74.58	1.0	.0499	3.8	0.09	4.0	.0134	1.0	.263
UR149-6	0.51	358	225	0.65	4.1	86.0 ± 1.0	74.38	1.1	.0482	4.1	0.08	7.9	.0134	1.1	.145
UR149-7	0.78	227	131	0.59	2.6	85.9 ± 1.2	74.40	1.4	.0492	5.2	0.08	9.7	.0133	1.4	.147
UR149-8	0.82	325	256	0.81	3.6	82.7 ± 1.0	77.28	1.1	.0494	4.3	0.08	9.5	.0128	1.2	.128

Примечание. Здесь и далее: СКВО – среднеквадратичное отклонение,  $p$  – вероятность конкордантности. Полу жирным выделены анализы, не вошедшие в расчет среднего возраста из-за высокой вероятности дискордантности или аномального содержания U, Pb. Для туфов, возраст отложения определен по наиболее молодому циркону в детритовой популяции. Погрешности индивидуальных анализов –  $1\sigma$ .  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  – обыкновенный и радиогенный свинец. (1) – скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, используя измеренный  $^{204}\text{Pb}$ . (2) – скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, допуская конкордантность возраста  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.42% (не включено в погрешности индивидуальных анализов). Анализы выполнены на SHRIMP-RG в микроаналитическом центре Стэнфордского университета-USGS (США), аналитик Акинин В.В.

Таблица 2. Результаты U-Pb SHRIMP-RG датирования циркона из вулканических пород Ульинского прогиба ОЧВП (бассейн р. Уляя)

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ppm	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ ±%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$1\sigma$ ±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$1\sigma$ ±%	Егг сорт
<p>Верхненетская толща, игнимбриит андезидаита (обр. 1576, 58°09'34"N, 139°08'00"E)                      Средневзвешенный конкордантный возраст – 106 ± 1.7 млн. лет, СКВО = 0.13, <math>p = 0.7</math>, <math>N = 4</math> из 4                      Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.38%</p>															
1576-1	-0.13	185	228	1.27	2.6	105.4 ± 1.8	60.73	1.7	.0471	5.3	0.11	5.5	.0165	1.7	.299
1576-2	0.60	303	270	0.92	4.4	106.7 ± 1.6	59.54	1.4	.0529	4.8	0.10	14.9	.0166	1.6	.108
1576-3	0.48	132	172	1.35	1.9	104.8 ± 2.0	60.71	1.9	.0519	6.1	0.10	12.5	.0163	2.0	.158
1576-4	0.23	293	344	1.21	4.2	107.3 ± 1.5	59.46	1.4	.0500	4.1	0.12	4.9	.0169	1.4	.294
<p>Гавнийская толща, игнимбриит трахидаита (обр. L4-1, 58°12'N; 139°12'E)                      Средневзвешенный конкордантный возраст – 90 ± 1.1 млн. лет, СКВО = 0.4, <math>p = 0.5</math>, <math>N = 8</math> из 9                      Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.32%</p>															
L4-1	1.47	219	271	1.28	2.63	88.2 ± 1.3	71.5	1.5	0.0594	4.9	0.077	20	0.01366	1.8	.087
L4-2	0.37	332	257	0.80	4.13	92.4 ± 1.1	69.0	1.2	0.0508	4.2	0.08	13	0.01431	1.3	.102
L4-3C	0.52	370	568	1.59	4.46	89.5 ± 1	71.1	1.1	0.0519	4.1	0.0916	7.7	0.01398	1.2	.155
L4-3R	0.72	57	45	0.81	0.65	<b>84.1</b> ± 2.6	75.6	3	0.0534	11	0.097	11	0.01323	3	.268
L4-4	0.08	1466	5335	3.76	18	91.2 ± 0.5	70.1	0.6	0.0485	2.1	0.0939	2.4	0.01424	0.57	.239
L4-5	1.19	167	122	0.75	2.01	88.3 ± 1.5	71.7	1.7	0.0572	5.8	0.081	25	0.01371	2.1	.086
L4-6	–	192	314	1.69	2.34	91.0 ± 1.5	70.4	1.6	0.0469	5.9	0.0919	6.1	0.0142	1.6	.258
L4-7	0.15	397	556	1.45	4.6	86.4 ± 1	74.0	1.1	0.049	4.1	0.0824	6.9	0.01344	1.2	.167
L4-8	0.84	280	435	1.61	3.4	89.8 ± 1.2	70.71	1.3	0.0545	4.6	0.0989	6.9	0.01408	1.3	.195

Таблица 3. Результаты U-Pb SHRIMP датирования циркона из вулканических пород Арманской и Малгано-Ольской вулканоструктур ОЧВП (Охотский сектор)

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}_e$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ $1\sigma$ $\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $1\sigma$ $\pm\%$	Err corr	
Арманская свита, туфопесчаник флоронский, стратотипическое обозначение на р. Армань (обр. AR12, 60°35'00"N, 150°40'00"E)												
Детритовые цирконы, самая молодая популяция (~92 ± 2 млн. лет)												
AR12-25	10.07	73	38	0.53	1	90.4 ±2.5	63.7	2.2	0.1277	5.5	0.0136	6.1
AR12-19	1.26	75	43	0.6	0.9	92.2 ±2.1	68.53	2.2	0.0578	8.5	0.0151	2.2
AR12-4	0.62	349	176	0.52	5.9	125.3 ±1.2	50.63	0.9	0.0534	3.4	0.0197	0.9
AR12-1	0.49	202	51	0.26	4	145.5 ±1.7	43.58	1.1	0.0529	4.1	0.023	1.1
AR12-16	-0.06	226	22	0.1	4.5	148.8 ±1.7	42.85	1.1	0.0486	4.1	0.0234	1.1
AR12-21	2.2	296	64	0.22	6.1	149.3 ±1.6	41.74	0.9	0.0665	4.5	0.023	1.3
AR12-8	-0.01	293	15	0.05	5.9	149.4 ±1.4	42.65	0.9	0.049	3.6	0.0234	1
AR12-2	0.36	215	39	0.19	4.4	150 ±1.7	42.33	1.1	0.0519	4.1	0.0239	1.3
AR12-10	0.25	956	268	0.29	19.8	153.5 ±0.8	41.41	0.5	0.0511	1.9	0.0241	0.5
AR12-15	2.09	246	186	0.78	5.3	156.2 ±1.8	39.92	1.1	0.0658	4.3	0.0242	1.4
AR12-6	-0.11	788	58	0.08	16.9	159 ±0.9	40.08	0.6	0.0483	2.6	0.0249	0.6
AR12-17	0.26	232	154	0.69	6.4	201.9 ±2.0	31.36	1	0.0522	3.5	0.0318	1
AR12-18	0.25	602	701	1.2	16.7	204.1 ±1.3	31.01	0.6	0.0522	2.5	0.0321	0.6
AR12-22	0.09	308	469	1.57	10.2	244 ±1.9	25.91	0.8	0.0518	2.7	0.0386	0.8
AR12-23	1.16	60	44	0.75	2.2	269.8 ±4.7	23.12	1.7	0.0609	6.3	0.043	1.7
AR12-20	1.21	59	23	0.41	2.2	272.8 ±5.1	22.86	1.8	0.0614	8.9	0.0427	2.6
AR12-12	-0.16	171	82	0.5	6.7	286.8 ±2.9	22.02	1	0.0507	3.3	0.0452	1
AR12-9	0.01	635	375	0.61	24.9	287.2 ±1.5	21.95	0.5	0.0521	1.7	0.0455	0.5
AR12-14	0.29	361	244	0.7	16	323.8 ±3.0	19.36	0.9	0.0552	2.9	0.0516	0.9
AR12-13	0.22	143	47	0.34	7.6	384.8 ±3.8	16.22	1	0.0561	2.9	0.0612	1
AR12-11	0.65	724	300	0.43	42.8	426.8 ±1.8	14.52	0.4	0.0606	1.2	0.0688	0.4
AR12-7	0.08	217	106	0.5	14.4	479.8 ±3.6	12.93	0.7	0.0574	2.1	0.0771	0.8
AR12-3	0.3	225	44	0.2	21.9	691 ±4.6	8.81	0.7	0.065	1.6	0.1133	0.7
AR12-5	-0.01	337	53	0.16	39	813.9 ±4.3	7.43	0.5	0.0662	1.2	0.1345	0.5
AR12-24	1.72	1418	8	0.01	352.6	1613.1 ±5.1	3.46	0.2	0.1143	0.7	0.2893	0.2

Таблица 3. Окончание

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ $1\sigma$ $\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ $1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $1\sigma$ $\pm\%$	Err corr				
Нараульская свита, туф андезита пропилитизированный (обр. S1/A98, 60°30'00"N 150°33'00"E) (Hourigan, 2003) Детритовые цирконы, возраст туфа (возраст отложения) по самой молодой популяции – моложе 91 $\pm$ 2.7 млн. лет (полуширным – резко дискордантные значения). Ошибка калибровки стандарта AS57 = 0.45%															
S1-1	0.007	3141	2578	0.82		<b>87.0</b> $\pm$ 0.9	<b>73.64</b> $\pm$ <b>0.80</b>	<b>0.0541</b> $\pm$ <b>1.128</b>							
S1-2	0.001	984	794	0.81		99.6 $\pm$ 1.4	64.20 $\pm$ 0.92	0.0475 $\pm$ 1.789							
S1-3	0.026	2254	1392	0.62		<b>62.1</b> $\pm$ 0.8	<b>103.31</b> $\pm$ <b>1.35</b>	<b>0.0690</b> $\pm$ <b>2.693</b>							
S1-4	0.001	670	339	0.51		97.6 $\pm$ 1.4	65.59 $\pm$ 0.93	0.0493 $\pm$ 3.021							
S1-5	0.001	1071	676	0.63		94.5 $\pm$ 1.4	67.74 $\pm$ 1.01	0.0490 $\pm$ 1.958							
S1-6	0.002	451	236	0.52		95.0 $\pm$ 1.4	67.35 $\pm$ 0.96	0.0495 $\pm$ 3.615							
S1-7	0.005	159	79	0.50		154.8 $\pm$ 3.0	41.15 $\pm$ 0.79	0.0521 $\pm$ 3.757							
S1-8	0.003	181	130	0.72		91.0 $\pm$ 2.7	70.31 $\pm$ 2.08	0.0502 $\pm$ 4.78							
S1-9	0.015	308	107	0.35		<b>124.0</b> $\pm$ 2.2	<b>51.48</b> $\pm$ <b>0.90</b>	<b>0.0601</b> $\pm$ <b>3.028</b>							
S1-10	0.005	131	58	0.44		141.8 $\pm$ 2.5	44.97 $\pm$ 0.79	0.0517 $\pm$ 3.883							
S1-11	0.012	92	38	0.42		159.6 $\pm$ 3.9	39.91 $\pm$ 0.99	0.0576 $\pm$ 8.517							
S1-12	0.002	452	237	0.52		135.5 $\pm$ 2.4	47.08 $\pm$ 0.84	0.0499 $\pm$ 2.724							
Ольская свита (Янское плато базальтов), туф риолита флоронский (обр. OL30, ПФ-4/30-724 – 60°41'17"N, 148°31'03"E) Возраст около 81–82 млн. лет / Ошибка калибровки стандарта R33 = 0.21%															
OL30	–	523	259	0.51	5.72	81.55 $\pm$ 0.67	78.61	0.0471	3.6	0.0677	10	0.01259	0.92	.089	
Мыгдыкитская свита. Дайка трахириолита, прорывающая базальты ольского плато (обр. КА524-7а, 60°39'18"N, 155°15'43"E) Средневзвешенный возраст – 76.8 $\pm$ 0.7 млн. лет, СКВО = 1.2 $p$ = 0.3, $N$ = 8 из 10 Ошибка калибровки стандарта R33 = 0.39%															
524-1	0.05	367	190	0.54	3.56	<b>72.4</b> $\pm$ 1.2	<b>88.5</b> $\pm$ 1.6	<b>0.0479</b> $\pm$ 1.6	<b>5.1</b> $\pm$ 0.682	<b>0.0682</b> $\pm$ 8.3	<b>8.3</b> $\pm$ 0.01125	<b>1.6</b> $\pm$ 0.01176	<b>0.20</b> $\pm$ 1.1	.276	
524-2	0.47	919	462	0.52	9.33	75.31 $\pm$ 0.86	84.7	1.1	0.0512	2.7	0.0783	4.1	0.01176	1.1	.404
524-3	0.23	1947	759	0.40	20	76.37 $\pm$ 0.78	83.71	1	0.04936	2	0.0793	2.5	0.01193	1	.301
524-4	–	319	105	0.34	3.25	75.9 $\pm$ 1.2	84.6	1.5	0.0459	4.8	0.0748	5.1	0.01183	1.5	.320
524-5	0.34	384	215	0.58	4.06	78.5 $\pm$ 1.1	81.3	1.4	0.0503	4.3	0.0852	4.5	0.01229	1.4	.183
524-6	0.42	408	189	0.48	4.26	77.5 $\pm$ 1.1	82.3	1.4	0.0509	4.1	0.0774	8	0.01208	1.5	.339
524-7	0.44	500	286	0.59	5.15	76.5 $\pm$ 1	83.4	1.3	0.051	3.7	0.0844	3.9	0.01199	1.3	.164
524-8	0.61	364	185	0.53	3.94	80.3 $\pm$ 1.2	79.3	1.4	0.0524	4.9	0.0782	9.1	0.0125	1.5	.170
524-9	0.22	304	127	0.43	3.1	76 $\pm$ 1.2	84.1	1.6	0.0493	5	0.0718	9.6	0.01181	1.6	.199
524-10	–	440	235	0.55	4.76	<b>81</b> $\pm$ 1.1	<b>79.6</b> $\pm$ 1.4	<b>0.0434</b> $\pm$ 1.4	<b>4.1</b> $\pm$ 0.673	<b>0.0673</b> $\pm$ 7	<b>0.0125</b> $\pm$ 1.4	<b>1.6</b> $\pm$ 0.01181	<b>1.4</b> $\pm$ 0.01181	<b>1.6</b> $\pm$ 0.01181	<b>1.6</b> $\pm$ 0.01181

Таблица 4. Результаты U-Pb изотопного датирования циркона из гранитоидов Неорчанской и Нухской интрузий (Охотский сектор ОЧВП)

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ $\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$1\sigma$ $\pm\%$	Егг сотг
Неорчанский Плутон, главная фаза – адамелит (обр. КА55 – 60°25'43"N, 151°37'48"E) Средневзвешенный возраст – 99 ± 3 млн. лет, СКВО = 6, N = 10 из 10 Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.39% (не включено в погрешности единичных анализов)															
КА55-1	–	139	64	0.48	1.8	96.6 ±1.9	66.2	1.9	0.0477	6.5	0.059	33	0.01475	2.2	.067
КА55-2	0.25	171	59	0.36	2.17	94 ±1.7	67.9	1.8	0.0499	5.6	0.073	18	0.01448	1.9	.105
КА55-3	0.44	264	157	0.61	3.49	98 ±1.5	64.98	1.5	0.0515	4.4	0.1	8.1	0.01531	1.6	.192
КА55-4	–	158	49	0.32	1.98	93.3 ±1.7	68.7	1.8	0.0464	6.1	0.066	29	0.01431	2.2	.074
КА55-5	0.39	345	112	0.34	4.77	102.4 ±1.4	62.22	1.4	0.0512	3.8	0.072	21	0.01571	1.6	.078
КА55-6	–	160	55	0.36	2.14	100.2 ±1.8	64	1.8	0.0466	5.9	0.081	14	0.01547	1.9	.138
КА55-7	0.14	213	110	0.54	2.85	99.8 ±1.6	64	1.6	0.0492	4.8	0.0944	8.1	0.01552	1.6	.199
КА55-8	–	303	165	0.56	4.2	103.5 ±1.4	61.94	1.4	0.0462	4.2	0.1044	4.5	0.01616	1.4	.311
КА55-9	0.09	370	206	0.58	5.18	104.1 ±1.4	61.35	1.4	0.0488	3.8	0.0982	7.1	0.0162	1.4	.197
КА55-10	–	191	65	0.36	2.47	96.8 ±1.6	66.3	1.7	0.0453	5.4	0.082	13	0.01497	1.7	.140
Неорчанский плутон, северная часть. Гранодиорит-порфир (обр. 45А, 60°30'02"N, 151°35'41"E, р. Угрюмый) Средневзвешенный возраст – 94 ± 1.4 млн. лет, СКВО = 0.6, p = 0.6, N = 5 из 5 Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.39%															
45А-1	0.00	302	59	0.20	3.8	93.3 ±1.1	68.48	1.2	.0495	4.1	0.10	4.3	.0146	1.2	.270
45А-2	2.68	110	124	1.16	1.4	94.1 ±1.8	67.64	1.8	.0520	6.5	0.06	37.8	.0144	2.2	.059
45А-3	–2.65	155	173	1.15	1.9	93.0 ±1.5	68.67	1.6	.0497	6.0	0.15	15.2	.0149	2.1	.135
45А-4	1.89	131	42	0.33	1.7	94.8 ±1.7	67.58	1.8	.0469	6.6	0.06	25.3	.0145	2.0	.077
45А-5	3.15	59	19	0.34	0.8	97.0 ±2.5	65.32	2.5	.0556	8.5	0.06	49.4	.0148	3.0	.060



Таблица 4. Окончание

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{1\sigma}$ ±%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{1\sigma}$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{1\sigma}$ ±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{1\sigma}$ ±%	Err corr
Ксенолит гранатового ортогнейса в гранодиорит-порфире Неорчанского плутона (обр. 06-10, 60°30'02"N, 151°35'41"E, р. Угрюмый)															
Средневзвешенный конкордантный возраст – 95.3 ± 1.4 млн. лет, СКВО = 0.15, p = 0.7, N = 12 из 12															
Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.39%															
06-10.1.1	1.41	248	43	0.18	3.24	96.0	65.7	2.5	0.059	3.9	0.099	24	0.01501	2.9	.120
06-10.2.1	0.34	674	357	0.55	8.52	93.8	68.00	2.4	0.0504	2.5	0.0964	5.5	0.01466	2.4	.433
06-10.2.2	0.54	239	42	0.18	3.02	93.3	68.00	2.5	0.0544	4	0.101	9.9	0.01462	2.6	.263
06-10.3.1	0.39	1127	748	0.69	14.50	96.0	66.6	2.3	0.04918	2	0.095	7.3	0.01496	2.4	.326
06-10.4.1	1.94	145	67	0.48	1.94	98.7	64.00	2.7	0.0579	4.9	0.09	30	0.01533	3.1	.104
06-10.5.1	0.50	380	106	0.29	5.06	98.6	64.5	2.4	0.0519	3.2	0.1019	6.7	0.01542	2.5	.369
06-10.6.1	0.46	326	206	0.66	4.23	96.2	66.1	2.5	0.0523	3.5	0.101	6.8	0.01506	2.5	.363
06-10.6.2	0.92	238	40	0.17	3.00	92.3	68.2	2.6	0.0609	4.1	0.108	12	0.01453	2.7	.224
06-10.7.1	1.34	388	61	0.16	4.86	92.4	68.6	2.4	0.0558	3.2	0.09	15	0.01439	2.6	.170
06-10.8.1	0.29	1178	414	0.36	15.10	95.2	67.2	2.3	0.04855	2	0.0947	5.8	0.01484	2.4	.406
06-10.7.2	1.94	79	38	0.50	1.07	98.3	63.00	3	0.0731	7.5	0.124	28	0.01556	3.6	.127
06-10.9.1	0.61	381	62	0.17	4.93	95.9	66.5	2.4	0.0511	3.3	0.0955	8.2	0.01495	2.5	.303
Ксенолит крупнозернистого гранита (интрузия Нух) в туфах ольской свиты (обр. КА142 – 60°25'N, 151°37'E)															
Средневзвешенный возраст – 87.5 ± 0.5 млн. лет, СКВО = 1.8, p = 0.1, N = 6 из 6															
Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.21%															
КА142-3	0.01	209	79	0.39	2.4	85.58	74.82	1.1	0.0478	5.9	0.0783	9	0.01328	1.1	.128
КА142-4	0.13	655	264	0.42	7.64	86.79	73.68	0.63	0.0487	3.4	0.0991	5.8	0.013639	0.71	.123
КА142-1	–	397	189	0.49	4.63	87.28	73.63	0.8	0.0449	4.3	0.084	4.4	0.01358	0.8	.182
КА142-2	0.00	543	269	0.51	6.39	87.72	72.99	0.67	0.0478	3.6	0.0779	7.1	0.013594	0.73	.103
КА142-6	0.03	886	418	0.49	10.5	88.13	72.63	0.54	0.048	2.9	0.0903	3.1	0.013761	0.54	.176
КА142-5	–	246	98	0.41	2.93	88.89	72.3	1	0.0447	6.6	0.0732	11	0.01373	1.1	.098
Нухский интрузив, субщелочной гранит – прорывает Неорчанский плутон (обр. КА53 – 60°25'55"N, 151°38'18"E)															
Средневзвешенный конкордантный возраст – 86.5 ± 1.4 млн. лет, СКВО = 1.1, p = 0.3, N = 3 из 3															
Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.39%															
КА53-1	0.34	392	145	0.38	4.58	86.7	73.6	1.4	0.0504	4.4	0.0897	5.8	0.01355	1.4	.237
КА53-2	0.44	216	73	0.35	2.56	87.8	72.6	1.6	0.0513	6.4	0.0892	9.1	0.01371	1.7	.182
КА53-3	–	462	196	0.44	5.32	86	74.58	1.3	0.0464	3.9	0.0815	5.5	0.01337	1.3	.247

Таблица 5. Результаты U-Pb изотопного датирования циркона из магматических пород Омсукчанского прогиба ОЧВП

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ $\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$1\sigma$ $\pm\%$	Егг согт
Аскольдинская свита, игнимбрит трахириолита, месторождение Дукаг (обр. ASK1, 62°34'30"N; 155°16'45"E)															
Средневзвешенный конкордантный возраст – 134.6 ± 1.3 млн. лет, СКВО = 2.2, p = 0.14, N = 8 из 11 (кроме выделенных полужирным)															
Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.42% (не включено в погрешности единичных анализов)															
ASK-1	0.11	34	18	0.55	0.522	<b>113.2</b>	<b>56.4</b>	<b>3.2</b>	<b>0.0492</b>	<b>11</b>	<b>57.9</b>	<b>3.7</b>	<b>0.028</b>	<b>54</b>	<b>0.067</b>
ASK-2	0.14	78	53	0.70	1.4	132.5	48.1	2.1	0.0498	6.9	48.1	2.1	0.0498	6.9	0.143
ASK-3	0.27	364	309	0.88	6.71	136.3	46.65	1.3	0.0509	3.2	46.85	1.3	0.0476	5.7	0.140
ASK-3R	0.33	390	358	0.95	6.93	131.5	48.37	1.2	0.0513	3.1	48.82	1.3	0.0439	8.4	0.124
ASK-4	0.24	309	213	0.71	5.59	134.2	47.41	1.3	0.0506	3.6	47.54	1.3	0.0485	4.7	0.141
ASK-5	2.33	628	657	1.08	11.6	134	46.51	1.1	0.0672	2.5	47.71	1.3	0.0471	10	0.136
ASK-6	0.06	366	236	0.67	6.82	138	46.19	1.3	0.0493	3.2	46.28	1.3	0.0477	4	0.142
ASK-7	0.67	46	23	0.51	0.806	130.5	48.6	2.7	0.054	8.9	48.6	2.7	0.054	8.9	0.153
ASK-8	–	702	520	0.77	12.9	136.7	46.7	1.1	0.0483	2.3	46.83	1.1	0.0461	3.3	0.136
ASK-8R	0.21	280	133	0.49	5.5	<b>146.5</b>	<b>43.40</b>	<b>1.4</b>	<b>0.0507</b>	<b>3.8</b>	<b>0.13</b>	<b>12.3</b>	<b>.0228</b>	<b>1.5</b>	<b>.124</b>
ASK-9	0.73	28	16	0.58	0.522	136.2	<b>46.5</b>	<b>3.3</b>	<b>0.0546</b>	<b>11</b>	<b>51.3</b>	<b>5.7</b>			
Дукатская интрузия, гранит, месторождение Дукаг, скважина 101, глубина 1000 м. (обр. 101-5, 62°34'55"N; 155°16'00"E)															
Средневзвешенный конкордантный возраст – 84 ± 0.8 млн. лет, СКВО = 1.9, p = 0.2, N = 5 из 6															
Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.42%															
101-5_1	<b>19.93</b>	260	70	0.28	3.9	<b>91.3</b>	<b>57.85</b>	<b>3.3</b>	<b>.1907</b>	<b>38.2</b>			<b>.0138</b>	<b>11.8</b>	
101-5_2	0.38	421	134	0.33	4.8	84.6	75.35	1.0	.0519	3.6	0.09	5.1	.0132	1.0	.199
101-5_3	0.79	154	62	0.41	1.7	83.6	76.38	1.6	.0499	6.1	0.08	12.1	.0130	1.7	.142
101-5_4	0.00	358	120	0.35	4.0	84.3	75.97	1.1	.0476	4.0	0.09	4.1	.0132	1.1	.257
101-5_5	0.74	384	185	0.50	4.4	84.9	75.58	1.1	.0462	4.0	0.07	8.3	.0131	1.1	.133
101-5_6	0.60	392	120	0.31	4.4	83.6	76.56	1.1	.0484	4.0	0.08	7.3	.0130	1.1	.151

Таблица 5. Окончание

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ $\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$1\sigma$ $\pm\%$	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$1\sigma$ $\pm\%$	Err cont
Надежинский комплекс, невадит субвулканический, м-е Арыллах (обр. А-19, 63°11'30"N; 155°07'30"E)															
Средневзвешенный конкордантный возраст – 86.3 ± 1 млн. лет, СКВО = 0.1, p = 0.7, N = 9 из 10															
Погрешность калибровки стандарта R33 – 0.42%															
А-19.1.1	0.00	446	210	0.49	5.07	84.6	75.6	1.7	0.0484	2.9	0.0882	3.4	0.01323	1.7	.503
А-19.2.1	–	735	236	0.33	7.73	<b>78.3</b>	<b>81.7</b>	<b>1.7</b>	<b>0.0485</b>	<b>2.3</b>	<b>0.0821</b>	<b>2.9</b>	<b>0.01224</b>	<b>1.7</b>	<b>.576</b>
А-19.2.2	0.00	311	167	0.55	3.55	84.8	75.3	1.8	0.0505	3.4	0.0924	3.9	0.01329	1.8	.474
А-19.3.1	0.11	1850	576	0.32	21.3	85.7	74.7	1.6	0.04817	1.6	0.0872	2.5	0.01338	1.6	.629
А-19.4.1	0.03	858	258	0.31	10.4	90.1	71.2	1.7	0.0469	2.8	0.0904	3.3	0.01405	1.7	.509
А-19.5.1	0.52	1127	357	0.33	12.9	84.9	75.2	1.6	0.0505	2.5	0.0846	5.5	0.01323	1.6	.301
А-19.5.2	0.66	608	275	0.47	7.03	86.1	74.4	1.8	0.0479	3.4	0.0784	9.3	0.01336	1.9	.204
А-19.6.1	0.99	244	91	0.38	2.92	88.4	72	2	0.0527	5.1	0.085	13	0.01376	2.1	.161
А-19.7.1	0.22	324	152	0.49	3.77	86.8	73.9	1.9	0.0469	4.6	0.0841	6.4	0.01351	1.9	.301
А-19.8.1	0.00	459	467	1.05	5.39	87.5	73.1	1.8	0.0486	3.8	0.0917	4.2	0.01368	1.8	.433
Ингузский Маяк, наханский комплекс, гранит (обр. ОМ18, 62°08'04"N; 155°10'33"E)															
Средневзвешенный возраст – 82.5 ± 2 млн. лет, СКВО = 2.7, p = 0.01, N = 9 из 13															
Погрешность калибровки стандарта AS57 – 0.48% (не включено в погрешности индивидуальных анализов)															
ОМ18-1.1	2.13	410	207	0.52	3.7	<b>65.6</b>	<b>95.68</b>	<b>2.3</b>	<b>.0642</b>	<b>6.8</b>	<b>0.09</b>	<b>7.1</b>	<b>.0105</b>	<b>2.3</b>	<b>.318</b>
ОМ18-2.1	1.28	735	325	0.46	7.6	<b>76.0</b>	<b>83.19</b>	<b>1.7</b>	<b>.0577</b>	<b>4.1</b>	<b>0.10</b>	<b>4.4</b>	<b>.0120</b>	<b>1.7</b>	<b>.395</b>
ОМ18-3.1	1.76	681	341	0.52	7.4	79.3	79.34	1.8	.0615	4.1	0.06	22.0	.0122	2.0	.090
ОМ18-4.1	7.80	363	243	0.69	4.2	79.3	74.50	1.9	.1095	3.9	0.17	9.0	.0131	2.1	.238
ОМ18-6.1	1.26	611	275	0.47	6.9	83.0	76.23	1.8	.0577	6.2	0.08	16.5	.0129	1.9	.118
ОМ18-5.1	0.70	466	184	0.41	5.2	81.9	77.64	1.8	.0532	7.6	0.07	17.5	.0126	1.9	.111
ОМ18-7.1	6.45	480	187	0.40	5.8	84.4	70.99	1.8	.0989	12.1	0.07	47.3	.0131	2.5	.054
ОМ18-8.1	0.51	526	210	0.41	6.1	<b>86.4</b>	<b>73.71</b>	<b>1.7</b>	<b>.0518</b>	<b>4.0</b>	<b>0.10</b>	<b>4.3</b>	<b>.0136</b>	<b>1.7</b>	<b>.399</b>
ОМ18-9.1	0.79	842	294	0.36	10.1	<b>88.6</b>	<b>71.68</b>	<b>1.9</b>	<b>.0540</b>	<b>3.8</b>	<b>0.09</b>	<b>8.5</b>	<b>.0138</b>	<b>1.9</b>	<b>.226</b>
ОМ18-10.1	1.43	720	359	0.52	8.0	81.3	77.66	1.7	.0590	3.4	0.07	13.4	.0126	1.8	.133
ОМ18-11.1	1.31	591	219	0.38	6.6	82.1	76.96	1.7	.0581	3.9	0.10	4.2	.0130	1.7	.408
ОМ18-12.1	0.76	663	249	0.39	7.7	85.8	74.11	1.7	.0537	3.5	0.08	6.8	.0133	1.7	.248
ОМ18-13.1	0.52	829	320	0.40	9.6	85.8	74.26	1.6	.0518	3.1	0.08	6.7	.0133	1.6	.244

Таблица 6. Результаты U-Pb SHRIMP датирования циркона из вулканических пород Гайчанской кальдеры ОЧВП (Охотский сектор)

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ , ppm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , ppm	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ , ppm	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , ppm	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ , ppm	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , ppm	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ , ppm	Err cont
Ольская свита, итгнимбриг риодацита, Гайчанская кальдера (обр. КА66, 60°08'16"N; 151°12'38"N)															
Средневзвешенный возраст – 81.2 ± 1.4 млн. лет, СКВО = 3, p = 0.002, N = 10 из 10															
Ошибки калибровки стандарта R33 = 0.39%															
КА66-1	0.13	477	617	1.34	81.7 ± 1.1	78.3	1.3	0.0487	3.7	0.078	6.3	0.0127	1.3	0.0127	0.212
КА66-1R	0.20	239	92	0.40	82.1 ± 1.4	77.9	1.7	0.0492	5.5	0.061	21	0.01261	1.9	0.01261	0.089
КА66-2	0.18	211	77	0.38	83.9 ± 1.5	76.2	1.7	0.0491	5.6	0.07	14	0.01296	1.8	0.01296	0.127
КА66-3	0.38	274	107	0.40	82.3 ± 1.3	77.6	1.6	0.0507	4.9	0.0761	11	0.01277	1.6	0.01277	0.156
КА66-4	—	196	68	0.36	82.4 ± 1.5	77.9	1.8	0.0462	6	0.0817	6.3	0.01284	1.8	0.01284	0.282
КА66-5	0.58	164	52	0.33	84.3 ± 1.6	75.5	1.9	0.0523	6.2	0.075	22	0.01307	2.2	0.01307	0.100
КА66-6	0.17	321	125	0.40	78.4 ± 1.2	81.6	1.5	0.0489	4.5	0.0711	9.5	0.01216	1.5	0.01216	0.162
КА66-7	0.33	134	51	0.40	85.8 ± 1.8	74.4	2.1	0.0504	8.2	0.069	20	0.01323	2.2	0.01323	0.111
КА66-8	0.85	176	67	0.39	81.9 ± 1.5	77.5	1.8	0.0544	6.1	0.0857	11	0.0128	1.9	0.0128	0.179
КА66-9	0.51	207	70	0.35	80.5 ± 1.4	79.2	1.7	0.0517	5.6	0.062	22	0.01239	2	0.01239	0.091
Ольская свита, итгнимбриг риодацита, Гайчанская кальдера (обр. КА66-9, 60°08'27"N; 151°13'43"N)															
Средневзвешенный конкордантный возраст – 80.6 ± 1.2 млн. лет, СКВО = 3.3, p = 0.07, N = 10 из 10															
Ошибки калибровки стандарта R33 = 0.51%															
КА66-9.1.1	3.24	203	81	0.41	79.4 ± 2	78.6	2.5	0.0686	6.2	81.2	3.7	0.043	52	0.043	0.073
КА66-9.2.1	1.37	752	443	0.61	80.3 ± 1.2	79.1	1.5	0.0547	3.5	80.2	1.7	0.0438	16	0.0438	0.075
КА66-9.3.1	2.56	567	368	0.67	85.1 ± 1.5	74.2	1.7	0.0587	6	76.2	2	0.0384	23	0.0384	0.069
КА66-9.4.1	6.84	290	150	0.53	79.5 ± 1.6	77.3	1.9	0.0793	5.8	83	3.1	0.024	86	0.024	0.039
КА66-9.5.1	0.83	363	139	0.40	81.2 ± 1.5	78.1	1.8	0.0553	4.8	78.8	1.9	0.0487	12	0.0487	0.085
КА66-9.6.1	1.50	353	200	0.58	83.6 ± 1.7	75.9	2	0.0553	7.7	77	2.2	0.0435	19	0.0435	0.078
КА66-9.7.1	2.94	343	172	0.52	77.9 ± 1.4	81.1	1.8	0.0583	4.7	83.5	2.3	0.035	32	0.035	0.057
КА66-9.8.1	3.26	471	203	0.45	82.6 ± 1.4	76.2	1.6	0.0617	5.9	78.8	2.1	0.036	31	0.036	0.062
КА66-9.9.1	2.43	290	108	0.39	81.7 ± 1.8	77.4	2.1	0.0574	5.3	79.4	2.6	0.038	31	0.038	0.066
КА66-9.10.1	5.87	156	47	0.31	80.9 ± 2	75.7	2.3	0.0829	9	80.4	3.6	0.036	65	0.036	0.062
Ольская свита, итгнимбриг риодацита, Гайчанская кальдера (обр. V10, 60°05'53"N; 151°11'50"N)															
Средневзвешенный конкордантный возраст – 80.4 ± 2.1 млн. лет, СКВО = 1.5, p = 0.22, N = 10 из 10															
Ошибки калибровки стандарта TEMORA = 0.42%															
V10-1.1	0.55	238	191	0.83	83.5 ± 1.7	76.7	2	0.0475	5.6	0.0771	12	0.01297	2	0.01297	0.169
V10-2.1	0.96	186	194	1.08	78.2 ± 1.7	81.3	2.1	0.0539	6.1	0.0777	12	0.01218	2.2	0.01218	0.178
V10-3.1	1.36	163	156	0.99	70.4 ± 1.5	90.8	2.2	0.05	5.6	0.059	18	0.01086	2.3	0.01086	0.128
V10-4.1	1.31	165	180	1.13	80.6 ± 1.7	79.3	2.1	0.0494	5.2	0.067	23	0.01245	2.3	0.01245	0.101
V10-5.1	1.27	122	109	0.92	78.9 ± 1.8	80.5	2.3	0.054	5.8	0.074	16	0.01227	2.4	0.01227	0.152
V10-6.1	1.52	142	93	0.68	81.5 ± 1.7	78.7	2.1	0.0471	5.6	0.06	36	0.01252	2.6	0.01252	0.072
V10-7.1	0.00	386	167	0.45	91.3 ± 1.6	70	1.7	0.0494	3.2	0.0973	3.7	0.01429	1.7	0.01429	0.474
V10-7.2	2.57	126	140	1.15	90.1 ± 2.1	69.2	2.3	0.0685	5.4	0.093	26	0.01408	2.7	0.01408	0.103
V10-8.1	1.76	122	88	0.74	73.7 ± 1.9	85.3	2.5	0.063	5.6	0.078	20	0.01153	2.7	0.01153	0.139
V10-9.1	0.00	1024	2139	2.16	84.7 ± 1.4	75.7	1.6	0.04676	2.1	0.0852	2.7	0.01321	1.6	0.01321	0.604

Таблица 6. Окончание

Номер образца + точка	$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$ %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ ±%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$1\sigma$ ±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$1\sigma$ ±%	Err cont
Гайчанская кальдера, ольская свита, игнимбриг риодацита (обр. V15, 60°05'53"N; 151°09'51"E)															
Средневзвешенный возраст – 80.7 ± 3 млн. лет, N = 2															
Ошибка калибровки стандарта R33 = 0.55%															
V15-1	0.51	171	89	0.54	1.8	79.4 ± 0.9	80.32	1.1	.0516	5.8	0.03	59.1	.0120	1.8	.030
V15-2	0.13	430	407	0.98	4.7	81.6 ± 0.6	78.42	0.7	.0487	3.6	0.08	6.6	.0127	0.7	.113
Хольчанская свита, туф риодацита, Гайчанская кальдера (обр. КА69, 60°09'27"N; 151°14'47"E)															
Нижнее пересечение конкордии = 84.5 ± 1.8 млн. лет, СКВО = 1.8															
Ошибка калибровки стандарта R33 = 0.39%															
КА69-1	6.30	719	386	0.55	8.5	82.6 ± 1.2	72.64	1.2	.0977	6.7	0.08	22.9	.0129	1.5	.068
КА69-2	-0.30	367	141	0.40	4.1	82.6 ± 1.2	77.78	1.4	.0453	5.2	0.08	7.0	.0128	1.4	.203
КА69-3	0.26	250	160	0.66	2.9	85.7 ± 1.4	74.49	1.6	.0498	5.0	0.09	5.3	.0134	1.6	.302
КА69-4	0.81	235	141	0.62	2.8	87.1 ± 1.4	72.93	1.6	.0542	4.8	0.10	5.1	.0137	1.6	.315
КА69-5	0.67	238	126	0.55	2.6	80.7 ± 1.4	78.88	1.7	.0530	5.1	0.08	18.8	0.01	1.93	0.10
КА69-6	0.09	260	116	0.46	3.0	85.1 ± 1.3	75.16	1.6	.0485	4.9	0.09	5.1	.0133	1.6	.305
КА69-7	0.41	163	63	0.40	1.9	85.1 ± 1.6	74.98	1.8	.0510	6.0	0.07	21.0	.0131	2.0	.097
КА69-8	-0.16	307	129	0.43	3.6	87.6 ± 1.3	73.20	1.5	.0465	4.6	0.11	10.0	.0138	1.6	.162
КА69-9	0.66	200	114	0.59	2.1	79.0 ± 1.4	80.72	1.8	.0528	5.5	0.08	9.5	.0123	1.8	.190
КА69-10	-0.15	363	176	0.50	4.2	85.6 ± 1.2	74.93	1.4	.0466	4.2	0.07	11.3	.0132	1.5	.132
Веринский комплекс, риолит, основание Гайчанской кальдеры (обр. ВЕР4р, 60°05'50"N; 151°12"E)															
Средневзвешенный конкордантный возраст – 150.3 ± 0.8 млн. лет, СКВО = 1.1, p = 0.3, N = 10 из 10															
Ошибка калибровки стандарта TEMORA = 0.21%															
ВЕР-4-1.1	–	638	346	0.56	13	150.4 ± 1.2	42.38	0.84	0.0481	7.9	0.157	8.3	0.0236	0.84	.508
ВЕР-4-2.1	–	736	450	0.63	14.9	150 ± 1.2	42.48	0.79	0.0528	6.3	0.171	6.7	0.02354	0.79	.552
ВЕР-4-3.1	–	1003	600	0.62	20.5	150.8 ± 1.1	42.24	0.7	0.0487	5.7	0.1591	6.1	0.02367	0.7	.587
ВЕР-4-4.1	1.81	391	226	0.60	8	149.1 ± 1.7	42.75	1.2	0.0466	11	0.15	12	0.02339	1.2	.609
ВЕР-4-4.2	3.86	497	229	0.47	10.1	150.1 ± 1.4	42.45	0.92	0.0513	11	0.167	11	0.02356	0.92	.340
ВЕР-4-5.1	–	357	184	0.53	7.25	149.9 ± 1.8	42.49	1.2	0.0521	16	0.169	17	0.02353	1.2	.413
ВЕР-4-6.1	1.69	550	295	0.55	11.3	150.9 ± 1.4	42.23	0.92	0.0472	9.7	0.154	10	0.02368	0.92	.467
ВЕР-4-7.1	–	442	189	0.44	8.93	149.7 ± 1.4	42.58	0.97	0.0526	9.5	0.17	9.8	0.02349	0.97	.428
ВЕР-4-8.1	–	528	304	0.59	10.9	152.4 ± 1.4	41.8	0.92	0.0542	8.9	0.179	9.3	0.02392	0.92	.446
ВЕР-4-8.2	0.65	1084	668	0.64	21.8	149.7 ± 0.99	42.57	0.67	0.0516	5.4	0.167	5.7	0.02349	0.67	.537

этого минерала спектры распределения редкоземельных элементов (REE) с обеднением легкими REE относительно тяжелых  $((La/Yb)_{CH})$  обычно меньше 0.001), ярко выраженной положительной аномалией Ce ( $Ce/Ce^* = 20-405$ ) и в разной степени проявленной отрицательной аномалией Eu ( $Eu/Eu^* = 0.04-0.82$ ) на спайдерграммах, нормированных к хондриту. Мы установили (Акинин и др., 2009), что узкий интервал вариаций легких REE и выраженная положительная аномалия Ce на графиках характерны для лав и гранитоидов с унимодальной популяцией возрастов в цирконах. Для случаев же полимодального распределения, когда намечается несколько возрастных кластеров цирконов в одном образце, как правило, характерны широкие вариации легких и средних REE, обогащение La, Ce и Nd, “подавленная” аномалия Ce ( $Ce/Ce^*$  до 0.05–1). Учитывая несовместимое поведение легких REE и предпочтительность концентрирования их в остаточных расплавах и флюидах, мы интерпретируем последний случай “расширенного” спектра LREE на спайдерграммах, как отражение метасоматических изменений в цирконах (Hoskin, Schaltegger, 2003), приводящих к нарушению изотопного равновесия.

**Западно-Охотская фланговая зона.** В Западно-Охотской фланговой зоне выделяется крупнейший Ульяновский прогиб, в котором мы исследовали полные разрезы вулканических пород ОЧВП. В верховьях р. Урак вулканические разрезы начинаются с “допоясистой” учуликанской свиты, сложенной палеотипными базальтами и андезитами (Белый, 1977; Лебедев, 1987). Наши предварительные K-Ag датировки показали, что возраст этих пород не моложе  $132 \pm 6$  млн. лет. Выше залегают вулканические свиты и толщи, традиционно относимые к ОЧВП, разрез начинается с игнимбринов риолитов нижней еманринской свиты, циркон из которых имеет U-Pb возраст около  $103 \pm 1$  млн. лет, а для верхней еманринской свиты — около  $94 \pm 1$  млн. лет (альб–сеноман, табл. 1, рис. 4). Возраст перекрывающих их риолитов амкинской свиты от 85 до 88 млн. лет, что отвечает возрасту главного импульса кислого вулканизма в ОЧВП (Акинин, Ханчук, 2005). Туфы риолитов уражской свиты, непосредственно подстилающие базальты хакаринской свиты, венчающие вулканический разрез, имеют возраст около  $80 \pm 1$  млн. лет (табл. 1, рис. 4).

В среднем течении р. Улья, U-Pb SHRIMP методом по цирконам получены для нижней части разреза ульянской серии пять последовательных датиро-

вок от 106 до 90 млн. лет (Мишин и др., 2008). Циркон из самой нижней нетской толщи имеет U-Pb возраст около  $106 \pm 2$  млн. лет, что является наиболее древней из существующих U-Pb датировок для ОЧВП (табл. 2). Для тоттинского комплекса U-Pb возраст составил около 97 млн. лет. Все остальные три образца их верхних эйкандинской и гавынской толщ района показали U-Pb возраст около  $90 \pm 2$  млн. лет. В Западно-Охотской фланговой зоне намечается спад/перерыв вулканической активности в интервале от 97 до 92 млн. лет.

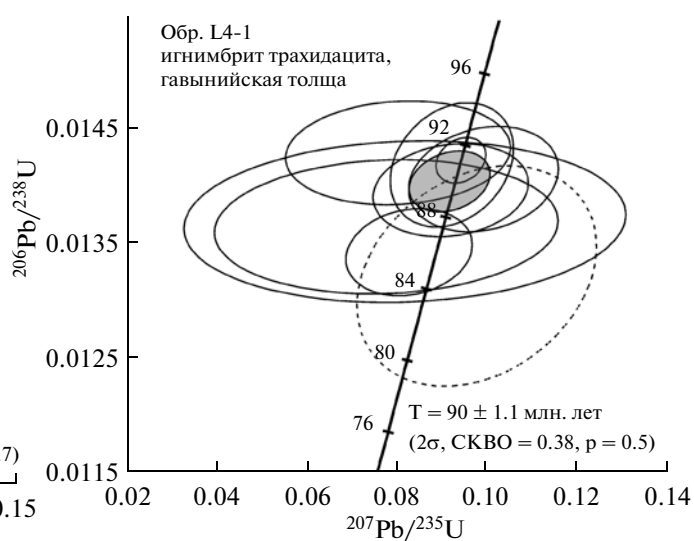
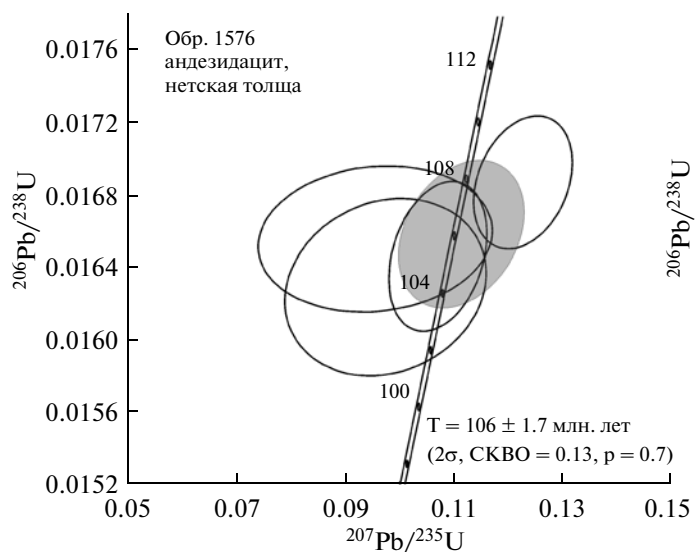
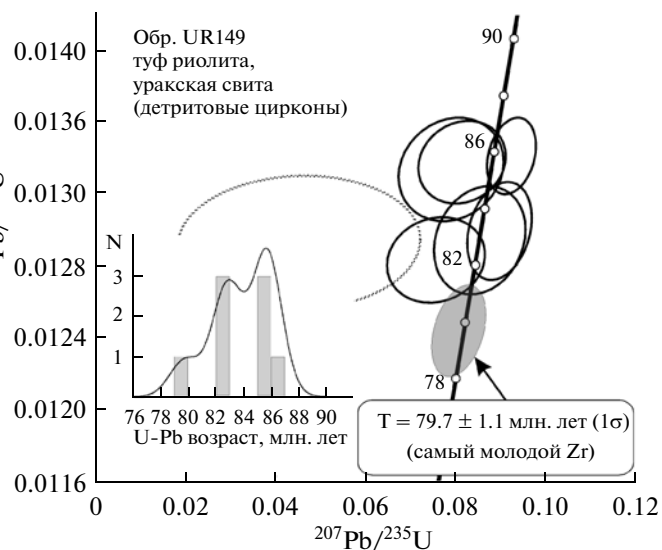
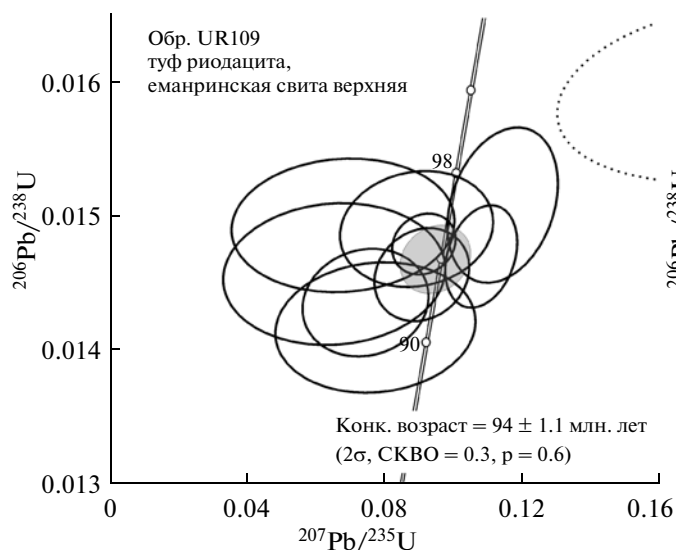
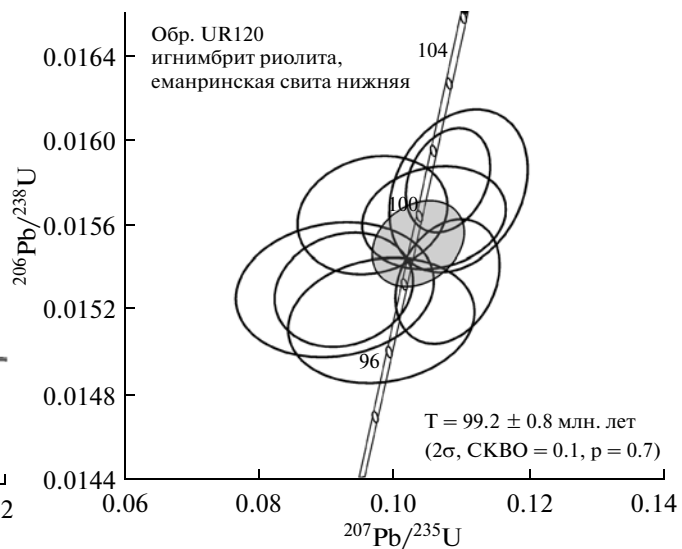
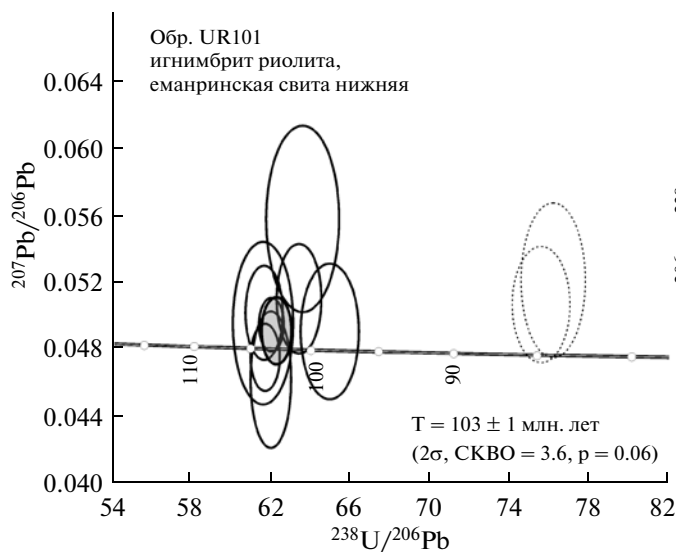
**Охотский сектор.** К наиболее древним вулканическим свитам в Охотском секторе относят арманскую осадочно-вулканогенную свиту (содержит стратотипический “арманский комплекс флоры” с дискутируемым возрастом от позднего альба, по (Самылина, 1988), до коньяка, по (Щепетов, 1995), и одновозрастную с ней нараулийскую свиту андезитов. Арманские туфоалевролиты, туфопесчаники и туфоконгломераты свиты традиционно относятся к основанию вулканогенного разреза ОЧВП в Северном Приохотье, так как несогласно залегают на смятых в складки юрских терригенных комплексах мезозой. В образце туфопесчаника арманской свиты с отпечатком флоры из стратотипического обнажения на р. Армань мы датировали U-Pb методом 25 кристаллов циркона. Возраст отложения туфопесчаника и арманского флористического комплекса, соответственно, туронский, так как для самого молодого обломочного циркона получена дата  $92 \pm 2$  млн. лет (рис. 5, табл. 3). Для восьми кристаллов детритового циркона U-Pb даты находятся в интервале от 148 до 160 млн. лет, источником для них определенно являлись гранитоиды Яно-Колымского коллизийного пояса (Акинин и др., 2009). В туфах андезитов нараулийской свиты также был выявлен спектр детритовых ксеногенных цирконов, самый молодой из которых имеет U-Pb возраст около 90 млн. лет — рис. 5, табл. 3 (Hourigan, 2003).

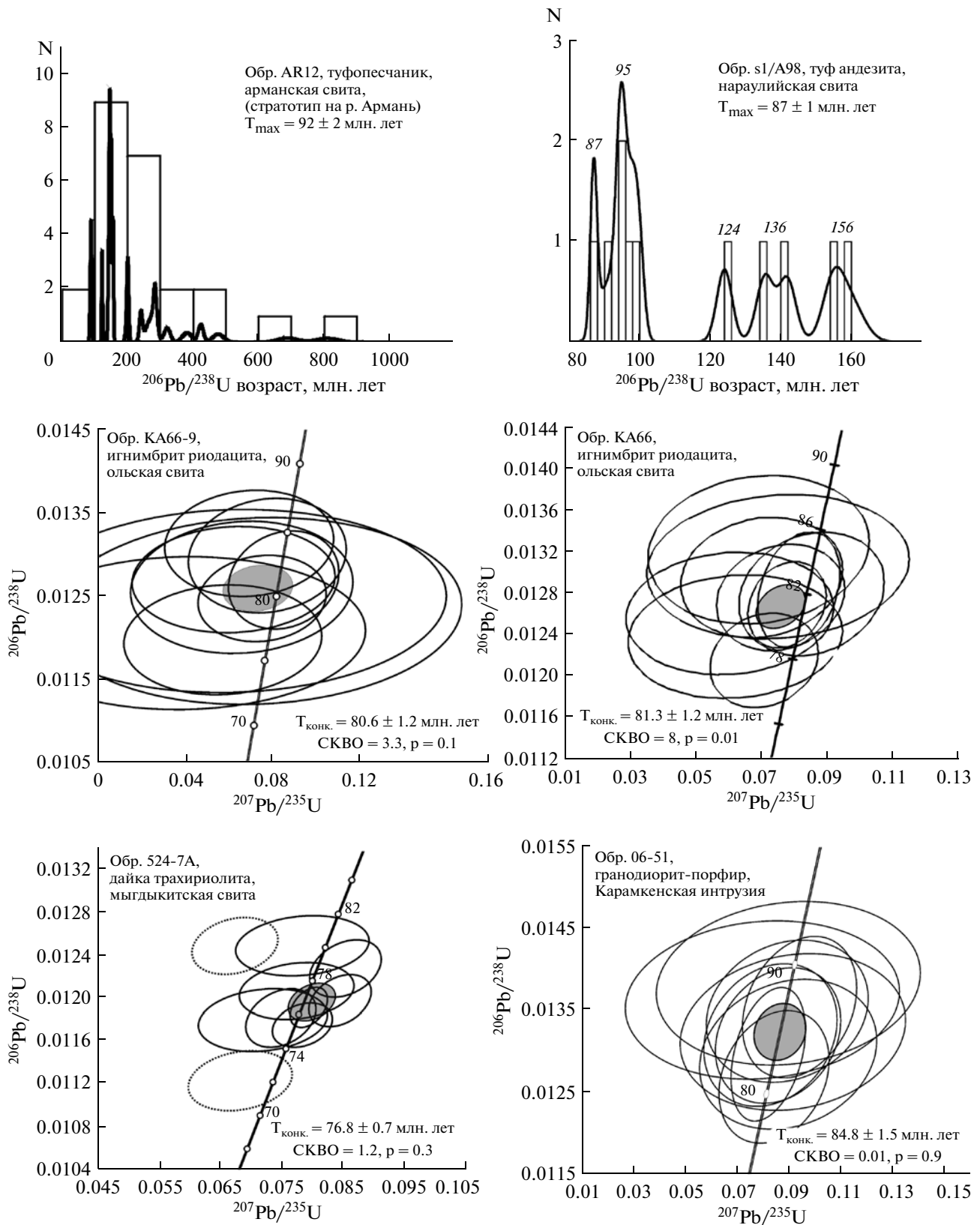
Мы не исключаем, что нижняя возрастная граница ОЧВП в Охотском секторе может быть и древнее. Для решения вопроса необходимо провести датирование обнажающихся в районе п. Карамкен палеотипных андезитов нанкалинской свиты, которые занимают наиболее низкое гипсометрическое (стратиграфическое?) положение. Альбский возраст имеют, по крайней мере, ряд интрузивных гранитоидов региона. В качестве примера могут быть рассмотрены результаты по Неорчанскому массиву (Примагада-нье), относящемуся к охотскому плутоническому

**Рис. 4.** Результаты U-Pb SHRIMP датирования циркона из вулканических пород Ульяновского прогиба ОЧВП на диаграммах Тера–Вассербург и Везерила.

Для обр. UR149 (туф риолита) предполагается детритовый (ксеногенный) характер цирконов и возраст определен по самому молодому кристаллу.

Здесь и далее: эллипсы погрешностей индивидуальных результатов измерений каждого кристалла показаны с погрешностью  $1\sigma$ , серый эллипс — средневзвешенное конкордантное значение возраста с погрешностью  $2\sigma$ , эллипсы пунктирной линией — исключены из расчета средневзвешенного.





**Рис. 5.** Результаты U-Pb SHRIMP датирования циркона из вулканических пород Охотского сектора (Арманская, Гайчанская, Маланто-Ольская вулканоструктуры) ОЧВП на гистограммах и диаграммах Везерила.

Для образцов AR12 и s1/A98 возраст отложения определен по наиболее молодому кристаллу циркона в детритовой популяции.



комплексу ОЧВП. Амфиболовые адамеллиты ранней фазы в южной части интрузии имеют U-Pb средневзвешенный возраст около  $99 \pm 1.4$  млн. лет (табл. 4), цирконы из гранодиорит-порфиров второй фазы северной части интрузии имеют U-Pb возраст  $94 \pm 1.4$  млн. лет (СКВО = 0.6,  $p = 0.6$ ,  $N = 5$ ), что близко к возрасту магаданской серии Магаданского батолита (Акинин и др., 2006). Гранодиориты Неорчанского массива прорываются субщелочными гранитами интрузии Нух, циркон из которых имеет U-Pb возраст  $86.5 \pm 1.4$  млн. лет (СКВО = 1.1,  $p = 0.3$ ) (табл. 4). Ксенолиты крупнозернистых разностей гранитов Нух обнаружены в туфах риолитов ольской свиты (возраст 81–84 млн. лет). U-Pb возраст цирконов из ксенолита гранитов составляет  $87.5 \pm 0.5$  млн. лет, (СКВО = 1.8,  $p = 0.1$ ,  $N = 5$ ), что четко соответствует геологическим соотношениям и фиксирует возможное эрозионное вскрытие гранитоидных массивов Нух и Неорчан в интервале 87–84 млн. лет. Учитывая полученные геохронологические данные по вулканическим и интрузивным породам, можно предполагать для Северного Приохотья спад вулканической деятельности в интервале 90–94 млн. лет. Высококальциевые риолиты аскольдинской свиты, залегающие в основании Омсукчанского прогиба, не относят к ОЧВП, наши геохронологические данные существенно меняют принятые представления о возрасте свиты (аптский ярус) и опускают его до возраста готеривского яруса (рис. 6, табл. 5).

Верхняя возрастная граница ОЧВП в Охотском секторе определяется по возрасту глиноземистых базальтов на Арманском и Ольском плато. Для базальтов Арманского плато Ar-Ag методом ранее получены даты в 74–77 млн. лет (Hourigan, Akinin, 2004). На самом объемном Ольском плато мы провели дополнительное U-Pb датирование циркона из дайки щелочных риолитов, секущей мыгдыкитские базальты. Средневзвешенный возраст циркона из дайки составляет  $76.8 \pm 0.7$  млн. лет (СКВО = 1.2,  $N = 8/10$ , рис. 5, табл. 3), что хорошо совпадает с результатами  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования самих базальтов (Hourigan, Akinin, 2004). Учитывая небольшую временной разрыв в 2.5 млн. лет с нижележащими риолитами ольской свиты (рис. 5, табл. 4, 6), и ольская и мыгдыкитская свиты могут быть включены в состав ОЧВП. Несколько иные геохимические характеристики верхних базальтов мыгдыкитской свиты, отличающиеся от подстилающих их известково-щелочных базальтов, могут быть связаны с изменением наклона зоны субдукции (Hourigan, Akinin, 2004) либо, как мы предлагаем в настоящей статье, со сменой геодинамического режима с фронтального направления движения субдуцируемой океанической плиты на трансформную зону скольжения, как следствие, вскрытие глубинного источника в поперечных зонах.

**Центрально-Чукотский сектор.** Так же, как и в Западно-Охотской фланговой зоне, разрезы ОЧВП начинаются в этом секторе с объемных извержений иг-

нимбригов риолитов и риодацитов, демонстрируя антидромный характер вулканизма в этих районах. В крупнейшем Пегтымельском прогибе нижние риолиты ОЧВП перекрывают аптскую предвулканогенную молассу (кукевеевская и ольховская свиты) и аптские допоясовые вулканы андезит-латитового состава (тыгыльвеевская и этчикунская свиты). Анализ опубликованных  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировок и единичных согласующихся с ними U-Pb возрастов (Moll-Stalcup et al., 1995; Keller et al., 1999; Isplolatov et al., 2004; Тихомиров и др., 2006) показал исключительно узкий интервал времени в 2 млн. лет для формирования всего вулканогенного разреза общей мощностью около 2 км. Возраст вулкаников, начиная с игнимбригов риолитов алькаквуньской свиты, далее риолитов каленьмуваамской и пыкарваамской свит, дацитов вороньинской свиты и завершающих платобазальтов козквуньской и эмунеретской свит составил от 89 до  $87 \pm 0.5$  млн. лет (колонка 4 на рис. 2). Полученные характеристики свидетельствуют о катастрофическом по своей длительности и объему вулканизме (общий объем вулкаников в Пегтымельском прогибе на Чукотке составляет около 113 тыс. км<sup>3</sup>) и позволяют предполагать развитие здесь в коньяке гигантской магматической провинции кислого состава (felsic LIP) или супервулканов. Задача более тщательного датирования нижних вулканических свит и всего разреза с помощью прецизионных методик остается для региона актуальной.

**Восточно-Чукотская фланговая зона.** Изучение разрезов в районе п. Провидения (бассейн р. Валькарваам и бухта Румилет) показало турон-сантонский возраст вулканических пород ОЧВП (колонка 5 на рис. 2). Андезитовые туфокогломераты нижней этелькуюмской свиты задокументированы в верховьях р. Валькарваам, где они перекрывают кристаллические сланцы и гнейсы палеозоя и содержат окатанные обломки подстилающих метаморфических пород. Туфоконгломераты перекрываются игнимбригами дацитов верхней этелькуюмской свиты,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование фенокristов санидина из которых показало возраст в  $93 \pm 0.2$  млн. лет (Calvert, 1999). Очевидно, что возраст нижней этелькуюмской свиты может быть несколько древнее. Это подтверждается Ar-Ag датированием интрузий гранитоидов, среди которых установлены альб-сеноманские с возрастом от 100 до 92 млн. лет (Calvert, 1999). Верхняя возрастная граница ОЧВП (базальты нунлигранской свиты) пока не датирована современными методами. Подстилающие риолиты леурваамской свиты по результатам Ar-Ag датирования имеют возраст около 84 млн. лет (рис. 2).

В основании ОЧВП вскрываются метаморфические породы гранитогнейсовых куполов, история эволюции которых позволяет получить некоторые геологические ограничения. Детальное изотопно-геохронологическое изучение Кооленского купола на Восточной Чукотке (к северу от ОЧВП) показало, что пик амфиболитового метаморфизма приходится

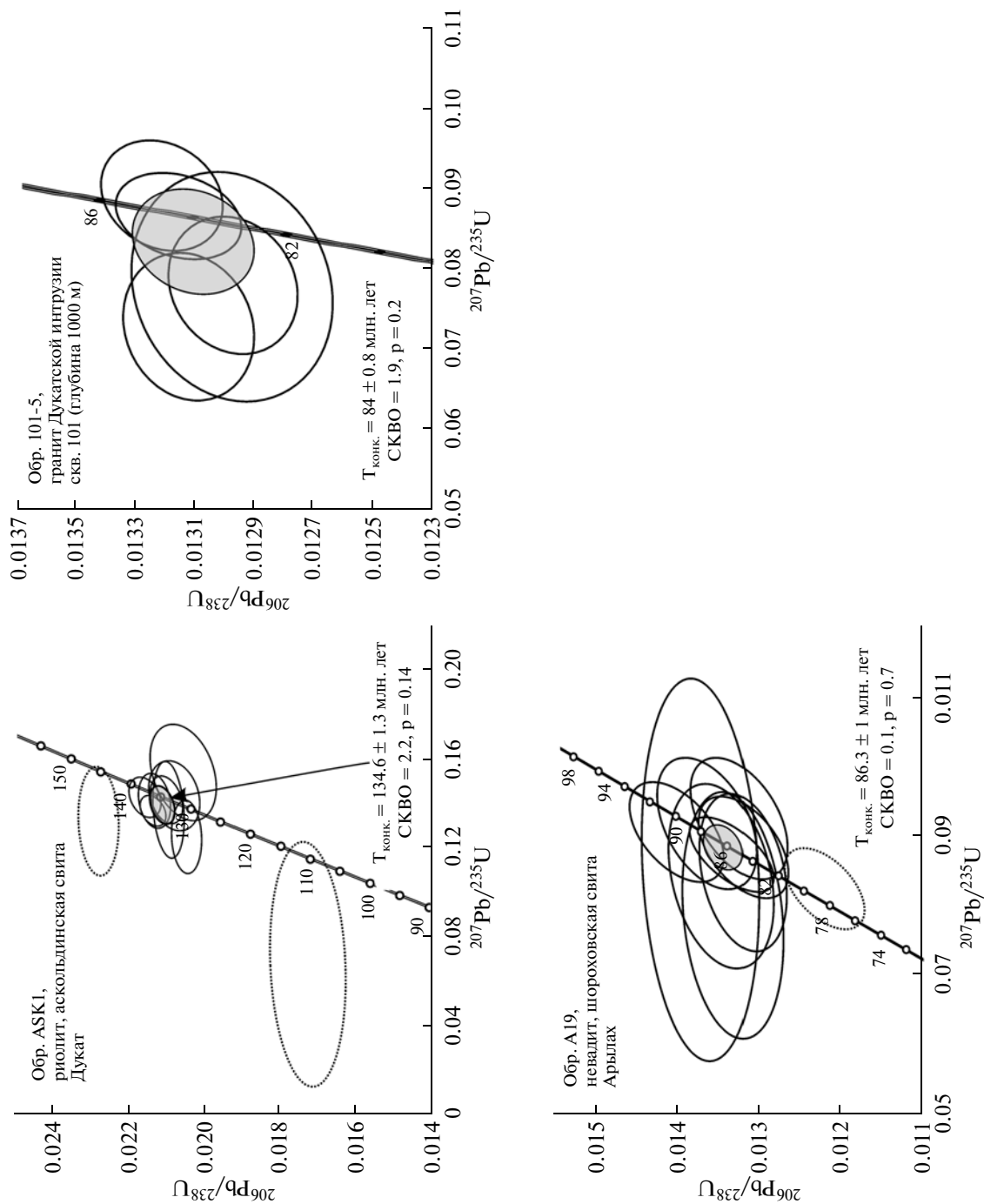


Рис. 6. Диаграмма U-Pb изотопных отношений с конкордией Везерия для датированных цирконов из риолитов Омсукчанского прогиба ОЧВП (месторождения Дукаг и Арылах).

на возраст древнее 104 млн. лет, а следующее затем быстрое остывание глубоких уровней и всплывание купола происходило около 94–90 млн. лет назад (Akinin, Calvert, 2002). Финальную стадию (88–84 млн. лет) связывают с режимом растяжения и объемными извержениями кислых магм в ОЧВП.

**Синхронные вулканические породы на Аляске и в Сихотэ-Алине.** ОЧВП является составной частью гигантского “Тихоокеанского огненного кольца”, поэтому определенный интерес вызывают проявления синхронного вулканизма к югу, в Приморье, Китае, Корее, а также и к востоку – на Аляске. Первые U-Pb датировки циркона из игнимбритов риолитов Сихотэ-Алинского вулканического пояса (САП), расположенного южнее окончания Западно-Охотской фланговой зоны ОЧВП, показали синхронность раннего вулканизма в САП с главными импульсами позднего кислого вулканизма в ОЧВП (Сахно, Акинин, 2008). U-Pb возраст (около 83 млн. лет) как для нижних вулканических приморской свиты САП, так и для средних сияновской свиты (около 70 млн. лет) укладывается в интервал от коньяка до границы кампан–маастрихт. Эти единичные определения подтверждают в целом более молодой возраст САП относительно ОЧВП.

На севере, напротив, складывается необычная ситуация – вулканические фации ОЧВП практически неизвестны далее Берингова пролива и о. Св. Лаврентия. На Аляске широко распространены лишь синхронные поясу ранне- и позднемеловые интрузии гранитоидов. Известные там небольшие выходы вулканических пород пояса Юкон-Кююк позднемелового–раннетретичного возраста (Moll-Stalcup, 1994) несколько моложе ОЧВП. Самым простым объяснением кажется постмеловое воздымание и эрозия меловых вулканических пород на п-ве Сьюард. Однако это объяснение уязвимо со многих сторон. Так, на Северном склоне Аляски известны мощные накопления меловой тефры. Основываясь на изотопном возрасте и составе тефры, реконструкциях палеоветров, получены выводы, что на Аляске подобных вулканических нет и источником отложений, вероятнее всего, явились вулканические извержения в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе на Чукотке (Bergman et al., 2006).

#### *Состав и эволюция известково-щелочных магм ОЧВП*

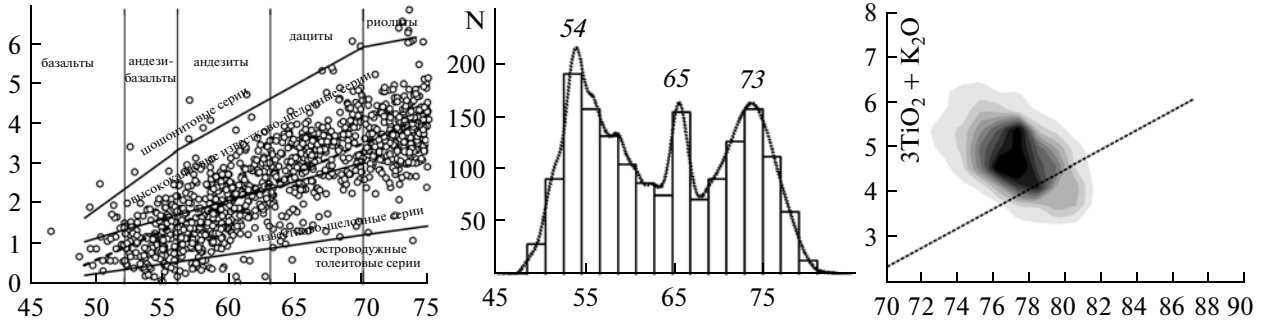
**Общая характеристика состава и сравнение с современными островными дугами.** В ОЧВП – тектонотипе окраинно-континентальных вулканогенных поясов – сосредоточены значительно большие объемы кислого игнимбритового вулканизма, чем в зрелых островодужных системах (ЗОС – Курило-Камчатской и Алеутской) и в Андийском окраинно-континентальном поясе. Среди проанализированных вулканических ОЧВП, максимальное количество пород приходится на кислые разности, что следует из гистограмм распределения  $\text{SiO}_2$  (рис. 7). Вулканиче-

ские породы окраинно-континентальных вулканогенных поясов (ОЧВП, Андийский) отличаются от таковых в ЗОС повышенными концентрациями K, Ti, P. Тренды вариаций состава вулканических в ЗОС отвечают собственно известково-щелочной серии, большая часть пород Курильской островной дуги, кроме этого, имеет толеитовые тенденции. Для окраинно-континентальных поясов, напротив, отчетлива миграция составов лав в область высококальциевых известково-щелочных серий (рис. 7, левые диаграммы). Дискриминантная диаграмма Б.Н. Пискунова (Пискунов, 1987) достаточно хорошо демонстрирует эти различия (рис. 7 – правые диаграммы). При анализе состава меловых вулканических Северо-Востока Азии в последовательности: раннемеловые островодужные вулканические Уда-Мургальской дуги (УМ)–среднемеловые известково-щелочные вулканические собственно ОЧВП–позднемеловые базальты заключительных стадий ОЧВП, устанавливаются похожие тенденции с преобладанием в Уда-Мургальской дуге мафических магм и контрастным бимодальным распределением в ОЧВП (рис. 8).

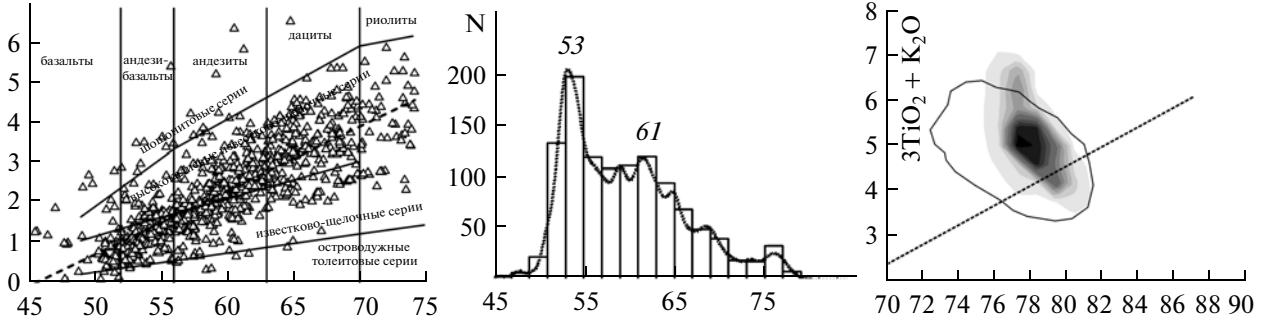
Все вулканические породы ОЧВП характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами (LREE) относительно тяжелых (нормированные к хондриту  $\text{La/Yb} = 2–30$ , при среднем значении 7.8), хорошо выражен Nb-Ta минимум, обычный в островодужных надсубдукционных магмах, в кислых дифференциатах хорошо проявлены отрицательные аномалии Ba, Sr, Eu, P и положительные – Pb. Для относительно магнезиальных ( $\text{Mg}^\# 0.5–0.6$ ) андезитов и андезибазальтов ранних стадий вулканизма вариации отношений  $\text{La/Yb}$  составляют от 6 до 14, а  $\text{Sr/Y}$  – от 18 до 28. Такие геохимические особенности, а также повышенное содержание  $\text{Y} > 20$  ppm и тяжелых REE в большинстве пород не позволяют обнаружить в ОЧВП полных аналогов островодужным адакитам (рис. 9). Среди андезитов ОЧВП не обнаружены пока примитивные разности с  $\text{Mg}^\# > 0.6$  (Kay, 1978; Kelemen et al., 2003), однако имеются относительно известковистые разности, неизвестные в структурах Андийского типа, значительна доля умеренно-щелочных образований, что не характерно для зрелых островных дуг. Средние составы вулканических, рассчитанные для Охотского сектора ОЧВП, соответствуют среднему составу континентальной земной коры и принадлежат главному известково-щелочному тренду литосферы по Л.С. Бородину (1987). Поведение малых элементов еще ярче подчеркивает специфику вулканических ОЧВП – они занимают промежуточное положение между зрелыми островными дугами и Андийским вулканическим поясом (например, различающиеся соотношения содержания Sr, Rb, Zr от  $\text{SiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ ).

В Арманской вулканоструктуре (Примагада-нье) нижние сеноман-туронские, существенно андезитовые вулканические толщи и свиты ОЧВП

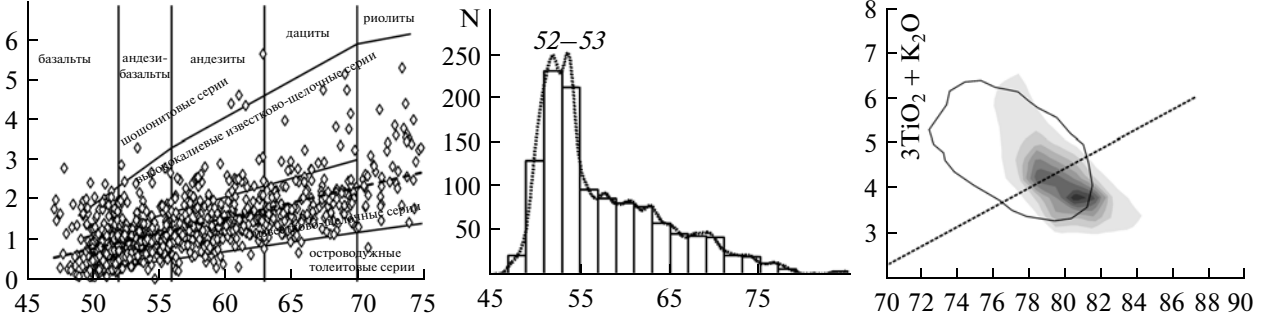
**Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканогенный пояс (N=1710, R = 0.82)**



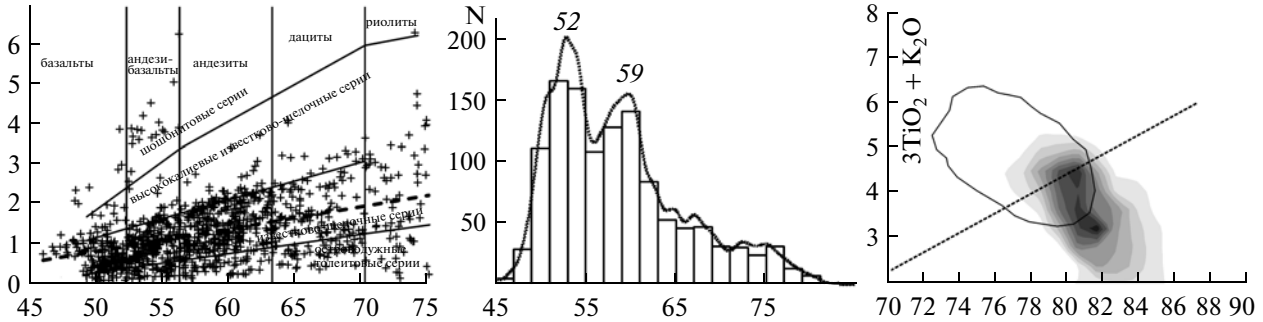
**Андийский окраинно-континентальный вулканогенный пояс (N=1711, R = 0.82)**



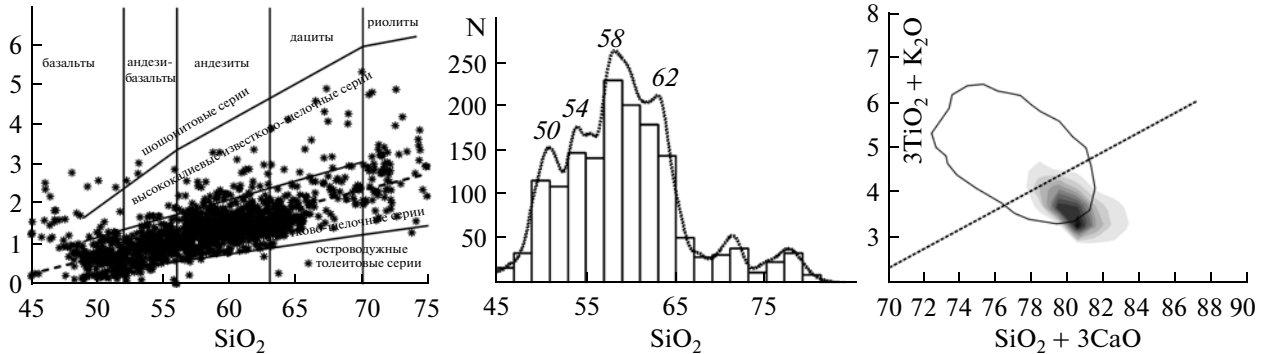
**Камчатский вулканогенный пояс (N=1162, R = 0.64)**



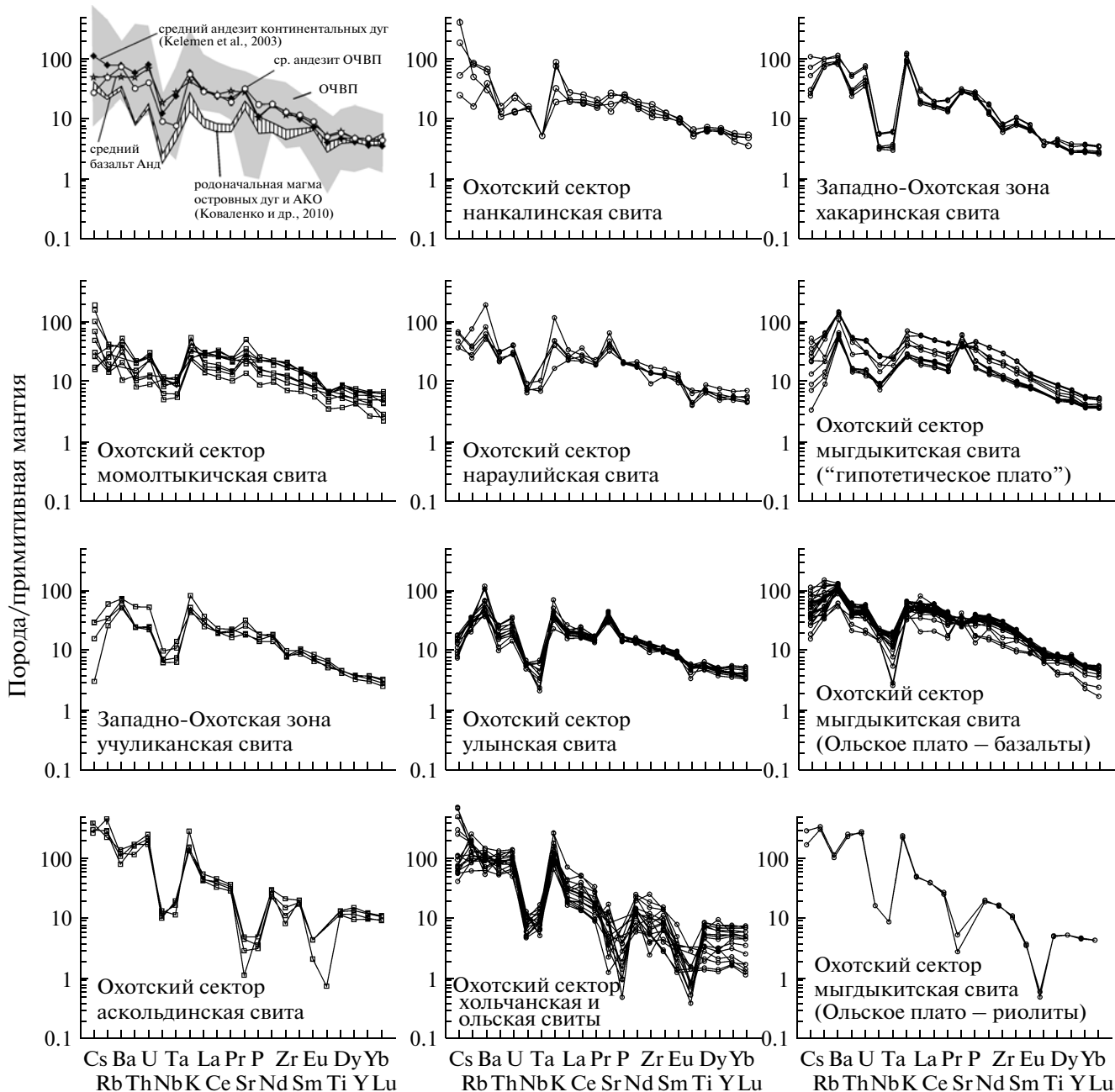
**Курильская островная дуга (N = 1217, R = 0.43)**



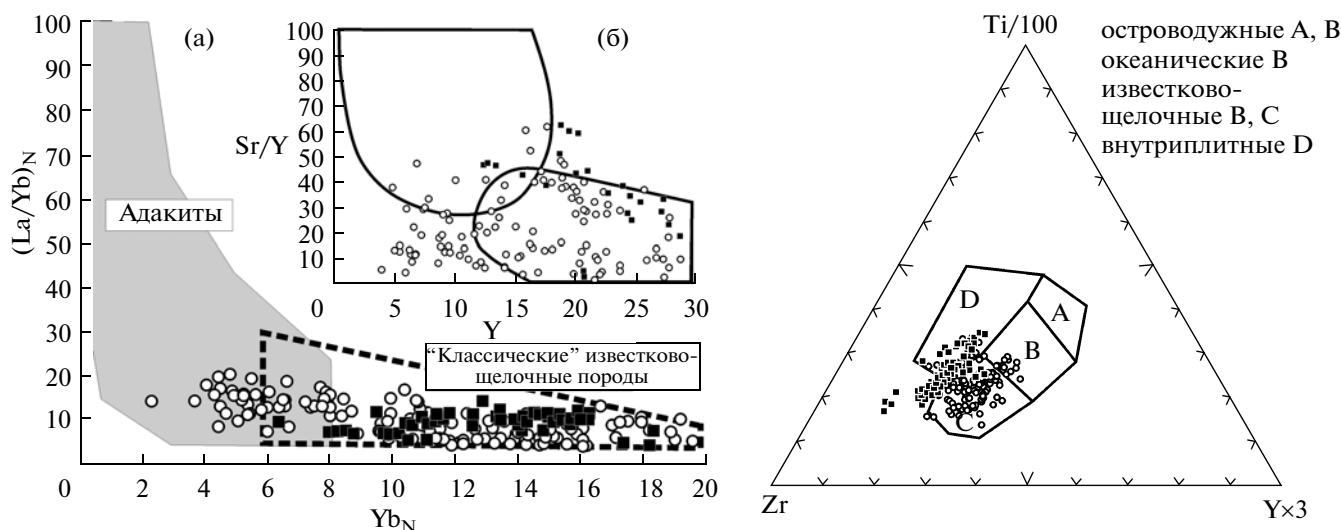
**Алеутская островная дуга (N = 1613, R = 0.71)**



**Рис. 7.** Различия в вариациях химического состава вулканических пород (мас. %) окраинно-континентальных поясов (ОКП) и зрелых островных дуг (ЗОД). Левые диаграммы показывают смещение состава лав окраинно-континентальных дуг в область высококальциевых известково-щелочных серий, а островных дуг – в область толеитовых серий. Средние гистограммы распределения концентраций SiO<sub>2</sub> в лавах демонстрируют значительно большую долю кислых магм в ОЧВП (пунктиром – кривые плотности вероятности и главные пики с цифрами содержаний). Правые диаграммы демонстрируют обогащенность магм окраинно-континентальных поясов титаном и калием (состав пород изображен в изолиниях плотности распределения точек составов), пунктирная прямая – линия дискриминации между ОКП и ЗОД по Б.Н. Пискунову (Пискунов, 1987).



**Рис. 8.** Спайдерграмма распределения содержаний несовместимых примесных элементов (ppm), нормализованных к составу примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995), в вулканических породах ОЧВП (средний ряд диаграмм – в вулканических свитах снизу вверх по разрезу; правые диаграммы – в финальных базальтах разных вулканических плато). Левые диаграммы: на верхней диаграмме – некоторые канонические средние составы в сравнении с общим интервалом состава пород ОЧВП (серым), ниже – вулканы из структур основания ОЧВП (момолтыкичская, учуликанская, аскольдинская свита, см. рис. 1).



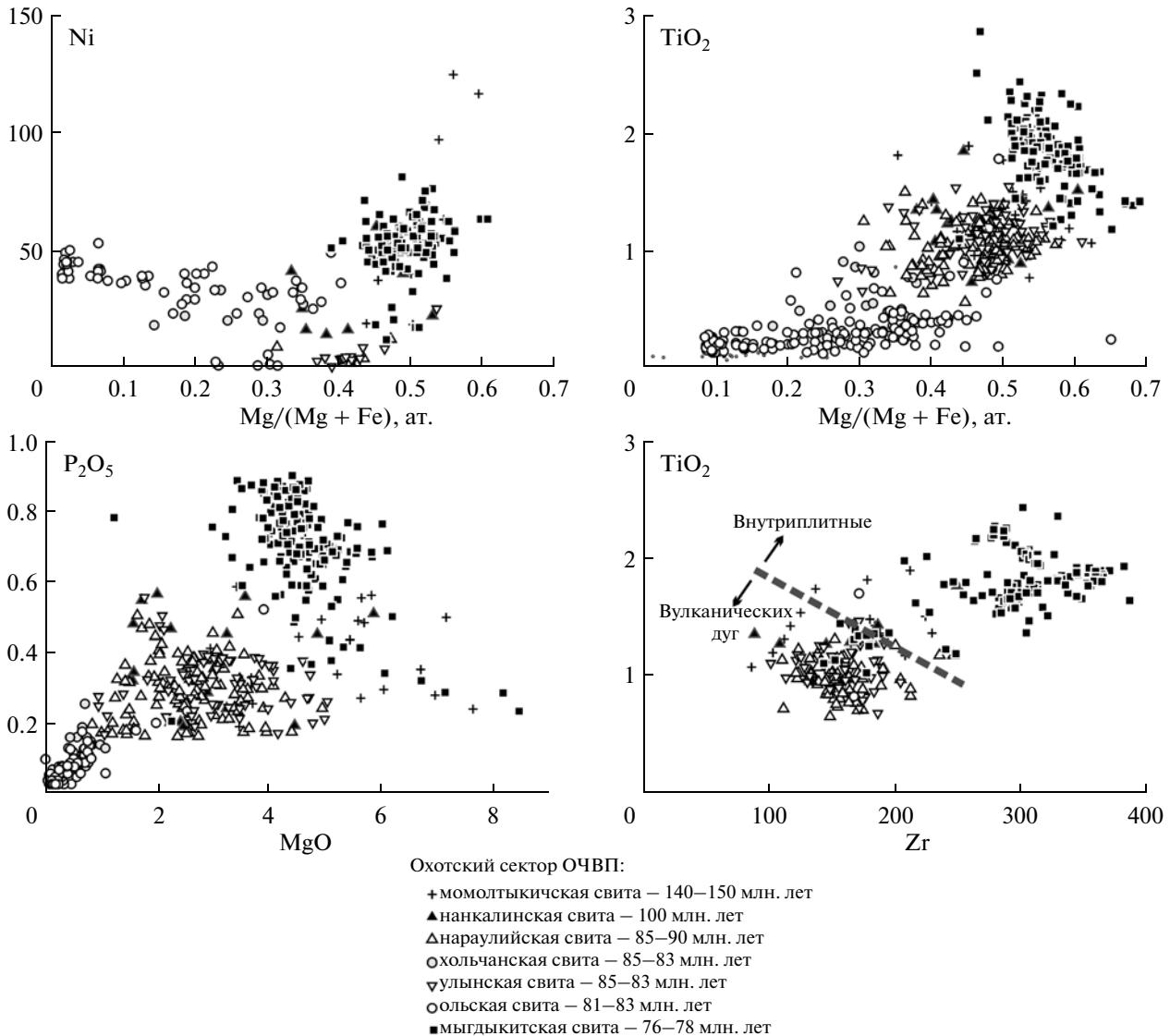
**Рис. 9.** Диаграммы состава вулканических пород ОЧВП (незалитые кружки – вулканические породы ранней и средней стадии вулканизма, залитые квадраты – финальные импульсы базальтового вулканизма).

Левая диаграмма иллюстрирует незначительную долю адакитоподобных пород в ОЧВП (границы полей адакитов и известково-щелочных пород по (Martin, 1999)). Правая диаграмма демонстрирует внутриплитные геохимические характеристики финальных базальтовых плато (границы полей по (Pearce, Cann, 1973)).

(нанкалинская, нараулийская) налегают со стратиграфическим несогласием на андезибазальты и базальты момолтыкичской свиты, которая отличается существенно более древним возрастом формирования (неоком) и относится к стадии формирования Уда-Мургалской островной дуги. Один из главных вопросов реконструкции эволюции вулканизма в ОЧВП – как изменились изотопно-геохимические параметры магм на рубеже раннего и позднего мела, насколько они различаются и могут ли принадлежать к единому геодинамическому этапу формирования окраинно-континентального вулканического пояса? Исследование поведения главных и примесных элементов в вулканических породах названных выше свит (27 новых анализов примесных элементов, метод ICP-MS) не выявило кардинальных отличий этих двух этапов вулканизма. Так, в составе “допоясовых” базальтов момолтыкичской свиты установлены те же характерные Nb-Ta отрицательные аномалии, обычные для надсубдукционных известково-щелочных магм ОЧВП ( $(La/Nb)_{PM} = 2.2-2.4$  в первых, против 1.1–3.3 в последних, рис. 8). Однако устанавливаются и некоторые геохимические отличия (рис. 10). Для “допоясовых” момолтыкичских андезитов и базальтов характерны более высокие концентрации Zr ( $195 \pm 34$  ppm) и Ti ( $7363 \pm 1105$  ppm), чем в аналогичных породах из нанкалинской и нараулийской свит ОЧВП ( $Zr_{cp} = 150-134$  ppm,  $Ti_{cp} = 7260-5860$  ppm соответственно) (табл. 7).

Финальные стадии вулканизма ОЧВП детально исследованы нами на примере представительного разреза общей мощностью около 630 м на Ольском плато в Северном Приохотье. Установлено, что из-

вержение базальтов носило пульсационный характер; так, в правом борту р. Грозовой задокументировано 97 индивидуальных потоков базальтовых лав. Площадь Ольского вулканического плато, слабо наклоненного на север–северо-запад, составляет  $443 \text{ км}^2$ . При средней мощности базальтового разреза в  $0.5 \text{ км}$ , объем изверженного базальтового материала оценен в  $222 \text{ км}^3$ , скорость вулканических накоплений –  $73.8 \text{ км}^3/\text{млн. лет}$  (при оценочной максимальной возможной длительности вулканизма в 3 млн. лет). Лавы представлены кайнотипными оливиновыми и оливин-плаггиоклазовыми базальтами и андезибазальтами, по химическому составу относящимися к породам нормального и субщелочного ряда, калиево-натриевого типа, умеренно- и высокоглиноземистым. В 114 образцах массивных лав центральных частей потоков были проанализированы концентрации главных (метод РФА) и примесных элементов (метод ICP-MS). По геохимии базальты и андезибазальты мыгдыкичской свиты отличаются от таких же пород из нижележащих улынской, нараулийской, нанкалинской и момолтыкичской свит повышенными концентрациями титана, циркония и суммы REE, свойствами более характерными для внутриплитных магм (рис. 9, 10). На спайдерграммах (нормализованных к хондриту графиках содержания примесных элементов, расположенных в порядке возрастания коэффициентов распределения кристалл/расплав) андезиты и базальты указанных свит имеют характерные отрицательные Nb-Ta аномалии (рис. 8, правые диаграммы). Снизу вверх по изученному разрезу устанавливается отчетливое нарастание  $SiO_2$  с 49 до 54.5 мас. %,  $Al_2O_3$  с 16 до 17 мас. %,  $K_2O$  с 1.5 до 2 мас. %,  $Mg\#$  с 0.4 до 0.5 и снижение  $TiO_2$  с 2.2 до 1.4 мас. %,  $CaO$  с 8 до 6.5 мас. %,  $P_2O_5$  с 0.8 до 0.6



**Рис. 10.** Вариации состава вулканических пород в Арманской вулканоструктуре Охотского сектора ОЧВП, демонстрирующие эволюцию известково-щелочных магм и возможную смену геодинамических условий для стадии финального базальтового вулканизма.

мас. %. Вариации примесных элементов не такие однозначные, наблюдается лишь едва заметное уменьшение снизу вверх по разрезу концентраций Ba, возрастание Rb и некоторых других некогерентных элементов. Состав фенокристаллов оливина (Mg# 0.78–0.56), плагиоклаза (An 71–52), клинопироксена (Mg# 0.68–0.5) и ортопироксена базальтов варьирует в указанных пределах в каждом образце, однако закономерностей изменения состава минералов снизу вверх по разрезу пока не обнаружено. Указанные вариации состава лав обусловлены слабо проявленными процессами фракционной кристаллизации. Моделирование фракционной кристаллизации наиболее магнезиальных разновидностей базальтов с помощью программы КОМАГМАТ (Арискин, Бармина, 2000)

показывает, что ликвидусный оливин начинает кристаллизоваться при 1325°C.

**Андезиты.** По результатам петрографического и микрозондового изучения имеющейся у нас коллекции, а также литературным данным (Котляр, 1986) количество вкрапленников в андезитах ОЧВП колеблется от 15% до 35%. Выделяются клинопироксеново- (двупироксеново)–плагиоклазовые и роговообманково (±клинопироксен)–плагиоклазовые разновидности, обычно чередующиеся в статиграфических разрезах. Ликвидусные минералы первого парагенезиса – плагиоклаз An<sub>85–75</sub> (1–2%) и титаномagnetит (до 1%), к которым в ходе кристаллизации присоединяются плагиоклаз An<sub>75–55</sub> (15–35%), клинопироксен Mg# 80–70 (0–5%), ортопироксен Mg# 70–65 (0–5%). Для

**Таблица 7.** Представительный химический состав пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Арманская и Малтано-Ольская вулканоструктуры, Охотский сектор)

Компоненты	КА06-46*	S4/4	S4/8	КА108	КА127-5	J21/2	s3-1(96)	s3-10(96)	s3-6(96)	J7/1
	150°56'42"	150°33'00"	150°33'00"	151°02'53"	151°05'49"	150°42'50"	150°45'50"	153°45'00"	153°45'00"	150°38'17"
	60°05'45"	60°03'00"	60°03'00"	60°11'16"	60°10'37"	60°16'30"	60°18'03"	63°18'00"	63°18'00"	60°16'41"
	B-MO	B-MO	BA-MO	B-NN	B-NN	BA-NA	A-NA	BA-UL	BA-UL	R-OL
SiO <sub>2</sub>	53.35	52.00	53.03	48.70	50.46	55.45	61.67	54.06	54.75	73.16
TiO <sub>2</sub>	1.06	1.38	1.33	1.19	1.39	0.77	0.71	1.13	1.05	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.99	16.46	16.15	17.28	17.41	18.30	16.43	16.52	18.44	12.75
FeO	7.55	8.60	8.73	12.03	9.05	6.89	5.11	8.46	6.90	1.01
MnO	0.11	0.17	0.15	0.16	0.17	0.15	0.12	0.14	0.09	0.01
MgO	5.08	5.53	5.48	3.37	5.72	2.52	1.84	4.58	3.19	0.28
CaO	8.49	8.39	8.20	5.08	8.48	6.74	2.87	6.62	6.66	1.79
Na <sub>2</sub> O	2.71	3.00	2.81	4.69	3.44	3.74	5.17	3.42	3.71	2.74
K <sub>2</sub> O	1.33	0.73	1.32	0.96	0.57	1.19	2.87	1.17	1.51	3.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.47	0.48	0.51	0.48	0.34	0.35	0.31	0.35	0.02
П.п.п.	2.15	2.32	1.35	4.69	1.81	3.12	2.27	2.66	2.57	4.65
Сумма	99.97	99.05	99.03	98.66	98.98	99.21	99.98	100.01	99.99	99.91
Cr	122		131	169	128					
Ni	63		57	41	22					
Sc	22	29	24	23	24	12	11	21	18	7
Rb	24	9	18	31	10	20	39	21	22	74
Cs	0.6	0.6	0.4	8.8	0.5	1.2	0.7	0.3	0.3	2.4
Ba	287	280		207	267	463	1078	397	447	636
Sr	506	615	742	501	561	810	719	597	670	218
Ta	0.4	0.5		0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.7
Nb	5.7	7.6	7.8	10.0	11.0	4.0	5.3	3.8	4.2	6.5
Hf	3.3	4.5	3.6	0.9	3.1	3.3	4.2	3.0	3.5	3.3
Zr	131	186	232	117	158	128	157	110	132	87
Y	23	34	27	28	31	23	28	21	21	31
Pb	6.1	9.3	6.6	3.1	4.0	5.4	7.2	6.2	6.8	19.9
Th	1.7	1.7	1.7	1.1	0.9	1.7	2.2	1.8	2.0	10.5
U	0.7	0.6	0.5	0.5	0.3	0.5	0.7	0.5	0.6	2.7
La	14.08	21.06	20.13	13.06	13.98	15.12	18.84	14.36	17.85	21.37
Ce	33.42	46.88	55.79	31.27	36.09	32.15	39.92	30.44	36.55	42.80
Pr	4.00	6.10	6.57	4.06	4.82	4.11	5.08	3.87	4.47	4.79
Nd	18.18	27.30	29.47	19.10	22.73	18.57	22.99	17.52	19.54	18.60
Sm	4.10	6.85	6.34	4.36	5.24	4.53	5.59	4.36	4.66	4.78
Eu	1.28	2.10	1.87	1.46	1.62	1.58	1.77	1.44	1.54	0.35
Gd	5.18	6.70	6.90	5.15	6.04	4.41	5.33	4.26	4.40	4.77
Tb	0.68	1.05	0.90	0.71	0.83	0.70	0.86	0.68	0.67	0.83
Dy	4.09	6.22	5.32	4.37	5.10	4.08	5.10	3.95	3.99	5.42
Ho	0.82	1.28	1.05	0.87	1.00	0.84	1.06	0.79	0.79	1.13
Er	2.39	3.41	3.00	2.38	2.85	2.28	2.83	2.17	2.10	3.17
Tm	0.34	0.50	0.39	0.29	0.38	0.32	0.40	0.31	0.29	0.48
Yb	2.27	3.10	2.71	1.92	2.62	2.06	2.60	1.87	1.82	3.16
Lu	0.35	0.48	0.39	0.25	0.38	0.33	0.41	0.30	0.29	0.49
Возраст, млн. лет	150	150	150	105	105	90	90	90	90	83
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0.137	0.042	0.071	0.179	0.052	0.072	0.156	0.103	0.095	0.978
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.703464	0.703572	0.703661	0.704047	0.703436	0.703823	0.703787	0.703821	0.703698	0.705419
2σ	0.000013	0.000008	0.000014	0.000009	0.000013	0.000012	0.000019	0.000014	0.000019	0.000011
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	0.703172	0.703482	0.703510	0.703780	0.703359	0.703731	0.703597	0.703690	0.703577	0.704271
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.1364	0.1518	0.1301	0.1381	0.1394	0.1475	0.1471	0.1505	0.1442	0.1554
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512865	0.512877	0.512886	0.512868	0.512909	0.512856	0.512840	0.512828	0.512861	0.512750
2σ	0.000009	0.000012	0.000008	0.000008	0.000011	0.000017	0.000019	0.000019	0.000018	0.000018
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>0</sub>	0.512731	0.512728	0.512758	0.512773	0.512813	0.512769	0.512758	0.512739	0.512776	0.512666
εNd	5.58	5.52	6.11	5.27	6.06	4.82	4.48	4.24	4.95	2.62
T <sub>Nd</sub> (DM)	444	515	379	447	379	529	558	611	497	834
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb						18.436	18.341	18.356	18.372	18.408
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb						15.553	15.482	15.505	15.48	15.54
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb						38.251	38.041	38.076	38.161	38.282

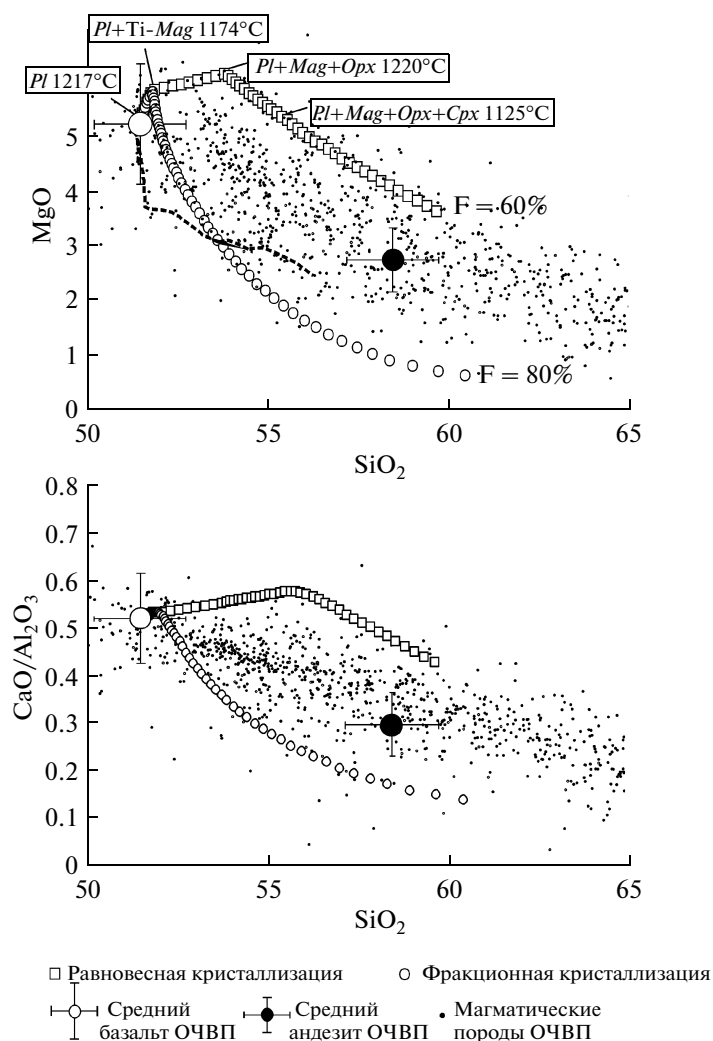


Таблица 7. Окончание

Компоненты	J8/2	J47/2	J47/6	B4	B12	B43	B88	B91	s18c(96)	s19-1(96)
	150°37'19"	150°30'29"	150°29'31"	151°18'25"	151°18'21"	151°18'11"	151°17'56"	151°17'56"	151°36'21"	151°35'49"
	60°16'41"	60°17'09"	60°17'17"	60°38'56"	60°39'00"	60°39'03"	60°39'21"	60°39'21"	60°09'40"	60°09'40"
	R-OL	BA-MY	BA-MY	B-MY	B-MY	BA-MY	BA-MY	BA-MY	R-OL	A-MY
SiO <sub>2</sub>	70.00	52.69	53.42	49.92	50.13	52.80	52.54	52.57	73.70	59.77
TiO <sub>2</sub>	0.59	1.65	1.49	2.17	2.06	1.75	1.71	1.73	0.16	0.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.13	16.04	17.26	16.15	15.93	16.36	16.41	16.28	13.33	15.89
FeO	2.74	8.60	8.04	9.32	8.89	8.21	8.01	8.04	0.42	6.83
MnO	0.05	0.14	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15		0.14
MgO	0.50	3.76	4.23	5.38	4.18	5.01	4.75	4.65	0.32	2.20
CaO	1.30	8.21	7.41	7.44	7.78	7.26	6.76	6.77	0.44	5.60
Na <sub>2</sub> O	4.31	3.22	3.34	3.32	3.40	3.51	3.50	3.41	2.33	2.87
K <sub>2</sub> O	3.76	1.68	1.77	1.54	1.58	1.51	1.98	1.99	8.02	2.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.70	0.61	0.73	0.68	0.68	0.63	0.67	0.02	0.20
П.п.п.	1.21	2.36	1.37	1.67	3.11	0.80	1.66	1.84	1.21	2.32
Сумма	99.69	99.05	99.10	97.80	97.89	98.04	98.10	98.10	98.74	96.92
Cr				132	148	152	135	134		
Ni				55	65	69	71	65		
Sc	12	26	25	22		21		15	4	49
Rb	80	31	36	34	32	84	49	49	159	15
Cs	1.3	0.6	0.4	0.8		1.3		1.0	1.7	0.4
Ba	970	749	721	830	843	803	752	791	1039	236
Sr	177	650	906	567	584	570	526	514	63	402
Ta	0.6	0.8	0.6	0.7		0.7		0.5	0.5	0.3
Nb	7.6	13.5	10.8	13.0	13.0	15.0	14.0	15.0	6.3	4.9
Hf	7.6	6.7	6.1	5.3		6.0		5.3	5.5	3.8
Zr	280	285	252	260	248	297	285	300	209	149
Y	34	33	28	35	35	34	32	36	28	33
Pb	14.1	10.8	10.8	20.3		17.2		11.4	16.2	3.0
Th	8.3	5.3	6.4	3.7		4.8		3.8	11.2	2.3
U	2.3	1.2	1.3	0.9		1.1		1.0	3.0	0.5
La	23.98	43.77	41.59	32.13		36.70		31.07	49.34	15.86
Ce	49.40	89.99	88.42	80.45		83.22		75.89	89.23	34.99
Pr	6.14	10.91	10.86	9.01		10.23		8.64	9.05	4.53
Nd	25.92	46.95	46.92	39.85	39.8	43.75		37.03	33.00	20.75
Sm	6.04	10.31	10.21	8.09	7.9	8.49		7.07	6.62	5.57
Eu	1.28	2.69	2.85	2.37		2.19		1.76	0.80	1.76
Gd	5.69	8.54	8.03	8.53		8.74		7.32	5.72	5.94
Tb	0.95	1.20	1.08	1.06		1.09		0.91	0.90	0.99
Dy	5.89	6.46	5.64	5.75		5.87		5.21	5.32	6.09
Ho	1.23	1.22	1.03	1.06		1.09		0.96	1.07	1.26
Er	3.45	3.05	2.54	2.87		2.96		2.67	2.87	3.34
Tm	0.52	0.42	0.35	0.38		0.39		0.34	0.42	0.48
Yb	3.35	2.58	2.09	2.54		2.62		2.32	2.69	2.94
Lu	0.53	0.39	0.32	0.37		0.38		0.33	0.42	0.47
Возраст, млн. лет	83	78	78	78	78	78	78	78	81	78
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	1.314	0.138	0.113	0.173	0.158	0.426	0.269	0.276	7.305	0.110
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.705292	0.704594	0.704302	0.704840	0.704790	0.704990	0.704840	0.704870	0.712245	0.703580
2σ	0.000014	0.000016	0.000014	0.00001	0.000001	0.00001	0.00001	0.00002	1.9E-05	0.000018
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	0.703743	0.704443	0.704302	0.704648	0.704614	0.704518	0.704541	0.704564	0.703838	0.703458
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.1409	0.1328	0.1316	0.1228	0.1202	0.1174	0.0000	0.1155	0.1213	0.1624
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512840	0.512630	0.512761	0.512539	0.512293	0.512404	0.512519	0.512011	0.512569	0.512751
2σ	0.000017	0.000019	0.00002	0.000007	0.000009	8E-06	0.000006	0.000008	1.6E-05	0.000019
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>0</sub>	0.512763	0.512563	0.512761	0.512476	0.512232	0.512344	0.512519	0.511952	0.512505	0.512668
εNd	4.53	0.47	2.40	-1.20	-5.97	-3.78	-0.36	-11.42	-0.57	2.55
T <sub>Nd</sub> (DM)	516	828	596	884	1228	1034	409	1575	826	928
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.333	18.411	18.324	18.006	18.95	18.014	18.271	18.277	18.56	18.43
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.502	15.49	15.467	15.497	15.5	15.469	15.469	15.472	15.548	15.522
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.149	38.235	38.116	37.852	37.934	37.926	38.058	38.068	38.499	38.368

Примечание. Здесь и в табл. 8: \* номер образца, координаты отбора и аббревиатура пород-свит (B-MO базальт момолтыкической свиты, BA-MO андезибазальт момолтыкической свиты, B-NN базальт нанкалинской свиты, BA-NN андезибазальт нанкалинской свиты, A-NA андезит нараулийской свиты, BA-UL андезибазальт ульинской свиты, R-OL риолит ольской свиты, BA-MY андезибазальт мыгдыкитской свиты, B-MY базальт мыгдыкитской свиты, A-MY андезит мыгдыкитской свиты, B-UC базальт учуликанской свиты, BA-UC андезибазальт учуликанской свиты, R-EM1 риолит нижней еманринской свиты, R-EM2 риолит верхней еманринской свиты, BA-EM2 андезибазальт верхней еманринской свиты, R-AM риолит амкинской свиты, TB-KH трахибазальт хакаринской свиты).

Главные элементы, оксиды – в мас. %, примесные элементы – в ppm (г/т). Изотопные отношения <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr и <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd рассчитаны, используя измеренные методом ICP-MS концентрации элементов, остальные изотопные отношения получены прямыми масс-спектрометрическими измерениями. Первичные изотопные отношения ((<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>0</sub> и (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>) рассчитаны для измеренного (U-Pb SHRIMP, <sup>40</sup>Ar/<sup>30</sup>Ar) возраста пород, указанного в таблице. T<sub>Nd</sub> (DM) – неодимовый модельный возраст, используя модель деплетированного мантийного резервуара по (DePaolo, 1981).



**Рис. 11.** Результаты моделирования фракционной и равновесной кристаллизации родоначального высокоглиноземистого базальта (средний базальт ОЧВП) с помощью программы КОМАГМАТ (Арискин, Бармина, 2000).

Исходные параметры кристаллизации – литостатическое давление 5 кбар, концентрация воды в расплаве 1 мас. %.

амфиболовых андезитов типично 0–1% фенокритов роговой обманки (Mg# 70–65) и до 1% титаномагнетита, вслед за которыми образуется 5–30% плагиоклаза  $An_{60-55}$ , 0–15% роговой обманки (Mg# 5–60), 0–5% клинопироксена (Mg# 70–65) и 1–3% титаномагнетита. Реконструкции условий формирования андезитов могут быть основаны на сопоставлении с экспериментальными данными (например, Кадик и др., 1986; Бабанский и др., 1983), а также на результатах минералогической термо- и барометрии. Ликвидусный амфибол (<5%) и плагиоклаз (20–25%) в андезитах по экспериментальным данным кристаллизовались при  $P_{\text{общ}} > 3$  кбар, концентрации воды в расплаве 5–6%,  $T = 900\text{--}950^\circ\text{C}$ , что совпадает с оценками (3–4 кбар,  $900\text{--}960^\circ\text{C}$ ) по плагиоклаз-амфиболовому и пироксеновым термобарометрам (Котляр, 1986). Температура кристаллизации пироксеновых пара-

генезисов, по нашим оценкам, колеблется от  $900^\circ\text{C}$  до  $1050^\circ\text{C}$  (геотермометры: Nimis, 1995–1999; Putirka, 1999). Современные гипотезы формирования андезитов основываются, главным образом, на экспериментальных данных. Предполагается, что большие объемы андезитов могут возникать: а) в мантийных условиях (первичная андезитовая магма), б) за счет кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в коровых периферических магматических очагах, в) при смешении основных и кислых расплавов либо ассимиляции базальтовыми магмами материала коры. В приложении к ОЧВП гипотеза первичной мантийной андезитовой магмы не находит подтверждений, так как противоречит петрографическим (нет мантийных фаз) и геохимическим данным (низкая концентрация никеля <10 ppm и магнезиальность <0.6, высокие концентрации редких

щелочных металлов, легких литофильных элементов и воды). Гипотеза формирования андезитов путем кристаллизационной дифференциации в коровых периферических магматических очагах тестируется нами при помощи моделирования фракционной и равновесной кристаллизации базальта с помощью программы КОМАГМАТ (Арискин, Бармина, 2000). Состав остаточного расплава, получаемого при равновесной изобарической 50% кристаллизации среднего высокоглиноземистого базальта при расчетной стартовой температуре ликвидуса 1217°C, начальной концентрации  $H_2O = 1$  мас. %, фугитивности кислорода на два порядка ниже буфера Ni-NiO, пропорции кристаллизованных минералов – 28.3% *Pl*, 10% *Срх*, 4.3% *Орх*, 7% *Mag*, похож на средний состав андезита (рис. 11). Однако не удается добиться удовлетворительного соответствия модельного и реального тренда пород по ряду компонентов (CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O), что может быть связано с отсутствием равновесий амфибол–расплав в алгоритме используемой нами версии программы. Происхождение кислых вулканических пород (дацитов и риолитов) в рамках кристаллизационной модели еще менее вероятно, так как требует кристаллизации более 60–80% исходного базальтового расплава.

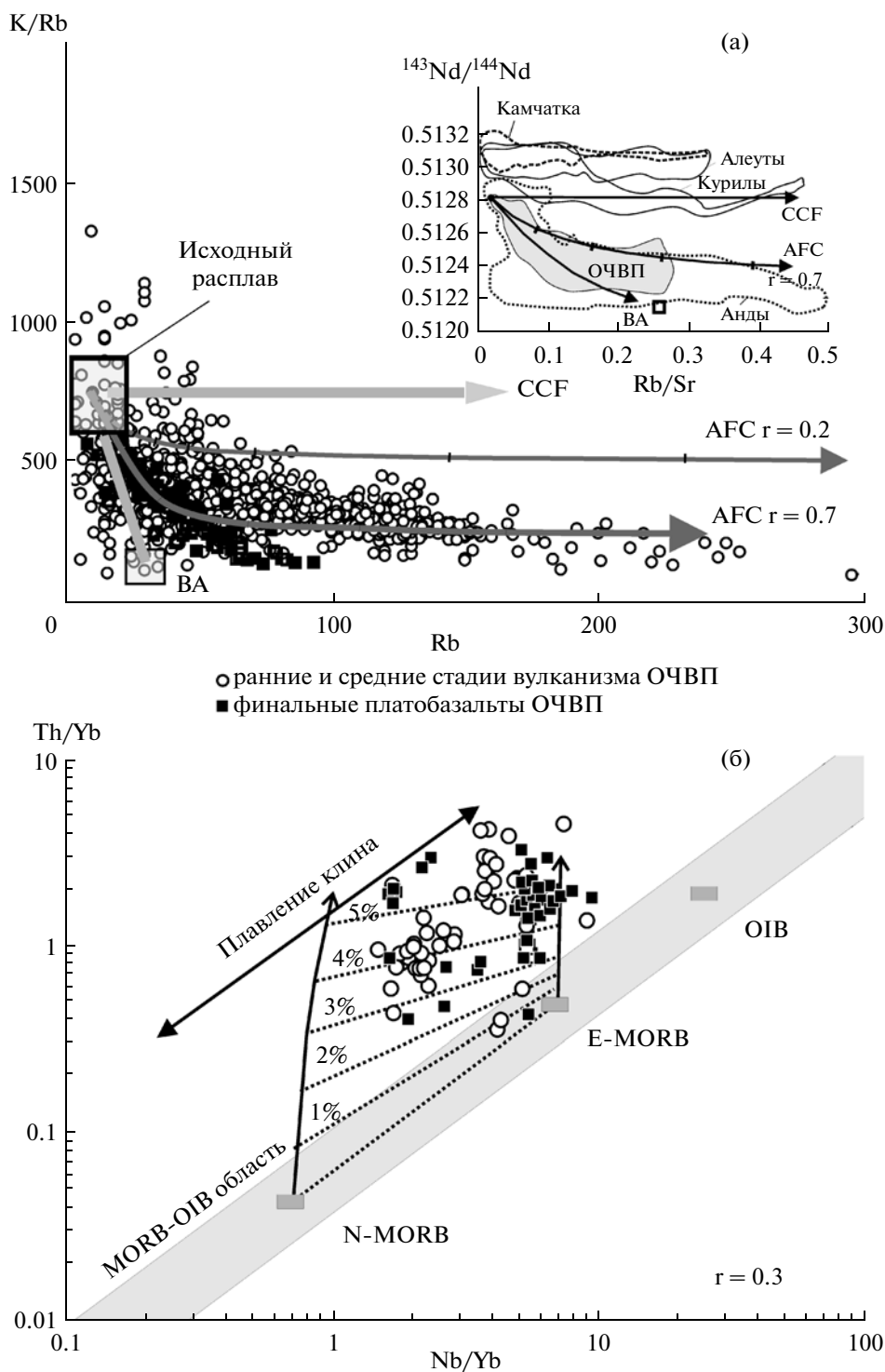
Интересным является образование пироксен-плагиоклазовых кумулатов при моделировании. По нашим данным, такие породы обычны среди нижнекоровых ксенолитов под ОЧВП, доставаемых на поверхность молодыми щелочными базальтами. Меловой возраст таких глубинных ксенолитов габброидов и гранулитов такой же, как и возраст ОЧВП и более молодых магматических поясов в Северной Пацифике (Akinin et al., 2009). Учитывая гигантский объем излившихся андезитов в ОЧВП, надо предполагать и такой же большой объем кумулатов – габброидов в основании ОЧВП. Обсуждая гипотезу смещения в генезисе андезитов можно отметить, что при смещении 65% базальта и 35% салических пород возникают расплавы, в точности соответствующие андезитам ОЧВП по содержанию как петрогенных, так и редких элементов. Однако эта гипотеза не находит геологического и петрографического обоснования. Во-первых, андезитовые формации чаще предшествуют салическим. Во-вторых, состав порфирировых фаз в андезитах и кислых породах различен, промежуточные по химизму разновидности достаточно редки. Более привлекательной может быть концепция о конкурирующих ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC) высокоглиноземистых базальтовых родительских магм. Вариации содержаний примесных элементов в вулканиках ОЧВП ближе всего соответствуют тренду AFC с соотношением ассимиляции к кристаллизации от 0.5 до 0.7 (рис. 12). В значительно меньшей степени вариации состава пород пояса приближаются к тренду “чистой” ассимиляции

позднесреднекоровых ортогнейсов и амфиболитов и совершенно не соответствуют тренду фракционной/равновесной кристаллизации в закрытой системе (рис. 12).

#### *Изотопный состав источников магм*

Для оценки состава мантийных источников магмы измерили отношения радиогенных изотопов Sr, Nd и Pb в 10 образцах из Арманской вулканоструктуры (базальты и андезибазальты допоясовой момолтыкичской свиты, поясовые андезиты нараулийской и ульинской свит, игнимбриды риолитов ольской свиты, базальты мыгдыкитской свиты). Вариации первичных отношений характеризуют мантийные источники магм как достаточно деплетированные ( $^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70444–0.70332$ ,  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.51286–0.51257$ ,  $\epsilon_{Nd} =$  от +6.5 до +0.8;  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.5–38.04$ ), близкие к MORB, и они существенно не отличаются друг от друга. Так, в базальтах нанкалинской свиты ОЧВП:  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70378–0.70336$ ,  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.51291–0.51287$ ,  $\epsilon_{Nd} =$  от +5.3 до +6.1; а в базальтах “допоясовой” момолтыкичской свиты:  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70378–0.70336$ ,  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.51291–0.51287$ ,  $\epsilon_{Nd} =$  от +5.5 до +6.0 (табл. 7, 8). Построенные на диаграммах тренды близки к линии смещения компонентов PREMA и ЕМII (рис. 13). Полученные относительно деплетированные изотопные характеристики позволяют наметить связь магматизма ОЧВП с Тихоокеанским суперплюмом.

Для понимания латеральной неоднородности мантийных источников известково-щелочных магм ОЧВП мы провели измерение радиогенных изотопных отношений в полном разрезе вулкаников из Западно-Охотской фланговой зоны – базальтах “допоясовой” учуликанской свиты, поясовых игнимбридах нижней еманринской свиты, андезитах верхней еманринской свиты, риолитах амкинской свиты и венчающих разрез субщелочных базальтах хакаринской свиты (всего 10 образцов из Ульинского прогиба). Изотопные отношения Sr, Nd, Pb в вулканиках между свитами существенно не различаются ( $^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70408–0.70475$ ,  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.51196–0.51258$ ,  $\epsilon_{Nd} =$  от +1.4 до –12.2;  $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.36–37.96$ ). Мантийный источник здесь близок к компоненту ЕМI (рис. 13), существенно более гетерогенный и обогащенный, чем в Арманской вулканоструктуре, что согласуется с особым строением фундамента ОЧВП в этой зоне – докембрийским Охотским массивом. Это подтверждается и самыми древними модельными неодимовыми возрастными по вулканикам Ульинского прогиба от 1.3 до 1.8 млрд. лет (табл. 8). Латеральную неоднородность литосферы под ОЧВП дополняют изотопные данные по андезитам и андезибазальтам провиденской и нунлигранской толщ из Восточно-Чукотской фланговой зоны (Румилетская кальдера); первичные отношения стронция там  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70502–0.70591$ , близ-

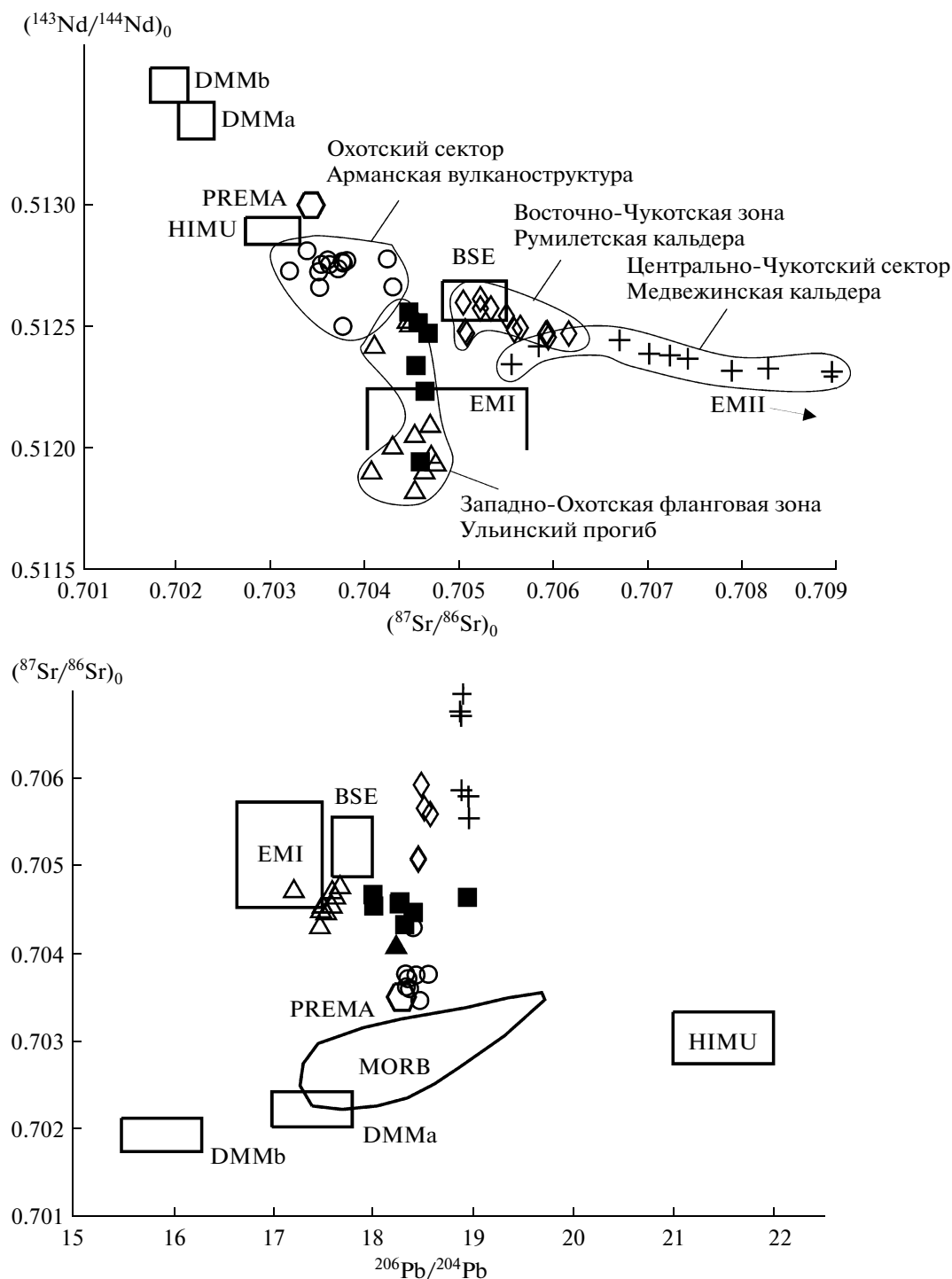


**Рис. 12.** Диаграммы распределения примесных элементов в лавах ОЧВП.

На диаграмме (а) показаны линии модельных трендов фракционной кристаллизации в закрытых условиях (CCF), конкурирующих ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC,  $r$  – доля фракционирования относительно ассимиляции) и чистой ассимиляции (BA), рассчитанные по уравнениям (DePaolo, 1981). Незалитые кружки – вулканические породы ранней и средней стадии вулканизма ОЧВП, залитые квадраты – финальные импульсы базальтового вулканизма. Ассимилянт – ортогнейс Кооленского купола (обр. M18, Rb = 140 ppm, Sr = 546 ppm). На диаграмме (б) линии со стрелками – модельные тренды эволюции состава магм, выплавляемых с участием разной доли субдуцируемых осадков (пунктир – процент ассимилированных осадочных пород мантийного клина), по (Pearce, 2008).

**Таблица 8.** Представительный химический состав пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Ульинский прогиб, Западно-Охотская фланговая зона)

Компоненты	UR103	UR107	UR1	UR101	UR120	UR108	UR100-1	UR112	UR140	UR134
	140°19'59"	140°22'41"	140°26'27"	140°24'11"	140°26'24"	140°23'27"	140°25'01"	140°25'19"	140°21'28"	140°52'01"
	59°54'11"	59°53'45"	59°49'12"	59°51'57"	59°49'23"	59°53'56"	59°51'00"	59°53'17"	59°44'06"	59°34'59"
	B-UC	BA-UC	R-EM1	R-EM1	R-EM2	R-EM2	BA-EM2	A-EM2	R-AM	TB-KH
SiO <sub>2</sub>	49.34	55.81	72.68	70.65	73.16	76.48	54.73	58.13	70.08	50.07
TiO <sub>2</sub>	1.20	0.97	0.26	0.38	0.23	0.29	0.92	1.04	0.43	0.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.55	17.89	14.55	13.63	14.47	11.84	18.03	16.72	15.38	17.32
FeO	8.43	6.56	1.53	2.53	1.41	1.59	7.51	6.41	1.78	8.53
MnO	0.16	0.07	0.05	0.12	0.12	0.12	0.16	0.14	0.05	0.15
MgO	3.82	2.01	0.43	0.91	0.17	0.24	3.23	2.01		5.36
CaO	8.20	6.70	1.19	1.67	1.17	0.42	6.55	5.54	1.17	8.98
Na <sub>2</sub> O	3.35	3.94	3.75	3.04	4.14	3.59	3.37	3.74	4.58	2.82
K <sub>2</sub> O	1.16	2.19	4.30	4.49	4.15	4.53	1.75	2.37	5.24	2.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.28	0.06	0.10	0.05	0.06	0.28	0.42	0.07	0.55
П.п.п.	4.50	2.83	1.04	2.21	0.85	0.64	2.65	2.76	0.86	1.52
Сумма	99.05	99.25	99.84	99.73	99.80	99.80	99.18	99.28	99.64	99.03
Cr	15	9	25	4	53			3	21	48
Ni	17	3	1	3	8	2	6	4	4	16
Sc	16	13	2	4	2	2	12	14	5	22
Rb	19	33	55	66	79	72	22	37	110	54
Cs	0.6	0.6	0.5	2.8	0.8	0.7	0.2	0.4	9.7	0.7
Ba	341	446	628	525	833	649	450	569	1031	579
Sr	475	338	86	151	119	87	376	305	202	630
Ta	0.5	0.4	0.6	0.7	0.7	0.7	0.4	0.6	0.6	0.1
Nb	4.4	6.0	5.9	8.4	8.0	9.5	4.8	9.0	9.1	2.4
Hf	2.0	3.0	1.2	2.4	1.8	2.9	2.4	3.9	5.3	2.2
Zr	76	97	31	75	46	79	79	126	211	69
Y	13	15	7	11	10	14	13	19	22	14
Pb	4.6	8.2	7.8	6.4	27.3	13.4	5.1	9.9	21.7	6.7
Th	1.8	4.0	6.7	7.5	10.4	8.6	2.3	3.9	6.7	2.5
U	0.5	1.0	1.5	1.9	2.4	1.6	0.6	1.0	1.7	1.0
La	17.82	22.41	18.88	24.62	30.93	28.81	19.83	29.27	33.77	14.18
Ce	30.12	36.12	33.78	36.81	53.94	47.73	31.42	48.92	66.46	31.26
Pr	4.78	5.32	3.44	4.94	5.56	6.55	4.73	7.24	7.46	4.09
Nd	19.78	20.89	11.31	17.15	18.28	22.93	18.79	28.47	27.47	18.13
Sm	3.67	3.79	1.68	2.70	2.71	3.61	3.30	5.11	4.76	3.83
Eu	1.07	1.03	0.35	0.49	0.56	0.60	0.97	1.30	1.12	1.15
Gd	4.14	4.42	1.93	3.25	3.01	4.19	3.82	5.84	5.40	4.18
Tb	0.45	0.49	0.20	0.33	0.34	0.45	0.42	0.67	0.68	0.49
Dy	2.64	2.93	1.23	2.00	1.89	2.72	2.53	3.81	4.08	2.83
Ho	0.48	0.55	0.22	0.37	0.37	0.52	0.47	0.71	0.84	0.53
Er	1.42	1.66	0.75	1.23	1.16	1.69	1.43	2.07	2.56	1.55
Tm	0.16	0.20	0.10	0.15	0.16	0.23	0.17	0.25	0.37	0.19
Yb	1.26	1.57	0.81	1.30	1.26	1.86	1.31	1.81	2.60	1.39
Lu	0.16	0.21	0.11	0.18	0.19	0.27	0.17	0.25	0.42	0.19
Возраст, млн. лет	103	103	100	100	100	103	100	90	85	78
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0.116	0.284	1.847	1.261	1.909	2.412	0.168	0.353	1.579	0.249
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.704840	0.704920	0.707130	0.706400	0.707140	0.707800	0.704920	0.705180	0.706360	0.704320
2σ	0.00001	0.00001	0.00001	0.00001	0.00001	0.00002	0.00001	0.00001	0.00002	0.00001
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	0.704670	0.704505	0.704506	0.704608	0.704427	0.704270	0.704681	0.704728	0.704453	0.704044
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0.1122	0.1097	0.0898	0.0952	0.0897	0.0952	0.1062	0.1085	0.1048	0.1277
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512172	0.512129	0.511885	0.511969	0.512579	0.512072	0.512039	0.512003	0.512565	0.511971
2σ	0.00007	0.00007	0.00007	0.00006	0.00007	0.00008	0.00008	0.00005	0.00007	0.00007
( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>0</sub>	0.512096	0.512055	0.511826	0.511907	0.512520	0.512008	0.511970	0.511939	0.512507	0.511906
ε <sub>Nd</sub>	-7.98	-8.79	-13.33	-11.76	0.22	-9.71	-10.53	-11.38	-0.43	-12.33
T <sub>Nd</sub> (DM)	1306	1335	1415	1375	617	1251	1413	1490	715	1843
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	17.601	17.598	17.506	17.632	17.541	17.478	17.22	17.68	17.489	18.239
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.338	15.383	15.307	15.317	15.318	15.333	15.279	15.369	15.318	15.424
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	37.657	37.716	37.603	37.767	37.643	37.633	37.357	37.711	37.577	37.961



**Рис. 13.** Изотопный состав (первичные отношения) вулканических пород ОЧВП, демонстрирующий латеральную неоднородность и сегментацию мантийных источников известково-щелочных магм в разных секторах и зонах пояса. Залитые квадраты – базальты Ольского плато, заключительная стадия вулканизма ОЧВП. Конечные мантийные компоненты по (Zindler, Hart, 1986). Центрально-Чукотский сектор по (Tikhomirov et al., 2009), Восточно-Чукотская фланговая зона по (Rowe, 1998).

ки к BSE и определенно не такие деплетированные, как в Охотском секторе. Вариации  $\epsilon_{\text{Nd}}$  относительно узкие (от +1.9 до -0.8). Все это позволяет предположить, что мантийный источник

содержит некоторую примесь компонента EMII. Еще более выраженное влияние компонента EMII в источнике проявляется в Медвежинской кальдере Центрально-Чукотского сектора

(Tikhomirov et al., 2008). Таким образом, показана существенная латеральная неоднородность мантийных источников известково-щелочных магм ОЧВП на протяжении более 2500 км.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс протяженностью более 3200 км и с общим объемом изверженных известково-щелочных магм в более чем 1 млн. км<sup>3</sup> формировался от среднего альба до среднего кампана (106–77 млн. лет), что следует из данных U-Pb SHRIMP датирования циркона и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования фенокристов санидина, амфибола, биотита и плагиоклаза вулканитов (всего 160 датированных образцов из разных секторов пояса). Устанавливается импульсный, прерывистый характер вулканизма. Предварительно можно выделить несколько пиков вулканизма с модами около 105, 100, 96, 92–93, 87, 82 и 77 млн. лет. Пики 87 и 82 млн. лет – максимальные во всех секторах и относятся к наиболее объемным стадиям среднего и позднего циклов кислого игнимбритового вулканизма ОЧВП. Завершают извержения высокоглиноземистые базальты (76–78 млн. лет), формирующие вулканические плато в зонах локального растяжения на трансформальной континентальной окраине. Последние даты фиксируют время формирования цельной континентальной палеоокраины Северо-Востока Азии и сдвиг зоны субдукции от континента к океану. Результаты цирконометрии исследованных магматических пород вместе с данными по петрологии и геохронологии нижнекоровых ксенолитов гранулитов и габброидов позволяют предполагать глобальную модификацию и замещение глубинных частей окраинно-континентальной земной коры в мелом периоде. С учетом новых более надежных датировок, скорость вулканических накоплений в отдельных вулканоструктурах ОЧВП достигала 0.15–0.36 км<sup>3</sup>/год и более. В Пегтымельском прогибе на Чукотке вулканические породы, объем которых составляет около 113 тыс. км<sup>3</sup>, были извержены за 2 млн. лет, что позволяет предполагать развитие здесь в коньяке гигантской магматической провинции кислого состава или супервулканов.

В ОЧВП сосредоточены значительно большие объемы кислого игнимбритового вулканизма, чем в зрелых островодужных системах (ЗОС) и в Андийском окраинно-континентальном поясе. Вулканические породы окраинно-континентальных вулканогенных поясов (ОЧВП, Андийский) отличаются от пород ЗОС повышенными концентрациями К, Ti, P. Вариации примесных и главных элементов в базальтах и андезитах ОЧВП интерпретированы как отражение конкурирующих процессов ассимиляции/смешения и фракционной кристаллизации при эволюции родительской базальтовой магмы. Измеренные первичные отношения радиогенных изотопов Sr, Nd, Pb в вулканитах разных секторов

демонстрируют существенную латеральную неоднородность мантийных источников известково-щелочных магм вдоль ОЧВП на протяжении более 2500 км. Первичные изотопные отношения Sr, Nd, Pb в вулканитах Охотского сектора относительно деплетированные, близкие к линии смешения компонентов PREMA и BSE. В Западно-Охотской фланговой зоне источник магм наиболее обогащенный, близкий к EMI, а в Восточно-Чукотской зоне содержит примеси компонента EMII.

*Благодарности.* Авторы благодарны гл. редактору академик Бюргатову О.А. и Шаркову Е.В. (ИГЕМ РАН) за предложение опубликовать материалы доклада, сделанного нами на IV Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии. Мы также благодарны Гирнису А.В. (ИГЕМ РАН) и анонимному рецензенту за замечания, улучшившие текст статьи.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 06-05-64824, № 07-05-10096), гранта ДВО РАН № 09-1-П16-11, а также гранта Блауштейна Стэнфордского университета.*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии (22–27 сентября 2009 г., Петропавловск-Камчатский). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 235–237.
- Акинин В.В., Ворошин С.В. Интеграция геохронологических баз данных и ГИС для анализа эволюции магматизма на Северо-Востоке Азии // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 5. С. 39–50.
- Акинин В.В., Котляр И.Н. ГЕОХРОН – компьютерная база данных изотопного датирования минералов, горных пород и руд Северо-Востока России // Под ред. Бялбжецкого С.Г. Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 313–318.
- Акинин В.В., Ханчук А.И. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и U-Pb изотопных данных // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 5. С. 654–658.
- Акинин В.В., Хоуриган Д., Миллер Э.М. Новые данные о возрасте ольской свиты ОЧВП в бассейне р. Хета (по результатам Ar-Ar датирования) // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 82–84.
- Акинин В.В., Хоуриган Дж., Райт Дж., Миллер Э., Мишин Л.Ф. Новые данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (U-Pb SHRIMP-датирование) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 1. С. 22–26.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
- Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.

- Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Белый В.Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф.* Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 6. С. 64–75.
- Белый В.Ф., Белая Б.В.* Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л.* Охотское вулканическое плато // Геология и геофизика. 2001. Т. 43. № 2. С. 87–99.
- Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 261 с.
- Ващиллов Ю.Я.* Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 19–42.
- Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н.* Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.
- Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралёв В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В.* Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.* Средний состав базитовых магм и мантийных источников островных дуг и активных континентальных окраин по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол пород // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 3–28.
- Котляр И.Н.* Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 263 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П.* Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
- Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2. С. 179–198.
- Мишин Л.Ф., Акинин В.В., Мишин Е.Л.* Новые данные о возрасте магматических пород западного сектора Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 5. С. 12–24.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х., Нортон И.О., Стоун Д.Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д.У.* Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
- Петров О.В., Михайлов Б.К., Шевченко С.С., Розинов М.И., Колесников Д.И., Лохов К.И., Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Капитонов И.Н., Быкова Э.В., Сергеев С.А.* Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукач как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 60–76.
- Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.
- Полин В.Ф., Молл-Столкан Э.Дж.* Петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования Чукотского звена Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 4. С. 29–47.
- Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России // Под ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
- Самылина В.А.* Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
- Сахно В.Г., Акинин В.В.* Первые данные U-Pb датирования вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса // Докл. АН. 2008. Т. 418. № 2. С. 226–231.
- Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Сергеев С.А., Аленичева А.А., Тихомиров П.Л., Молл-Столкан Э.Дж.* Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамского вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // Докл. АН. 2010. Т. 343. № 3. С. 365–371.
- Стружков С.Ф., Константинов М.М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный Мир, 2005. 320 с.
- Сурков В.С., Ларичев А.И., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Соболев П.Н., Мигурский А.В., Липилин А.В., Михайлов Б.К., Волков С.В., Фельдман Л.Л., Сулейманов А.К., Яковлев А.Г.* Предварительные геологические результаты по Магаданскому участку опорного геофизического профиля 2ДВ (п-ов Кони – о. Врангеля) // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Материалы Всероссийского совещания. 2003. Т. 1. С. 72–75.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В.* Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ag-Ag и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 81–95.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Накамура Э.* Мезозойский магматизм Центральной Чукотки: новые данные U-Pb геохронологии и их геодинамическая интерпретация // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 2. С. 237–241.
- Умитбаев Р.Б.* Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 286 с.



- Устиев Е.К.* Охотский тектономагматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Сов. геология. 1959. № 3. С. 3–26.
- Устиев Е.К.* Проблемы вулканоплутонизма. Вулканоплутонические формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 12. С. 3–30.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гуцин А.В., Фролов В.Т., Сывороткин В.Л.* Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
- Щенетов С.В.* Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 122 с.
- Akinin V.V., Calvert A.T.* Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia // Eds. Miller E.L., Grantz A., Klempner S.L. Tectonic evolution of the Bering Shelf -Chukchi Sea - Arctic Margin and adjacent landmasses. Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper. 2002. V. 360. P. 147–165.
- Akinin V.V., Miller E.L., Wooden J.* Petrology and Geochronology of Crustal Xenoliths from the Bering Strait Region: Linking Deep and Shallow Processes in Extending Continental Crust // Geological Society of America Special Paper. 2009. V. 456. P. 39–68.
- Armstrong R.L., Ward P.L.* Late Triassic to earliest Eocene magmatism in the North American Cordillera; implications for the Western Interior Basin // Evolution of the Western Interior Basin. Special Paper - Geological Association of Canada. 1993. V. 39. P. 49–72.
- Bergman S.C., Akinin V.V., Miller E.L., Layer P.* North Alaska Upper Cretaceous tephra: Eurasian or North American source calderas? // Geological Society of America, Abstracts with Programs. 2006. V. 38. P. 90.
- Black L.P., Williams I.S., Compston W.* Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Somes, Enderby Land, Antarctica // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 94. P. 427–437.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C.* Improved  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geology. 2004. V. 205. P. 115–140.
- Bryan S., Ernst R.* Revised Definition of Large Igneous Province (LIP) // Earth Science Reviews, doi: 10.1016/j.earscirev.2007.08.008, 2007. P. 1–59.
- Calvert A.T.* Metamorphism and exhumation of mid-crustal gneiss domes in the Arctic Alaska terrane: Ph.D. thesis. Santa Barbara: University of California, 1999. 198 p.
- Clement S.W.J., Compston W.* Ion probe parameters for very high resolution without loss of sensitivity // US Geological Survey Circular. 1994. V. 1107. 62 p.
- DePaolo D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // Earth and Planetary Science Letters. 1981. V. 53. P. 189–202.
- Elliott T.* Tracers of the Slab // Ed. J. M. Eiler. Inside the Subduction Factory. Washington, DC: American Geophysical Union. 2003. P. 23–45.
- Engelbreton D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Special Paper. Boulder. Geological Society of America. 1985. 59 p.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Eds. Hancher J.M., Hoskin P.W.O. Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Washington: Mineralogical Society of America, 2003. V. 53. P. 27–62.
- Hourigan J.K.* Mesozoic-Cenozoic tectonic and magmatic evolution of the Northeast Russian margin: PhD thesis. Stanford: Stanford University, 2003. 218 p.
- Hourigan J.K., Akinin V.V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and geochemistry of the Arman and Malan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // GSA Bull. 2004. V. 116. № 5-6. P. 637–654.
- Ireland T.R., Williams I.S.* Considerations in zircon geochronology by SIMS // Eds. Hancher J.M., Hoskin P.W.O. Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Washington: Mineralogical Society of America, 2003. V. 53. P. 215–241.
- Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I.Yu.* New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ages of Cretaceous Continental Volcanics from Central Chukotka: Implications for Initiation and Duration of Volcanism within the Northern Part of the Okhotsk Chukotka Volcanic Belt (Northeastern Eurasia) // J. Geol. 2004. V. 112. P. 369–377.
- Kay R.W.* Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust // J. Volc. Geotherm. Res. 1978. V. 4. P. 117–132.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Ed. Rudnick R.L. Treatise on Geochemistry. The Crust. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3. P. 593–659.
- Kelley S.R., Spicer R.A., Herman A.B.* New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates for Cretaceous Chauna Group tephra, north-eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Research. 1999. V. 20. P. 97–106.
- Ludwig K.R.* Isoplot 3.00, a geochronological toolkit for Excel // Berkeley Geochron. Center Spec. Pub. 2003. V. 4. 58 p.
- Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.
- McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Moll-Stalcup E.J.* Latest Cretaceous and Cenozoic magmatism in mainland Alaska // Eds. Plafker G., Berg H.C. The Geology of North America. Boulder, Colorado: Geological Society of America. 1994. V. G-1. P. 589–620.
- Moll-Stalcup E.J., Krogh T.E., Kamo S., Lane L., Cecile M.P., Gorodinsky M.E.* Geochemistry and U-Pb geochronology of arc-related magmatic rocks, Northeastern Russia // GSA meeting 91<sup>st</sup> Ann. Cordilleran Section. 1995. V. 27. № 5. P. 65.
- Nimis P.* A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 121. P. 115–125.
- Nimis P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks, Part 2: Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. № 1. P. 62–74.

- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1973. V. 19. P. 290–300.
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
- Putirka K.* Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 135. P. 151–163.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E.* Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): Age, magma sources, and geodynamic implications // *Lithos*. 2008. V. 105. P. 329–346.
- Rowe H.* Petrogenesis of plutons and hypabyssal rocks of the Bering Strait Region, Chukotka, Russia: M.S. thesis. Houston, Texas: Rice University, 1998. 90 p.
- Rudnick R.L., Williams I.S.* Dating the lower crust by ion microprobe // *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. V. 85. P. 145–161.
- Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // Eds. Yin A., Harrison M. *The tectonic evolution of Asia*. London: Cambridge University Press, 1996. P. 486–641.
- Sinton C.W., Duncan R.A.* Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary // *Economic Geology*. 1997. V. 92. P. 836–842.
- Stone D.B., Layer P.W., Raikevich M.I.* Age and paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) near Lake El'gygytyn, Chukotka, Russia // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. V. 4. P. 243–260.
- Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1–35.
- Zindler A., Hart S.* Chemical Geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1986. V. 14. P. 493–571.