

На правах рукописи

Волынец Анна Олеговна

**ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ
СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ
СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ**

Специальность 25.00.01 – общая и региональная геология

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Москва-2006

Работа выполнена на кафедре динамической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова и в Институте вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук

Научный руководитель:

Доктор геолого-минералогических наук, профессор

Н.В. Короновский (Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, кафедра динамической геологии)

Официальные оппоненты:

Доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.М. Никишин (Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, кафедра региональной геологии и истории Земли)

Доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник

П.И. Федоров (Геологический институт РАН)

Ведущая организация:

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН)

Защита диссертации состоится 12 мая 2006 года в 14:30 на заседании диссертационного совета Д 501.001.39 при Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова по адресу: 119992, ГСП-2, Москва, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет, ауд. 415.

С диссертацией можно ознакомиться в Научной библиотеке геологического факультета МГУ (6 этаж Главного здания).

Автореферат разослан 11 апреля 2006 г.

Ученый секретарь диссертационного совета

доктор геолого-минералогических наук, профессор

А.Г. Рябухин

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследования. Высокая магмопродуктивность Курило-Камчатской островной дуги (ККОД), множество молодых, в т.ч. исторических извержений, обилие неизменных пород, высокая доля магм основного состава, в малой степени контаминированных осадочным и коровым материалом (*Kersting, Arculus, 1995; Цветков и др., 1989; Churikova et al., 2001*) – все это позволяет изучать магматические системы практически в первозданном виде и вызывает повышенный интерес ученых к этому региону. Кроме того, ККОД и, в частности, ее Камчатский сегмент, представляются одной из наиболее сложнопостроенных островодужных систем (*Tatsumi et al., 1995; Davaille, Lees, 2004* и др.). В последнее время опубликовано большое количество работ по петрологии, геохимии, тектонике и сейсмологии Камчатки. Подавляющее большинство этих работ посвящено различным аспектам проявления вулканизма в Восточном Вулканическом фронте, Центральной Камчатской Депрессии и Южной Камчатке.

Срединный хребет - один из наименее изученных вулканических районов Камчатки. В южной части хребта, до широты Ичинского вулкана, сейсмофокальная зона трассируется на глубине 350 км (*Gorbatov et al., 1997*). Северная часть хребта считается геологически стабильной, что доказано сейсмологическими методами (*Авдейко и др., 2002; Трубицын и др., 1998; Davaille, Lees, 2004*). Однако в последние годы радиоуглеродным и тефрохронологическим методами был установлен голоценовый возраст извержений для многочисленных вулканических центров как в южной, так и в северной части хребта (*Базанова, Певзнер, 2001; Певзнер, 2004, 2006; Dirksen et al., 2004*). Данные по геохимии и геодинамике района (*Volynets, 1994; Tatsumi et al., 1995; Авдейко и др., 2002; Churikova et al., 2001; Перепелов 2004, 2005* и др.) свидетельствуют о невозможности однозначной интерпретации существующей здесь позднечетвертичной вулканической активности. До сих пор остается неясным, является ли Срединный хребет третьей, тыловой зоной современной островодужной системы, связанной с погружением Тихоокеанской плиты (*Churikova et al., 2001*), или же он представляет собой самостоятельную палеодугу, субдукция в которой прекратилась в миоцене (*Авдейко и др., 2002; Трубицын и др., 1998, Volynets, 1994*). Таким образом, на сегодняшний день получено большое количество различных, зачастую противоречивых геологических данных о четвертичной истории вулканизма в пределах Срединного хребта Камчатки. **Цели настоящей работы** могут быть сформулированы следующим образом:

- Изучение эволюции вещественного состава плейстоцен-голоценовых вулканических пород Срединного хребта Камчатки в пространстве и времени
- Определение условий и механизмов магмообразования в зоне Срединного хребта Камчатки
- Построение принципиальной геодинамической модели проявления позднечетвертичного вулканизма в пределах Срединного хребта Камчатки.

В связи с этим решались следующие **задачи**: изучение вещественного состава пород, включая содержание главных петрогенных и микроэлементов и изотопный состав Sr, Nd, Pb; петрохимическая и геохимическая типизация пород на основе полученных геохимических данных, изотопной систематики Sr, Nd, Pb, минералогического состава пород; сопоставление составов пород Срединного хребта с породами Восточного Вулканического Фронта и Центральной Камчатской Депрессии; выявление пространственных и возрастных вариаций вещественного состава пород; определение

качественного и количественного состава источника магм; разработка принципиальной геодинамической модели магнообразования, приводящей к установленному разнообразию пород.

Фактический материал. Образцы для исследования были отобраны автором в 2001-2004 гг. при полевых работах в составе отрядов ГИН РАН и ИВиС ДВО РАН. Было произведено детальное опробование четвертичных пород моногенных вулканических центров, плато и стратовулканов по 200-километровому профилю с юга на север Срединного хребта Камчатки. Кроме того, автором изучен ряд образцов из коллекции Певзнер М.М. (ГИН РАН), Чуриковой Т.Г. (ИВиС ДВО РАН), Ладыгина В.М. (МГУ) и Перепелова А.Б. (ИГХ СО РАН). Настоящая работа базируется на результатах анализов 120 образцов, выполненных автором. Полученные данные характеризуют породы Ичинского вулкана и окружающего его поля моногенного вулканизма; моногенных конусов в районе вулкана Ахтанг и поселка Эссо; Кекунайского поля моногенного вулканизма; хребта Крюки; вулканического массива Алней-Чашаконджа; Двухюрточного плато; Седанкинского вулканического района; вулкана Горного института; Озерновского района моногенного вулканизма и подстилающего его плато; моногенных конусов в районе вулкана Теклетунуп (от 55°34' с.ш. до 57°54' с.ш.) (рис. 1).

Методы и методики исследования. Для решения поставленных задач были опробованы наиболее представительные вулканические центры с учетом хроностратиграфических данных. Использовались следующие методы: (а) геологические: дешифрирование аэрофотоснимков, сбор каменного материала, полевое макроскопическое описание пород; (б) петролого-минералогические: описание шлифов, выявление серий пород с различными минералогическими ассоциациями, исследование составов минералов, расплавных и твёрдофазных включений в них (96 анализов минеральных пар оливин-шпинель, 30 определений концентраций главных петрогенных элементов, S и Cl в расплавных включениях на электронном микрозонде и 20 анализов микроэлементов в расплавных включениях на ионном зонде); (в) геохимические: рентгенофлуоресцентный анализ (XRF, 120 анализов); масс-спектрометрия (ICP-MS, 73 анализа); изотопный анализ Sr, Nd, Pb (19 анализов); (г) методы численного количественного моделирования состава мантийных источников и флюидов с использованием уравнений плавления, кристаллизации и смешения магм. Аналитические работы велись в лабораториях Abteilung Geochemie GWZ, Göttingen Universität, Germany; ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН, ИМГРЭ РАН (Москва); ИГХ СО РАН (Иркутск); Институте Микроэлектроники РАН (Ярославль); кафедре петрографии МГУ.

Научная новизна работы. Впервые было проведено столь подробное и всестороннее изучение пород Срединного хребта Камчатки, включая анализы содержания микроэлементов и изотопных отношений, изучены пространственные и временные вариации составов пород по профилю хребта, сопоставлен состав пород полей моногенного вулканизма и подстилающих, более древних, плато-базальтов; сопоставлены составы пород Срединного хребта с породами хорошо изученных вулканически-активных поясов Камчатки – Восточного Вулканического Фронта и Центральной Камчатской Депрессии, что позволило сделать выводы об эволюции состава источника вещества. Впервые оценен состав флюидной компоненты в источнике магм Срединного хребта, вариации состава всех компонентов источника по простиранию хребта. Предложена геодинамическая модель, связывающая молодой вулканизм Срединного хребта с процессами, происходящими в надсубдукционной зоне

после прекращения субдукции.

Практическая значимость определяется новизной подхода и комплексностью выполненного исследования, что предопределяет целесообразность использования методов, обоснованных в работе, для разработки типизации и генетической интерпретации островодужного вулканизма.

Апробация. Результаты исследований докладывались и обсуждались на международных и отечественных совещаниях и рабочих встречах в виде устных и стендовых докладов: на XXXVII Тектоническом совещании «Эволюция тектонических процессов в истории Земли», конференции «Ломоносов-2003» в Москве (ГИН РАН, 2004, МГУ, 2003), Международном (X Всероссийском) петрографическом совещании «Петрография XXI век» в Апатитах (2005), Первой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле в Новосибирске (ОИГГМ СО РАН, 2002), Международном симпозиуме по проблемам эксплозивного вулканизма (ИВиС ДВО РАН, 2006) ; III, IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs в Фэйрбенксе (США, 2002) и Петропавловске-Камчатском (2004), AGU Fall Meeting 2002 в Сан-Франциско (США, 2002), IAVCEI 2004 General Assembly в Пуконе (Чили, 2004). Материалы диссертации были доложены на ученом совете Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (2006), на семинаре в Вулканологической обсерватории Каскад в Ванкувере, штат Вашингтон (США, 2002) и отмечены премией на Молодежной секции Тектонического совещания в Геологическом Институте РАН (Москва, 2004).

Публикации по теме диссертации. По теме диссертации опубликовано 10 работ, 2 статьи сданы в печать.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав и заключения. Объем работы составляет 111 страниц машинописного текста, 46 иллюстраций, 5 таблиц, 3 приложения. Библиографический список включает 156 работ.

Благодарности. Подготовка и проведению работы содействовали многие исследователи. Работа выполнена под руководством доктора геолого-минералогических наук, профессора Короновского Н.В. (МГУ), которому я искренне благодарна за действенную помощь и ценные советы.

Особую признательность я выражаю старшему научному сотруднику ИВиС ДВО РАН, к.г.-м.н. Чуриковой Т.Г., и профессору Герхарду Вернеру (Геттингенский университет) за постоянное внимание, всестороннюю помощь и поддержку на протяжении всех этапов работы. Эти замечательные ученые сформировали меня как геолога, всегда были рядом, чтобы отвечать на мои бесчисленные вопросы и задавать мне - свои, как раз тогда, когда я начинала думать, что все понимаю. Благодаря Вашему деятельному участию эта работа состоялась. Спасибо!

Большое спасибо моим коллегам к.г.-м.н. Певзнер М.М. (ГИН РАН); с.н.с. Пузанкову М.Ю., с.н.с. Дирксену О.В., с.н.с. Базановой Л.И., к.г.н. Пономаревой В.В. (ИВиС ДВО РАН); к.г.-м.н. Портнягину М.В. (ГЕОХИ РАН); инж. Новикову Г.Н. (ГИН РАН), к.г.-м.н. Красильникову А.С., Бакланову А., Родину В., Зубкову Е. (МГУ) за помощь и сотрудничество при проведении полевых работ. Спасибо д.г.-м.н., акад. РАЕН Иванову Б.В., д.г.-м.н. Колоскову А.В., д.г.-м.н. Авдейко Г.П., д.г.-м.н. Мелекесцеву И.В. (ИВиС ДВО РАН), д.г.-м.н., проф. Ломизе М.Г. (МГУ) за плодотворные дискуссии и ценные комментарии; к.г.-м.н. Бабанскому А.Д. (ИГЕМ РАН) и Тому Миллеру (Аляскинская вулканологическая обсерватория) – за постоянную жаркую поддержку

всех моих геологических начинаний; Певзнер М.М., к.г.-м.н. Чуриковой Т.Г. (ИВиС ДВО РАН), к.г.-м.н. Перепелову А.Б. (ИГХ СО РАН) и к.г.-м.н. Ладыгину В.М. (МГУ) за предоставление образцов, использованных в данном исследовании, Перепелову А.Б., Чуриковой Т.Г., Бабанскому А.Д., д.г.-м.н. Солововой И.П., д.г.-м.н. Гирнису А.В. (ИГЕМ РАН), к.ф.-м.н. Кононковой Н.Н. (ГЕОХИ РАН), за помощь при проведении аналитических работ; Чуриковой Т.Г. и Перепелову А.Б. за предоставленные анализы; к.г.-м.н. Плечову П.Ю. (МГУ) за помощь при проведении аналитических и полевых работ; Рудько Д.В. (МГУ) за помощь в транспортировке образцов. Комментарии Короновского Н.В., Чуриковой Т.Г., Бабанского А.Д., Ломизе М.Г. и Певзнер М.М. по ранним вариантам работы помогли значительно улучшить диссертацию.

Спасибо всем моим коллегам из Геттингенского университета, терпеливо обучавшим меня аналитической работе и охотно помогавшим решать все мои проблемы во время пробоподготовки, получения и интерпретации данных.

Большое спасибо моей семье и друзьям за помощь, поддержку, понимание, фантастическое терпение и веру в меня. Мой отец, Олег Назарович Волюнец, открыл для меня мир геологии и вдохновил это исследование, щедро делился своим пониманием процессов магматизма и дал неоценимые советы по выбору объектов исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, грантов DAAD A/04/00138, РИ-112/001/610 “Ведущие научные школы”, Jack Kleinman Internship for Volcano Research-2002, Программы 13 Президиума РАН, РФФИ № 03-05-65007, 96-05-65311, 99-05-64954, 01-05-64998, 02-05-64991, 05-05-64776, проектов Минпромнауки № 43.700.11.0005, № 43.043.11.1606, государственного контракта с Управлением развития поисковых исследований и новых технологий Федерального агентства по науке и инновациям № 01.700.12.0028, гранта DFG-RFBR № 00-0504000 (2000-2002), Национального географического общества США.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во **введении** подробно описана актуальность работы, ее цели и задачи, научная и практическая значимость.

Глава 1. Состояние изученности района и постановка задач исследований.

1.1. Общие сведения о Курило-Камчатской островной дуге. Зональность, геохимическая типизация и модели генезиса позднекайнозойских вулканических пород Камчатки.

Курило-Камчатская островная дуга расположена в северо-западной части конвергентного сочленения Евразийской и Тихоокеанской плит, последняя из которых в настоящее время погружается со скоростью ~8-9 см в год, увлекая за собой под Камчатку Императорский подводный хребет (*Geist, Scholl, 1994*). Берингийская часть Северо-Американской плиты, расположенная к северу от Алеутского глубоководного жёлоба, рассматривается как стабильная начиная с конца миоцена (*Трубицын и др., 1998; Varanov et al., 1991, Федоров, Шаниро, 1998*).

Камчатский полуостров, формирующий северную часть Курило-Камчатской дуги, является одним из наиболее вулканически активных регионов Земли; здесь выделяется более 200 четвертичных вулканов, 29 из которых активны по сей день (*Действующие вулканы Камчатки., 1991*). Кроме этого, в последние годы голоценовый вулканизм (в т.ч. действующие и потенциально активные вулканы) был выявлен в Срединном хребте Камчатки (*Базанова, Певзнер, 2001; Певзнер, 2004, 2006; Dirksen et al., 2004*).

Четвертичный вулканизм на Камчатке проявлен в трех зонах, параллельных

глубоководному желобу: (1) Восточный Вулканический Фронт (ВВФ); (2) Центральная Камчатская Депрессия (ЦКД); и (3) тыловая вулканическая зона, представленная Срединным хребтом (СХ) (рис.1). Южная часть Камчатки, до широты Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций, считается продолжением Курильской островной дуги. Типично-островодужная геохимическая зональность в породах наблюдается на широте вулканов Гамчен и Ичинский, где в сечении представлены все три зоны. Зональность связывается с разными уровнями отделения летучих и хорошо выражена в геохимическом и изотопном составе пород (*Churikova et al.*, 2001). В настоящее время северное окончание вулканической активности на Камчатке фиксируется на вулкане Шивелуч, что, вероятно, связано с изменением геометрии границы плит с ЮЗ-СВ конвергентного сочленения на Берингийскую зону трансформных разломов (ТЗ) СЗ-ЮВ простирания (*Горельчик и др.*, 1996; *Yogodzinski et al.*, 2001). Глубина сейсмофокальной зоны вдоль границы Евразийской и Тихоокеанской плит меняется от 500-700 км на юге Камчатки до 200 км на севере (*Davaille, Lees*, 2004; *Gorbatov et al.*, 1997; *Низкоус*, 2005); при этом угол погружения Тихоокеанской плиты меняется от $\sim 50^\circ$ на юго-западе до $\sim 20^\circ$ (не более) на северо-востоке (*Низкоус*, 2005). Таким образом, сейсмический рисунок погружающейся плиты свидетельствует об уменьшении ее глубины и угла погружения с юга на север; глубина эпицентров землетрясений в Берингийской ТЗ составляет около 50 км (*Davaille, Lees*, 2005). Глубинное сейсмическое зондирование (*Балеста*, 1991) показало, что мощность земной коры на Камчатке изменяется от 20 км до 42 км, увеличиваясь с юга на север. Вкрест простирания дуги, на широте Ключевой группы вулканов, ее мощность меняется с запада на восток от 30 км под СХ до 40-42 км под ЦКД.

1.2. Срединный хребет Камчатки.

СХ удален от современного глубоководного желоба приблизительно на 400 км, при этом самая северная часть хребта более чем на 200 км выходит за пределы Берингийской ТЗ, маркирующей северную границу Тихоокеанской плиты. В южной части хребта, на широте вулкана Ичинского, сейсмофокальная зона трассируется на глубине 350 км (*Gorbatov et al.*, 1997). Северная часть хребта считается геологически стабильной, что доказано сейсмологическими методами (*Авдейко и др.*, 2002; *Трубицын и др.*, 1998; *Davaille, Lees*, 2004). Тем не менее, голоценовая вулканическая активность в СХ была зафиксирована для нескольких стратовулканов: Хангар (*Базанова, Певзнер*, 2001), Ичинский (*Певзнер*, 2004), Алней, Горного Института и Спокойный (*Певзнер*, 2006). Вулканы Хангар, Ичинский, Алней и Горного Института по классификации (*Мелекесцев и др.*, 2001) являются действующими и потенциально опасными, а вулкан Спокойный считается потухшим. Более того, последними геохронологическими работами было показано, что широкое распространение основных пород, связанных с проявлениями позднечетвертичного моногенного вулканизма, более характерно для северной части СХ, чем для южной. Это и обширные поля базальтов Q_{3-4} возраста в Седанкинском вулканическом районе (*Dirksen et al.*, 2004), и моногенные лавовые потоки Киреунский и реки Лево́й Бело́й на склонах вулканического массива Алней-Чашаконджа с возрастом 2600 ^{14}C лет (*Певзнер*, 2004), и Озерновский лавовый поток с возрастом около 9000 ^{14}C лет (*Pevzner et al.*, 2002). Самым северным среди изученных голоценовых моногенных центров СХ и всей Камчатки является конус Тобельцев, образовавшийся ~ 3500 ^{14}C л.н., расположенный в 180 км севернее вулкана Шивелуч (*Певзнер*, 2006). На продолжении ВВФ и ЦКД на данной широте голоценовый вулканизм не выявлен. Отсутствие активной субдукции в этом районе в настоящее время подтверждено

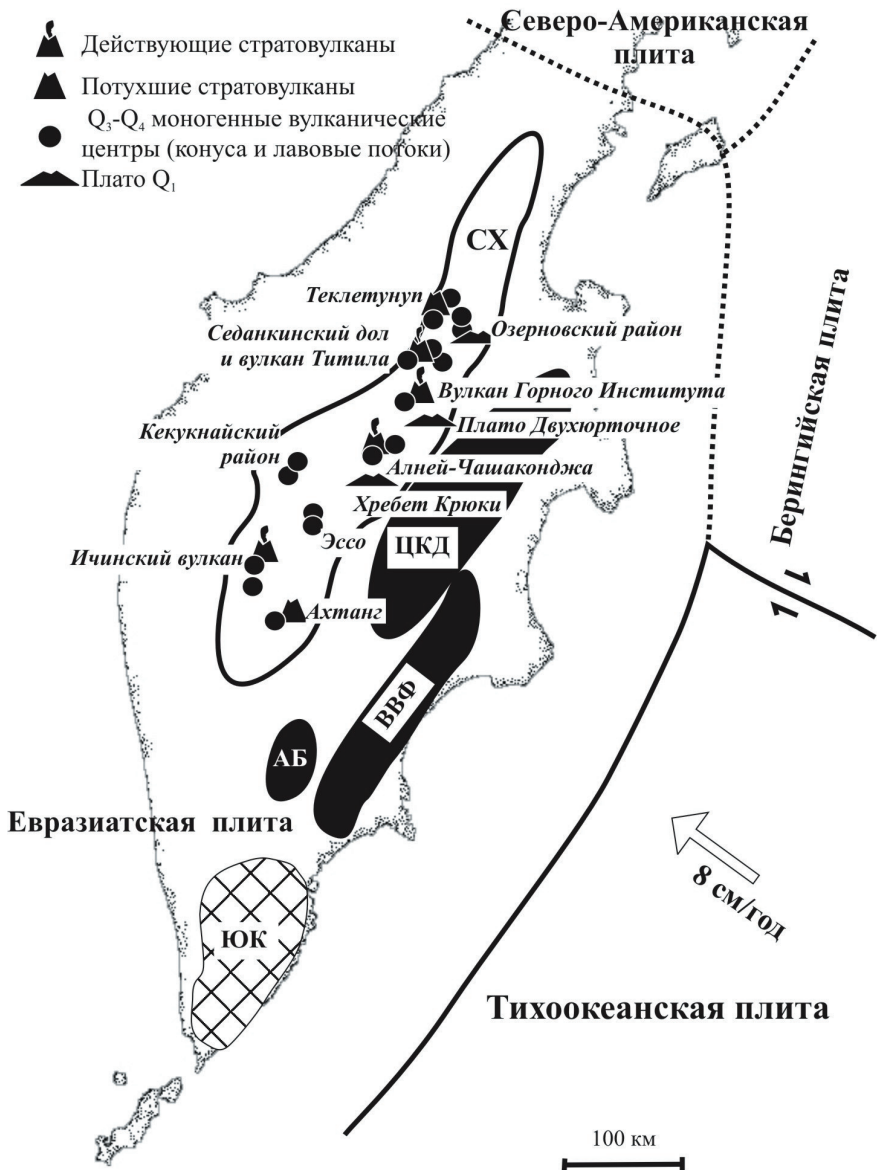


Рис. 1. Принципиальная схема вулcano-тектонического районирования Камчатки и расположение объектов исследования. СХ - Срединный хребет; ВВФ - Восточный вулканический фронт; ЦКД - Центральная Камчатская Депрессия; ЮК - Южная Камчатка; АБ - бассейн реки Авача. Границы вулканических зон по <http://kamchatka.ginras.ru> (граница зоны активного вулканизма Срединного хребта согласно (Левзнер, 2006)); границы плит по (Gordeev et al., 2001).

отсутствием активного вулканизма, включая результаты морских геофизических исследований и драгировок (*Baranov et al.*, 1991).

Таким образом, наличие Q_4 вулканической активности в северной части СХ заставляет вернуться к рассмотрению геодинамической ситуации в этой части Камчатки в целом. Немногочисленные работы, в которых обсуждался вещественный состав вулканических пород СХ (*Огородов и др.*, 1972; *Действующие вулканы...*, 1991; *Volynets*, 1994; *Tatsumi et al.*, 1995; *Churikova et al.*, 2001; *Перепелов*, 2004, 2005; *Федоров, Шаниро*, 1998; и др.), свидетельствуют о необходимости более комплексного, целенаправленного изучения района с привлечением современных методов получения и обработки данных.

Глава 2. Геологическая обстановка района исследований.

В главе дан краткий очерк геологического строения СХ. В пределах СХ породы метаморфического фундамента обнажаются в Срединном массиве, возраст которого определен методами трекового датирования цирконов из наиболее древних гнейсов как архейский (2,8-2,5 млрд. лет), раннепротерозойский (2,1 – 1,7 млрд. лет) и позднепротерозойский (~1 млрд. лет) (*Bindeman et al.*, 2002; *Hourigan et al.*, 2001). В Центральной Камчатке (СХ) покровно-складчатый фундамент сложен преимущественно дислоцированными кампан-палеоценовыми образованиями Ачайваям-Валагинской дуги, представленными вулканическими, вулканогенно-осадочными и кремнистыми образованиями. Комплексы дуги шарьированы в северо-западном направлении на окраину Азии вдоль Ирунейско-Вагынского надвига, структуры которого прослеживаются почти на 100 км вдоль Камчатки и Олюторского региона (*Шаниро*, 1995). Возраст тектонических движений вдоль надвига омолаживается с юга на север, что предполагает проградацию коллизии дуги с континентальной окраиной в северном направлении (*Константиновская*, 2003). Центральная часть СХ, являющаяся предметом настоящего исследования, выделяется в границах от р.Ичи на юге до верховий р.Кахтаны и Хайлюли на севере. Наиболее широко здесь представлены мощные вулканогенные комплексы пород, которые соответствуют доалнейскому ($Pg_3-N^{1-2}_1$), алнейскому ($N^3_1-N_2$) и четвертичному вулканическим циклам (*Огородов и др.*, 1972).

Глава 3. Геологический материал и методы исследования

Для выявления причин и характеристики источников вулканизма в исследуемом районе был опробован профиль по простиранию хребта, длиной более 200 км: от Ичинского вулкана на юге до в.Теклетунуп на севере (рис. 1). В течение нескольких полевых сезонов нами были отобраны породы монотенных вулканических центров и стратовулканов преимущественно $Q_{3,4}$ возраста, а также более древние платобазальты (предположительно Q_1 возраста (*Геологическая карта...*, 2005)), являющиеся основанием для молодых построек. Особое внимание уделялось объектам наиболее молодого возраста, который был установлен тефрохронологическим и радиоуглеродным методами. В главе дано геоморфологическое описание объектов опробования.

Аналитическая часть работы была выполнена автором в геологическом центре Геттингенского университета им. Георга-Августа (Германия), в отделении геохимии, в лабораториях ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН, ИМГРЭ РАН (Москва), ИГХ СО РАН (Иркутск), Институте Микроэлектроники РАН (Ярославль), на кафедре петрографии МГУ. В главе дано подробное описание методов и методик аналитической части работы; приводятся схемы пробоподготовки, ошибки измерения, список анализировавшихся стандартов и поправок.

Глава 4. Вещественный состав вулканических пород: результаты исследования

4.1. Петрография. Большая часть изученных пород представлена оливин-плаггиоклазовыми или оливин-пироксен-плаггиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами, более кислые разновидности (андезиты и дациты) встречаются в подчиненном количестве и чаще характерны для стратовулканов.

4.2. Минералогия. Состав фенокристаллов оливина меняется от Fo62 до Fo87; Cr# шпинелей ($100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$), захваченных оливином, - от 30 до 57 (такие существенные вариации связаны с сильно меняющимся содержанием алюминия на фоне относительно постоянного содержания хрома); состав клинопироксена во вкрапленниках отвечает диопсиду – авгиту; плаггиоклаза во вкрапленниках и основной массе – андезину-битовниту.

4.3. Вариации геохимического состава изученных пород. Большая часть изученных пород принадлежит к известково-щелочной умеренно- и высоко-калийевой сериям. Графики распределения микроэлементов для всех изученных пород обладают типично-островодужными признаками: в различной степени обеднены высокозарядными и тяжелыми редкоземельными элементами и обогащены крупноионными и легкими редкоземельными элементами (рис. 2). Практически все изученные породы характеризуются пониженными по сравнению с N-MORB концентрациями тяжелых редкоземельных элементов (в среднем в ~1,4 раза ниже, макс. до 2,5 раз). Хотя ясная Nb-Ta аномалия наблюдается во всех изученных породах, в породах Q_{3,4} возраста концентрации Nb и Ta выше, чем в типично-островодужных породах вулканического фронта, что предполагает различную степень обогащения источника этими элементами. В целом на всём протяжении субмеридионального траверса СХ породы имеют сходные графики распределения микроэлементов, с близкими отношениями содержаний несовместимых элементов.

Исключение представляют собой породы древнего (Q₁?) стратифицированного плато в районе рек Правой илевой Озерной. В то время как продукты моногенных извержений Q₃³-Q₄, перекрывающие плато, имеют характер распределения микроэлементов, схожий с другими изученными породами СХ (с повышенными содержаниями высокозарядных элементов – Nb, Ta, Hf, Zr, Ti), платобазальты Озерновского района четко делятся на две группы. Первая группа геохимически сходна с моногенными базальтами. Породы второй группы резко отличаются от всех остальных изученных объектов СХ: они существенно обеднены высокозарядными и редкоземельными элементами и обогащены флюид-мобильными (такими, как Ba, Pb, Sr). Базальты плато р.левой Озерной имеют наибольшую величину Ba/Nb, превышая в 80 раз значения этого отношения в других изученных образцах, что объясняется как высокими содержаниями бария, так и очень низкими - ниобия. Кроме того, отношение La/Yb в этих породах варьирует от 2,5 до 6, тогда как во всех остальных изученных моногенных базальтах СХ оно не опускается ниже 7,5, что говорит о более высоких степенях плавления в источнике пород плато.

4.4. Изотопная систематика Sr, Nd, Pb. Изученные породы характеризуются гомогенным изотопным составом, несмотря на существенные различия географического положения, геологической обстановки и геохимического состава анализировавшихся пород. За исключением двух образцов (AB0221 и TT-1019/1), изученные породы имеют сравнительно узкий диапазон значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703074-0,703359) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,513018-0,513106) (рис. 3А). Эти величины обычны для четвертичных пород Камчатки (Polynets, 1994). Образец AB0221 (Q₄ лавовый поток шлакового конуса Дальний, Седанкинский район) характеризуется изотопными отношениями, наиболее близкими к N-MORB: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7028$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513108$. Образец TT-1019/1 (Q₃ шлаковый конус из района

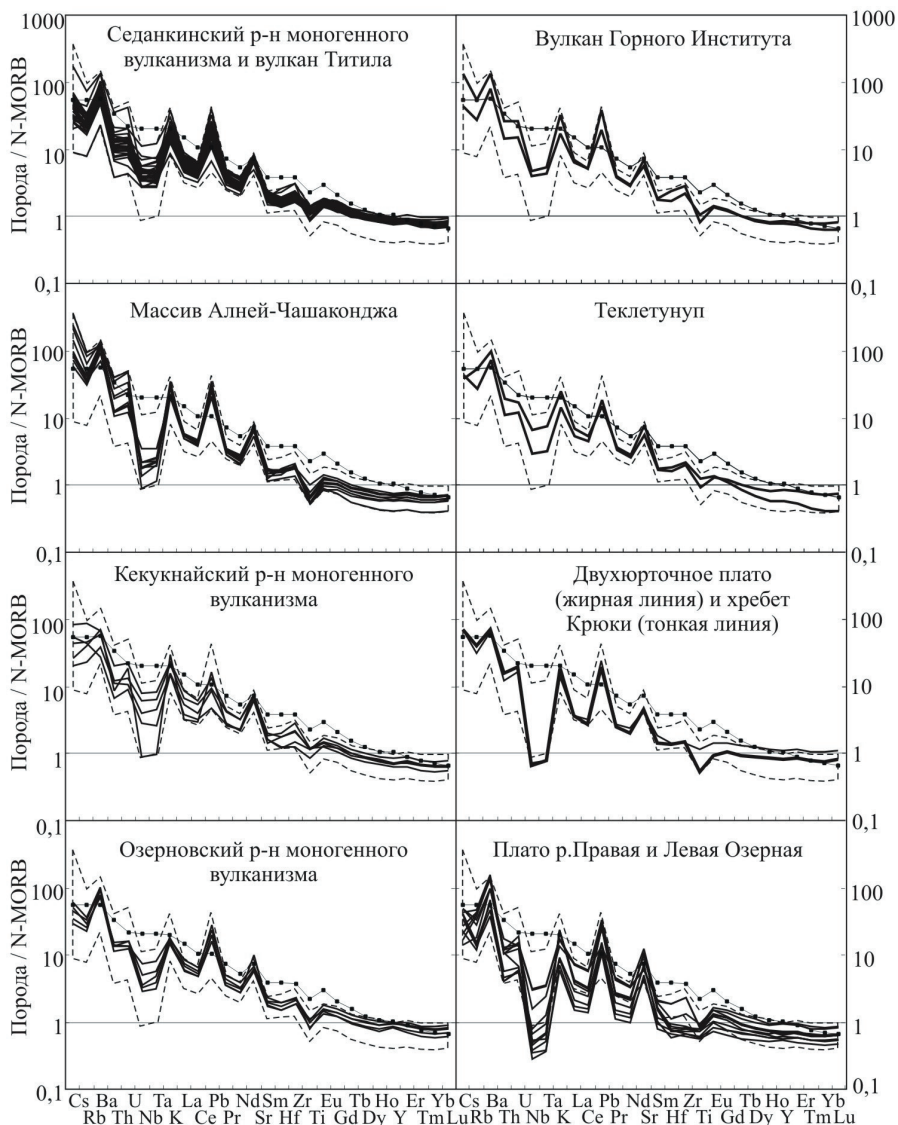


Рис. 2. Графики распределения микроэлементов, нормированных на N-MORB, в изученных породах Срединного хребта. Пунктиром показано поле всех проанализированных составов, за исключением пород плато р.Правая и Левая Озерная, Двухюрточного, хребта Крюки. Порядок расположения элементов по (Hofmann, 1988), добавлены Cs и все редкоземельные элементы. Концентрации элементов в N-MORB по (Sun, McDonough, 1989). Концентрации в OIB (Sun, McDonough, 1989) нанесены для сравнения (черная линия с точками).

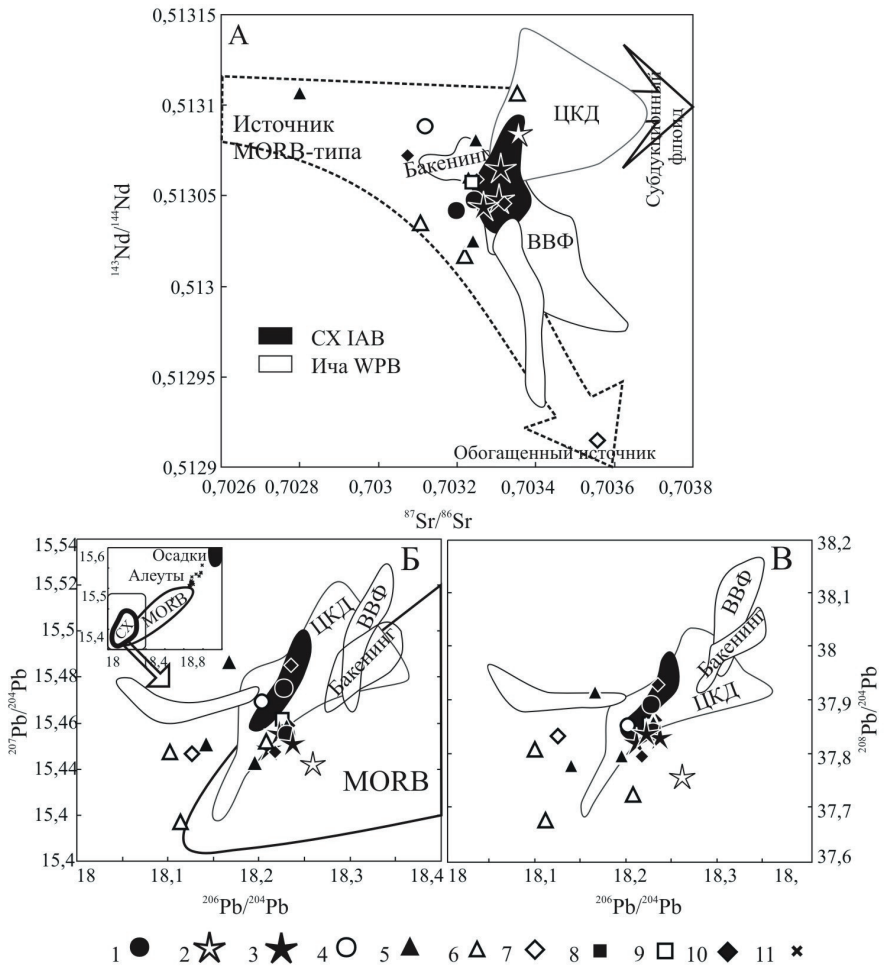


Рис. 3. Изотопная систематика Sr, Nd, Pb в изученных породах Срединного хребта. Полями показаны ранее опубликованные данные по изотопному составу пород Камчатки (*Churikova et al.*, 2001; *Dorendorf et al.*, 2001); N-MORB (*Miller et al.*, 1994; <http://earthref.org>); пелагических тихоокеанских осадков (*Miller et al.*, 1994; *Kersting, Arculus*, 1995). А: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Стрелками схематически показано трехкомпонентное смешение между мантийными источниками N-MORB, OIB типа и субдукционным флюидом. Б, В: изотопная систематика Pb в сравнении с ранее изученными породами Камчатки, Алеут, N-MORB и пелагическими тихоокеанскими осадками (см. врезку).

Условные обозначения: 1 - Озерновский район моногенного вулканизма; 2 - плато р. Левая Озерная; 3 - плато р. Правая Озерная; 4 - Двухюрточное плато; 5 - Седанкинский район моногенного вулканизма; 6 - Кекукнайский район моногенного вулканизма; 7 - Теклетунуп; 8 - вулкан Тигила; 9 - вулкан Горного Института; 10 - массив Алней-Чашаконджа; 11 - породы Алеутских островов по (*Miller et al.*, 1994).

в.Теклетунуп), напротив, отличается высоким стронциевым (0,703557) и низким неодимовым (0,512916) изотопными отношениями, являясь наиболее обогащённой породой в нашей коллекции.

Изотопные отношения свинца имеют существенно примитивный состав ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,10-18,26$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,417-15,486$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,676-37,928$) (рис. 3Б, В), укладывающийся в диапазон ранее опубликованных данных по породам СХ. Все наблюдаемые вариации изотопов свинца сводятся к достаточно тонким различиям, которыми можно пренебречь при региональном исследовании. Отличительной чертой изученных пород является полное отсутствие корреляции между изотопным составом и отношениями флюид-мобильных и несовместимых элементов (Ba/Nb, Ba/Th, U/Nb, Ce/Pb).

4.5. Состав расплавных включений в оливине. В базальте и андезито-базальте двух стадий извержения Q_4 конуса Южный Черпук (ЮЧ) и Q_3 базальте г.Скалистой (СК) изучены первичные расплавные включения (РВ) в оливине (оба моногенных центра находятся в Ичинском вулканическом районе). РВ имеют футлярообразную, овальную, эллипсоидную форму; размер анализировавшихся включений преимущественно 30-100 мкм. Гомогенизированные РВ ЮЧ имеют состав, близкий к составу пород. Расплавы СК по сравнению с исходной породой имеют более магнезиальный состав с повышенным содержанием щелочей и титана и образуют независимые тренды фракционирования. Распределение микроэлементов в РВ и породах имеет схожий характер. В РВ наблюдается более широкий спектр концентраций микроэлементов, чем в исходных породах, однако отношения микроэлементов в РВ и породе остаются более-менее постоянными; таким образом, состав изученных включений характеризует состав исходных расплавов для пород СК и ЮЧ.

РВ в базальте СК имеют высокие концентрации Nb и TiO_2 (Nb в породе СК - 16, TiO_2 - 1,78, в расплавах Nb=23 - 31 и $\text{TiO}_2=1,81-2,26$), значительно выше, чем в базальте ЮЧ и в его РВ (Nb=8-10, $\text{TiO}_2=1,12-1,28$). Вследствие этого отношения Ba/Nb и U/Nb значительно ниже в СК (18-22 и 0,02-0,04), чем в ЮЧ (46-70 и 0,04-0,11), а Nb/Yb, напротив, выше в СК (около 11, тогда как в ЮЧ - 2,5). Все вышеперечисленные различия свидетельствуют о том, что породы СК и ЮЧ не связаны процессами фракционной кристаллизации и образовались из разных источников, несмотря на близкое пространственное и временное расположение моногенных центров. Интересной особенностью всех изученных РВ является их высокое Dy/Yb отношение (1,5-2,44). РВ СК имеют наибольшие концентрации Nb, Hf, Zr, Ti из всех изученных пород и РВ Срединного хребта, максимально приближаясь к эталонному составу базальтов внутриплитного типа (ОИВ). Вместе с тем, изученные РВ характеризуются повышенными по сравнению с ОИВ концентрациями K, Ba, Sr, Pb. Концентрации летучих в общем отвечают ранее опубликованным данным по СХ (Churikova et al., 2003). Хотя S и Cl в наших образцах (200-1500 ppm и 250 - 780 ppm, соответственно) показывают большие вариации, чем в ранее изученных породах Ичинской и Ахтангской зоны, они все же существенно ниже, чем в таковых для ВВФ и ЦКД. Содержание фтора несколько более постоянно и имеет более высокие значения, чем в породах ВВФ и большей части ЦКД (Churikova et al., 2003, 2004). F/Cl отношение положительно коррелирует с B/La, U/Nb, B/Nb, U/Th. Также наблюдаются положительные корреляции B/La с K_2O , U/Nb и Li/Yb.

Таким образом, можно сформулировать **первое защищаемое положение:** *Изучен вещественный состав плейстоцен-голоценовых вулканических пород Срединного*

хребта Камчатки. Существенных вариаций в геохимическом и изотопном составе пород вдоль простирания хребта не обнаружено: все плейстоцен-голоценовые породы относятся к умеренно- и высоко-кальевым типам известково-щелочной серии, характеризуются островодужным распределением микроэлементов и примитивными значениями изотопных отношений. Раннеплейстоценовые породы (плато) отличаются от позднеплейстоцен-голоценовых (стратовулканы и моногенные конуса) пород Срединного хребта по содержанию целого ряда микроэлементов и величине их отношений.

Глава 5.

Условия и механизмы магмообразования в Срединном хребте Камчатки. Геодинамическая модель проявления вулканизма в позднем плейстоцене-голоцене.

Множество работ, вышедших в последние годы, посвящено геодинамическому контролю химического состава островодужных магм, составу и количеству флюида, принимающего участие в генезисе островодужных пород и остаточным фазам, контролирующим равновесие расплав/твердая фаза в перидотите (*McCulloch, Gamble, 1991; Ayers, 1997; Pearce, Parkinson, 1993; Poli, Schmidt, 2002;* и т.д.). Было показано, что наиболее эффективным инструментом для таких целей является химия микроэлементов (и отношений микроэлементов), а также изотопные систематики пород. На геохимический состав породы влияет целый ряд факторов, включая состав мантийного источника, различную степень его плавления, осадочный материал субдуцируемой плиты, вещество субконтинентальной литосферы или коровых пород. Комплексное изучение геохимического и изотопного состава пород на основании максимально репрезентативной коллекции дает возможность определить некоторые из этих факторов и оценить геодинамическую обстановку даже в отсутствии надежных геофизических данных.

5.1. Состав источников, вовлеченных в генерацию магм в Срединном хребте Камчатки.

При сравнении графиков распределения микроэлементов во всех изученных породах СХ выявляются существенные вариации содержания высокозарядных и подвижных во флюиде элементов (рис. 2) при достаточно постоянном изотопном составе (рис. 3). Сравнение образцов преимущественно базальтового состава позволяет исключить возможные эффекты процессов фракционирования, а выбор образцов с максимально отличными геохимическими характеристиками для изотопного анализа позволяет утверждать, что в исследование вошли все возможные вариации составов источников. Таким образом, главный вопрос, на который мы попытались ответить, можно сформулировать так: какова причина наблюдаемого разнообразия микроэлементного состава при существенной гомогенности изотопного состава пород?

Согласно современным представлениям о процессах, происходящих в зонах конвергентного сочленения плит, в образовании магм в надсубдукционных зонах могут участвовать следующие компоненты: в различной степени обедненная мантия; обогащенная мантия; субдуцированные осадки; контаминированное вещество коры; частичные расплавы погружающейся плиты (т.н. «адакитовый компонент»); флюид, отделяющийся от субдуцируемой плиты (*McCulloch, Gamble, 1991; Sun, McDonough,*

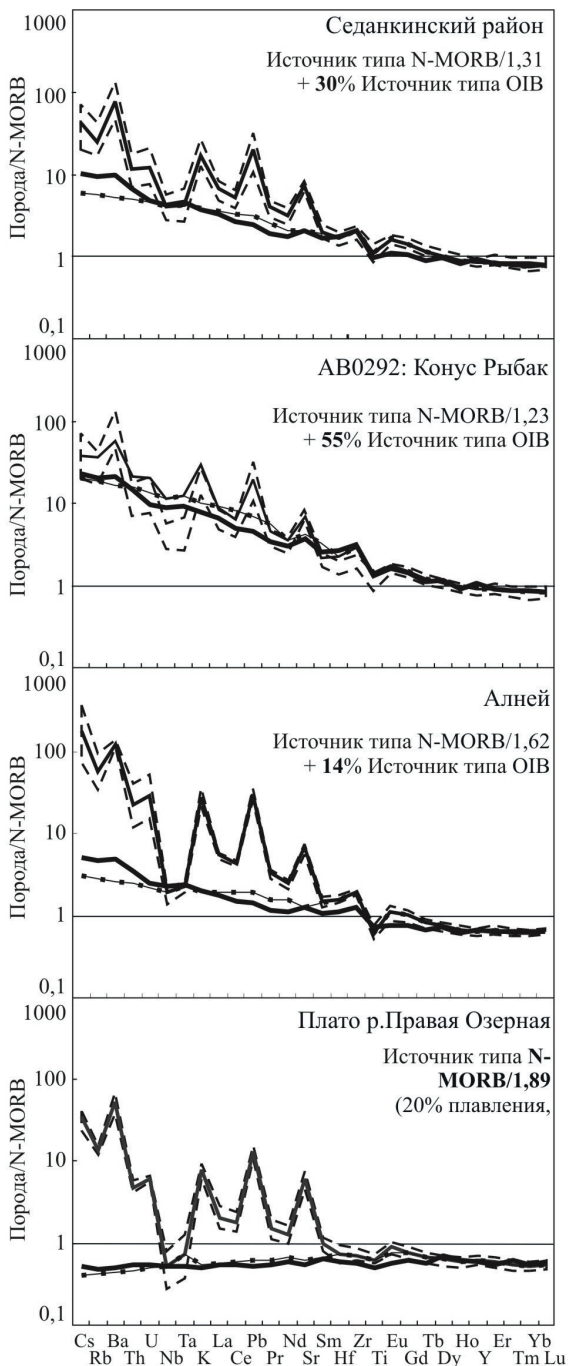


Рис. 4. Рассчитанный предположительный состав мантийных расплавов до взаимодействия с субдукционным флюидом. Тонкая линия с точками: состав, аппроксимированный по методу (Pearce, 1983; Pearce, Parkinson, 1993) на основе относительной совместимости микроэлементов. Жирная черная линия: состав, рассчитанный методом геохимического моделирования. Пунктиром показан средний диапазон составов пород района, тонкой линией - состав, взятый в основу расчетов. Концентрации микроэлементов нормированы на N-MORB по (Sun, McDonough, 1989). Порядок расположения элементов по (Hofmann, 1988), добавлены Cs и все редкоземельные элементы.

1989; Hofmann, 1988; Pearce, Parkinson, 1993; Ayers, 1997; Plank, Langmuir, 1988; Poli, Schmidt, 2002; Muenker et al., 2004; и многие другие). Мы оценили степень участия и состав каждого из вышеперечисленных компонентов, исходя из полученных данных по микроэлементному и изотопному составу пород, и используя математическое моделирование процессов смешения, частичного плавления и кристаллизации магм.

5.1.1 Состав мантийного источника. Основной состав изученных вулканических пород и примитивные значения изотопных отношений в них свидетельствуют о мантийном происхождении исходных магм. В первую очередь мы попытались определить состав мантийного источника вещества. При этом мы исходили из предположения (McCulloch, Gamble, 1991): при стационарном режиме плавления в зону плавления мантийного вещества большую часть легких литофильных элементов и, в меньшей степени – легких редкоземельных элементов, поставляет водный флюид, отделяющийся от плиты. Источником же тяжелых редкоземельных и высокозарядных элементов, которыми флюид обеднен, в основном является мантия. Мы подсчитали состав мантии до добавки флюида, добиваясь максимального соответствия аппроксимированной и модельной кривой распределения микроэлементов. Степень плавления была оценена по модели (Plank, Langmuir, 1988) на основании $\text{Na}_2\text{O}_{6,0}$ - $\text{CaO}_{6,0}$ систематики. Оказалось, что состав мантийного источника $\text{Q}_{3,4}$ пород CX может быть описан как смесь обедненного в различной степени вещества мантии MORB-типа (шпинелевого лерцолита) с тем или иным количеством вещества обогащенной мантии OIB-типа (от 14% до 55% гранатового лерцолита в наиболее обогащенных разностях), тогда как породы Q_1 плато скорее всего являются результатом достаточно больших степеней плавления сильно обедненной мантии (амфиболового гарцбургита), без участия обогащенной мантии (рис. 4). На присутствие обогащенного мантийного источника в тыловой части Камчатки неоднократно указывалось в ряде опубликованных работ (Volynets, 1994; Churikova et al., 2001; Muenker et al., 2004); наши данные подтверждают это предположение.

5.1.2. Оценка возможного участия субдуцированных осадков и корового вещества. На основании данных по изотопам свинца и бериллия было показано, что осадки не играют существенной роли в образовании магмы под Камчаткой (Kersting, Arculus, 1995; Цветков и др., 1989). Низкие значения изотопов стронция свидетельствуют о том, что процессы контаминации корового вещества также не влияют на состав магмы (Churikova et al., 2001).

Наши данные подтверждают эти выводы. Поскольку пелагические осадки имеют очень высокие изотопные отношения свинца и стронция ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18,8$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,711$), а источник MORB-типа наоборот низкие ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7025$), то добавка минимального (менее 1 %) количества осадка в мантийный источник приводит к резкому повышению этих отношений в сравнении с “чистыми” расплавами MORB. Нерадиогенный состав свинца и стронция исключает возможное участие субдуцированного осадка и коры, что подтверждается также отсутствием корреляции между изотопами свинца, стронция и отношениями флюид-мобильных элементов и несовместимых элементов (Ce/Pb, Ba/Nb, U/Nb, Ba/Th), а также результатами математического моделирования.

5.1.3. Адакитовый компонент. Адакитовый компонент (т.е. расплав субдуцируемой плиты), как региональный фактор, влияющий на составы пород, скорее всего может быть исключен из дискуссии, так как его присутствие не только отразилось бы на высоких отношениях Sr/Y и La/Yb, но и привело бы к увеличению содержания кремнезема при повышенной магнезиальности, что не наблюдается в наших породах: как

уже упоминалось выше, в исследование вошли только примитивные, низкокремнистые разновидности, редкие же образцы более кислого состава (андезиты, дациты) имеют достаточно низкое содержание магния. В нашей коллекции наиболее высокие отношения La/Yb (хотя все же значительные меньшие, чем в типичных адakitах) наблюдаются в двух образцах позднплейстоценовых моногенных построек: ТТ-1019/1 (р-н в.Теклетунуп) и 293/1 (р-н г.Чашаконджа). В образце ТТ-1019/1 это отношение сопровождается повышенными концентрациями Nb, Ta, Ti, Zr и скорее всего отражает присутствие в источнике магм вещества обогатенной мантии и низкую степень плавления. В образце 293/1, напротив, содержания высокозарядных несовместимых элементов достаточно низкие, близкие к MORB. Для этого образца геохимическим моделированием оценено количество адakitовой компоненты в источнике (~1%). Вывод об участии частичного расплава плиты в генезисе магмы в этом районе оправдан также и в геологическом смысле: массив Алней-Чашаконджа находится на западном продолжении Берингийской ТЗ, которая трассируется наличием адакито-подобных пород на Камчатке и вероятно отражает остаточные явления плавления края Тихоокеанской плиты в этой зоне (Yogodzinsky *et al.*, 2000; Churikova *et al.*, 2001).

5.1.4. Состав и количество субдукционного флюида. Графики распределения микроэлементов в изученных породах имеют ясные островодужные признаки с четкими максимумами флюид-мобильных элементов и высокими значениями их отношений к высокозарядным элементам; эти особенности указывают на присутствие в источнике флюида в различных количествах или разных составов. В целом, наши данные ясно подтверждают участие флюида в генерации магм СХ.

Как указано выше, концентрации флюид-мобильных элементов в мантийном источнике до добавления субдукционного компонента были интерполированы на основе их относительной совместимости таким образом, чтобы получить сравнительно гладкую кривую без «субдукционных» максимумов и минимумов. Поскольку выше нами было доказано, что осадки, расплавы плиты и кора не участвуют в генерации магм СХ, разница между рассчитанными мантийными составами и реальными концентрациями в породах вероятно связана с влиянием субдукционного флюида.

Для оценки количества флюидной компоненты ко всем смоделированным мантийным составам мы добавили модельный флюид, состав которого рассчитан в работе (Stolper; Newman, 1994); концентрации Ba, Nb и Pb были взяты из работы (Brenan *et al.*, 1995). Полученные модельные составы пород часто имеют слишком высокие концентрации Y, Zr, Nb и Ta, хотя для наиболее обогатенных компонентом ОИВ-типа разновидностей это различие не столь существенно (скорее всего вследствие низкого содержания в них флюида). Количество флюида было подобрано таким образом, чтобы достичь наибольшего соответствия самых подвижных во флюиде элементов (таких, как Rb, K, Ba, Sr и Pb) в модели с концентрациями в породах.

Далее был рассчитан предположительный состав флюида в изучаемых породах. Поскольку в настоящее время очень мало известно о поведении высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов во флюиде, концентрации этих элементов, полученные в результате наших расчетов, вероятно, нельзя считать абсолютно достоверными данными. Что же касается содержания флюид-мобильных элементов, то в целом, флюиды Срединного хребта демонстрируют большое сходство не только внутри СХ, флюиды и с эталонными флюидами ВВФ и ЦКД, рассчитанными по составам пород из (Churikova *et al.*, 2003) (рис. 5). Существенные различия наблюдаются в основном в концентрациях наиболее флюид-мобильных элементов и

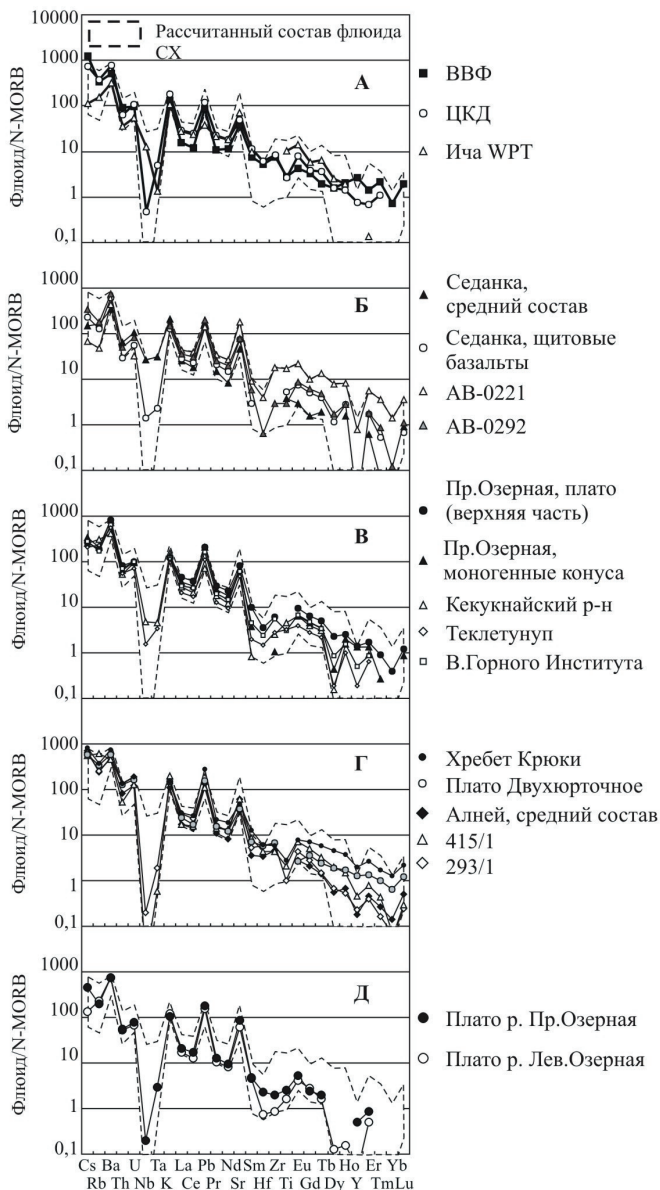


Рис 5. Состав флюида, принимающего участие в генерации магм Срединного хребта, ВВФ, ЦКД и пород внутриплитного типа Ичинского района (Ича WPT), рассчитанный на основе концентраций микроэлементов в изученных породах и результатов геохимического моделирования. Флюиды ВВФ, ЦКД, Ича WPT рассчитаны на основе состава пород из (Churikova et al., 2003). Полям (пунктир) показан диапазон всех рассчитанных составов флюидов CX. Концентрации нормированы на N-MORB по (Sun, McDonough, 1989). Порядок расположения элементов по (Hofmann, 1988), добавлены Cs и все редкоземельные элементы. Дискуссию см. в тексте.

их отношениях – Cs/Rb, K/La, Ba/Th. Концентрации Cs в породах ВВФ значительно выше вследствие высокой подвижности этого элемента во флюидной фазе.

При более детальном рассмотрении существенные вариации количества флюида и обогащенного мантийного компонента в источнике оказываются связаны с возрастом исследуемых пород. Несмотря на то, что возраст четвертичных вулканических пород СХ изучен очень слабо (единственные надежные определения возраста существуют для голоценового времени), мы все же можем проследить некоторые закономерности эволюции источника пород во времени. Геохимические особенности Q_{3-4} вулканических пород (сочетание островодужных и внутриплитных признаков) универсальны для всего хребта и не меняются при пересечении Берингийской ТЗ при продвижении на север, за пределы существующей ныне зоны субдукции. Как правило, они имеют большее количество обогащенного мантийного компонента типа ОІВ в источнике и характеризуются меньшим количеством вовлеченного флюида. Согласно нашей модели, породы этого возраста содержат от 14 до 55 % компонента типа ОІВ (в среднем – около 30 %) и от 0,4 до 2, 5 % флюида, в среднем – 1 %. Лавовые потоки и платобазальты более древнего возраста (Q_1 или древнее: хребет Крюки, плато рек Правой илевой Озерной и Двухюрточное), как правило, совсем не содержат компонент типа ОІВ в источнике, однако отличаются большим количеством флюида (1,5-4%, в среднем более 2%). Эти породы характеризуются более высокими степенями плавления (вплоть до 20% в сравнении с 8-10 % для Q_{3-4} пород), и, как уже отмечалось выше, предполагают иную минералогию мантийного источника (гарцбургит для платолевой Озерной вместо перцолита для большей части пород СХ). Этот факт может быть связан с изменением тектонического режима и/или состава мантии под СХ при переходе от Q_{1-2} к Q_{3-4} .

Таким образом, **второе защищаемое положение** можно сформулировать следующим образом: *Особенности распределения микроэлементов и изотопный состав позднеплейстоцен-голоценовых пород позволяют предполагать для них трёхкомпонентный источник, включающий: (1) в различной степени обеднённую мантию N-MORB-типа, (2) обогащённую мантию ОІВ-типа и (3) флюид, образованный при дегидратации субдуцирующей океанической плиты. Для пород раннеплейстоценовых вулканических плато наиболее вероятен мантийный источник, вещество которого соответствует сильно обеднённой мантии N-MORB-типа в условиях высокой степени плавления (~20%), вызванного добавкой субдукционного флюида.*

5.2. Геодинамическая модель проявления позднеплейстоцен-голоценового вулканизма в Срединном хребте Камчатки.

Таким образом, в результате проведенного исследования встает следующий вопрос: почему все породы СХ, вне зависимости от положения вулканических центров относительно существующей зоны субдукции (севернее или южнее трансформного разлома) имеют четкие островодужные признаки? То есть, иными словами, если СХ - это тыловая часть современной зоны субдукции, то почему активность в нем продолжается на севере, за пределами взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской плит? Если же СХ – это олигоцен-миоценовая зона субдукции под континентальную окраину Камчатки (Леглер, 1977), то как объяснить наличие молодой (почти современной) вулканической активности «островодужного типа», сочетающей признаки островодужного и внутриплитного происхождения, на всем его протяжении?

К сожалению, отсутствие надежных геофизических данных до определенной

степени связывает нам руки в попытках построения модели генерации магмы в тыловой части Камчатки. В то время, как ВВФ и ЦКД достаточно хорошо покрыты сетью сейсмических станций, в СХ не проводилось сколько-нибудь регулярных сейсмических и томографических исследований. Таким образом, все последующие выводы базируются исключительно на геохимических фактах, сходных геологических обстановках в мире и наших предположениях.

С тех пор, как впервые было отмечено, что породы СХ имеют обогащенный мантийный компонент в источнике (*Volynets*, 1994), разгорелась дискуссия о генезисе магм хребта. Одна из гипотез предполагает, что СХ представляет собой отмершую зону субдукции. При этом, какая-то часть ранее погружавшейся плиты остается в мантии и продуцирует все уменьшающиеся количества флюида и расплава. Признаки участия обогащенной мантии при этом объясняются присутствием глубинного мантийного материала - «плюма». Присутствие небольших участков горячего вещества, поднимающегося из глубинных частей мантии (>150 км) в мантийный клин (~50 км) было недавно доказано томографическими исследованиями для вулканов Северо-Восточной Японии (*Tamura et al.*, 2002). В работах (*Pearce*, 2005; *Phipps Morgan, Morgan*, 1999; *Phipps Morgan*, 2001; *Dvorkin et al.*, 1993; и др.) показано, что конвективный поток мантии в надсубдукционную зону усиливается, если слэб тонет или откатывается назад («roll-back»); сама же мантия представляет собой как бы «пудинг с изомом» («plum pudding»), т.е. содержит порции обогащенного (по микроэлементному и изотопному составу) вещества, заключенного в матрикс обедненной мантии. Геохимическое моделирование, примеры которого приведены в этих работах, показывает, что по мере движения к фронту дуги мантия теряет обогащенный компонент в процессе эпизодов частичного плавления в районе тыловой части островодужной системы (или любой другой зоны утонения коры); это происходит потому, что порции обогащенного вещества имеют солидус ниже, чем у обедненного матрикса, и плавятся в первую очередь. Таким образом, предположение о существовании «притока» обогащенной мантии в мантийный клин под СХ имеет под собой все основания (за исключением того, что модель «плюма», т.е. крупного мантийного диапира, в результате исследований последних лет сменяется представлениями о гетерогенности мантии (модель «plum pudding»)).

Однако, не совсем ясно, каким образом отмершая, древняя, и, очевидно, тяжелая плита может существовать на всем протяжении СХ с юга на север в течение длительного времени, не погружаясь при этом глубже в мантию, и даже более того, продолжать дегидратировать вплоть до настоящего времени (последний эпизод аккреции на Камчатке (который связывают с «перескоком» зоны субдукции с СХ на ВВФ (*Авдейко и др.*, 2002; *Шапиро, Ландер*, 2003; и др.) имел место в плиоцене, тогда как ясные островодужные признаки, требующие присутствия субдукционного флюида, выявлены нами в позднеголоценовых породах СХ). На основании ряда геологических, сейсмологических и геодинамических данных было выдвинуто предположение о том, что в олигоцене-миоцене Тихоокеанская плита погружалась под Камчатку существенно западнее современного положения; СХ представлял собой вулканический фронт этой зоны субдукции. В результате коллизии с Кроноцкой дугой, начавшейся 7-10 млн. лет назад и окончившейся около 2 млн. лет назад (эти построения основаны на глубине и ширине современной сейсмофокальной зоны и скорости погружения Тихоокеанской плиты) олигоцен-миоценовая зона субдукции прекратила свое существование; плита стала погружаться восточнее, в ее нынешнем положении (*Леггер*, 1977; *Шапиро, Ландер*, 2003; *Авдейко и др.*, 2002; и др.). При этом априори полагается, что под СХ

остался отмерший кусок океанической плиты, а восточнее началась новая субдукция, породившая вулканы ВВФ и ЦКД. В поддержку этой теории выдвигается ряд фактов, в т.ч. отсутствие глубокофокусных (более 300 км) землетрясений севернее Малко-Петропавловской зоны разломов (тогда как южнее глубина сейсмофокальной зоны достигает 680 км (*Шапиро, Ландер, 2003; Davaille, Lees, 2004*)); локализация на север от этой границы таких структур, как надвиг Гречишкина, Ветловской аккреционной призмы, восточных полуостровов, Срединного хребта; палеомагнитные данные. Вместе с тем, существует ряд вопросов, которые никак не объясняются в рамках этой концепции (возможно, просто в силу недостатка соответствующего фактического материала) - например, отсутствие адакитового магматизма, который должен был бы сопровождать заложение новой зоны субдукции в Восточном Вулканическом фронте (*Хаин, Ломизе, 2005*). Тем не менее, существование в олигоцен-миоценовое время зоны субдукции под Срединный хребет представляется нам более-менее доказанным фактом. Механизм же ее отмирания и начала вулканической деятельности в ВВФ (был ли это «перескок», как полагают (*Авдейко и др., 2002; Шапиро, Лезлер, 2003*; и др.) или, наоборот, откат плиты (*Селиверстов, 1998*); кроме того, такие сценарии были предложены в (*Ferrari et al., 2001*) - для Транс-Мексиканского вулканического пояса; (*Smith et al., 2001*) - для дуги Тонга; (*Gvirtzman, Nur, 1999*) – для вулкана Этна; и др.) является темой для отдельного исследования и выходит за рамки данной работы.

Эволюция геохимического состава вулканических пород в пространстве и времени в связи с геодинамическим развитием региона рассматривалась в работах (*Федоров, Шапиро, 1998*) для района перешейка Камчатки и (*Федоров, Филатова, 1999*) для Пенжинско-Анадырско-Корякского региона. Оба района интересны тем, что активный вулканизм продолжался здесь в четвертичное время, после закрытия соответствующей зоны субдукции («наведенное» погружение Командорской плиты прекратилось в $N_{1,2}$ (*Федоров, Шапиро, 1998*); Охотско-Чукотский окраинно-континентальный пояс формировался в альбе-сеноне (*Федоров, Филатова, 1999*)). Было обнаружено, что степень выраженности субдукционных признаков в проанализированных породах убывает с возрастом; самые молодые породы сочетают в себе признаки островодужного и внутриплитного происхождения. В Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе состав пород нижнечетвертичного комплекса достаточно мало отличается от состава ОИВ, тогда как для пород мелового комплекса характерна выраженная Nb-Ta аномалия и повышенные концентрации флюид-мобильных элементов. Латеральные и временные вариации состава пород этого региона (*Федоров, Филатова, 1999*) связывают с гетерогенностью природы магмогенерирующих источников в условиях локального растяжения: формирование пород толеитовой и субщелочной серий происходило при участии деплетированной, субдукционной и внутриплитной компонент в различных соотношениях, а щелочных – за счет плавления материала внутриплитного источника. Хотя во время образования исследованных комплексов пород субдукция в Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе уже не происходила, на их геохимическую специализацию, по мнению авторов, оказало влияние то обстоятельство, что в магмогенерации этих комплексов принимала участие верхняя мантия, метасоматически переработанная на более ранних этапах субдукции. Похожая ситуация наблюдается и в районе Камчатского перешейка (*Федоров, Шапиро, 1998*). Таким образом, необычное сочетание субдукционных и внутриплитных признаков в вулканических породах, возможно, является одним из индикаторов специфической тектонической обстановки – активного вулканизма над отмершей зоной субдукции, вызванного притоком более

горячей и обогащенной мантии в метасоматизированный «старый» мантийный клин. Подобный сценарий предложен в работе (Portnyagin et al., 2005) для объяснения внутриплитных признаков в породах четвертичных вулканов Северной части ЦКД (Хайлюля и Начикинский). Появление вулканизма внутриплитного типа в Транс-Мексиканском вулканическом поясе (Ferrari et al., 2001; Petrone et al., 2003) связывают с погружением и откатом плиты Ривера в миоцене, инициировавшим приток горячей астеносферной мантии в раскрывающийся мантийный клин.

Геохимически схожая ситуация описана в работах (Leeman et al., 2004; Leeman et al., 2005; Smith, Leeman, 2005) для активной Каскадской зоны субдукции. На основе детальных исследований геохимии и минералогии изверженных пород, они были разделены два типа. Так наз. «Группа 1» включает в себя породы внутриплитного типа, по характеру распределения микроэлементов весьма близкие к наиболее обогащенным разностям СХ, и в особенности – к составу расплавных включений из образца высоко-Тi базальта г.Скалистая (Ичинский р-н). Sp, захваченные ОI базальтов «Группы 1», имеют такой же состав, как и Sp г.Скалистая. «Группа 2» объединяет известково-щелочные породы «островодужного типа»; концентрации микроэлементов в этих породах сходны с таковыми в изученных нами Q₃₋₄ породах СХ, содержащих около 30 % компонента ОIВ-типа в источнике, и с РВ в ОI Ю.Черпука. По (Leeman et al., 2005), яркие островодужные признаки в породах «Группы 2» являются следствием плавления участков литосферной мантии, содержащих «законсервированный» островодужный компонент (флюид), унаследованный с ранних стадий субдукции в Каскадской зоне (медленное (около 4 см/год) погружение под Северо-Американский континент сравнительно молодой плиты Хуан-де-Фука (<10 млн. лет в районе глубоководного желоба) вызывает высокой тепловой поток в зоне субдукции, и как следствие – дегидратацию на меньшей глубине по сравнению с большей частью островных дуг в мире; это является причиной привлечения «законсервированного» флюидного компонента для объяснения наблюдаемых геохимических особенностей вулканических пород). Плавление вызывается при этом взаимодействием с поднимающимися горячими порциями обогащенной мантии, вследствие декомпрессии продуцирующими магмы «Группы 1» и нагреваемыми веществом в метасоматизированном ранее мантийном клине.

На наш взгляд, именно эта модель может наиболее полным образом объяснить характерные особенности геохимии Q₃₋₄ пород СХ Камчатки, в частности, присутствие в источнике обогащенной мантии внутриплитного типа, обедненной мантии и субдукционного флюида одновременно. Заметим, что для данной модели по существу безразлично, в результате каких процессов (механизмов) субдукция Тихоокеанской плиты на рубеже N_{1,2} переместилась на восток: как в случае «перескока», так и в случае «отката» плиты создаются необходимые и достаточные условия для усиления притока вещества мантии в пространство под СХ (это пространство окажется «вакантным» и при тонущем «мертвом» слэбе, и при откатившемся на восток «живом»). Важно, что взаимодействие порций обедненной метасоматизированной и обогащенной мантии приведет к наблюдаемому разнообразию пород, а «спусковым крючком» для начала плавления послужит декомпрессия вещества, поднимающегося с глубины вследствие усиления конвективного потока в «раскрывающийся» мантийный клин. Однако, недостаточная, как указывалось выше, изученность строения и геологической истории СХ не позволяет считать наше предположение абсолютно доказанным. Подтвердить (или опровергнуть) его можно будет при проведении дополнительных детальных

геофизических и дальнейших геологических и геохимических исследований.

Таким образом, **третье защищаемое положение** можно сформулировать следующим образом: *Единообразии геохимии молодых пород на всем протяжении Срединного хребта, вне зависимости от положения вулканических центров относительно современной зоны субдукции (севернее или южнее трансформного разлома), на наш взгляд, может быть связано как с общим для всего хребта процессом, инициирующим плавление в мантии в позднечетвертичное время, так и со сходством состава плавящегося субстрата. Геохимические характеристики пород дают основание считать, что в позднем плейстоцене-голоцене главным механизмом образования магм под Срединным хребтом является декомпрессионное плавление, вызванное поступлением глубинного горячего мантийного вещества; островодужные признаки молодых пород при этом связаны с плавлением вещества мантийного клина, метасоматизированного во время олигоцен-раннемиоценовой субдукции под континентальную окраину Камчатки.*

Заключение.

Наиболее существенные результаты, полученные автором при детальном изучении вещественного состава вулканических пород Срединного хребта Камчатки, могут быть суммированы в трех **защищаемых положениях**:

1. Изучен вещественный состав плейстоцен-голоценовых вулканических пород Срединного хребта Камчатки. Существенных вариаций в геохимическом и изотопном составе пород вдоль простирания хребта не обнаружено: все плейстоцен-голоценовые породы относятся к умеренно- и высоко-калиевым типам известково-щелочной серии, характеризуются островодужным распределением микроэлементов и примитивными значениями изотопных отношений. Раннеплейстоценовые породы (плато) отличаются от позднеплейстоцен-голоценовых (стратовулканы и моногенные конуса) пород Срединного хребта по содержанию целого ряда микроэлементов и величине их отношений.

2. Особенности распределения микроэлементов и изотопный состав позднеплейстоцен-голоценовых пород позволяют предполагать для них трёхкомпонентный источник, включающий: (1) в различной степени обеднённую мантию N-MORB-типа, (2) обогащённую мантию OIB-типа и (3) флюид, образованный при дегидратации субдуцирующей океанической плиты. Для пород раннеплейстоценовых вулканических плато наиболее вероятен мантийный источник, вещество которого соответствует сильно обеднённой мантии N-MORB-типа в условиях высокой степени плавления (~20%), вызванного добавкой субдукционного флюида.

3. Единообразие геохимии молодых пород на всем протяжении Срединного хребта, вне зависимости от положения вулканических центров относительно современной зоны субдукции (севернее или южнее трансформного разлома), на наш

взгляд, может быть связано как с общим для всего хребта процессом, инициирующим плавление в мантии в позднечетвертичное время, так и со сходством состава плавящегося субстрата. Геохимические характеристики пород дают основание считать, что в позднем плейстоцене-голоцене главным механизмом образования магм под Средним хребтом является декомпрессионное плавление, вызванное поступлением глубинного горячего мантийного вещества; островодужные признаки молодых пород при этом связаны с плавлением вещества мантийного клина, метасоматизированного во время олигоцен-раннемиоценовой субдукции под континентальную окраину Камчатки.

Список опубликованных работ по теме диссертации.

1. _____ Вольнец А.О., Чурикова Т.Г., Плечов П.Ю. (2002) Первые результаты изучения расплавных и твердофазных включений в оливине моногенного конуса Южный Черпук, Камчатка: участие различных источников в формировании расплавов // *Первая Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле*. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, С. 37-39
2. _____ Вольнец А.О., Чурикова Т.Г. (2003) Моногенный вулканизм Ичинской зоны Срединного хребта Камчатки: вариации составов расплавов по данным изучения расплавных и твердофазных включений в оливине // *Конференция «Ломоносов-2003»*, Москва, МГУ.
3. _____ Вольнец А.О., Чурикова Т.Г. (2004) Петрография и геохимия продуктов моногенного вулканизма Ичинской зоны Срединного хребта Камчатки: участие различных источников в формировании расплавов // *XXXVII Тектоническое совещание «Эволюция тектонических процессов в истории Земли». Молодежная школа-конференция*. Москва. С.143-147.
4. _____ Вольнец А.О., Чурикова Т.Г., Вёрнер Г., Пузанков М.Ю. (2005) Геохимические особенности моногенного вулканизма Срединного Хребта Камчатки // *Международное (X Всероссийское) петрографическое совещание «Петрография XXI век»*, Апатиты, 28-30 июня 2005 г.
5. _____ Вольнец А.О., Чурикова Т.Г., Вёрнер Г. (2005) Геохимия вулканических пород Срединного хребта Камчатки // *Вестник КРАУНЦ*. Вып. 2. №6. С. 21-33.
6. _____ Певзнер М.М., Вольнец А.О. (2006) Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // *Международный симпозиум по проблемам эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный)*. ИВиС ДВО РАН, 25-31 марта 2006 г. Петропавловск-Камчатский.
7. _____ Volynets A., Pletchov P., Pevzner M. (2002) Mid-Holocene South Cherpuk monogenetic volcanic center of Ichinskaya zone (Sredinny Ridge, Kamchatka): some petrologic features of rocks and first data on the melt's composition // *3rd Biennial workshop on subduction processes emphasizing the Kurile-Kamchatka-Aleutian arcs*. Fairbanks, Alaska. UAF. 2002.
8. _____ Volynets A.O., Pevzner M.M., Pletchov P., Churikova T. (2002) Source variations in Kamchatka back-arc volcanism inferred from mineral and melt inclusion study in South Cherpouk monogenetic center // *AGU Fall Meeting 2002*. San-Francisco, California. web: www.agu.org.
9. _____ Volynets A.O., Churikova T.G. (2004) Heterogeneity of mantle source of Later Pleistocene-Holocene monogenetic volcanism in Sredinny Ridge of Kamchatka // *IV International Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka- Aleutian Arcs: Linkages among tectonics, seismicity, magma genesis and eruption in volcanic arcs*. Петропавловск-Камчатский. с.125-127
10. _____ Volynets A., Churikova T., Puzankov M. (2004) Geochemical features of Pleistocene-Holocene volcanism in the northern part of Sredinny Ridge of Kamchatka, Russia: study of melt inclusions in olivines // *IAVCEI 2004 General Assembly: Volcanism and its Impact on Society*, Pucon, Chile.
11. _____ Volynets A., Churikova T. Heterogeneity of mantle source of Later Pleistocene-Holocene monogenetic volcanism in Kamchatkan back-arc: study of solid and melt inclusions in olivine // *AGU monograph "Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs"*. Сдано в печать.

12. _____ Volynets A.O., Wörner G., Churikova T. Regional Distribution and Fluid Composition of Pleistocene-Holocene Volcanic Rocks in Kamchatka // In press