

УДК 551.21:551.24

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВУЛКАНИЗМА И МАГМООБРАЗОВАНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

© 2006 г. Г. П. Авдейко, А. А. Палуева, О. А. Хлебородова

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, б-р Пийпа, 9, Россия
gavdeiko@kcs.iks.ru*

Поступила в редакцию 20.03.2005 г.

На основе выявленных закономерностей эволюции Курило-Камчатской островодужной системы, особенностей структурно-вещественной зональности вулканогенных комплексов и литературных данных по плавлению перидотита, базальта и устойчивости водосодержащих минералов реконструированы условия магмообразования. Показано, что вулканическая дуга Срединного хребта Камчатки находится на завершающем этапе субдукции, а субдукция под вулканическую дугу Восточной Камчатки началась в конце миоцена, после перескока ее в современное положение. На Южной Камчатке и Курилах вулканизм проявляется в стационарном режиме субдукции, установившемся в миоцене, и представлен типичными островодужными магмами. Последние генерируются в мантийном клине, где под действием флюида в зоне высоких температур происходит плавление водонасыщенного перидотита. Формирование фронтальной и тыловой вулканических зон обусловлено двумя уровнями отделения воды из разных водосодержащих минералов. В начальный и завершающий этапы субдукции, а также в зоне Камчатско-Алеутского сочленения возможно частичное плавление верхней части поддвигаемой плиты на контакте с более горячей, чем при стационарном режиме, мантией. Этим вызвано появление, наряду с преобладающими типичными островодужными породами, пород с внутриплитными геохимическими характеристиками, высокомагнезиальных пород, в том числе и адakitов.

Проблема образования магм островных дуг является одной из основных в современной петрологии. В отличие от дивергентных границ плит (рифтовых зон), где плавится вещество верхней мантии в результате понижения давления (декомпрессионное плавление), в зонах субдукции плавлению в разной степени могут подвергаться как метаморфизованное вещество мантийного клина под действием привноса флюидов и декомпрессии при конвективном подъеме, так и верхняя часть поддвигаемой литосферной плиты за счет дополнительного разогрева.

Со времени появления модели субдукции сформировались две основные точки зрения на процесс плавления и генерации магм (Green, 1980; Gill, 1981; Tatsumi, 1989; Авдейко, 1994). Согласно одной из них, плавление происходит в основном за счет дополнительного тепла трения, причем одни авторы считают, что плавится субдуцируемая океаническая кора (Marsh, Carmichael, 1974; Brophy, Marsh, 1986), а другие предполагают плавление как океанической коры, так и основания мантийного клина (Nichols, Ringwood, 1978; Kay, 1980). Согласно другой точке зрения, плавится вещество мантийного клина под воздействием воды и других летучих компонентов, отделяющихся от поддвигаемой океанической коры (Kushiro, 1975;

Gill, 1981; Tatsumi, 1989). Последняя модель получила подтверждение практически во всех островных дугах, в том числе и в Курильской (Пополитов, Волынец, 1981; Авдейко, 1994).

Вместе с тем в последнее время появились данные о том, что, наряду с преобладающими островодужными лавами, формирующимися в мантийном клине под воздействием флюидов, то есть в соответствии со второй моделью, в определенных геодинамических условиях распространены своеобразные магнезиальные известково-щелочные породы – адakitы, образующиеся, как полагают, в результате частичного плавления океанической коры (Defant, Drummond, 1990; Peacock et al., 1994; Yagodinski et al., 1995, 2001).

Курило-Камчатская островодужная система является весьма удобным регионом для реконструкции геодинамических условий генерации магмы. Здесь наблюдается большое разнообразие островодужных серий вулканических пород (рис. 1), в том числе и пород адakitового типа, для которых предполагается плавление поддвигаемой коры. Наряду с типичными островодужными сериями, часто, хотя и в небольшом объеме встречаются породы внутриплитного геохимического типа (Volynets, 1994). Структурно-тектони-

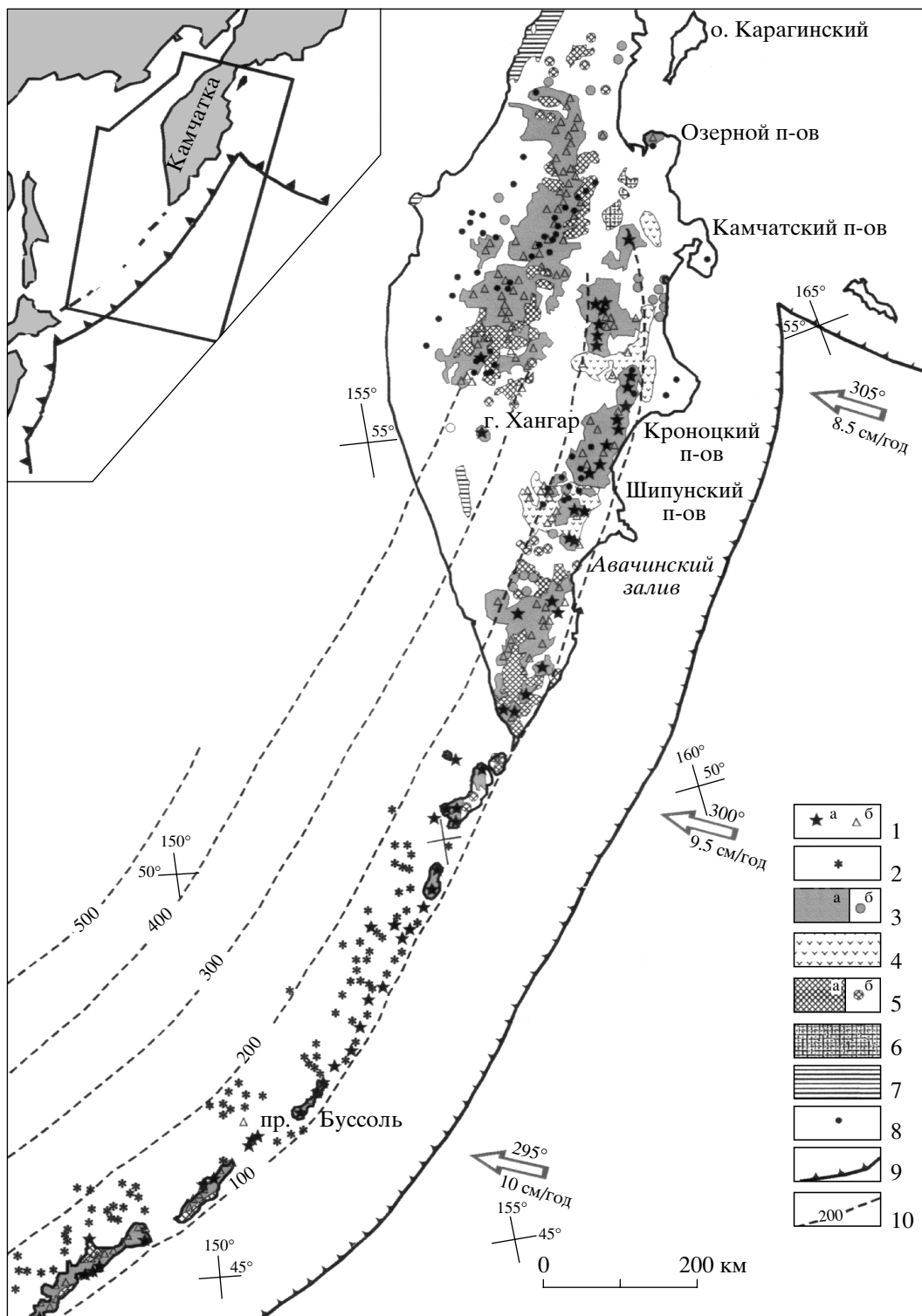


Рис. 1. Пространственное размещение кайнозойских автохтонных вулканогенных формаций Курило-Камчатской островодужной системы, по (Г.П.Авдейко и др., 2002) с уточнением и добавлениями.

1 – наземные активные (а) и потухшие (б) вулканы, 2 – подводные вулканы, 3 – ареалы распространения (а) и локальные выходы (б) четвертичных вулканических формаций, 4 – плиоцен-эоплейстоценовые вулканические формации, 5 – ареалы распространения (а) и локальные выходы (б) миоцен-плиоценовых вулканических формаций, 6 – эоцен-олигоценные вулканогенные комплексы Камчатско-Алеутского сочленения, 7 – палеогеновые вулканические формации, 8 – локальные выходы вулканических пород с внутриплитными геохимическими характеристиками (Volynets, 1994), 9 – оси глубоководных желобов, 10 – изолинии глубины до сейсмофокальной зоны (кровли поддвигаемой Тихоокеанской плиты).

ческая обстановка проявления вулканизма и геодинамические параметры субдукции в пределах Курило-Камчатской островодужной системы также разнообразны. Во-первых, имеются участки со стационарным режимом субдукции (Курилы, Южная Камчатка), а также находящиеся на начальном (Восточная Камчатка) и завершающем (Срединный хребет) этапах субдукции (Авдейко и др., 2002). Во-вторых, по простиранию островодужной системы типичная островная дуга Курильского сегмента сменяется активной континентальной окраиной Камчатского сегмента. В-третьих, здесь имеются участки с прямой и косой субдукцией, участки поддвига Тихоокеанской плиты с нормальной и утолщенной океанической корой, а также зона сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг с трансформной границей между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами.

Настоящая статья представляет собой попытку систематизации пространственно-структурных и петролого-геохимических данных, а также данных по эволюции вулканизма с целью реконструкции геодинамических условий образования различных типов пород Курило-Камчатской островодужной системы. Основным материалом для этой статьи получен авторами при изучении подводных и наземных вулканов Курильской островной дуги в девяти рейсах НИС “Вулканолог”, а также при исследовании вулканизма Алеутско-Камчатского сочленения по Российско-Германскому проекту КОМЕХ-2.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Вулканические дуги. Современную структуру Курило-Камчатского региона определяют разновозрастные вулканические пояса, представляющие собой автохтонные вулканические дуги и их фрагменты, сформированные над зонами субдукции (Авдейко и др., 2002). Кратко рассмотрим основные черты вулканических поясов, представляющие интерес для реконструкции геодинамических условий магмообразования.

На Камчатке выделяются три основных разновозрастных вулканических комплекса формаций, сформированных в кайнозой над зонами субдукции (рис. 1). Наиболее древний эоцен-олигоценый комплекс слагает Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс, детально описанный Н.И. Филатовой (1988). Юго-западная ветвь этого пояса представляет собой Западно-Камчатскую вулканическую дугу. Кинкильский вулканический комплекс этой дуги мощностью 1500–1800 м включает дифференцированный ряд пород от базальтов до риолитов, в котором доминируют вул-

каны среднего и кислого состава. В пределах этой дуги вулканоплутонические фации часто преобладают над вулканическими, особенно в юго-западном сегменте дуги, где вулканические фации обнажаются лишь фрагментарно.

В пределах Срединного хребта Камчатки, на Южной Камчатке и некоторых островах Курил широким распространением пользуется надсубдукционный комплекс неоген-четвертичных вулканических, реже интрузивных пород. Среди них встречаются породы как нормального ряда – от базальтов до дацитов и липаритов с преобладанием андезитов, так и щелочного ряда – трахибазальты, трахиандезиты и др. Эти породы маркируют систему из двух вулканических дуг – Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской (Авдейко и др., 2002), которые заложились в конце олигоцена – начале миоцена и развиваются в настоящее время.

В.С. Шеймович и М.Г. Патока (2000) выделяют в составе вулканических комплексов Срединного хребта Камчатки и Южной Камчатки шесть вулканоматических формаций: миоценовую андезитовую, миоцен-плиоценовую липарит-дацитовую, плиоценовую андезибазальтовую, нижнеплейстоценовую базальтовую, плейстоцен-голоценовую андезибазальтовую (к которой относятся все активные вулканы) и голоценовую базальтовую (ареального вулканизма). Название формаций дано по преобладающему типу пород. За исключением липарит-дацитовой формации и базальтовой формации ареального вулканизма, отдельные формации представлены дифференцированным рядом вулканических пород от базальтов до липаритов, а в составе миоцен-плиоценовых формаций широко распространены интрузивные фации от габбро до гранитов. Активный вулканизм надсубдукционного типа на Южной Камчатке широко проявлен и в настоящее время, тогда как в Срединном хребте вулканическая деятельность практически завершилась в голоцене. Потенциально активными являются лишь вулканы Ичинский и Хангар (Мелекесцев и др., 2001).

В пределах Большой Курильской гряды распространены близкие по составу и возрасту комплексы вулканических пород (Геолого-геофизический атлас..., 1987): “зеленотуфовый”, вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, андезибазальтовый и андезитовый. Первые три комплекса имеют кайнозойский возраст и распространены только на флангах Большой Курильской гряды: на островах Северных Курил – Шумшу и Парамушир и на островах Южных Курил – Уруп, Итуруп и Кунашир. Наиболее древним из них является “зеленотуфовый” комплекс олигоцен(?)–среднемиоценового возраста, вулканические породы которого представлены лавами и лавобрекчиями базальтов, андезитов и дацитов.

Среди интрузивных пород встречаются только кварцевые диориты. В отличие от формаций Южной Камчатки и особенно Срединного хребта, вулканические породы Курил имеют отчетливые признаки подводных излияний. Андезитовый комплекс Курил представлен четвертичными вулканами, среди которых большая роль принадлежит активным вулканам.

На Восточной Камчатке, включая Центральную Камчатскую депрессию, в отличие от Срединного хребта Камчатки, Южной Камчатки и Курил, вулканические породы надсубдукционного типа олигоцен-миоценового возраста отсутствуют. Здесь выделяется группа плиоцен-эоплейстоценовых вулканических пород: базальты, андезиты и дациты в разных соотношениях и субвулканические фации этих же пород. Так же как и на Курилах, андезитовая формация представлена четвертичными, в том числе активными, вулканами (рис. 1).

В целом для вулканических дуг Камчатки и Курил характерно широкое разнообразие вулканических пород, среди которых выделяются ряды дифференцированных магматических серий – от островодужных толеитов, типичных для энсиматических (внутриокеанических) островных дуг, до известково-щелочных серий, наиболее часто встречающихся в энсиалических островных дугах (Богатиков, Цветков, 1988). Подробная петрогеохимическая характеристика островодужных формационных комплексов Камчатки и Курил дана в ряде публикаций (Волынец и др., 1990б; Volynets, 1994; Avdeiko et al., 1991 и др.). На Курилах преобладают андезибазальты и андезиты (60–70%), а на Камчатке базальты (~50%) при более высокой доле кислых пород по сравнению с Курилами.

Таким образом, в пределах Курило-Камчатской островодужной системы распространены три надсубдукционных комплекса вулканических формаций, возраст которых последовательно уменьшается в сторону Тихого океана. Кроме того, в Срединном хребте Камчатки и на Восточной Камчатке, наряду с преобладающими типичными островодужными породами, часто встречаются локальные выходы вулканитов с внутриплитными геохимическими характеристиками (Volynets, 1994).

Более сложная картина наблюдается в зоне Алеутско-Камчатского сочленения, где к вулканическим породам с типично островодужными и внутриплитными геохимическими характеристиками добавляются породы адакитового типа, а на северном окончании Центральной Камчатской депрессии – островодужные породы эоцен-олигоценного возраста (рис. 1), являющиеся исключением из последовательности вулканических комплексов, омолаживающихся в сторону Тихого океана. Частично эти породы охарактеризованы

в статье М.В. Портнягина с соавторами (Portnyagin et al., 2005).

Фундамент вулканических дуг. Фундамент, на котором закладывались кайнозойские надсубдукционные вулканические дуги, имеет сложное гетерогенное строение. В его структуре совмещены аккреционные комплексы (террейны), образовавшиеся в различных геодинамических обстановках. При реконструкции истории тектонического развития следует учитывать, что каждая дуга имеет свой собственный фундамент, отличающийся от фундамента сопряженных более древних и более молодых дуг, хотя в ряде случаев состав пород и даже возраст могут быть близкими. Это обусловлено тем, что субдуцируется только обладающая отрицательной плавучестью литосферная плита с океанической корой. Если же к зоне субдукции подходит плита с континентальной корой любого происхождения или утолщенной океанической корой, то происходит коллизия и блокировка зоны субдукции с возможным формированием новой зоны субдукции или ее сегмента. В результате нескольких коллизионных этапов образовалась покровно-складчатая структура, включающая офиолитовые океанические комплексы островных дуг, крайних морей, преддуговых прогибов, а также метаморфические образования дискуссионного возраста (Объяснительная записка..., 2000; Карта полезных..., 1999).

В фундаменте Западно-Камчатской дуги распространены мощные терригенные толщи (лесновская, омгонская и кихчикская серии), формировавшиеся в меловое время в условиях континентального шельфа и окраинного моря. В верхних частях разреза появляются прослойки кремнистых и вулканогенно-кремнистых пород. В Срединно-Камчатской дуге фундамент представлен преимущественно вулканогенными отложениями (ирунейская и кирганикская свиты), а в южной части – метаморфитами Срединного хребта. В пределах Восточной Камчатки фундамент сложен мел-палеогеновыми вулканогенными, вулканогенно-осадочными и терригенными комплексами, накопившимися в условиях островной дуги, задугового и преддугового бассейнов. Комплексы, образовавшиеся в различных фациях островодужной системы, тектонически совмещены и слагают покровные или покровно-чешуйчатые структуры отдельных поднятий (Аккреционная тектоника..., 1993). Большую роль играют также серпентинитовые меланжи, участвующие в строении отдельных пластин или разделяющие пластины.

В современной структуре аллохтонные комплексы Восточных полуостровов – Камчатского, Кроноцкого и Шипунского – представляют собой фронтальную (тектоническую) дугу. Здесь разви-

ты островодужные серии, формировавшиеся без структурных перестроек от позднего мела до конца эоцена. Фундаментом для них служили океанические образования раннего мела. Полуострова отделены от Восточных хребтов протяженным Тюшевским прогибом, выполненным преимущественно терригенными отложениями с возрастом от эоцена до миоцена. Существуют две точки зрения на время причленения Кроноцкой островной дуги к сформировавшейся ранее континентальной окраине. Согласно одной из них (Зинкевич, Цуканов, 1992), это произошло в среднеэоценовую фазу сжатия, одновременно с главной структурной перестройкой всей окраины. Согласно другой точке зрения (Константиновская, 1999), замыкание Тюшевского прогиба и причленение Восточных полуост-

ровов произошло в позднем миоцене, что привело к тектоническому перекрытию олигоцен-миоценовых отложений прогиба палеоцен-эоценовым ветловским комплексом по надвигу Гречишкина. Вторая точка зрения представляется более обоснованной.

Эволюция вулканических дуг. Рассмотренные данные по пространственному размещению вулканических формаций островодужного типа, а также сейсмологические, гравиметрические и сейсмотомографические данные позволяют трактовать тектоническую историю рассматриваемого региона как развитие разновозрастных островодужных систем, дискретно смещающихся и последовательно омолаживающихся в сторону Тихого океана. На рис. 2 показана модель их эволюции, начиная с конца олигоцена, в виде карты и временных разрезов. В палеогене на Западной Камчатке, по-видимому, существовала система вулканических дуг, от которой к настоящему моменту сохранились лишь отдельные фрагменты покровов вулканитов. Н.И. Филатова (1988) рассматривает их как окраинно-континентальный надсубдукционный вулканический пояс.

Начиная с конца олигоцена в пределах Камчатки и Курил существовала система из двух дуг – Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской, разделенных трансформными разломами (рис. 2). К югу от стыка с Алеутской дугой формирование системы было обусловлено субдукцией Тихоокеанской плиты, а к северу – субдукцией молодой Командорской плиты. Эти дуги в современной структуре маркируются соответствующими формационными комплексами вулканических пород (рис. 1) и положительной гравитационной аномалией фронтальной тектонической дуги (Авдейко и др., 2002, рис. 2).

В конце миоцена произошел перескок зоны субдукции и Курило-Камчатская островодужная система сформировалась в современном виде. Основная причина перескока – аккреция Кроноцкой

палеодуги, которая в современной структуре является террейном восточных полуостровов Камчатки (Константиновская, 1999; Объяснительная записка..., 2000). Мощные вулканотерригенные комплексы этой палеодуги вместе с ее корневыми системами составляли верхнюю часть Тихоокеанской плиты и, очевидно, придали ей положительную плавучесть (рис. 2). Кроме того, свою роль в блокировке зоны субдукции, по-видимому, сыграли аккрецированные ранее формационные комплексы Ачайваям-Валагинской палеодуги (Аккреционная тектоника..., 1993; Константиновская, 1999), в настоящее время входящие в состав аллохтонного фундамента вулканической дуги Восточной Камчатки (Авдейко и др., 2002). После перескока произошло постепенное прекращение субдукции под Срединный хребет.

Возможны два сценария завершения субдукции: (1) постепенное прекращение движения субдуцируемой океанической плиты без ее дальнейшего опускания и (2) отрыв и опускание в мантию более тяжелой части океанической плиты ниже зоны перехода базальта в эклогит (~150 км) с внедрением более горячей подсубдукционной части мантии в мантийный клин через образовавшийся разрыв (slab window). В Срединном хребте Камчатки, судя по сейсмотомографическим данным, реализован второй сценарий. Здесь, в интервале глубин 600–1000 км по скоростям продольных сейсмических волн фиксируется изолированное высокоскоростное тело (Gorbatov et al., 2000, fig. 7, cross-section E–E'), которое можно идентифицировать как оторвавшуюся часть Тихоокеанской плиты. При скорости конвергенции 7.6 см/год (Gorbatov, Kostoglodov, 1997) верхний край высокоскоростного тела должен опуститься на глубину около 600 км за 9–10 млн. лет, что соответствует времени начала субдукции под Восточную Камчатку. На соседнем разрезе D–D' через Южную Камчатку, где не было перескока зоны субдукции, нет и разрыва плиты, а передний край Тихоокеанской плиты опускается на такую же глубину (1000 км). Разрыв с образованием окна в Тихоокеанской плите (slab window) показан на разрезе для плиоценового времени (рис. 2б).

Таким образом, в пределах Курило-Камчатской островодужной системы выделяются следующие участки (сегменты) (рис. 2а).

Восточная Камчатка (сегмент 1 на рис. 2а) представляет собой начальный этап субдукции. Возраст наиболее древних вулканических пород, сформированных над этой зоной субдукции, соответствует концу миоцена (Вольнец и др., 1990б). Но субдукция, очевидно, началась раньше, около 10 млн. лет назад, так как для погружения переднего края субдуцируемой плиты в зону магмообразования на глубину 110 ± 5 км требуется 2.8–2.9 млн. лет. Это следует из анализа геодинамиче-

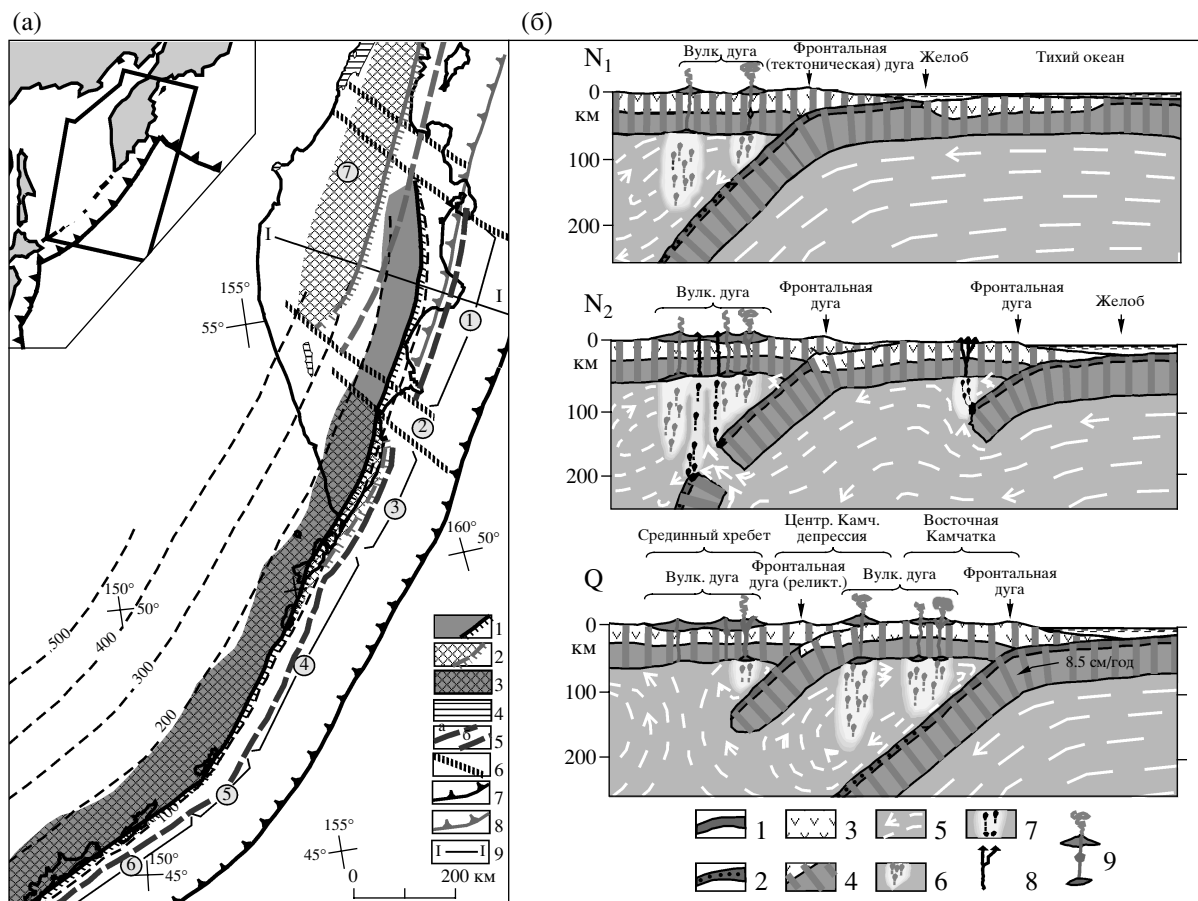


Рис. 2. Концептуальная модель эволюции вулканических дуг (пояснения в тексте).

(а): 1 – современная вулканическая дуга и ее вулканический фронт, 2 – миоценовые вулканические дуги Срединного хребта и Курил; 3 – зона наложения современной вулканической дуги на миоценовую дугу (стационарный режим субдукции); 4 – фрагменты палеогеновых вулканических дуг; 5 – современное положение фронтальной (тектонической) дуги (а) и реконструируемое – для миоцена Срединно-Камчатской дуги (б); 6 – трансформные разломы, по которым произошел перескок зоны субдукции; 7 – ось Курило-Камчатского глубоководного желоба; 8 – ось глубоководного желоба Срединно-Камчатской дуги; 9 – положение модельных разрезов на рис. 2б. Цифры в кружках: 1 – Восточно-Камчатский сегмент, 2 – Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций, 3 – Южно-Камчатский сегмент, 4–6 – Северо-Курильский, Центральнo-Курильский и Южно-Курильский сегменты, соответственно 7 – Срединно-Камчатская вулканическая дуга.

(б): 1 – океаническая кора, 2 – эклогит, 3 – континентальная кора, 4 – литосфера, 5 – астеносфера с линиями течения, 6 – зона типичного островодужного магмообразования, 7 – зона выплавления магм с внутриплитными геохимическими характеристиками, 8 – пути подъема “внутриплитных” магм в литосфере, 9 – магматические очаги и пути подъема островодужных магм в литосфере.

ских параметров, которые будут рассмотрены ниже.

В пределах Южной Камчатки (сегмент 3) и Курил (сегменты 4–6) примерно за 25 млн. лет (начиная с конца олигоцена) установился практически стационарный режим субдукции. Здесь выделяется аномальный участок Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (сегмент 2), которая располагается на месте системы трансформных разломов на южной границе перескока зоны субдукции в конце миоцена.

Срединно-Камчатская вулканическая дуга после перескока ее в современное положение представляет этап завершения субдукции и, соответ-

ственно, завершения надсубдукционного вулканизма (рис. 2б).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА

Геодинамические параметры магмообразования и проявления вулканизма во многом определяются параметрами субдуцируемой плиты. Основными из них являются глубины до кровли субдуцируемой плиты, т.е. до кровли сейсмофокального слоя под вулканическим фронтом и под наиболее удаленными от вулканического фронта тыловыми вулканами, так как они определяют гранич-

Геодинамические параметры проявления четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островодужной системы

Геодинамические параметры	Восточная Камчатка	Район Авачинского залива	Южная Камчатка	Северные Курилы	Пролив Буссоль	Южные Курилы
L_{\min} , км	190–200	205	200–205	180–200	160	185–200
L_{dir} , км	190–200	205	200–205	185–205	175	215–255
L_b , км	130–140	145	140–145	135–145	140	140–155
V , см/год	7.6	7.6	7.7–7.8	7.9–8.0	8.1	8.2
α°	80–90	90	85–90	76–85	74–51	45–50
β°	35–51	51	50–51	45–50	50	40–50
H_f , км	105–115	115	110	105–115	105	105–110
H_{\max} , км	195	180	205	210	210	220
T , млн. лет	2.8–2.9	3.0	2.9–3.0	2.9–3.0	2.9	3.0–3.2
d , км	50–70	70	40–60	55–80	110	70–115
H , км	~40	42–47	40–45	25–35	27–30	25–45

Примечание. L_{\min} и L_{dir} – расстояние от оси глубоководного желоба до вулканического фронта: кратчайшее (L_{\min}) и по направлению движения Тихоокеанской плиты (L_{dir}); L_b – расстояние от оси желоба до резкого изгиба Тихоокеанской плиты (увеличение угла наклона сейсмофокального слоя). V – скорость конвергенции плит (Gorbatov, Kostoglodov, 1997), α° – угол между направлением движения Тихоокеанской плиты и простиранием дуги, β° – угол наклона сейсмофокальной зоны на глубине 40–200 км, H_f и H_{\max} – глубина до зоны субдукции под вулканическим фронтом и максимальная соответственно, T – время прохождения плиты от начала поддвижения до опускания на глубину 105 км, т.е. под вулканический фронт, d – ширина вулканической дуги, H – мощность земной коры.

ные условия магмообразования в пределах мантийного клина (Tatsumi, 1989; Авдейко, 1994). Эти же параметры, вместе с углом наклона субдуцируемой плиты, определяют ширину вулканической дуги (пояса), а также наличие или отсутствие фронтальной и тыловой вулканических зон (Авдейко, 1994). Важными параметрами для реконструкции условий магмообразования являются расстояния между осью глубоководного желоба и зоной резкого увеличения наклона субдуцируемой плиты. Эти параметры определяют длину пути, который проходит плита от начала ее поддвижения, т.е. от оси желоба до зоны магмообразования под вулканическим фронтом. Скорость поддвижения плиты определяет время прохождения плитой этого пути, а также структуру поля температур. Это позволяет установить время начального этапа субдукции: к возрасту наиболее древних вулканических пород нужно прибавить время опускания переднего края субдуцируемой пластины в зону возможного магмообразования.

В таблице приведены геодинамические параметры проявления четвертичного вулканизма ККОД-системы по (Авдейко и др., 2002) с некоторыми дополнениями и уточнениями по скорости конвергенции (Gorbatov, Kostoglodov, 1997) и геометрии сейсмофокального слоя (Федотов и др., 1985). В этой таблице отсутствуют данные по Срединно-Камчатской дуге, так как, по нашему мнению, она сформировалась над самостоятельной, в настоящее время не действующей зоной субдукции (Авдейко и др., 2002). Имеющихся данных недостаточно для реконструкции геодинами-

ческих параметров этой дуги, но они, видимо, были близки к таковым Восточной Камчатки.

Как видно из таблицы, глубина до сейсмофокального слоя под вулканическим фронтом является почти постоянной и составляет 110 ± 5 км; максимальная глубина под тыловыми, наиболее удаленными от вулканического фронта вулканами не превышает 220 км. Ранее было показано, что именно в этих пределах глубин до сейсмофокальной плоскости существуют условия плавления в мантийном клине за счет отделения летучих, в первую очередь воды, от поддвигаемой литосферной плиты (Авдейко, 1994). Общая ширина вулканической дуги, как правило, не превышает 100 км.

Скорость конвергенции Тихоокеанской и Евразийской плит, меняющаяся от 7.5 см/год на широте Кроноцкого п-ва до 8.2 см/год на широте о-ва Кунашир (Gorbatov, Kostoglodov, 1997), и расстояния от оси желоба до вулканического фронта дают возможность подсчитать время взаимодействия поверхности Тихоокеанской плиты с Евразийской плитой и основанием мантийного клина до начала его плавления. Это время варьирует от 2.8–2.9 млн. лет для Восточной Камчатки до 3.0–3.2 млн. лет для Южных Курил.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ

Как было показано выше, Курильский и Южно-Курильский сегменты этой дуги находятся в стационарном режиме субдукции и представлены

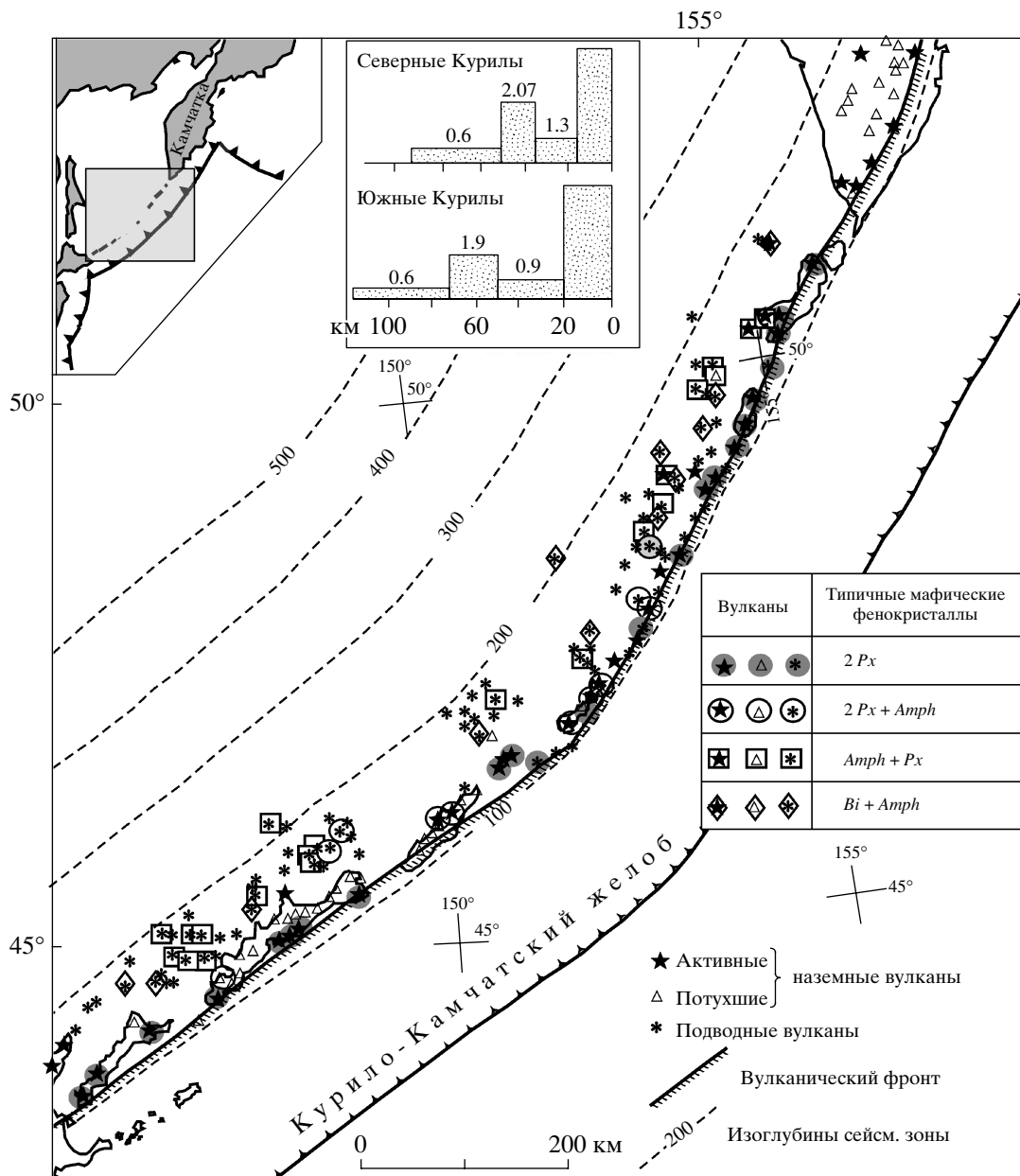


Рис. 3. Минералогическая характеристика наземных и подводных вулканов Курильской островной дуги. На врезке приведены гистограммы площадной плотности количества вулканических центров на 1000 км^2 вкост Курильской дуги относительно расстояния до вулканического фронта (Avdeiko et al., 1991).

типичными островодужными комплексами. Основные черты вулканизма рассмотрим на примере детально изученной нами Курильской дуги (Подводный вулканизм..., 1992; Авдейко, 1994; Avdeiko et al., 1991).

Пространственно-структурное положение вулканов. На рис. 3 показано местоположение 105 субаэральных активных и потухших вулканов и 98 подводных вулканов. Характерной чертой пространственного положения вулканов является то, что почти все они группируются в цепочки, ориентированные под разными углами относи-

тельно общего простирания дуги вплоть до образования поперечных вулканических зон. Линейные цепочки, по-видимому, располагаются над магмоподводящими разломами.

Важным параметром структурной характеристики является положение вулканического фронта относительно глубоководного желоба и сейсмофокальной зоны. В пространственном распределении четвертичных вулканов выявлена поперечная зональность, выраженная в различной плотности вулканических центров вкост простирания дуги (врезка на рис. 3). По направле-

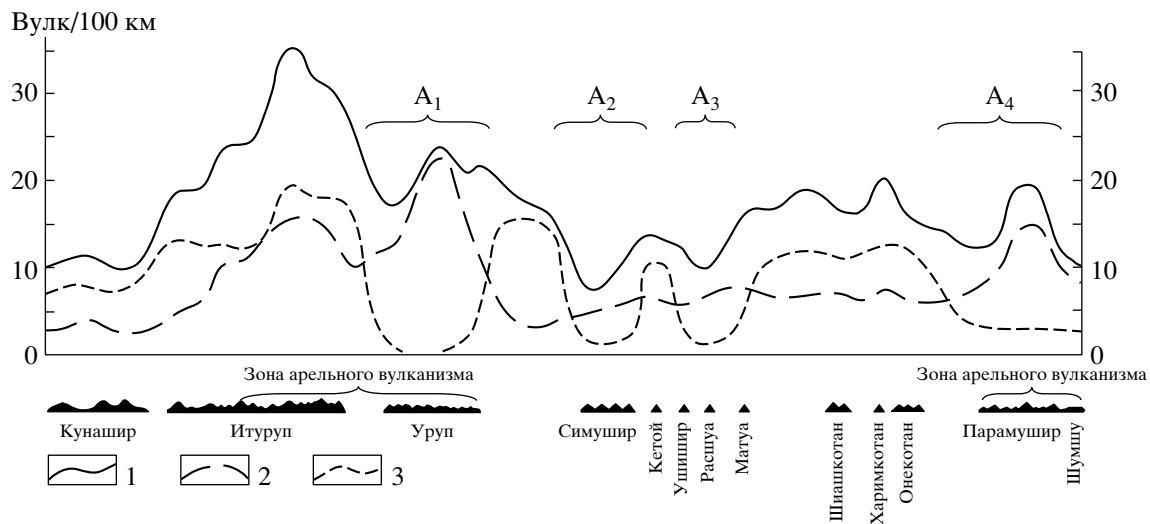


Рис. 4. Линейная плотность вулканических центров вдоль Курильской островной дуги на 100 км ее длины, по (Подводный вулканизм..., 1992) с уточнениями.

1 – для дуги в целом; 2 – для фронтальной зоны, 3 – для тыловой зоны. А₁, А₂, А₃, А₄ – авулканические участки тыловой зоны.

нию от вулканического фронта к тыловой части дуги в пределах как Северных, так и Южных Курил выделяются фронтальная и тыловая вулканические зоны с зоной ослабления вулканической активности между ними и зоной затухания активности в тыловой части дуги. Характерно, что большинство вулканов фронтальной зоны (87%) являются субаэральными, а в тыловой зоне – подводными (83%). Таким образом, только совместное рассмотрение субаэральных и подводных вулканов может дать реальную картину их пространственного положения относительно системы дуга–желоб.

В распределении вулканов вдоль дуги также имеются характерные особенности. Линейная плотность вулканических центров для дуги в целом варьирует от 7 до 20 вулканов на 100 км ее длины, увеличиваясь до 36 в районах многовыходного вулканизма (рис. 4). Причем если во фронтальной зоне вулканы распределены сравнительно равномерно (от 3 до 8 вулканов на 100 км), за исключением районов многовыходного вулканизма, то распределение их в тыловой зоне резко неравномерное: имеются авулканические участки и участки, где плотность вулканических центров значительно выше, чем во фронтальной зоне.

Наличие фронтальной и тыловой вулканических зон и неоднородности распределения вулканов вдоль дуги позволяет сделать вывод об их связи с условиями генерации магмы в мантийном клине. Приуроченность же вулканов к цепочкам отражает условия подъема магмы в литосфере по магмоподводящим разломам (Подводный вулканизм..., 1992).

Зональность вещественного состава лав и их связь с глубиной до сейсмофокальной зоны рассмотрены в ряде публикаций и в монографии (Подводный вулканизм..., 1992), специально посвященной этому вопросу. Некоторые особенности минерального состава лав показаны на рис. 3. Лавы фронтальной зоны характеризуются двупироксеновыми ассоциациями фенокристаллов, тогда как аналогичные лавы тыловой зоны, включая базальты, являются амфибол- и биотитсодержащими. Кроме того, только в лавах тыловой зоны встечаются шпинель и достаточно широко распространенный циркон. Имеются также отчетливые различия в химическом составе вкрапленников и микролитов плагиоклаза, оливина, пироксена (Вольнец и др., 1990а).

Геохимические различия лав фронтальной и тыловой зон еще более существенны. Концентрации K, Rb, Ba, Sr, F, Be, Nb, Zr, U, Th, Ni, Cr и легких REE увеличиваются, а концентрации Fe и V уменьшаются от фронта к тылу. Количественные различия отчетливо проявлены на диаграммах нормированного распределения редких литофильных элементов относительно неистощенной мантии, причем даже максимальные концентрации литофильных элементов с большими ионными радиусами (LILE) и легких редкоземельных элементов (LREE) в лавах фронтальной зоны ниже, чем минимальные концентрации этих же элементов в лавах тыловой зоны (Avdeiko et al., 1991, Fig. 4).

Дискретный характер различий между лавами фронтальной и тыловой зон проявлен по редкоземельным элементам (рис. 5). На приведенной диаграмме La / Yb отношение во фронтальной зоне

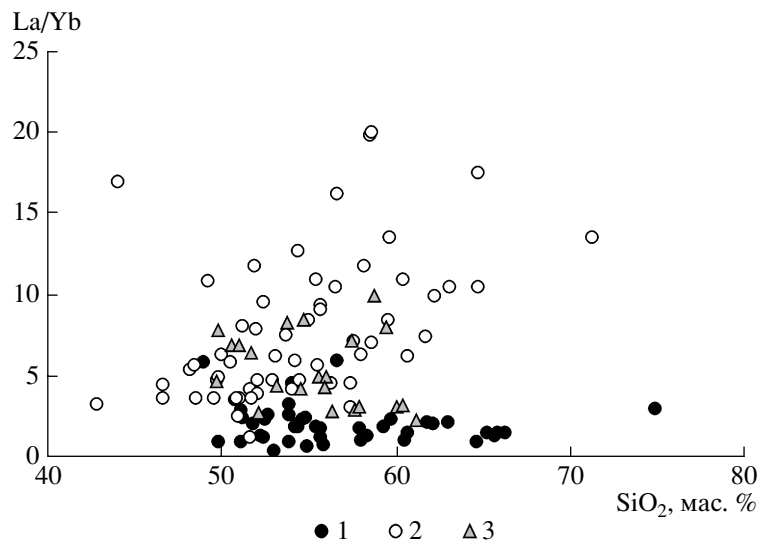


Рис. 5. Диаграмма La/Yb–SiO₂ в четвертичных лавах Курильской островной дуги (Avdeiko et al., 1991) с дополнениями. 1 – вулканы фронтальной зоны, 2 – вулканы тыловой зоны, 3 – вулканы промежуточной зоны.

почти постоянно в лавах разной кремнекислотности и в целом ниже, чем в лавах тыловой зоны. В лавах же тыловой зоны это отношение увеличивается с увеличением кремнекислотности. Характерно, что лавы промежуточной зоны располагаются в поле либо фронтальной, либо тыловой зоны, а не занимают промежуточное положение.

Продольная и поперечная зональность проявлена по изотопным отношениям стронция и неодима (Avdeiko et al., 1991). Лавы тыловой зоны имеют более низкие ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения как по средним, так и по минимальным значениям, причем самые низкие значения характерны для Средних Курил и имеют тенденцию к увеличению по направлению и к Камчатке, и к Японии (Avdeiko et al., 1991, fig. 6). По отношению изотопов стронция и неодима лавы имеют близкие к мантийным метки, тогда как лавы фронтальной зоны имеют тенденцию к увеличению изотопных соотношений Sr, и Nd (Avdeiko et al., 1991, fig. 7).

Наблюдающийся дискретный характер проявления петрогеохимической и изотопной зональности, а также приуроченность вулканов к фронтальной и тыловой зонам с зоной ослабления вулканической активности между ними свидетельствуют о наличии двух зон магмообразования, которые обусловлены двумя уровнями отделения воды из поддвигаемой литосферной пластины (Авдейко, 1994). Ниже рассмотрим условия магмообразования под Курильской островной дугой, находящейся в стационарном режиме субдукции.

МОДЕЛЬ МАГМООБРАЗОВАНИЯ ПОД КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГОЙ

На основе рассмотренных выше данных по вулканизму Курильской островной дуги с привлечением экспериментальных данных по плавлению перидотита и базальта при различных *P-T* условиях (Mysen, Boettcher, 1975; Wyllie, 1979; Lambert, Wyllie, 1972), по устойчивости водосодержащих минералов (Kitahara et al., 1966; Delany, Helgeson, 1978 и др.), а также модельных расчетов структуры температур в зоне субдукции (Honda, Uyeda, 1983) нами разработана модель магмообразования под Курильской островной дугой (Авдейко, 1994), применимая для стационарных режимов большинства островных дуг. Коротко остановимся на основных параметрах проявления вулканизма, которые легли в основу этой модели.

Поперечная петрогеохимическая зональность типична для абсолютного большинства островных дуг, в том числе и для вулканических дуг Курило-Камчатской системы. Принципиальной и существенно новой чертой, выявленной нами для Курильской островной дуги, является то, что переход от фронтальной к тыловой зоне по некоторым параметрам не постепенный, а дискретный. Это является ключевым моментом, позволяющим говорить о двух зонах генерации магмы (Avdeiko et al., 1991).

Распределение температур в зоне субдукции и вышележащем мантийном клине оказывает решающее влияние на положение областей частичного плавления под островной дугой. Термальная структура зависит от многочисленных факторов, в частности от скорости и угла наклона зоны субдукции, ее зрелости, возраста поддвигаемой пли-

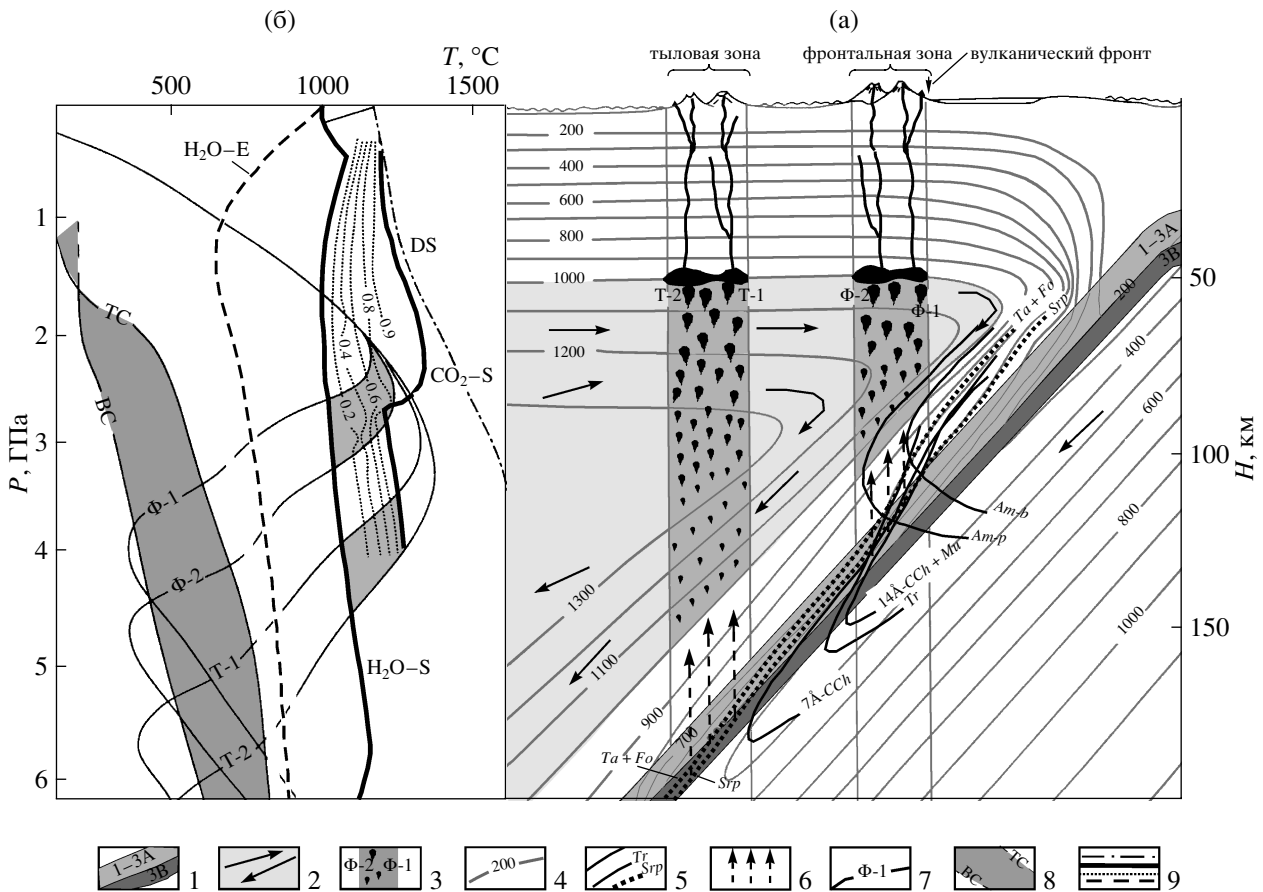


Рис. 6. Условия магмообразования под Курильской островной дугой, по (Авдейко, 1994) с дополнениями.

(а): 1 – слои океанической коры; 2 – направления движения вещества в мантийном клине и подсубдукционной мантии; 3 – зоны магмообразования под фронтальной (Ф-1, Ф-2) и тыловой (Т-1, Т-2) вулканическими зонами; 4 – изолинии температур по модели (Honda, Uyeda, 1983); 5 – кривые дегидратации водосодержащих минералов: *Am-b* – амфибола в базальте, *Am-p* – амфибола в перидотите, *7 Å-CCh* – 7 Å-клинохлора, *14 Å-CCh + Mu* – 14 Å-клинохлора и мусковита, *Srp* – серпентина, *Ta + Fo* – талька и форстерита, *Tr* – тремолита, 6 – пути подъема флюидов.

(б): 7 – геотермы под фронтальной (Ф-1, Ф-2) и под тыловой (Т-1, Т-2) вулканическими зонами, 8 – геотермы кровли (ТС) и подошвы (BC) океанической коры, 9 – линии солидуса сухой мантии (DS), водонасыщенной мантии (H₂O-S), мантии, насыщенной CO₂ (CO₂-S) и при разных соотношениях H₂O-CO₂ (0.2–0.8), а также водонасыщенного базальта – эклогита (H₂O-E).

ты, интенсивности процесса наведенной конвекции, гидратации и дегидратации водосодержащих минералов и др., и для ее расчета были предложены различные численные модели. Следует отметить принципиальное сходство термальных структур, предложенных разными авторами, несмотря на различия в оценках абсолютных температур из-за сложности учета разных факторов. Одним из таких факторов является тепло трения, однако его влияние не столь велико, как считали некоторые исследователи на раннем этапе изучения надсубдукционного вулканизма (Marsh, Carmichael, 1974), и его учет дает повышение температуры зоны субдукции не более чем на 50°C (Peacock et al., 1994).

Для оценки процессов гидратации, дегидратации и магмообразования под Курильской остров-

ной дугой в качестве рабочей нами выбрана температурная модель, по которой расчеты выполнены для конкретных дуг, в том числе и для Курильской (Honda, Uyeda, 1983). На приведенном разрезе (рис. 6) по этой модели дана структура поля температур вкост Курильской островной дуги и вытекающие из нее P-T условия возможных областей магмообразования под фронтальной и тыловой зонами. На P-T диаграмме (рис. 6б) нанесены геотермы подошвы и кровли океанической коры в поддвигаемой пластине, по две геотермы на фронтальную и тыловую вулканические зоны, линии солидусов сухого и водонасыщенного перидотита, перидотита при разных соотношениях H₂O и CO₂, а также водонасыщенного базальта (эклогита). На P-T диаграмме отчетливо видно, что геотермы подошвы и кровли океанической коры нигде не пересекаются с

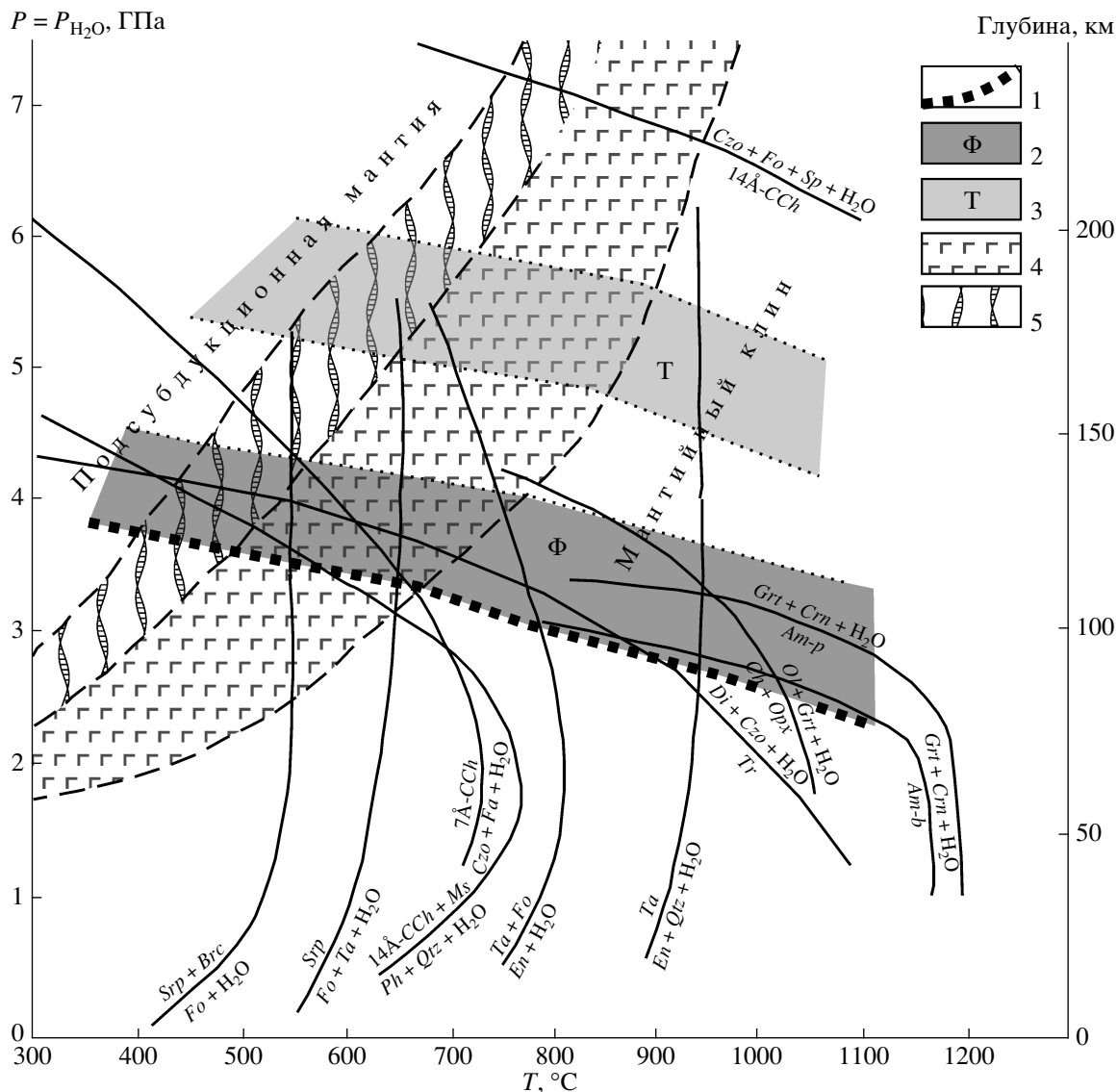


Рис. 7. P - T диаграмма устойчивости (дегидратации) водосодержащих минералов.

1–5 – P - T характеристики вулканического фронта (1), фронтальной зоны (2), тыловой зоны (3), слоев 1–3А (осадки, базальты, габбро) океанической коры (4), слоя 3В (серпентиниты) океанической коры (5). Символы минералов приведены по (Kretz, 1983), а также см. рис. 6.

линией водонасыщенного солидуса базальта, то есть плавления океанической коры, а тем более ниже лежащих частей поддвигаемой плиты по рассмотренной температурной модели не происходит. Плавление кровли поддвигаемой пластины, то есть верхней части океанической коры, может начаться лишь при увеличении ее температуры на 80–100°C (рис. 7б). Плавление же перидотита мантийного клина как под фронтальной, так и под тыловой зонами возможно в довольно широкой области температур, как при избытке H_2O , так и при разных ее соотношениях с CO_2 (рис. 6а, 6б).

Основным источником воды на глубинах магмообразования является дегидратация водосодер-

жащих минералов из субдвинутой океанической плиты, так как поровая вода сбрасывается на глубинах <40 км. Формирующийся за счет этого CH_4 - H_2O флюид не достигает мантийного клина, а поступает в аккреционную призму (Reasock, 1990). Поступление водного флюида в вероятную область магмообразования мантийного клина возможно двумя путями: (1) за счет дегидратации водосодержащих минералов поддвигаемой плиты и последующей миграции флюида вверх, непосредственно в зону магмообразования в мантийном клине, (2) многостадийным путем в результате дегидратации поддвигаемой плиты на более высоких уровнях, сопровождаемой гидратацией и последующей дегидратацией основания мантий-

ного клина, увлекаемого вниз с поддвигаемой плитой (Tatsumi, 1989).

Рассмотрим вероятность этих процессов для Курильской островной дуги, исходя из принятой температурной модели. На P - T диаграмме устойчивости водосодержащих минералов (рис. 7), так же как и на рис. 6б, нанесены геотермы фронтальной и тыловой вулканических зон при данной структуре температур. Отчетливо видно, что большинство водосодержащих минералов (амфибол в базальте, амфибол в перидотите, 7 Å-клинохлор, 14 Å-клинохлор в ассоциации с мусковитом, тремолит) дегидратируются непосредственно под фронтальной вулканической зоной. Кривые устойчивости серпентина и талька в ассоциации с форстеритом пересекают слой 3В океанической коры (серпентинизированный перидотит), где возможно нахождение этих минералов, непосредственно под тыловой зоной. На участке субдуцируемой океанической коры между фронтальной и тыловой вулканическими зонами, то есть под зоной ослабления вулканической активности, нет отчетливых источников воды: 7 Å-клинохлор пересекает этот участок по слою 3В (рис. 6б), где этот минерал практически отсутствует. Не менее отчетливо это видно при анализе кривых устойчивости этих минералов на разрезе (рис. 6а), где координата температуры дана в изолиниях.

Таким образом, при данной структуре температур имеются два уровня дегидратации водосодержащих минералов, располагающиеся непосредственно под фронтальной и тыловой вулканическими зонами. Под промежуточной зоной нет видимых источников воды и, соответственно, нет условий для магмообразования. Этим, на наш взгляд, обусловлен дискретный характер некоторых параметров поперечной вещественной зональности, а вулканические породы промежуточной зоны близки по своим характеристикам к породам либо фронтальной, либо тыловой зоны. Модель магмообразования, основанная на рассмотренных выше данных, показана на рис. 8. Отделяющаяся от субдуцированной океанической коры вода вместе с другими летучими компонентами мигрирует вверх и, попадая в область более высоких температур в пределах мантийного клина, вызывает плавление. Наряду с этим не исключается и сценарий, по которому вода, отделяющаяся от поддвигаемой плиты в преддуговой области, гидратирует минералы основания мантийного клина, увлекаемого вниз субдуцируемой плитой (наведенная конвекция). Последующая дегидратация амфибола, серпентина, талька в ассоциации с форстеритом и других водосодержащих минералов из основания мантийного клина может быть дополнительным источником воды под фронтальной зоной (рис. 6а).

Для других островных дуг при более горячей или более холодной зонах субдукции принципиальная картина отделения H_2O от поддвигаемой плиты и, соответственно, сценарий магмообразования не изменится. Однако сдвиг системы геотерм океанической коры и подошвы мантийного клина влево при более холодной или вправо при более горячей зоне субдукции по сравнению с Курильской дугой приведет к изменению местоположения вулканического фронта, а также фронтальной и тыловой зон, как, например, в Марианской островной дуге, где при более крутом наклоне зоны субдукции нет деления на фронтальную и тыловую зоны.

Принципиально важной для магмообразования представляется оценка количества летучих, которые могут принять участие в этом процессе, в сравнении с их количеством в островодужных магмах. Результаты проведенных нами расчетов (Авдейко, 1994) по методике Пикока (Reasock, 1990) с учетом геодинамических параметров показали, что в зоне субдукции Курильской островной дуги высвобождается воды в ~10 раз больше, а CO_2 в ~50 раз больше, чем содержание этих компонентов в островодужных магмах. Основным поставщиком H_2O в область магмообразования фронтальной зоны являются осадки и базальты слоев 1 и 2 океанической коры, а тыловой зоны – слой 3В (серпентинизированный перидотит). Количество воды, выделяющееся при дегидратации слоя 3В, в 2 раза больше, чем при дегидратации остальных слоев океанической коры. Дополнительным источником воды под фронтальной зоной, как было сказано выше, может служить дегидратация водосодержащих минералов из основания мантийного клина. Так что соотношение количества воды под фронтальной и тыловой вулканическими зонами может быть несколько иным. В пользу большей роли воды в тыловой зоне свидетельствует наличие в породах этой зоны водосодержащих минералов (амфибола, биотита). Вместе с тем Т. Ишикава и Ф. Тера (Ishikawa, Tera, 1997), основываясь на единичных определениях изотопов В и В/Nb отношений в образцах лав Курильской дуги, отобранных нами в рейсах НИС “Вулканолог”, пришли к выводу об уменьшении роли воды от фронта к тылу. Более полные данные по В/Nb отношениям (Avdeiko et al., 1991), скорее, говорят об увеличении содержания H_2O в тыловой зоне. Так что вопрос о количественном соотношении воды во фронтальной и тыловой зонах требует дальнейшего изучения.

Математическое моделирование структуры поля температур зон субдукции при разных скоростях движения и разным возрасте поддвигаемой океанической коры (Reasock et al., 1994) показало, что в стационарном режиме субдукции плавление океанической коры не происходит. Частичное ее плавление возможно только при очень ограни-

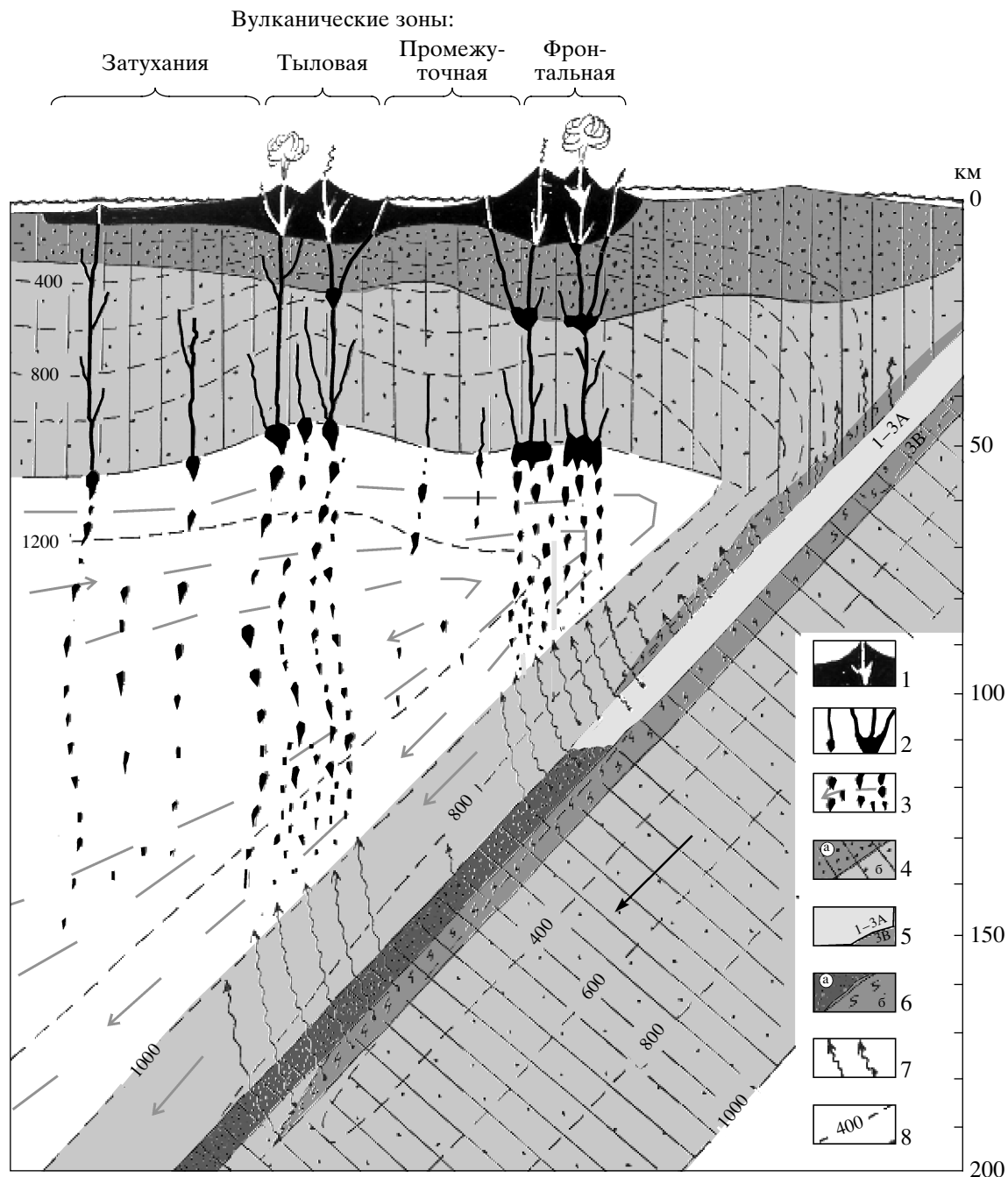


Рис. 8. Модель магнеобразования под Курильской островной дугой.

1 – вулканы и вулканические породы, 2 – магматические очаги и каналы подъема магмы в литосфере, 3 – зоны магнеобразования и капельно-жидкого подъема магмы, 4 – континентальная кора (а) и литосфера (б), 5 – слои океанической коры, 6 – эклогиты (а) и серпентиниты (б) океанической коры, 7 – пути подъема флюидов, 8 – изотермы.

ченных условиях: при увеличении температуры верхней части поддвигаемой пластины выше 750°C за счет необычно высокого сдвигового напряжения (более 100 МПа) или за счет других причин, а также при субдукции очень молодой (моложе 2–5 млн. лет) океанической литосферы.

Таким образом, для Курильской островной дуги, так же как, очевидно, и для других островных

дуг и активных окраин континентов со стационарным режимом субдукции, в том числе и для Южной Камчатки, наиболее вероятной является модель плавления мантийного клина в зоне высоких температур под воздействием воды и других летучих компонентов (рис. 6, 8). Вместе с тем изменение структуры поля температур, особенно повышение температур поддвигаемой пластины

и примыкающих участков мантии более чем на 80–100°C может привести к частичному плавлению поддвигаемой пластины и появлению несколько иного типа вулканических пород. Ниже мы остановимся на анализе условий образования таких пород.

ВАРИАЦИИ УСЛОВИЙ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

Как уже отмечалось выше, в пределах Восточно-Камчатской и Срединно-Камчатской дуг между Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций и зоной продолжения Алеутской дуги на Камчатке, наряду с преобладающими типичными островодужными лавами, встречаются породы с внутриплитными геохимическими характеристиками и адакиты. Особенности проявления вулканизма этого района, состав вулканических пород, закономерности их пространственной локализации подробно охарактеризованы в работах О.Н. Волынца с соавторами (1990а, 1997, 1999). Вулканические породы, выделенные О.Н. Волынцом во внутриплитный геохимический тип, встречаются довольно часто в виде небольших вулканических тел на Западной Камчатке, в Срединном хребте и на Восточной Камчатке (рис. 1). Они характеризуются повышенными, по сравнению с островодужными породами, концентрациями Ti, Nb и Ta и отсутствием Ta-Nb минимума на спайдерграммах порода/неистощенная мантия. О.Н. Волынцом (Volynets, 1994) рассмотрены две возможные гипотезы их образования. По одной из них, предложенной ранее (Ringwood, 1990), источником обогащения этими элементами “внутриплитных” магм, так же как и типичных островодужных магм, служит субдуцируемая океаническая кора, но пути поступления Ti, Nb, Ta и других элементов в расплав различны. Формирование типичных островодужных магм происходит обычным путем при плавлении вещества мантийного клина под воздействием флюидов, отделяющихся от поддвигаемой плиты. Низкие содержания Ta, Nb, Ti в островодужных магмах объясняются тем, что эти элементы, концентрирующиеся в основном в рутиле, обладают низкой растворимостью во флюиде (Tatsumi et al., 1986). При более высоких температурах, превышающих 750°C, возможно частичное плавление базальта океанической коры в водонасыщенных условиях (Reasock et al., 1994) (рис. 6б), и эти выплавки, в соответствии с экспериментальными данными (Tatsumi et al., 1986), имеют более высокие концентрации Ti, Nb, Ta. По мнению О.Н. Волынца, по такому сценарию могут формироваться только верхнемиоценовые–плиоценовые К-щелочные базальтоиды Западной Камчатки, слагающие преимущественно субвулканические тела. Этот сценарий представляется вполне правдопо-

добным, тем более что на спайдерграммах Д. Вуда в этих породах проявлен Ta-Nb минимум, хотя и менее глубокий (Volynets, 1994, Fig. 10). Однако в этой гипотезе неясна причина повышения температуры.

Для объяснения появления “внутриплитных” магм в пределах Восточной Камчатки и Срединного хребта О.Н. Волынец (Volynets, 1994) привлекает гипотезу, по которой источником “внутриплитных” магм является горячее вещество обогащенных мантийных плюмов, взаимодействующее с деплетированной мантией MORB-типа. По предложенной О.Н. Волынцом модели, неактивная (отмершая) зона субдукции под Срединный хребет не препятствует подъему зарождающихся на больших глубинах мантийных плюмов в области мантийного клина над зоной субдукции, где в позднемiocен-голоценовое время “внутриплитные” вулканы проявлены вместе со значительно преобладающими островодужными породами. На Восточной Камчатке “внутриплитные” верхнемиоценовая щелочно-базальтовая и плиоценовая щелочнооливиновая серии формировались до островодужного этапа вулканизма, а в плиоцене новая зона субдукции отсекала мантийные плюмы от мантийного клина, в результате чего в плейстоцене и голоцене “внутриплитный” вулканизм отсутствовал.

Не отрицая в целом вероятности такого сценария “внутриплитного” вулканизма, хотим обратить внимание на следующие обстоятельства. Прежде всего, “внутриплитные” магмы характерны только для того сегмента островодужной системы, где произошел перескок зоны субдукции в конце миоцена – плиоцене (рис. 1, 2). Далее, “внутриплитный” вулканизм Срединного хребта проявлен вместе с островодужным как в пространстве, так и во времени, а на Восточной Камчатке предшествует ему. Прекращение островодужного вулканизма в Срединном хребте повлекло за собой прекращение и “внутриплитного” вулканизма, т.е. мантийный плюм иссяк вместе с затуханием островодужного вулканизма.

Исходя из этих обстоятельств, более вероятным представляется несколько иной сценарий проявления “внутриплитного” вулканизма. Если гипотеза отрыва субдуцированной части плиты под Срединным хребтом после прекращения субдукции в конце миоцена верна, то в образовавшуюся брешь будет внедряться более горячее вещество подсубдукционной части мантии (рис. 2), а не мантийный плюм. В результате этого, за счет повышения температуры более чем на 80–100°C, станет возможным частичное плавление базальтов и осадков океанической коры в верхней части поддвигаемой пластины. Основная же масса вещества мантии будет плавиться под воздействием флюидов по островодужному сценарию. Таким

образом, будут выплавляться и типичные островодужные магмы, и магмы с повышенным содержанием Ti, Nb и Ta, то есть магмы внутриплитного геохимического типа. При этом прекращение островодужного вулканизма за счет истощения флюидов из субдущированной плиты повлечет за собой и прекращение “внутриплитного” вулканизма, так как оба эти типа вулканизма проявляются лишь при наличии источника воды, в данном случае за счет дегидратации серпентина и талька.

С этих же позиций объяснимо и появление “внутриплитных” магм на Восточной Камчатке в плиоцене перед проявлением островодужного вулканизма. В начальный этап субдукции передний край поддвигаемой плиты контактирует с более горячей мантией, в результате чего происходит частичное плавление осадков и базальтов океанической коры с повышением концентраций Nb, Ta и Ti в расплаве.

Район Алеутско-Камчатского сочленения также характеризуется проявлением необычного вулканизма. Одной из основных петрологических особенностей зоны сочленения Камчатки с Алеутской дугой является широкое развитие магнезиальных базальтов, андезибазальтов и андезитов (адакитов) (Вольнец и др., 1997, 1999). Магнезиальные базальты – преобладающий тип пород Харчинского и Заречного вулканов и Харчинской зоны шлаковых конусов. Аналогичные базальты присутствуют среди вулканических пород побочных прорывов Ключевского вулкана и Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов. Объем магнезиальных пород зоны сочленения примерно в 10 раз больше, чем на всех других вместе взятых вулканах Камчатки. Для вулканов зоны сочленения, особенно для вулканов Ключевской группы, характерна высокая интенсивность проявления вулканизма. На эту зону приходится около 1/3 вулканического материала, вынесенного всеми камчатскими вулканами за последние 800–850 тыс. лет, причем больше половины этого материала вынесено за последние 50 тыс. лет (Мелекесцев, 1980).

Согласно современным геодинамическим концепциям, в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островодужных систем отсутствует субдукция Тихоокеанской плиты под Камчатку севернее вулкана Шивелуч. Северный край Тихоокеанской плиты либо обрывается, либо погружается севернее этого вулкана. Тем не менее здесь имеются два четвертичных стратовулкана – Начикинский и Хайлюля и ряд мелких построек. Для четвертичных пород этого района характерен переход от островодужного вулканизма к океаническому (Portnyagin et al., 2005).

Чем отличаются условия магмообразования зоны сочленения Восточной Камчатки с Алеутской дугой, которые привели к появлению магне-

зиальных пород, от условий стационарного режима Курил и Южной Камчатки? В случае косой субдукции, переходящей в трансформный разлом, в Камчатско-Алеутском сочленении создаются условия разрыва и раздвижения погружающейся Тихоокеанской плиты и внедрения вещества более горячей подсубдукционной мантии в надсубдукционную зону. О высокой температуре расплава свидетельствуют ликвидусные температуры магнезиального оливина Заречного вулкана, составляющие ~1280°C (Вольнец и др., 1999). Расчеты структуры поля температур показали, что температура на контакте северного края поддвигаемой Тихоокеанской плиты с более горячей мантией в таких условиях может повышаться на 200–300°C (Tatsumi et al., 1994). При этом возможно не только плавление перидотита мантии под воздействием воды и других летучих компонентов с излиянием магнезиальных базальтов, но и частичное подплавление океанической коры на контакте ее с более горячей мантией и образование магнезиальных андезитов адакитового типа (Yogodzinski et al., 2001). О возможном подплавлении океанической коры в районе вулканов Шивелуч, Харчинский, Заречный свидетельствуют некоторые геохимические параметры, характерные для адакитов, в частности высокие концентрации Sr, Ba, низкие концентрации тяжелых REE при высоких отношениях FeO/MgO, La/Yb и низких отношениях K/La (Вольнец и др., 1999).

Таким образом, для объяснения появления пород внутриплитного геохимического типа среди островодужных вулканических пород адакитового типа в зоне сочленения Курило-Камчатской островодужной системы с Алеутской дугой предполагается один и тот же механизм частичного плавления кровли подвигаемой плиты за счет более высокой температуры контактирующих участков мантии.

ВЫВОДЫ

Современную структуру Курило-Камчатской островодужной системы определяют разновозрастные вулканические пояса, которые представляют собой вулканические дуги над зонами субдукции. В конце олигоцена – миоцене существовала Срединно-Камчатско-Курильская система дуг. В пределах Срединно-Камчатской дуги этой системы, располагавшейся на месте современного Срединного хребта Камчатки (рис. 2), отчетливо проявлена вулканическая дуга, реконструируются тектоническая (невулканическая) дуга и глубоководный желоб, северная часть которого погребена под осадками на западе Командорской котловины и фиксируется по современным гравиметрическим и сейсмологическим данным. Сейсмологические данные свидетельствуют о том, что в настоящее

время, возможно, еще имеются небольшие подвиги в зоне субдукции этой системы.

В конце миоцена–начале плиоцена на участке от Авачинского залива до Камчатского полуострова в результате блокировки зоны субдукции, по-видимому за счет аккреции полуостровов Восточной Камчатки, произошел ее перескок в современное положение и отмирание зоны субдукции под Срединный хребет, хотя вулканизм проявлялся еще и в голоцене, а к настоящему времени сохранились лишь два потенциально активных вулкана.

На участке южнее Малко-Петропавловской зоны дислокаций, т.е. в пределах Южной Камчатки и Курил, субдукция сохранилась практически в неизменном виде с конца олигоцена. При этом в северной части Южной Камчатки произошло наложение северо-восточных структур современной дуги на северо-западные структуры верхнеолигоцен-миоценовой дуги (рис. 2).

В соответствии с тектонической историей островодужного этапа развития региона и геодинамическими параметрами зоны субдукции выделяются следующие районы (сегменты) современной Курило-Камчатской островодужной системы: Срединно-Камчатский, Восточно-Камчатский, Северо-Курильский, Центральнo-Курильский и Южно-Курильский. Восточно-Камчатский сегмент представляет начальный этап субдукции, Срединно-Камчатская дуга – этап затухания субдукции, а для остальных районов характерен стационарный режим субдукции с разными геодинамическими параметрами.

На Камчатке и Курилах вулканизм проявляется при стационарном режиме субдукции и представлен типичными островодужными магмами. Они генерируются в мантийном клине, где под действием флюида, поступающего из поддвигаемой плиты, в зоне высоких температур происходит плавление водонасыщенного перидотита. Две вулканические зоны – фронтальная и тыловая – обусловлены двумя уровнями отделения воды от разных водосодержащих минералов. Большинство водосодержащих минералов дегидратируются под фронтальной зоной. Источником воды под тыловой зоной является дегидратация серпентина и талька.

В настоящей статье не рассматриваются особенности формирования геохимической специфики лав фронтальной и тыловой зон. Надеемся затронуть этот вопрос позднее, на базе новых геохимических и изотопных данных, полученных в лабораториях Центра морских геонаук (IFM GEOMAR, Германия). Отметим лишь некоторые различия геохимических характеристик рассматриваемых лав, в первую очередь связанные с составом флюидов. Как видно на рис. 7 и 8, флюиды фронтальной и тыловой зон формируются за

счет дегидратации минералов, имеют разные начальные температуры и, очевидно, различаются по количеству. Флюиды фронтальной зоны при подъеме в зону магмообразования фильтруются сквозь базальты и осадки океанической коры, тогда как флюиды тыловой зоны – сквозь всю океаническую кору, но при этом базальты и осадки 1-го и 2-го слоев океанической коры должны быть обеднены легко растворимыми элементами, отделившимися ранее во фронтальной зоне. Флюиды фронтальной зоны находятся под меньшим давлением, чем флюиды тыловой зоны, и к тому же они проходят более короткий путь до зоны магмообразования.

Возможны также изменения состава образовавшегося расплава при разных P - T условиях на пути его подъема в пределах мантийного клина. В пределах литосферы и континентальной коры, на наш взгляд, нет факторов, которые могут повлиять на состав магм фронтальной и тыловой зон при стационарном режиме субдукции.

В аномальных участках, а именно в зоне сочленения Курило-Камчатской островодужной системы с Алеутской дугой, в Срединном хребте Камчатки после прекращения субдукции и на Восточной Камчатке в начальный этап формирования новой зоны субдукции возможно частичное плавление верхней части субдуцируемой плиты с излиянием лав внутриплитного геохимического типа и лав с адакитовой тенденцией. Частичное плавление океанической коры возможно в результате более высокой температуры на ее контакте с более горячими, по сравнению с обычными островодужными условиями, участками мантии. Такие условия, по-видимому, создавались в миоцене и плиоцене в Срединно-Камчатской дуге за счет отрыва погружающейся Тихоокеанской плиты и внедрения в образовавшуюся брешь вещества более горячей подсубдукционной мантии в результате блокировки зоны субдукции под Срединный хребет и перескока ее в современное положение. Такие же условия существовали в конце миоцена–плиоцене на фронте Тихоокеанской плиты при формировании новой зоны субдукции под Восточную Камчатку. Аналогичные условия наблюдаются и в пределах Алеутско-Камчатского сочленения у северного края погружающейся Тихоокеанской плиты.

Благодарности. Авторы благодарны всем участникам Курильских рейсов НИС “Вулканолог” и участникам экспедиций в район Алеутско-Камчатского сочленения.

Работа выполнена частично при финансовой поддержке по двум проектам ФЦП “Мировой океан”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П. Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // Геотектоника. 1994. № 2. С. 19–32.
- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.
- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Богатииков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Вольнец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А., Антонов А. Ю., Марков И. А., Философова Т.М. Минеральная зональность четвертичных лав Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990а. № 1. С. 29–44.
- Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990б. № 5. С. 3–13.
- Вольнец О.Н., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Ягодзински Дж.М. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 31–45.
- Вольнец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д. Магнезиальные базальты андезитового вулкана Шивелуч // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 206–221.
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Ред. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 с.
- Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое–раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97–112.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500000. Петропавловск-Камчатский: Камчатгеолком. Изд-во ВСЕГЕИ, 1999.
- Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
- Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 211 с.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В. Новый подход к определению понятия действующий вулкан // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 191–203.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000 / Ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛ РАН, 2000, 193 с.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 253 с.
- Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышова Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 83–90.
- Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: ГЕОС, 2000. 208 с.
- Avdeiko G.P., Volynets O.N., Antonov A.Yu., Tsvetkov A.A. Kurile island-arc volcanism: structural and petrological aspects // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 271–287.
- Brophy J.B., Marsh B.D. On the origin of high-aluminium arc basalts and mechanics of melt extraction // J. Petrology. 1986. V. 27. P. 763–789.
- Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Delany Y.M., Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic consequences of hydration of subduction oceanic crust to 100 kbar at 800°C // Amer. J. Sci. 1978. V. 278. № 5. P. 638 - 686.
- Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer, 1981. 396 p.
- Gorbatov A., Kostoglodov V. Maximum depth of seismicity and thermal parameter of the subducting slab: general empirical relation and its application // Tectonophysics. 1997. V. 277. P. 165–187.
- Gorbatov A., Vidiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // Gephys. J. Int. 2000. V. 142. P. 27–36.
- Green T.H. Island arc and continental-building magmatism – a review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry // Tectonophysics. 1980. V. 63. № 4. P. 367–385.
- Honda S., Uyeda S. Thermal process in subduction zones – a review and preliminary approach on the origin of arc volcanism // Arc volcanism: physics and tectonics. Tokio: TERRAPUB, 1983. P. 117 – 140.
- Ishikawa T., Tera F. Source, composition and distribution of the fluid in the Kurile mantle wedge: Constraints from across-arc variations of B / Nb and B isotopes // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 152. P. 123–138.
- Kay R.W. Volcanic arc magma genesis: implications for element recycling in the crust–upper mantle system // J. Geology. 1980. V. 88. P. 497–552.
- Kitahara S.S., Takenouchi S., Kennedy G.C. Phase relations in the system Mg–SiO₂–H₂O at high temperatures and pressures // Amer. J. Sci. 1966. V. 264. № 2. P. 223 – 233.
- Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Amer. Mineralogist. 1983. V. 68. P. 277–279.
- Kushiro I. On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis in the shift on the liquid boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals // Amer. J. Sci. 1975. V. 275. № 4. P. 411 – 431.
- Lambert I.B., Wyllie P.J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications // J. Geol. 1972. V. 80. № 6. P. 693 - 708.
- Marsh B.D., Carmichael I.S.E. Benioff zone magmatism // J. Geophys. Res. 1974. V. 79. № 8. P. 1196–1206.

- Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle // *J. Petrol.* 1975. V. 16. P. 520–593.
- Nichols I.A., Ringwood A.E.* Production of silica-saturated magmas in island arcs // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 17. P. 243–246.
- Peacock S.M.* Fluid process in subduction zones // *Science.* 1990. V. 248. № 4953. P. 329 – 337.
- Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B.* Partial melting of subducting oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 121. P. 227–244.
- Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe-Schonberg D.* Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka–Aleutian junction // *Geology.* 2005. V. 33. № 1. P. 25–28.
- Ringwood A.E.* Slab-mantle interactions. 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle // *Chem. Geol.* 1990. V. 82. P. 187–207.
- Tatsumi Y.* Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B4. P. 4697–4707.
- Tatsumi Y., Furukawa Y., Kogiso T. et al.* A third volcanic chain in Kamchatka: thermal anomaly at transform / convergent plate boundary // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. № 7. P. 537–540.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W.* Chemical characteristics of the fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1986. V. 29. № 1–4. P. 293 – 309.
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol. Rev.* 1994. V. 36. P. 373–405.
- Wyllie P.J.* Magmas and volatile components // *Amer. Mineral.* 1979. V. 64. № 5, 6. P. 469–500.
- Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Worner G., Volynets O.N.* Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature.* 2001. V. 409. P. 500–504.
- Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M.* Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge // *GSA Bulletin.* 1995. V. 107. № 5. P. 505–519.