

УДК 551.24:551.21

## ПРИНЦИП АКТУАЛИЗМА: КРИТЕРИИ ДЛЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

Г.П. Авдейко<sup>1</sup>, Д.П. Савельев<sup>1</sup>, С.В. Попруженко<sup>2</sup>, А.А. Палуева<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, Петропавловск - Камчатский, 683006, бульвар Пийпа, 9; тел. (415-22)5-93-47; факс. (415-22)5-95-77; e-mail avdeiko@kcs.iks.ru*

<sup>2</sup> *УПП по Камчатской области и Корякскому автономному округу*

Проведен сравнительный анализ строения и вулканизма современных зон субдукции с аналогичными характеристиками и этапами тектонической истории и вулканической активности Курило-Камчатского региона. Показано, что современную структуру Курило-Камчатского региона определяют разновозрастные вулканические пояса, представляющие собой три вулканические дуги над зонами субдукции, дискретно омолаживающиеся и смещающиеся в сторону Тихого океана. Эти данные являются основой уточнения критериев для палеотектонических реконструкций. Наиболее надежным критерием надсубдукционного этапа развития являются вулканогенные формации островодужного (надсубдукционного) геохимического типа. При определенных тектонических условиях, наряду с преобладающим островодужным типом, возможно проявление пород «внутриплитного» геохимического типа. Другие петрологические, геохимические или структурно-формационные критерии могут играть лишь вспомогательную роль для уточнения пространственного взаиморасположения фронтальной (тектонической) дуги, глубоководного желоба, преддугового и задугового бассейнов осадконакопления. Выявленные геодинамические параметры проявления вулканизма позволяют определить направление субдукции и, качественно, по ширине вулканической дуги, оценивать угол субдукции. При реконструкции тектонической истории следует учитывать, что каждая зона субдукции имеет свой собственный фундамент, отличный от фундамента сопряженных более древних или более молодых дуг.

**Введение.** Актуализм, т.е. понимание геологических процессов древних эпох через изучение современных процессов, является одним из основополагающих принципов геологии. Реконструкция практически любых геологических событий и тектонического развития регионов основывается на этом принципе. В связи с тем, что современный этап развития Земли – это миг в геологической истории, важное значение приобретает анализ эволюции молодых в тектоническом отношении районов, где возможна наиболее достоверная расшифровка геодинамических условий и истории их тектонического развития.

Курило-Камчатская островодужная (ККОД) система является весьма удобным регионом для выработки критериев палеотектонических реконструкций зон субдукции по целому ряду характерных признаков. Во-первых, здесь, по простиранию системы, типичная островная дуга

(ОД) Курильского сегмента сменяется активной континентальной окраиной Камчатского сегмента. Во-вторых, в пределах ККОД-системы имеются участки, находящиеся в стационарном режиме субдукции (Курилы, Южная Камчатка), а также на начальном (Восточная Камчатка) и завершающем (Срединный хребет Камчатки) этапах субдукции (Авдейко и др., 2001; 2002). В-третьих, в зону сочленения Камчатского сегмента с Алеутской островной дугой причленяется еще и Гавайско-Императорская цепь подводных вулканов, влияющая на геометрию зоны субдукции. В-четвертых, на Камчатке, вместе с преобладающими типичными островодужными вулканическими породами, встречаются породы, по геохимическим параметрам близкие к внутриплитным вулканитам (Вольнец и др., 1990б; Volynets, 1994). И, наконец, в-пятых, в пределах Курильского сегмента ККОД-системы имеются

как наземные, так и подводные условия для проявления вулканизма и осадконакопления.

Следует подчеркнуть, что история тектонического развития, геофизические характеристики, геодинамические параметры зоны субдукции и проявления надсубдукционного наземного и подводного вулканизма ККОД-системы изучены достаточно подробно. В связи с этим представляется целесообразным проанализировать имеющийся материал и, на этом основании, выработать критерии для палеотектонических реконструкций древних островодужных систем. Этой цели и посвящена настоящая статья.

### ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОН СУБДУКЦИИ

В пределах ОД-систем и активных окраин континентов в направлении от океана к континенту выделяются следующие субпараллельные структурные элементы: глубоководный желоб, фронтальная невулканическая (тектоническая) дуга, междуговой прогиб, вулканическая дуга, задуговой прогиб. Раньше, при недостаточном материале по батиметрии, выделяли одинарные островные дуги, т.е. дуги, на которых отсутствовала невулканическая дуга, и двойные дуги (Умбгров, 1952). На современных батиметрических картах отчетливо видно, что одинарных дуг практически нет, а на некоторых отрезках островодужных систем невулканические дуги проявлены лишь в виде ступеней и поднятий на континентальном склоне глубоководных желобов. Вулканическая дуга может быть представлена двумя вулканическими зонами с зоной ослабления вулканической активности между ними (Авдейко, 1989). Задуговой прогиб представляет собой или отшнурованное окраинное море, или зону задугового спрединга, или грабенообразный прогиб в тылу вулканической дуги активной окраины континента.

Обязательным элементом глубинного строения ОД-системы и активной континентальной окраины является наличие сейсмофокальной зоны (зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа), которая маркирует субдуцируемую литосферную плиту до глубин 600 – 700 км (Строение..., 1987), а в верхней своей части – зону взаимодействия поддвигаемой и надвигаемой литосферных плит (Лобковский, Сорохтин, 1976). Угол наклона сейсмофокальной зоны колеблется в широких пределах: от 23° - на некоторых участках Южно-Американской зоны

субдукции до 70° и более - в пределах Марианской дуги (Benioff, 1954; Строение..., 1987).

При геодинамических и тектонических реконструкциях основным отличительным признаком ОД-систем является вулканическая дуга (вулканический пояс) с островодужным петрологическим типом пород (Пополитов, Волюнец, 1981; Gill, 1981), так как она хорошо сохраняется в геологических разрезах. Под вулканической дугой мы понимаем часть островной дуги или активной континентальной окраины, где проявляется вулканизм над зоной субдукции. Вулканическая дуга обычно имеет дугообразную форму и вытянута субпараллельно глубоководному желобу. Одним из основных элементов вулканической дуги является вулканический фронт, который представляет собой линию, соединяющую вулканические центры, наиболее близко расположенные к глубоководному желобу. В генетическом смысле - это линия, за которой создаются условия для магмообразования либо в пределах мантийного клина (Tatsumi, 1989; Авдейко, 1994), либо в верхней части поддвигаемой плиты (Marsh, 1976). Глубина до сейсмофокальной зоны под вулканическим фронтом является сравнительно постоянной величиной и составляет  $112 \pm 19$  км (Tatsumi, 1989). Обычно употребляемый термин вулканический пояс не полностью отражает генезис вулканических формаций, т.к. не указывает на геотектонический тип вулканизма. Вулканические пояса, близкие по составу вулканических пород к островодужным, могут быть и не связаны с зонами субдукции, а формироваться в результате аккреции к островной дуге или окраине континента цепей внутриокеанических вулканов типа хребтов Гавайско-Императорского, Луисвилл, Маркус-Неккер и др. (Vogt et al., 1976). Последние отличаются от ОД-пород некоторыми геохимическими параметрами, в первую очередь, отсутствием Ta-Nb – минимума на спайдерграммах порода/мантия или порода/MORB (Wood, 1979). Таким образом, вулканический пояс является термином более широкого пользования, чем вулканическая дуга. В настоящей статье мы будем использовать термин вулканический пояс, когда трудно выделить отдельную вулканическую дугу и когда сочленяющиеся вулканические дуги продолжают друг друга по простиранию.

Для вулканических дуг 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 (Дмитриев, Цветков, 1983; Богатилов, Цветков, 1988). Широко проявлена поперечная петрохимическая зональность, выражающаяся в смене от фронтальных к тыловым частям вулканических дуг островодужных толеитов известково-щелочными породами. По уровню концентраций  $K_2O$  в этом же направлении лавы низкокалиевой серии сменяются лавами умереннокалиевой, высококалиевой и иногда шошонит-латитовой серий (Kuno, 1966; Пискунов, 1987; McCulloch, Gamble, 1991). В некоторых ОД, например, в Марианской дуге, поперечная зональность проявлена слабо, а более выражена продольная зональность (Woodhead, 1989).

По геохимическим характеристикам ОД-серии отличаются повышенными концентрациями некогерентных редких элементов с крупными ионными радиусами (Rb, Ba, Sr, K, Pb, и др.) и легких лантаноидов, по сравнению с океаническим толеитами (Пополитов, Волынец, 1981; Gill, 1981; McCulloch, Gamble, 1991). По этим характеристикам вулканические породы ОД-серий близки к породам внутриплитных серий, но отличаются от них резким Ta-Nb-минимумом и Sr-максимумом на спайдерграммах, нормированных относительно неистощенной мантии (Wood, 1979; Волынец и др., 1990). В большинстве вулканических дуг отчетливо проявлена поперечная геохимическая зональность (Gill, 1991; McCulloch, Gamble, 1991), наиболее детально изученная для Курильского сегмента Курило-Камчатской ОД-системы (Авдейко и др., 1989; Подводный..., 1992; Avdeiko et al., 1991).

В целом, серии вулканических пород ОД и активных континентальных окраин характеризуются петрогеохимической спецификой и особенностями латеральных вариаций вещественного состава, которые позволяют отличать их от аналогичных пород других геотектонических обстановок.

Характерной особенностью гравитационного поля ОД-систем является наличие сопряженных положительной и отрицательной аномалий в свободном воздухе (Исаев и др., 1972; Watts et al., 1978; Narabaglia, Doglioni, 1998). Отрицательные аномалии соответствуют глубоководным желобам, а максимумы положительных аномалий совпадают с фронтальными (невулканическими) дугами.

Рельеф системы дуга – желоб и гравитационные аномалии обусловлены нарушением изостатического равновесия в результате взаимодействия поддвигаемой и надвигаемой литосферных плит (Исаев и др., 1972; Строев, 1984). Вулканические дуги, в целом, характеризуются слабыми положительными или отрицательными гравитационными аномалиями с мозаичным расположением локальных максимумов и минимумов, зависящих от типа вулканических построек, размера и их взаиморасположения.

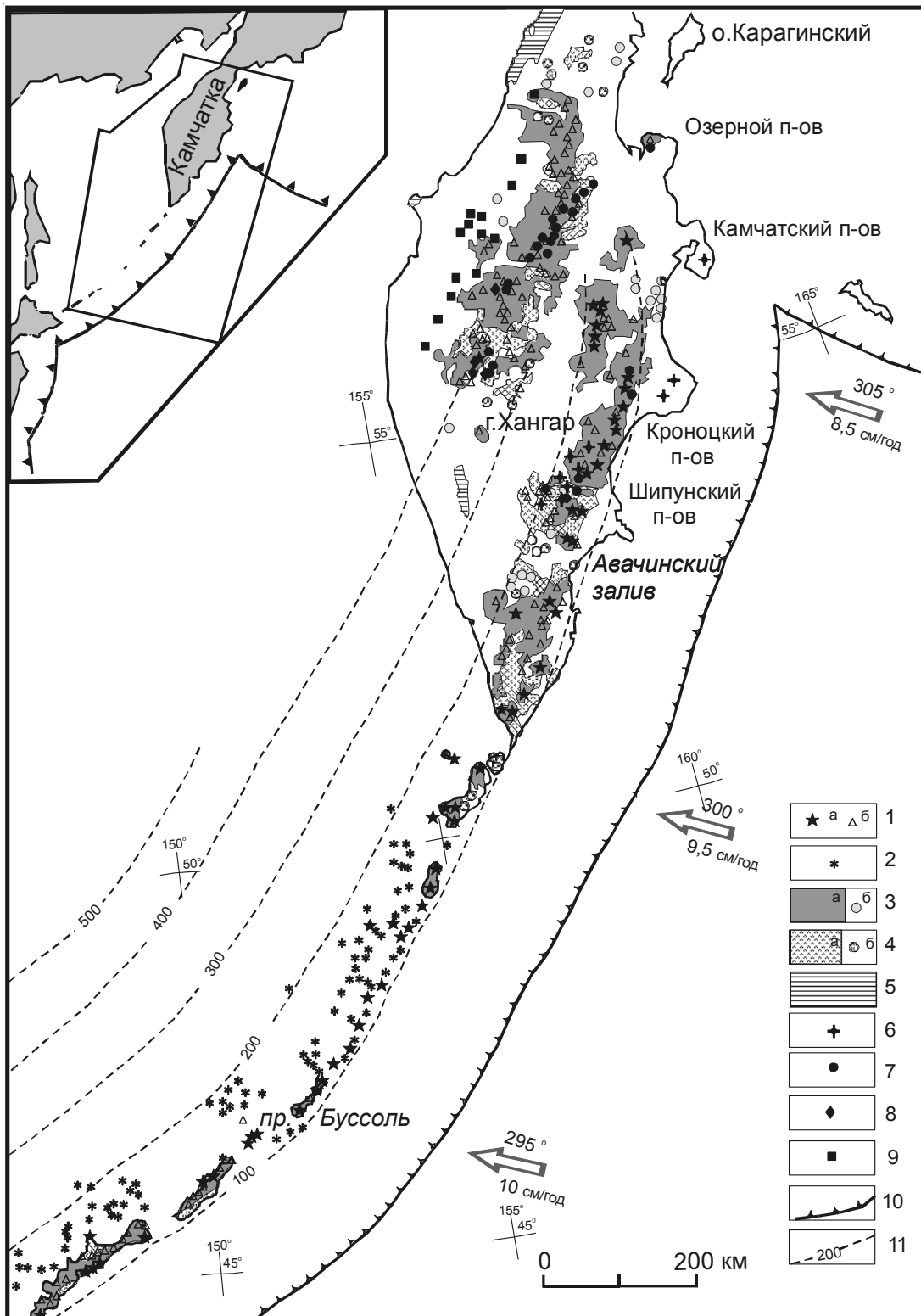
Аномальное магнитное поле вулканических дуг практически целиком определяется вулканическими постройками: на общем региональном фоне выделяются сопряженные изометричные положительные и отрицательные аномалии. Их положение в пространстве зависит от полярности аномального магнитного поля в период формирования вулканической постройки.

Рассмотренные характеристики пространственного расположения основных структурных элементов ОД-систем, вещественного состава вулканических пород и геофизических полей были использованы нами для анализа тектонического развития Курило-Камчатского региона и разработки критериев для реконструкции развития аналогичных палеоструктур.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДУГИ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

В пределах ККОД-системы выделяются три разновозрастных вулканических комплекса, сформированных в кайнозой над зонами субдукции (рис. 1). Эти комплексы маркируют автохтонные вулканические дуги, но в фундаменте этих дуг часто реконструируются и более древние аллохтонные островодужные комплексы.

Наиболее древний, эоцен-олигоценовой надсубдукционный комплекс, слагает Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулcano-плутонический пояс, детально описанный Н.И. Филатовой (1988). Юго-Западная ветвь этого пояса представляет собой Западно-Камчатскую вулканическую дугу. В пределах Кинкильского сегмента этой дуги распространен одноименный вулканический комплекс мощностью 1500-1800 м, включающий дифференцированный ряд пород от базальтов до риолитов, с преобладанием вулкаников среднего и кислого составов. В пределах этой дуги вулcano-плутонические фации часто преобладают над вулканическими, особенно в юго-западном ее сегменте, где



**Рис. 1.** Пространственное распределение кайнозойских автохтонных вулканогенных комплексов в Курило-Камчатской островодужной системе по (Авдейко и др., 2000). 1 – наземные активные (а) и потухшие (б) вулканы; 2 – подводные вулканы; 3 – поля распространения (а) и локальные выходы (б) плиоцен-четвертичных островодужных вулканических формаций; 4 – поля распространения (а) и локальные выходы (б) верхнеолигоцен(?)–миоценовых островодужных вулканических формаций; 5 – палеогеновые вулканические формации Западной Камчатки; 6–9 – выходы пород внутриплитного геохимического типа по (Volynets, 1994): 6 – К-На-щелочных базальтов, 7 – К-На- щелочных оливиновых базальтов, 8 – К-На-базальт-комендитов, 9 – К-щелочных базальтов; 10 – осевая зона глубоководных желобов; 11 – изолинии глубины до сейсмофокальной зоны. Стрелками показано направление и скорость движения Тихоокеанской плиты.

вулканические фации обнажаются только фрагментарно.

Магматические породы дуги относятся к известково-щелочной серии и типичны для окраинно-континентальных поясов (Филатова, 1988; Объяснительная..., 2000). Они характеризуются сравнительно умеренными содержаниями литофильных элементов, низкими концентрациями высоkozарядных элементов, а также Ta-Nb-минимумами на спайдерграммах порода/мантия или порода/MORB, что характерно для надсубдукционных вулканитов.

К этому же надсубдукционному комплексу, возможно, относится и черепановская толща палеоценового возраста, обнажающаяся в междуречье Коль-Большая Воровская и представленная покровными и субвулканическими фациями пород от андезитобазальтов до дацитов (Карта..., 1999).

В пределах Срединного хребта Камчатки, на Южной Камчатке и на некоторых островах Курил широким распространением пользуется надсубдукционный комплекс неоген-четвертичных вулканических, реже интрузивных, пород от базальтов до дацитов и липаритов с преобладанием андезитов. Среди них встречаются как породы нормального, 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 заложены в конце олигоцена – начале миоцена (Тектоническая..., 2000; Карта..., 1999) и развиваются в настоящее время.

Вулканические комплексы Срединного хребта Камчатки и Южной Камчатки подробно охарактеризованы в монографии В.С. Шеймовича и М.Г. Патоки (2000). В их составе они выделяют шесть вулкано-магматических формаций: миоценовую андезитовую, миоцен-плиоценовую липарт-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, для них характерен дифференцированный ряд вулканических пород от базальтов до липаритов, а в пределах распространения миоцен-плиоценовых формаций широко представлены интрузивные фации от габбро до гранитов.

Активный вулканизм надсубдукционного типа на Южной Камчатке широко представлен в настоящее время, тогда как в Срединном хребте вулканическая деятельность практически завершилась в голоцене. Потенциально активным являются лишь вулканы Ичинский и Хангар (Мелекесцев и др., 2001).

В пределах Большой Курильской гряды распространены близкие по составу комплексы вулканических пород (Сергеев, 1967; Геолого-геофизический..., 1987): «зеленотуфовый», вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, андезибазальтовый и андезитовый. 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. Все три дочетвертичных комплекса вулканических пород распространены только на флангах Большой Курильской гряды: на островах Шумшу и Парамушир, вблизи Камчатки, и на островах Южных Курил – Уруп, Итуруп и Кунашир. В отличие от формаций Южной Камчатки и особенно Срединного хребта Камчатки, вулканические породы Курил несут отчетливые черты подводных излияний, т.е. формировались в островодужных условиях. Андезитовый комплекс Курил слагает четвертичные вулканы, 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. На Восточной Камчатке выделяется группа верхнемиоцен-плиоценовых и группа плиоцен-эоплейстоценовых вулканических комплексов, представленных лавами базальтов, андезитов и дацитов, в разных соотношениях, и субвулканическими фациями этих же пород (Карта..., 1999), а также современными вулканами (см. рис. 1).

В целом, и на Камчатке, и на Курилах наиболее широким распространением пользуются плиоцен-четвертичные вулканические породы надсубдукционного (островодужного) типа, состав которых меняется от базальтов до риолитов, однако доли пород разного состава на Камчатке и Курилах различны. На Курилах, в целом, преобладают андезибазальты и андезиты (60-70%), тогда как на Камчатке наиболее распространены

базальты (~ 50%) при более высокой доле кислых пород, по сравнению с Курилами.

Таким образом, Курило-Камчатская система из 3-х автохтонных надсубдукционных вулканических дуг начала формироваться в эоцене (возможно, в палеоцене) и оформилась в современном виде в конце миоцена – начале плиоцена, после заложения Восточно-Камчатского сегмента современной зоны субдукции и соответствующих участков глубоководного желоба (Леглер, 1977; Volynets, 1994; Авдейко и др., 1999; 2002).

### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В надсубдукционных (островодужных) вулканических ассоциациях Курил, Южной и Восточной Камчатки хорошо проявлена поперечная петрогеохимическая зональность и значительно менее отчетливо - продольная зональность. В частности, от фронта к тылу наблюдается последовательная смена пород от низкокальциевой до высококальциевой серии, иногда до шшонит-латитовой серии, а по критерию Мияширо – от толеитовых до известково-щелочных разностей (Авдейко и др., 1989; Volynets, 1994). От фронта к тылу уменьшается также степень дифференцированности вулканитов и меняется состав минералов. Лавы фронтальных вулканических зон характеризуются, в основном, дупироксеновыми ассоциациями фено-кристаллов, тогда как в базальтах, тыловых зон вкрапленники ортопироксена редки, а в лавах среднего и кислого составов, и иногда даже в базальтах распространены вкрапленники амфибола и биотита. Одноименные минералы разных зон отличаются и по химическому составу (Волынец и др., 1990а; Подводный..., 1992; Осипенко, 2000).

Поперечная геохимическая зональность выражается в повышении от фронтальных к тыловым зонам концентраций в лавах большинства некогерентных редких элементов (K, Rb, Li, Be, Ba, Sr, U, Th, La, Ce, Nb, Ta, Zr, W, Mo), величин K/Na, Rb/Sr, La/Yb, Sr/Ca, Th/U отношений и содержаний летучих компонентов - H<sub>2</sub>O, F, Cl, S. В этом же направлении уменьшаются содержания в лавах Fe, V, величины Fe/Fe+Mg и Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> отношений (Подводный..., 1992; Volynets, 1994). Как видно на спайдерграмме порода/мантия (рис. 2), по большинству некогерентных литофильных элементов даже максимальные концентрации их в лавах фронтальной зоны Курил ниже, чем минимальные концентрации этих же элементов в

лавах тыловой зоны. По концентрациям некогерентных элементов лавы тыловой зоны близки к лавам внутриплитного геохимического типа, за исключением Ta-Nb-минимума, характерного для надсубдукционных лав, но отсутствующего во внутриплитных лавах. Поперечная геохимическая зональность нарушается в зонах крупных поперечных нарушений, в частности, в Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций на Камчатке (Балуев и др., 1979) и в проливе Буссоль на Курилах (Подводный..., 1992).

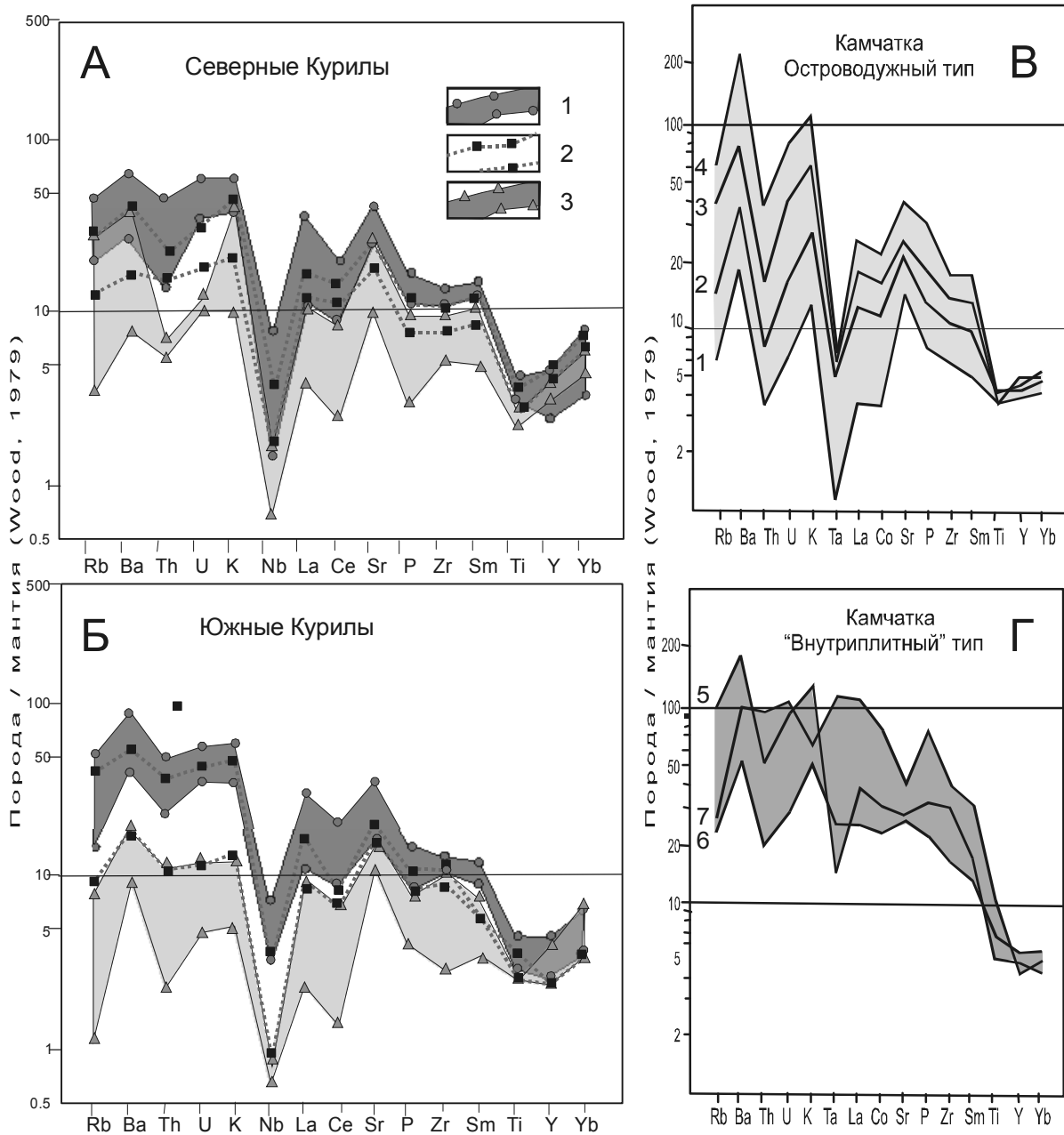
В лавах Курильского сегмента установлена хорошо выраженная поперечная изотопная зональность: величины <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd заметно уменьшаются от фронта к тылу. Изотопные метки лав тыловой зоны близки к мантийным. На Южной Камчатке отмечается аналогичная, но менее четко выраженная Sr-изотопная зональность, тогда как зональность по изотопам неодима не отмечается (Колосков, 2001).

Поперечная геохимическая зональность, аналогичная зональности Курил и Южной Камчатки, проявлена и в четвертичных вулканитах ОД-типа Срединного хребта при более высокой общей щелочности и более высоком уровне концентраций некогерентных редких элементов (Волынец и др., 1987; 1990б). Здесь, так же как и на Курилах и Южной Камчатке, наблюдается понижение значений изотопов стронция от фронта к тылу, при отсутствии заметной Nd-изотопной зональности (Колосков, 2001).

В пределах Срединного хребта Камчатки (Срединно-Камчатская дуга) и на Восточной Камчатке, севернее п-ва Шипунского (Восточно-Камчатский сегмент Курило-Камчатской дуги), наряду с преобладающими типичными островодужными (надсубдукционными) лавами, встречаются лавы «внутриплитного геохимического типа», выявленные и детально изученные О.Н. Волынцом (Volynets, 1994). От типичных островодужных лав они отличаются отсутствием Ta-Nb-минимума и более высоким содержанием Ti (см. рис. 2). Кроме того, на северном окончании Восточно-Камчатского сегмента дуги широко проявлены высокомагнезиальные базальты и андезибазальты.

### ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

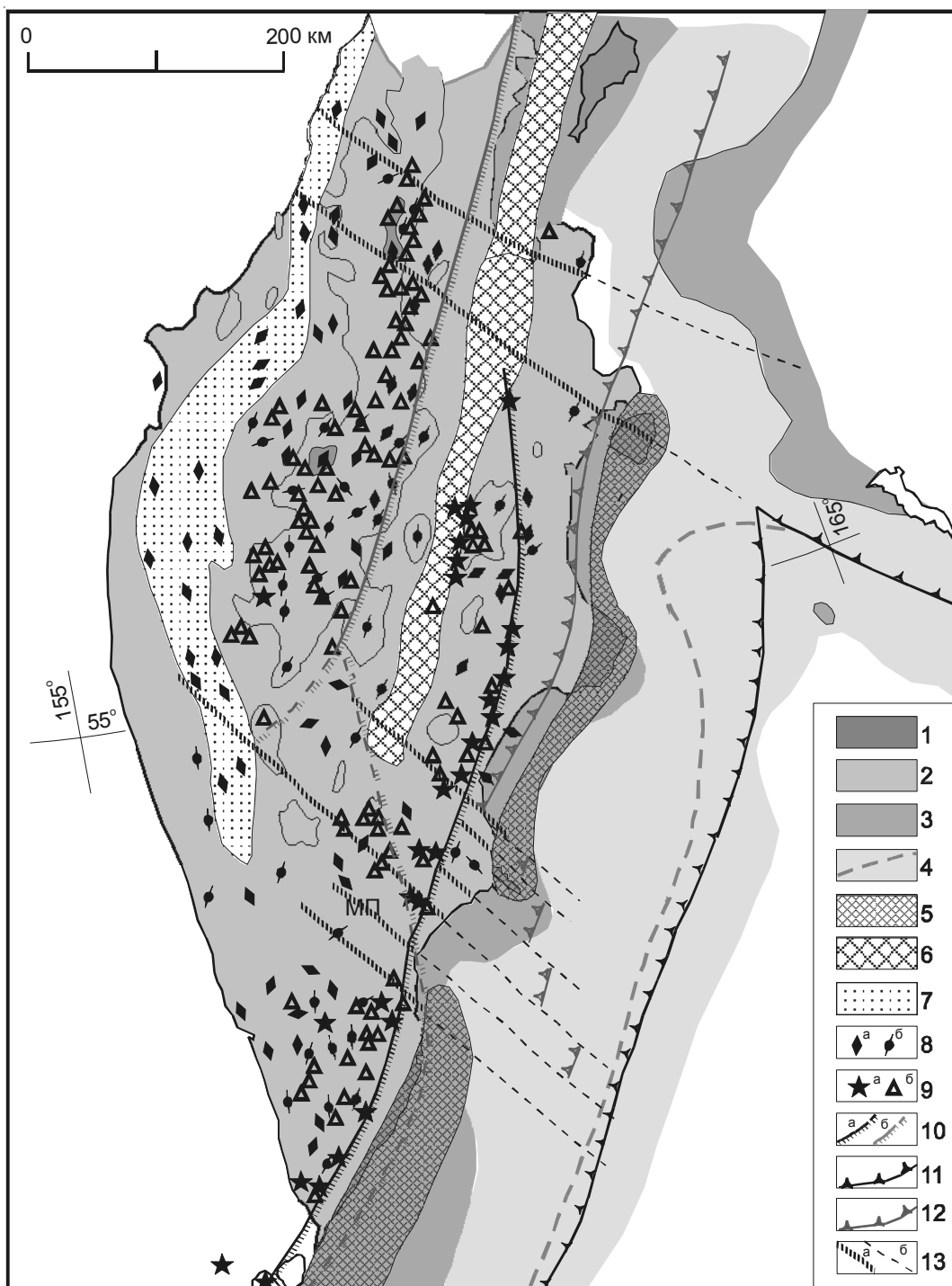
Гравитационное поле Курило-Камчатской системы дуга – желоб обладает основными характерными чертами таких систем, т.е.



**Рис. 2.** Спайдерграмма нормированного по неистощенной мантии распределения редких элементов в четвертичных базальтах Камчатки и Курил по (Подводный..., 1992; Volynets, 1994). 1 – 3 минимальные и максимальные значения нормированных концентраций редких элементов в лавах тыловой (1), промежуточной (2) и фронтальной (3) вулканических зон Северных (А) и Южных (Б) Курил. Средние значения нормированных концентраций редких элементов в лавах островодужного (В) и «внутриплитного» (Г) геохимических типов Камчатки: 1 – низкокалийевые, 2 – умереннокалийевые, 3 – высококалийевые и 4 – шошонитовые серии; 5 – К-щелочные базальты, 6 – К-Na-щелочные оливиновые базальты; 7 – К-Na-щелочные базальты.

наличием сопряженных положительной и отрицательной аномалий в свободном воздухе (Watts et al., 1978). Осевая зона отрицательной аномалии совпадает с осью Курило-Камчатского желоба, а положительная - протягивается вдоль невулканической дуги, которой на Курилах

соответствуют острова Малой Курильской гряды и их подводное продолжение, а на Камчатке – восточные полуострова. Положительная аномалия осложнена поперечными аномалиями пониженного поля вдоль крупных поперечных зон разломов в районе Авачинского залива на Камчатке и пролива



**Рис. 3.** Схема районирования поля силы тяжести (аномалии Буге для суши, аномалии в свободном воздухе для акватории) по (Авдейко и др., 2001), с уточнениями: 1, 2 – Положительные (1) и отрицательные (2) аномалии в редукции Буге; 3, 4 – положительные (3) и отрицательные с осевой зоной (4) аномалии в свободном воздухе на прилегающих участках Берингова моря и Тихого океана; 5 – положительные аномалии фронтальной (невулканической) дуги с максимальными значениями до +230 мГал; 6 – положительные аномалии зоны Хавывинского погребенного поднятия (палеоаналог фронтальной дуги неогенового возраста) интенсивностью до 110 мГал; 7 – Хайрюзовско-Тигильско-Кинкильская зона максимумов (возможный палеоаналог фронтальной дуги Западной Камчатки); 8 – оси локальных повышенных (а) и пониженных (б) аномалий силы тяжести; 9 – активные (а) и потухшие (б) вулканы; 10 – вулканический фронт современной Курило-Камчатской дуги (а) и неогеновой дуги Срединного хребта и Южной части Камчатки (б); 11 – осевая зона глубоководного желоба; 12 – предполагаемое положение осевой зоны глубоководного желоба неогеновых ОД; 13 – основные поперечные разломы на суше (а) и на дне океана (б).



Буссоль на Курилах. Положительная гравитационная аномалия характерна для зоны восточных полуостровов Камчатки так же и в редукции Буге (рис. 3). Вулканические пояса Восточной Камчатки, Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта характеризуются мозаичным знакопеременным полем в редукции Буге (Апрелков, Попруженко, 1984; Попруженко и др., 1987). Характер аномалий в районе вулканических построек зависит от строения и состава пород фундамента, генетического типа и стадии развития вулканического центра, изостатической уравновешенности и др. Так, базальтовым и частично андезитовым вулканам обычно соответствуют локальные максимумы, осложненные минимумами по их периферии. С вулканическими кальдерами, в зависимости от генезиса, связаны гравитационные минимумы (эксплозивные кальдеры) или максимумы (кальдеры обрушения).

Характерной особенностью гравитационного поля Камчатки, в отличие от других ОД и активных континентальных окраин, является наличие двух отчетливых протяженных зон положительных гравитационных аномалий, протягивающихся вдоль простираения дуги на участке от Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций до зоны поперечных разломов, продолжающихся на Камчатке Алеутское направление (см. рис. 3). Одна зона, как было сказано выше, соответствует восточным полуостровам, другая – протягивается вдоль Центральной Камчатской депрессии. Кроме того, на Западной Камчатке имеется третья зона положительных аномалий, которая выражена менее отчетливо. По отношению к вулканическому поясу Срединного хребта, вторая зона положительных аномалий занимает такое же положение, как и зона восточных полуостровов, по отношению к Восточно-Камчатскому вулканическому поясу. Она соответствует почти полностью погребенному под Центральной Камчатской депрессией Хавывенскому поднятию северо-восточного простираения. В пределах этого поднятия максимальное значение силы тяжести наблюдается на одноименной возвышенности, сложенной кристаллическими сланцами основного состава и серпентизированными гипербазидами. В пределах аномальной зоны обнажается также толща подушечных базальтов и туфов, прорванных крупным телом габброидов с плотностью  $3.05 \text{ г/см}^3$ . Остальные участки аномальной зоны Хавывенской возвышенности закрыты чехлом кайнозойских вулканогенно-терригенных пород, в

связи с чем интенсивность положительной гравитационной аномалии несколько убывает. Тем не менее, только наличием пород высокой плотности нельзя объяснить мощный гравитационный эффект (Апрелков и др., 1985). По нашему мнению (Авдейко и др., 2001; 2002), Хавывенское погребенное поднятие, так же как и о. Карагинский на его северо-восточном продолжении, являлось в миоцене фронтальной (невулканической) дугой Срединно-Камчатской дуги. В этом случае, положительная гравитационная аномалия является в значительной мере остаточной, обусловленной нарушением изостатического равновесия в период субдукции и не полностью восстановленного к настоящему времени.

Косвенным подтверждением существования зоны палеосубдукции под Срединный хребет является погребенный палеожелоб, который фиксируется по отрицательной аномалии в свободном воздухе вдоль подножия континентального склона восточнее о. Карагинского (Исаев и др., 1972; Watts, 1975) и положительной аномалии на востоке о. Карагинского. На Камчатке этой зоне субдукции, вернее, осевой зоне палеожелоба, соответствует Тюшевский прогиб и зона надвига Гречишкина (Трубицын и др., 1998). Гравитационное поле Камчатки характеризуется наличием поперечных градиентных зон, наиболее крупными из которых являются Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций и зона продолжения Алеутской островной дуги (рис. 4). Эти градиентные ступени маркируют глубинные разломы, которые подтверждены также магнитными ступенями, сейсмическими (ГСЗ, КМПВ, МОВЗ) и электроразведочными (МТЗ) данными (Попруженко и др., 1987; Мороз, 1988).

## СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Данные по геометрии сейсмофокального слоя, т.е. зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа, и по характеру взаимодействия Тихоокеанской, Евразийской и Североамериканской литосферных плит в Курило-Камчатском регионе в значительной степени определяют геодинамические параметры проявления вулканизма и, в конечном итоге, влияют на выработку критериев для палеотектонических реконструкций древних зон субдукции. Пространственное распределение эпицентров землетрясений за весь период инструментальных наблюдений, начиная с 1962 г., показано на рис.5. Большинство землетрясений, в том числе

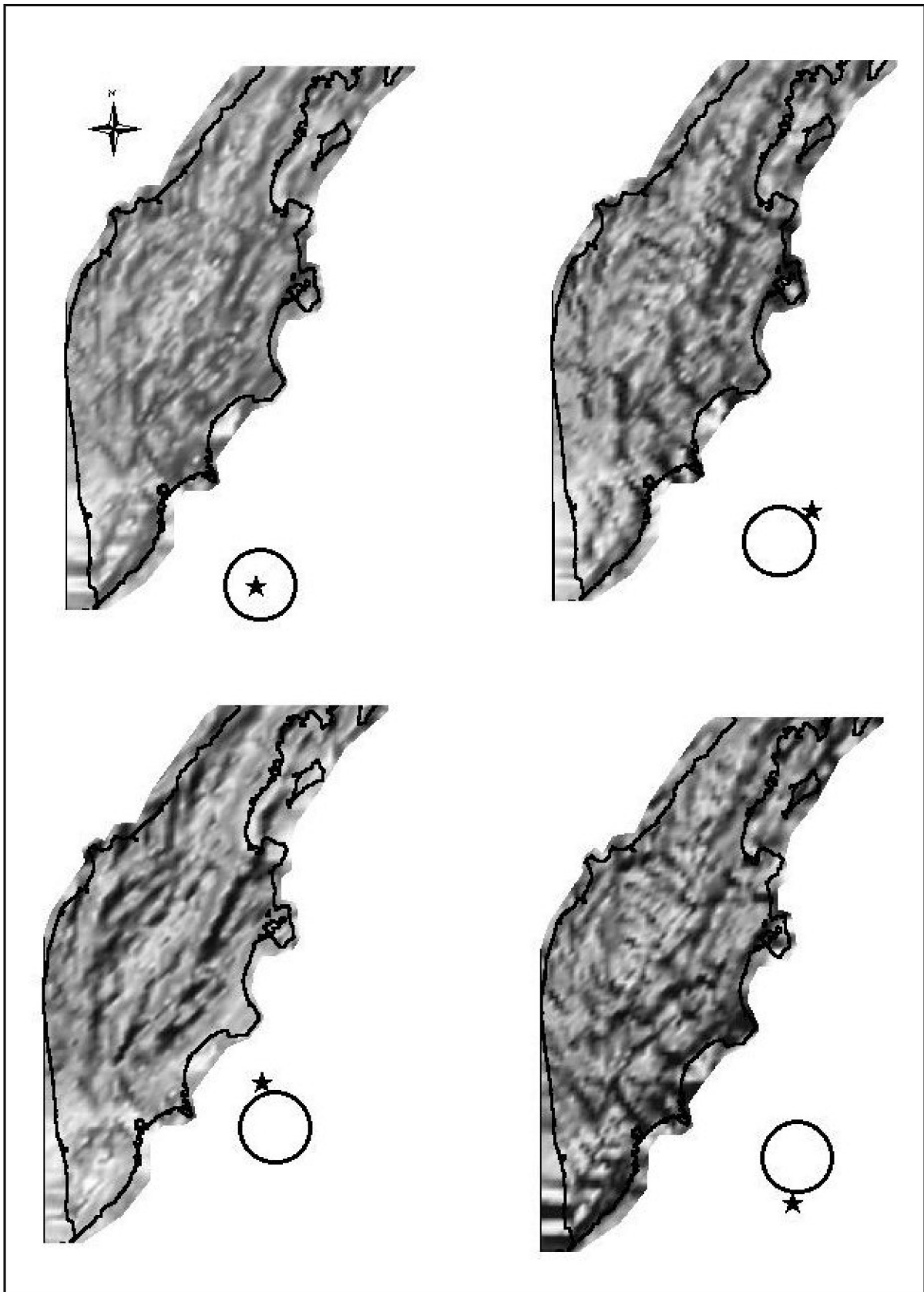
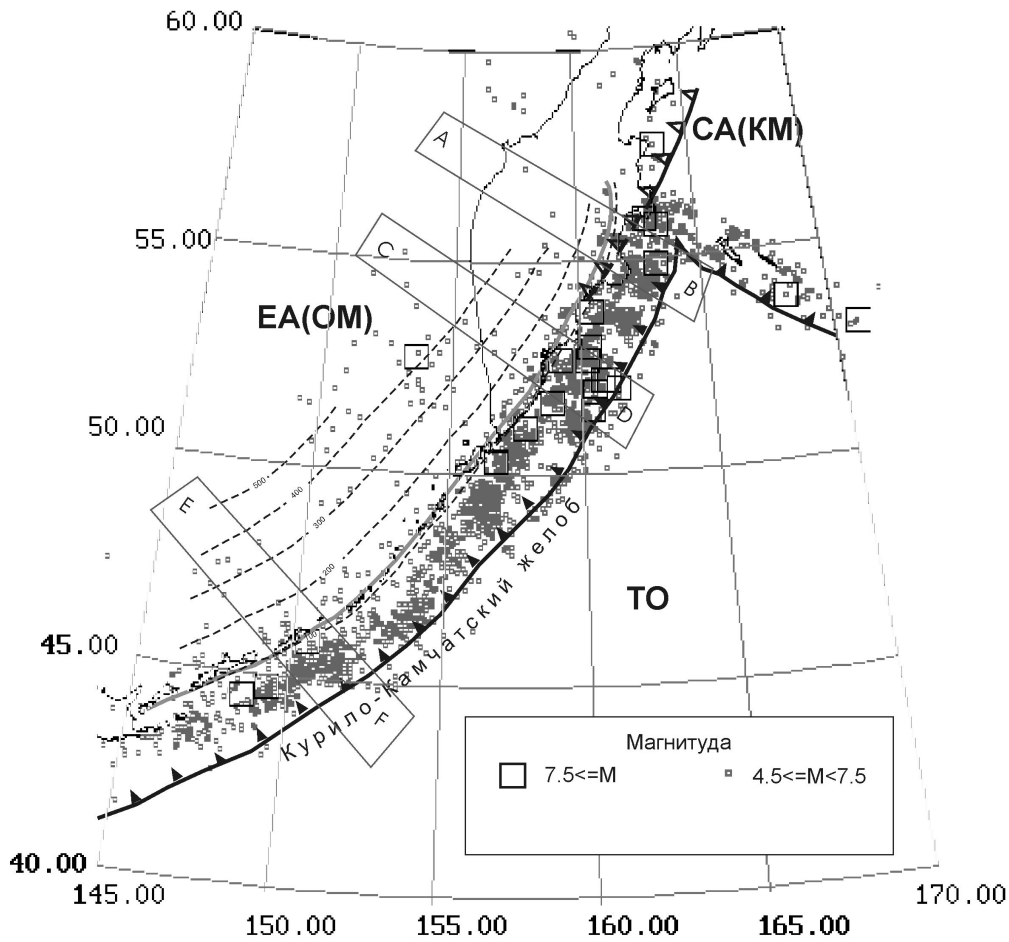


Рис. 4. Теневое изображение гравитационного поля Камчатки. Местоположение источника света показано звездочкой.



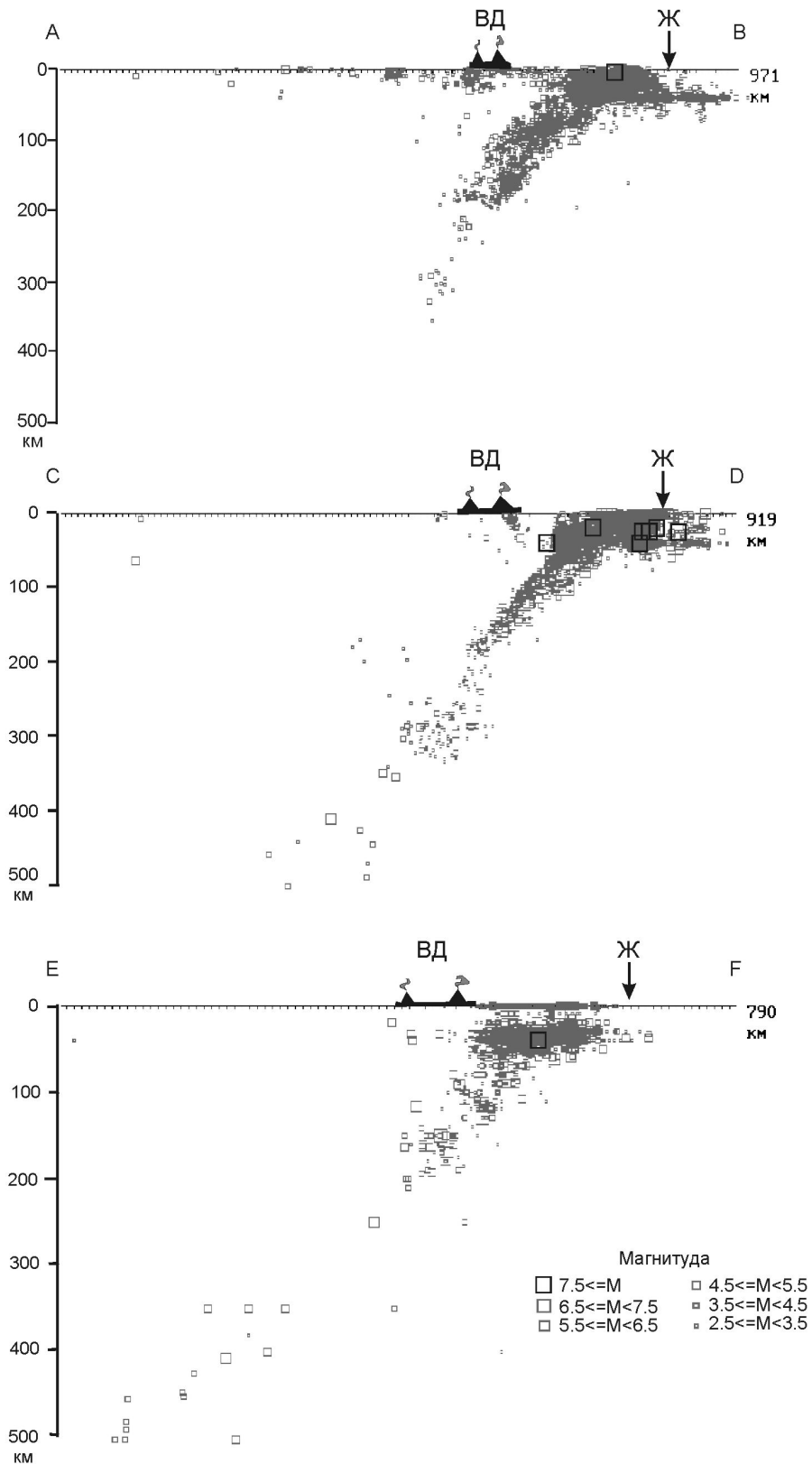
**Рис. 5.** Пространственное распределение эпицентров землетрясений Курило-Камчатского региона магнитудой 4.5 и более. Оконтурированы границы сейсмических разрезов А-В, С-Д, Е-Ф, приведенных на рис. 6, EA(OM) – Евразийская плита (Охотоморская микроплита), СА(КМ) – Североамериканская плита (Командорская микроплита), ТО – Тихоокеанская плита. Штриховыми линиями показаны изоглубины до кровли сейсмофокального слоя.

практически все землетрясения с магнитудой  $\geq 7.5$ , располагается в полосе шириной 150-170 км, параллельной Курило-Камчатской системе дуга-желоб. Полоса сильных землетрясений совпадает с участком пологого поддвига Тихоокеанской плиты между глубоководным желобом и перегибом Тихоокеанской плиты, где угол субдукции увеличивается с  $12-15^\circ$  до  $30^\circ$  - на широте Кроноцкого п-ва и до  $45^\circ$  - на широте Петропавловска-Камчатского (рис. 6). Изолинии глубины до сейсмофокальной зоны, т.е. до кровли субдуцируемой Тихоокеанской плиты, уточненные нами (Авдейко и др., 2001) с использованием базы данных по землетрясениям Курило-Камчатского региона за весь период инструментальных наблюдений, показаны на рис. 5.

Широко распространенное и вошедшее в учебники (см. например, Хайн, Ломизе, 1995) мнение о том, что непосредственно под вулканами

наблюдаются «асейсмичные пробелы или окна», не подтверждается данными по Курило-Камчатской системе. Как видно на прилагаемых разрезах (см. рис. 6), начиная от зоны прогиба, располагающейся на глубине около 40 км, происходит постепенное уменьшение сейсмической активности, а «асейсмичные окна», располагаются глубже 200 км, т.е. уже в тылу вулканической дуги. На наш взгляд, «асейсмичные окна» под вулканами выделены на недостаточном материале, хотя на отдельных отрезках сейсмофокального слоя и наблюдается некоторое ослабление сейсмической активности. Проблему «асейсмичных окон», по-видимому, следует решать с учетом фазовых переходов непосредственно в поддвигаемой плите.

Характер взаимодействия плит, проявляющийся при анализе очаговых зон сильных землетрясений,



**Рис. 6.** Сейсмические разрезы вкост простирания Курило-Камчатской островодужной системы. Местоположение разрезов показано на рис. 5 ВД - вулканическая дуга, Ж – ось глубоководного желоба.

в целом соответствует клавишно-блоковой модели Л.И. Лобковского, Б.В. Баранова (1984). Суть ее заключается в том, что фронтальный край надвигаемой, в данном случае Евразийской плиты, разбит продольными и поперечными разломами на отдельные блоки- клавиши. При сильных землетрясениях блок, достигший предела напряженного состояния, скачкообразно перемещается в сторону глубоководного желоба, какое-то время продолжает двигаться по инерции, а затем останавливается и начинает пассивно перемещаться в противоположную сторону вместе с поддвигаемой плитой до следующего накопления сейсмической энергии. Выдвигающийся блок маркируется очаговой зоной афтершоков. При сильных землетрясениях движениями могут быть охвачены два и более соседних блока, как, например, во время Кроноцкого землетрясения магнитудой 7.7, произошедшего в декабре 1997 г. (Авдейко и др., 1999). В пределах края Евразийской плиты от п-ова Камчатский мыс до мыса Лопатка (Восточная Камчатка) по очаговым зонам землетрясений магнитудой > 6.5 нами выделено 7 блоков-клавиш шириной 100-120 км.

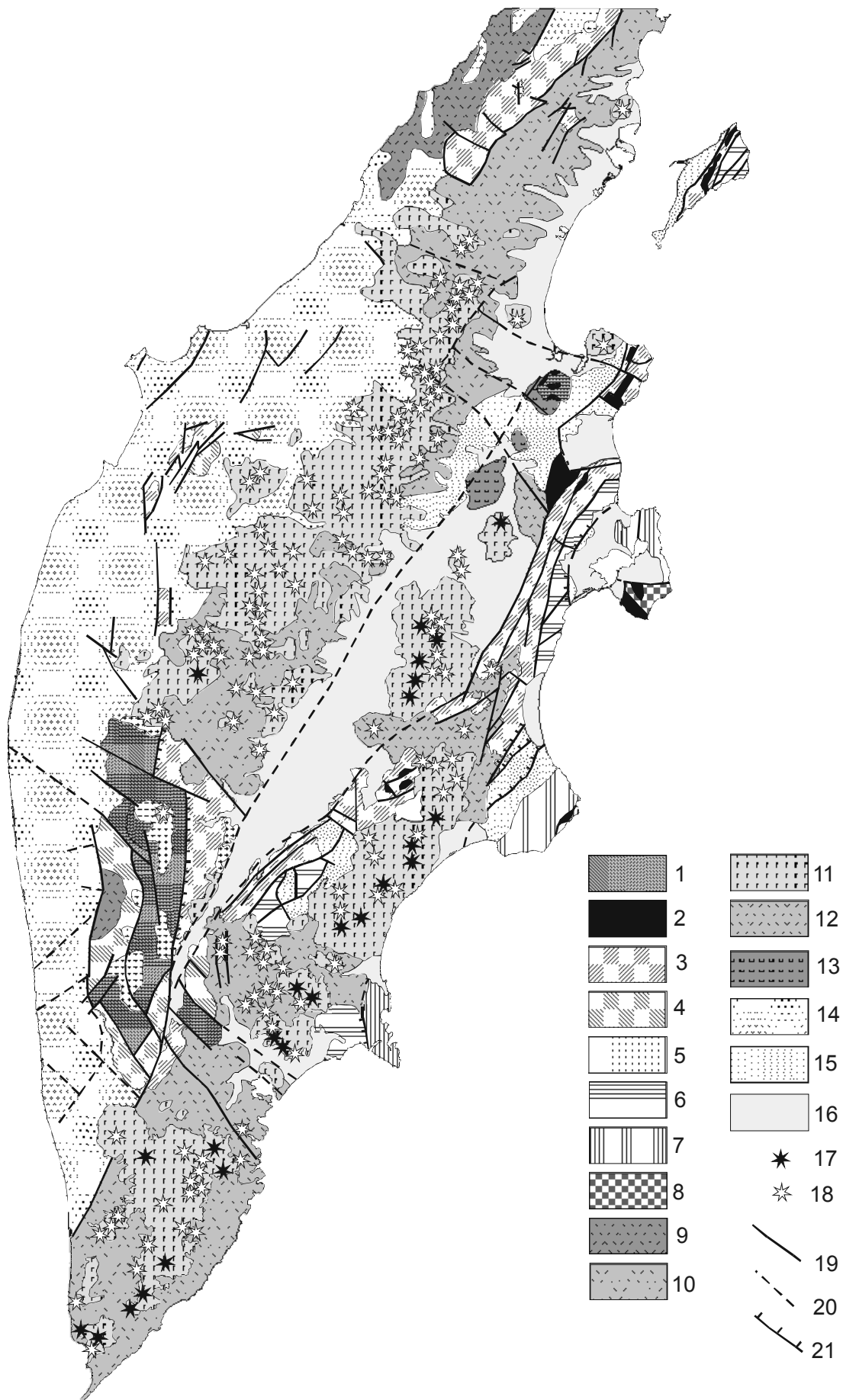
Максимальное число землетрясений приурочено к полосе шириной 30-35 км, протягивающейся в северо-восточном направлении, субпараллельно оси глубоководного желоба, на расстоянии 90-110 км от него. Эта полоса соответствует резкому увеличению угла наклона поддвигаемой Тихоокеанской плиты и совпадает в плане с линейным максимумом положительных гравитационных аномалий в свободном воздухе и в редукции Буге.

Характерной особенностью участка взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской плит

в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской ОД является пододвигание поднятия Обручева, являющегося продолжением Гавайско-Императорской цепи вулканов. Пододвигание поднятия Обручева влияет на геометрию зоны субдукции. К югу от поднятия Обручева, почти на всем протяжении Курило-Камчатской дуги, Тихоокеанская плита сначала погружается под углом 10-15°, затем, в интервале 20-35 км, угол наклона увеличивается до 40-45°. В пределах же зоны пододвигания поднятия Обручева угол наклона сначала почти такой же (10-15°), а после изгиба, на глубине 20-30 км, он увеличивается лишь до 30-35°, но на глубине около 80 км отмечается второй изгиб с увеличением угла падения до 40-45°.

Выполаживание угла наклона Тихоокеанской плиты в зоне поддвига поднятия Обручева является причиной отклонения современного вулканического фронта к западу, т.к. глубина до сейсмофокальной зоны под вулканическим фронтом не изменяется, а расстояние между осью глубоководного желоба и вулканическим фронтом увеличивается. На наш взгляд, такое изменение геометрии зоны поддвига обусловлено повышением плавучести или, скорее, уменьшением отрицательной плавучести поддвигаемой Тихоокеанской плиты за счет увеличения мощности коры, удельный вес которой меньше, чем литосферной части мантии. Смещение же вулканического фронта обусловлено тем, что Р-Т-условия дегидратации в поддвигаемой коре и Р-Т- условия плавления в мантийном клине под воздействием летучих, отделяющихся от поддвигаемой плиты, достигаются на большем удалении от глубоководного желоба, чем при более крутых углах поддвига.

**Рис. 7.** Схема формационных комплексов Камчатки. Составлена с использованием материалов (Карга..., 1999; Тектоническая..., 2000): 1 – выступы метаморфических пород, 2 – гипербазиты и габбро офиолитовой ассоциации, 3 – меловые терригенные отложения пассивных окраин, 4 – поздне меловые и палеоценовые аллохтонные образования островных дуг и окраинных морей, 5 – синколлизонные гранитоиды; 6 – палеоцено-эоценовый аккреционный комплекс; 7 – 8 – террейны Восточных полуостровов; 7 – мел-эоценовые островодужные образования, 8 – меловые океанические образования; 9 – 11 – позднекайнозойские вулканические дуги: 9 – Западно-Камчатская (эоценовые вулканиды), 10 – миоцен-плиоценовые вулканические комплексы Срединно-Камчатской и Южно-Камчатской вулканических дуг; 11 – плиоцен-эоплейстоценовые вулканические комплексы Восточно-Камчатской вулканической дуги; 12 – четвертичные вулканиды; 13 – эоцен-олигоценные вулканические комплексы на стыке Алеутской и Курило-Камчатской дуг; 14 – 16 – кайнозойские молассовые и междугубовые образования: 14 – палеоцен-миоценовые отложения Западной Камчатки, 15 – олигоцен-миоценовые отложения Тюшевского и Литкенского прогибов, 16 – рыхлые отложения четвертичных депрессий; 17 – 18 – вулканы (17 – активные, 18 – потухшие); 19 – 21 – разрывные нарушения (18 – достоверные, 19 – предполагаемые под рыхлыми отложениями, 21 – надвиги).



**Таблица.** Геодинамические параметры проявления четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островодужной системы.

Геодинамические параметры	Восточная Камчатка	Район Авачинского залива	Южная Камчатка	Северные Курилы	Средние Курилы	Южные Курилы
$L_{\min}$ , км	190	205-210	200-205	175-205	160	180-220
$L_{\text{dir}}$ , км	190-210	205-210	200-205	180-210	180	240-255
$l$ , км	45-60		30-45	50-60	55-75	25-50
$V$ , см/год	8.5	8.5	8.5-9.0	9.0-9.5	9.5	9.5-10.0
$\alpha^\circ$	80-85	90	85-90	76-85	74-51	45-50
$\beta^\circ$	35-45	45	45-50	45-50	50	40-50
$H_f$ , км	105-115	115	110	105-115	105	105-110
$H_r$ , км	150-180	–	150-170	150-165	150-190	150-170
$H_{\max}$ , км	195	180	205	210	210	220
$t$ , млн лет	2.4-2.5	2.4-2.5	2.4-2.5	2.4-2.7	2.5	3.0-3.5
$d$ , км	50-70	70	40-60	55-80	110	70-115
$T$ , км	~40	42-47	40-45	25-35	27-30	25-45

Примечания:  $L_{\min}$  и  $L_{\text{dir}}$  – расстояние от оси глубоководного желоба до вулканического фронта: кратчайшее ( $L_{\min}$ ) и по направлению движения Тихоокеанской плиты ( $L_{\text{dir}}$ ),  $V$  – скорость движения Тихоокеанской плиты,  $\alpha$  – угол между направлением движения Тихоокеанской плиты и простираем дуги,  $\beta$  – угол наклона сейсмофокальной зоны на глубине 50 – 200 км,  $H_f$ ,  $H_r$ , и  $H_{\max}$  – глубина до зоны субдукции под вулканическим фронтом, под передовыми вулканами тыловой зоны 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,  $T$  – мощность земной коры,  $l$  – расстояние между вулканическим фронтом и осевой зоной невулканической дуги.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА

Геодинамические параметры магмообразования и проявления вулканизма во многом определяются параметрами субдуцируемой пластины. Основными из них являются глубины до кровли субдуцируемой пластины, т.е. до кровли сейсмофокального слоя под вулканическим фронтом и под наиболее удаленными от вулканического фронта тыловыми вулканами, т.к. они определяют граничные условия магмообразования в пределах мантийного клина (Tatsumi, 1989; Авдейко, 1994). Эти же параметры, вместе с углом наклона субдуцируемой пластины, определяют ширину вулканической дуги (пояса), а также наличие или отсутствие фронтальной и тыловой вулканических дуг (Авдейко, 1994). Важными параметрами для палеотектонических реконструкций являются расстояния между осью глубоководного желоба и вулканическим фронтом и между вулканическим фронтом и невулканической (тектонической) дугой, определяемой осевой зоной положительной гравитационной аномалии в свободном воздухе и в редукции Буге. Скорость поддвижения Тихоокеанской плиты определяет структуру поля температур и время прохождения плиты от начала субдукции до

опускания ее в зону магмо-образования под вулканическим фронтом. Особенно это важно для определения времени начального этапа субдукции, фиксируемого по возрасту наиболее древних надсубдукционных вулканических пород нужно прибавить время опускания переднего края субдуцируемой пластины в зону возможного магмообразования.

В прилагаемой таблице приведены геодинамические параметры проявления четвертичного вулканизма ККОД-системы по Г.П. Авдейко и др. (2001; 2002) с некоторыми дополнениями. В этой таблице не приведены данные по Срединно-Камчатской дуге, т.к., по нашему мнению, эта дуга сформировалась над самостоятельной в настоящее время отмершей зоной субдукции. Аргументы в пользу такой трактовки подробно рассмотрены нами ранее (Авдейко и др., 2001; 2002).

Как видно из прилагаемой таблицы, глубина до сейсмофокальной плоскости под вулканическим фронтом является почти постоянной величиной, составляя  $110 \pm 5$  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).

Две вулканические зоны – фронтальная и тыловая – связываются с двумя очаговыми зонами плавления в мантийном клине над двумя уровнями дегидратации в поддвигаемой плите. Ниболее удаленные от вулканического фронта вулканы, с глубиной до сейсмофокальной зоны 180-220 км могут образовываться за счет плавления мантийного клина над третьим уровнем отделения воды при дегидратации флогопита (Tatsumi, 1989). Однако, поддвигаемая литосферная плита и увлекаемое вслед за ней основание мантийного клина может содержать лишь небольшое количество этого минерала, чем, на наш взгляд, и обусловлено затухание вулканической активности в тылу дуги, выражающееся в малой площадной плотности вулканических центров (Авдейко, 1989). Общая ширина вулканической дуги, как правило, не превышает 100 км.

Скорость движения Тихоокеанской плиты, меняющаяся от 8.5 см/год, на широте Кроноцкого п-ва до 10 см/год, на широте о-ва Кунашир (Minster, Jordan, 1978; Кононов, 1989), 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 меняется от 2.4 млн. лет для Восточной Камчатки до 3.0 – 3.5 млн. лет для Южных Курил.

Следует подчеркнуть, что геодинамические параметры магмообразования и проявления вулканизма примерно одинаковы для всех ОД-систем и активных окраин Тихоокеанского кольца и должны учитываться при проведении палеотектонических реконструкций. С этих позиций положение вулканической дуги Срединного хребта Камчатки, если его связывать с современной зоной субдукции, является необычным. Глубина до современной сейсмофокальной зоны на юге этого пояса колеблется в пределах от 300 км под передовыми (фронтальными) вулканами до 450 км – под тыловыми вулканами. Севернее же Ичинского вулкана субдукция, если и существует, то она никак не проявляется в виде зоны землетрясений. Ширина вулканического пояса Срединного хребта составляет более 100 км, т.е. соответствует ширине крупной вулканической дуги. Если же считать вулканический пояс Срединного хребта третьей вулканической зоной, то вулканическая дуга на этом отрезке Курило-Камчатской островодужной системы расширяется

до 400 км. Так что сейсмологические данные свидетельствуют о том, что вулканический пояс Срединного хребта, скорее всего, не связан с современной зоной субдукции, как это считают некоторые исследователи (Tatsumi et al., 1994; 1995; Селиверстов, 1998).

Проблема образования вулканического пояса Срединного хребта Камчатки является ключевой как для реконструкции истории тектонического развития Курило-Камчатской островодужной системы, так и для понимания процессов магмообразования, связанных с субдукцией. В связи с этим, следует еще раз подчеркнуть, что пространственно-структурные, петролого-геохимические и геофизические данные, подробно рассмотренные нами ранее, свидетельствуют о том, что вулканический пояс Срединного хребта сформировался над самостоятельной зоной субдукции (Авдейко и др., 2001; 2002).

### СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ

Фундамент, на котором закладывались кайнозойские надсубдукционные вулканические дуги, имеет сложное гетерогенное строение. В его структуре совмещены фрагменты, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках. При реконструкции истории тектонического развития следует учитывать, что каждая дуга имеет свой собственный фундамент, отличный от фундамента сопряженных более древних и более молодых дуг, хотя в ряде случаев литологический состав пород и даже возраст могут быть близкими. Это обусловлено тем, что субдуцируется только литосферная плита с океанической корой, так как она обладает отрицательной плавучестью, а если к зоне субдукции приближается плита с континентальной корой любого происхождения, то происходит коллизия и блокировка зоны субдукции с возможным формированием новой зоны субдукции. В результате нескольких коллизионных этапов образовалась покровно-складчатая структура, включающая комплексы островных дуг, окраинных морей, преддуговых прогибов, а также метаморфические образования дискуссионного возраста (рис.7). Метаморфические породы слагают Срединно-Камчатский и Ганальский массивы, участвуют в строении Хавывенской возвышенности, а также слагают отдельные блоки в полимиктовых серпентинитовых меланжах Восточной Камчатки. Дискуссия о возрасте



метаморфических образований длится уже почти полвека. Часть геологов считает фундамент докембрийским, с палеозойским чехлом (Геология ..., 1964). Другие исследователи считают, что метаморфизму подверглись меловые образования. Современные представления основаны на более достоверных значениях абсолютного возраста (по монофракциям минералов) и на мобилистских моделях, объясняющих покровно-складчатое строение массивов (Рихтер, 1995; Аккреционная ..., 1993).

В Срединно-Камчатском массиве, входящем в состав фундамента Срединно-Камчатской дуги, выделяется несколько литопластин, различающихся составом пород и уровнем метаморфизма. В составе пластин участвуют, в основном, метатерригенные породы (исходными для них служили граувакковые и полимиктовые песчаники, глинистые породы, туфосилициты), в меньшем объеме встречаются амфиболиты, образовавшиеся по базальтам. В основании литопластин часто наблюдаются метагипербазиты, метаморфизованные серпентинитовые меланжи. Несмотря на достаточно высокий уровень метаморфизма (у пород нижней литопластины – в основном амфиболитовой фации, местами с парагенезисами гранулитовой фации), для большинства породных ассоциаций реконструируются геодинамические обстановки их образования. Терригенные толщи накапливались в условиях предконтинентальной равнины и в различных частях окраинного моря с корой океанического типа. Незначительно развиты также вулканы островодужного типа. В процессе становления гранитно-метаморфического слоя эти вещественные комплексы были совмещены, метаморфизованы и прорваны гранитоидными массивами. Время тектонического совмещения и связанного с ним метаморфизма, по определениям абсолютного возраста – маастрихт-даний (Рихтер, 1995). На метаморфические комплексы Срединно-Камчатского массива с востока надвинуты верхнемеловые образования, сформировавшиеся в условиях окраинного моря с задуговым спредингом и островной дуги (хозгонская и ирунейская свиты).

Структура Ганальского хребта представляет собой тектонически совмещенные фациально различные образования островной дуги на офиолитовом основании (Аккреционная ..., 1993). В отличие от Срединно-Камчатского массива, основную роль здесь играют островодужные и океанические metabазиты. Метаморфические породы слагают три вещественных комплекса – терригенно-вулканогенный, эффузивно-

пирокластический и терригенно-кремнисто-вулканогенный. Эти комплексы, а также пирокластические образования ирунейской свиты в виде тектонических пластин слагают несколько блоков. Прогрессивный метаморфизм, так же как и в Срединном хребте, связан с тектоническим совмещением литопластин, но возраст его в Ганальском хребте несколько моложе – эоценовый.

Хавывенскую возвышенность слагают метаморфические породы хавывенской серии, расслоенные линзами метагипербазитов (Бадрединов и др., 1989). Здесь выделяется два комплекса – нижний, сформированный метаморфизованными вулканидами субщелочной серии окраинно-континентальных вулканических поясов, и верхний, сложенный метаморфическими породами, сопоставимыми с базальтами, кремнисто-вулканогенными и кремнистыми породами островных дуг. Возраст исходных пород предположительно ранний мел, а возраст метаморфизма – эоцен.

Кроме перечисленных выше крупных выходов метаморфических пород, мелкие их блоки наблюдаются в серпентинитовых меланжах на п-вах Озерном и Камчатском, в северной части хр. Кумроч и на о-ве Карагинском. Здесь описаны, в основном, амфиболиты, амфиболовые и зеленые сланцы, редко – кварциты. Протолитом для амфиболитов служили габброиды и базальты срединно-океанических хребтов. Метаморфизм связывается с субдукцией океанической плиты, мелкие блоки которой выведены позже в верхние коровые горизонты.

Эти примеры показывают, что, сравнивая различные характеристики древних пород и их ассоциаций с современными отложениями, можно определить геодинамические обстановки формирования даже для высоко метаморфизованных комплексов. Значительно легче это сделать для неметаморфизованных и слабо метаморфизованных пород позднемелового и палеоцен-эоценового возраста, поскольку они сохранили свои первичные структурно-текстурные особенности и петрогеохимический состав.

В фундаменте Западно-Камчатской дуги распространены мощные терригенные толщи (лесновская, омгонская и кихчикская серии), сформировавшиеся в позднем мелу в условиях континентального шельфа и окраинного моря. В верхних частях разреза появляются прослойки кремнистых и вулканогенно-кремнистых пород. К востоку (в Центрально-Камчатской зоне) развиты преимущественно вулканогенные отложения

(ирунейская и кирганикская свиты). Нижние горизонты мелового разреза (ирунейская серия северной части Срединного хребта и хозгонская свита на юге) соответствуют обстановке задугового спрединга окраинного моря с задуговым спредингом.

В Восточно-Камчатской структурно-формационной зоне (в Восточных хребтах, на п-ове Озерном и о-ве Карагинском) мел-палеоценовые отложения представлены, в основном, 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 ..., 1993) и в настоящее время являются фундаментом Восточно-Камчатской вулканической дуги. Большую роль играют также серпентинитовые меланжи, участвующие в строении отдельных пластин или разделяющие пластины. В качестве включений в меланжах содержатся блоки, характеризующие офиолитовое основание мел-палеоценовых островных дуг – гипербазиты, габбро, высокотитанистые базальты, нижне-меловые кремни. Восточные склоны хр. Кумроч, южную часть Валагинского хребта и Вахильское поднятие слагают образования палеоцен-эоценового аккреционного комплекса (ветловская серия или ветловский тектоногенный комплекс). Они включают в себя терригенные, туфогенные и кремнисто-туфогенные отложения преддугового прогиба, а также высокотитанистые базальты и кремнисто-карбонатные отложения океанической коры.

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

, 1993; Зинкевич, Цуканов, 1992), это произошло в среднеэоценовую фазу сжатия, одновременно с главной структурной перестройкой всей окраины. Согласно другой точке зрения (Авдейко и др., 1999; Константиновская, 1999), замыкание Тюшевского прогиба и причленение Восточных полуостровов произошло в позднем миоцене, что привело к тектоническому перекрытию олигоцен-миоценовых отложений прогиба палеоцен-эоценовым ветловским комплексом по надвигу Гречишкина. Вторая точка зрения нам представляется более обоснованной.

Большой интерес представляет строение террейна п-ва Камчатского. Здесь, в пределах небольшого по площади полуострова, развиты комплексы с возрастом от раннего мела до верхнего эоцена, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках. Несмотря на интенсивную тектоническую переработку толщ, данные геологосъемочных работ (Бояринова и др., 1999) позволяют восстановить последовательную историю развития территории.

В южной части хребта Камчатского Мыса развиты гипербазиты и габброиды офиолитового комплекса, а также вулканогенно-карбонатно-кремнистая толща альб-сеноманского возраста (смагинская свита) и терригенная толща турон-кампанского возраста (пикежская свита). Гипербазиты, габброиды и параллельные дайки африканского комплекса составляют офиолитовую ассоциацию. К ней также относятся базальты, слагающие тектоническую пластину, надвинутую на габброидный массив. Петрогеохимические характеристики доказывают образование этих пород в обстановке срединно-океанических хребтов. К офиолитовому комплексу относятся также амфиболиты, развитые в виде блоков и глыб в полимиктовом серпентинитовом меланже. Большая часть смагинской свиты (кроме нижней тектонической пластины базальтов) сложена туфосилицитами и различными туфами, среди которых наблюдаются потоки вулканитов, яшмы и пачки кремнисто-карбонатного переслаивания. В низах смагинской свиты наблюдались гравелиты, сложенные, в основном, обломками габбро, аналогичными породам африканского комплекса. Среди эффузивов смагинской свиты преобладают толеитовые базальты, несколько процентов составляют щелочные базальты. Их петрогеохимические характеристики близки к таковым для базальтов внутриплитного океанического типа.

Отложения смагинской свиты согласно перекрыты терригенными отложениями пикежской свиты (песчаниками и алевролитами).

В северной части хребта Камчатского Мыса развиты мел-палеогеновые островодужные образования столбовой серии. В составе этих отложений преобладают вулканогенно-осадочные отложения склонов островной дуги (вулканогенный флиш), в небольшом количестве развиты базальты. По своим характеристикам эта дуга является энсиматической, т.е. заложенной на океанической коре. В раннем эоцене комплексы офиолитового основания островной дуги были выведены на поверхность и размывались, о чем свидетельствует большое количество обломков серпентинитов, кремней, базальтов в песчаниках рифовской свиты.

На основании вышеизложенных данных можно построить следующую модель геологического развития. Ранний мел – образование океанической коры (гипербазиты, габбро, комплекс параллельных даек, базальты СОХ). Альб-сеноман – на океанической коре, проходящей над мантийным плюмом, развивается внутриокеаническое поднятие (накапливаются туфосилициты, туфы, кремнисто-карбонатные пакеты, эффузивы от толеитов до щелочных базальтов). Турон-кампан – внутриокеаническое поднятие вместе со всей океанической плитой попадает в область терригенного осадко-накопления (песчаники, алевролиты), приближаясь к восточной окраине Азиатского палеоконтинента. Затем породы сгущиваются, и на этом гетерогенном основании с маастрихта развивается островная дуга (накапливаются вулканогенно-осадочные отложения). При этом, в начале эоцена офиолитовое основание дуги было выведено на поверхность и размывалось. Активный вулканизм в островной дуге прекращается в позднем эоцене, дуга размывается, формируя осадки восточного борта Тюшевского бассейна. В конце миоцена происходит закрытие бассейна и приращение островной дуги Восточных полуостровов к Камчатке.

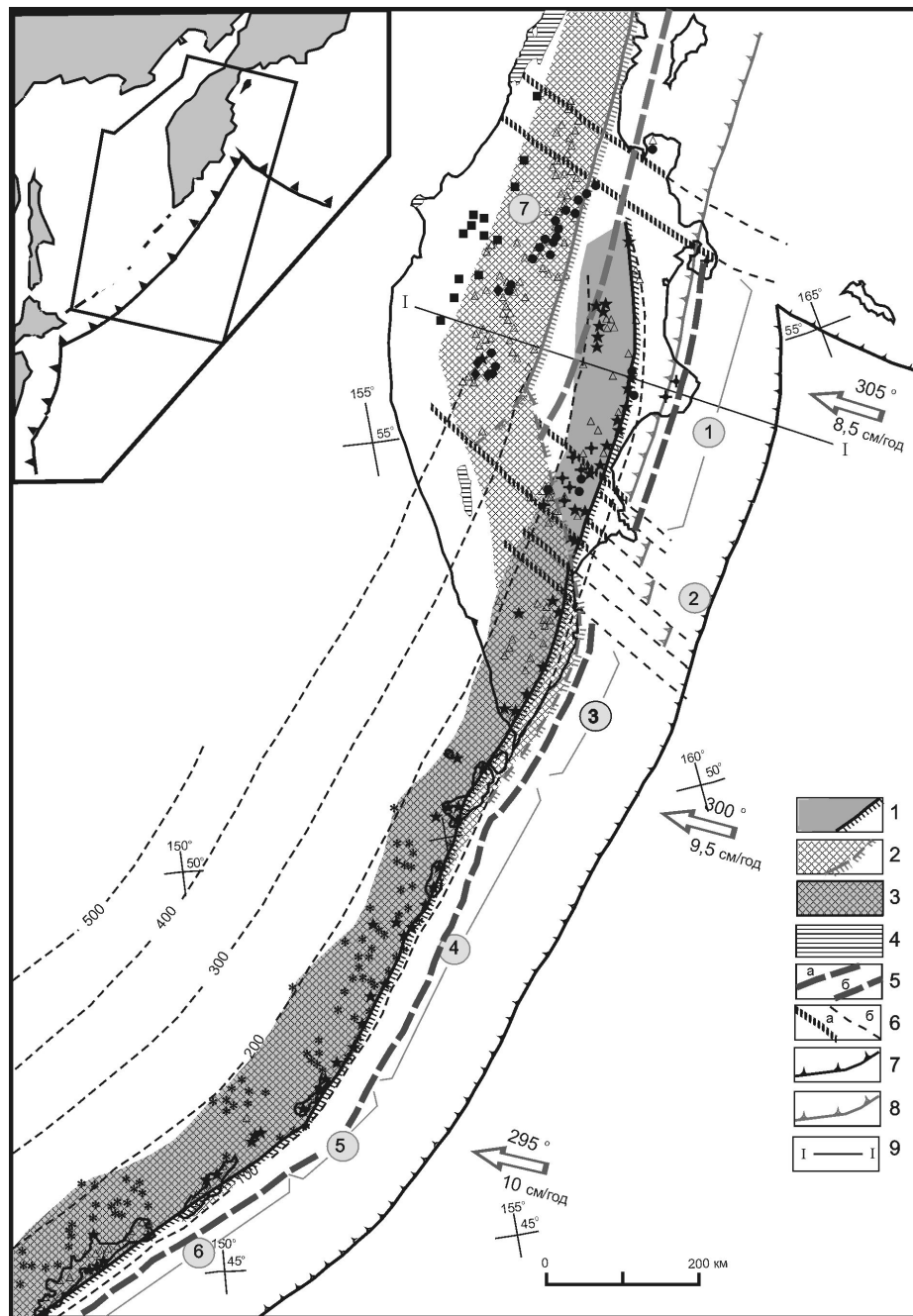
Данная история геологического развития согласуется с палеогеодинамическими реконструкциями для западной части Тихого океана (Селиверстов, 1998), в соответствии с которыми Гавайская «горячая точка» в мелу находилась на плите Кула, а её «след» погружается в зону субдукции вблизи от островодужного блока п-ова Камчатского.

## ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ

Рассмотренные данные позволяют трактовать историю тектонического развития рассматриваемого региона как развитие разновозрастных островодужных систем, дискретно смещающихся и последовательно омолаживающихся в сторону Тихого океана. В палеогене на Западной Камчатке, по-видимому, существовала система вулканических дуг, от которой к настоящему моменту сохранились лишь отдельные выходы покровов вулканитов (палеоэоценовая черепановская толща (?) и эоценовая кинкильская свита) и субвулканические тела (Карта, 1999). Н.И. Филатова (1988, Объяснительная..., 2000) рассматривает их как окраинно-континентальный надсубдукционный вулканический пояс. В пределах коряжского участка отчетливо видно, что субдукция происходила в северо-западном направлении. Исходя из этого, палеогеновые терригенные комплексы Камчатки и Парापольского дола формировались в условиях преддугового прогиба и континентального склона глубоководного желоба. В конце олигоцена, по-видимому, произошла блокировка этой зоны субдукции за счет аккреции метаморфических комплексов Срединного хребта на юге и верхнемеловых окраинно-морских и островодужных комплексов, которые образовали фундамент Срединно-Камчатской дуги.

Начиная с конца олигоцена, в пределах Камчатки и Курил существовала система из двух дуг – Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской (рис.8). К югу от стыка с Алеутской дугой формирование системы было обусловлено субдукцией Тихоокеанской плиты, а к северу – молодой Командорской плиты. Эти дуги в современной структуре маркируются соответствующими формационными комплексами вулканических пород (см. рис. 1) и положительной гравитационной аномалией фронтальной тектонической дуги (см. рис. 3 и 4). Предполагаемое положение осевой зоны глубоководного желоба, сопряженного со Срединно-Камчатской вулканической дугой, показано на рис. 8.

В конце миоцена произошел перескок зоны субдукции на современное положение, и ККОД-система сформировалась в современном виде. Причиной перескока явилась блокировка зоны субдукции либо террейнами восточных полуостровов Камчатки (Трубицын и др., 1998), либо террейнами Восточной Камчатки вместе с



**Рис. 8.** Соотношение разновозрастных вулканических дуг Курило-Камчатской островодужной системы по (Авдейко и др., 2002) с дополнениями: 1 – Современная вулканическая дуга Восточной Камчатки и ее вулканический фронт; 2 – неогеновая вулканическая дуга Срединного хребта и Южной Камчатки и ее вулканический фронт; 3 – Курило – Южно-Камчатский участок наложения современной Курило-Камчатской дуги на неогеновую дугу; 4 – фрагменты предполагаемой палеогеновой вулканической дуги Западной Камчатки; 5 – 8 – выходы пород внутриплитного геохимического типа (по Volynets, 1994): 5 – осевая зона современной тектонической (фронтальной) дуги современной ОД (а) и реконструируемая осевая зона тектонической дуги неогеновой Срединно-Камчатской ОД; 6 – основные поперечные разломы на суше (а) и на море (б), вероятно, являвшиеся трансформными в неогене; 7 – ось современного глубоководного желоба; 8 – предполагаемое положение оси палеожелоба неогеновой островодужной системы; 9 – местоположение модельного разреза на рис. 9. Цифрами в кружочках показаны сегменты (районы) современной дуги: 1 – Восточно-Камчатский, 2 – Петропавловский (Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций), 3 – Южно-Камчатский, 4 – Северо-Курильский, 5 – Центрально-Курильский, 6 – Южно-Курильский, 7 – Срединно-Камчатская дуга. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

террейнами полуостровов. В последнем случае, фронтальная тектоническая дуга Срединно-Камчатской зоны субдукции располагалась на месте современного Хавывенского поднятия, погребенного под Центрально-Камчатской депрессией (Авдейко и др., 2001; 2002). В настоящее время это поднятие маркируется зоной положительных гравитационных аномалий в редукции Буге (см. рис. 3). Во всяком случае, Хавывенское поднятие занимает, по отношению к Срединно-Камчатской дуге, такое же положение, как тектоническая дуга современной зоны субдукции, по отношению к вулканической дуге Восточной Камчатки. Расстояние между вулканическим фронтом и осевой зоной тектонической дуги колеблется в пределах 30-60 км, что соответствует расстоянию между вулканическим фронтом и тектонической дугой современной Курило-Камчатской ОД. Если же считать, что зона субдукции под Срединно-Камчатскую дугу оказалась заблокированной террейнами полуостровов Восточной Камчатки, то тогда мел-палеогеновые формации террейнов Восточно-Камчатского хребта являлись в миоцене тектонической дугой, по отношению к Срединно-Камчатской вулканической дуге. В этом случае, расстояние между вулканическим фронтом и тектонической дугой увеличивается до 110-120 км, что почти вдвое превышает аналогичные параметры ККОД-системы (см. табл.) и других зон субдукции Западно-Тихоокеанской окраины. Тем не менее, оба эти варианта не меняют принципиальной картины развития островодужных систем в кайнозой, показанной на прилагаемых модельных разрезах (рис. 9).

В соответствии с рассмотренной тектонической историей и геодинамическими параметрами зоны субдукции и проявления современного вулканизма, в пределах ККОД-системы выделяются следующие районы (сегменты) (см. рис.8).

Восточно-Камчатский сегмент представляет собой начальный этап субдукции. Возраст наиболее древних вулканических пород, сформированных над этой зоной субдукции, соответствует концу миоцена (Волинец и др., 1990в). С учетом времени субдукции до глубины  $110 \pm 5$  км, соответствующей 2.5-3 млн лет, субдукция под Восточную Камчатку началась около 10 млн лет назад. В пределах этого сегмента выделяется участок поддвигания литосферной плиты с нормальной корой океанического типа и углом падения зоны субдукции  $45^\circ$ , участок поддвигания с утолщенной океанической корой за счет поднятия Обручева и

углом падения  $30-35^\circ$ , а также зона сочленения с Алеутской дугой, где возможно вспарывание и раздвигание субдуцируемой Тихоокеанской плиты с внедрением горячего материала астеносферы (Lees, Davaille, 1998).

В пределах Южно-Камчатского сегмента примерно за 25 млн. лет (конец олигоцена) сформировался практически стационарный режим субдукции почти под прямым углом. Здесь также выделяется аномальный участок в зоне сочленения с вулканической дугой Срединного хребта, маркируемый Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций, которая является южной границей перескока зоны субдукции в конце плиоцена.

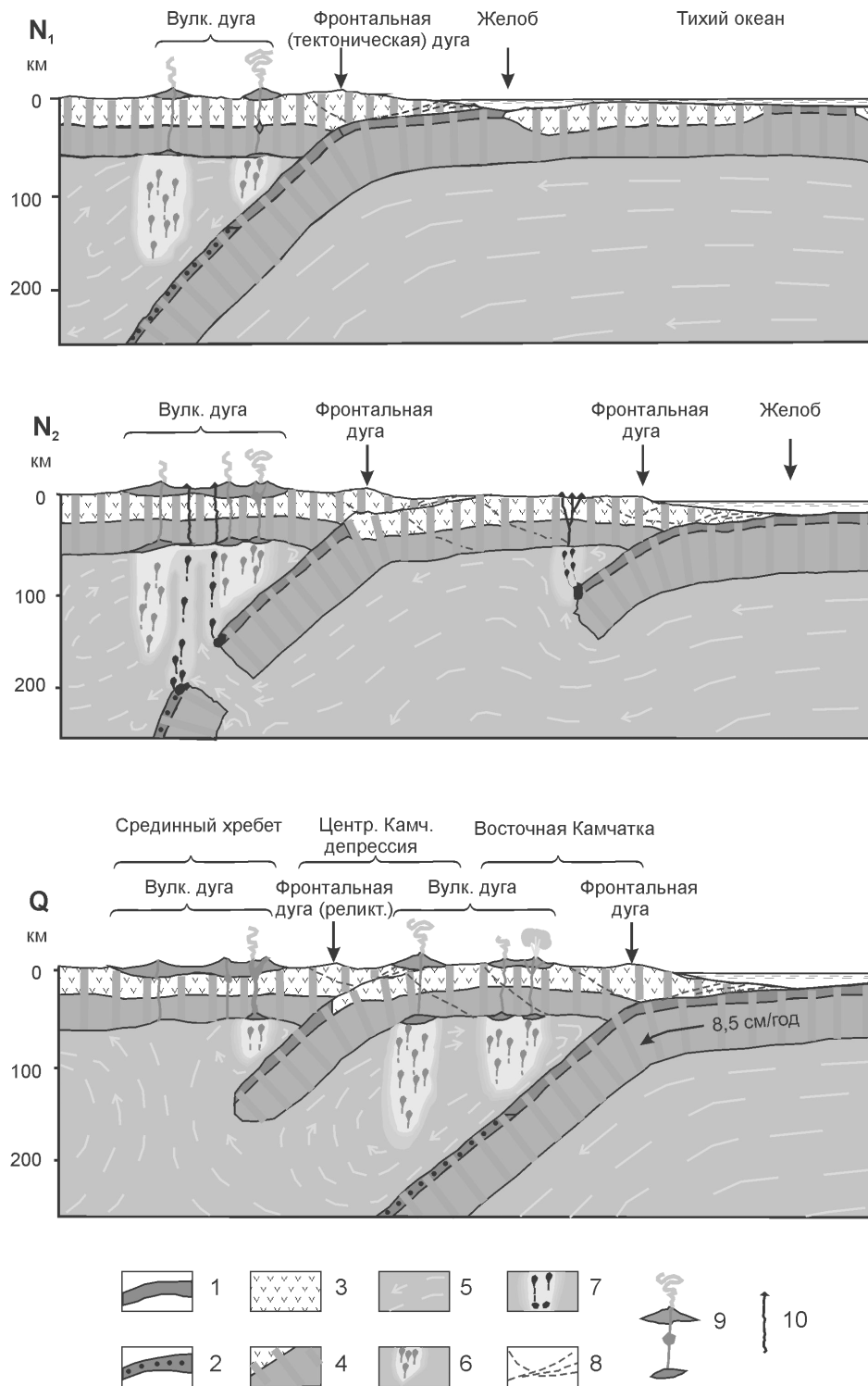
Курилы, как и Ю. Камчатка, характеризуются стационарным режимом субдукции. В их пределах выделяются сегменты Северных, Средних и Южных Курил с различными геодинамическими параметрами зоны субдукции и связанного с ней вулканизма (Авдейко, 1994). С севера на юг субдукция из почти прямой ( $85^\circ$ ) переходит в косую ( $45^\circ$ ), а угол падения зоны поддвига варьирует от  $40$  до  $50^\circ$ . В каждом сегменте вулканических дуг отчетливо проявлены фронтальная и тыловая вулканические зоны с зоной ослабления вулканической активности между ними.

Срединно-Камчатская вулканическая дуга является примером завершения субдукции после перескока ее на современное положение и, соответственно, завершения этапа надсубдукционного вулканизма. Возможны два сценария завершения этого этапа: 1 – постепенное прекращение движения субдуцируемой океанической плиты, и тогда эта плита может быть зафиксирована методом сейсмической томографии как зона повышенных скоростей сейсмических волн, и 2 – отрыв и опускание в мантию более тяжелой океанической плиты ниже зоны перехода в эклогит на глубине примерно 120-150 км. Развитие по второму сценарию может сопровождаться внедрением в образовавшийся разрыв более горячей подсубдукционной мантии (см. рис. 9) и быть причиной проявления вулканизма внутриплитного геохимического типа, сопряженного с островодужным вулканизмом (Авдейко и др., 2001).

## УСЛОВИЯ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

Модель магмообразования и формирования типичных островодужных лав при стационарном режиме субдукции под Курильскую ОД детально рассмотрена нами ранее (Авдейко, 1994). Эта

ПРИНЦИП АКТУАЛИЗМА: КРИТЕРИИ ДЛЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ



**Рис. 9.** Концептуальная модель развития Курило-Камчатской островодужной системы на участке между сочленением ее с Алеутской островной дугой и Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций по (Авдейко и др., 2001), с уточнениями: 1 – океаническая кора; 2 – эклогиты; 3 – континентальная кора; 4 – литосфера; 5 – астеносфера (стрелками показано направление конвективных течений); 6 – зоны магмообразования в мантийном клине (перевернутые капли показывают пути подъема магмы в астеносфере и участки формирования магматических очагов у подошвы литосферы); 7 – зоны выплавления и подъема магм внутриплитного геохимического типа; 8 – разломы и зоны разломов, в том числе аккреционный меланж; 9 – вулканы и вулканические комплексы островодужного типа с подводными каналами и магматическими очагами; 10 – вулканические тела и подводные каналы “внутриплитного” геохимического типа.

модель применима для других ОД со стационарным режимом субдукции. Позднее обсуждены вариации условий магмообразования при различных геодинамических параметрах зон субдукции ККОД-системы, включая условия появления лав «внутриплитного» геохимического типа (Авдейко и др., 2001). Здесь же, мы кратко рассмотрим условия магмообразования при различных режимах субдукции, важные с точки зрения разработки критериев для палеотектонических реконструкций древних зон субдукции под островными дугами и активными континентальными окраинами.

При стационарном режиме субдукции с практически установившейся структурой температур происходит формирование типичных островодужных (надсубдукционных) вулканических пород. Магмообразование в этих условиях происходит в пределах мантийного клина за счет привноса в него из субдуцируемой пластины, вернее из океанической коры, летучих компонентов, в первую очередь воды, понижающих температуру плавления перидотита мантии. В Курильской дуге источником воды для фронтальной вулканической зоны является дегидратация амфибола, 7А-клинохлора, 14А клинохлора в ассоциации с мусковитом и тремолита в интервале глубин кровли субдуцируемой плиты 100-120 км. Магмообразование при этом происходит в интервале глубин 55-80 км (Авдейко и др., 2001, рис. 8).

Магмообразование под тыловой вулканической зоной происходит на глубинах 80-120 км, в основном, за счет дегидратации серпентина и талька в интервале глубин 150-180 км. Между этими двумя уровнями дегидратации другие источники воды отсутствуют. Этим как раз и объясняется наличие на Курилах и Камчатке фронтальных и тыловых вулканических зон с зонами ослабления вулканической активности между ними.

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 холодной и вправо – при горячей зоне субдукции приведет к изменению местоположения вулканического фронта, а также фронтальной и тыловой зон, как например, в Марианской ОД, где нет деления на фронтальную и тыловую зоны.

Формирование лав «внутриплитного» геохимического типа, по нашим представлениям

(Авдейко и др., 2001), происходит по несколько иному сценарию, обусловленному необычными геодинамическими обстановками. Прежде всего, следует подчеркнуть, что этот тип лав встречается только в районе перескока зоны субдукции в конце миоцена, причем как в пределах завершающейся субдукции под Срединно-Камчатской дугой, так и над зоной начального этапа субдукции Восточно-Камчатской дуги. Кроме того, лавы этого типа встречаются в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг.

Лавы «внутриплитного» геохимического типа отличаются от типичных островодужных лав высокими концентрациями в них некогерентных редких элементов и значительно более высокими концентрациями Та, Nb и Ti. Как было сказано выше, формирование ОД-магм происходит при плавлении вещества мантийного клина под воздействием флюидов, отделяющихся от поддвигаемой плиты. Низкие содержания Та, Nb, Ti в них объясняются тем, что эти элементы, основным концентратором которых является рутил, обладают низкой растворимостью во флюиде (Tatsumi et al., 1986). При более высоких температурах, превышающих  $750^{\circ}C$ , возможно частичное плавление базальта океанической коры в водонасыщенных условиях (Peacock et al., 1994), и эти выплавки, в соответствии с экспериментальными данными (Tatsumi et al., 1986), имеют более высокие концентрации Ti, Nb, Та. В соответствии с этим, породы «внутри-плитного» геохимического типа могут образоваться за счет частичного плавления океанической коры при более высоких, по сравнению со стационарным режимом, температурах. Более высокие температуры поддвигаемой океанической коры должны быть на контакте ее с более горячим веществом мантии на начальном этапе субдукции (Восточная Камчатка), после прекращения субдукции в случае разрыва погружаемой плиты и внедрения в образовавшийся разрыв более горячего вещества подсубдукционной мантии (Срединный хребет Камчатки) и в зоне сочленения дуг, где также должен формироваться разрыв субдуцируемой Тихоокеанской плиты. Основная же масса вещества мантии будет плавиться под воздействием флюидов по ОД-сценарию. При этом возможно появление пород с повышенным содержанием магния за счет плавления более горячего перидотита мантии.

Таким образом, появление пород разного геохимического типа объясняется различными

геодинамическими условиями плавления в зонах субдукции.

### КРИТЕРИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Анализ геолого-геофизических данных по эволюции Курило-Камчатской островодужной системы и данных по геодинамическим параметрам и петролого-геохимическим характеристикам вулканических пород современных островных дуг (ОД) и активных континентальных окраин позволяет выявить некоторые критерии для палеотектонических реконструкций древних зон субдукции

1. При палеотектонических реконструкциях наиболее надежным критерием субдукционного этапа развития какого-либо региона, т.е. этапа развития ОД или активной континентальной окраины, являются вулканогенные формации островодужного геохимического типа, для которых характерны повышенные, по сравнению с MORB, концентрации некогерентных редких элементов и несколько пониженные концентрации этих же элементов, по сравнению с внутриплитными лавами. Для тыловодужных лав концентрации некогерентных элементов близки к таковым во внутриплитных лавах. В свою очередь, островодужные вулканические породы отличаются от внутриплитных низкими содержаниями Ti и крайне низкими содержаниями Nb и Ta, которые проявляются в виде Ta-Nb минимума на спайдерграммах порода/мантия. Другие петрологические, геохимические или структурно-формационные критерии могут играть лишь вспомогательную роль. По ним вулканические комплексы, сформированные в горячих точках над мантийными плюмами, часто трудно отличить от островодужных формаций тыловых зон.

2. В надсубдукционных вулканических породах обычно наблюдается поперечная петрогеохимическая зональность. Ее наличие является вполне надежным показателем направления субдукции и качественным показателем угла наклона плоскости субдукции: от фронта к тылу, т.е. по направлению субдукции, низко-К толеитовые формации сменяются умеренно-К, высоко-К известково-щелочными и даже щелочными формациями. В этом же направлении увеличиваются концентрации литофильных редких элементов с большими ионными радиусами (LILE). Отношения изотопов Sr и Nd в лавах тыловой зоны, как правило,

ближе к изотопным меткам мантии, чем в лавах фронтальной зоны. Минералогическая зональность проявляется в заметном увеличении водосодержащих минералов в тыловой зоне, по сравнению с фронтальной, и в химическом составе минералов. При угле наклона зоны субдукции более 50°-60° (как в Марианской дуге) поперечная зональность обычно не проявлена или проявлена слабо.

3. Ширина вулканического пояса может служить показателем угла наклона зоны субдукции, т.к. глубина до зоны субдукции, т.е. до кровли поддвигаемой плиты под вулканическим фронтом составляет, 105±10 км, а под наиболее удаленными тыловыми вулканами – 200-220 км. Так что при ширине вулканической дуги около 100 км (как на Восточной Камчатке и Курилах) угол наклона будет близок к 45°. Большой угол наклона (как в Марианской дуге) проявляется в меньшей ширине вулканической дуги и, наоборот, при более пологом угле наклона, как в зоне субдукции под Южную Америку, ширина вулканической дуги будет больше.

4. Наличие пород внутриплитного геохимического типа, т.е. пород с высоким содержанием Ti, LILE-элементов и без Ta-Nb минимума на спайдерграммах порода/мантия или порода/MORB, а также высокомагнезиальных пород среди типичных островодужных формаций может быть индикатором начального или, наоборот, конечного этапа субдукции, а также индикатором косой субдукции или сочленения двух дуг, аналогичных сочленению Курило-Камчатской и Алеутской ОД.

5. Наличие двух однотипных, но разновозрастных ОД вулканических формаций, сопряженных с вулканогенно-осадочными формациями, которые можно трактовать как формации задуговых или преддуговых бассейнов, является одним из показателей перескока зоны субдукции. Достаточно надежно можно говорить о перескоке зоны субдукции, когда реконструируется весь набор структур островной дуги или активной континентальной окраины от глубоководного желоба через невулканическую (тектоническую) и вулканическую дуги до задугового прогиба. Определенную роль здесь играют структурно-формационный анализ и геофизические параметры, такие как гравиметрические данные и данные сейсмофотографии.

6. Наличие близких по возрасту вулканических дуг, разделенных другими формационными комплексами разного генезиса, может служить показателем одновременного существования двух зон субдукции (например, современные Идзу-Бонинская и Марианская ОД, образованные при



поддвигании Тихоокеанской плиты под Филиппинскую, сосуществуют с Филиппинской и Рюкю ОД, которые образуются при поддвигании Филиппинской плиты под Евразийскую).

7. В островодужных системах практически любые геологические формации, более древние по возрасту и сопряженные с формациями вулканических дуг, являются аллохтонными, а их аккреция как раз и обуславливает блокировку зоны субдукции и перескок ее в океаническую сторону.

8. При палеотектонических реконструкциях следует учитывать то, что субдуцироваться может только плита с океанической корой за счет отрицательной плавучести. В связи с этим, более древние формационные комплексы с фронтальной стороны вулканической дуги могут быть либо тектонической (фронтальной) дугой рассматриваемой вулканической дуги, либо аккреционным комплексом (террейном), заблокировавшим зону субдукции.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ строения и вулканизма современных зон субдукции с аналогичными характеристиками и этапами тектонической истории Курило-Камчатской островодужной системы в кайнозойе позволяет сделать некоторые общие выводы, важные для проведения палеотектонических реконструкций с позиций принципа актуализма.

Современную тектоническую структуру Курило-Камчатского региона определяют три разновозрастные вулканические дуги, сформированные над зонами субдукции, аналогичными современным зонам субдукции островодужного или окраинноконтинентального типа. Вулканические дуги являются частью субдукционной системы, состоящей из сопряженных структур глубоководного желоба, тектонической (фронтальной) дуги, вулканической дуги и задугового прогиба (грабена). Они определяют жесткую тектоническую раму, так как после формирования зоны субдукции горизонтальные перемещения практически прекращаются.

Наиболее древней из вулканических дуг является Западно-Камчатская дуга эоценового возраста. Возможно, что начало ее формирования относится к палеоцену. В конце олигоцена – миоцене существовала система из двух дуг: Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской, сочленяющихся, по-видимому, по трансформным разломам современной Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций. В этой системе

отчетливо реконструируются тектоническая (фронтальная) дуга, задуговой осадочный бассейн Западной Камчатки и осевая зона глубоководного желоба, располагавшаяся примерно в районе современного Тюшевского прогиба, который является прямым продолжением палеожелоба Командорской впадины. В конце миоцена – начале плиоцена на участке от Авачинского залива до Камчатского полуострова в результате блокировки зоны субдукции за счет аккреции полуостровов Восточной Камчатки, а, возможно, и аккреционного комплекса Восточной Камчатки или его части произошел перескок зоны субдукции на современное положение, и Курило-Камчатская островодужная система сформировалась в современном виде. В настоящее время Срединно-Камчатская дуга является примером завершающего этапа субдукции с отмиранием современного вулканизма, Восточно-Камчатский сегмент определяет начальный этап субдукции, а Южно-Камчатский и Курильский сегменты, где субдукция сохранилась почти в неизменном виде с конца олигоцена, - стационарный режим субдукции.

Формационные комплексы вулканических дуг хорошо сохраняются в геологической истории и именно они являются определяющими при палеотектонических реконструкциях. Наиболее надежным критерием надсубдукционного этапа развития является островодужный геохимический тип вулканических пород, формирующийся при стационарном режиме субдукции. Проявление пород, близких по своим геохимическим характеристикам к внутриплитным лавам, может служить показателем либо начального, либо завершающего этапов развития зоны субдукции, либо зоны сочленения двух дуг. Другие петрологические, геохимические или структурно-формационные критерии могут играть лишь вспомогательную роль для уточнения пространственного взаиморасположения фронтальной (тектонической) дуги, глубоководного желоба, преддугового и задугового бассейнов осадконакопления.

Выявленные геодинамические параметры проявления вулканизма позволяют определить направление субдукции и качественно, по ширине вулканической дуги, оценивать угол субдукции. При реконструкции тектонической истории следует учитывать, что каждая вулканическая дуга имеет свой собственный фундамент, отличный от фундамента сопряженных более древних или более молодых дуг.

**Список литературы**

- Авдейко Г.П.* Закономерности распределения вулканов Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1989. Том 304. № 5. С. 1196-1200.
- Авдейко Г.П.* Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // Геотектоника. 1994. № 2. С. 19-32.
- Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Антонов А.Ю.* Вулканизм Курильской островной дуги: структурно-петрологические аспекты и проблемы магмообразования // Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 3-16.
- Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Егоров Ю.О.* Вулкано-тектоническое районирование и геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 1999. С.20-24.
- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 9-33.
- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64-80.
- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки/ В.П. Зинкевич, Е.А. Константиновская, Н.В. Цуканов и др. М.: Наука, 1993. 272 с.*
- Апрелков С.Е., Попруженко С.В.* Особенности глубинного строения Восточно-Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 1984. № 3. С. 68-73.
- Апрелков С.Е., Смирнов Л.М., Ольшанская О.Н.* Природа аномальной зоны силы тяжести в Центрально-Камчатской депрессии // Глубинное моделирование геологических структур по гравитационным и магнитным данным. Владивосток, 1985. С. 68-71.
- Бадреддинов З.Г., Тарарин И.А., Литвинов А.Ф. и др.* О природе метаморфических пород Хавывенской возвышенности Камчатки // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 2. С. 405-409.
- Балуев Э.Ю., Перепелов А.Б., Ананьев В.В., Тактаев В.И.* Высококалийевые андезиты фронтальной части островной дуги (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 279. № 4. С. 977-981.
- Богатииков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.
- Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200000, серия Восточно-Камчатская, листы 0-58-XX-VI, XXXI, XXXII. Санкт-Петербург, 1999.
- Вольнец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А. и др.* 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., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990в. № 5. С. 14-27.
- Геология СССР. Т. 31. Ч. 1. Геологическое описание: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1964. 733 с.*
- Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Ред. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1987. 36 с.*
- Дмитриев Ю.И., Цветков А.А.* Магматизм активных окраин океанов // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1983. № 3. С. 3-18.
- Зинкевич В.П., Цуканов Н.В.* Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97-112.
- Исаев Е.Н., Ушаков С.А., Гайнанов А.Г.* Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны // Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972. С. 69-83.
- Карта полезных ископаемых Камчатской области м-ба 1:500000. Петропавловск-Камчатский: Камчатгеолком, издательство ВСЕГЕИ, 1999.*
- Колосков А.В.* Изотопно-геохимическая неоднородность позднекайнозойских вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 16-42.
- Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.
- Константиновская Е.А.* Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С.15-34.
- Леглер В.А.* Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и

динамика плит) //Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С.137-169.

*Лобковский Л.И., Баранов Б.В.* Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 843-847.

*Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г.* Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М.: ИОАН СССР, 1976. С. 22-52.

*Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В.* Новый подход к определению понятия действующий вулкан // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 191-203.

*Мороз Ю.Ф.* Глубинный геоэлектрический разрез Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 8. С. 45-52.

Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. /Ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин, М.: ИЛРАН, 2000. 193 с.

*Осипенко А.Б.* Латеральные вариации химического состава породообразующих минералов в тыловой зоне Курильской островной дуги: амфиболы //Вулканология и сейсмология. 2000. № 2. С. 18-29.

*Пискунов Б.Н.* Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.:Наука, 1987. 237 с.

Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. /авт. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волинец О.Н. и др. М.: Наука, 1992. 528 с.

*Пополитов Э.И., Волинец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.

*Попруженко С.В., Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н.* Восточно-Камчатский вулканический пояс в свете геофизических данных // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 14-24.

*Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71-78.

*Селиверстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.:Научный мир, 1998. 164 с.

*Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.:Наука, 1976. 239 с.

*Строев П.А.* Гравитационное поле Восточно-Китайского моря. М.: МГК, 1984. 44 с.

Строение сейсмофокальных зон / Отв. редактор Ю.М.Пушаровский. М.:Наука, 1987. 205 с.

Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1:2500000. /Ред. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин, М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000.

*Трубицын В.П., Шапиро М.Н., Рыков В.В.* Численное моделирование доплиоценовых мантийных течений в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг //Физика Земли. 1998, № 4. С. 10-19.

*Умбгров Дж.* Островные дуги // Островные дуги. М.: ИЛ, 1952. С. 3-96

*Филатова Н.И.* Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 253 с.

*Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

*Цуканов Н.В.* Новые данные по тектонике хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 5. С.1205-1208.

*Цуканов Н.В.* Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое / М.: Наука, 1991. 104 с.

*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.

*Benioff H.* Orogenesis and deep crustal structure – addition evidence from seismology // Geol. Soc. Amer. Bull. 1954. V. 65. P. 385-400.

*Gill J.B.* Orgenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer, 1981. 396 p.

*Harabaglia P., Doglioni C.* Topography and gravity across subduction zones // Geophysical Research Letters. 1998. V. 25. No. 5. P. 703-706.

*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.

*Kuno H.* Lateral variation of the basalt magma type across continental margins and island arcs // Bull.Volcanol. 1966. V. 29. P.195-222.

*Marsh B.D.* Mechanics of Benioff zone magmatism //The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin. Geophys. Monogr. 1976. V. 19. P. 337-350.

*McCulloch M.T., Gamble J.A.* Geochemical and geodynamical constraints of subduction zone magmatism //Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 102. №3/4. P. 358 – 374.

*Minster J.B., Jordan T.H.* Present-day plate motions // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. B11. P. 5331-5354.

*Peacock S.M., Rushmer T, Thompson A.B.* Partial melting of subducting oceanic crust //Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 121. P. 227-244.

*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/convergence plate boundary // *Geophys. Res. Lett.* 1994. Vol. 21. No. 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.

*Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S.* Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-related magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 117 – 128.

*Vogt P.R., Lowrie A., Bracey D.R., Hey R.N.* Subduction of aseismic oceanic ridges: Effects of shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries / Boulder (Colorado): The Geological Society of America. 1976. 59 p.

*Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol. Rev.* 1994. Vol. 36. P. 373-405.

*Watts A.B.* Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Aleutian island-arc trench system: Geological Society of America Map and Chart Series, MC-10. 1975.

*Watts A.B., Kogan M.G., Bodine J.H.* Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its

## Principle of Uniformitarianism: Criteria for Paleotectonic Reconstructions by the Example of the Kurile-Kamchatka Region

G.P. Avdeiko<sup>1</sup>, D.P. Saveliev<sup>2</sup>, S.V. Popruzhenko<sup>2</sup>, A.A. Palueva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Volcanic Geology and Geochemistry FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006*

<sup>2</sup>*Natural Resources Department of the Kamchatka region and Koryak autonomous district, Ministry of Natural Resources of Russia, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006*

Analysis of the tectonic structure and volcanism of the present-day subduction zones and comparison of these results with similar characteristics and stages of tectonic history and volcanic activity of the Kurile-Kamchatka region has been made. It is shown that the present-day structure of the Kurile-Kamchatka region is determined by the three different-age volcanic belts, which are volcanic arcs, located above the subduction zones. These subduction zones and arcs discretely rejuvenate and shift towards the Pacific Ocean. These data provide a basis for clarifying the criteria for paleotectonic reconstructions. The most reliable criteria for the subduction stage of development are volcanogenic formations of island-arc (subductional) geochemical type. In certain tectonic conditions occurrence of rocks of the “intraplate” geochemical type is possible alongside with predominant island-arc type rocks. The other petrological, geochemical or formational criteria may only play a subsidiary role for more precise definition of relative spatial location of the frontal (tectonic) arc, deep-sea trench, pre-arc and back-arc basins of sedimentation. The revealed geodynamic parameters allow us to determine direction of the subduction and to evaluate qualitatively the angle of subduction by the width of the volcanic arc. When reconstructing the tectonic history it should be taken into account that each subduction zone has its own basement, different from the one of the neighbouring older and younger arcs.