

## I. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

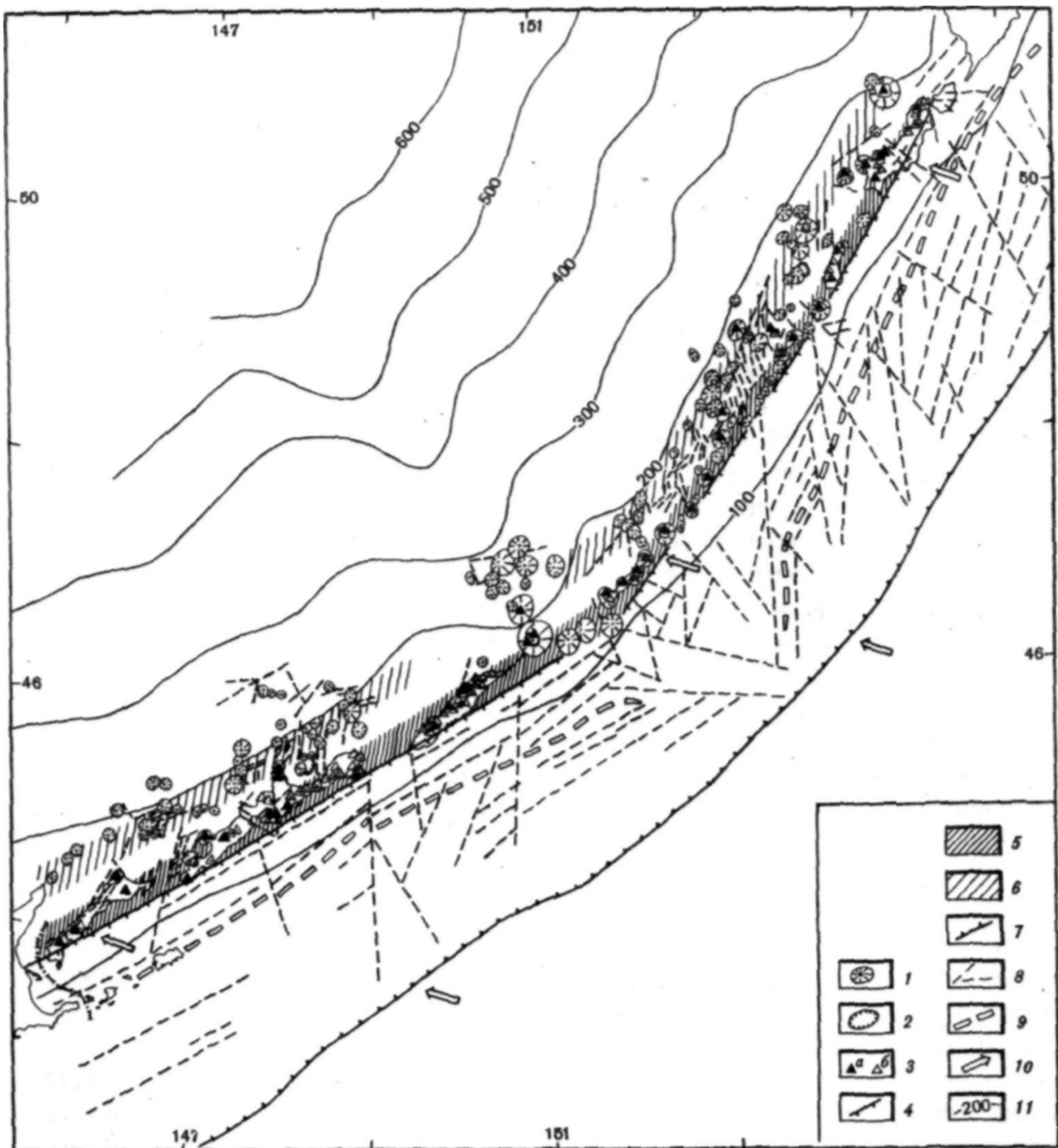
### I. I. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

Курильская островная дуга - типичный образец островных дуг юго-восточной Азии, определяющих характер зоны перехода от континента к океану. Вместе с Южной Камчаткой и Северо-Восточным Хоккайдо она входит в состав единой Курило-Камчатской островодужной системы, сочленяющейся на севере с Алеутской дугой, а на юго-западе - с Японской дугой. Как и для других островных дуг, для нее характерна высокая тектоно-магматическая активность, поверхностным выражением которой является современный вулканизм и сейсмичность. Так как Курило-Камчатская дуга - единственная дуга, почти целиком расположенная на территории СССР, ее изучению посвящена обширная советская литература. Наиболее полно вопросы глубинного строения и геофизических полей освещены в Геолого-геофизическом атласе Курило-Камчатской островной системы (49). Здесь же мы кратко рассмотрим лишь основные черты глубинного строения.

### I. I. I. Морфоструктурные элементы

Морфоструктурные элементы в пределах активных континентальных окраин являются поверхностным отражением глубинного строения. Морфоструктурами первого порядка в направлении от Тихого океана к Азиатскому континенту считаются: Курило-Камчатский глубоководный желоб, одноименная островодужная система и окраинное Охотское море с Курильской глубоководной котловиной. С позиции плитовой тектоники глубоководный желоб является поверхностным отражением зоны субдукции, где Тихоокеанская плита поддвигается под Евразийскую, островная дуга расположена на краю надвинутой Евразийской плиты, в Курильская глубоководная котловина - в тылу островной дуги. Желоб и островная дуга, по сейсмологическим данным, располагаются в зоне сжатия, а глубоководная котловина характеризует зону растяжения, обусловленную наведенной конвекцией (96.239), эффектом присоса (167) или какими-то другими причинами.

В пределах собственно Курильской островной дуги выделяются морфоструктурные элементы второго порядка: океанический склон, невулканическая (тектоническая) дуга, маркируемая Мальми Курильскими островами и подводным хребтом "Витязя", междуговой прогиб, вулканическая дуга и охотоморский склон. Тыловая зона вулканической дуги целиком расположена на охотоморском склоне, и их трудно отделить друг от друга. В составе вулканической дуги выделяются отдельные цепочки вулканов или вулканические зоны, которые расположены субпараллельно, косо или перпендикулярно к общему простиранию дуги (рис.2), образуя сложную сеть (7,12). Они являются морфоструктурными элементами третьего порядка, конт-



Р и с.2. Схема структурного положения вулканов Курильской островной дуги

I - подводные вулканы; 2 - подводные кальдеры; 3 - активные (а) и потухшие (б) наземные вулканы; 4 - вулканический фронт; 5,6 - фронтальная (5) и тыловая (6) вулканические зоны; 7 - ось глубоководного желоба; 8 - разломы; 9 - ось фронтальной (невулканической) дуги; 10 - направление движения Тихоокеанской плиты; II - изоглубины до сейсмофокальной плоскости

ролируемыми, по-видимому, магмоподводящими разломами. Строение вулканической дуги вместе с прилегающими участками тихоокеанского и охотоморского склонов более подробно будет рассмотрено в разд.1.3.

#### 1.1.2. Строение земной коры по сейсмическим данным

До последнего времени представления о строении земной коры и верхней мантии базировались в основном на материалах ГСЗ, выполненных в период международного геофизического года (1957/58 год) (28,29).

Карта мощности земной коры, построенная по этим данным (81), принципиально не отличалась от аналогичной карты, построенной с учетом более поздних работ (130,151). На этих картах видны отчетливые различия в строении Северных, Центральных и Южных Курил. Мощность коры Центральные Курил на них составляет около 10 км, увеличиваясь в сторону Северных и Южных Курил до 30 км и более. Вторая особенность строения коры на этих картах выявляется на поперечных разрезах: мощность коры в районе невулканической дуги (Малая Курильская гряда, хр. "Витязя") несколько больше, чем под вулканической дугой (Большая Курильская гряда) с утонением коры в прогибе между ними.

Более поздние работы ГСЗ, выполненные СахКНИИ (ныне Институт морской геологии и геофизики ДВО АН СССР), и особенно исследования МОВЗ (65,66,67) не подтвердили указанные особенности строения коры. Выявилось принципиальное сходство строения Курильской островной дуги на всем ее протяжении. Под вулканической дугой мощность земной коры на Южных Курилах, в районе островов Итуруп и Кунашир, колеблется в пределах от 25 до 44 км, в Центральные Курилах, под о-вом Симушир, - от 26 до 32 км, на Северных Курилах, под о-вом Парамушир, - от 25 до 36 км (65,66).

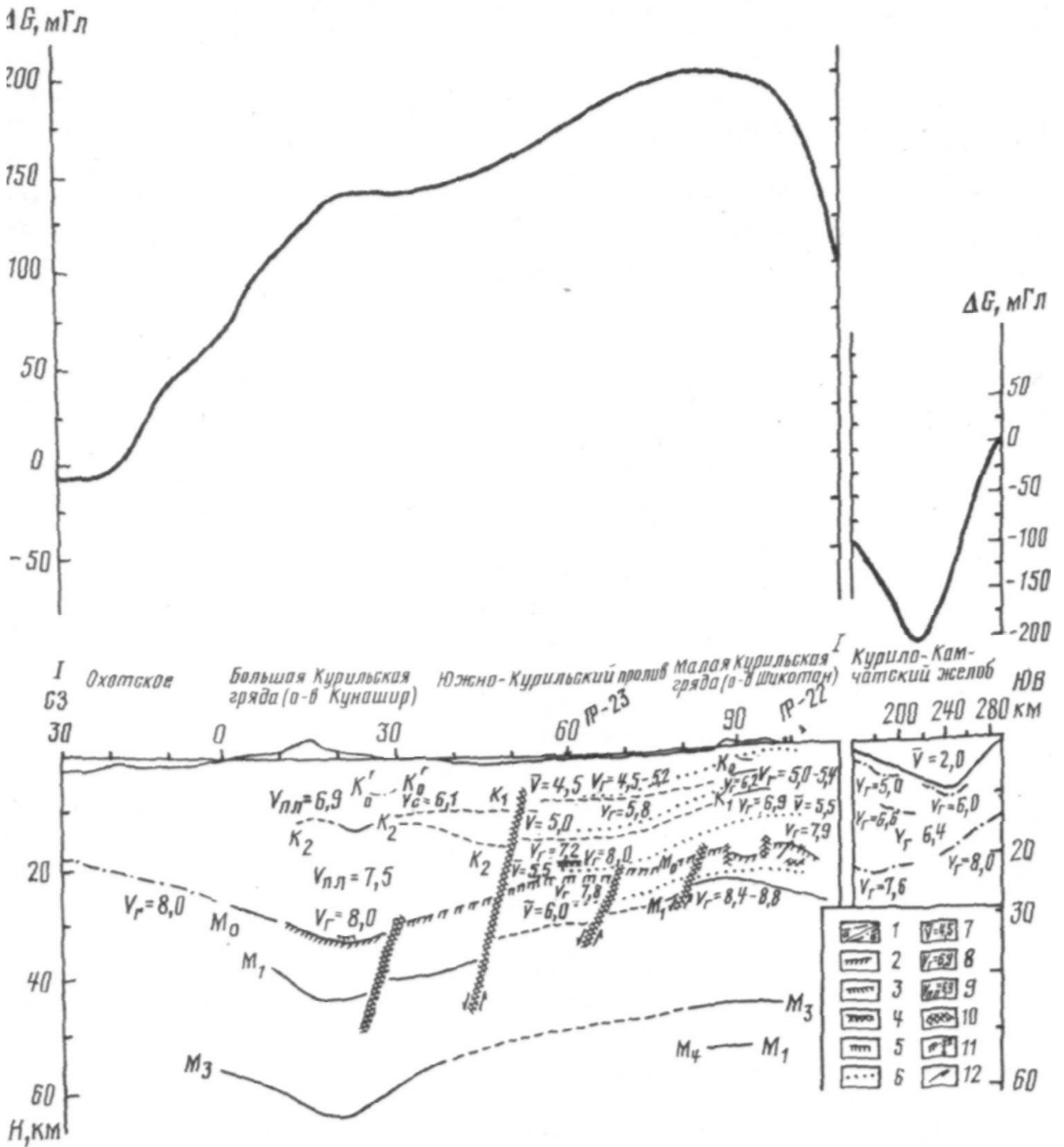
Поперечный разрез через островную дугу с использованием данных как ГСЗ, так и МОВЗ известен пока лишь для Южных Курил. Как видно на рис.3, заимствованным из работы Т.К.Злобина (65,), максимальная мощность коры (~33 км) наблюдается в районе Большой Курильской гряды. В сторону Малой Курильской гряды, так же как и в сторону Курильской глубоководной котловины, она уменьшается.

Таким образом, по современным данным, максимальная мощность земной коры находится как раз под Большой Курильской грядой, т.е. в пределах вулканической дуги. Под отдельными вулканами Шных Курил (вулканы Головнина, Тятя) наблюдается подъем границы кровли мантии. Кроме того, под действующими вулканами отдельные сейсмические границы исчезают, что наиболее отчетливо видно по данным МОВЗ, фиксируя, по-видимому, зоны частичного плавления.

### 1.1.3. Гравитационные аномалии

Гравитационное поле Курило-Камчатской островодужной системы в свободном воздухе, редукциях Буге и изостатической описано в целом ряде специальных работ (48,82,87,132,246). Здесь же мы рассмотрим лишь отдельные аспекты связи его с вулканизмом. На карте гравитационного поля в свободном воздухе (246) видно, что островной дуге в целом соответствует положительная аномалия интенсивностью до 200-250 мГл, сопряженная с отрицательной аномалией (до 300 мГл) Курило-Камчатского желоба и со спокойным полем Курильской глубоководной котловины. В пределах островной дуги максимальные значения приурочены к невулканической дуге (Малые Курильские острова и подводный хребет "Витязя"), менее интенсивные (до 150 мГл) - к вулканической дуге с несколько пониженным полем или со значениями, близкими к полю вулканической дуги в междуговом прогибе между ними. Это отчетливо видно на поперечном разрезе через Южные Курилы, по которому имеются данные о мощности земной коры (см. рис.2).

Отмеченный характер гравитационного поля в свободном воздухе несколько нарушается в пределах Центральные Курил, в районе пролива Буссоль. Здесь узкой поперечной зоной с пониженными значениями гравитационного поля Курильская дуга делится на два участка: Северные и Южные Курилы. По данным В.Ю.Косыгина с соавт. (82), вблизи этой зоны как со стороны примыкающего участка Северных Курил, так и со стороны аналогичного участка Южный Курил ось гравитационного



Р и с.3. Глубинное строение вкрест простирания виной части Курильской островной дуги (по 65) и гравитационная аномалия в редукции Фая (по Watts et al., 1978)

I - сейсмические границы по данным МОВЗ (а) и ГСЗ (б); 2 - граница обмена, связываемая с подошвой земной коры; 3-5 - поверхность Мохоровичича по разным авторам: 3 - по 110, 4 - по 153, 5 - по 140; 6 - изолинии средних скоростей: 7-9 - средние значения (7), граничных (8) и Платовых (9) скоростей; 10 - разломы; II - пересечения по разрезу профилей ГСЗ; 12 - направление перемещения блоков по разлому

максимума отклоняется в сторону желоба. Отметим, что в эту же сторону отклоняется и вулканический фронт, а резкий его изгиб (7) совпадает с поперечной зоной минимальных значений гравитационного поля. Кроме того, в пределах Центральных Курил подводный хребет "Витязя" выражен менее отчетливо и соответствующая ему положительная гравитационная аномалия уменьшается и становится меньше гравитационного максимума вулканической дуги (82,246).

Связь положительных аномалий в свободном воздухе с вулканической дугой подчеркивается не только для островодужной системы в целом, но и для отдельных ее участков. Выделенные поперечные вулканические зоны и отдельные цепочки вулканов, кулисообразно причленяющиеся к вулканическому Фронту (7,9), маркируются положительными аномалиями. Такие аномалии характерны для поперечных зон Броутона, Моканруши, Симуширской и отмечаются для других групп вулканов, расположенных в тыловой зоне вулканической дуги. Такая связь обусловлена в основном рельефом вулканических построек, сложенных к тому же плотными породами.

Для Курильской островной дуги имеются оценки изостатического состояния земной коры (82,132) с использованием такого параметра, как мощность аномального компенсационного слоя (МАКС). На схеме МАКС для дуги в целом (82; см. рис.1) видно, что ложе Тихого океана и Курильская глубоководная котловина, т.е. ограничивающие островодужную систему структуры, характеризуются изостатически равновесным состоянием, островная дуга - дефицитом мощности (4-5 км, в проливе Буссоль и в районе о-ва Расшуа - до 6 км), а глубоководный желоб - избытком мощности (до 9 км) земной коры. Линейный, вытянутый вдоль всей дуги максимум дефицита мощности земной коры расположен между вулканической и невулканической дугами, примерно совпадая с межлуговым прогибом. Детальные исследования, выполненные в районе Центральных Курил, в целом соответствуют рассмотренной картине (82).

Антиизостатический характер современных тектонических движений в Курильской островной дуге (131,132), т.е. движений, направленных не на восстановление, а на еще большее нарушение изостатического равновесия, соответствует модели субдукции, по которой восходящие движения в пределах островной дуги обусловлены короблением надвигаемой литосферной пластины. Восстановление изостатического равновесия возможно только после снятия нагрузки, т.е. прекращения субдукции. Современный вулканизм, сопровождаемый увеличением давления, вздутием коры и подъемом расплава, также нарушает изостатическое равновесие в сторону увеличения дефицита мощности земной коры, следовательно, в том же направлении, что и современные тектонические движения островных дуг. Если максимум вертикальных тектонических движений приходится на невулканическую (тектоническую) дугу, а максимум нарушения изостатического равновесия, связанного с вулканизмом, - на вулканическую, то наложение этих двух процессов приводит к тому, что максимум дефицита мощности земной коры располагается между ними. Более интенсивный характер гравитационных аномалий в свободном воздухе и в изостатической редукции, приуроченных к невулканической дуге, по сравнению с вулканической дугой (48,246), несмотря на то что вулканическая дуга занимает более высокий гипсометрический уровень, свидетельствует о том, что вклад тектонических движений в нарушение изостатического равновесия более весомый, чем вклад вулканизма.

#### 1.1.4. Магнитное поле

В пределах Курило-Камчатской островодужной системы выполнен большой объем гидро- и аэромагнитных исследований (45,137,138,254), позволивших выявить основные региональные особенности магнитного поля (49,84,88,196). Рассмотрим характер магнитного поля по основным морфоструктурным элементам в направлении от Тихого океана к Охотское море.

Магнитное поле краевой части Тихоокеанской плиты, включая вал Зенкевича и океанский склон глубоководного желоба, неоднородно. Для участка плиты, примыкающего к Южным Курилам, характерны полосовые магнитные аномалии северо-восточного простирания, которые связываются с чередованием зон прямой и обратной намагниченности второго слоя океанической коры (196). Полосы прямой и обратной намагниченности в несколько размытом виде прослеживаются и в нижней половине островодужного склона желоба, хотя второй слой океанической коры здесь погружается под островную дугу. Эти аномалии второго слоя как бы просвечивают сквозь вышележащие образования островодужного склона. К северным Курилам и Южной Камчатке примыкает участок Тихоокеанской плиты с так называемым спокойным магнитным полем (196). Для него характерен мозаичный характер чередования зон слабых положительных и отрицательных аномалий. Трансформные разломы северо-западной части Тихоокеанской плиты маркируются линейными положительными аномалиями, секущими и полосовые аномалии, и зону спокойного поля. Наиболее отчетливо это видно на разломе Тускарора, перпендикулярном простиранию полосовых аномалий напротив о-ва Кунашир (49).

Аномалии континентального склона глубоководного желоба имеют генеральное северо-восточное простирание, которое нарушается поперечными аномальными зонами. На южном участке этого склона желоба линейные северо-восточные аномалии, параллельные простиранию оси желоба, как бы продолжают полосовые аномалии Тихоокеанской плиты, но носят более размытый характер (49, л.14), на северном - они накладываются на мозаичное спокойное поле примыкающего участка Тихоокеанской плиты. Непосредственно осевая часть Курило-Камчатского желоба на южном его отрезке совпадает с отрицательной аномалией, и только напротив о-ва Хоккайдо ось желоба косо сечет полосовые аномалии, на северном - она пересекает как положительные, так и отрицательные участки мозаичного поля. Иными словами, для осевой части желоба характерно поле примыкающих участков Тихоокеанской плиты.

Невулканической дуге (хр. "Витязя") и примыкающим участкам склона желоба соответствует положительная региональная аномалия магнитного поля, называемая Восточно-Курильской магнитной аномалией (152). Эта аномалия, имеющая слабо-возмущенный характер и достигающая интенсивности 900 нТ (83), протягивается к востоку от Большой Курильской гряды более чем на 1500 км. В северной половине она осложняется кососекущими и субмеридиональными отрицательными аномалиями, в месте резкого изгиба центральной части дуги - субширотной отрицательной аномалией. Аномалии хр. "Витязя" связаны с магнитоактивными телами как "гранитно-метаморфического", так и "базальтового" слоя (84).

Вулканической дуге соответствует зона резко возмущенного магнитного поля с локальными положительными и отрицательными аномалиями отдельных вулканических построек, наложенными на общий отрицательный региональный фон (47). Над крупными островами Большой Курильской гряды наблюдаются знакопеременные аномалии с интенсивными максимумами на границе островов, над небольшими островами-вулканами - положительные аномалии интенсивностью 150-300 нТ, обусловленные источниками приповерхностного злегания (47). К подводным вулканам приурочены локальные положительные аномалии и обычно сопряженные с ними отрицательные аномалии интенсивностью до 1000 нТ и более. Подробно они будут рассмотрены при описании отдельных вулканов. Магнитоактивные тела, выделенные в пределах вулканической дуги, располагаются в пределах вулканогенно-освдочной толщи (54, 83, 84). Образцы горных пород, отобранные на Курильских островах и

драгированные с подводных гор сильно дифференцированы по своим магнитным свойствам (84). Наиболее интенсивно намагничены основные вулканические породы. Донные осадки практически немагнитны.

Курильской глубоководной котловине соответствует отрицательное магнитное поле без резких возмущений. Оно отличается от магнитного поля вулканической дуги отсутствием локальных аномалий, обусловленных вулканическими постройками. Верхние кромки магнитовозмущающих тел Курильской глубоководной котловины расположены в "базальтовом" слое, а нижние - уходят в верхнюю мантию (84).

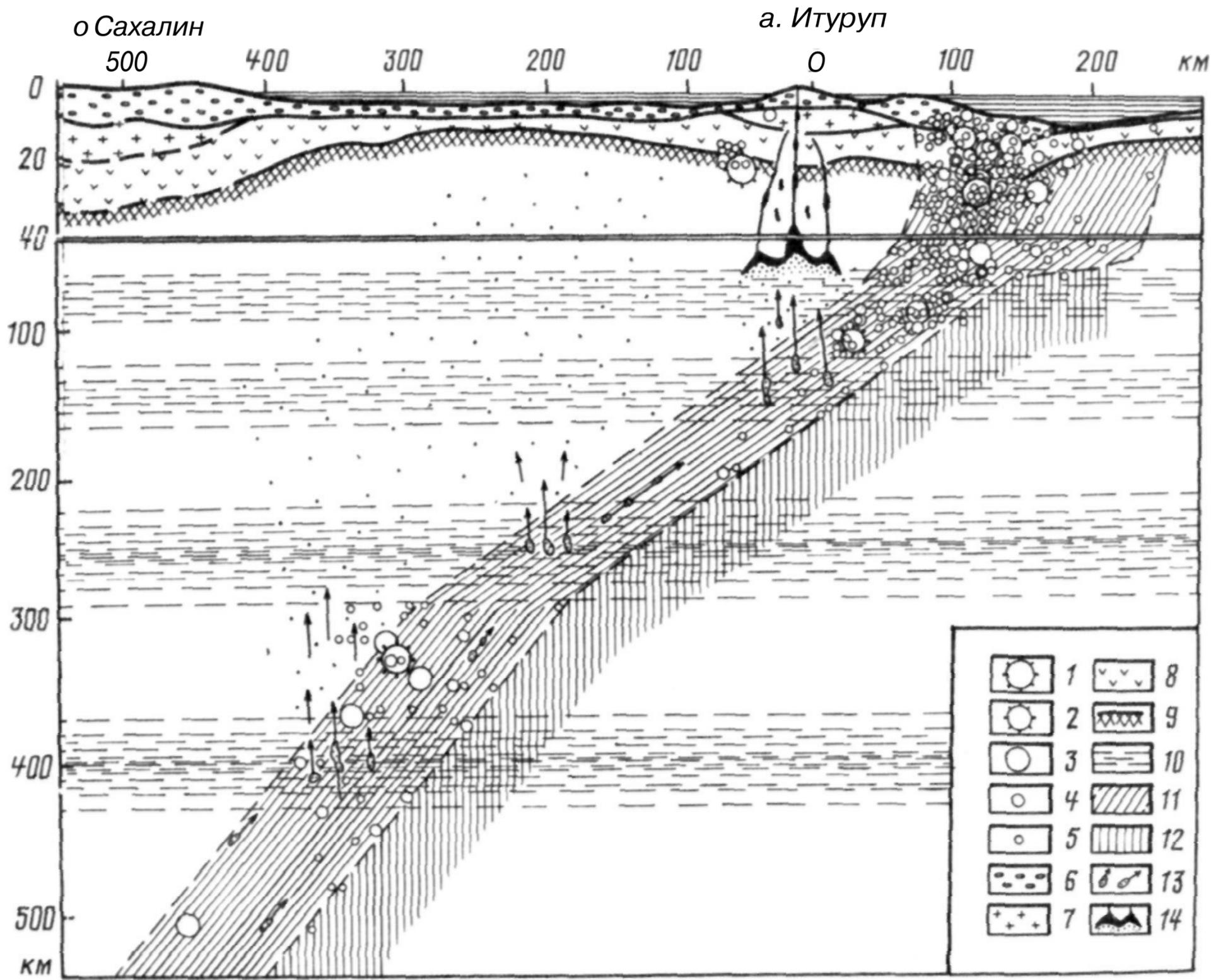
Итак, вулканической дуге и примыкающей глубоководной котловине соответствует общий отрицательный фон магнитного поля, осложненный воздействием магнитного поля вулканических построек.

#### 1.1.5. Сейсмичность

Наряду с вулканизмом сейсмичность - одна из наиболее важных и ярких характеристик островных дуг, отражающая геодинамический режим и современную тектоническую активность. Наличие сейсмофокальной плоскости, падающей под Курило-Камчатскую островную дугу, как отражение современных движений литосферы типа "поддвигания дна океана под материк" впервые было подмечено А.Н.Заварицким (64). Им же была показана тесная пространственная связь сейсмофокальных зон островных дуг с глубоководными желобами и вулканическими дугами. Связь эта выражается обратной зависимостью расстояния между вулканическими поясами и глубоководными желобами от угла наклона соответствующих сейсмофокальных плоскостей. При этом глубина до сейсмофокальной плоскости под вулканическими поясами почти постоянна. Эти выводы А.Н.Заварицкого не потеряли своего значения и в настоящее время. Вопросу сейсмичности Курило-Камчатской дуги и связи ее с вулканизмом посвящена обширная специальная литература (49, 142, 143, 149, 150 и др.). Вкратце остановимся лишь на основных параметрах сейсмофокальной зоны, с которыми связаны особенности проявления вулканизма.

На вертикальных разрезах через островную дугу (144; рис.4) видно, что сейсмофокальная зона представляет собой сейсмоактивный слой мощностью около 75 км, наклоненный от глубоководного желоба под островную дугу. Угол наклона достигает максимальных значений (~50°) в пределах Центральных Курил, уменьшаясь до 44-46° на Камчатском отрезке и до 38° в районе северо-восточного Хоккайдо и Кунашира. Изменения угла наклона отражаются в характере изоглубин до центральной плоскости сейсмофокальной зоны (см. рис.3). Резкий изгиб изоглубин наблюдается в Центральных Курилах. Он коррелируется с изгибом вулканической дуги в районе южной оконечности о-ва Симушир.

В пределах сейсмофокального слоя наибольшая концентрация землетрясений приходится на интервал глубин от 0 до 100-150 км, на промежуточных глубинах (100-300 км) отмечается ослабление сейсмической активности, а глубже 300-350 км - усиление активности глубоких землетрясений (см. рис.4). Таким же образом с минимумом на промежуточных глубинах распределяется и значение выделившейся при землетрясениях энергии (143). Для некоторых островных дуг, например для Японской (158), детальными исследованиями выявлена особенность, при которой гипоцентры землетрясений концентрируются вблизи кровли и подошвы сейсмофокального слоя с минимумом активности между ними. Такое строение сейсмофокальной зоны называют двухслойным. Характерно, что механизмы очагов землетрясений в этих слоях разные. Не исключено, что такое двухслойное строение сейсмофокальной зоны может быть выявлено и для Курило-Камчатской дуги. По край-



Р и с , 4 , Глубинный разрез через сейсмофокальную зону вкост простирания южной части Курильской островной дуги (по 143 с упрощениями )

1-5 - гипоцентры землетрясений с характеристикой энергетического класса К от К=16 и) до К=10-П (5); 6-8 - слои земной коры (по 140 ): 6 - слой осадочных и вулканогенно-осадочных пород, 7 - гранитный слой, 8 - базальтовый слой; 9 - граница земной коры; 10 - астеносферные /слои пониженной скорости; П - фокальная зона землетрясений; 12 - слой с аномально высокими скоростями сейсмических волн; 13 - подъем флюидов и легкоплавких компонентов; 14 - вероятные первичные области магмообразования

ней мере здесь отмечаются те же два разных типа механизмов очагов землетрясений (133).

На вертикальных разрезах вдоль дуги (143; рис. 4; 144; см. рис. 1) отчетливо видно изменение глубины погружения сейсмофокальной зоны в мантию. Наибольшие глубины (до 650 км) отмечаются в средней части дуги, в районе указанного резкого изгиба изоглубин до центральной плоскости сейсмофокальной зоны. На южной Камчатке и на северо-восточном Хоккайдо, т.е. на флангах дуги, глубина погружения сейсмофокальной зоны уменьшается до 350–400 км. На продольных разрезах отмечаются скопления гипоцентров землетрясений V-образной формы, протягивающиеся от поверхности до глубины 100–200 м и являющиеся, по мнению Р.З.Тараканова (143), отражением мощных поперечных и субпоперечных разломов.

Наряду с землетрясениями, приуроченными к сейсмофокальной зоне, падающей под островную дугу, отмечаются землетрясения с океанской стороны Курило-Камчатского желоба, а также близповерхностные землетрясения под островной дугой. Между последними и сейсмофокальной зоной наблюдается асейсмичный клин (см. рис. 4), примерно совпадающий с мантийным клином в модели субдукции. Проекция угла асейсмичного клина на поверхность называется асейсмичным фронтом. В плане асейсмичный фронт располагается между глубоководным желобом и вулканическим фронтом и примерно совпадает с невулканической дугой.

Изучение механизма очагов землетрясений дает информацию о поле напряжений. Оценка регионального поля напряжений Курильской дуги с использованием разных методик проведена В.Н.Аверьяновой, А.В.Введенской, И.Г.Симбиревой и другими исследователями (14, 15, 22, 27, 133). На вертикальном профиле вдоль фокальной зоны Курило-Камчатской дуги, составленном И.Г.Симбиревой (163, рис. 16), видно, что вдоль дуги в пределах как северного, так и южного отрезка Курил преобладают напряжения сжатия, оси которых ориентированы вдоль или под небольшим углом к дуге, а в Центральных Курилах, в районе отмеченного изгиба сейсмофокальной плоскости, главными являются напряжения растяжения, ориентированные вблизи поверхности субвертикально, а на глубине 80–100 км – субгоризонтально. Изгиб сейсмофокальной плоскости в целом свидетельствует о зоне неустойчивости локального поля напряжений. Характер изменения поля напряжений с глубиной виден на погоризонтальных схемах (163, рис. 18): с увеличением глубины под островной дугой расширяется область распространения локального поля растяжения, связанного с подошвой сейсмофокальной зоны, а область поля сжатия приуроченного к кровле фокального слоя, смещается в сторону Охотского моря.

Соотношение вулканизма и сейсмичности обычно рассматривается в двух аспектах: пространственно-временном и петрогеохимическом (49). Пространственная сопряженность вулканических и сейсмических поясов, рассмотренная А.Н.Заварицким (64), не вызывает сомнений, вулканический пояс располагается над сейсмофокальной зоной при глубине до кровли последней в разных дугах от 90 до 300 км (186). Как видно из рис. 3, в Курильской дуге пояс вулканов Курильской дуги располагается в интервале глубин от 120 до 240 км до центральной плоскости сейсмофокальной зоны. Вместе с тем детальный анализ пространственного соотношения вулканизма и сейсмичности Курило-Камчатской дуги привел П.И.Токарева к выводу о том, что максимумы вулканической активности приурочены к минимумам сейсмической активности (149, 150). Этот вывод был подтвержден последующими исследованиями: минимум сейсмической активности как по числу, так и по энергии землетрясений располагается на глубинах 100–300 км, т.е. как раз под вулканическим поясом. (143). Более того, непосредственно под вулканами имеются асейсмичные окна.

Таким образом, если рассматривать дугу в целом, то прослеживается прямая корреляция между вулканизмом и сейсмичностью. В отдельных же районах, как отмечают В.И.Федорченко и Р.И.Родионова (155), вулканизм и сейсмичность проявляются как несовместимые процессы, т.е. наблюдается обратная\* корреляция. Более подробно пространственное соотношение отдельных вулканических зон Курильской дуги с параметрами сейсмофокальной зоны будет рассмотрено в разд.1.3.

Сопоставление вулканической и сейсмической активности во времени, проведенное П.И.Токаревым (149,150), показало, что для дуги в целом имеется положительная корреляция между вулканической активностью и глубокими землетрясениями, гипоцентры которых расположены на глубинах более 100 км. Извержения некоторых вулканов совпадают с усилением сейсмической активности, как это имело место, например, во время гагантского извержения вулкана Шивелуч в 1964 г. (150).

Вопросы связи вещественного состава лав с глубиной до сейсмофокальной зоны стали изучаться после работ Куно по поперечной минералого-петрохимической зональности в пределах островных дуг западной части Тихого океана (209). В последнее время выявлена также зональность в распределении редких и редкоземельных элементов (1,8,9.19), изотопов стронция и неодима (35), химическом составе минералов в лавах Курильской островной дуги, а также в зональном распределении выносимых лавами глубинных ксенолитов. Все эти вопросы подробно будут рассмотрены в других разделах (3.1-3.5).

#### 1.1.6. Тепловой поток

Характер распределения теплового потока - одна из наиболее важных характеристик, так как дает информацию о вероятном (в рамках тех или иных моделей) распределении температур в коре и мантии и соответственно - о вероятном расположении зон частичного плавления. Измерение теплового потока в пределах Курильской островной дуги проводилось различными научными организациями СССР, Японии и США (49,134,138,141,254), причем основной вклад внесли работы Дальневосточного научного центра (ныне Дальневосточное отделение) АН СССР, в том числе Института вулканологии - для Северных Курил и Института морской геологии и геофизики - для Южных и Центральных Курил.

Из таблицы средних значений теплового потока в пределах основных морфоструктур (табл.1) видно, что минимальные значения теплового потока приурочены к глубоководному желобу и невулканической дуге, а максимальные - к вулканической дуге и Курильской глубоководной котловине. На карте аномального теплового потока, составленной М.Л.Красным (49), отчетливо видно, что область высоких значений теплового потока - это и область высокой контрастности: здесь имеются точки, измеренный тепловой поток в которых превышает фоновый примерно в 5 раз, и рядом точки с весьма низкими значениями теплового потока. Например, в зоне проявления подводного вулканизма, в тылу о-ва Итуруп, имеется локальный участок, где на расстоянии 20-25 км тепловой поток изменяется от 38,5 до 345 мВт (49, л.15). В целом же области высоких значений и высокой контрастности теплового потока совпадают с зонами максимальной плотности вулканических центров. Эту же особенность подметили ранее Я.Ю.Смирнов и В.М.Сугробов (135), выделяя области существования нестационарного теплового поля, характерные для зон современного вулканизма.

Средние значения теплового потока  
Курило-Камчатской островодужной системы (по (49))

| Морфоструктурные элементы                        | Число измерений | Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup> | Стандартное отклонение, мВт/м <sup>2</sup> |
|--|-----------------|------------------------------------|--|
| Северо-Западная часть Тихоокеанской плиты        | 30              | 46                                 | 4  |
| Краевой вал Зенкевича                            | 24              | 51                                 | 7  |
| Курило-Камчатский глубоководный желоб            | 13              | 34                                 | 16   |
| Невулканическая дуга (подводный хребет "Витязя") | 33              | 36                                 | 15   |
| Междуговой прогиб                                | 16              | 58                                 | 25   |
| Вулканическая дуга                               | 31              | 81                                 | 25   |
| Курильская глубоководная котловина               | 29              | 99                                 | 29   |

Если области максимальных значений и контрастности потока совпадают с зонами вулканизма, то области минимальных значений теплового потока совпадают с зоной максимальной концентрации землетрясений глубиной до 100 км (49).

Следует отметить еще одну особенность теплового поля - в пределах однотипных тектонических структур разного возраста тепловой поток различен: чем древнее возраст тектоно-магматической активности, тем ниже тепловой поток. Исключение составляют области современного вулканизма, наложенные на разновозрастные структуры, где тепловой поток нестационарен.

В распределении глубинных температур по профилям ГСЗ вкост Курильской островной дуги также выявляются определенные закономерности (49, л.16). Выделяются две зоны максимальных температур, одна из которых приурочена к вулканической дуге обычно с некоторым смещением в сторону Охотского моря, т.е. в тыл дуги, вторая - к Курильской глубоководной котловине. Изотерма 1200°C в этих зонах достигает 25-30 км. Высокий градиент температур приурочен к зоне между вулканической и невулканической дугами, она совпадает в основном с междуговым прогибом.

На температурных профилях, построенных с учетом субдукции, отмечается инверсия температур, вызванная поддвижением холодной Тихоокеанской плиты под Евразийскую: плиту (169). Один из таких профилей через Курильскую дугу (198) используется нами в гл.5 при разработке модели магмообразования.

## 1.2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Сведения о геологическом строении Курильской островной дуги содержатся в специальных работах (25,56,115,117,123,130 и др.) и в кратком виде суммированы в атласе (49). Мы остановимся лишь на общих особенностях геологического строения и вещественном составе вулканогенных формаций, так как эти данные важны для идентификации материала, драгированного с подводных вулканов и гор.

Геологические образования Курильских островов подразделяются на два крупных структурно-формационных комплекса: доостроводужный и островодужный. Породы доостроводужного комплекса достоверно известны только в пределах Малой Курильской гряды и, по-видимому, на ее подводном продолжении - хр. "Витязя". В его составе выделяются эффузивно-интрузивные и осадочные образования поздне-

2. Подводный вулканизм

мелового-палеогенового возраста, стратиграфическое расчленение которых дискуссионно. Здесь мы даем характеристику их в соответствии со стратиграфическим расчленением, принятым в атласе (49).

Зеленокаменно-измененные породы спилито-диабазового комплекса (матакотанская свита, кампан) наиболее древние. Они представлены лавами и туфами, сформировавшимися в подводных условиях. Встречаются субвулканические тела долеритов, диабазов и габбро-диабазов. Мощность достигает 1600 м. (K-Ar)-возраст пород матакотанской свиты 105-68 млн лет (53).

Выше согласно залегает песчано-аргиллитовая флишеподобная толща мощностью от 400 до 1000 м маастрихского возраста (малокурильская свита). Более молодой базальтоидный комплекс (зеленовская свита, толща Томари-Ноторо) мощностью до 300 м сложен эффузивами базальтов и андезитов-базальтов (K-A)-возраст этих образований - 77-69 млн лет (53).

Трахибазальтовый комплекс представлен пластовыми интрузивными залежами среди песчано-аргиллитовых отложений малокурильской свиты. (K-Ar)-возраст этих образований - 71-61 млн лет (53).

Массивы габброидов на о-ве Шикотан наиболее молодые. Они сложены габбро-норитами, габбро-анортозитами, габбро, оливиновыми габбро, габбро-перидотитами, габбро-диабазами, анортозит-диабазами, диоритами, долеритами, аплитами. Присутствуют также перидотиты, пироксениты и дайки монцонитов. Абсолютный возраст этих пород - 62-56 млн лет (53).

Породы островодужного этапа развития Курильской островной дуги встречаются только в пределах Большой Курильской гряды, т.е. вулканической дуги. Возраст их - от раннего миоцена (возможно., олигоцена) до современного. Они подразделяются на четыре комплекса: "зеленотуфовый", вулканогенно-кремнисто-диатомитовый, базальтоидный и андезитовый.

"Зеленотуфовый" комплекс (1300-3900 м) наиболее древний (ранний-средний миоцен) на островах Большой Курильской гряды и подразделяется на три толщи. Нижняя из них, сложенная песчано-глинистыми отложениями с примесью туфогенного материала, распространена на островах Парамушир и Шумшу. Средняя толща, состоящая из вулканических брекчий, туфов, лав базальт-дацитового ряда, а также вулканогенных песчаников и конгломератов, встречается практически на всех крупных островах. Породы интенсивно пропилитизированы. Верхняя толща представлена конгломератами и брекчиями, переслаиваемыми с гравелитами, песчаниками и туфами. Содержание последних увеличивается вверх по разрезу.

Вулканические образования "зеленотуфового" комплекса, по мнению Б.Н.Пискунова (117), формировались в сложной фациальной обстановке с преобладанием подводных условий в начале и субаэральных условий - в конце формирования комплекса.

Породы вулканогенно-кремнисто-диатомитового комплекса мощностью до 3000 м распространены на островах Шумшу, Парамушир, Уруп, Итуруп и Кунашир и залегают на породах предыдущего комплекса с угловым несогласием. В их составе доминируют туфы, туффиты и пемзы дацитов и андезитов, туфоконгломераты, конгломератобрекчии, вулканомиктовые песчаники, опоквидные алевролиты и диатомиты. Реже встречаются лавовые потоки и экструзивные тела базальтов, андезитов-базальтов, андезитов. Формирование комплекса происходило в интервале от среднего миоцена до плиоцена в подводных условиях в результате поступления материала в бассейны седиментации за счет вулканических извержений и разрушения прилегающих вулканотектонических поднятий (117).

Базальтоидный комплекс (до 1000 м) распространен почти на всех островах Большой гряды. Он представлен шаровыми лавами, обломочно-подушечными брекчиями, аквагенными туфами, гиалокластитами андезито-базальтов, реже - базальтов и андезитов. Он сформирован в результате проявления третьей (позднеплиоценовой) фазы вулканизма в подводных, преимущественно мелководных условиях. Вершины вулканов при этом часто появлялись над уровнем моря (117).

Четвертичные вулканогенные образования, широко распространенные на всех островах Большой гряды, входят в состав андезитового комплекса, залегающего с размывом и несогласием на более древних породах. К нему относятся все активные и потухшие вулканы Курильских островов и, по-видимому, большинство подводных вулканов. Состав вулканических пород варьирует от базальтов до риолитов с преобладанием средних пород. Детальное описание петрографии и петрохимии четвертичных вулканов приводится в ряде специальных работ (1,2,43,99,56 и др.) . Большинство подводных вулканов, описываемых в настоящей работе, также, очевидно, относятся к этому комплексу.

Интрузивные образования широко распространены на крупных островах Парамушир, Уруп, Кунашир. В основном это сложные полифазовые тела пестрого состава, причем в распространении пород по простиранию дуги наблюдается особенность, выражающаяся в преобладании на юге дуги (о-в Кунашир) наиболее кислых пород - плагиогранитов, в средней части дуги (о-в Уруп) - диоритов и кварцевых диоритов, а на севере (о-в Парамушир) - габброидных пород (117). Интрузии прорывают породы "зеленотуфового" комплекса.

### 1.3. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КОНТРОЛЬ ПРОЯВЛЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА

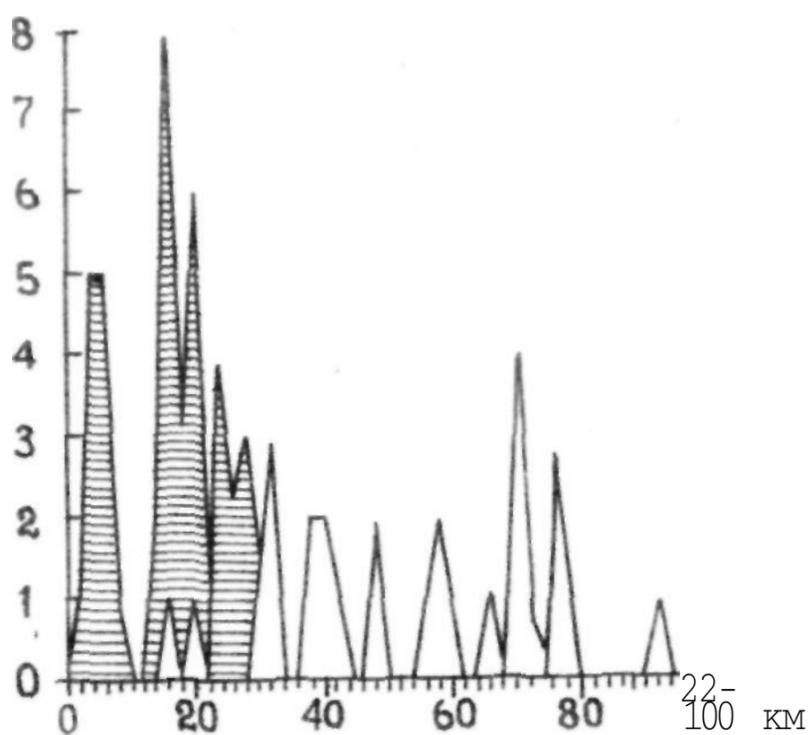
#### 1.3.1. Пространственно-структурное положение вулканов

Основные черты пространственно-структурной приуроченности вулканов Курильской островной дуги видны на рис.2, где показано местоположение % подводных и 105 наземных вулканов. Среди последних 42 являются активными, остальные имеют четвертичный возраст и относятся к андезитовому структурно-формационному комплексу (см. разд.1.2). Сведения об активности подводных вулканов в основном неизвестны, хотя на некоторых из них имеются следы недавней активности. Большинство же подводных вулканов, так же как и наземных, очевидно, являются четвертичными и относятся к андезитовому комплексу, хотя среди них имеются и более древние вулканические постройки, так как в подводных условиях процесс разрушения их идет значительно медленнее, чем в наземных.

Наиболее характерной чертой пространственного положения вулканов является то, что почти все вулканы группируются в цепочки, косо под разными углами, ориентированные относительно общего простирания дуги (см. рис.2). Иногда цепочки вулканов пересекаются, как бы образуя "косую сеть". Имеются цепочки, ориентированные субпараллельно и почти перпендикулярно простиранию дуги. Последние образуют поперечные вулканические зоны. По-видимому/местоположение цепочек вулканов контролируется зонами разрывных нарушений с растягивающими напряжениями без заметных смещений, так как на продолжении таких цепочек крупные разломы обычно не фиксируются ни в пределах Курильских островов (130), ни судя по данным НСП, в прилегающих участках дна моря. Мелкие же разломы образуют достаточно густую сеть, которая выявляется в районах детальных исследований за пределами вулканических построек (см. рис.2). Зоны растяжения в об-

щем поле сжатия с ортогональной сетью разломов возникают в краевой части надвигаемой плиты в зоне субдукции. Наличие их в пределах Курильской дуги подтверждается сейсмологическими данными (133), Аналогичная сеть разломов, но без вулканов выявлена, по данным НСП, на участке между глубоководным желобом и вулканическим фронтом (см. рис.2).

Важной характеристикой пространственного положения вулканов является расстояние между ближайшими соседними вулканами, дающее косвенную информацию о глубине магматических очагов. На гистограмме количества вулканов в зависимости от расстояний (рис.5,6) первый пик в интервале, по-видимому, связан с наличием общих для соседних вулканов близповерхностных магматических очагов. Второй пик может быть отражением более глубоких корневых связей вулканов, располагающихся в пределах одной линейной цепочки. Сами же линейные цепочки при этом фиксируют магмоподводящие разломные зоны. Расстояния между вулканами, расположенными на разных разломах, варьируют в значительной степени, но максимум их приходится на интервал 56-79 км.



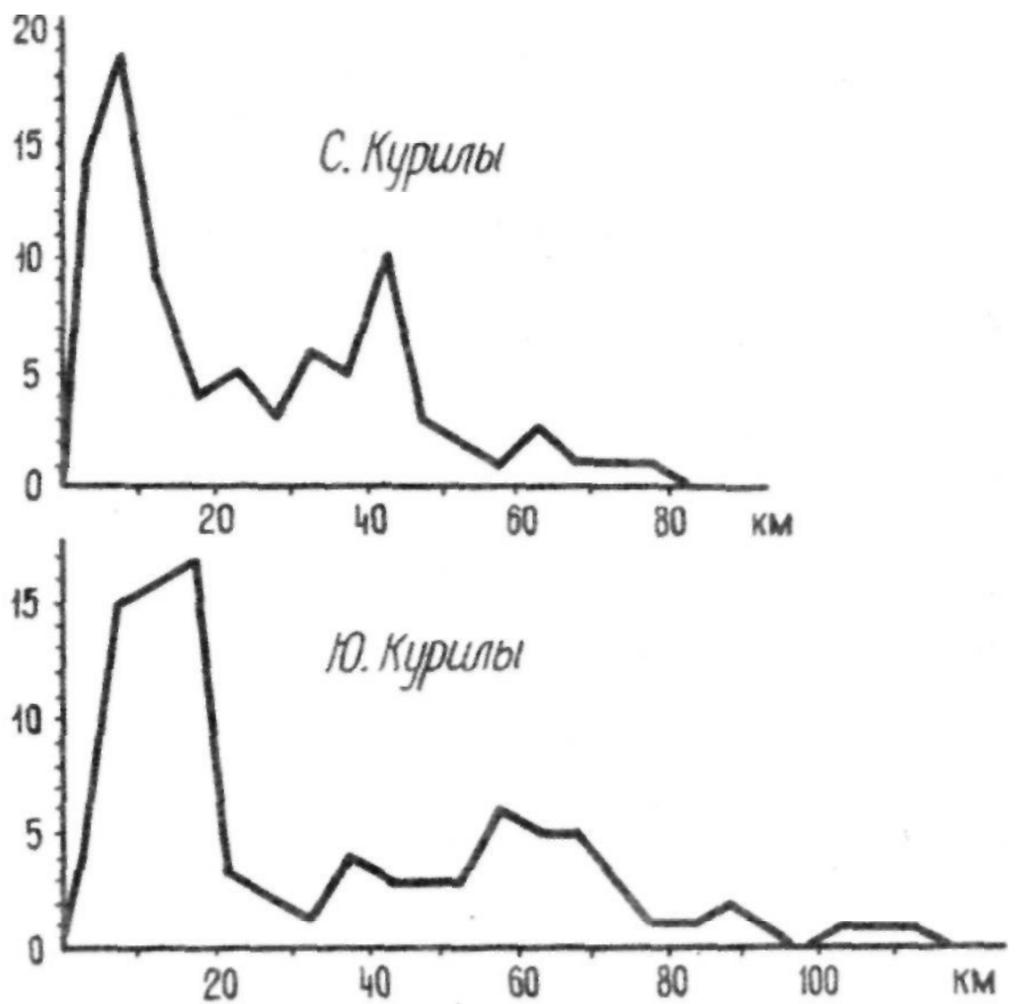
Р и с . 5 . Гистограмма расстояний между соседними вулканами. Штриховкой показано расстояние между ближайшими вулканами, расположенными на одном разломе

Важным параметром структурной характеристики островной дуги является положение вулканического фронта относительно глубоководного желоба и сейсмофокальной зоны. Вулканический фронт, понимаемый как линия, соединяющая вулканы, наиболее близко расположенные к глубоководному желобу, состоит здесь из двух почти прямолинейных участков, резко изгибающихся под углом 22-23° в районе пролива Буссоль (см. рис.2). Островная дуга при этом делится на два участка: Северные и Южные Курилы. При рассмотрении особенностей распределения вулканов и их петрохимических характеристик следует выделять непосредственно зону изгиба, где расстояние от желоба до вулканического фронта минимально и составляет 160 км. Это расстояние постепенно увеличивается к флангам дуги, достигая в районе о-ва Парамушир на севере 200 км и в районе о-ва Кунашир на юге - 220 км.

Глубина до центральной плоскости сейсмофокальной зоны под вулканическим фронтом в месте его изгиба составляет около 120 км. На северо-восточном фланге дуги эта глубина колеблется в пределах 120-135 км, достигая максимума в районе о-ва Парамушир, а на юго-западном фланге - 115-130 км.

В распределении вулканов вкрест дуги также намечаются интересные закономерности. Гистограммы количества вулканов относительно расстояния от вулканического фронта, построенные отдельно для Северных и Южных Курил, являются бимо-

Р и с 6. Гистограмма количества вулканов вкост Курильской островной дуги в зависимости от расстояния от вулканического фронта В

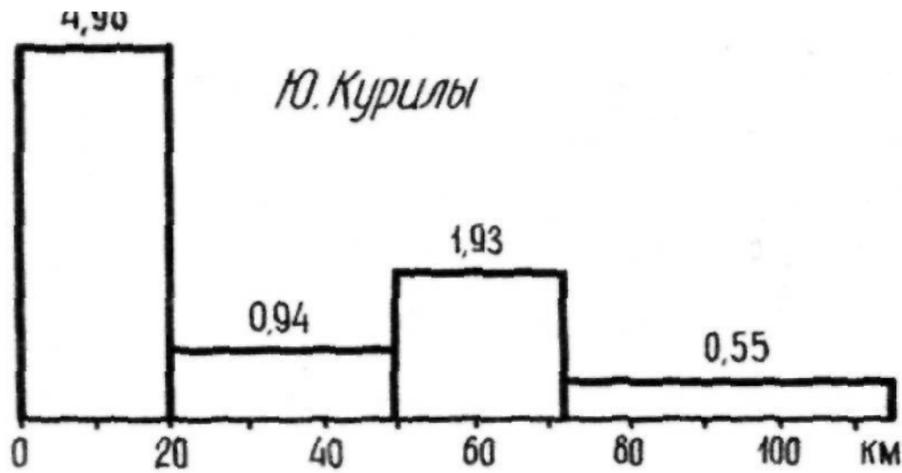
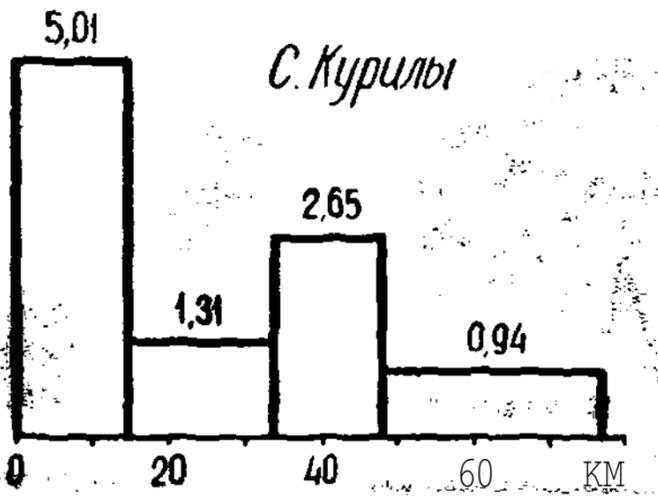


дальними (рис.6). Главный пик приходится на фронтальную зону, ширина которой меняется от 15 км на Северных и до 20 км на Южных Курилах. Здесь сосредоточено более 55% всех наземных и подводных вулканов. Вторым пиком характеризует зону усиления вулканической активности в тылу островной дуги, в полосе 40-60 км от вулканического фронта на Северных и 55-75 км - на Южных Курилах. В этой зоне расположено 20-25% всех вулканов. Причем если на фронте дуги большинстве вулканов (87%) наземные, то основной вклад во второй пик вносят подводные вулканы (81%). Так что только совместное рассмотрение наземных и подводных вулканов может дать правильную картину пространственного распределения вулканов относительно системы дуга-желоб и других особенностей проявления вулканизма.

Таким образом, в пределах Курильской островной дуги намечается поперечная зональность в пространственном распределении вулканов, выражающаяся в различной площадной плотности вулканических центров вкост дуги (рис.7). За единицу площадной плотности (е.п.п.) в настоящей работе принято количество вулканов (вулканических центров) на I тыс.км<sup>2</sup>.

По направлению от вулканического фронта к тыловой части дуги выделяются (см. рис.2.7): 1 - главная (фронтальная) вулканическая зона с плотностью около 5 епп; 2 - зона ослабления вулканической активности с плотностью около 1 епп; 3 - вторая (тыловая) вулканическая зона с плотностью 1,5-2,1 епп; 4 - зона затухания вулканической активности с плотностью 0,3-0,4 епп.

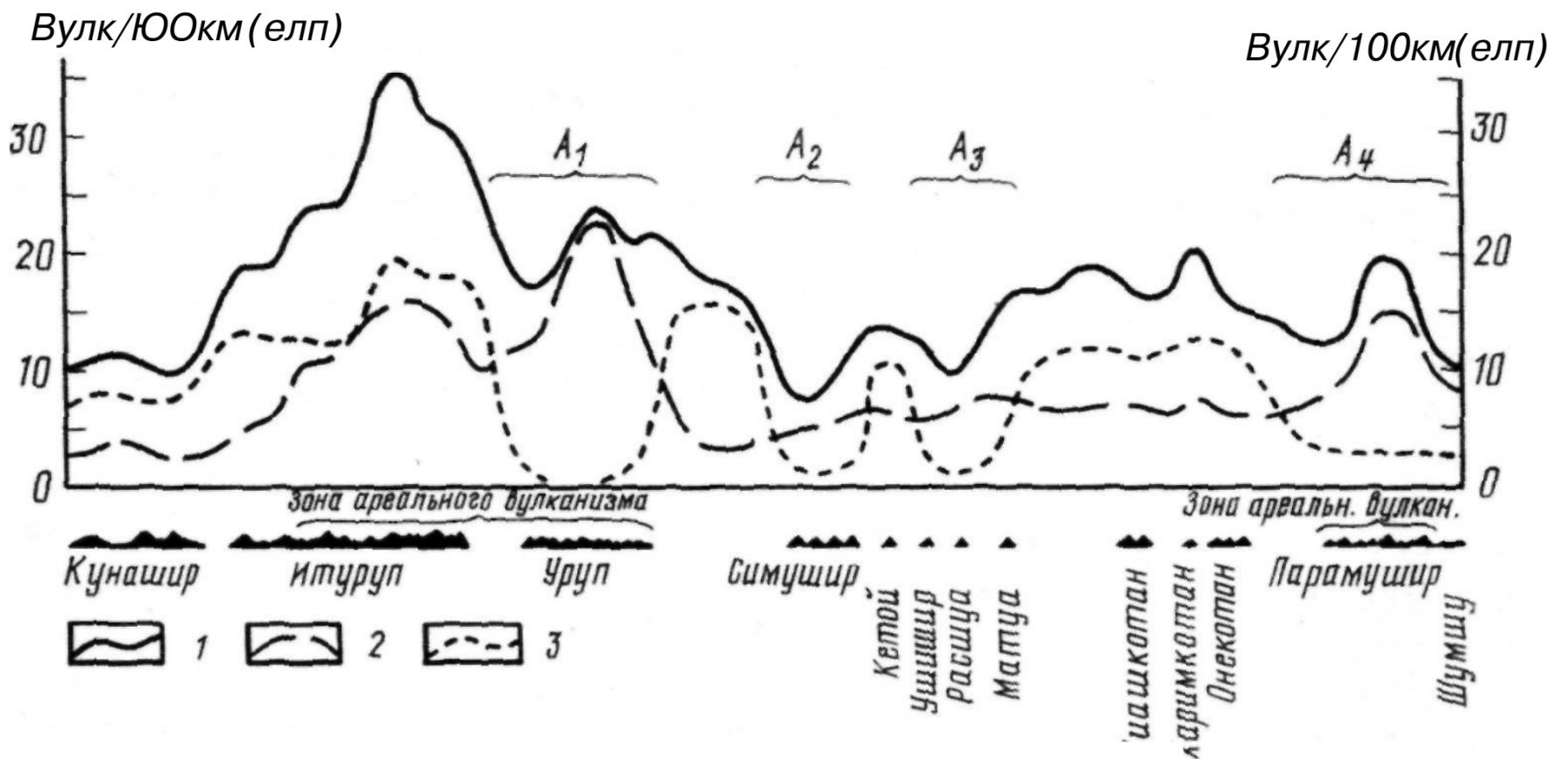
Распределение вулканов вдоль дуги также неравномерно. Линейная плотность вулканов, за единицу измерения которой (елп) принято количество вулканов на 100 км протяженности дуги вдоль фронта, заметно варьирует на разных участках дуги (рис.8). Если брать вулканическую дугу в целом по всей ее ширине, то линейная плотность вулканов варьирует на Северных Курилах от 7 до 22 е.л.п., на Южных Курилах - от 10 до 36 е.л.п. при средней линейной плотности 14,20 и 17 е.л.п. соответственно для Северных и Южных Курил и вулканической дуги в целом.



Р и с.7. Фотограмма площадной плотности вулкана вкост Курильской островной дуги относительно расстояния от вулканического фронта В

Цифрами в кружочках обозначены вулканические зоны:

1 - фронтальная, 2 - промежуточная; 3 - тыловая; 4 - затухания вулканической активности



Р и с.8. Вариации линейной плотности вулканических центров вдоль Курильской островной дуги

1 - линейная плотность вулканов для дуги в целом; 2 - линейная плотность для фронтальной зоны дуги; 3 - линейная плотность для промежуточной и тыловой зон дуги

Наибольший интерес вызывают вариации линейной плотности отдельно для фронтальной и остальных зон дуги, которые видны как на карте (см. рис.2), так и на сглаженных гистограммах (см. рис.8). Почти на всем протяжении Северных Курил линейная плотность вулканов фронтальной зоны варьирует в небольших пределах (от 5 до 8 е.л.п.) при средней плотности 6,5 е.л.п. и только на о-ве

Парамушир, где проявлен многовыходной вулканизм, линейная плотность вулканических центров возрастает до 15 е.л.п. На Южных Курилах вариации этого параметра более значительны - от 2 до 23 е.л.п. и средняя плотность также выше - 9,7 е.л.п. Это объясняется тем, что на значительном протяжении Южных Курил, на островах Уруп и Итуруп, проявлен многовыходной вулканизм со множеством вулканических центров. За пределами же зон многовыходного вулканизма линейная плотность вулканов Южных Курил снижается до 2-4 е.л.п. Это отчетливо видно на сглаженной гистограмме (см. рис.8). Между вулканами фронтальной зоны нет значительных перерывов - максимальное расстояние между двумя соседними вулканами не превышает 60 км.

Существенно иной представляется картина распределения вулканов зон 2-4 на рис.2 и 7, т.е. промежуточной, тыловой и затухания активности, вместе взятых. Так, на участках от о-ва Онекотан до о-ва Матуа, от о-ва Ушишир до о-ва Кетой, в тылу островов Итуруп, Кунашир и в зоне изгиба фронте дуги линейная плотность трех тыловых зон, т.е. зон 2-4, превышает таковую фронта дуги. Вместе с тем в тылу островов Парамушир, Расшуа, Симушир и Уруп имеются протяженные участки (до 150 км) почти без вулканов (см. рис.2,8). Такие участки Луги мы будем называть а вулканическими. Самый крупный из них, протяженностью около 150 км, располагается в тылу о-ва Уруп, где в тыловой зоне и зоне затухания вулканической активности не обнаружено ни одного вулкана, а в промежуточной - известен лишь один вулкан. Второй по протяженности участок (130 км) приурочен к о-ву Парамушир между островами Алаид и Маканруши, где известны только два вулкана в тыловой зоне, причем один из них - древний, почти полностью погребенный под осадками (вулкан 1.2 по каталогу), и один - в промежуточной зоне. В пределах авулканического участка в тылу о-ва Расшуа протяженностью около 100 км известен только один вулкан, а в тылу о-ва Симушир - ни одного вулкана. Протяженность последнего участка около 75 км.

Неоднородность распределения вулканов в тыловых зонах дуги, чередование вулканических и авулканических участков обусловлены, по-видимому, неоднородностью условий генерации магмы в пределах островной дуги. Вопросы магмогенерации подробно будут рассмотрены в последней главе монографии.

Вопрос о размещении вулканов относительно складчатых структур фундамента на островах Большой Курильской гряды достаточно подробно и полно рассмотрен К.Ф.Сергеевым (130). Его вывод о независимости расположения четвертичных вулканических центров от характера и простираня складчатых структур, по-видимому, применим и для подводных вулканов.

### 1.3.2. Соотношение вулканизма, и геофизических характеристик

Практически все геолого-геофизические характеристики резко изменяются вкрест простираня, устойчивы по простираню островной дуги и коррелируются с отдельными морфоструктурными элементами ее. Наряду с вулканизмом к ним относятся тип и мощность коры, строение осадочного чехла, сейсмичность, тепловой поток, гравитационное и магнитное поля. Рассмотрим соотношение этих характеристик с вулканической дугой в целом, выделенными выше фронтальной и тыловой ее зонами, цепочками вулканов и отдельными вулканическими центрами.

Для вулканической дуги характерен континентальный тип коры, причем максимальная ее мощность приурочена к фронтальной зоне и колеблется в пределах от 25 до 35 км, уменьшаясь как в сторону невулканической дуги, так и в сторону тыловой вулканической зоны. На уточненном разрезе через Южные Курилы (49)

мощность коры в тыловой вулканической зоне в 1,7-2 раза меньше, чем во фронтальной (см. рис.3). По-видимому, аналогичная картина наблюдается и на других участках дуги. Это обстоятельство следует учитывать при сравнении петрогеохимических характеристик вулканических зон вулканической дуги. Под отдельными вулканами отмечается подъем границы М и исчезновение отдельных сейсмических границ (66) что, по-видимому, обусловлено частичным плавлением вещества.

Соотношение вулканизма и сейсмичности достаточно подробно рассмотрено в разд. 1.1.5. В дополнение к этому укажем, что обратная корреляция между сейсмической и вулканической активностью, наиболее ярко проявляющаяся в резком снижении числа землетрясений под вулканической дугой (143,150), справедлива, по-видимому, и для отдельных участков Курильской дуги. Сравнение карты пространственного распределения вулканов (см. рис.2) с картой распределения эпицентров землетрясений в пределах Курильской дуги (144), показывает, что выделенные в предыдущем разделе наиболее протяженные авулканические участки в тылу островов Уруп и Парамушир наиболее сейсмоактивны.

Рассмотрим соотношение фронтальной и тыловой вулканических зон с сейсмофокальной плоскостью. Глубина до сейсмофокальной плоскости под фронтальной вулканической зоной на северном участке Курил увеличивается от вулканического фронта в сторону тыловой ее части от 120-135 до 140-155 км (в среднем от 130 до 150 км). Аналогичная глубина на южном участке Курил увеличивается от 115-130 до 140-150 км (в среднем от 125 до 145 км). Перепад глубин в 20 км соответствует 15-километровой ширине фронтальной вулканической зоны в пределах Северных Курил и 20-километровой ее ширине - в пределах Южных Курил.

Глубина до сейсмофокальной плоскости под тыловой вулканической зоной в том же направлении, т.е. от фронта к тылу, увеличивается от 160-175 до 180-200 км (в среднем от 170 до 190 км) на северном участке Курил и от 170-180 до 195-205 км (в среднем от 175 до 200 км) - на южном участке Курил. Обращает на себя внимание некоторое увеличение глубины до сейсмофокальной плоскости в тыловой зоне на южном участке Курил по сравнению с северным. Это увеличение становится еще более очевидным, если сравнить глубины до сейсмофокальной плоскости наиболее удаленных от фронта дуги вулканов - на северных Курилах эта глубина составляет 210 км, а на Южных она увеличивается до 250 км. На аномальном участке Центральных Курил, в месте резкого изгиба дуги, глубина до сейсмофокальной зоны наиболее удаленных вулканов увеличивается еще больше - до 275 км.

Область максимальных значений и максимальной контрастности теплового потока примерно соответствует тыловой вулканической зоне, под которой отмечаются и максимальные расчетные глубинные температуры (49, л.16). На температурном разрезе через о-в Итуруп геоизотерма 1200°С имеет три пика. Главный из них с высотой подъема до глубины 27 км ниже уровня моря расположен под тыловой вулканической зоной, два других с глубиной около 35 и 34 км - соответственно под фронтальной вулканической зоной и под Курильской глубоководной котловиной.

Как было показано в разд.1.1.3, вулканическая дуга в целом и отдельные ее участки, такие, как поперечные зоны Броутона, Маканруши, Симуширская, характеризуются положительными гравитационными аномалиями в редукции Фая, хотя интенсивность их ниже, чем аномалий невулканической дуги, обусловленных тектоническими движениями. Интенсивность аномалий в тыловой вулканической зоне ниже, чем во фронтальной, но это, по-видимому, обусловлено вкладом тектоничес-

ких движений в нарушение изостатического равновесия, который больше на фронте дуги, чем в ее тылу. Тем не менее участки с большей площадной плотностью вулканических центров как на фронте дуги, так и в ее тыловой зоне характеризуются более высокими аномалиями в редукции Фая по сравнению с участками с меньшей плотностью вулканических центров.

Аномальное магнитное поле вулканической дуги практически целиком определяется вулканическими постройками и в меньшей степени - погребенными магматическими телами. На общем отрицательном региональном фоне вулканические постройки выделяются локальными изометричными положительными и отрицательными аномалиями.

### 1.3.3. Геодинамические параметры проявления вулканизма

Основные геодинамические параметры Курильской вулканической дуги, основанные на модели субдукции, приведены в табл.2 и на рис.2. В рамках этой модели существуют две основные точки зрения на местоположение зон генерации магмы. По одной из них, происходит частичное плавление вещества верхней части поддвигаемой плиты либо в смеси его с небольшим количеством морских осадков (214), т.е. очаги плавления располагаются непосредственно в сейсмофокальном слое. Другая точка зрения предусматривает плавление вещества мантийного клина выше сейсмофокального слоя под воздействием летучих, отделяющихся от верхней части поддвигаемой плиты (121,226), следовательно, из сейсмофокального слоя. Иными словами, параметры сейсмофокального слоя прямо или косвенно влияют на температуру, давление и состав плавящегося субстрата, количество и состав участвующих в плавлении летучих, условия подъема и излияния магмы. К числу определяющих параметров относятся глубина до сейсмофокальной плоскости под фронтальной и тыловой вулканическими зонами, расстояние от глубоководного желоба до вулканического фронта, скорость движения субдуцируемой плиты, угол между направлением поддвига и вулканическим фронтом, угол наклона сейсмофокальной плоскости, отождествляемый с углом поддвига.

Глубина до сейсмофокальной плоскости под фронтальной и тыловой вулканическими зонами определяет либо уровень и (P-T)-условия магмообразования в случае плавления сейсмофокального слоя, либо уровень и (P-T)-условия отделения участвующих в плавлении летучих в случае плавления магнитного клина над сейсмофокальным слоем. В пределах Северных Курил глубина до сейсмофокальной плоскости под вулканическим фронтом колеблется от 120 до 135 км, составляя в среднем 130 км, а на Южных Курилах - от 120 до 130 км, в среднем около 125 км. По направлению от вулканического фронта к тыловой ее части происходит сначала увеличение интенсивности вулканизма, вернее, уменьшение площадной плотности вулканических центров, а затем ее уменьшение (см. рис.6). Это уменьшение соответствует в среднем 150-километровой глубине до сейсмофокальной зоны в пределах Северных Курил и 145-километровой глубине в пределах Южных Курил. Таким образом, наиболее благоприятные условия магмообразования под фронтальной вулканической зоной приходятся на 20-километровый по глубине участок сейсмофокальной плоскости в интервале глубин в среднем от 130 до 150 км на Северных и 125-145 км - на Южных Курилах. С учетом угла наклона сейсмофокальной плоскости ширина фронтальной вулканической зоны на Северных Курилах составляет 15-17 км а на Южных Курилах - 20-22 км.

Таким же образом второй пик вулканической активности, соответствующий тыловой вулканической зоне, приходится на интервал глубин до сейсмофокальной плос-

Основные параметры проявления

| Группа вулканов           | $L_1$ ,<br>км | $L_2$ ,<br>км | $\alpha^\circ$ , | $\beta^\circ$ , | $H_\Phi$ , км | $H_T$ , км |
|---------------------------|---------------|---------------|------------------|-----------------|---------------|------------|
| <u>Северные</u>           |               |               |                  |                 |               |            |
| Парамуширская             | 205           | 210           | 85°              | 50              | 135-155       | 170-195    |
| Поперечная зона Маканруши | 180           | 190           | 83               | 53              | 120-140       | 160-180    |
| Чиринкотанская            | 175           | 180           | 81               | 53              | 130-150       | 170-190    |
| Расшуа                    | 180           | 190           | 80               | 51              | 130-150       | 170-190    |
| Северо-Симуширская        | 175           | 190           | 76               | 55              | 130-150       | 175-200    |
| <u>Центральные</u>        |               |               |                  |                 |               |            |
| Поперечная зона Броутона  | 160           | 180           | 74-51            | 60              | 140-180       | 210-275    |
| <u>Южные</u>              |               |               |                  |                 |               |            |
| Северо-Итурупская         | 180           | 240           | 50               | 50              | 130-150       | 180-205    |
| Южно-Итурупская           | 195           | 240           | 46               | 47              | 125-145       | 175-200    |
| Кунаширская               | 220           | 255           | 45               | 38              | 120-140       | 170-195    |

Примечание:  $L_1$  и  $L_2$  - расстояния от глубоководного желоба до вулканического фронта, измеренные вкрест дуги и по направлению движения Тихоокеанской плиты соответственно;  $\alpha$  - угол между направлением движения Тихоокеанской плиты и простиранием Курильской дуги;  $\beta$  - угол наклона сейсмофокальной плоскости в интервале глубин 100-200 км, вычисленной по карте глубин (66);  $H_\Phi$  и  $H_T$  - интервалы глубин до сейсмофокальной плоскости для фронтальной и тыловой вулканической зоны соответственно (первое число в графе  $H_\Phi$  - глубина до вулканического фронта);  $H_{max}$  - глубина до сейсмофокальной плоскости под мак-

кости в среднем от 170 до 190 км на Северных и 175-200 км - на Южных Курилах. Следует обратить внимание на то, что глубины до сейсмофокальной плоскости под фронтальной зоной несколько ниже (~на 5 км) для Северных Курил по сравнению с Южными, а под тыловой зоной несколько ниже уже для Южных Курил по сравнению с Северными. Иными словами, условия магмообразования благоприятны в более широком интервале глубин до сейсмофокальной плоскости на Южных Курилах по сравнению с Северными. По-видимому, это не случайный факт, так как глубины до сейсмофокальной плоскости под наиболее удаленными от вулканического фронта вулканами на Южных Курилах достигают 250 км, а на Северных Курилах - 210 км. В зоне же изгиба вулканического фронта, в пределах поперечной вулканической зоны Броутона, глубина до сейсмофокальной зоны под наиболее удаленными вулканами еще больше - 275 км (см. табл.2).

В чем же геодинамические различия Северных и Южных Курил? Прежде всего в пределах Северных Курил направление движения Тихоокеанской плиты почти перпендикулярно глубоководному желобу и вулканическому фронту (см. рис.2), и здесь можно говорить о прямом поддвиге Тихоокеанской плиты под Евразийскую, в то время как на Южных Курилах отмечается косой поддвиг: угол между направлением движения Тихоокеанской плиты и вулканическим фронтом составляет здесь 45-50 (см. рис.2). В соответствии с этим меняется характер регионального поля напряжений и ориентировка осей тензора напряжений относительно простирания дуги (163, рис.18,). Особенно резко меняется поле напряжений в районе из-

| $H_{\max}$    | $T_{\phi}$ ,<br>млн лет | $T_T$ ,<br>млн лет | $d$ ,<br>км | $d_{\phi}$ ,<br>км | $d_P$ ,<br>км | $d_T$ ,<br>км | $\sigma$ | $G_{\phi}$ | $\sigma_P$ | $\sigma_T$ | $M$ , км |
|---------------|-------------------------|--------------------|-------------|--------------------|---------------|---------------|----------|------------|------------|------------|----------|
| <u>Курилы</u> |                         |                    |             |                    |               |               |          |            |            |            |          |
| 200           | 2,7                     | 3,3                | 60          | 17                 | 22            | 22            | 2,4      | 6,4        | 0,3        | 1,3        | 32-36    |
| 200           | 2,4                     | 3,0                | 75          | 15                 | 23            | 25            | 2,7      | 5,1        | 1,0        | 4,3        | 25-28    |
| 210           | 2,4                     | 3,1                | 80          | 13                 | 23            | 22            | 2,3      | 4,4        | 1,9        | 2,7        | -        |
| 180           | 2,4                     | 3,0                | 50          | 15                 | 25            | 20            | 2,0      | 5,2        | 0          | 1,1        | -        |
| 200           | 2,4                     | 3,0                | 55          | 15                 | 20            | 20            | 2,5      | 2,7        | 0,8        | 4,0        | 26-28    |
| <u>Курилы</u> |                         |                    |             |                    |               |               |          |            |            |            |          |
| 275           | 2,4                     | 3,1                | 110         | 30                 | 30            | 50            | 2,2      | 3,3        | 0          | 2,8        | 27-30    |
| <u>Курилы</u> |                         |                    |             |                    |               |               |          |            |            |            |          |
| 250           | 2,7                     | 3,6                | 115         | 22                 | 23            | 25            | 2,8      | 6,6        | 1,6        | 4,0        | 40-42    |
| 220           | 2,7                     | 3,6                | 95          | 22                 | 23            | 25            | 2,1      | 3,7        | 0,7        | 3,1        | 34-44    |
| 190           | 2,8                     | 3,8                | 70          | 20                 | 25            | 25            | 1,4      | 1,5        | 1,2        | 1,5        | 24-34    |

симально удаленными от вулканического фронта вулканами;  $T_{\phi}$  и  $T_T$  - время прохождения участка Тихоокеанской плиты от начала субдукции до попадания его в зону магмообразования либо зону отделения летучих, участвующих в магмообразовании;  $d$  - полная ширина вулканической дуги;  $d_{\phi}$ ,  $d_P$ ,  $d_T$  - ширина фронтальной, промежуточной и тыловой вулканической зоны соответственно;  $\sigma$ ,  $\sigma_{\phi}$ ,  $\sigma_P$ ,  $\sigma_T$  - средняя площадная плотность для фронтальной, промежуточной и тыловой вулканической зоны соответственно;  $M$  - мощность земной коры под вулканической дугой (по (49,66)).

ти(5а вулканического фронта, где преобладающими становятся области растяжения, в отличие от Северных и Южных Курил, где преобладают области сжатия. Отличаются Северные и Южные Курилы также характером смены тензора напряжений по направлению падения сейсмофокальной зоны: на Северных Курилах области близповерхностного сжатия сменяются областями растяжения на глубине около 100-120 км, в то время как на Южных Курилах такая смена происходит на глубине около 300 км. Резкий перепад глубин смены напряжений соответствует резкому изгибу вулканического фронта между островами Симушир и Уруп.

Если принимать во внимание диссипативный разогрев за счет трения взаимодействующих плит, то важным параметром становится расстояние от желоба до вулканического фронта и соответствующих вулканических зон, т.е. длина участка взаимодействия плит. В табл.2 приведены кратчайшие расстояния между осью желоба и вулканическим фронтом и эти же расстояния, измеренные по направлению движения плиты. С учетом угла наклона сейсмофокальной плоскости длина участка взаимодействия плит будет несколько больше. Расстояние, которое проходит Тихоокеанская плита от начала субдукции до вулканического фронта, составляет 220-245 км в Северных и 265-270 км - в Южных Курилах. Еще больше увеличивается это расстояние до тыловой вулканической зоны - 270-295 км для Северных и 345-355 км - для Южных Курил.

Скорость движения Тихоокеанской плиты меняется от 9 см/год на широте о-ва Парамушир до 10 см/год на широте о-ва Кунашир (218). С учетом этого, а

также измеренных расстояний от желоба до вулканического фронта определяется время взаимодействия участков Тихоокеанской плиты с Евразийской от начала субдукции до начала плавления сейсмофокального слоя либо до уровня отделения участвующих в плавлении летучих в соответствии с указанными разными точками зрения на местоположение зон частичного плавления. Для Северных Курил и поперечной зоны Броутона оно составляет около 2,4 млн лет, за исключением северного окончания Курильской дуги (Парамуширская группа вулканов), где это время увеличивается до 2,7 млн лет, примерно соответствуя таковому для Южных Курил (см. табл.2). Для тыловой вулканической зоны время взаимодействия плит увеличивается до 3,0–3,3 млн лет в Северных Курилах и до 3,6–3,8 млн лет – в Южных Курилах. Для оценки возможного влияния осадков поддвигаемой плиты на состав выплавляющегося мантийного материала важно знать их мощность. По расчетам Л.И.Лобковского (97), под Курильскую островную дугу могут затягиваться осадки без их сдирания и смятия, если их мощность менее 500 м. По-видимому, можно полагать, что мощность уже затянутых под Курильскую дугу осадков близка к таковой на прилегающих участках Тихоокеанской плиты, где она составляет в среднем 250–300 м (146), местами увеличиваясь до 400–600 м, например в районе скв.193 (178).

Влияние упомянутых факторов на магмообразование и состав первичных расплавов будет рассмотрено в гл.V после анализа петрогеохимической специализации и изотопных характеристик вулканических пород фронтальной и тыловой вулканических зон и отдельных групп вулканов. При выделении последних учитывались вариации площадной и линейной плотности вулканических центров (см. раздл.3Л). В направлении с северо-востока на юго-запад выделяются следующие группы подводных вулканов: Парамуширская, поперечная зона Маканруши; Черинкотанская, Расшуа, Северо-Симуширская, Броутонская поперечная зона, Северо-Итурупская, Южно-Итурупская. В состав последней включены также три подводных вулкана Кунаширской группы, хотя в табл.2 они рассматриваются отдельно.