РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГ ИИ
И ГЕОХИМИИ

Г.П.Авдейко, А.Ю.Антонов, О.Н.Волынец и др.

ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ЗОНАЛЬНОСТЬ

КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Ответственный редактор академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ

Москва,"Наука",1992

© коллектив авторов, 1992 © РАН, 1992
© электронное издание подготовлено в ИВиС ДВО РАН в 2007 г.

УДК 551.214:52.313
Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Г.П.Авдейко, А.Ю.Антонов, О.Н.Волынец и др. - М.: Наука, 1992. - 528 с. - ISBN 5-02-003544-0

В монографии приводится систематическое каталожное описание всех известных вулканов и гор, выполненное на материалах шести рейсов НИС "Вулканолог". Некоторые из вулканов обнаружены впервые в рейсах "Вулканолога". При описано каждого из 96 включенных в каталог подводных вулканов и гор по данным эхолотного промере и сейсмопрофилирования рассмотрены морфоструктурные особенности их строения, дана характеристика магнитного поля. По материалам драгирования охарактеризован состав пород 79 вулканов, включая данные по петрографии, петрохимии и геохимии. Такое подробное каталожное описание подводных вулканов о их петрогеохимической характеристикой приводится впервые. Предложена модель магмообразования.

Для геологов, петрологов, геохимиков, тектонистов, геофизиков. Большой фактический материал по каждому вулкану позволит использовать ее как справочное пособие.

Thia monograph provides a systematic catalogue description of all 97 known submarine volcanoes and aeamounts in the Kurile island arc, using materials of the R/V "Vulkanolog" six voyages. Interpretations of their morphostructural features are based on echo sounding, seismic reflection profiling, and characteristics of the magnetic field. Compositions have been determined for 80 of the volcanoes, including petrographic and geochemical data, using dredged material.

During concurrent study of subaerial and submarine volcanoes regularities in their spatial-structural distribution, transverse and longitudinal petrogeochemical, mineral, and isotopic zoning, and xenolith distribution in the lavas have been recognized. Volcanic activity is distributed in the frontal and rear-arc zones. These data are used to develop a model for magma generation with two zones of magma generation related to two levels of volatile separation from the subducting lithospheric pla

ABSTRACT

This monograph provides a systematic catalogue description of all 97 known submarine volcanoes and seamounts in the Kuril island arc, using materials collected during six voyages of the R/V "Vulkanolog". Some of these volcanoes were first found during the "Vulkanolog" voyages. Interpretations of their morphostructural features are based on echo sounding, seismic reflection profiling, and characteristics of the magnetic field. Compositions have been determined for 80 of the volcanoes, including petrographic and geochemical data, using dredged material. This is the first time such detailed description has been made for submarine volcanoes.

During concurrent study of subaerial and submarine volcanoes regularities in their spatial-structural distribution, transverse and longitudinal petrogeochemical, mineral, and isotopic zoning, and xenolith distribution in the lavas have been recognized. Volcanic activity is distributed in the frontal and rear-arc zones. In the area between these zones activity is weak. Concentrations of K, Rb, Ba, Sr, P, Be, La, Ce, Nb, Zr, U, Th, Ni, and Cr in similar volcanic rocks from the rear-arc zone are typically more than twice as higher as concentrations in rocks from the frontal zone, whereas concentrations of Fe and V are approximately twice lower.

The average $^{87}Sr/^{86}Sr$ for frontal and rear-arc zones are: Northern Kuriles 0.70322 and 0.70304, Middle Kuriles 0.70302 and 0.70295, and Southern Kuriles 0.70347 and 0.70306, respectively. $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios in lavas from the frontal and rear-arc zones also differ constituting 6Nd=9-10 and 7-8, respectively. Be abundances in the Kurile island arc lavas vary from $2.2\text{-}10^{6}$ at/g to $7.9*10^{6}$ at/g. No distinct correlati on has been revealed in Be abundances corresponding to the frontal and rear-arc zones. Acid and intermediate lavas from the volcanic front are characterized by two-Px phenochryst association while similar lavas from the rear-arc have amphibole- and biotite-bearing associations. Chemical composition of minerals in the two zones also differ. These data are used to develop a model for magma generation with two zones of magma generation related to two levels of volatile separation from the subducting lithospheric plate.

I. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

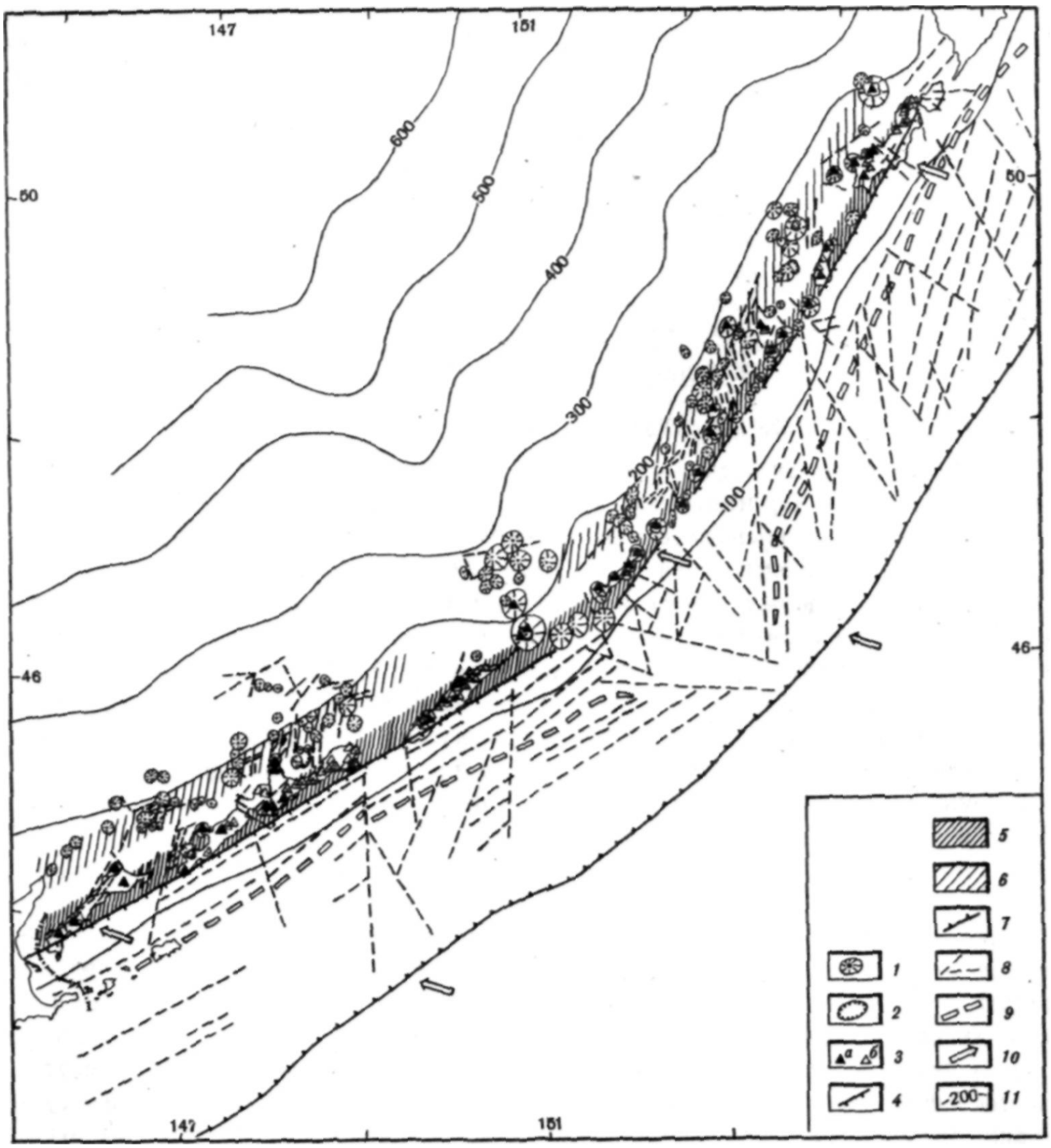
I.I. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

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 Евразиатскую, островная дуга расположена на краю надвинутой Евразиатской плиты, в Курильская глубоководная котловина - в тылу островной дуги. Желоб и островная луга, 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 Малыми 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 (незулканической) 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 корм 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 Центральных 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 Центральных Курилах, под о-вом Симушир, - от 26 до 32 км, на Северных Курилах, под о-вом Парамушир, - от 25 до 36 км (65,66).

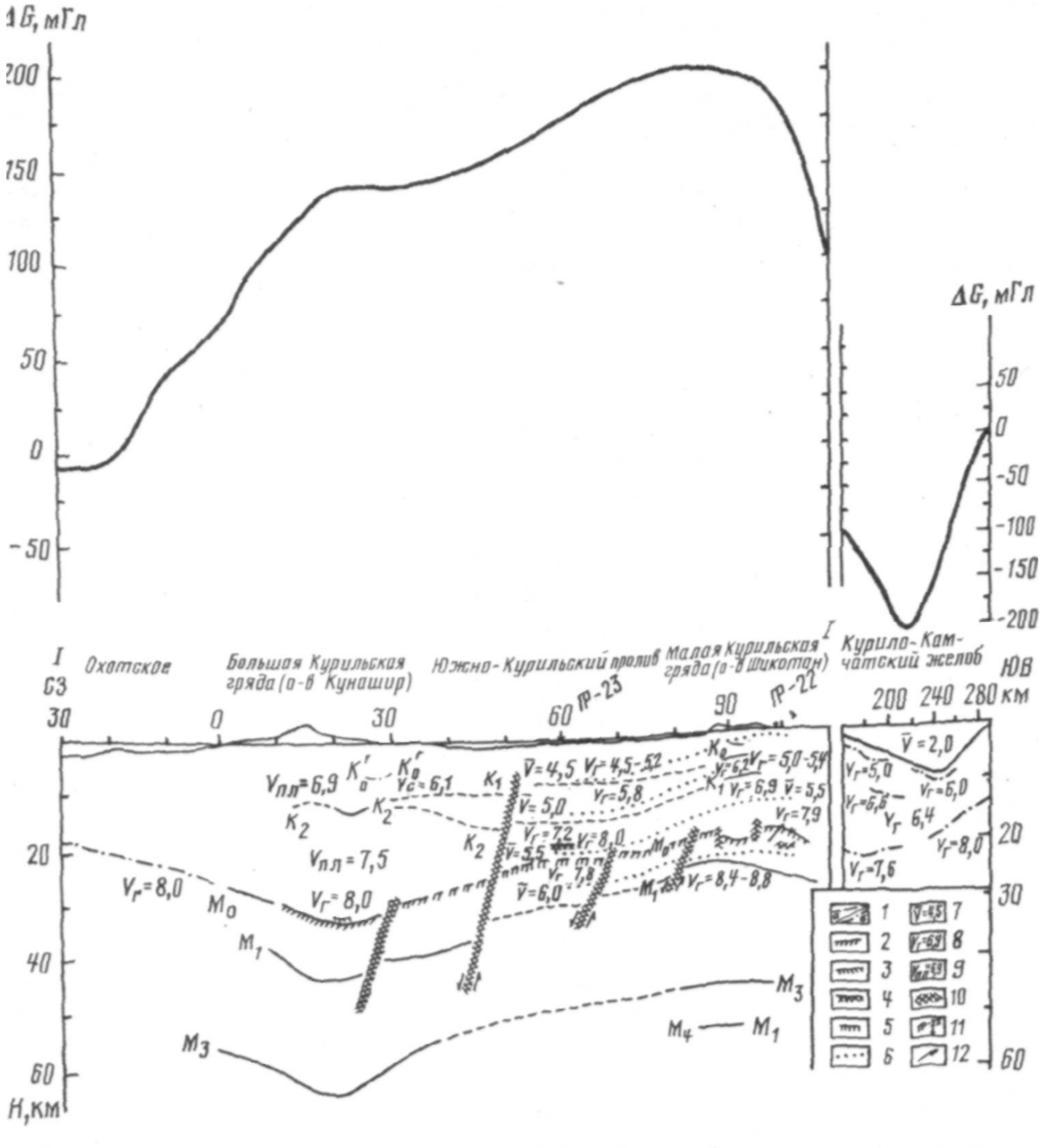
Поперечный разрез через островную дугу с использованием данных как ГСЗ, так и МОВЗ известен пока лишь для Южных Курил. Как видно на рис.3, заимствованным из работы Т.К.Злобина (65,), максимальная мощность коры (~33 км) наблюдается в районе Большой Курильской гряды. В сторону Малой Курильской гряды, так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

I.I.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 Центральных 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 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 подошвои 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 причленящиеся к вулканическому Фронту (7,9), маркируются положительными аномалиями. Такие аномалии характерны для поперечных зон Броутона, Маканруши, 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 морю.

Магнитное поле краевой части Тихогоокеанской 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 слабовозмущенный 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 звлегания (47). К подводным вуяканвм 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 сильнодифференцированы по своим магнитным свойствам (84). Наиболее интенсивно намагничены основные вулканические порода. 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).

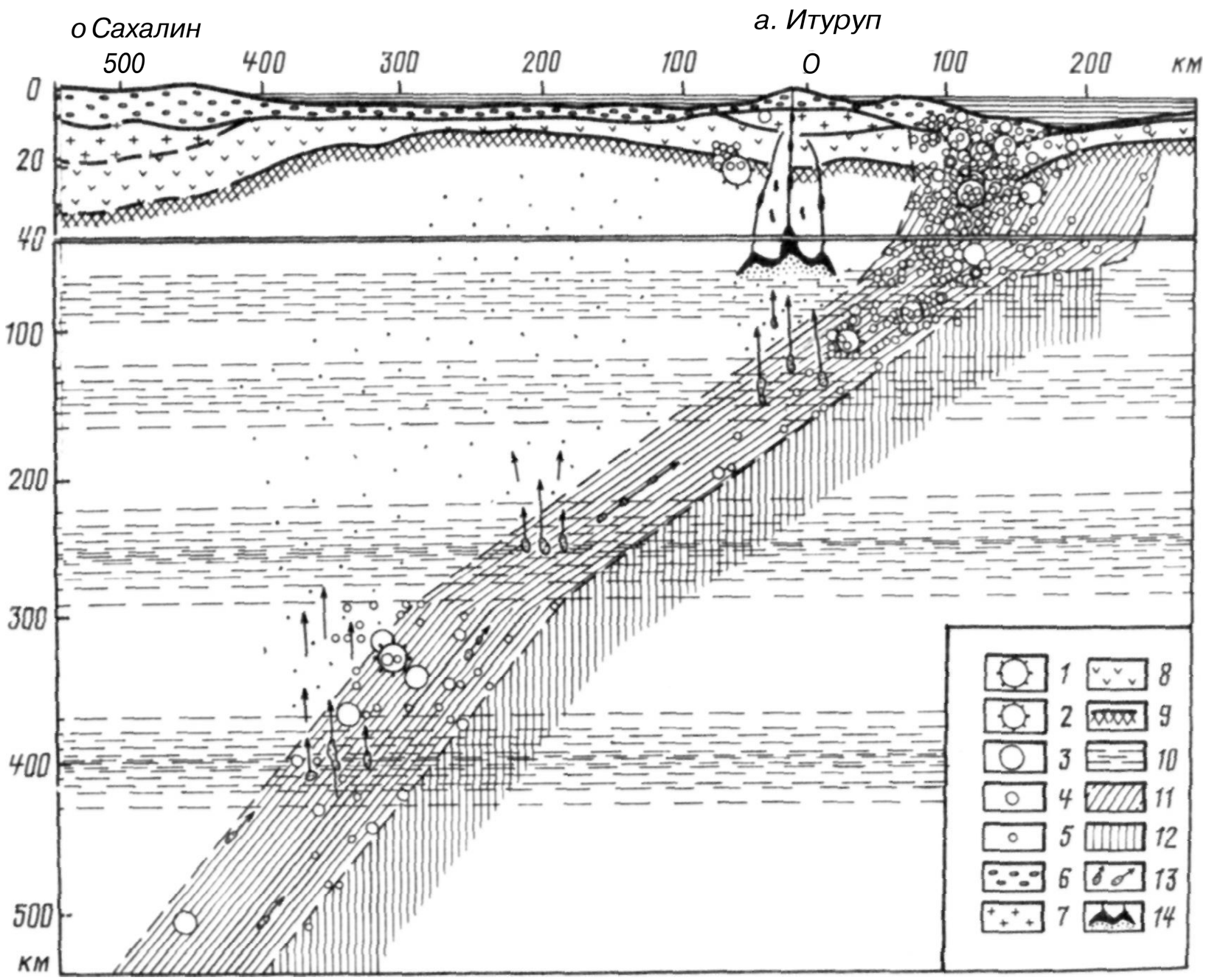
Итак, вулканической дуге и примыкающей глубоководной котловине соответствует общий отрицательный фон магнитного поля, осложненный воздействием магнитного поля вулканических построек.

I.I.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 Хокайдо 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 вкрест 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 глубины100-200 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 нестабильности 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 дут западной части Тихого океана (209). В последнее время выявлена твкже 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).

I.I.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.

Таблица I

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

Морфоструктурные элементы	Число измерений	Тепловой поток, мВт/м^2	Стандартное отклонение, мВт/м^2
Северо-Западная часть Тихоокеанской плиты	30	46	4
Краевой вал Зенкевича	24	5I	7
Курило-Камчатский глубоководный желоб	I3	34	I6
Невулканическая дуга (подводный хребет "Витязя")	33	36	I5
Междуговой прогиб	I6	58	25
Вулканическая дуга	3I	8I	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 не разновозрастные структуры, где тепловой поток нестационарен.

В распределении глубинных температур по профилям ГСЗ вкрест Курильской островной дуги также выявляются определенные закономерности (49, л.16). Выделяются две зоны максимальных температур, одна из которых приурочена к вулканической луге обычно с некоторым смещением в сторону Охотского моря, т.е. в тыл дуги, вторая - к Курильской глубоководной котловине. Изотерма 1200°С 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 поддвиганием холодной Тихоокеанской плиты под Еразиатскую: 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-

мелового-палеогенового возраста, стратиграфическое расчленение которых дискуссионно. Здесь мы даем характеристику их в соответствии со стратиграфическим расчленением, принятов 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 андезито-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, переслаивающимися с гравелитами, песчаниками и туфами. Содержание последних увеличивается вверх по разрезу.

Вулканические образования "зеленотуфового" комплекса, по мнению Б.Н.Писунова (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, опоковидные алевролиты и диатомиты. Реже встречаются лавовые потоки и экструзивные тела базальтов, андезито-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 вулкано-тектонических 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

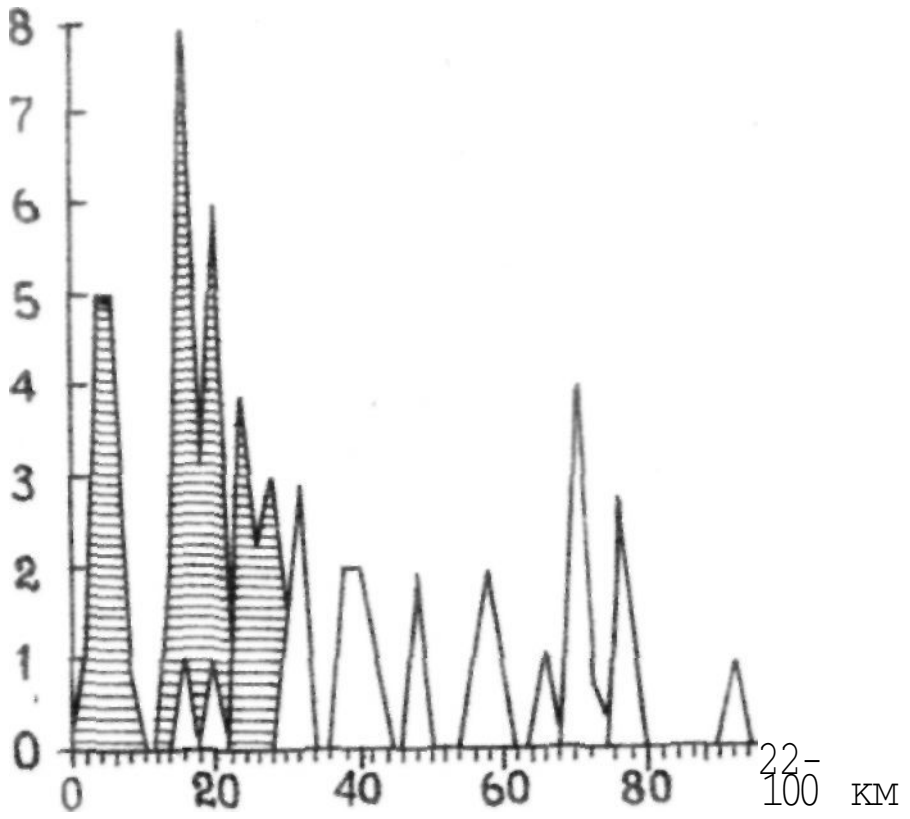
I.3.I. Пространственно-структурное положение вулканов

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 влуканов, 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 очвгов. 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.

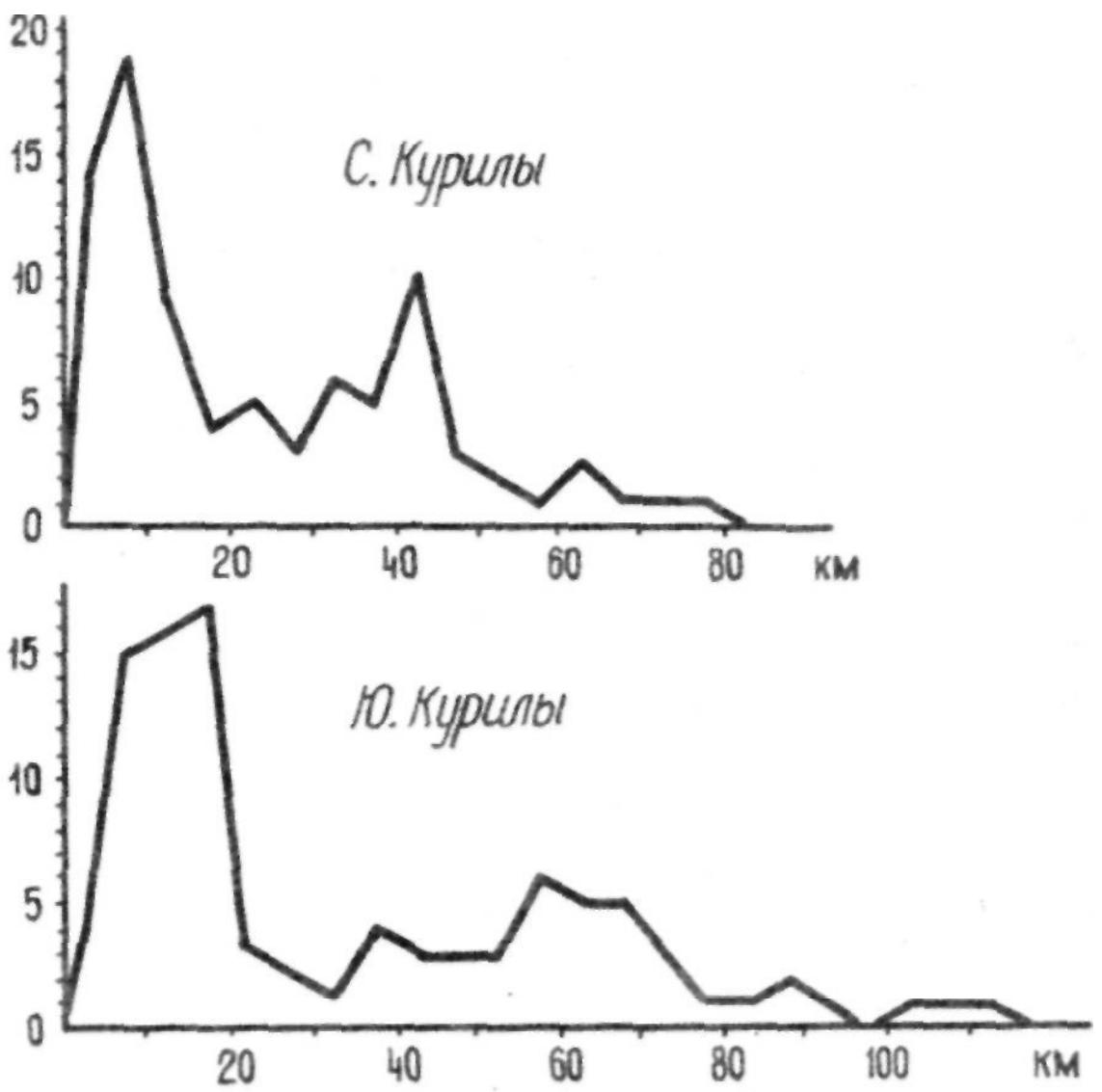


Р и с.5. Гистограмма расстояний между соседними вулканами.Штриховкой показано расстояние между ближайшими вулканами, расположенными на одном разломе

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 - II5-I30 км.

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



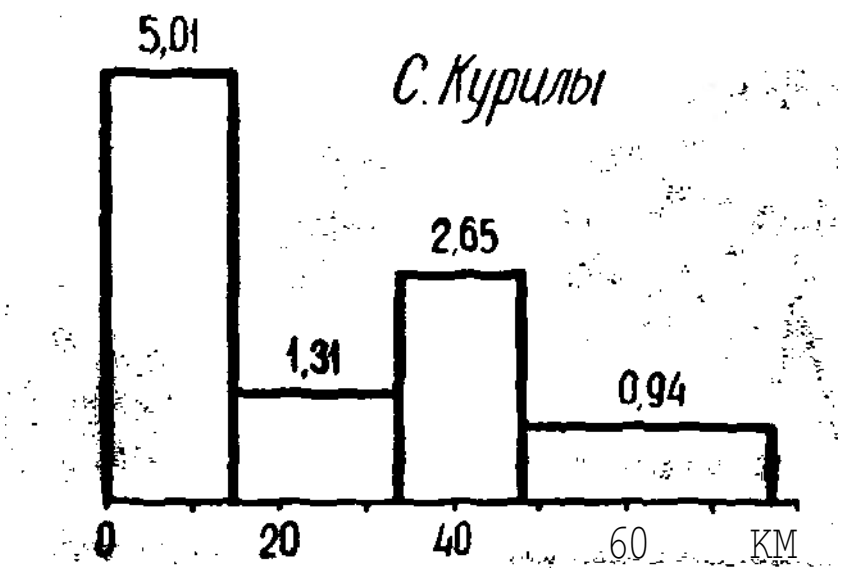
Р и с 6. Гистограмма количества вулканов вкрест Курильской островной дуги в зависимости от расстояния от вулканического фронта В

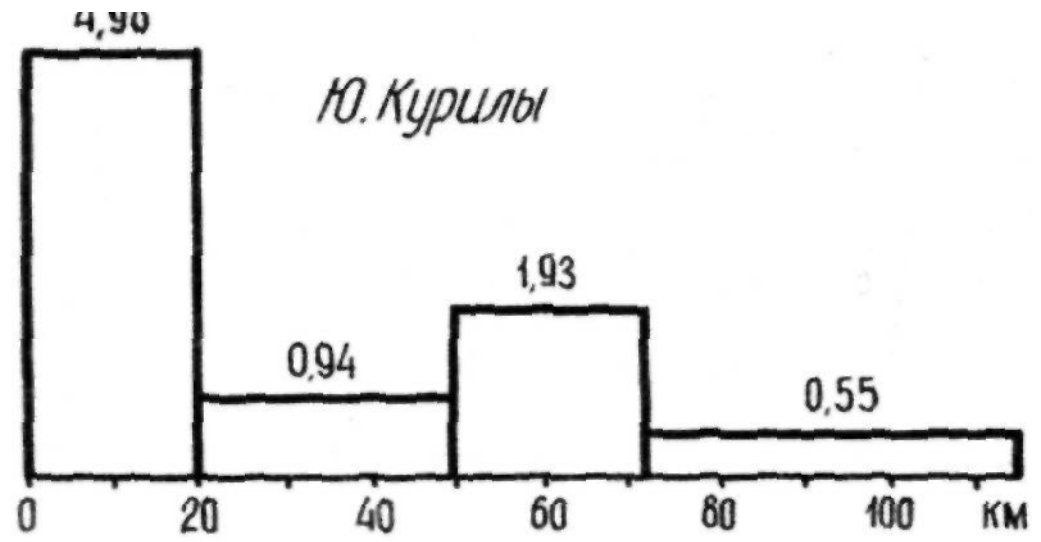
дальними (рис.6). Главный пик приходится на фронтальную зону, ширина которой меняется от 15 км на Северных и до 20 км на Южных Курилах. Здесь сосредоточено более 55% всех наземных и подводных вулканов. Второй пик характеризует зону усиления вулканической активности в тылу островной дуги, в полосе 40-60 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 вкрест дуги (рис.7). За единицу площадной плотности (е.п.п.) в настоящей работе принято количество вулканов (вулканических центров) на I тыс.км^2.

По направлению от вулканического фронта к тыловой части дуги выделяются (см. рис.2.7): I - главная (фронтальная) вулканическая зона с плотностью около 5 епп; 2 - зона ослабления вулканической активности с плотностью около I 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.

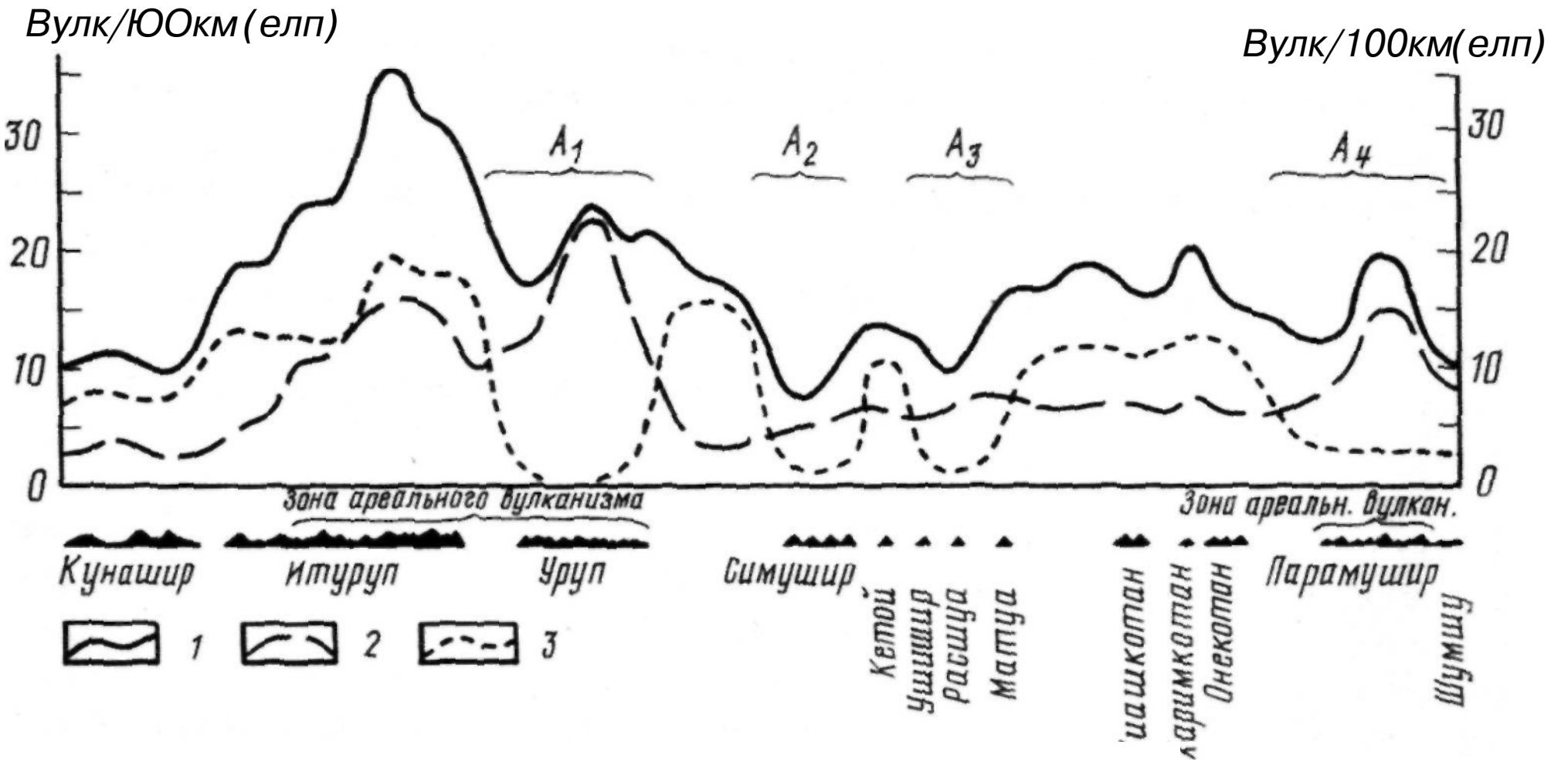




Р и с.7. Фотограмма площадной плотности вулкана вкрест Курильской островной дуги относительно расстояния от вулканического фронта В

Цифрами в кружочках обозначены вулканические зоны:

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



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

I - 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. ряс.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 вулканизме 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 (130км) 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 НО 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 булут 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 простирания 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 простирания, устойчивы по простиранию 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 дутой 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 вулканитов указанных 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 раз д. 1.1.5. В дополнение к этому укажем, что обратная корреляция между сейс-^ мической 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 II5-I30 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) не 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.I.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 Юиших 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 Южиых 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, км	L_2, км	$\alpha°$,	$\beta°$,	$H_Ф$, км	$H_Т$, км
						Северные
Парамуширская	205	2I0	85°	50	I35-I55	I70-I95
Поперечная зона Маканруши	I80	I90	83	53	I20-I40	I60-I80
Чиринкотанская	I75	I80	8I	53	I30-I50	I70-I90
Расшуа	I80	I90	80	5I	I30-I50	I70-I90
Северо-Симуширская	I75	I90	76	55	I30-I50	I75-200
						Центральные
Поперечная зона Броутона	I60	I80	74-5I	60	I40-I80	2I0-275
						Южные
Северо-Итурупская	I80	240	50	50	I30-I50	I80-205
Южно-Итурупская	I95	240	46	47	I25-I45	I75-200
Кунаширская	220	255	45	38	I20-I40	I70-I95

Примечание: L_1 и L_2 – расстояния от глубоководного желоба до вулканического фронта, измеренные вкрест дуги и по направлению движения Тихоокеанской плиты соответственно; α – угол между направлением движения Тихоокеанской плиты и простиранием Курильской дуги; β – угол наклона сейсмофокальной плоскости в интервале глубин I00-200 км, вычисленной по карте глубин (66); $H_Ф$ и $H_Т$ – интервалы глубин до сейсмофокальной плоскости для фронтальной и тыловой вулканической зоны соответственно (первое число в графе $H_Ф$ – 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 Евразиатскую, 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-

вулканизма Курильской островной дуги

H_{max}	$T_ф$, млн лет	$T_т$, млн лет	d, км	$d_ф$, км	$d_п$, км	$d_т$, км	σ	$G_ф$	$\sigma_п$	$\sigma_т$	M, км
Курилы											
200	2,7	3,3	60	I7	22	22	2,4	6,4	0,3	I,3	32-36
200	2,4	3,0	75	I5	23	25	2,7	5,I	I,0	4,3	25-28
2I0	2,4	3,I	80	I3	23	22	2,3	4,4	I,9	2,7	-
I80	2,4	3,0	50	I5	25	20	2,0	5,2	0	I,I	-
200	2,4	3,0	55	I5	20	20	2,5	2,7	0,8	4,0	26-28
Курилы											
275	2,4	3,I	II0	30	30	50	2,2	3,3	0	2,8	27-30
Курилы											
250	2,7	3,6	II5	22	23	25	2,8	6,6	I,6	4,0	40-42
220	2,7	3,6	95	22	23	25	2,I	3,7	0,7	3,I	34-44
I90	2,8	3,8	70	20	25	25	I,4	I,5	I,2	I,5	24-34

симально удаленными от вулканического фронта вулканами; $T_ф$ и $T_т$ - время прохождения участка Тихоокеанской плиты от начала субдукции до попадания его в зону магмообразования либо зону отделения летучих, участвующих в магмообразовании; α - полная ширина вулканической дуги; $d_ф$, $d_п$, $d_т$ - ширина фронтальной, промежуточной и тыловой вулканической зоны соответственно; σ, $\sigma_ф$, $\sigma_п$, $\sigma_т$ - средняя площадная плотность для фронтальной, промежуточной и тыловой вулканической зоны соответственно; M - мощность земной коры под вулканической дугой (по (49,66)).

ги(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 не 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. душна 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 болыпеувеличивается 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 Евраазиатской 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.У 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-звпад 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.

2. КАТАЛОГ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Настоящий раздел включает в себя каталог подводных вулканов и подводных гор Курильской островной дуги (табл.3) и систематическое описание их по выделенным группам в соответствии с каталожными номерами.

2.1. ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАТАЛОГА

2.I.I. Общие положения

В основу каталога положены материалы эхолотного промера, непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), мвгнитной съемки и результаты драгирования, выполненные авторами в рейсах НИС "Вулканолог". Кроме того, были использованы имеющиеся карты, а также опубликованные данные исследований, проведенных в пределах Курильского региона Институтом океанологии АН СССР (ИОАН) Институтом морской геологии и геофизики ДВО АН СССР (ИМГиГ), Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР (ТОИ) и другими организациями, ссылки на которые имеются в соответствующих главах.

В каталог вошли 97 подводных вулканов и подводных гор предположительно вулканического происхождения (рис.9, табл.3). Для 80 из них имеются сведения о составе пород, при этом проводилась оценка соотношения местного материала и материала ледового разноса. Из морфологически выраженных подводных гор в каталог не вошли только те, которые образуют подводный хребет Шокальского, протягивающийся субпараллельно о-ву Уруп и имеющий тектоническое происхождение.

2.1.2. Система описания вулканов

При описании подводных вулканов принята в основном систематика, применяемая при описании активных вулканов мира (190,), несколько видоизмененная в связи со спецификой подводного вулканизма. В разд. I дается местоположение отдельных объектов относительно ближайших островов и расстояние до вулканического фронта. Координаты вершин вместе с другими основными характеристиками приведены в таблице.

В разд.2 по данным НСП дается морфоструктурная характеристика вулканических построек, а по данным магнитной съемки - основные черты создаваемого ими магнитного поля.

Разд.3 посвящен описанию материала драгирования. При этом нами учитывалось то обстоятельство, что не всегда поднятые при драгировании породы местные, отражающие состав пород той постройки, которая драгировалась. К местным породам часто примешивается материал ледового разноса. В некоторых случаях он становится преобладащим, так как находится на поверхности и легче попадает в

таблица 3

Каталог подводных вулканов и гор Курильской островной дуги

№ п/п	№ по каталогу и название	Координаты вершины, ° ′	Расстояние от вулканического фронта, км	Относительная высота, глубина над вершиной, м	Станция драгирования	Тип породы
		I. Парамуширская группа				
I	9-пI.I[I]	50 57	58	800	BII-5I,52	$б^2$
	Григорьева	I55 26	-	-59		
2	9пI.2	50 32	36	I20	"Пайсис-XI"	б
		I55 24		-580	I74/8	
3	9-пI.3	49 49	6	460	B24-34,35	а-б,а,б
4	9-пI.4	I55 09		-I30		чм
		50 20	95	I200	B34-I0I	а,а-б,чм
		I54 I3		-555		
		2. Поперечная зона Маканруши				
5	9-п2.I	49 56	75	II00	BII-7I,72	б
	Белянкина	I54 09		-508	BI7-48,49	
6	9-п2.2	49 55	62	850	BII-73	а,а-б,д,чм
	Смирнова	I54 2I		-950	B25-50,5I	
7	9-п2.3	49 43	63	2000	BII-74,75,76	б,а-б
	"Авось"	I54 07		+0,6		
8	9-п2.4	49 39	54	400	BII-80	а,а-д
		I54 I4		-I28		
9	9-п2.5	49 37	46	400	BII-78,79,8I,82	а,а-б,д,б, чм
		I54 I9		-II2		
I0	9-п2.6	49 40	27	700	BII-83,84	а-б,б,чм
		I54 4I		-III		
II	9-п2.7	49 25	35	400	B25-47,48,49	а,а-б,б,чм
		I54 I8		-I3I		
I2	9-п2.8	49 23	42	2000	B25-46	а-б,б,чм
		I54 I0		-I78		
		3. Чиринкотанская группа				
I3	9-п3.I	49 I4	70	2I00	BII-II7	а-б,а,б,чм
	Эдельштейна	I53 29		-520	BI7-5I	
I4	9-п3.2	49 08	24	360	B25-45	а-б,а,д,чм
		I54 I0		-337		
I5	9-п3.3	49 05	30	440	BII-II6	а,а-б,чм
		I54 0I		-I62		
I6	9-п3.4	48 57	I	40	B25-43,44	а,а-б,чм
		I54 22		-2I		
I7	9-п3.5	48 55	42	450	B25-40	а,а-б,чм
		I53 37		-2I		
I8	9-п3.6	48 50	35	700	B25-4I	а,чм

№ п/п	№ по каталогу и название	Координаты вершины, ° ′	Расстояние от вулканического фронта, км	Относительная высота, глубина над вершиной, м	Станция драгирования	Тип породы
	Ратманова	I53 42		-806		
I9	9-п3.7	48 50	6I	I500	В24-33	а-б,б,жмк, чм
	Макарова	I53 I5		-I4I6		
20	9-п3.8	48 48	77	I950		Не изв.
		I52 55		-2I60		
2I	9-п3.9	48 40	40	I300	ВII-I06	а-б
		I53 23		-I328		
22	9-п3.I0	48 39	4	II00	ВI7-50	б,а-б,а,чм
		I53 57		-73		
23	9-п3.II	48 32	4	400	-	а-б,а
	Скалы Ловушки	I53 5I		+42		
24	9-п3.I2	48 26	2	300	ВII-III	а-б,а
		I53 46		-I52		
25	9-п3.I3	48 23	4	300	ВII-II2,II3	а-б,а
		I53 42		-I24		
26	9-п3.I4	48 36	50	I900	В25-38,39	а-д,а,б,чм
		I53 07		-III8		
27	9-п3.I5	48 34	40	600	ВII-I07	а-б
		I53 I8		-I7I0		
28	9-п3.I6	48 28	43	2500	ВII-I08,I09	а,а-б,жмк, чм
		I53 08		-509		
29	9-п3.I7	48 23	48	300	-	Не изв.
		I52 58		-2500		
30	9-п3.I8	48 20	32	2200	ВII-II0	а-б,а,туфы
		I53 I0		-2I6		
3I	9-п3.I9	48 I2	2	900	В25-36	б,а-б,а, жмк,ил,чм
		I53 3I		-II00		
32	9-п3.20	48 I2	I0	300	В25-37	б,а-б,чм
		I53 2I		-378		
		4. Группа Расшуа				
33	9-п4.I	48 I3	45	I50	-	Не изв.
		I52 49		-3000		
34	9-п4.2	47 59	42	500	-	То же
		I52 38		-2700		
35	9-п4.3	47 56	7	80	В25-35	а-б,б,а
		I53 08		-90		
36	9-п4.4	47 50	I2	2700	В25-33	б,а-б,а,чм
		I52 55		-II8		

№ п/п	№ по каталогу и название	Координаты вершины, ° ′	Расстояние от вулканического фронта, км	Относительная высота, глубина над вершиной, м	Станция драгирования	Тип породы
37	9-п4.5	47 36	0	I30	B25-34	б,а-б,а
	о-ва Среднего	I52 52		+36		
38	9-п4.6	47 25	0	370	BI7-47	б,а-б,а,д, р-д
	Рикорда	I52 4I		-I29	B25-32	
		5. Симуширская поперечная зона				
39	9-п5.I	47 36	44	2900	B24-2;3I,32	а-б,а,д,чм
	Юбилейный	I52 I2		-420		
40	9-п5.2	47 28	36	900	-	Не изв.
		I52 I0		-I300		
4I	9-п5.3	47 27	53	2000	BI5-30	а-б,а,жмк, чм
		I5I 55		-850		
42	9-п5.4	47 25	42	2I00	BI5-29	а,а-б,чм
	Пегас	I52 0I		-500		
43	9-п5.5	47 2I	34	600	BI5-25	б,жмк,чм
		I52 05		-900		
44	9-п5.6	47 I5	23	350	BI5-26,27,28	а-б,а,б,чм
	Лисянского	I52 I0		-I5I		
		6. Поперечная зона Броутона				
45	9-п6.I	47 I5	II0	2400	B24-25,26	а-б,б,а, жмк,чм
		I50 43		-55I		
46	9-п6.2	47 07	I08	2200	BI7-9,I0,II	а,жмк,чм
	Обручева	I50 28		-I227		
47	9-п6.3	47 05	93	2I00	B25-27,28	б,а-б,а, жмк,чм
		I50 47		-700		
48	9-п6.4	47 03	76	2I00	B25-29,30,3I	б,а,жмк, гравелит,чм
		I5I 07		-I326		
49	9-п6.5	47 00	II0	II00	-	Не изв.
		I50 07		-2200		
50	9-п6.6	46 58	97	I900	BI7-8	а,б,жмк,чм
	Вавилова	I50 24		-II00		
5I	9-п6.7	46 53	90	2350	BI5-86	б,а,а-б,д, чм
	Вавилова	I50 23		-820		
52	9-п6.8	46 54	86	2500	BI5-87	б,а,д,жмк, чм
	Вавилова	I50 29		-680	BI7-I2	
53	9-п6.9	46 56	78	900	-	Не изв.
		I50 47		-2220		

№ п/п	№ по каталогу и название	Координаты вершины, ° ′	Расстояние от вулканического фронта, км	Относительная высота, глубина над вершиной, м	Станция драгирования	Тип породы
54	9-п6.I0	46 45 I50 39	67	250 -I70	ВI5-43,88 ВI7-I3,I4	р,д,а,а-б
55	9-п6.II Кальдера Горшкова	46 28 I50 52	33	2I00 +I66 -390	ВI5-38,39,40,4I,90 ВI7-6,7	Докальдерные а-б,а; кальдерные д,р-д,а,а-б посткальдерные а,а-б,б,д
56	9-п6.I2а хр.Архангельского	46 28 I5I I7	I0	I800 -502	ВI5-9I ВI7-3,4	б,а-б,а, туфогравелиты, чм
57	9-п6.I2б хр.Архангельского	46 32 I5I 26	I0	I800 -598	ВI7-5	б,а-б,чм
58	9-п6.I3	46 35 I5I 48	0	I600 -480	ВI7-44,45,46	а-б,а,б, жмк,чм
59	9-п6.I4	46 I7 I50 I6	37	I400 -92	В24-27,30	б,а-б,а
		7. Северо-Итурупская группа				
60	9-п7.I	46 06 I48 29	87	>900 <-2300	В25-26	вл, жмк
6I	9-п7.2	46 00 I48 44	70	2000 -I0I0	ВI7-I7,I8	б,а-б,жмк, чм
62	9-п7.3	45 56 I48 40	65	I500 -700	ВI7-I5,I6	б,а-б,а, жмк,д,чм
63	9-п7.4	45 53 I48 43	57	I400 -I050	ВI7-I9,20 В25-25	б,а-б,а,д, жмк
64	9-п7.5	45 45 I48 32	55	I350 -250	ВI5-82,83	а-б,а,б,чм
65	9-п7.6 Берга	45 43 I48 50	37	I800 -456	ВI5-84,85	б,а-б,чм
66	9-п7.7	45 47 I48 I9	65	900 -38I	ВI5-79,80	б,а-б,а,чм
67	9-п7.8	45 44 I48 I4	65	850 -3I9	ВI5-76,77,78	б,а-б,туфо-осадочн.породы,чм
68	9-п7.9	45 4I I48 I8	57	250 -900	-	-
69	9-п7.I0	45 38 I48 22	53	I000 -320	ВI5-8I	а-б,а,чм
70	9-п7.IIа	45 3I I48 I7	40	I300 -99	В25-24	а-б,чм
7I	9-п7.IIб	45 30 I48 I2	45	900 -90	-	-

№ п/п	№ по каталогу и название	Координаты вершины, ° ′	Расстояние от вулканического фронта, км	Относительная высота, глубина над вершиной, м	Станция драгирования	Тип породы
72	9-п7.IIв	45 24	38	200	В25-I9,20,2I, 22,23	Ил.а-б,а, чм
		I48 I0		-57		
73	9-п7.I2	46 03	II5	I900	ВI5-7I,73	а,а-б,жмк, ил,чм
		I47 44		-I300		
74	9-п7.I3	46 02	II0	I400	ВI5-72	а,чм
		I47 49		-I300		
75	9-п7.I4	46 0I	I02	I800	ВI5-70	а,чм,жмк,ил
		I47 56		-I400	ВI7-43	
76	9-п7.I5	45 46	80	I300	ВI5-75	Ил,а,чм
		I47 56		-I46I		
77	9-п7.I6	45 37	68	800	ВI7-42	а-б,а,р-д, чм,ил
		I47 53		-I057		
		8. Южно-Итурупская группа				
78	9-п8.I	45 32	75	2500	ВI7-4I	б,а,жмк,чм
		I47 29		-655		
79	9-п8.2	45 27	70	2000	ВI7-40	а-б,б,а, жмк,чм
		I47 27		-939		
80	9-п8.3	45 23	63	550	-	-
		I47 28		-I958		
8I	9-п8.4 Крылатка	45 I6	56	2I00	ВI7-37,38,39	б,а-б,а, жмк,чм
		I47 25		-I75		
82	9-п8.5	45 I5	93	700	-	-
		I46 30		-2295		
83	9-п8.6	45 I4	85	700	-	-
		I46 37		-2275		
84	9-п8.7	45 00	87	I050	ВI7-27	Ил,туф
		I46 06		-I858		
85	9-п8.8	45 03	70	II00	ВI7-33,34,35	а-б,д,ил
		I46 37		-968		
86	9-п8.9	45 02	60	650	ВI7-36	а-б,галька, чм
		I46 47		-II80		
87	9-п8.I0	45 0I	50	I450	ВI7-25,26	а,а-б,жмк, чм
		I47 0I		I44		
88	9-п8.II	45 02	48	750	ВI7-24	а,а-б,чм
		I47 05		-930		
89	9-п8.I2	45 02	45	900	ВI7-22,23	а,б,а-б, жмк,ил,чм
		I47 I2		-6II		
90	9-п8.I3	44 53	63	I300	-	-
		I46 27		-367		
9I	9-п8.I4	44 49	57	I400	ВI7-3I,32	д,а-д
		I46 24		-I90		

№ п/п	№ по каталогу и название	Координаты вершины, ° ′	Расстояние от вулканического фронта, км	Относительная высота, глубина над вершиной, м	Станция драгирования	Тип породы
92	9-п8.I5	44 49	53	250		
		I46 33		-I430		
93	9-п8.I6	44 49	50	300		
		I46 37		-I350		
94	9-п8.I7	44 48	72	800	ВI7-28	а,чм,ил
		I46 0I		-I024		
95	9-п8.I8	44 39	72	600	-	-
		I45 40		-772		
96	9-п8.I9	44 35	70	700	-	-
		I45 33		-225		
97	9-п8.20	44 24	60	I000		а,а-б
		I45 24		-67		д,б

Примечание: I. Каталожный номер состоит из нескольких цифр: первая из них - 9 - порядковый номер Курильской островной дуги в "Каталоге активных вулканов мира" (190); п означает, что вулкан подводный; следующая за ней цифра от (I до 8) - порядковый номер группы вулканов в направлении с севера на юг; последняя после точки цифра - порядковый номер вулкана в группе. Эта нумерация соответствует таковой в "Каталоге активных вулканов мира" (190).

2. Принятые сокращения: б - базальт, а-б - андезито-базальт, а - андезит, д - дацит, р-д - риодацит, р - риолит, чм - чужеродный материал.

драгу, чем коренные породы. Недоучет этого явления может приводить к ошибочным выводам. Материал ледового разноса складывается из гальки, валунов, глыб и щебня, которые впаивались в лед в прибрежной зоне Охотского моря, а также из аналогичного материала, выносимого реками, особенно теми, которые впадают в Пенжинский залив, где высота приливов в зимнее время достигает 12-16 м. Процесс выноса каменного материала в Охотское море особенно усиливался в ледниковые эпохи. На вершинах и склонах подводных гор, где осадконакопление практически отсутствует, продукты ледового разноса могут накапливаться в больших количествах. И даже остроугольный характер поднимаемых при драгировании обломков пород не может служить указанием на их местное происхождение. Только однотипный характер приносимых драгой пород принимался нами за свидетельство местного происхождения. При этом мы учитывали как общие особенности строения Курильской островной дуги, так и конкретную геологическую ситуацию, выявленную по результатам сопутствующих драгированию геологических и геофизических исследований. При этом однотипность драгированного материала с выявленными петрогеохимическими типами пород, характерными для выделенных вулканических зон, по нашему мнению, может служить определенной гарантией "родства" драгированных пород с данной вулканической постройкой. И наоборот, вещественная разнородность материала служит, скорее всего, указанием на его чужеродное происховдение. При вулканическом происхождении подводной горы наличие большого количества поднятого при драгировании чужеродного материала может служить косвенным свидетельством сравнительно "древнего" возраста вулканической постройки.

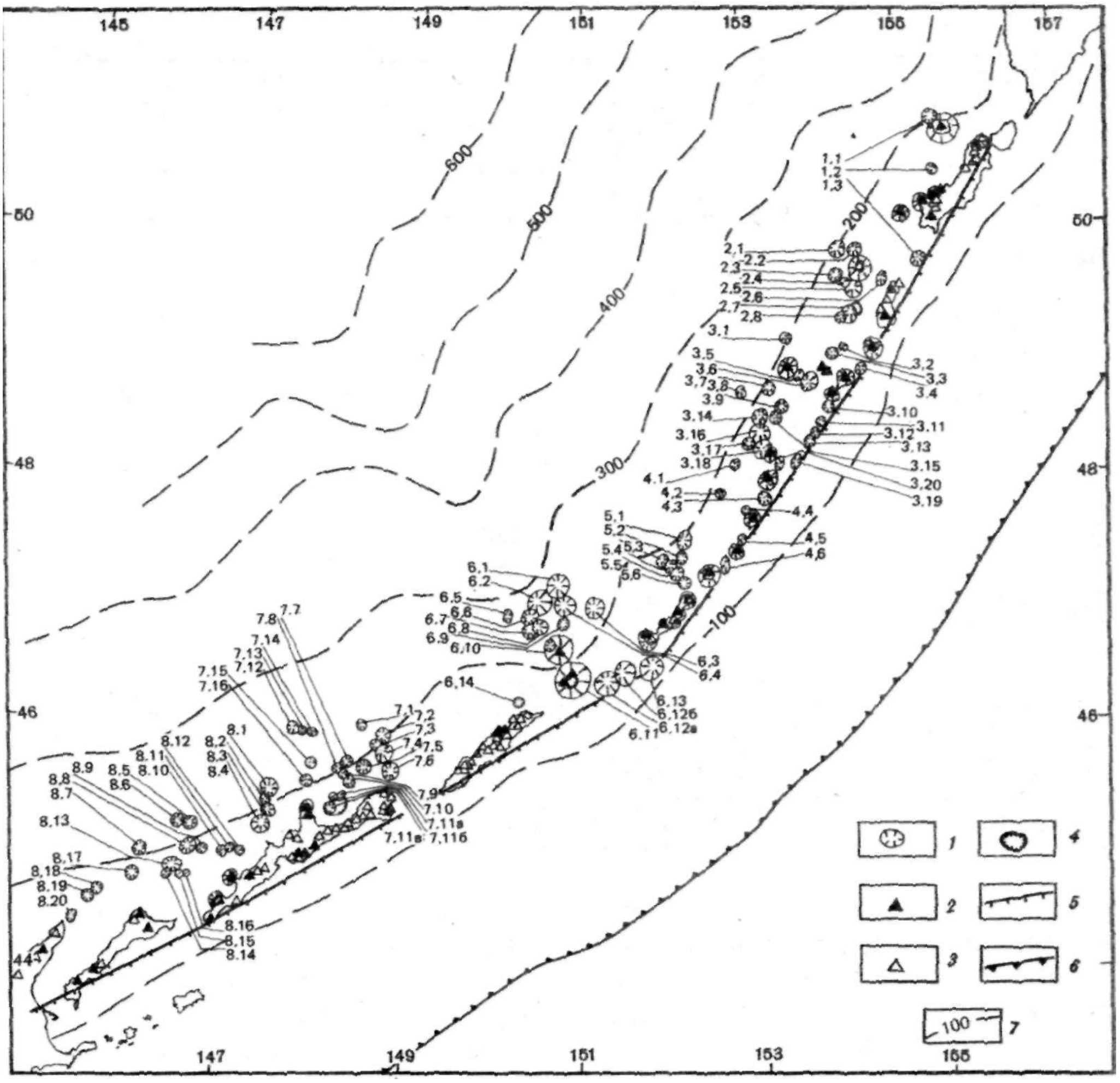


Рис.9. Карта подводных вулканов Курильской островной дуги

I - подводные вулканы; 2, 3 - активные (2) и потухшие (3) наземные вулканы; 4 - подводные кальдеры; 5 - вулканический фронт; 6 - ось Курило-Камчатского глубоководного желоба; 7 - изоглубинн центральной плоскости сейсмофокальной зоны (по 143)

В разд.4 приводится петрографическая и минералогическая характеристика наиболее распространенных пород. Следует иметь ввиду, что при петрографическом описании лав состав вкрапленников входит в название порода в качестве определения, причем первым идет название наименее, а последним - наиболее распространенного вкрапленника.

В разд.5 рассматривается петро- и геохимическая характеристика драгированных пород, в первую очередь их основные классификационные параметры (см. разд.2.2.2). В разд.6 делается вывод о вулканической или невулканической природе подводной горы и дается ориентировочная оценка ее возраста.

2.1.3. Принципы классификации вулканических пород

В работе принята петрографическая *классификация вулканических* пород, рекомендованная Петрографическим комитетом СССР (98) с некоторыми дополнениями, широко используемыми в петрографической и геохимической литературе по островодужным вулканитам.

В основе классификации лежит представление о сериях пород, различающихся по щелочности. Разделение на серии проводилось *как на* основе суммарного содержания в породах Na_2o и K_20 (98), так и на основе содержания только (165,176,182,202,233). Использование для целей классификации концентрации K_20 оправдано тем, что в лавах островных дуг и активных континентальных окраин эта величина изменяется в значительно более широких пределах, чем концентрация Na_2O, а также тем, что уровень содержания в вулканитах многих литофильных редких элементов (Rb, Ba, Be, P, U, *Th*, легкие РЗЭ) обнаруживают прямую зависимость от концентрации K_2O.

По общему содержанию щелочей среди лав Курильской островной дуги выделяются ряды пород нормальной и повышенной щелочности (субщелочные), а по уровню содержания $к_2о$ - породы низко-, умеренно- и высококалиевых серий (8,9,91,92, 121,234). Щелочные породы, а также породы абсарокит-пошонит-латитовой серии среди современных вулканитов Курильской островной дуги не установлены (за исключением некоторых базальтов вулканов Алаид и Григорьева, попадающих по содержанию $к_2о$ в поле абсарокитов). Существует принципиальная возможность выделения среди лав Курильской островной дуги и пород пониженной общей щелочности, как это сделано, например, для четвертичных лав Камчатки (39), где показано, что на диаграмме (Na_2o+K_2o)-sio_2 породы низкокалиевой серии закономерно занимают более низкое положение, чем породы умеренно- и высококалиевой серии. Лавы низкокалиевой серии в первом приближении соответствуют в классификации Межведомственного петрографического комитета СССР породам натриевой серии ($Na_2o/K_2o > 4$) нормального ряда; лавы умеренно-калиевой и отчасти высококалиевой серии - калиево-натриевой серии ($Na_2o/K_20=1-4$) нормального ряда,

а некоторые высококалиевые лавы - калиево-натриевой серии субщелочного ряда.

Известно, что внутри разных по щелочности серий пород эволюция может идти как с интенсивным, так и с умеренным накоплением железа. Серии первого типа, начиная с работ А.Миаширо (223), обычно принято называть толеитовыми, второго - известковощелочными (123,165,186). Однако если принять такую трактовку терминов, то толеитовые и известково-щелочные серии формально можно выделить и среди шошонит-латитовых (субщелочных) и даже трахит-комендитовых (щелочных) ассоциаций, поскольку и среди них есть серии эволюционирующие и с накоплением и (или) без накопления железа (39). Кроме того, определение "толеитовый" нередко употребляется для обозначения низкокалиевых низкощелочных пород (например, базальтов срединно-океанических хребтов), а термин "известково-щелочной" - для обозначения пород умеренной щелочности.

Отдавая себе отчет в неоднозначности трактовки указанных терминов, мы тем не менее не отказываемся от использования в классификационных целях диаграммы Миаширо. Шесте с тем учитывая то, что большинство крупнокатионных литофильных редких элементов, как уже упоминалось, имеют геохимическое сродство к калию, в настоящей работе отдается предпочтение разделению вулканических пород по их калиевости. Таким образом, низко-, умеренно- и высококалиевые серии вулканитов рассматриваются как более крупные таксономические единицы, чем толеитовая и известковощелочная.

Глиноземистость вулканитов характеризуется индексом $Al(Al_2o/Fe_2o_3 + FeO + Mgo)$ с выделением умеренно-, высоко- и весьма высокоглиноземистых разностей Al соответственно 0,75-1; 1-2; 2-10) (98). Внутри серий по содержанию Sio_2 вулканиты подразделяются на следующие группы: базальты (<53% Sio_2), андезито-базальты (53-57% sio_2), андезиты (57-64% SiO_2), дациты (64-68% SiO_2), риодациты (68-72% SiO_2) и риолиты (>72% SiO_2).

При сравнении пород, относящихся к различным сериям, или петрографических однотипных пород, но принадлежащих к различным структурно-формационным зонам Курильской островной дуги, а также для целей сопоставления с другими островными дугами Мирового океана необходимо договориться об эталонах. В качестве реперов, позволяющих производить такое сравнение, в настоящей работе используются данные ряда авторов по распределению главных петрогенных элементов и микроэлементов в породах островодужных магматических серий (170,174,186,201,202) а также данные О.Н.Волынца и Э.И.Пополитова (39,121,234) для Камчатки, являющейся структурным продолжением Курильской дуги и имеющей с последней много общего в плане вещественной специфики пород, входящих в состав низко-, умеренно- и высококалиевых магматических серий. Химический состав камчатских вулканитов приведен в табл.4.

Эталонный состав вулканических пород

Компонент	Низкокалиевая серия							Умеренно
	Б	АБ	А	Д	Р	$Б_м$	$Б_г$	$АБ_м$
SiO_2	50,00	54,97	60,2I	66,I8	7I,I5	49,98	5I,I2	54,60
TiO_2	0,86	0,88	0,76	0,52	0,27	I,06	I,05	0,78
Al_2O_3	I8,92	I7,82	I7,I7	I5,94	I4,37	I4,36	I7,85	I6,05
Fe_2O_3	4,I0	3,90	2,7I	I,79	I,24	3,68	3,83	3,65
FeO	6,04	5,I7	4,30	2,52	I,20	6,I7	5,85	4,2I
MnO	0,I9	0,I6	0,I7	0,I4	0,06	0,I5	0,I8	0,I5
MgO	5,60	4,I0	2,26	I,3I	0,49	9,74	5,65	7,25
CaO	I0,49	8,4I	6,42	4,25	2,87	I0,32	9,37	8,I5
Na_2O	2,35	2,89	3,83	4,39	4,34	2,64	2,98	3,38
K_2O	0,45	0,72	I,05	I,46	I,94	I,I4	0,98	I,24
H_2O^-	0,25	0,I4	0,I4	0,32	0,4I	0,25	0,26	0,I2
H_2O^+	0,35	0,42	0,40	I,I3	I,49	0,29	0,35	0,23
P_2O_5	0,I5	0,24	0,I9	0,I4	0,II	0,24	0,25	0,27
Сумма	99,75	99,82	99,6I	I00,08	99,94	I00,02	99,82	I00,08
n	I68	7I	84	44	I8	I00	284	I5
Rb	4,5	9,2	I2,4	2I,5	27,I	I2,7	I5	I0,6
Ba	222	3I9	384	437	556	456	609	403
Sr	407	370	349	306	335	348	403	427
Ni	28,6	4I,8	I8,7	7,2	7,6	I23	58	75,9
Co	3I,3	27,7	I5,4	8,I	3,I	4I,5	4I	30,9
Cr	-	-	-	-	-	285	I08	I75
V	3I2	2I5	I47	I00	2I	2I6	342	278
Nb	0,6	-	I,I	-	-	2,2	2,I	I

2.2. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Состав породообразующих минералов определялся в основном на рентгеновском микроанализаторе "САМЕБАХ" в Институте вулканологии ДВО АН СССР (аналитики Т.М.Философова, В.В.Ананьев, Г.П.Пономарев, В.М.Чубаров) и в небольшом объеме - на микроанализаторе "САМЕСА MS-46" в ИГЕМ АН СССР (аналитик В.М.Цветкова). В качестве эталонов использовались природные минералы, выделенные из магматических пород.

Определение петрогенных элементов выполнялось в Институте вулканологии ДВО АН СССР методами силикатного анализа (аналитики Н.Р.Гусакова, Г.В.Лец, Г.П.Новоселецкая, Н.А.Соловьева) и (в основном) в Институте геохими СО АН СССР рентгеноспектральным методом (аналитик Т.Н.Гуничева) с последующим разделением железа на окисную и закисную формы химическим методом (аналитик Л.П.Коваль).

В последнем институте определялись и все микроэлементы за исключением и, Th и отчасти РЗЭ. Na, K, Rb, Li определялись методом фотометрии пламени

Таблица 4

различных по калиевости серий Камчатки, по (121)

калиевая серия					Высококалиевая серия				
$АБ_Г$	$А_М$	$А_Г$	Д	Р	Б	АБ	А	Д	Р
54,74	59,42	60,44	66,08	72,03	50,65	55,I0	60,29	66,I0	72,92
0,98	0,7I	0,76	0,60	0,36	I,57	I,I3	0,79	0,52	0,24
I7,47	I6,I0	I6,7I	I5,70	I4,25	I7,04	I7,42	I6,94	I5,53	I3,87
3,35	4,20	3,05	2,09	0,89	3,67	3,36	3,02	2,7I	0,94
5,23	2,0I	3,58	2,I5	I,27	6,7I	5,00	3,I7	I,66	I,08
0,I6	0,I3	0,I5	0,II	0,I0	0,I7	0,25	0,I3	0,09	0,07
4,4I	5,30	2,90	I,53	0,65	4,93	3,46	2,29	I,54	0,50
7,96	6,35	5,96	3,9I	2,00	8,73	7,32	5,I6	3,58	I,32
3,46	3,64	3,85	4,27	4,48	3,44	3,53	4,00	4,04	4,06
I,30	I,28	I,73	2,29	2,89	I,95	2,32	2,63	3,2I	4,II
0,26	0,2I	0,3I	0,34	0,I5	0,I4	0,36	0,39	0,45	0,34
0,36	0,46	0,43	0,53	0,59	0,I6	0,3I	0,36	0,44	0,49
0,25	0,2I	0,2I	0,I8	0,I2	0,4I	0,37	0,29	0,I7	0,05
99,93	I00,02	99,88	99,78	99,78	99,54	99,9I	99,43	I00,04	99,99
229	I5	3I3	I47	52	254	68	II4	36	35
I9,3	I7,8	25,3	36	57,7	4I,8	50	53	57	90,7
452	587	766	779	I282	634	68I	738	672	738
46I	594	4I9	3I4	I98	45I	598	550	367	I56
34,2	52	29,2	9,5	5,6	5I,8	20	I2,I	II,7	2,9
26,3	I9,3	I8,9	8,I	4,I	30	2I	I3,4	6,7	I,4
72	250	6I,6	-	II,2	I09	36	20,4	25	I3,4
I96	I82	I32	78	20	2II	202	II4	34	7,7
2,2	I,2	I,9	2,8	2,4	4,2	8,3	7,3	II,4	9,5

Компонент	Низкокалиевая серия					Умеренно		
	Б	АБ	А	Д	Р	$Б_м$	$Б_г$	$АБ_м$
Ta	0,5	-	I	-	-	0,6	I	0,5
Zr	I8	-	I05	-	-	88	I34	97
Hf	0,5	-	3,3	-	-	I,8	3,5	2,4
La	2,6	6,I	-	8,6	-	5,8	8,9	-
Ce	6,7	I2,5	-	20,I	-	I3,I	I8,6	-
Nd	5,3	I2,0	-	I5,8	-	9,5	I3,I	-
Sm	I,88	5,0	-	6,05	-	2,67	3,4I	-
Eu	0,68	I,38	-	I,58	-	0,87	I,06	-
Gd	2,5	6,2	-	7,0	-	2,9	3,9	-
Tb	0,46	I,22	-	I,3I	-	0,53	0,65	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2,0I	3,46	-	4,49	-	I,7I	2,28	-
Lu	0,29	0,6I	-	0,7I	-	0,23	0,3I	-
La/Yb	I,3	I,76	-	I,92	-	3,39	3,90	-
Ba/Ca	85,38	52,3	-	50,8I	-	78,62	68,43	-

Примечание: Б - базальт, АБ - андезито-базальт, А - андезит, Д - дацит, Р - риодацит+риолит. Содержание породообразующих окислов дано в вес.%, микроэлементов - г/т. М - магнезиальная, Г - глиноземистая разность.

(аналитики (С.И.Шигарева, Н.Н.Уфимцева), Ba и Sr - рентгеноспектральным методом (аналитики Т.Н.Гуничева, А.Л.Финкельштейн), V, Cr, Co, Ni, Си, Zn, Pb, Sn, Mo, w, Be, в, P, Nb, Ta, Zr, Hf, РЗЭ - методами количественного спектрального анализа, причем Nb, Ta, Zr, Hf и РЗЭ - с предварительным химическим обогащением (аналитики Л.Н.Одареева, С.С.Воробьева, А.И.Кузнецова, Н.Л.Чумакова, О.Ю.Белозерова, Л.Л.Петров, И.Г.Митрофанова, С.И.Арбатская, Л.А.Чувашова, В.В.Конусова, Е.В.Смирнова, Л.П.Коваль). В группе РЗЭ определялись La, Ce, Pr, Nd, Sm, Bu, Gd, Dy, Ho, Br, Yb, Lu, причем Pr и Br не во всех пробах из-за наложения линий соответственно Ca и Мп. Концентрации V, Cr, Ni, Си и Zn определялись также атомно-абсорбционным методом (аналитики О.А.Пройдакова,Л.В.Алтухова, Н.Н.Пахомова). В связи с систематическими различиями в результатах количественного спектрального и атомно-абсорбционного анализов результаты последнего из них были приведены к результатам первого путем введения переводных коэффициентов, полученных при анализе контрольных проб. В таблицах химического состава пород эти анализы выделены соответствующим значком. Сведения о точности и воспроизводимости методов анализа всех перечисленных элементов приведены в табл.5.

Часть определений РЗЭ и Hf выполнены в ВНИИЯГТ Мингео СССР под руководством С.И.Савосина инструментальным нейтронно-активационным методом. Из числа РЗЭ здесь определены La, Co, Sm, Bu, Tb, Yb, Lu, причем концентрации ть, полученные этим методом, как правило, занижены. Наконец, еще часть анализов РЗЭ выполнена в ИТЕМ АН СССР Д.З.Журавлевым методом изотопного разбавления, Список анализированных РЗЭ включает La, Ce, Nd, Sm, Bu, Dy, Bn, Yb. Для проверки сходимости результатов определения РЗЭ шесть образцов анализировались двумя, а один - тремя разными методами. Эти данные приведены в соответствую-

калиевая серия					Высококалиевая серия				
$АБ_г$	$А_м$	$А_г$	D	P	Б	АБ	А	Д	Р
0,9	0,2	I,0	0,25	0,25	0,75	-	-	0,4	0,35
244	5I	I37	I00	-	202	354	305	330	232
4,7	I,6	3,8	3,I	-	3,8	8,3	6,8	5,2	4,9
II,8	8,I	I3,6	I8,6	I6,4	25,0	I7,0	20,0	-	I9,7
25,9	I6,4	25,5	33,6	36,0	40,3	36,2	44,0	-	33,0
I9,0	I2,2	I7,I	I9,0	I9,9	26,6	I8,8	I8	-	I3,8
4,4	3,6	4,6	4,6	6,I	7,45	5,I	4,4	-	2,8
I,24	I,6	I,II	I,I0	I,07	2,23	I,52	I,8	-	0,53
5,9	4,2	5,63	4,4	5,4	7,9	4,9	3,7	-	2,3
0,54	0,6I	0,7I	0,68	0,99	-	-	-	-	0,33
-	-	-	-	-	6,7	4,4	3,7	-	-
I,9I	I,60	2,43	2,09	3,9	3.23	2,58	I,6	-	I,46
0,30	0,6I	0,40	0,32	0,64	0,47	0,2I	0,6I	-	0,25
6,I8	5,06	5,60	8,90	4,2I	7,74	6,59	I2,5	-	I3,5
38,3I	72,47	56,32	II,88	78,I7	25,36	40,06	36,9	-	37,46

щей таблице в приложении. В большинстве случаев совпадение результатов удовлетворительно.

Концентрации и и Th были измерены в ИГиГ СО АН СССР Ю.М.Пузанковым на низкофоновой гамма-спектрометрической установке по двух-, трехкратным независимым измерениям. Контроль около 25% проб осуществлялся инструментальным нейтронно-активационным методом (ИВГиГ СО АН СССР) и методом запаздывающих нейтронов (ИНФ.АН КазССР). Полученные результаты удовлетворительно согласуются между собой и с измерениями стандартных образцов горных пород. В ряде случаев в драгированном материале обнаруживается "неподкрепленный радий", вследствие чего содержание и, полученное гамма-спектрометрическим методом, оказывается завышенным. Такие результаты исключались из рассмотрения, однако небольшие завышения, до 10-15% относительно "правильных", могли оказать некоторое влияние на оценки средних концентраций и и величин Th/U.

Данные об изотопном составе стронция получены в лаборатории изотопной геохронологии ГИН АН СССР В.И.Виноградовым и В.С.Григорьевым на масс-спектрометре МАТ-260. Все значения изотопных отношений нормированы по отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 8,37521 и скорректированы по отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70800 для стандарта Eimer Bi Amend. Воспроизводимость параллельных измерений образцов составляет +0,00005. Методика определения кислорода из образцов детально описана в работе (50). Работа проводилась на масс-спектрометре МИ-1201 с воспроизводимостью результатов параллельных измерений +0,2%. Стронций извлекался из образцов горных пород ионообменным методом с применением катионата Dowex 50x8. Отделение Sm от Nd проводилось по методу Рихарда (236). Точность изотопного анализа составляла +0,005% для Nd и +0,007% для Sr (2 среднее). Поскольку величины изотопных отношений Sr и особенно Nd в породах Курильской островной дуги варьируют в сравнительно узких интервалах, особое внимание было обращено на контроль воспроизводимости изотопных измерений. Двенадцать параллельных определений изотопного состава Nd в стандартной пробе ВСР-I,

Таблица 5

Пределы обнаружения и значения относительных стандартных отклонений содержания химических элементов, определенного различными аналитическими методами в Институте геохимии СО АН СССР

Элемент	Метод	Предел обнаружения, г/т	Относительное стандартное отклонение Sr, %	
K	Пламенная фотометрия	200	При < I000 г/т I0-I5	При > I000 г/т 5-I0
Na		200	То же	То же
Li		2	При < 20 г/т I0-I5	При > 20 г/т I-I0
Rb		2	То же	То же
Cs		2	-"-	-"-
Cu	Атомная абсорбция	5	При < 20 г/т I0-I5	При > 20 г/т I-I0
Zn		I0	То же	То же
Co		I0	При < 50 г/т I0-20	При > 50 г/т 2-I0
Ni		I0	То же	То же
Cr		20	При < 80 г/т I0-25	При > 80 г/т 2-I0
V		50	При < I50 г/т I0-25	При > I50 г/т 2-I0
Cu	Спектральный	2	I5-20	
Co		I	I5-20	
Ni		2	I5-20	
Cr		3-5	I5-20	
V		2	I5-20	
Mo		2	I5-20	
Pb		I	20-25	
Sn		I	20-25	
Zn		I0	20-25	
Be		0,I	I0	
B		6	30-50	
F		3-5	30-50	
	Спектральный с предварительным химическим обогащением			
W		0,2	25-30	
Nb		I	20-30	
Ta		0,2	20-30	
Zr		I0-20	20-30	
Hf		0,I	20-30	
Ba	Рентгеноспектральный	I00	I0-30	
Sr		I0	20-30	
La		0,2	25-30	

Элемент	Метод	Предел обнаружения, г/т	Относительное стандартное отклонение Sr, %
	Спектральный с предварительным химическим обогащением		
Ce		0,6	25–30
Pr		0,5	25–30
Nd		0,2	25–30
Sm		0,2	25–30
Eu		0,05	25–30
Gd		0,2	25–30
Dy		0,2	25–30
Ho		0,I	25–30
Er		0,2	25–30
Yb		0,02	25–30
Lu		0,I	25–30
Y		0,02	25–30

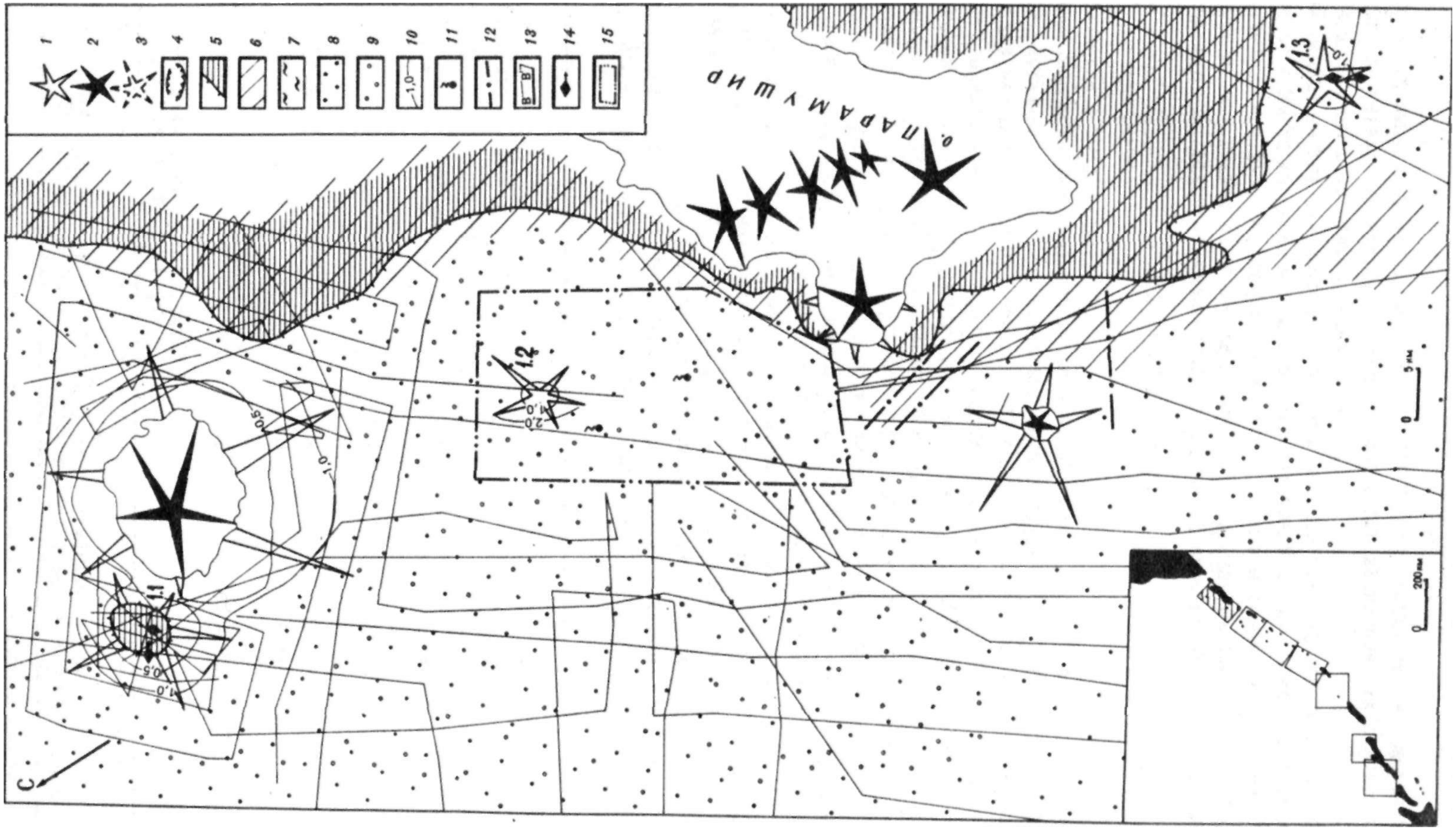
выполненных в ИГЕМ АН СССР, дали средний результат $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512629+-0,000007 *(95%* - доверительный интервал), что хорошо согласуется с данными других лабораторий. Коррекция на фракционирование изотопов Nd осуществлялась по отношению $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,7219. Результаты определения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ приведены к значению стандарта Eimer Bi Amend, равному 0,70800. Среднее измеренное значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для этого стандарта равно 0,70808+ 0,00002. Более полная характеристика методики анализа приведена в работе (63),

Короткоживущий изотоп ^{10}Be определялся в отделе земного магнетизма Института Карнеги в Вашингтоне, США, по образцам из коллекций О.Н.Волынца, А.А.Цветкова, Г.П.Авдейко, Н.Г.Гладкова, В.Н.Андреева, М.П.Пузанкова, А.П.Озерова. Использовался ускоритель заряженных частиц Пенсильванского университета в г.Филадельфии (Р.Миддлтон, Дд.Клейн). Процедура подготовки проб к анализу включала несколько стадий: выпиливание из образца центральной не измененной наложенными процессами части; химическая обработка с целью выделения Be; получение высокоэнергетических пучков ионов Be с помощью ускорителя; масс-спектрометрическое определение содержания ^{10}Be. Детали этого процесса описаны в работе (244).

2.3. ПАРАМУШИРСКАЯ ГРУППА

Парамуширская группа - самая северная группа курильских вулканов - граничит с камчатской ветвью Курило-Камчатской островодужной системы (см. рис.9). Она исследована в ряде рейсов НИС "Вулканолог" с межгалсовым расстоянием 5-Ю км со сгущениями профилей на участках детальных исследований (рис.10). Так, например, на участке подводных газовых выходов (11,70) выполнена съемка НСП с межгалсовым расстоянием менее I км.

Группа отличается невысокой площадной плотностью вулканических центров в тыловой и промежуточной зонах дуги ($б_т$ =1,3; $б_п$= 0,3), тогда как во фронталь-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
1,0
11
12
13
14
15
о. ПАДАМЫШЛЬ
1,3
0,1
1,2
2,0
1,0
0,5
1,0
1,1
0,5
1,0
С
5 км
0
200 км
0

Р и с.10. Схема строения Парамуширской группы вулканов

I - подводные вулканы; 2 - наземные вулканы; 3 - подводные горы предположительно вулканического происхождения; 4 - кальдеры; 5 - подводные террасы и плоские вершины подводных гор; 6 - фундамент Курильской дуги; 7 - пемзо-пирокластические отложения; 8 - современные осадочные отложения; 9 - области предполагаемого развития газгидратов в верхней части осадочного чехла; 10 - изолинии глубины поверхности вулканических построек в секундах удвоенного времени распространения сигнала; II - подводные газовые выходы; 12 - разломы; 13 - профили НСП; 14 - станции драгирования; 15 - полигоны детальных исследований

ной зоне эта плотность (бф = 00) даже выше, чем в других группах (см. разд.1.3.1). В пределах этой группы, протяженность которой по фронту составляет км, расположено 20 вулканов, только три из которых подводные. Два из них были известны ранее (*23*). Подводные вулканы занимают различное положение (см. рис.10). Вулкан Григорьева (I.I) входит в состав поперечной цепочки вулканов, перпендикулярной простиранию дуги и проходящей через вулканы Алаид и Эбеко. Характерно, что и побочные конусы вулкана Алаид также приурочены к этой цепочке (2,13). Один из них - Такетоми - начал извергаться в 1934 г. как подводный, а затем причленился к о-ву Алаид с юго-востока (243). Вулкан 1.2 расположен к западу от о-ва Парамушир, на продолжении цепочки наземных вулканов Карпинского-Чикурачки, протягивающейся косо относительно общего простирания дуги (см. рис.10). Вулкан 1.3 находится в Четвертом Курильском проливе на фронте дуги. Не исключено, что в этом проливе могут быть обнаружены новые небольшие подводные вулканы, вершины которых срезаны абразией.

Осадочный чехол увеличивает свою мощность к западу от о-ва Парамушир вплоть до осевой зоны прогиба Атласова, где она достигает 4-6 км (49), в районе вулкана Григорьева (I.I) - 1,5-2 км. Подводный вулкан 1.2 перекрыт осадками мощностью до 1,5 км, а в Четвертом Курильском проливе мощность осадков менее 0,5 км.

Интересной особенностью района, расположенного к западу от о-ва Парамушир, является присутствие в разрезах НСП интенсивного субпараллельного дну (на глубинах 150-200 м) отражающе-рассеивающего горизонта (24). Имеющиеся в настоящее время данные позволяют связывать его с подошвой газогидратного слоя (103), который является непроницаемым экраном для подгидратных газов. Наблюдающиеся в районе вулкана 1.2 газовые источники (см. рис.10), ранее принимавшиеся за подводные гидротермальные выходы (II), по-видимому, формируются в местах нарушения сплошности газгидратного слоя и выхода через них подгидратных газов.

Магнитные исследования в районе Парамуширской группы вулканов проведены по значительно более редкой системе галсов (рис.II). В целом для этого района, как и для всей вулканической дуги, характерен отрицательный фон аномального магнитного поля с положительными аномалиями над вулканами I.I и 1.2 (см. рис.И). Ниже дано описание вулканов в соответствии с их каталожными номерами.

9-пI.I. вулкан Григорьева

I.- Местоположение. Вершина вулкана расположена в 20 км к северо-западу от берега о-ва Атласова (вулкан Алаид), в 58 км от вулканического фронта (см. рис.9, табл.3).

ΔTa,nT
200
0
-200
0 200км
0 5 10км

р и с.II. Карта графиков аномального магнитного поля Парамуширской группы вулканов

I - подводные вулканы; 2 - наземные вулканы; 3 - профили пдромагнитной съемки

2. Морфология и строение. Плосковершинный вулканический конус поднимается с глубины около 800-850 м. Основание его срослось с основанием вулкана Алаид (см. рис.10), образуя единый массив, вытянутый в северо-западном направлении, в соответствии с генеральной линией расположения конусов вулкана Алаид *(2)*. Плоская, очевидно, абразионная вершина вулкана расположена на глубине 120-140 м, т.е. соответствует голоценовому понижению уровня моря. В южной ее части отмечены скальные выступы, поднимающиеся до глубины 50-60 м. По всей видимости, они представляют собой останцы стенки кратера или отпрепарированный некк. Не исключено также, что они связаны с извержением вулкана после формирования плоской вершины, следовательно, уже в голоцене. Крутизна склонов вулкана составляет 10-15°.

Вулканокластический и пирокластический материал, поднимаемый со склонов вулкана в дночерпательных пробах, имеет незначительную мощность - ниже разрешающей способности НСП, т.е. 20 м. Судя по характеру сейсмоакустического изображения на сейсмограммах НСП, вулкан сложен в основном плотными вулканическими породами. Это подтверждается также наличием аномалии магнитного поля амплитудой более 1000 нТ (см. рис.II).

Размер вулкана по основанию 12,5x15 км, объем вулканической постройки около 40 км^3.

3. Материал драгирования. В привершинной части выполнено две станции драгирования: одна (В11-5I) - на склоне в интервале глубин 180-185 м и вторая (ВII-52) - на плоской вершине и скальных выступах ее южной части. Драгами поднято около 150 кг угловатых обломков и глыб вулканических пород, обильно поросших губками и кораллами. Породы весьма разнообразны по цвету и структурно-текстурным свойствам, но представлены только базальтами, варьирующими по составу от весьма низкокремнеземистых до высококремнеземистых разностей. Среди наиболее крупных глыб преобладают низкокремнеземистые разности темно-серого, реже буроватого цвета. Одна из них сложена бурыми шлаковидными субафировыми разностями с полосами (мощностью 3-4 см) малиново-красного цвета. Основная часть поднятых обломков сложена умеренно-порфировыми оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами с овальными очертаниями и бугристой поверхностью. По внешнему облику они близки к шаровым лавам или вулканическим бомбам. По-видимому, среди них есть и те и другие. Обнаружены также несколько обломков темно-серых шлаковидных практически не раскристаллизованных разностей высококремнеземистых базальтов.

4. Петрография и минералогия. Весьма низкокремнеземистые базальты (SiO_2 *< 46%)* отличаются низким - 5-10% (обр.В11-52/17,18) и весьма низким - *1-2%* (В11-52/16) содержанием вкрапленников и обильным (30-35%)- субфенокристов. Сложены они в основном плагиоклазом и клинопироксеном, причем среди субфенокристов преобладает плагиоклаз, а среди вкрапленников - клинопироксен. В составе субфенокристов к двум указанным минералам присоединяются титаномагнетит, реже - оливин. Структура основной массы гиалопилитовая. Стекло буровато-черное, нередко с мелкими выделениями малиново-красного гематита. Последний иногда развивается вокруг и по трещинам зерен клинопироксена. В ряде слу-

чаев вкрапленники замещены красновато-бурым агрегатом гематита и хлоритоподобных минералов.

Низкокремнистые базальты (SiO_2=46-49%) представлены серыми, среднепористыми порфировыми разностями (обр.В11-52/20,21,22), содержащими 20% и более вкрапленников плагиоклаза размером до 2 мм и зерен оливина размером до 0,5 мм В составе широко распространенных в породах субфенокристов к отмеченным минералам добавляются клинопироксен (который здесь преобладает над оливином), а также титаномагнетит. В большинстве случаев основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру с войлоком микролитов плагиоклаза и темноцветных минералов, сцементированных буровато-черным непрозрачным стеклом. Отмечаются и практически полностью раскристаллизованные разности (обр.В11-52/22), где в основной массе множество крупных микролитов сцементировано фельзитоидным агрегатом серого цвета. В общем все породы достаточно сильно окислены. По границам и внутри зерен оливина и клинопироксена почти всегда развит гематит. В кристаллах плагиоклаза проявлены буроватые смектиты.

Обломки овального облика сложены серыми обильно-пористыми порфировыми базальтами с гиалопилитовой основной массой и буровато-черным стеклом. Все эти породы также сильно окислены, с теми же признаками изменения, что и ранее описанные. При этом в порах базальтов здесь еще более развиты вторичные минералы типа глауконита. Наименее кремнеземистые разности содержат 10-15% вкрапленников, в составе которых плагиоклаз (8-10%) и клинопироксен (3-4%). В более кремнеземистых разностях (обр.ВП-52/13) количество вкрапленников возрастает до 20-25%, причем наряду с плагиоклазом (15-20%) и клинопироксеном (2-3%) здесь развиты также оливин (3-4%) и титаномагнетит. Размер вкрапленников плагиоклаза, оливина и титаномагнетита не превышает 1-1,5 мм, а клинопироксена достигает 5 мм.

Базальты умеренно-кремнеземистые (SiO_2 от 49 до 51%) встречены в одном округлом обломке (обр.ВП-52/15) с краевой пористой и сильноокисленной коркой. В центре обломка породе серая, более плотная, стекловатая и умеренно-порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (13-17%), клинопироксеном (2-3$), а также титаномагнетитом. Размер вкрапленников варьирует от менее I до 2,0 мм. Структура основной массы промежуточная между микролитовой и гиалопилитовой, стекло в ней также буровато-черное.

Базальты высококремнеземистые (SiO_2 > 51%) обнаружены в одном из угловатых обломков с пористой шлаковидной текстурой (обр.ВП-52/19). Порода афировая и сложена чистым темно-серым стеклом, в котором обнаруживается небольшое количество микролитов плагиоклаза и клинопироксена.

Таким образом, все изученные базальты имеют в целом очень близкий минеральный состав. При этом вкрапленники оливине характерны только для низкокремнеземистых разностей.

5. Петрохимия и геохимия. Как следует из табл.1 приложения,все изученные базальты (10 проб) по составу однотипны - высокоглиноземистые, высокожелезистые (f = 63,9-75,6%), умеренно-титанистые (TiO_2>1%) и высококалиевые субщелочные образования (K-Na) -типа. (K-Na)-отношения варьируют от 1,2 до 1,8. На диаграмме FeO*/MgO-SiO_2 все точки их состава попадают в область "толеитов". По содержанию $к_2о$ их следует отнести к породам шошонитовой серии. Все породы отличаются повышенными и высокими содержаниями Rb, Ba, Sr, Cu, умеренными Zn и v, низкими - Ni, Co, Cr, а также низкими значениями отношения к/Rb. Кроме того, они характеризуются весьма высокой степенью окисленно-

сти железа (52-88%). С увеличением кремнекислотности в ряду изученных базальтов отмечается увеличение содержания K, Na, Rb, Be, W и железистости (от 63,9 до 75,6%), а также уменьшение концентраций Ni, Cr, V и значений отношения K/Rb (от 570 до 350). Большинство низкокремнеземистых базальтов по сравнению с более кремнеземистыми имеют заметно повышенные значения отношения Na_2O/K_2O (1,7-1,8 против 1,4-1,2). Однако в некоторых низкокремнеземистых (обр.В11-52/16) и наиболее измененных умеренно-кремнеземистых (обр.В11-52/141 базальтах эти значения низки (1,4), а содержания к, Rb и Ba слегка повышены. По-видимому, это обусловлено некоторым изменением первичного состава пород под влиянием вторичных процессов. На это же могут указывать аномально высокие содержания в них H_2O (соответственно 5,69 и 2,26%) и значения степени окисленности железа (88,0 и 78,2%).

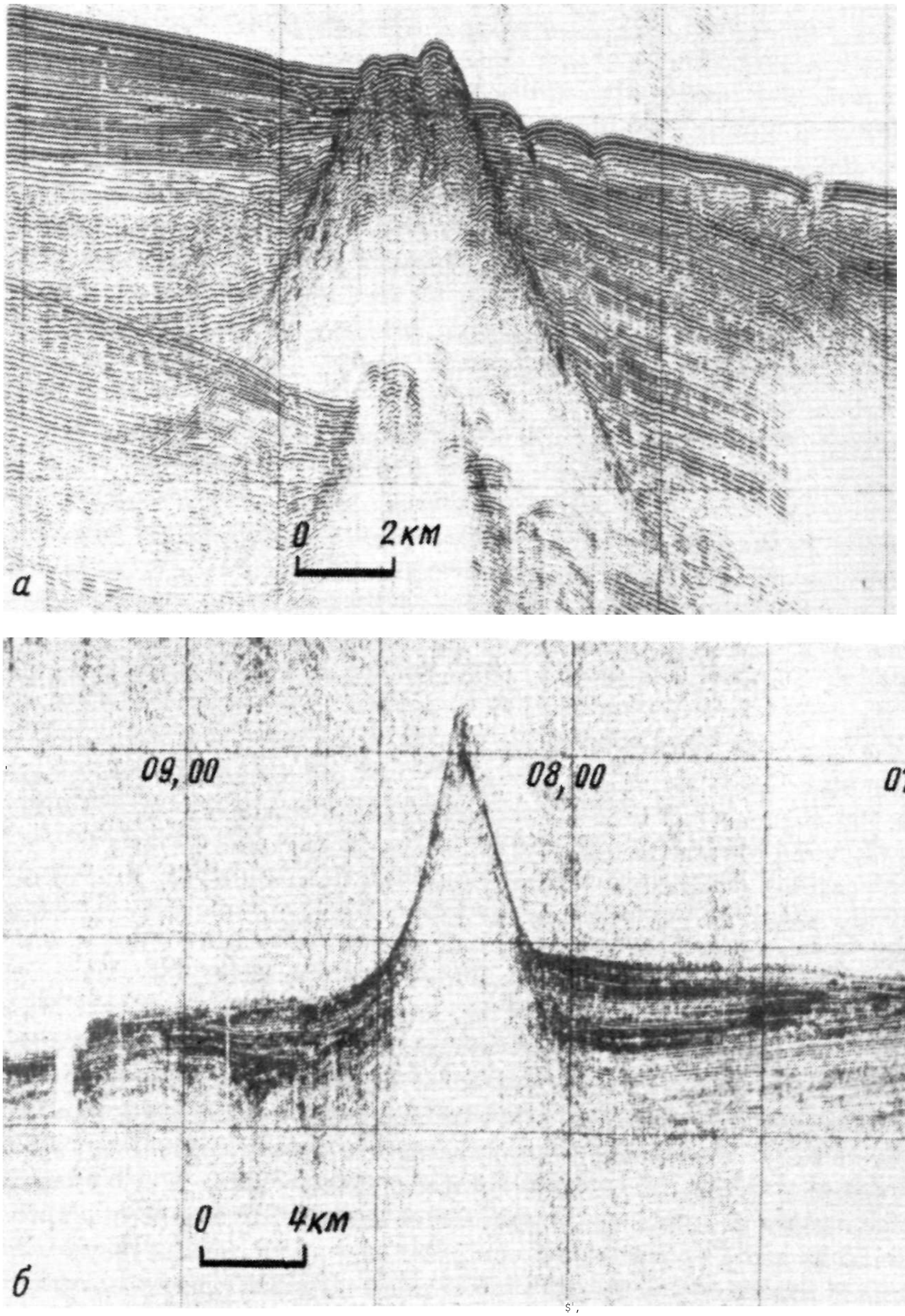
В одном из образцов базальтов определен изотопный состав стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70297). Полученное значение типично для лав тыловой зоны Курильской островной дуги *(35)*.

6. Заключение. Однородный состав драгированных пород, морфология горы и приуроченность к ней интенсивной магнитной аномалии свидетельствуют о том, что подводная гора Григорьева - вулкан. Наличие доголоценовой террасы на вершине вулкана и намагниченность его в соответствии с современным полем позволяют оценить возраст вулкана в интервале 700-10 тыс.лет, хотя, как уже говорилось, скальные выступы с южной стороны привершинной части, откуда поднято большинство пород (драга ВII-52), может иметь голоценовый возраст. Об относительной молодости вулкана говорит и незначительная мощность осадков на склонах.

Изученные базальты подводного вулкана Григорьева почти идентичны таковым соседнего вулкана Алаид (2,13,123,157 и др.), с которым вулкан Григорьева имеет общий пьедестал. При этом по низкому уровню содержаний SiO_2 изученные вулканиты наиболее близки породам старой постройки вулкана Алаид *(2)*. Вершина вулкана Григорьева, по-видимому, возвышалась над уровнем моря, была срезана абразией и оказалась на глубине 120-140 м в результате голоценового повышения уровня моря.

1. Местоположение. Подножье северо-западного склона о-ва Парамушир;находится в 20 км к северо-западу от мыса Шелихова, на линии, соединяющей цепочку вулканов Карпинского-Чикурачки на юге о-ва Парамушир с вулканом Алаид (см. рис.9, табл.3). Расстояние от вулканического фронта составляет 36 км.

2. Морфология и строение. Вершина постройки представляет собой небольшой холм, возвышающийся на 120 м над поверхностью дна при глубине над вершиной 580 м. Остальная часть конусовидной постройки перекрыта горизонтально слоистыми осадками, мощность которых превышает 1500 м. Нижние горизонты этих оселков испытывают изгиб слоев вверх у постройки, верхние слои мощностью около 300 м притыкаются к постройке без загиба, а иногда даже с некоторым загибом вниз (рис.12,а). Угол наклона склонов постройки составляет 5-8°. На сейсмограммах НСП субпараллельно поверхности конуса выделяются многочисленные протяженные отражающие границы (см. рис.12,а), соответствующие склоновым образованиям, которые затем оказались перекрыты горизонтально-слоистыми осадками. Мощность склоновых образований увеличивается к подножью, достигая нескольких сот метров. 49



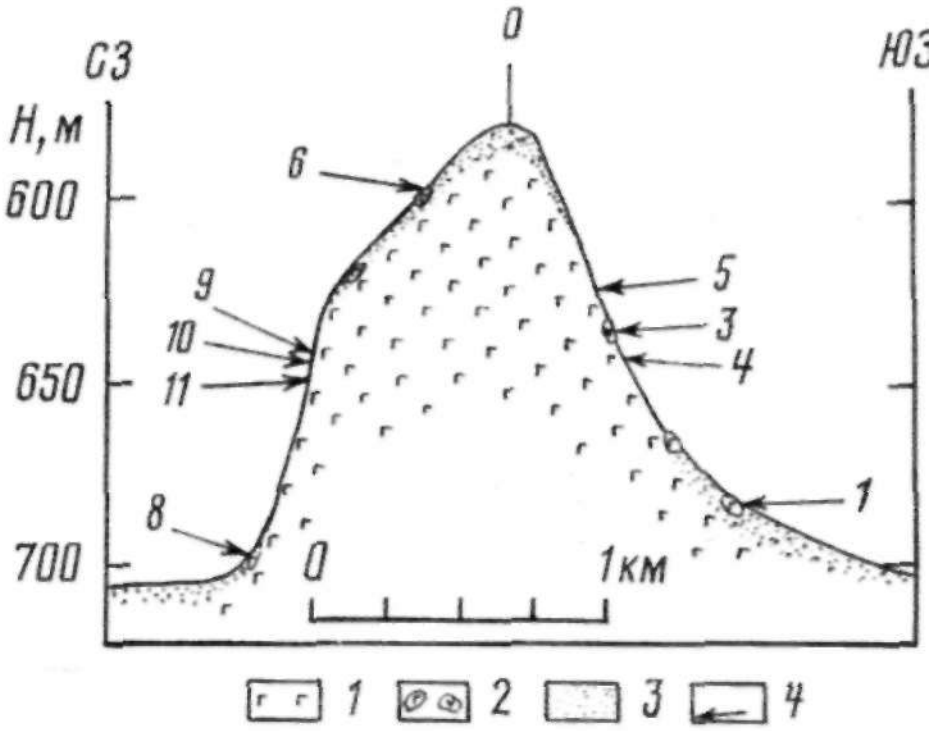
Р и с.12. Фрагменты профилей НСП, пересекающих вулканы 1,2 (а) и 2.1 (б)

В магнитном поле описываемый конус вместе с полностью погребенным конусом, расположенным несколько южнее, образуют положительную аномалию с двумя экстремумами интенсивностью 370 и 440 нТ. Эффективная намагниченность постройки 1.2 при этом составляет 1,56 А/м, что соответствует молодым андезитовым вулканам ***(6).***

Размер постройки по погребенному основанию 7,5x11 км, площадь -65 км^2. полная высота 1600 м, объем постройки порядка 30 км^3.

3. Материал драгирования. Выраженная в рельефе привершинная часть постройки исследовалась с помощью глубоководного аппарата "Пайсис-XI" (погружение № 174/8) в рейсе НА НИС "Академик Мстислав Келдыш" в 1986 г. Результаты этих исследований были любезно представлены нам участниками этих погружений М.И.Кузьминым и В.С.Антипиным.

На практически лишенных осадков довольно крутых склонах обнажаются однородные базальты, место отбора проб их показаны на рис.13. В средней части юго-западного склона в некоренном залегании встречены также редкие обломки лав андезитового состава, из которых отобран обломок размером 15x15x20 см (проба 3 на рис.13). Более пологие части подножья и вершине покрыты илистыми осадками, среди которых также встречаются обломки лав.



Р и с.13. Схема отбора проб на подводном вулкане 1.2 с помощью обитаемого аппарата "Пайсис-X1"

I - базальты; 2 - обломки базальтов и андезитов на склонах: 3 - осадки; 4 - места отбора проб (цифрами указаны номера проб)

4. Петрография и минералогия. Базальты содержат 10-20% вкрапленников, среди которых наряду с преобладающим плагиоклазом и клинопироксеном развиты клинопироксен, мелкие выделения титаномагнетита, а также редкие зерна амфибола, присутствующие не во всех образцах (обр.1425-1). Основная масса пород хорошо раскристаллизована и изменяется по структуре от микролитовой до микрозернистой. В последнем случае стекло в основной массе отсутствует.

Единственный в коллекции обломок андезита характеризуется более высоким содержанием вкрапленников (25-30%). В составе их также преобладает плагиоклаз, а среди темноцветных минералов присутствуют ортопироксен, клинопироксен и титаномагнетит. Выделения последнего в андезитах редки и приурочены обычно к скоплениям зерен пироксенов. Основная масса пород микрозернистая.

5. Петрохимия и геохимия. Все пять проанализированных проб базальтов и проба андезитов принадлежит к нормальному по щелочности ряду пород (табл.1 приложения). При этом базальты имеют в общем низкие отношения Na_2O/K_2O (2,1-2,8) и соответствуют (K-Na)-типу вулканитов. По уровню содержания K_2O они отвечают лавам высококалиевой серии (за исключением одной пробы с высоким содержанием воды - 4,12?, соответствующей породам умеренно-калиевой серии). Андезит по этому признаку следует отнести к породам умеренно-калиевой серии, а по высокому значению отношения Na_2O/K_2O (4,0) - к натровому типу вулканитов. Все лавы принадлежат к высокоглиноземистому и высокожелезистому (f= 69,7-76,1%) типу и по отношению FeO*/MgO к SiO_2 попадают в поле "толеитовых" пород. 51

Все породы характеризуются высокой степенью окисленности железа (f = 45-69% в базальтах и *10%* - в андезитах), причем базальты, кроме того, отличаются высокими значениями потерь при прокаливании. Последнее согласуется с повышенной пористостью пород.

Уровень концентраций Rb,Li, Ba, Be, Ni, Cr в базальтах умеренный,а Sr - повышенный. Значение отношения K/Rb лежат в пределах 460-870. В андезитах содержание Rb,Li, Ba низкие. Судя по особенностям валового химического и редкоэлементного состава, вряд ли базальты и андезиты принадлежат к единому эволюционному ряду.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности и однородный базальтовый состав исследованной с помощью глубоководного аппарата "ПаЙсис-Х1' привершинной части постройки свидетельствуют о том, что вся постройка, включая погребенную под осадками часть, является вулканом. Наличие параллельной склонам слоистости (см. рис.12) и сравнительно слабая для базальтов эффективная намагниченность (1,56 А/м) позволяют предположить, что более глубокие части постройки сложены переслаиванием базальтов или более кислых лав с пирокластическими породами. По составу базальты соответствуют породам, характерным для тыловой части Курильской островной дуги (3,8,9), где и расположена постройка 1.2. Редкие обломки андезитов, встреченные во время погружения аппарата "Пайсис-Х1" на склоне, по-видимому, являются чужеродными - продуктами ледового разноса. По химическому составу они соответствуют породам фронтальной зоны дуги. Возраст вулканической постройки, вероятно, достаточно древний. Так как мощность осадков, под которыми погребена постройка, достигает 1500 м, то при скорости осадконакопления 20 см/тыс.лет возраст постройки около 7 млн лет, что соответствует возрасту вулканогенно-кремнисто-диатомового комплекса, распространенного на близлежащих островах Парамушир и Шумшу. Если же нижняя часть постройки прорывает осадки, задирая его слои (см. рис.8), а лишь верхняя честь осадков мощностью около 300 м отложилась после формирования постройки, то возраст ее около 1,5 млн лет соответствует либо концу формирования базальтоидного комплекса, либо началу формирования андезитового комплекса (см. разд.1.2).

9-П1.3

1. Местоположение. Четвертый Курильский пролив, в 25 км к югу от мыса Капустного на о-ве Парамушир, примерно в 6 км от вулканического фронта (см. рис.9, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшой конус с плоской вершиной на глубине 130-140 м, от о-ва Парамушир он отделяется глубинами 350-400 м, от о-ва Онекотан - глубинами около 600 м. Крутизна склонов 7-15°. Нижняя часть склонов с налеганием перекрывается толщей горизонтально-слоистых осадочных отложений мощностью до 600 м. Подножье постройки под осадками на сейсмограммах НСП отчетливо выделяется как акустически слабопрозрачное клиновидное тело,внутри которого местами просматриваются довольно протяженные отражающие границы.Вероятно,оно сложено рыхлыми пивокластическими отложениями.Диаметр основания-вулкана -7,5 км, площадь -45 км , относительная высота с учетом погребенной части 1100 м, объем 15 км^3. К постройке приурочена высокоградиентная знакопеременная магнитная аномалия амплитудой около 500 нТ, свидетельствующая, очевидно, о вулканической, преимущественно лавовой природе слагающих пород.

3. Материал драгирования. На склоне и в привершинной части вулкана выполнено две станции драгирования (см. рис.10, табл.3) в интервале глубин 560-180 м. Общий вес поднятого материала около 300 кг. Со склона вулкана подняты в основном грубосортированные бомбовые туфы, отдельные бомбы размером до 25 см по длинной оси и их обломки. Породы в бомбах пористые вплоть до шлаковидных, от светло-черных до почти черных и красноватых с отчетливыми корочками закалки. Внутренние части бомб достаточно свежие, иногда с налетами серы, с поверхности отмечается гематизация, а внутри пор - выделения цеолитов. Состав пород в бомбах колеблется от оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов до пироксен-плагиоклазовых андезитов при значительном преобладании (80%) андезито-базальтов.

Часть глыб и небольшое количество мелких обломков сложены рыхлыми слоистыми туфогравелитами желтого, бурого, красного и зеленого цветов. Кроме того, со склона поднято несколько крупных и средних обломков лав андезито-базальтов, одна глыбка флюидальных обильнопорфировых андезито-дацитов и несколько хорошо окатанных галек палеотипных вулканических пород и жильного кварца.

Практически весь материал, поднятый с вершины вулкана (-80) состоял из обломков и глыб свежих светло-серых сильнопористых обильнопорфировых амфиболовых андезито-дацитов экструзивного облика. Андезито-дациты насыщены множеством округлых меланократовых мелкозернистых включений гомеогенного типа с мелкопористой структурой. По составу они отвечают в основном базальтам. Размеры включений от менее 1-2 см до более 10-15 см в поперечнике.

Менее 20% материала, поднятого с вершины вулкана, составляли угловатые обломки лав, варьирующих по составу от базальтов до андезитов при заметном преобладании андезито-базальтов.

4. Петрография и минералогия. Базальты отличаются пузыристой текстурой и обильным содержанием вкрапленников. В составе вкрапленников преобладает плагиоклаз (20-25%), менее распространены клинопироксен (до 5%) в некоторых образцах), оливин *(<1%)* и титаномагнетит. Размеры вкрапленников плагиоклаза от <0,5 до 2,0 мм, темноцветных минералов - обычно <0,5-0,7 мм. Вкрапленники плигиоклазе часто зональны, причем в ядрах их нередки каплевидные выделения стекла. Структура основной массы пород гиалопилитовая с буровато-черным окисленным стеклом. В большинстве образцов по порам проявлена гематизация, а вкрапленники плагиоклаза отчасти соссюритизированы. В некоторых случаях (обр.В24-35/8) по вкрапленникам развивается карбонат, смектит, а внутри пор - налеты глауконита и выделения лучистых цеолитов. В целом базальты бомб более свежие, чем базальты лавовых обломков.

Андезито-базальты бомб из туфовых образований склона вулкана содержат от 15 до 30% вкрапленников, в том числе от 3 до 5-7% темноцветных минералов. Среди вкрапленников развиты оливин, клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз и титаномагнетит (правда,оливина всегда < 1 , а в некоторых породах он может и отсутствовать. Во все образцах ортопироксен заметно преобладает над клинопироксеном. Размер вкрапленников обычно менее 1,0 мм, хотя в меланократовых разностях вкрапленники темноцветных (нередко более крупные, чем плагиоклаза) иногда достигают 3-6 мм. Вкрапленники плагиоклаза часто зональны (как и в базальтах из бомб)и насыщены каплевидными обособлениями стекла. В породах нередки клинопироксен-ортопироксеновые сростки. Структура основной массы пород из бомб обычно гиалопилитовая, реже - гиалиновая. Только в одной наиболее плотной бомбе (В24-34/9) она близка интерсертальной. Мезостазис, цементирующий

микролиты, сложен в разной мере окисленным (обычно слабоокисленным) стеклом. В зависимости от степени окисленности в основной массе заметно меняются содержание микровыделений титаномагнетита и цвет стекла (от серого до темно-бурого). В самых темных стеклах количество титаномагнетита минимально.

Андезито-базальты из глыб небомбового облика, поднятых с того же склона вулкана (например, обр.В24-34/3), по внешним признакам очень близки бомбовым, однако в сравнении с последними они характеризуются большей плотностью и преобладанием во вкрапленниках клинопироксена над ортопироксеном. Мелкопорфировые и сильнопористые андезито-базальты с вершины вулкана (например, обр.В24-35/9) наиболее свежие и стекловатые из всех изученных пород и обладают гиалиновой структурой основной массы с окисленным, почти черным стеклом. Во вкрапленниках их клинопироксен преобладает над ортопироксеном, титаномагнетит редок, плагиоклаз почти всегда незонален.

Андезиты встречены как на склоне вулкана в бомбах, так и на его вершине в одной полуокатанной глыбе.

Андезиты бомб (обр.В24-34/1) содержат до 20% вкрапленников, в том числе до 5% темноцветных минералов. Размеры вкрапленников обычно менее I мм, но иногда достигают 2 мм. Среди вкрепленников присутствуют клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз и титаномагнетит. При этом, как и в бомбах базальтов и андезито-базальтов, ортопироксен здесь преобладает над клинопироксеном, а вкрапленники плагиоклаза, как правило, зональны. Структура основной массы пород гиалопилитовая, мезостазис сложен светло-бурым стеклом с обильными микровыделениями титаномагнетита. Полуокатанная глыба андезитов с вершины вулкана (обр.В24-35/Ю) - мелкопористая и флюидальная порода с содержанием вкрапленников 2-3%. По порам в породе отчетливо проявлена гематизация.

Андезито-дациты слагают собой почти весь поднятый с вершины материал. Это светло-серые мелкопористые породы с серийно-порфировой структурой. Среди вкрапленников в них развита бурая (базальтическая) роговая обманка, плагиоклаз и титаномагнетит. Общее содержание вкрапленников около 30% при содержании амфибола от 5-7 до 10%. Размер вкрапленников плагиоклаза от менее I до 1,5-2,0 мм, роговой обманки - от I до 4-6 мм. Практически все вкрапленники роговой обманки окружены опацитовыми каймами. Около половины вкрапленников плагиоклаза зональны. Структура основной массы пород фельзитовая, причем степень ее раскристаллизации в различных образцах несколько различается. По петрографическим особенностям данные породы являются, скорее всего, экструзивными образованиями.

Обломки светлых лейкократовых андезито-дацитов на склоне вулкана (обр.В24-34/12)по внешнему облику и по набору минералов очень близки описанным.Правда,в отличие от последних они более лейкократовые с содержанием вкрапленников роговой обманки всего около 3-4%, более крупными (до 3-10 мм) вкрапленниками плагиоклаза и существенно стекловатой основной массой.

Базальты включений в экструзивных андезито-дацитах характеризуются полнокристаллической мелкозернистой и обильнопорфировой общей структурой с призматически-зернистой основной массой. Основными минералами пород как во «вкрапленниках, так и в основной массе являются плагиоклаз, бурая (базальтическая) роговая обманка и титаномагнетит. Содержание вкрапленников во включениях около 20-30% при содержании среди них роговой обманки от 5 до 10%. Вкрапленники плагиоклаза по размерам колеблются от менее I до 4-5 мм и изредка имеют зональное строение. Вкрапленники роговой обманки обычно сильно вытянуты (с раз-

мерами от I до 12-13 мм), в силу чего структура пород приобретает характерный "игольчатый" облик. Большинство вкрапленников роговой обманки окружено спацитовыми каймами, хотя и выраженными менее ярко, чем в амфиболах, вмещающих включения андезито-дацитов.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследовалось 2 пробы из всех разновидностей пород (см. табл.1 приложения). Все они, от базальтов до андезито-дацитов, относятся к высокоглиноземистым и низкотитанистым породам нормального по щелочности ряда. На диаграмме FeO /MgO-SiO_2 все точки состава, от базальтов до андезитов, попадают в поле "толеитов", а ндезито-дацитов - в поле известково-щелочных пород.

Отмечаются некоторые различия в составе, близком по кремнекислотности вулканических бомб и обломков небомбового облика. Все бомбы (10 проб) являются типично низкокалиевыми образованиями натрового типа (Na_2O/K_2O варьируют от 5,9 в базальтах до 4,4-5,3 в андезито-базальтах и андезитах). Содержание редщелочей (Li, Rb), летучих (B,P) и элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V) в них низко, к/Rb в целом высокие и изменяются почти незакономерно: 500 - в базальтах, 519-1850 - андезито-базальтах, 378 - в андезитах. По всем отмеченным параметрам данные породы соответствуют вулканитам фронтальной зоны где они и расположены. Следует отметить, что почти все изученные породы имеют повышенную степень окисленности железа, которая в половине проб превышает *40%*, что согласуется с наблюдаемой в шлифах гематизацией. Одна из андезитовых проб с пемзовидной текстурой аномально обогащена водой (3,65%). Для обломков пород небомбового облика (обр.B24-35/8, 9,10; B24-34/3, 13) в отличие от бомбовых характерны несколько повышенные концентрации Na_2o, K_2O, TiO_2, Rb, час- o sr. По уровню содержания k_2o они соответствуют умеренно-калиевым разностям при отношении Na_2o/K_2o 2,7-3,6. Образец базальта из этой группы (B24-35/8) имеет высокое отношение Na_2O/K_2O (5, 8), но он заметно изменен и имеет потери при прокаливании 2,68%.

Экструзивные андезито-дациты с вершины вулкана по составу относятся к тому же низкокалиевому (натровому) типу пород, что и бомбы из туфовой толщи склона. Учитывая высокую близость большинства других параметров их состава, свойственных породам данного типа, можно предполагать и их генетическое сродство с бомбовыми образованиями.

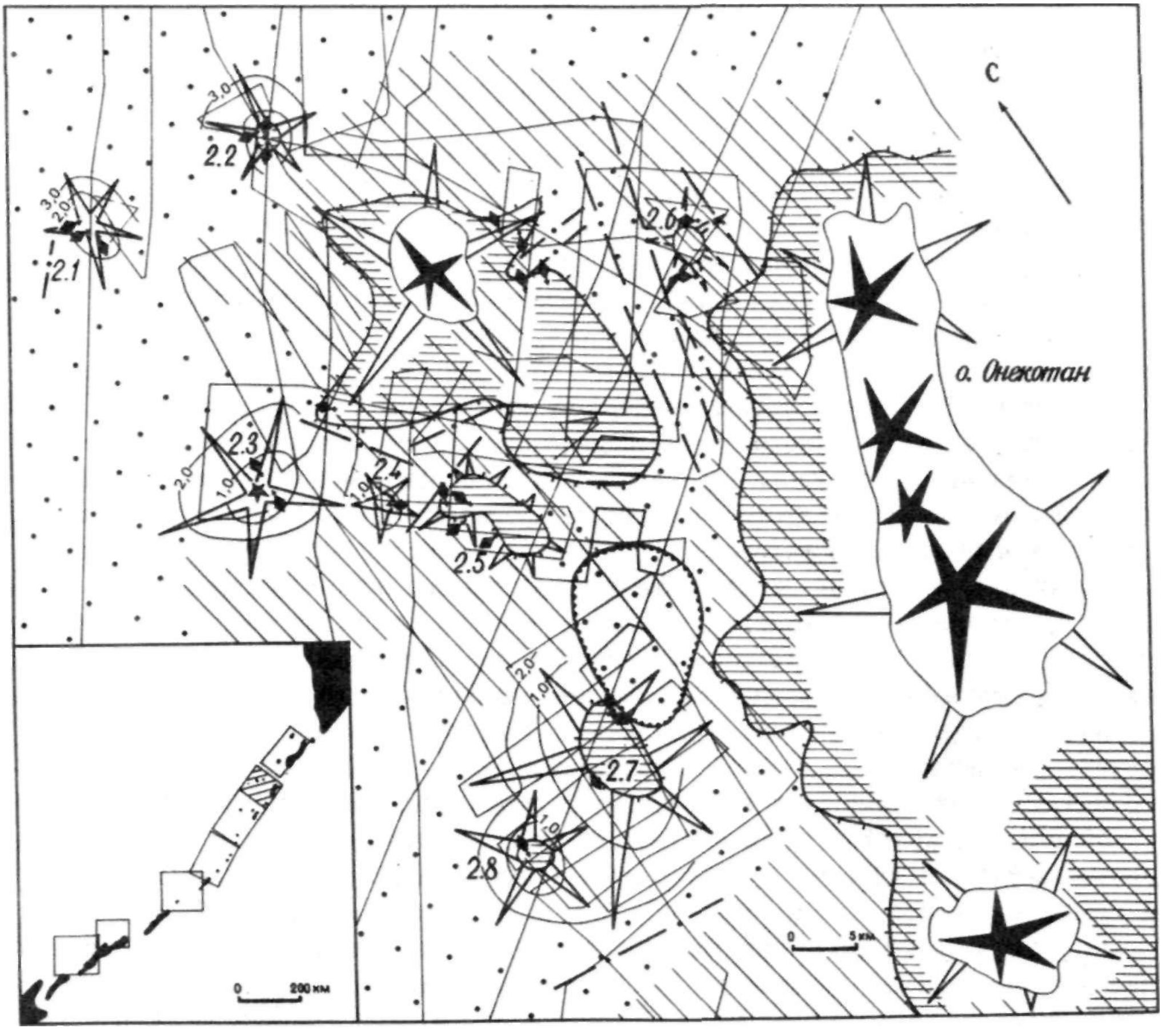
Развитые в экструзивных андезито-дацитах базальтовые включения (обр.B24-35/6, 7) по главным параметрам состава во многом близки вмещающим породам и относятся к тому же низкокалиевому (натровому) типу пород с весьма высокой железистостью. В то же время они заметно отличаются от андезито-дацитов повышенными значениями степени окисленности железа (50,2-50,6 против 42,3-46,5%) отношения к/Rb (900-1100 против 500-600) и отношения Na_2O/K_2O (6,0-6,1 против 4,6-4,7) и экстремально низкими содержаниями Cr (<3 против 13-17 г/т). С другой стороны, включения заметно отличаются от базальтов вулканической бомбы (B24-34/2) высокими содержаниями Al_2O_3,У,F низкими Rb и крайне низкими Cr и Cu.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности постройки, высокая ее намагниченность и однородность состава поднятых пород свидетельствуют о том, что эта постройка является вулканом, сформировавшимся до голоценового повышения Уровня моря. При драгировании подняты две группы пород. Низкокалиевые вулканиты базальт-андезито-дацитового ряда составляют основную часть (>90%) поднятого материала и могут рассматриваться как коренные образования. При этом

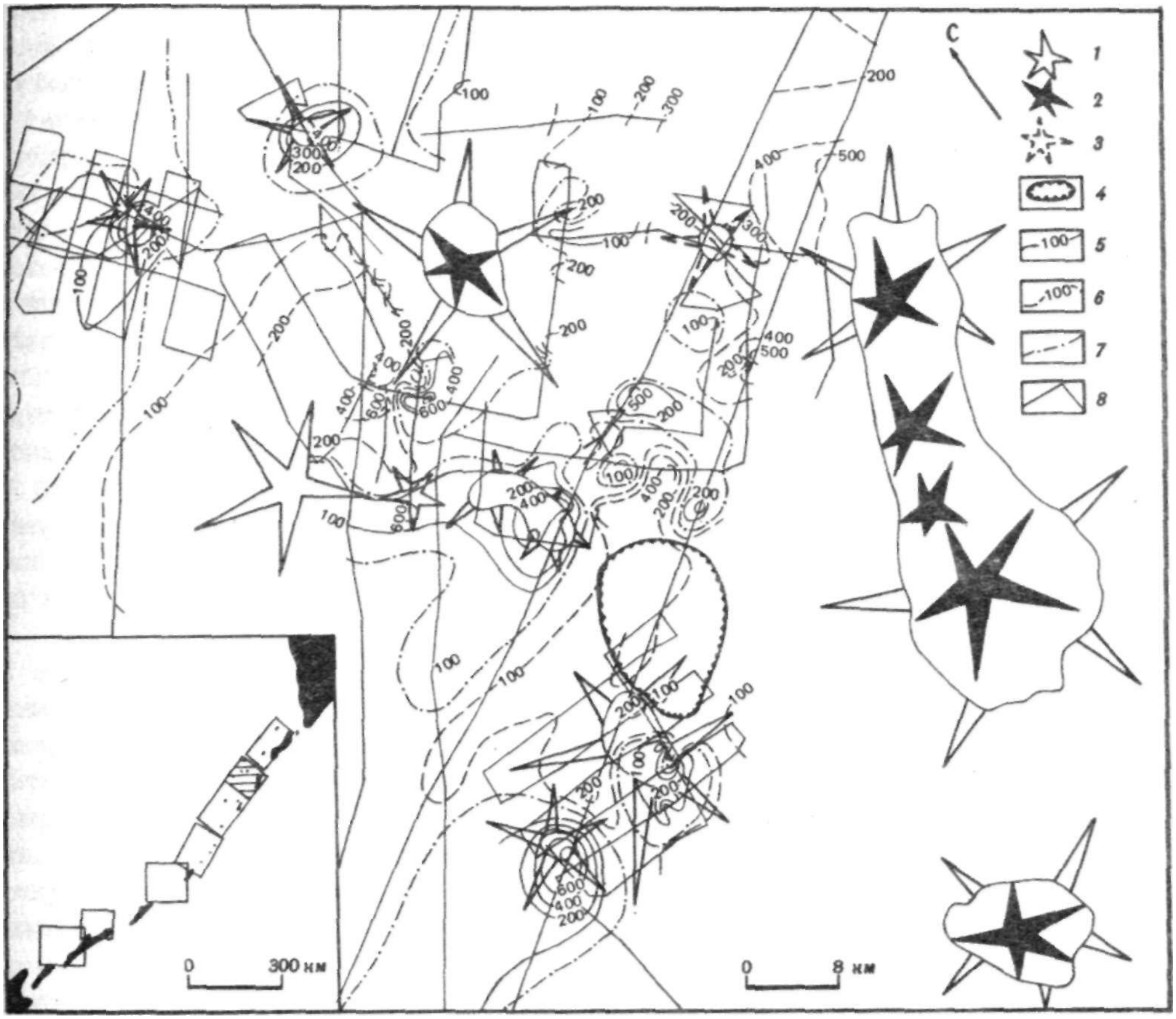
базальты, андезито-базальты и андезиты слагают туфовую толщу склонов и основания постройки, которая на сейсмограммах НСП фиксируется как полупрозрачное клиновидное тело, а андезито-дациты - экструзию на ее вершине. Другой группой являются умеренно-калиевые породы базальт-андезитового ряда, представленные редкими в основном некрупными угловатыми и наполовину окатанными обломками. Их немногочисленность и особенности вещественного состава позволяют предполагать их чужеродность для данной постройки и связывать их происхождение с ледовым разносом.

2.4. ПОПЕРЕЧНАЯ ЗОНА МАКАНРУШИ

Подводные вулканы поперечной зоны Маканруши расположены в тылу о-ва Онекотан (см. рис.9). В этом районе в II, 17 и 25-м рейсах НИС "Вулканолог" проведены детальные геолого-геофизические исследования, включавшие НСП, магнитную съемку, эхолотный промер и драгирование (рис.14,15), что позволило охарактеризовать все известные подводные вулканы, выделить новый подводный вулкан (2.4) и новую подводную кальдеру, на которую наложен вулкан 2.7 (см. рис.14).



Р **и** с.14. **Схема строения поперечной вулканической зоны** Маканруши
Усл. **обозначения** см. **на рис.10**



Р и с.15. Аномальное магнитное поле поперечной вулканической зоны Маканруши

I - подводные вулканы; 2 - наземные вулканы; 3 - подводные горы предположительно вулканического происхождения; 4 - кальдеры; 5-7 - изолинии магнитного поля: 5 - положительные, 6 - отрицательные, 7 - нулевые; 8 - профили гидромагнитной съемки

В пределах этой зоны, протяженность которой по фронту составляет около 65 км, расположено 14 вулканов, 8 из которых подводные, и одна подводная кальдера. Самый дальний вулкан Белянкина (2.1) отстоит от вулканического фронта на расстояние 75 км. Зона состоит из трех цепочек вулканов, две из которых практически перпендикулярны простиранию дуги, а третья, в которую входят вулканы 2.7, 2.8 и подводная кальдера, расположена под углом около 45° к первым двум и соответственно к вулканическому фронту (см. рис.9). При ширине вулканической дуги Северных Курил 80 км средняя плотность вулканических центров *б* поперечной зоны Маканруши составляет 2,7 вулкана на 1000 км^2, причем плотность во фронтальной зоне несколько выше, чем в тыловой ($б_ф$ = 5,13; $б_т$ = 4,31). Ширина фронтальной зоны здесь, как и по всей длине Северных Курил, - 15 км, ширина тыловой зоны несколько выше (25 км против 20), а промежуточной - несколько ниже (23 против 25), чем в целом для Северных Курил.

Подножия большинства вулканов и вулканических массивов,таких, как вулкан Белянкина (2.1), вулкан Смирнова (2.2) и др., перекрыты горизонтально-слоис-

тыми вулканогенно-осадочными отложениями мощностью до I тыс. м и более, что свидетельствует об относительно древнем (неогеновом) возрасте начала их формирования. Возможно, по возрасту они соответствуют базальтоидному комплексу (плиоцен) Курильских островов по Б.Н.Пикунову (1I7). На некоторых вулканах (например, 2.3, 2.4) горизонтально-слоистые осадки практически отсутствуют. Максимальная мощность осадков, достигающая 1500 м (49), приурочена к оси Курильской глубоководной котловины, которая на этом отрезке дуги, в районе вулканов 2.1 и 2.2, практически выклинивается: вулкан 2.2 расположен с островодужной стороны, а вулкан 2.1 - с охотоморской стороны котловины. Последний является единственным вулканом Курильской дуги, расположенным с охотоморской стороны котловины.

Вокруг островов Онекотан, Харимкотан, Маканруши расположены обширные террасы на глубинах около 130 м. На этих же глубинах, соответствующих голоценовому повышению уровня моря, находятся плоские вершины некоторых вулканов (см. рис.14). По всей вероятности, вулканы с плоской вершиной некогда возвышались над уровнем моря, затем были срезаны абразией и оказались на указанных глубинах в результате голоценового повышения уровня моря, т.е. возраст их доголоценовый.

Для магнитного поля поперечной зоны Маканруши характерны положительные изометричные аномалии, приуроченные к подводным вулканам (см. рис.15). Они обычно сопряжены с отрицательными аномалиями, причем первые смещены к югу относительно вершин вулканов, а вторые - к северу. Такое расположение магнитных аномалий свидетельствует о прямой намагниченности вулканов, т.е. в соответствии с современным полем. Отсутствие вулканов с обратной намагниченностью может указывать (хотя и не обязательно) на то, что формирование вулканов происходило в эпоху прямой полярности, вероятнее всего, после последней инверсии полюсов (около 700 тыс. лет назад).

Наиболее интенсивная магнитная аномалия с максимумом более 80 нТ и минимумом менее 600 нТ приурочена к подножью юго-западного склона о-ве Маканруши (см. рис.15). Возможно, она связана с застывшим близповерхностным магматическим телом либо разрешенным вулканом. Подводная кальдера и подводный вулкан 2.6, расположенный в проливе Евреинова, между островами Маканруши и Онекотан, практически не выражены в магнитном поле (см. рис.15).

Ниже приводится описание отдельных вулканов в соответствии с их каталожными номерами.

9-п2.1, вулкан Белянкина

1. Местоположение.Вершина вулкана расположена в 23 км к северо-западу от о-ва Маканруши, в 75 км от вулканического фронта (см. табл.3, рис.9).

2. Морфология и строение. Изометричный островершинный вулканический конус (см. рис.12,в) поднимается над дном на высоту 1100 м при минимальной глубине над вершиной 508 м. Склоны вулкана крутые, в верхней части они достигают 25-30, в нижней - 15-20°. Судя по данным НСП, поверхность конуса неровная, сейсмически шероховатая, характеризующаяся сильным рассеянием сейсмических сигналов. Основание вулкана перекрыто мощной (не менее I км) толщей осадков.

К вулканической постройке приурочена отчетливая положительная магнитная аномалия интенсивностью 650 нТ, экстремум которой смещен к юго-востоку (см. рис.15). Поднятые при драгировании базальты имеют остаточную намагничен-

ность 10-29 а/м и фактор Q = 5,5-16. Судя по характеру намагниченности и данным НСП, эти базальты слагают большую часть постройки.

Размер основания постройки 9х7 км при площади -50 км^2. Объем вулканической постройки с учетом перекрытой осадками части -35 км^3.

3. Материал драгирования. В привершинной части постройки выполнено три станции драгирования: ВII-72, ВI7-48 и 49 (см. табл.3, рис.14) в интервале глубин от 530 до 850 м. Поднято около 140 кг угловатых обломков и глыб плотных и пузыристых вулканических пород. Все глыбы имеют сходное строение и отличаются неровной бугристой поверхностью и зональным строением. Внешние зоны обычно шлаковидные, мелкопористые, тогда как внутренние заметно более плотные хотя также обычно содержат поры, которые здесь крупнее. Наиболее крупные глыбы довольно плоские: толщина их меньше длины и ширины в 3-4 раза, мелкие глыбы - более изометричные, иногда округлые. При ударе глыбы легко раскалываются на изометричные обломки, а внешняя корка при этом отделяется по изогнутым (скорлуповатым) плоскостям. Внешние шлаковидные зоны нередко окислены. По плоскостям отдельности внутри глыб развивается синевато-черный налет глинистых минералов, а иногда желтые пленочки осернения.

Единственным типом пород в составе обломков и глыб являются свежие, иногда слабоожелезненные базальты. Судя по характерной форме некоторых глыб, а также по текстурным особенностям, излияние базальтов происходило в подводных условиях.

4. Петрография и минералогия. Все драгированные базальты - порфировые породы со стекловатой основной массой, пористой текстурой и свежим обликом. Вкрепленники, составляющие 20-35% объема породы, сложены плагиоклазом (70-80% от общего объема вкрапленников), клинопироксеном (20-25%) и оливином (2-5%). Основная масса состоит из стекла (80-90%) и микролитов тех же минералов плюс титаномагнетит (10-20%). Стекло в разных образцах окислено в разной мере, и цвет его меняется от желто-бурого до черного.

Вкрапленники плагиоклаза удлиненно-таблитчатые, часто зональные зерна размером 0,3-3,5 мм, обычно содержащие многочисленные мелкие включения стекла, приуроченные к зонам роста или к ядрам кристаллов. Обычно более крупные вкрапленники содержат и большее количество стекловатых включений. Плагиоклаз по составу отвечает битовниту An_{70-90} (табл.4 приложения), причем ядра в целом более кальциевые (An_{80-90}), чем краевые каймы (An_{70-75}). Расположение зерен плагиоклаза либо хаотичное, либо ориентированное линейно, параллельно флюидальности пород. Клинопироксен представлен крупными (до 2-4 мм) правильной формы кристаллами светло-зеленого цвета с тонкой зональностью, содержащими включения плагиоклаза, титаномагнетита, реже - оливина. Иногда он имеет структуру "песочных часов". По химическому составу (табл.4 приложения) клинопироксен отвечает салиту $Wo_{45-48}En_{36-42}Fs_{12-17}$ и содержит 3,0-5,5% Al_2O_3 и 0,7-1,0% TiO_2. Оливин встречается в виде мелких (до 0,5 мм) кристаллов или в качестве включений в крупных вкрапленниках клинопироксена. По составу это хризолит Fa_{28-30}. Титаномагнетит - из включений в зернах клинопироксена и оливина, имеет низкую железистость (76-82%), умеренное содержание TiO_2 (7,0-8,0%) и повышенное глинозема (6,0-7,3%).

Микролиты плагиоклаза в основной массе - лабрадоры (An_{56-61}), клинопироксена - авгиты ($Wo_{42-45}En_{36-42}Fs_{13-20}$), оливина - хризолиты ($Fa_{31-33}$). Валовый состав основной массы (анализ получен на микрозонде путем сканирова-

ния с площади -50 м) отвечает шошониту с 55% SiO_2, 4% K_2O, 4,7% Na_2O и величиной отношения FeO/MgO 4,2.

5. Петрохимия и геохимия. Все анализированные образцы базальтов вулкана Белянкина (10 проб) весьма сходны в отношении концентрации как петрогенных, так и редких элементов (см. табл.1,2 приложения). Это субщелочные породы высококалиевой серии с низкими (1,7-1,9) значениями отношений Na_2o/K_2o высокой глиноземистостью и умеренной (для островодужных лав) титанистостью. По уровню содержания K_2O некоторые наиболее низкокремнеземистые разности базальтов попадают даже в поле абсарокитов, но отличаются от них более высоким отношением Na_2O/K_2O. По соотношению FeO*/MgO с SiO_2 все анализированные образцы соответствуют "толеитам".

Уровень концентрации Rb, Sr, U, Cu, V в базальтах вулкана Белянкина повышенный; Ba, Th, РЗЭ, Zr - умеренный, а Nb, Ni и особенно Cr - низкий. При этом базальты характеризуются умеренными значениями отношений к/Rb (545-775), Th/U (1,5-1,7), LaYb (3,6-4,5) и низкими Ni/Co (0,4-0,9). Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ в базальтах имеют вид слегка наклоненных слева направо линий ("известково-щелочной" тренд) и характеризуются отсутствием Еи-аномалии.

В одном изообразцов базальтов определен изотопный оостав стронция и неодима (табл.24): $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70284+-4 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,513035+-23. Полученные значения типичны для лав тыловой зоны Курильской дуги (35,62).

Следует заметить, что подводный вулкан Белянкина драгировался также в рейсах НИС "Пегас" СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Полученные в этих драгировках данные целиком соответствуют нашим материалам (76).

6. Заключение. Правильная конусовидная форма постройки, прямая ее намагниченность, высокая однородность и свежесть драгированных базальтов свидетельствует о том, что вулкан Белянкина в основном моложе 700 тыс. лет, т.е. последней инверсии полюсов. Основание вулкана, перекрытое осадками мощностью более 1000 м, сформировалось, по-видимому, раньше. При скорости осадконакопления 20 см/1000 лет (55) на формирование указанной толщи осадков потребовалось более 5 млн лет. Вполне возможно, что нижняя часть осадочной толщи прорвана, а с перекрытием залегает только ее верхняя часть. Морфологические особенности поднятых при драгировании лав свидетельствуют об излиянии их в подводных условиях.

9-п2.2. вулкан Смирнова

1. Местоположение. Вершина вулкана расположена в 12 км к север-северо-западу от о-ва Маканруши, в 62 км от вулканического фронта (см. табл.3, рис.9).

2. Морфология и строение. Плосковершинный конус с крутыми (до 20-30°) склонами поднимается с глубины около 1800 м. От о-ва Маканруши он отделен глубинами порядка 1300 м. Плоская вершина расположена на глубине ~950 м и перекрыта слоем осадков мощностью 100-150 м. Северное основание вулкана перекрыто осадками мощностью не менее 1000 м. Вулкан Смирнова намагничен в соответствии с современным магнитным полем. Амплитуда аномалии составляет 400 нТ. Драгированные андезито-базальты имеют остаточную намагниченность 1,5-4,1 А/м и фактор Q = 1,5 - 6,9, а андезиты - 3,1-5,6 А/м и 28-83 соответственно. Размер основания вулкана - 8x11 км при площади 70 $км^2$ и плоской вершины - 2x3 км. Общий объем вулканической постройки - около 20 $км^3$.

3. Материал драгирования. На вулкане Смирнова выполнено три станции драгирования (см. рис.14, табл.3): две из них (В25-50 и 51) - в привершинной части, на глубинах 930-1010 м, и одна (ВII-73) - в средней части склона на глубине 1050-1300 м. С привершинной части поднято лишь пять небольших угловатых и слабоокатанных обломков (до 10 см по наибольшему удлинению) и три средние гальки, а со средней части склона -20 кг каменного материала, в том числе шесть угловатых обломков размером 10-20 см в поперечнике, 20-25 более мелких (5-7 см в поперечнике) угловатых же обломков, немного щебня и гальки. Преобладающим типом пород в составе обломков являются амфибол-плагиоклазовые андезиты, несколько менее распространены двупироксен-плагиоклазовые андезито-базальты. Отмечаются также амфиболовые дациты, гиалобазальты, туфы. В щебне и гальке наряду со свежими и пропилитизированными вулканитами встречаются также граниты, гнейсы, амфиболиты.

4. Петрография и минералогия. Андезиты - наиболее представительный тип пород в драгированном материале. Это порфировые породы с пористой текстурой, содержащие 25-35% вкрапленников, сложенных плагиоклазом (преобладает), амфиболом, клинопироксеном, титаномагнетитом. Соотношения темноцветных минералов в разных обломках заметно изменяются, так что отмечаются как существенно амфиболовые разности (обр.ВП-73/13,2), где амфиболе в 5-Ю раз больше, чем пироксена, так и амфибол-пироксеновые (обр.ВП-73/4,12), где количество амфибола и пироксена сопоставимо. В отдельных образцах амфиболовых андезитов присутствуют также единичные вкрапленники биотита (обр.ВП-73/6). Среди пироксенов резко преобладает клинопироксен, причем в амфиболовых андезитах ортопироксен практически отсутствует. Основная масса пород имеет гиалопилитовую или микролитовую структуру с микролитами тех же минералов, что и во вкрапленниках, и бесцветным или светло-серым стеклом. Отдельные обломки заметно различаются по степени измнения. Наряду с практически свежими породами (обр.ВП-73/13,4) с зеленым амфиболом наблюдаются и в разилчной мере окисленные разности с опацитизированным амфиболом (обр.ВП-73/2,П,12). Один из образцов (ВII-73/6) имеет полнокристаллическую основную массу и заметно карбонатизирован.

Андезито-базальты - второй по распространенности тип пород среди драгированных обломков. Это серийно-порфировые породы с относительно хорошо раскристаллизованной основной массой. Вкрапленники и субфенокристы представлены плагиоклазом (преобладает), клино- и ортопироксеном, титаномагнетитом. В составе темноцветных минералов клинопироксена заметно больше, чем ортопироксена. Структура основной массы гиалопилитовая или интерсертальная. Породы как относительно свежие (обр.ВП-73/8), так и заметно окисленные (обр.ВП-73/I).

Из редких типов пород остановимся на даците и базальте. Дацит, встреченный в одном из обломков (обр.ВП-73/IO) - субафировая порода с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза, зеленого амфибола, титаномагнетита и тонкокристаллической полустекловатой основной массой. Базальт, также установленный лишь в одном из обломков (обр.ВII-73/1) - афировая миндалекаменная порода с аповитрофировой карбонатизированной основной массой, состоящей из тончайших лейст плагиоклаза, сцементированных продуктами девитрификации стекла. Миндалины выполнены карбонатом, халцедоном, цеолитами. Отмечаются отдельные обломочки гиалобазальтов с более свежим стеклом.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализировано пять проб (см. табл.1,2 приложения): андезито-базальт, два андезита, дацит и базальт. Все средние и кислые породы принадлежат к классу (K-Na)-пород

нормального по щелочности ряда. При этом андезито-базальты и дациты соответствуют породам умеренно-калиевой, а андезиты - высококалиевой серии. Все породы отличаются высокой глиноземистостью и высокой (50-57%) степенью окисленности железа. По соотношению FeO* /MgO с sio_2 андезито-базальты и основные андезиты попадают в поле "толеитов", тогда как кислые андезиты и дациты - в поле "известковощелочных" пород.

Андезито-базальты и андезиты характеризуются повышенными концентрациями Rb, Ba, Sr, низкими - Ni и Cr при относительно низких значениях отношения K/Rb (350-390) и умеренных значениях отношения Ni/Co (0,9-2,0). Концентрации всех этих элементов в дацитах умеренные. Один из образцов андезитов проанализирован в отношении редкоземельных элементов (см. табл.2 приложения). Характерно заметное обогащение легкими РЗЭ цериевой группы (La/Yb = 11,0) при слабопроявленном Eu -минимуме (Eu/Eu* = 0,72).

Анализированный образец базальтов сильно изменен (П.П.П. = 8,9%), что отмечено ранее при петрографическом описании, и данные химического анализа вряд ли могут быть использованы для характеристики его первичного состава.

6. Заключение. Морфоструктурные и магнитные данные, а также драгированный материал свидетельствует о том, что изученная постройка является подводным вулканом. Возраст его может оказаться плиоценовым, а не четвертичным, так как на плоской вершине вулкана имеются осадки мощностью до 150 м, а основание вулкана перекрыто осадками мощностью более 1000 м. Последнее, как и для предыдущего вулкана, может свидетельствовать о том, что вулкан начал формироваться более 5 млн лет назад. Осадки на вершине вулкана могут оказаться внутрикратерными отложениями. Драгированный материал недостаточно представителен для того, чтобы судить о строении вулкана. Однако преобладание в его составе высококалиевых амфиболсодержащих андезитов, типичных для тыловой зоны Курильской дуги, позволяет предполагать, что последние слагают привершинную часть постройки, возможно, экструзивный купол. Двупироксеновые умеренно-калиевые андезито-базальты, возможно, также имеют местное происхождение, ибо породы такого состава также встречаются на вулканах тыловой зоны Курил. Не исключено, что часть драгированного материала (в основном палеотипных вулканитов) представляет собой обломки фундамента, тогда как другая часть (экзотические обломки интрузивных и метаморфических пород) связана с ледовым разносом.

9-п2.3, вулкан "Скалы Авось"

1. Местоположение. Скалы Авось расположены в 18 км к запад-юго-западу от о-ва Маканруши, в 63 км от вулканического фронта (см. табл.3, рис.9,14).

2. Морфология и строение. Островершинный вулканический конус, венчающийся торчащими над водой в отлив скалами, поднимается с глубины около 2000 м. От о-ва Маканруши он отделяется глубинами 1200-1300 м. Угол наклона склонов увеличивается к привершинной части, достигая 15-25°. Наличие на сейсмограммах НСП ниже поверхности конуса субпараллельных склону отражающих границ свидетельствует о том, что в строении вулкана значительную роль играют рыхлые вулканогенные отложения. На разрезах НСП выделяются также участки с сильным рассеянием сейсмических сигналов, что, по-видимому, соответствует выходам на поверхность дна эффузивных пород. Из-за малой глубины гидромагнитная съемка нал вершиной не проводилась. Данные по близлежащим профилям позволяют предположить, что вулкан намагничен положительно. Размер основания вулкана 11x14 км, площадь - около 120 $км^2$, объем вулканической постройки - порядка 50 $км^3$.

3. Материал драгирования. Вещественный состав пород охарактеризован по трем станциям драгирования (см. табл.3, рис.14). Драгировались верхние (ВП-74) и средние (ВI1-75,76) части склона на глубинах 250-850 м. Общий вес поднятого материала составляет 180 кг. В его составе крупные глыбы (7 шт.) размером 40х30х20 см, более мелкие глыбы размером 20х10х8 см (15 шт.), остальные - крупный щебень. Все обломки и глыбы сложены свежими оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами.

4. Петрография и минералогия. Базальты (ВII-74/1,2,5, ВП-75/1,4,13, ВП-76/1,4) представляют собой массивные породы с серийно-порфировой структурой и пузыристой или плотной текстурой. Во вкрапленниках, составляющих 25-40? объема породы, присутствуют: плагиоклаз (15-30%), клинопироксен (5-10%), оливин (от 2-3 до 5-7%), титаномагнетит (-1%). Вкрапленники плагиоклаза таблитчатой, длиннотаблитчатой формы размерами 0,3-3,0 мм. Обычно они зональны с прямой или реккурентной зональностью и многочисленными микровключениями стекла. Состав наиболее крупных вкрапленников $Ап_{70-90}$, более мелких - $Ап_{60-90}$. Клинопироксен слагает призматические зерна размером 0,2-3,5 мм, нередко образующие гломеропорфировые сростки и содержащие включения титаномагнетита. Кристаллы его часто зональны с волнистым угасанием или угасанием типа "песочных часов". По составу клинопироксен близок диопсид-салиту ($Wo_{46-48}En_{42-44}Fs_{9-10}$) с высоким содержанием глинозем (4,4-5,8$) и умеренным - TiO_2 (0,4-0,7%). Оливин присутствует в виде изометричных, часто катаклазированных зерен размерами 0,3-2,5 мм, нередко содержащих мелкие включения титаномагнетита. Состав оливина - Fa_{18-23} (см.табл.4 приложения).

Основная масса имеет гиалопилитовую или пилотакситовую структуру и образована микролитами плагиоклаза (An_{60-75}) и пироксена, титаномагнетита, погруженными в прозрачное или бурое вулканическое стекло. В стекле много рудной пыли. Количество микролитов и стекла варьирует в широких пределах: от 5-10% микролитов от объема стекла до 25-40%.

Среди андезито-базальтов выделяются амфиболеодержащие (обр.ВII-74/3,6) и существенно амфиболовые (обр.ВII-75/2,3) разности. Первые - серийнопорфировые породы, содержащие 30-40% вкрапленников, сложенных плагиоклазом (20-25%), клинопироксеном (8-10%), амфиболом (2-3%), оливином 1-2%, титаномагнетитом (0,5-1,0%) с редкими зернами ортопироксена. Плагиоклаз образует зональные таблитчатые зерна с включениями стекла и отвечает по составу битовнику $Ап_{70-90}$. Вкрапленники клинопироксена более мелкие, чем в базальтах (0,2-1,8 мм), часто дают гломеропорфировые сростки. Оливин (Fa_{19-21}) слагает округлые, иногда корродированные зерна. Вкрапленники амфибола везде почти нацело замещены агрегатами магнетита, плагиоклаза, пироксена и угадываются лишь по отдельным мелким реликтам и форме зерен. Основная масса раскристаллизована лучше, чем в базальтах, и состоит из микролитов плагиоклаза, клино- и ортопироксена, титаномагнетита, погруженных в буроватое стекло.

Амфиболовые разности андезито-базальтов менее раскристаллизованы, чем амфиболе содержащие. Они содержат 15-20% вкрапленников и гиалопилитовой основной массе. Вкрапленники сложены плагиоклазом (10%); амфиболом (7-10%), клинопироксеном (1-2%). ортопироксеном (0,5%), титаномагнетитом (0,5%). Амфибол зеленый и лишь иногда слегка опацитизирован. Вкрапленники его более крупные, чем вкрапленники пироксенов.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализировано 8 проб базальтов и 4 - андезито/базальтов (см. табл.1 приложения). Все по-

роды отличаются повышенным содержанием калия и в систематике K_2O-SiO_2 попадают в поле пород высококалиевой серии (правда, часть точек лежат в области границы с породами умеренно-калиевой серии). При этом величина отношения Na_2O/K_2O в лавах лежит в пределах 1,6-2,0. По суммарному содержанию щелочей большинство базальтов отвечают породам субщелочного ряда, а андезито-базальты и наиболее высококремнеземистые базальты - породам нормального ряда. Подавляющее большинство образцов обладают умеренной железистостью (55-64%) и высокой глиноземистостью. И лишь один образец базальта (BII-76/4) имеет железистость менее *50%* и отвечает умеренно-глиноземистым разностям. По соотношению FeO*/MgO с SiO_2 андезито-базальты попадают в поле "известковочщелочных" пород, а базальты - в поле как "известково-щелочных", так и "толеитовых" пород, концентрируясь в основном вблизи границы раздела полей.

Все лавы характеризуются повышенными концентрациями Rb, Ba, *SR* при умеренных значениях отношений к/Rb (400-600 в большинстве проб). Концентрации Ni и Cr как правило, низкие и лишь в умеренно-глиноземистом базальте - повышенные, тем не менее значения отношения Ni/Co в двух третях проб более I. Содержания Nb, *Zr*, Hf обычные для умеренных по щелочности лав Курило-Камчатского региона. Характер распределения редкоземельных элементов в лавах (см. табл.2 приложения) отвечает "известково-щелочному" тренду, причем степень фракционирования РЗЭ в базальтах и андезито-базальтах близка (отношение La/Yb в базальтах 3,7-5,9, а в андезито-базальтах - 5,2-6,0), однако для андезито-базальтов характерен заметный Eu-минимум (Eu/Bu = 0,7), отсутствующий в базальтах.

В одном образце андезито-базальта (ВП-75/3) определены изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$, соответственно равные 0,70297+-4 и 0,513020+-19 Полученные значения типичны для тыловой зоны Курильской островной дуги.

6. Заключение. Морфоструктурные данные, в частности островодужная форма и отсутствие террасы на глубине около 130 м, соответствующей голоценовому опусканию уровня моря, прямая намагниченность в сочетании с высокой однородностью и свежестью драгированного каменного материала, позволяют предполагать молодой (голоценовый) возраст вулкана Скалы Авось.

9-02.4

1. Местоположение. Вершина горы расположена в 15 км к юго-западу от о-ва Маканруши, в 54 км от вулканического фронта (см. табл.3, рис.9,14).

2. Морфология и строение. Правильный плосковершинный конус с диаметром основания около 6-7 км поднимается с глубины около 900 м. Склоны конуса крутые - 25-30°. От о-ва Маканруши он отделен каньонами с глубиной 800-1000 м, от соседней подводной горы 2.5 - каньоном глубиной 700-800 м. Плоская вершина диаметром менее I км расположена на глубине около 130 м, минимальная глубина - 128 м. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, конус сложен плотными эффузивными породами с почти полным отсутствием осадочного материала. Это же подтверждается и данными мвгнитной съемки: к конусу приурочена интенсивная магнитная аномалия амплитудой более 800 нТ, имеющая максимум более 600 нТ и минимум около 200 нТ (см. рис.15). Намагниченность соответствует современному полю. Площадь конической постройки 30-35 $км^2$, объем - около 10 $км^3$

3. Материал драгирования. В привершинной части постройки выполнена одна станция драгирования (BII-80), где поднято около 15 кг лав, среди которых преобладают пироксен-амфибол-плагиоклазовые андезиты и андезито-дациты. Отмечены

также единичные обломки оливинеодержащих двупироксен-плагиоклазовых андезито-базальтов.

4. Петрография и минералогия. Андезито-базвльты (обр.В11-80/2А,3А) характеризуются массивной текстурой и порфировой структурой. Во вкрапленниках (30-45%)обьема породи) присутствуют: плагиоклаз (75-80%) обьема вкрапленников) клино- и ортопироксен (15-20%), оливин (5-7%) и титаномвгнетит (<1%). Плагиоклаз вкрапленников зонален, имеет размеры до 3,5 мм и таблитчатую форму. Наиболее крупные зерна содержат многочисленные включения стекла, приуроченные, как правило, к промежуточным зонам. Состав плагиоклаза: $Ап_{75-85}$ - наиболее крупные вкрапленники, $Ап_{65-78}$ - более мелкие зерна. Призматические зерна клино- и ортопироксена размером 0,3-1,8 мм нередко образуют гломеропорфировые сростки. Состав пироксенов - авгит ($Wo_{38-42}En_{44-47}Fs_{12-15}$) и гиперстен. В количественном отношении отчетливо преобладает клинопироксен. Оливин слагает изометричные, иногда катаклазированные зерна размером 1,5-1,9 мм. По составу отвечает хризолиту Fs_{13-14}.Титаномагнетит содержит до 18% $Ti0_2$ (см. табл.4 приложения). Основная масса имеет гиалопилитовую или пилотакситовую структуру и образована микролитами плагиоклаза, пироксенов и титаномагнетита, погруженными в бурое гематитизированное стекло. Последнее иногда участками слабохлоритизировано.

Андезиты и андезито-дациты (обр.ВII-80/1-7) обладают массивной или слабопористой текстурой и порфировой структурой. Они содержат от 20-25 до 35-40% вкрапленников, в составе которых преобладает плагиоклаз; из числа темноцветных минералов присутствуют амфибол - клино- и ортопироксен, титаномвгнетит, а в отдельных образцах - биотит. Крупные вкрапленники плагиоклаза нередко содержат многочисленные включения стекла, тогда как мелкие (доминирующие по обьему) совершенно чистые и прозрачные. Первые отвечают по составу битовниту (An_{75-88}), вторые - лабрадор-битовниту (An_{65-80}). Амфибол зеленый, обычно свежий, однако в некоторых образцах (ВII-80/4,5) почти нацело замещен магнетит-плагиоклаз-пироксеновым агрегатом. В ядрах его иногда отмечаются реликты пироксене. В андезитах количество амфибола и пироксена близко, тогда как в андезито-дацитах амфибол явно преобладает, а количество пироксенов может уменьшается до 1-2%. Клинопироксен отвечает по составу авгиту ($Wo_{39-41}En_{44-45}Fs_{13-15}$), ортопироксен - гиперстену. Основная масса пород имеет гиалопилитовую, иногда микрофелтзитовую структуру. В целом породы свежие, и лишь в одном из обрзацов (ВII-80/7) амфибол замещен гидроокислами железа и хлоритом.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализирован один образец андезита и один - андезито-дацита (см. табл.1 приложения). Оба образца относятся к весьма высокоглиноземистым породам нормального по щелочности ряда. При этом андезиты по содержанию $к_2о$ и величине отношения Feo* /Mgo попадают в группу умеренно-калиевых "известково-щелочных" пород, а "андезито-дациты" - в группу высококалиевых "толеитовых" пород. Для обоих обрвзцов характерна повышенная (>50$) степень окисленности железа.

Андезиты имеют умеренные, а андезито-дациты - повышенные концентрации Rb, Ba, Sr и низкие Ni и Cr при умеренных отношениях K/Rb (560 и 435 соответственно) и Ni/Co (0,9-1,2). Содержание резкоземельных элементов (см.табл.2 приложения) в андезито-дацитах в 1,5 раза более высокое, чем в андезитах. Резко различается и степень фракционирования РЗЭ, также повышенная в андезито-лзцитах по сравнению с андезитами (La/Yb = 16,7 и 6,3 соответственно).

65

6. Заключение. Правильная коническая форма постройки, приуроченность к ней интенсивной магнитной аномалии и преобладание в составе поднятых при драгировании каменных обломков свежих однородных по петрографическое составу анфиболовых андезитов и андезито-дацитов с геохимическими свойствами пород, типичных для тыловой зоны Курильской дуги, где и расположена драгированная подводная гора, позволяют предполагать, что исследованная гора является сравнительно молодым подводным вулканом. Возраст его доголоценовый, судя по плоской вершине на глубине около 130 м, соответствующей голоценовому поднятию уровня моря.

9-п2.5

1. Местоположение. Обширная плоская вершина подводного массива расположена в 12-18 км к юг-юго-западу от о-ва Маканруши, в 46 км от вулканического фронта (см. рис.9,14, табл.3).

2. Морфология и строение. Подводный массив неправильно овальной формы размером по подножию 7x12 км венчается плоской террасовидной вершиной размером 3x8 км, расположенной на глубине II5-I30 м (см. рис.14). По-видимому, он состоит из двух сросшихся вулканических гор. От о-ва Маканруши он отделяется глубинами 350-400 м. Склоны массива крутые - до 30°. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, поверхность массива сложена плотными вулканическими породами. Более глубокие части массива, по-видимому, также сложены эффузивами, так как массиву соответствует положительная магнитная аномалия интенсивностью более 600 нТ (см. рис.15). Подножье восточных и южных склонов массива перекрыто чехлом осадочных отложений мощностью до 500 м (до 0,5 с на сейсмограммах НСП). Судя по характеру залегания, они представлены материалом, сносимым с массива во время абразии и формирования плоской вершины. Площадь массива по подножью -60 км^2, объем - 18 км^3.

3. Материал драгирования. В пределах массива выполнено четыре станции драгирования: ВП-78,79,81 и 82, ими поднято около 120 кг каменного материала. Основу этого материала составляют остроугольные обломки и глыбы (размером 30x35x40, 20x15x10, 10x7x5 см и более мелкие, включая щебень). Встречаются округлые обломки. Преобладающими типами пород, слагающими обломки и глыбы, являются андезиты и андезито-базальты, хотя встречаются более кислые (андезито-дациты и дациты) и более основные (базальты) лавы.

4. Петрография и минералогия. Среди базальтов встречены оливин-клинопироксен-плагиоклазовые (обр.ВП-79/I) и двупироксен-плагиоклазовые (более кремнеземистые) разности (обр.ВП-78/4). Первые содержат до 20-25, вторые - до 35% вкрапленников, среди которых преобладает плагиоклаз (15-17 и 20-25% соответственно). В оливин-клинопироксеновых разностях содержание оливина и клинопироксена сопоставимо (2-3 и 3-5%), в двупироксеновых явно преобладает клинопироксен (8-10 и 1-2%). В последних в ощутимом количестве *(-1%)* присутствуют также вкрапленники титаномагнетита. Крупные вкрапленники плагиоклаза отвечают по составу лабрадор-битовниту An_{65-85}, более мелкие - Лабрадору An_{55-70}, оливин - хризолиту Fe_{15-22}, клинопироксен - гиперстену (см. табл.4 приложения). Основная масса сложена лейстами тех же минералов, что и во вкрапленниках, погруженных в бурое вулканическое стекло с мельчайшими выделениями титаномагнетита.

Андезито-базальты (В11-78/3, ВII-81/1,8, ВII-82/I) содержат 10-30% вкрапленников, в составе которых наряду с плагиоклазом (75-85% объема вкрапленни-

ков), клинопироксеном, ортопироксеном и титаномагнетитом постоянно присутствует амфибол. В некоторых образцах (ВI1-82/6) среди вкрапленников отмечены также единичные зерна оливина. Плагиоклаз зонален, часто с многочисленными включениями стекла по зонам. Наиболее крупные вкрапленники отвечают по составу битовнику An_{75-90}, более мелкие - лабрадор-битовниту An_{60-80}. Амфибол зеленый или бурый, нередко с опацитовыми каймами. Пироксены часто образуют гломеропорфировые сростки. Основная масса имеет гиалопилитовую, пилотэкситовую или интерсертальную структуру и образована микролитами плагиоклаза, пироксенов, реже - амфибола и титаномагнетита с буроватым стеклом в мезостазисе.

Андезиты и андезито-дациты (ВП-78/1,2,5,6,7, ВП-81/3,4,5,7) существенно амфибол-плагиоклазовые породы с 20-35% вкрапленников. Доля плагиоклаза составляет 60-70% от общего объема вкрапленников, амфибола - 20-30%, кроме них, присутствуют также биотит (0-5% вкрапленников), клино- и ортопироксен (0-3%), титаномагнетит. Плагиоклаз, как и в породах более основного состава, зонален и содержит многочисленные включения стекла. Состав наиболее крупных вкрапленников An_{68-80}, остальных - An_{58-78}. Амфибол зеленый (обыкновенная роговая обманка), реже бурый (базалотическая роговая обманка). Биотит бурый. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру: мелкие микролиты плагиоклаза, амфибола и титаномагнетита погружены в буроватое стекло. В андезитах отмечаются отдельные мелкие включения гомеогенного типа.

Дациты. (обр.ВП/81/2) - единственная порода, где во вкрапленниках наряду с плагиоклазом (~15%); амфиболом (~7-10%) и титаномагнетитом присутствует также кварц (5-7%). Зерна кварца изометричные с бухтообразными заливами стекла и нередко катаклазированы. Амфибол зеленый, часто заметно опацитизирован. Основная масса имеет микрофельзитовую структуру и сложена тонкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом с мельчайшими выделениями титаномагнетита.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализировано 12 проб (см. табл.1 приложения): 2 - базальт, 4 - андезито-базальт, 4 - андезит, I - андезито-дацит и I - дацит. Все анализированные образцы относятся к породам нормального ряда, и только оливин-клинопироксеновый базальт (обр.В11-79/I) - к породам субщелочного ряда. По уровню содержания $к_2 0$ большинство проб принадлежат лавам высококалиевой серии, и только андезито-дациты (обр.В11-81/3) - к лавам умеренно-калиевой серии, а дациты (обр.В11-81/2) и один образец андезито-базальта (ВII-82/I) - к лавам низкокалиевой серии.

Лавы высококалиевой (и умеренно-калиевой) серии отличаются повышенными концентрациями литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr, и Th) при низких значениях отношений $Na_2 0/K_2 0$ (1,3-2,1), K/Rb (350-420) и повышенных Rb/Sr (0,06-0,10). Лавы низкокалиевой серии, напротив, имеют низкие концентрации литофильных редких элементов, повышенные значения отношений $Na_2 0/K_2 0$ (3,2-3,3), K/Rb (500-800) и низкие Rb/Sr (0,02-0,03).

По соотношению FeO*/Mg*0* с $Si 0_2$ оливин-клинопироксеновые базальты (а также низкокалиевые базальты) попадают в поле "толеитов", тогда как подавляющее большинство остальных лав - в поле "известково-щелочных" пород. Оливин-клинопироксеновые базальты относятся к группе умеренно-глиноземистых пород, андезито-базальты и андезиты - высокоглиноземистых, а андезито-дациты и дациты - весьма высокоглинозвмистых пород. Содержание Ni и Cr в умеренно-глиноземистых базальтах умеренное, в остальных породах - низкое.

6. Заключение. В составе драгированного материала преобладают обломки лав высококалиевой серии, типичной для тыловых зон Курильской дуги, где и распо-

лагается исследованный вулканический массив. С учетом того, что состав анализированных лав высококалиевой серии изменяется по содержанию кремнезема от базальтов до андезитов, можно полагать, что массив является дифференцированным. Морфоструктурные особенности позволяют предположить, что массив состоит из двух сросшихся вулканов, некогда возвышавшихся над уровнем моря, *а* затем срезанных абразией и оказавшихся на глубине около 120 м в результате голоценового повышения уровня моря. Угловатый облик обломков и высокая свежесть каменного материала являются свидетельством в пользу молодого возраста ее. Наличие в составе драгированных обломков лав низкокалиевой серии, типичной для фронтальной зоны дуги, может быть связано с ледовым разносом.

9-п2.6

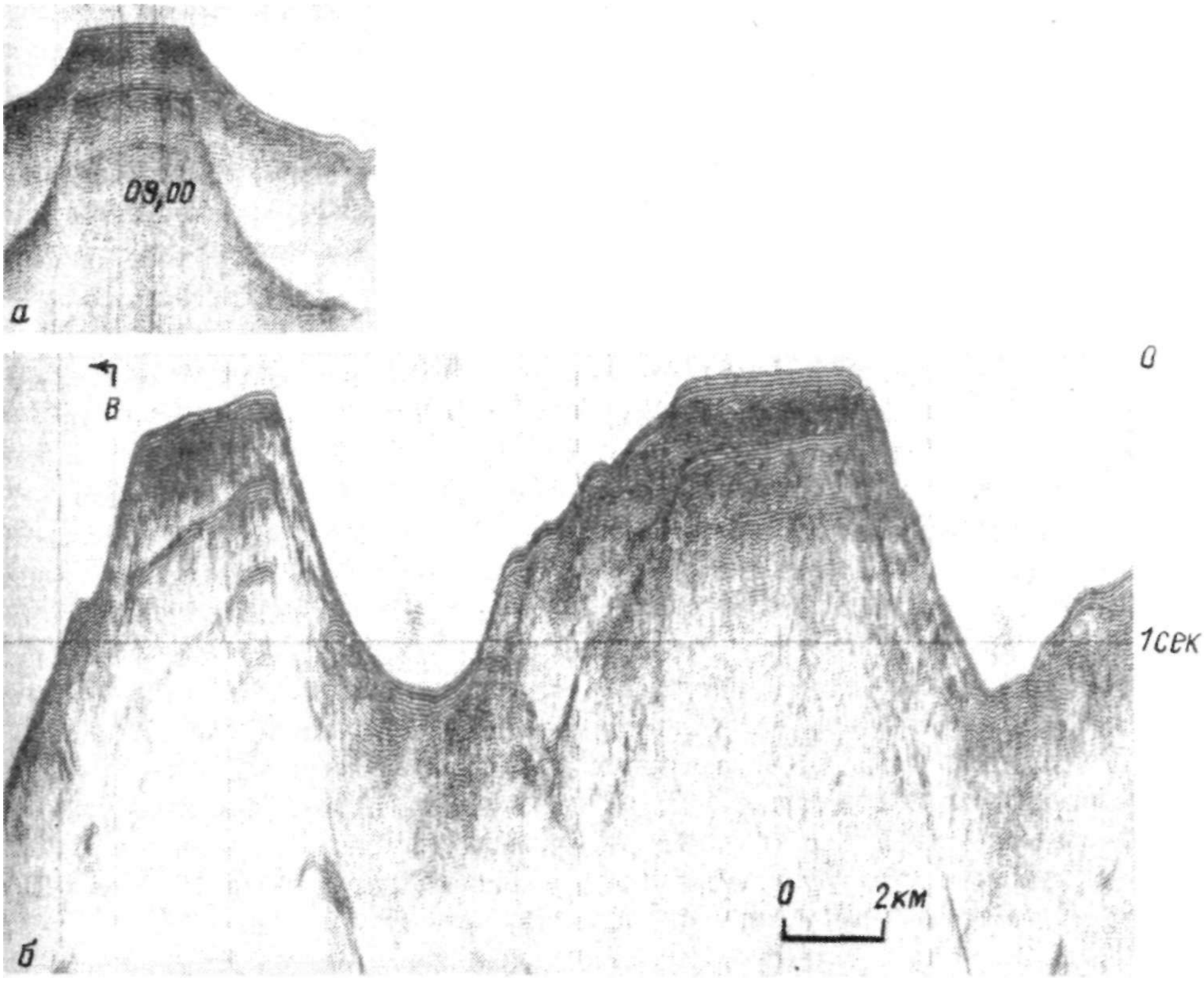
1. Местоположение. Пролив Евреинова между островами Онекотан и Маканруши в 10 км к северо-западу от мыса Кимберли на о-ве Онекотан, в 27 км от вулканического фронта (см. табл.3, рис.9).

2. Морфология и строение. Небольшая вытянутая в север-северо-западном направлении гора с плоской вершиной на глубине 130-150 м при минимальной глубине III м. От о-ва Онекотан она отделяется глубинами около 400 м, от о-ва Маканруши - узким трогом глубиной более 800 м. Склоны горы довольно пологие, не превышают 10°. Судя по характеру сейсмического изображения и отсутствию магнитной аномалии, гора сложена в основном рыхлыми, возможно, пирокластическими отложениями с отчетливо переклинальным залеганием (рис.16). Размер основания 6x8 км, площадь около 40 км^2, размер плоской вершины 2x3 км, объем - около 7 км^3.

3. Материал драгирования. В привершинной части горы, в интервале глубин 420-170 м, выполнено две станции драгирования (ВII-83 и 84), в которых поднято соответственно -15 и -7 кг остроугольных обломков, гальки и щебня. Размеры обломков и гальки - до 8-10 см по длинной оси. Весь поднятый материал вулканический. В составе его резко преобладают андезито-базальты, хотя встречаются базальты, андезиты и дациты. Порода в общем свежие, лишь некоторые образцы подверглись незначительному вторичному преобразованию.

4. Петрография. Все драгированные породы характеризуются титаномагнетит-двупироксен-плагиоклазовой ассоциацией вкрапленников, причем в базальтах и андезито-базальтах к указанным минералам присоединяется также оливин (до 3-4 в базальтах и *1-2%* в андезито-базальтах). Лишь в одном образце андезито-базальта (ВII-83/2) установлены диссоциированные и замещенные плагиоклаз-магнетитовым -агрегатом единичные зерна роговой обманки.

Преобладающие в составе обломков андезито-базальты - обильнопорфировые (до 35-40% вкрапленников и субфенокристов) породы с серийно-порфировыми структурами и плотными или пористыми (иногда шлаковидными) текстурами. В целом среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, а среди темноцветных минералов - клинопироксен. Обычны оторочки клинопироксена вокруг ядер ортопироксена и реже оторочки ортопироксена вокруг зерен оливина. В основных массах пород постоянно присутствует небольшое количество вулканического стекла/ В пористых разностях оно часто бурое окисленное, в плотных - желтое чистое. Наряду с абсолютно свежими встречаются и несколько измененные разности, в которых вкрапленники темноцветных минералов (в первую очередь оливина) замещаются гидроокислами железа и смектитом. Смектит присутствует здесь также и в порах основной массы. В уже упоминавшемся образце амфиболсодержащего андезито-ба-



Р и с.16. Фрагменты профилей НСП, пересекающих вулканы 2.6 (а) и 2.7 (справа) 2.8 (б)

зальта вкрапленники оливина замещены карбонатом. По характеру минерального парагенезиса и типу вторичного преобразования этот образец весьма близок андезито-базальтам острова-вулкана Маканруши и, возможно, является чужеродным для изученной подводной горы.

Базальты, как и андезито-базальты, - обильнопорфировые породы, тогда как андезиты и дациты - субафировые, содержащие не более 5% вкрапленников. Все образцы свежие, без следов вторичных изменений.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического и редкоэлементного состава проанализирован образец андезито-базальта с амфиболеодержащим парагенезисом (ВI1-83/2; см. табл.1 приложения). По уровню содержания калия он попадает на границу между породами умеренно- и высококалиевой серии, а по соотношению железистости и кремнезема - на границу между "толеитовыми" и "известково-щелочными" породами. Характерна повышенная концентрация Rb, Ba, Sr при Умеренном содержании элементов группы железа и низком (-330) отношении к/Rb. Наличие вторичных изменений отражается в повышенном *(-2%)* содержании воды и, по-видимому, в увеличении содержания щелочных металлов. В целом анализированный образец и по особенностям химического состава весьма сходен с андезито-базальтами вулкана Маканруши, отличаясь от них лишь несколько более высокой железистостью.

6. Заключение. Изученная гора, по-видимому, является вулканом, сложенным, судя по переклинальному характеру залегания и отсутствию магнитной аномалии, пирокластическими отложениями. Собственными породами вулкана, очевидно, являются свежие двупироксен-плагиоклазовые базальты и андезито-базальты. Проанализированный амфиболсодержащий андезито-базальт может быть либо собственным, либо чужеродным, принесенным, скорее всего, с о-ва Маканруши. Возраст постройки доголоценовый.

9-П2.7

1. Местоположение. Плоская вершина вулкана расположена в 24 км к западу от юго-западного берега о-ва Онекотан, в 35 км от вулканического фронта (см. рис.9,14, табл.3).

2. Морфология и строение. Крупный подводный конус с плоской вершиной, полого наклоненной к западу, поднимается с глубин 2100-2200 м при минимальной отметке над вершиной 130 м (рис.16,б). От о-ва Онекотан он отделяется глубинами 600-700 м. К северо-западу от подводной конической горы имеются глубины около 800 м, которые соответствуют древней кальдере (см. рис.14). Вулкан 2.7 располагается на краю кальдеры, перекрывая ее юго-западный борт. В рельефе дна кальдера выражена слабо в виде пологой депрессии глубиной менее 100 м, но она отчетливо проявляется в рельефе поддонных отражающих границ. Мощность внутрикальдерных отложений превышает I км. По данным НСП, основным источником материала был как раз вулкан 2.7. Лишь в верхней части разреза кальдеры (200-300 м) существенную роль, по-видимому, начинает играть материал, сносимый из районов островов Онекотан и Маканруши.

Склоны вулкана 2.7 крутые - 10-20°, южные склоны иногда достигают 30°. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, на южных склонах и южной половине плоской вершины на поверхность дна выходят плотные эффузивные породы, а на северных - вулканогенные осадки мощностью не менее 700-1000 м. В магнитном поле (см. рис.15) южная часть вулкана проявлена положительной аномалией более 400 нТ, северная - слабой отрицательной аномалией (около 200 нТ). Не исключено, что вулкан 2.7 состоит из двух слившихся конусов: северного - существенно пирокластического и южного - существенно лавового. Подножье вулкана перекрыто осадками, мощность которых достигает 600 м. Размер основания вулкана 19х25 км, размер его плоской вершины - 9х4,5 км, объем вулканической постройки около 200 км^3.

3. Материал драгирования. В привершинной части вулкана выполнено три станции драгирования (см. рис.14). С юго-западного склона, в интервале глубин 240-300 м (драга В25-47), поднят лишь один окатанный "валун" размером 30х20х20 см и весом 20 кг, сложенный несколько измененными темно-серым пористым мелкопорфировым амфибол-пироксен-плагиоклазовым андезито-базальтом.

На северо-восточном склоне, в интервале глубин 250-150 м (драга В25-48), был обнаружен серый илистый грубозернистый песок, а также пять мелких слабоокатанных обломков и около двух десятков мелких галек вулканических пород. Два слабоокатанных обломка (размером -10х8х7 и 12х10х6 см) с округленной бугорчатой поверхностью и скорлуповатой отдельностью сложены почти черными стекловатыми пироксен-плагиоклазовыми андезитами. Судя по облику, это вулканические бомбы. Остальные слабоокатанные обломки сложены светлыми пемзами (два обломка) и лавами пироксен-плагиоклазовых дацитов. В гальке в основном

развиты палеотипные субафировые, реже - мелкопорфировые андезито-базальты и андезиты.

С вершины горы у северо-восточного склона с глубин 160-140 м (драга В25-49) был поднят один крупный "валун" (размером 70х50х50 см и весом более 30 кг), а также десяток мелких среднеокатанных обломков и галек вулканических пород. Валун сложен темно-серым пористым мелкопорфировым пироксен-плагиоклазовым андезитом. Один из наименее окатанных обломков представлен темно-серым мелкопузыристым стекловатым субафировым пироксен-плагиоклазовым базальтом (обр.В25-49/2), а два среднеокатанных обломка - плотным буровато-серым мелкопорфировым пироксен-плагиоклазовым базальтом (обр.В25-49/4) и серым плотным субафировым андезитом. Галька представлена в основном серыми плотными субафировыми андезито-базальтами и андезитами.

4. Петрография и минералогия. Андезито-базальты, слагающие валун, с наиболее низкого исследованного горизонта постройки (обр.В25-47/1) содержат 7-10% вкрапленников; 5-6 плагиоклаза, 2-3% клинопирсксена, *-1%* бурой роговой обманки (с широкой опацитовой каймой), *-1%* титаномагнетита, а также большое количество субфенокристов тех же минералов. Размер вкрапленников 1,0-1,5 мм, в основной массе пород многочисленные микролиты сцементированы небольшим количеством буровато-серого стекла (микролитовая структура). Порода заметно изменена. Вкрапленники плагиоклаза в ней нередко ожелезнены, в зернах клинопироксена проявлена тонкая сыпь магнетита, по трещинам во вкрапленниках развиваются буроватые железистые образования, мелкие поры в породе иногда заполнены вторичным зеленовато-голубоватым минералом типа глауконита.

Андезито-базальты, слагающие валун с вершины горы (обр.В25-49/I), представлены пироксеновой разностью, содержащей 15-20% вкрапленников: 10-15% плагиоклаза, 5-7% клино- и ортопироксена, - *1%* титаномагнетита. Среди темноцветных минералов преобладает клинопироксен. Основная масса породы имеет гиалопилитовую структуру с темно-бурым, почти черным стеклом. Порода достаточно свежая.

Андезиты вулканических бомб (обр.В25-48/3 и 48/4) - субафировые породы, содержащие 3-4% вкрапленников плагиоклаза и 1-2% - орто- и клинопироксена. Основная масса их имеет гиалиновую структуру и сложена темно-бурым, почти черным стеклом. Андезиты одного из среднеокатанных мелких обломков (обр.В25-49/3) почти аналогичны описанным, отличаясь от них лишь обилием пор, имеющих уплощенную форму, и примерно равным (по 2,5%) содержанием плагиоклаза и пироксенов во вкрапленниках.

5. Петрохимия и геохимия. Все изученные вулканиты подводной горы 2.7 (7 проб, см. табл.1 приложения) относятся по составу к высококлиноземистым лавам нормального по щелочности ряда, но по соотношению щелочей и некоторым Другим параметрам они весьма неоднородны и среди них можно выделить три группы.

К первой группе относятся оба анализированных образца базальтов с вершины горы, причем как из слабо-, так и из среднеокатанных обломков (соответственно обр.В25-49/2 и 49/4). Это высокожелезистые (f = 73,0-74,6%) низкокалиевые породы натрового типа (Na_20/K_2o = 5,1-6,0) с весьма низкими содержаниями ва, Sr,Ni,Cr,слабоповышенными Li, Rb и высокими Си. На диаграмме $FeO^*/MgO-SiO_2$ состав этих пород попадает в поле "толеитов". Подобные вулканиты обычно развиваются во фронтальной зоне островных луг, а для тыловой зоны, где расположена подводная гора 2.7, - не характерны.

Ко второй группе относится основная часть изученных пород, а именно андезито-базальты крупного "валуна" с вершины горы (обр.В25-49/1), а также все порода андезитового состава. Все эти вулканиты также являются высокожелезистыми (*f*=75,7-81,7%) и на диаграмме FeO /Mg0-si0_2 их состав также попадает в поле "толеитов", но по щелочности соответствуют умеренно-калиевым образованиям (K-Na)-Типа (Na_20/K_20 = 2,4-3,3) с низким содержанием Ba, Sr, Ni, Cr и повышенным - Li и Rb.

В третью группу пород попали андезито-базальты "валуна" с нижнего горизонта склона постройки (обр.В25-47/1), которые по составу являются умеренно-железистыми (f = 65,0%) высококалиевыми образованиями (K-Na)-типа (Na_20/K_20 = 1,6) с повышенным содержанием литофильных редких элементов Li, Rb, Ba, Sr, а также Cr. На диаграмме FeO*/MgO-Sio_2 эти породы соответствуют уже "известковочщелочным" образованиям.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности строения и соотношения с кальдерой свидетельствуют о том, что изученная подводная гора является подводным вулканом. Окатанный облик поднятых при драгировании пород и плоская вершина свидетельствуют об относительно древнем, по крайней мере доголоценовом, его возрасте. На роль коренных пород могут претендовать наиболее распространенные умеренно-калиевые андезиты и андезито-базальты (вторая группа) для вулканов кластических образований северной части постройки и, возможно, высококалиевые андезито-базальты (третья группа) для существенно лавовой южной части постройки. Низкокалиевые породы, по-видимому, являются чужеродными, принесенными в результате ледового разноса.

9-п2.8

1. Местоположение. Подножье запад-юго-западного склона вулкана 2.7, в 30 км к северо-западу от о-ва Харимкотан, в 42 км от вулканического фронта (см. рис.9,14, табл.3).

2. Морфология и строение. Вулканический конус с плоской вершиной на глубине около 200 м (минимальная глубина) с налеганием, отчетливо проявленным на сейсмограммах НСП, перекрывает запад-юго-западный склон вулкана 2.7 (см. рис.16,б). От последнего он отделен глубинами около 700 м, южные и западные склоны опускаются до глубин 1800 и 2200 м соответственно. Склоны крутые до 20-25° в привершинной части и 7-15° у подножья. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, существенную роль в строении верхней части конуса играют рыхлые пирокластические отложения. Более глубокие части конуса сложены, по-видимому, плотными лавами, дающими интенсивную (более 900 нТ) положительную аномалию (см. рис.15).

Глубина слегка наклоненной к западу (как и на предыдущем вулкане) плоской вершины, превышающая величину голоценового повышения уровня моря, указывает на некоторое опускание вулкана в голоцене, очевидно, обусловленное изостатической компенсацией. Размер основания вулкана - 10x12,5 км, размер плоской вершины - 2x3,5 км, объем постройки - около 40 $км^3$.

3. Материал драгирования. Вулкан охарактеризован одной станцией драгирования (В25-46), выполненной в привершинной части на глубинах 260-230 м. Общий вес поднятого материала более 250 кг. Почти весь он представлен вулканическими породами, хотя обнаружено и несколько обломков светло-желтых песчаников. Большинство обломков вулканических пород (70-75%) угловаты и совершенно не окатаны. Они заметно варьируют по величине, однако преобладают средние, круп-

ные обломки и глыбы, В числе последних - две крупные глыбы размером -80х70х70 см и весом более 50 кг, а также несколько глыб весом по 10-15 кг. В мелкой фракции обнаружено шесть галек.

Подавляющая часть неокатанных обломков и глыб (~80-90%) сложена очень близкими по облику и высокой степени сохранности, светло-серыми хрупкими обильнопористыми и обильнопорфировыми биотитеодержащими амфибол-плагиаклазовыми андезитами экструзивного облика, а также сходными с ними, но несколько менее раскристаллизованными клинопироксенсодержащими амфибол-плагиоклазовыми андезито-базальтами. Последние развиты в меньшей степени. В андезитах наблюдается множество мелких округлых меланократовых включений гомеогенного типа, отвечающих по составу базальтам (обр.В25-462Бвк).

Меньшая часть объема поднятого материала (30-35%) сложена обломками вулканитов, весьма разнообразными по степени окатанности, сохранности, текстурно-структурным свойствам и минеральному составу. Так, некоторые небольшие глыбки и мелкие обломки угловатой и почти неокатанной формы сложены несколько измененными плотными субафировыми плагиобазальтами, а также оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами. Два мелких уплощенных обломка представлены черными слабополосчатыми стекловатыми игнимбритоподобными породами андезито-дацитового состава, насыщенными мелкими бурыми фрагментами окисленных лав и туфов. Кроме того, к этой группе почти неокатанных обломков можно отнести и несколько мелких вулканических бомб размером -10х10х8 см. Последние имеют овоидную бугристую поверхность, скорлуповатую отдельность, сильнопористую, пузыристую (до шлаковидной) текстуру и субафировую структуру. Породы, слагающие бомбы, соответствуют оливин-пироксен-плагиоклазовым базальтам и андезито-базальтам. В нескольких обломках среднеокатанной формы встречены серые пористые умеренно-парфировые разности амфиболсодержащих двупироксен-плагиоклазовых андезито-базальтов, а также стекловатых слабофлюидальных субафировых плагиоандезитов. Одна из наиболее крупных глыб с окатанной формой и корочкой выветривания около 8 см отвечает по составу двупироксен-плагиоклазовому андезиту и имеет невысокую степень сохранности.

Мелкая галька сложена в основном плотными афировыми и субафировыми лавами андезито-базальт-андезитового состава. Кроме того, в составе галек отмечаются пузыристые базальты, а также пористые окисленные (красно-бурые) и неокисленные (серые) порфировидные андезиты.

4. Петрография и минералогия. Базальты, слагающие мелкие и средние почти неокатанные обломки, - субафировые, и содержат лишь 2-5% вкрапленников плагиоклаза (обр.В25-46/10) либо плагиоклаза и оливина (обр.В25-46/7 и 46/8). В оливин-плагиоклазовых разностях широко развиты субфенокристы этих же минералов. Размер вкрапленников - от 0,5 до 1,5 мм. Основная масса в базальтах раскристаллизована и имеет либо микролитовую, либо микропризматически-зернистую структуру. Оливинсодержащие разности базальтов несколько изменены. Во вкрапленниках и в основной массе развиты пятна вторичного зеленоватого минерала типа хлорита, образующего также (вместе с карбонатом) "рубашку" вокруг зерен оливина. Базальты вулканических бомб (обр.В25-46/16) также субафировые с редкими (<5%) вкрапленниками плагиоклаза, оливина, клино- и ортопироксена, а также многочисленными субфенокристами тех же минералов. В составе субфенокристов резко возрастает доля плагиоклаза. Основная масса в породах имеет микролитовую структуру с темно-бурым,почти черным,стеклом.Порода свежая.

Андезито-базальты по минералогическому составу можно разделить на четыре группы. Первая группа включает достаточно свежие породы из мелких вулканических бомб (обр.В25-46/15). Это пористые субафировые разновидности с редкими (менее 5$) вкрапленниками плагиоклаза, орто- и клинопироксена, оливина, а также титаномагнетита. Основная масса пород имеет гиалиновую структуру с редкими микролитами и темно-бурым стеклом.

Второй группе соответствуют породы из нескольких обломков слабоокатанной формы (обр.В25-46/6). При сходном с описанными породами содержании вкрапленников (5-7%) и близком качественном составе их (плагиоклаз - 2-3%, оливин - 2-3%, клинопироксен - 1-2%, титаномагнетит) они отличаются широким развитием субфенокристов тех же минералов (-20%) и полностью раскристаллизованной менее основной массой. При этом структура основной массы здесь микролитовая, где множество вытянутых микролитов сцементировано псевдофельзитовым агрегатом. Породы несколько изменены. В зернах клинопироксена иногда отмечаются выделения бурых гидроокислов железа, во вкрапленниках плагиоклаза и оливина - зеленовато-буроватых смектитов, а в основной массе пород - мелкие малиновые выделения гематита.

Третья группа - породы из среднеокатанных обломков (обр.В25-46/12). Они содержат 15-20% вкрапленников, среди которых резко преобладает плагиоклаз (14-18%),а темноцветные минералы редки (до 2%). В составе последних установлены орто- и клинопироксен *(<1%)*, зеленая роговая обманка с опацитовыми каймами *(<1%)* и титаномагнетит. Основная масса имеет микролитовую структуру и стекло серого цвета. Породы также не слишком свежие и отличаются наличием пятен буроватого смектита во вкрапленниках плагиоклаза. Наконец, четвертая группа - амфибол-плагиоклазовые обильнопорфировые разности из довольно многочисленных угловатых неокатанных обломков (обр.В25-46/3 и 46/4). Они содержат 35-40% вкрапленников, включающих плагиоклаз (25-30%), зеленовато-бурую роговую обманку (6-8%), а также клинопироксен (<1%) и титаномагнетит. Общая структура пород - серийнопорфировая при гиалопилитовой структуре основной массы. По облику породы этой группы, скорее всего, являются экструзивными образованиями.

Андезиты также разнообразны по петрографическим признакам, и их можно разделить на три группы. К первой группе относятся умеренно-порфировые титано-магнетит-двупироксен-плагиоклазовые разности из крупной окатанной глыбы (обр.В25-46/5). Вкрапленники плагиоклаза в них (10-15%) заметно преобладают над темноцветными минералами (в сумме 5-6%). Среди последних наиболее распространен ортопироксен. Основая масса пород раскристаллизована и имеет пилотакситовую структуру с обильными выделениями титаномагнетита. Породы несколько изменены вторичными процессами. Так, во вкрапленниках плагиоклаза часто развиваются зеленовато-бурые смектиты. Зерна пироксенов иногда насыщены рудной пылью. Эта глыба имеет широкую корочку выветривания мощностью около 8 см.

Ко второй группе относятся свежие слабофлюидальные субафировые разности андезитов из среднеокатанных обломков (обр.В25-46/II). Породы содержат редкие вкрапленники плагиоклаза (менее 5%), а также небольшое число субфенокристов плагиоклазе и клинопироксена. Основная масса пород обладает криптокристаллической, микрофельзитовой структурой.

Третья группа включает наиболее распространенные в имеющемся материале обильнопорфировые амфибол-плагиоклазовые андезиты, обычнные для угловатых не-

окатанных обломков и глыб (обр.В25-46/1, 46/2А, 46/2Б, 46/2В). Породы имеют серийно-порфировую структуру и содержат 35-40% вкрапленников, в основном плагиоклаза (25-30%) и бурой роговой обманки, иногда с узкими опацитовыми каймами (10-15%). Также в них отмечаются вкрапленники биотита (менее 1%) и субфенокристаллы титаномагнетита и эпатита. Размеры вкрапленников плагиоклаза - 1-3 мм, амфибола - до 3-8 мм, а биотита - до 1,0-1,5 мм. Иногда у лейст биотита отмечается амфиболовая оторочка. Основная масса пород имеет структуру, промежуточную между гиалопилитовой и фельзитовой, и характеризуется наличием небольшого количества стекла светло-серого цвета. В мелких порах из краевых частей некоторых обломков изредка проявляется вторичный зеленоватый минерал. Судя по облику, породы этой группы, как и амфибол, - плагиоклазовые андезито-базальты, скорее всего, относятся к экструзивным образованиям.

Андезито-дациты были встречены только в двух мелких уплощенных и почти неокатанных обломках (обр.В25-46/9 и 46/18). Они сложены почти чистым стеклом черного цвета, в котором, располагаясь слоями, проявлены мелкие обломки окисленных лав и туфов, а также незначительное количество мелких вкрапленников плагиоклаза (-5%) и клинопироксена (менее 1%). По облику данные породы напоминают игнимбриты.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава из всех вулканитов подводной горы 2.8 исследовано 18 проб (см. табл.1 приложения). Все анализированные вулканиты по содержанию щелочей соответствуют породам нормального ряда, но по многим главным параметрам состава, и прежде всего по величине отношения FeO /MgO и соотношению щелочей, они весьма варьируют.

На диаграмме FeO /MgO-SiO_2 все базальты и почти все андезито-базальты (кроме пробы В25-46/6 из окатанного обломка), а также игнимбритоподобные андезито-дациты вместе с андезитами из окатанных обломков (обр.В25-46/5 и 46/11) соответствуют "толеитовым", а экструзивные андезиты - "известково-щелочным" образованиям. Большая часть анализированных пород, представленная андезито-базальтами и андезитами экструзивного облика (обр.В25-46/4, 46/3, 46/1, 46/2А, 46/2Б, 46/2В), а также базальтами из меланократовых включений в них (обр.В25-462бкв), имеет сходные особенности состава и относится к умеренно-железистым (f = 63,6-70,8%) высокоглиноземистым разностям высококалиевой серии. Все породы принадлежат к(к-Na)-типу с низкими значениями отношения Na_2O/K_2O, варьирующими в очень узком интервале от 1,6 до 1,8. Для них характерны повышенные содержания Li_f Rb, Ba, Sr, Be, Ni, Cr,низкие значения отношения K/Rb (390-580) и близкая высокая степень окисленности железа (51,9-56,9%). При этом от андезито-базальтов к андезитам при почти не изменяющейся железистости несколько увеличиваются концентрации Li, Rb, Ba и уменьшаются Ni, Co, Cr, V, а также значения отношений к/Rb и Na_2o/K_2o. Все эти породы вполне можно рассматривать в качестве единого эволюционного ряда.

В незначительном количестве обломков (как окатанных, так и почти неокатанных) встречены широко варьирующие по кремнекислотности умеренно-калиевые образования (к-Na)-типа (со значениями отношения Na_2O/K_2O, варьирующими от 2,0 До 3,7). Несмотря на отмеченную некоторую общность, данные породы далеко не однородны по совокупности главных параметров состава, и их можно разделить на три группы. Основная часть вулканитов от андезито-базальтов до андезито-дацитов (обр.В25-46/П, 12, 15,18, 9) относится к высокоглиноземистым, и высоко-Железистым (f = 70,1-85,9%) разностям, а базальты (обр.В25-46/10) являются

умеренно-глиноземистыми и часто еще более железистыми (f = 74,6%), чем андезито-базальты. В породах обоих групп отмечаются слабоповышенные содержания Li, Rb, Sr, высокие - Cu и низкие - Ba, Ni, Cr при изменении значений отношения Na_2O/K_2O от 3,0 до 3,7. К третьей группе пород принадлежат высокоглиноземистые и высокомагнезиальные (f = 47,9%) андезито-базальты (среднеокатанный обломок, обр.В25-4б/6) с минимальными значениями отношения Na_2O/K_2O (2,0), повышенными содержаниями к, Li,Rb Ba,Sr, Ni, Cr, низкими - Си и повышенной степенью окисленности железа. Все эти признаки не позволяют рассматривать данную совокупность вулканитов в качестве единого эволюционного ряда.

Минимальным распространением в драгированным материале пользуются низко- и умеренно-калиевые вулканиты натрового типа (с высокими значениями отношения Na_2O/K_2O_2 вариьрующими от 4,1 до 7,7). К ним относятся базальты из почти совсем неокатанных обломков и вулканических бомб (обр.В25-46/7, 8, 16), а также андезиты из некоторых окатанных глыб (обр.В25-46/5). Все они характеризуются низкими содержаниями Li,Rb,Ba,Sr, Ni, Cr и высокими - Си, Подобные образования обычно развиты во фронтальной зоне островных дуг и нетипичны для тыловых зон, где они обнаружены. Кроме того, по совокупности главных параметров состава (щелочность, глиноземистость, железистость) вулканиты этой группы довольно разнородны, и они, без сомнения, не являются членами единого эволюционного ряда.

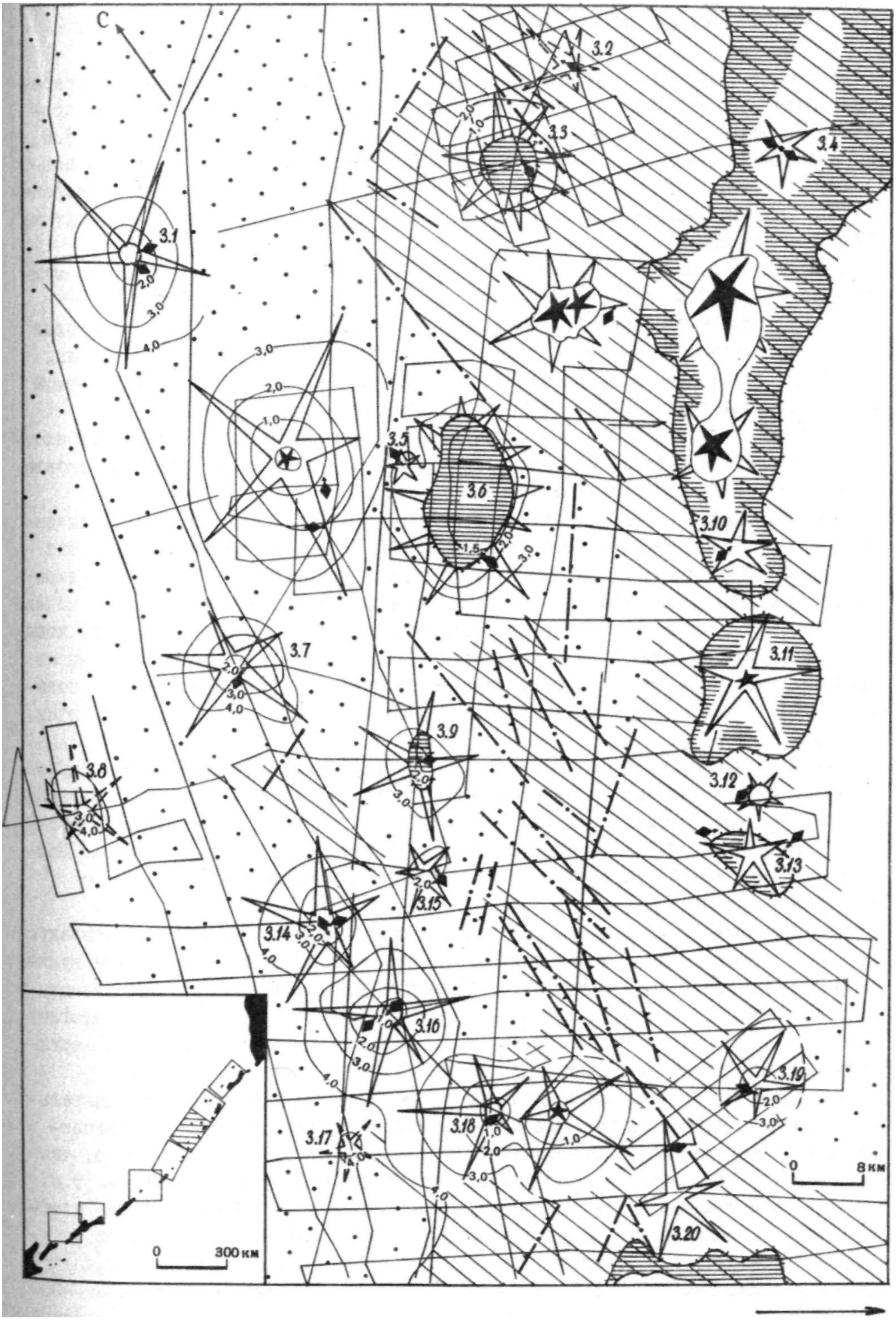
6. Заключение. Морфоструктурные, магнитные и петрогеохимические данные не оставляют сомнения в том, что изученная гора - сравнительно молодой вулкан. О недавнем, скорее всего, плейстоценовом, возрасте свидетельствуют изостатически компенсационные опускания, произошедшие субодновременно с голоценовым повышением уровня моря. Резкое преобладание в драгированном материале однотипных пород экструзивного облика вместе с высокой намагниченностью позволяет утверждать, что значительная часть постройки является четвертичной экструзией, сложенной высококалиевыми известковочцелочными породами андезито-базальт-андезитового состава. Наличие слоистых пирокластических образований, дешифрируемых на сейсмограммах НСП,свидетельствует об эксплозиях на границе вода-воздух при внедрении магмы. Бомбы субаэрального облика обнаружены в составе драгированного материала.

Присутствие в составе драгированного материала окатанных и угловатых вулканитов разнородного состава и степени сохранности, а также редких обломков песчаников обусловлено, по-видимому, ледовым разносом. Возможно, что часть этих пород слагает фундамент вулкана и оказалась вынесенной при извержениях в виде ксенолитов.

2.5. ЧИРИНКОТАНСКАЯ ГРУППА

Чиринкотанекая группа подводных вулканов располагается в пределах Северных Курил по фронту дуги от о-ва Харимкотан на севере до о-ва Матуа на юге. Исследования, проведенные здесь в II, 17, 24 и 25-м рейсах НИС "Вулканолога", позволили охарактеризовать все известные ранее вулканы и выделить несколько новых построек (см. рис.9,17).

В пределах группы, протягивающейся по фронту на 135 км, расположено 26 вулканических построек (без вулканов Харимкотан и Матуа), в том числе 20 - подводных. Отчетливо проявлена фронтальная цепочка от вулкана 3.4 на севере, через о-в Шиашкотан до вулкана-3.19 на юге (см. рис.17). Вулканы тыловой зоны


С
3.1
3.2
3.3
3.4
3.5
3.6
3.7
3.8
3.9
3.10
3.11
3.12
3.13
3.14
3.15
3.16
3.17
3.18
3.19
3.20
0 300 км
0 8 км

Р ж с. 17. Схеме строения Чиринкотанской группы вулканов
Усл. обозначения см. на рис.10

отделены от фронтальной серией разломов, образующих систему горстов и грабенов. Отчетливо выделяются две поперечные цепочки вулканов. Одна из них проходит от вулкана Чиринкотан в тылу дуги, через подводные вулканы 3.5 и 3.6 до вулкана Кунтоминар на о-ве Шиашкотан на фронте дуги, вторая - через подводные вулканы 3.17, 3.18, 3.19, 3.20 и вулкан Райкоке (рис.18). Другие поперечные цепочки выражены менее отчетливо. Самый дальний вулкан 3.8 отстоит на 77 км от вулканического фронта.

При ширине вулканической дуги Северных Курил 80 км средняя плотность вулканических центров *б* Чиринкотанской группы составляет 2,3 вулкана на 1000 км^2, причем на фронте дуги плотность максимальна (б = 4,44), в тыловой зоне она составляет 2,7, а в промежуточной - 1,9. Ширина фронтальной зоны, как и для всего северного участка Курил, принята здесь 15 км, промежуточной зоны - несколько уже(23 против 25 км), а тыловой зоны - несколько шире (22 против 20 км), чем в целом для Северных Курил. Сравнительно высокая плотность вулканов промежуточной зоны (1,9 против I для Курил в целом) обусловлена наличием двух поперечных вулканических зон.

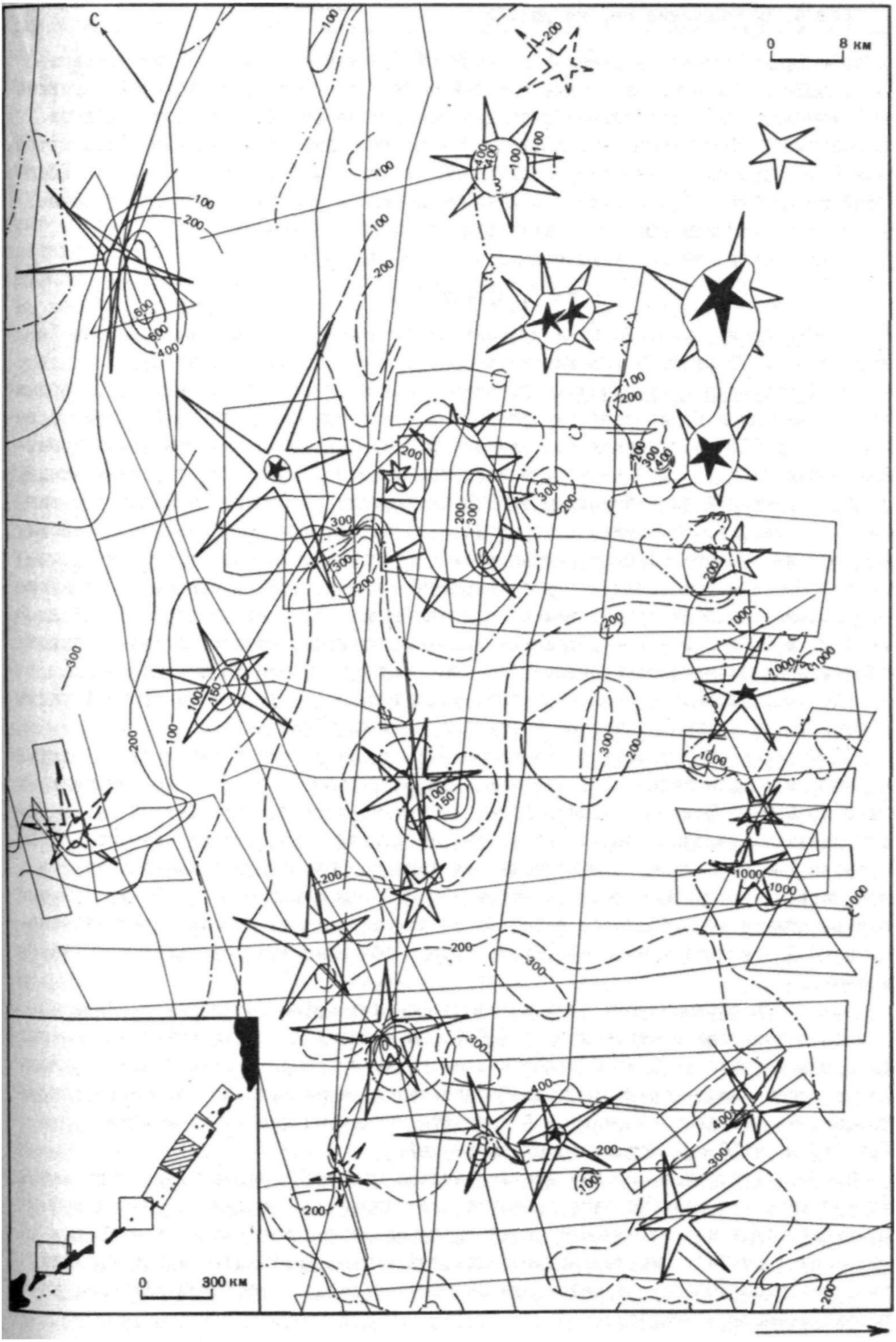
Подножья большинства вулканов и вулканических массивов перекрыты горизонтально-слоистыми осадками мощностью от 100 до 600 м, на некоторых вулканах - до 1000 м. Так же как и для подводных вулканов предыдущей группы, это свидетельствует об относительно древнем, по-видимому, плиоценовом, возрасте начала формирования этих вулканов, соответствующем формированию базальтоидного комплекса островов Большой Курильской гряды (117). Многие подводные вулканы на глубинах 120-130 м имеют плоские вершины, соответствующие голоценовому повышению уровня моря. Это указывает на доголоценовый возраст формирования этих построек.

Наиболее мощный слой осадков (до 2,2 км) характерен для Курильской глубоководной котловины (49), в ее пределах расположен небольшой вулкан 3.8, а на охотоморском ее склоне - вулканы 3.1, 3.7, 3.14, 3.16, 3.17 и наземный вулкан Чиринкотан. Большая часть последнего располагается также под водой. Подножье его опускается до глубины около 2800 м. Дно котловины на глубинах 3000-3300 м ровное.

Охотоморский склон поднятия Курильской дуги, судя по характеру сейсмоакустического изображения, сложен гетерогенными образованиями, включающими вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования. Последние развиты в основном между фронтальной и тыловой вулканическими зонами, смяты в пологие складки и во многих местах нарушены разломами (см. рис.18). Амплитуда вертикальных смещений по ним достигает иногда 1000 м и более.

В магнитном поле подводные вулканы выражены в основном в виде положительных аномалий, часто сопряженных с отрицательными (см. рис.18). Намагниченность их, как правило, соответствует современному полю, указывая на то, что формирование их, вероятно, проходило после последней инверсии полюсов, т.е. возраст привершинных частей вулканов моложе 0,7 млн лет. Имеются также и отрицательно намагниченные подводные вулканы с обратной намагниченностью. В этом случае можно утверждать, что возраст их древнее 0,7 млн лет.

Между вулканами 3.7 и 3.5 имеется сопряженная аномалия с размахом от -300 на севере до +300 нТ на юге (обратная намагниченность), не связанная с какой-


C
0 8 км
0 300 км

Р и с.18. Аномальное магнитное поле Чиринкотанской группы вулканов
Услов. обозначение см. на рис.15

либо морфологически выраженной постройкой. Возможно, эта аномалия связана с застывшим на глубине магматическим телом, возраст остывания которого древнее 0,7 млн лет. Оно располагается в одном ряду с цепочкой подводных вулканов 3.8-3.7-3.5, трассирующихся далее на о-в Экарма. Лишенная вулканов промежуточная зона выражена слабоконтрастным отрицательным магнитным полем интенсивностью до -300 нТ. По-видимому, эти значения можно рассматривать как фоновые, на которые накладываются аномалии вулканических построек.

Ниже приводится описание отдельных подводных вулканов.

9-п3.1, вулкан Эдельштейна

1. Местоположение. Вершина вулкана расположена в 25 км севернее о-ва Чиринкотан, в 70 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3).

2. Морфология и строение. Крупный обособленный островершинный конус поднимается над дном Курильской глубоководной котловины с глубинами 2700 км на высоту около 2100 м (минимальная глубина 620 м). Крутизна склонов увеличивается от оонования (~10^0) к привершинной части до 30°. Судя по отсутствию подводных отражений на сейсмограммах НСП и сильному рассеянию сеймического сигнала на поверхности, вулкан, вероятно, сложен плотными эффузивными породами, Об этом же свидетельствует положительная аномалия магнитного поля интенсивностью 800 нТ, смещенная к югу от вершины (прямая намагниченность). Остаточная намагниченность драгированных вулканических пород изменяется от 0,6 до 50 А/м, а фактор Q = 1-4. Подножье вулкана перекрыто горизонтально-слоистой толщей осадков мощностью около 600 м. Размер перекрытого основания 17,5х23 км, площадь - около 300 $км^2$, полная высота с учетом перекрытой части - 2700 м, объем вулканической постройки - порядка 280 $км^3$.

3. Материал драгирования. Вещественный состав пород охарактеризован двумя станциями драгирования: ВII-II7 и ВI7-5I (см. табл.3, рис.17) на глубинах от 2200 до 690 м. Если на станции ВII-II7 поднято лишь 0,5 кг светлой андезитовой пемзы и несколько мелких галек вулканических пород, то на станции ВI7-5I - около 150 кг каменного материала, сложенного угловатыми обломками лав, в том числе три крупные глыбы размером 20х30х30 см и весом по 15-20 кг и одна очень крупная - 70х40х25 см весом 50-60 кг, остальные- обломки средней величины (5-15 см в поперечнике). На некоторых обломках имелись наросты скелетов мшанок.

Более 60% объема драги сложено светло-серыми амфибол-плагиоклазовыми андезито-базальтами с мегакристами (10-20 мм в длину) черного амфибола, а иногда и плагиоклаза (~10) мм в поперечнике). Одна из крупных глыб и часть обломков сложены темно-серыми амфибол-плагиоклазовыми андезитами, более лейкократовыми, чем андезито-базальты. В андезитах отмечено несколько мелких (от 3х3 до 6х10 мм) лерцолитовых включений,

Из редких пород в составе драгированного материала установлены мелкозернистый андезито-базальт типа гомеогенного включения в андезите (небольшой овальный обломок); оливинсодержащий двупироксеновый базальт (буро-красная окисленная глыба); пироксен-плагиоклазовый миндалекаменный базальт (мелкий пузыристый обломок); плагиофировый андезито-базальт (небольшой обломок, поросший скелетами мшанок).

4. Петрография и минералогия. Преобладающие в составе драгированного материала амфиболовые андезито-базальты и андезиты близки по минеральному составу, отличаясь лишь количеством вкрапленников (до 35-40% в андезито-базальтах и до 20-25% в андезитах) и соотношением плагиоклаза и темноцветных минералов - (1,5-2):1 - в андезито-базальтах и 3:1 - в андезитах. Главные минералы обоих типов пород - плагиоклаз и амфибол, в составе темноцветных минералов, кроме того, постоянно встречаются клинопироксен, ортопироксен (количество первого всегда выше, чем второго), титаномагнетит. Для андезитов типичен также биотит (в андезито-базальтах он встречается редко в единичных зернах), а для андезито-базальтов - реликтовые зерна оливина в ядрах амфибола: биотит - бурый, амфибол - буровато-зеленый. Нередко эти минералы окружены тонкими опацитовыми каймами. Структура пород серийно-порфировая с гиалопилитовой основной массой, состоящей из большого или меньшего количества серого или буроватого стекла с микролитами тех же минералов, что и во вкрапленниках.

Для андезитов (обр.BI7-51/5) изучен состав минералов вкрапленников и микролитов (см. табл.4 приложения).

Ядра вкрапленников плагиоклаза неоднородны по составу: ядра, переполненные включениями стекла, отвечают битовниту An_{74-87}, а чистые ядра с реккурентной зональностью - Лабрадору An_{45-66} Внешние каймы тех и других сходны (лабрадор-битовниты An_{52-77} и близки по составу к микролитам плагиоклаза (An_{56-75}). Амфиболы принадлежат магнезиально-железистым обыкновенным роговым обманкам с умеренным (1,1-2,2%) содержанием TiO_2 и умеренной же (35-37%) железистостью. Состав ядер и внешних зон вкрапленников практически идентичен, однако разные зерна несколько различаются по содержанию SiO_2 и Al_2O_3. Клинопироксены отвечают по составу авгитам, причем ядра вкрапленников отличаются от внешних кайм и микролитов повышенной кальциевостью и пониженной железистостью: $Wo_{40-46}En_{40-47}Fs_{10-13}$ и $Wo_{32-43}En_{41-48}Fs_{16-20}$ соответственно. Ортопироксены - гиперстены, причем вариации состава в них обратны наблюдаемым для клинопироксенов. Ядра вкрапленников заметно более железистые и менее кальциевые ($Wo_{1,4-1,8}En_{61-63}Fs_{35-36}$), чем каймы вкрапленников и микролиты ($Wo_{3-5}En_{63-70}Fs_{27-32}$). Температура кристаллизации ядер вкрапленников пироксенов по двупироксеновому геотермометру Дуда и Банно - 1047°C, а микролитов - 1079°C. Биотиты, как и амфиболы, однородны по составу и имеют умеренную железистость (f= 34-39%), титанистость (4,2-4,5% TiO_2) и низкую глиноземистость (13,5-14,0% Al_2O_3). Вкрапленники титаномагнетита менее титанисты, чем микролиты (~5 и ~8% TiO_2 соответственно), и характеризуются несколько большей степенью окисленности железа (60-61 и 56-58%). Стекло основной массы отвечает высококалиевому риолиту с отношением K_2O/Na_2O 3,0-3,5.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализировано шесть проб из преобладающих в драгированном материале андезито-базальтов и андезитов, а также четыре пробы из редких в драге пород (см. табл.1 приложения). Все порода относятся к разностям нормального по щелочности ряда. Амфиболовые андезито-базальты по содержанию калия соответствуют лавам умеренно-калиевой серии, а андезиты- высококалиевой серии. Среди редких пород выделяются лавы как умеренно-калиевой (базальт BI7-5I/9 и андезито-базальт из включения BI7/5I/7), так и низкокалиевой серии (миндалекаменный базальт BI7-5I/I0 и рлагиофировый андезито-базальт BI7-5I/8). При этом, однако, амфиболовые андезито-базальты и андезиты резко отличаются от других пород пониженными значениями отношений Na_2O/K_2O (1,3-2,1 против 3,5-4, 6-19)в экзотических лавах.

По соотношению FeO*/MgO и SiO_2 амфиболовые андезито-базальты группируются вблизи границы раздела "известково-щелочного" и "толеитового" полей, а андезиты лежат в поле "известково-щелочных" пород. Экзотические лавы (кроме включения), напротив, соответствуют "толеитам". Все породы высокоглиноземистые.

Уровень концентрации Ni и Cr во всех лавах низкий, а во включении - умеренный. Содержание Rb, Ba, Sr в большинстве амфиболовых пород умеренное или повышенное, а значения отношений к/Rb лежат в пределах 380-740. Экзотические лавы характеризуются пониженными концентрациями этих элементов и высокими (850-1250) значениями отношений к/Rb (во включении 570).

Низкокалиевый миндалекаменный базальт (BI7-5I/I0) отличается от других пород высоким значением потерь при прокаливании (3,62), что согласуется с петрографическими особенностями его - наличием пор, выполненных карбонатом и халцедоном. Остальные породы свежие.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности, наличие интенсивной положительной магнитной аномалии, намагниченность в соответствии с современным полем и абсолютное преобладание в составе драгированного материала угловатых обломков, свежих, достаточно однородных по химизму амфиболовых андезито-базальтов и андезитов, свидетельствует, что исследовалась молодая вулканическая постройка. Присутствие среди драгированного материала небольшого количества обломков низкокалиевых и умеренно-калиевых "толеитовых" базальтов и андезито-базальтов, резко отличных от преобладающих амфиболовых пород по особенностям химического состава, может быть связано с ледовым разносом. Если амфиболовые андезито-базальты и андезиты по составу типичны для тыловой зоны Курильской дуги, то указанные экзотические обломки более соответствуют лавам фронтальной зоны.

9-П3.2

1. Местоположение. Вершина горы расположена в 20 км к западу от о-ва Харимкотан, в 23 км к северу от о-ва Шиашкотан, на расстоянии 24 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшая подводная гора с пологими склонами и плоской вершиной (минимальная глубина 337 м) поднимается с глубин около 700-800 м, размер подножья -8x9 км. В связи с отсутствием хотя бы одного полного галса через гору трудно сказать что-либо о ее строении.

3. Материал драгирования. В привершинной части, на глубине 420-370 м, выполнена одна станция драгирования (В25-45), в которой поднято лишь 13-14 мелких обломков довольно разнообразных палеотипных вулканических пород (общий вес менее I кг), варьирующих по составу от андезито-базальтов до андезитов и даже дацитов.

6. Заключение. Судя по поднятому материалу, можно полагать, что исследованная подводная гора, по-видимому, является вулканической постройкой более древнего, чем современный, возраста.

9-п3.3

I. Местоположение. Плоская вершина горы расположена в II км к север-северо-востоку от о-ва Экарма, в 30 км от вулканического фронта (см. рис.17,9, табл.3).

2. Морфология и строение. Срезанный абразией вулканический конус с плоской вершиной на глубине 160-170 м поднимается с глубин около 1100 м. От островов Экарма и Шиашкотан он отделен глубинами 600-700 м, от подводного вулкана 3.2 - глубинами -750 м. Склоны крутые - 15-25°. Судя по данным НСП, он сложен плотными эффузивными породами, в магнитном поле выражен положительной аномалией до 400 нТ, однако один субширотный профиль не дает представления о характере и напряженности магнитного поля вулкана. Подножье конуса перекрыто мощной (не менее 600 м) толщей осадочных отложений. Площадь конуса - 150 км^2, площадь плоской вершины - 30 км^2, объем постройки - порядка 110 км^3.

3. Материал драгирования. Вещественный состав пород вулкана охарактеризован одной станцией драгирования (ВII-II6) в интервале глубин 220-270 м (см. рис.17, табл.3), где поднято около 10 кг угловатых, реже изометричных обломков лав размером 5-Ю см в поперечнике и менее реже - туфогравелитов. Встречаются единичные обломки окварцованных глинистых сланцев. Преобладающими типами пород в составе обломков являются свежие андезиты и андезито-базальты; базальты встречаются редко.

4. Петрография и минералогия. Базальты (обр.ВII-I16/5) имеют пористую текстуру, порфировую структуру и содержат 20-30% вкрапленников. В составе вкрапленников плагиоклаз (преобладает), клинопироксен, оливин,иногда титаномагнетит. Первые два минерала образуют как крупные (1,5-2,5 мм), так и мелкие (0,3-1,0 мм) кристаллы, тогда как два вторых встречаются только в виде мелких (0,2-0,6 мм) зерен. Среди темноцветных минералов клинопироксен явно преобладает над оливином. Основная масса состоит из бурого окисленного стекла с отно сительно редкими микролитами плагиоклаза, клинопироксена и титаномагнетита.

Андезито-базальты - афировые (ВII-II6/4) или субафировые (ВII-II6/8) породы. Первые имеют метельчатую структуру и состоят из тонких лейстовидных микро литов плагиоклаза, собранных в отдельные кучки, в интерстициях которых располагаются мельчайшие микролиты пироксена и титаномагнетита. Микролиты погружены в буроватое стекло. Субафировые андезито-базальты содержат 5-7% вкрапленников, представленных плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, а также титаномагнетитом. Основная массе сложена бурым окисленным стеклом с редкими микролитами тех же минералов, что и во вкрапленниках.

Среди андезитов выделяются амфиболеодержащие (ВII-II6/1,9-) и безамфиболовые (ВН-116/2,10) разности. Первые обычно несут больше вкрапленников, чем вторые (25-35 и 10-20% соответственно). Вкрапленники с безамфиболовых разностях сложены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, титаномагнетитом, а в амфиболовых разностях к перечисленным минералам добавляется еще амфибол. В группе пироксенов обычно преобладает клинопироксен. Отмечается обрастание вкрапленников ортопироксена каймами клинопироксена. В лавах с вкрапленниками амфибола содержание его может быть как меньше, так и больше, чем содержание пироксенов. Структура основной массы пород гиалопилитовая, стекло серое или буроватое в зависимости от степени окисления. В пироксен-амфиболовых андезитах (обр.ВН-116/I) зерна амфибола встречаются и в основной массе пород. Все породы свежие, и лишь один образец (ВII-II6/9) заметно окислен.

6. Заключение. Морфоструктурные данные, наличие положительной магнитной аномалии и свежесть преобладающего типа андезитов и андезито-базальтов свидетельствует о сравнительной молодости вулкана. Плоские вершины на глубине 160-170 м свидетельствуют о том, что в дополнение к голоценовому повышению

уровня моря постройке еще опустилась на 30-40 м, по-видимому, вследствие изостатической компенсации. Вулкан расположен в промежуточной зоне островной дуги, где могут встречатьс как амфиболовые, так и безамфиболовые разности лав, что и наблюдается в составе драгированного материала. Окварцованные глинистые сланцы и, возможно, туфогравелиты являются чужеродным материалом и принесены в результате ледового разноса.

9-п3.4

1. Местоположение. Пролив Севергина в II км к северо-востоку от о-ва Шиашкотан, на фронте вулканической дуги (I км от условной линии; см. рис.9, табл.3),

2. Морфология и строение. Небольшое поднятие, возвышающееся над окружающей поверхностью гребня Большой Курильской дуги примерно на 40 м при минимальной отметке над вершиной 21 м. НСП и гидромагнитная съемка не проводились.

3. Материал драгирования. На поднятии выполнено две станции драгирования (см. рис.17). В одной из них (В25-43) поднято около 30 кг остроугольных и слабоокатанных обломков андезитов и андезито-базальтов, обильно покрытых фауной обрастания. Почти все породы сильно изменены, причем около трети обломков выветрены до полурыхлого состояния. Почти во всех обломках обильно развита прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Во второй драге(В25-44) поднят только обильный органический материал.

4. Петрография и минералогия. Наименее измененные разности близки по составу и представлены субафировыми и мелкопорфировыми андезитами и андезито-базальтами. В последних (обр.В25-43/1) среди вкрапленников в основном развиты плагиоклаз (15-20%), ортопироксен (5-65%), редкие зерна оливина, а также титаномагнетит. Все вкрапленники темноцветных минералов частично или полностью разложены (с выделением магнетита). Основная масса пород имеет неоднородную микрофельзитовую структуру с бурыми и относительно светлыми, в разной мере ожелезненными участками. В породах множество микротрещин, заполненных вторичными минералами.

5. Петрохимия и геохимия. Одна проба андезито-базальта была исследована в отношении химического состава (см.табл.1 приложения). Она соответствует высокожелезистым (f = 70,6%), высокоглиноземистым породам низкокалиевой серии натрового типа (Na_2O/K_2O = 12,1) с "толеитовым" трендом дифференциации на диаграмме FeO* MgO/SiO_2. Андезито-базальт имеет низкие содержания Li, Rb, Be, Sr, Ni, Cr. Сходные породы обычно развиты на фронте островных дуг, где и расположено поднятие 3.4.

6. Заключение. Однотипность поднятых при драгировании вулканических пород свидетельствует о том, что небольшое поднятие является вулканом. Изменение пород и наличие сульфидной минерализации, возможно, связано с тем, что драгированы прижерловые фации. Сильная выветреность пород, вероятно, связана с окислением в мелководных условиях.

9-п3.5 и 3.6 (гора Ратманова)

I. Местоположение. Плоская вершина горы Ратманова (3.6) расположена в 15 км к юго-востоку от вулкана-острова Чиринкотан и в 20 км к запад-северо-западу от вулкана Кунтоминар на о-ве Шиашкотан.На северо-западном склоне горы Ратманова, в II км к юго-востоку от о-ва Чиринкотан, расположен небольшой

конус 3.5 (см. рис.9,17). Расстояние до вулканического фронта горы Ратманова - 35 км, конуса 3.5 - 42 км (см. табл.3).

2. Морфология и строение. Гора Ратманова представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении массив, по размеру сопоставимый с массивами островов Чиринкотан и Экарма. Он поднимается над окружающим дном с глубин 1500-2200 до 780-600 м. Массив имеет плоскую вершину, наклоненную в западном направлении под углом 4-6°, и крутые (20-30°), неровные южные, восточные и северные склоны, практически лишенные осадочных отложений (рис.19). Западные склоны более пологие. На северо-западном склоне массива в 25-м рейсе НИС "Вулканолог" был обнаружен новый небольшой подводный вулкан. Относительная высота его 400-450 м, минимальная отметка глубины ~ II12 м.

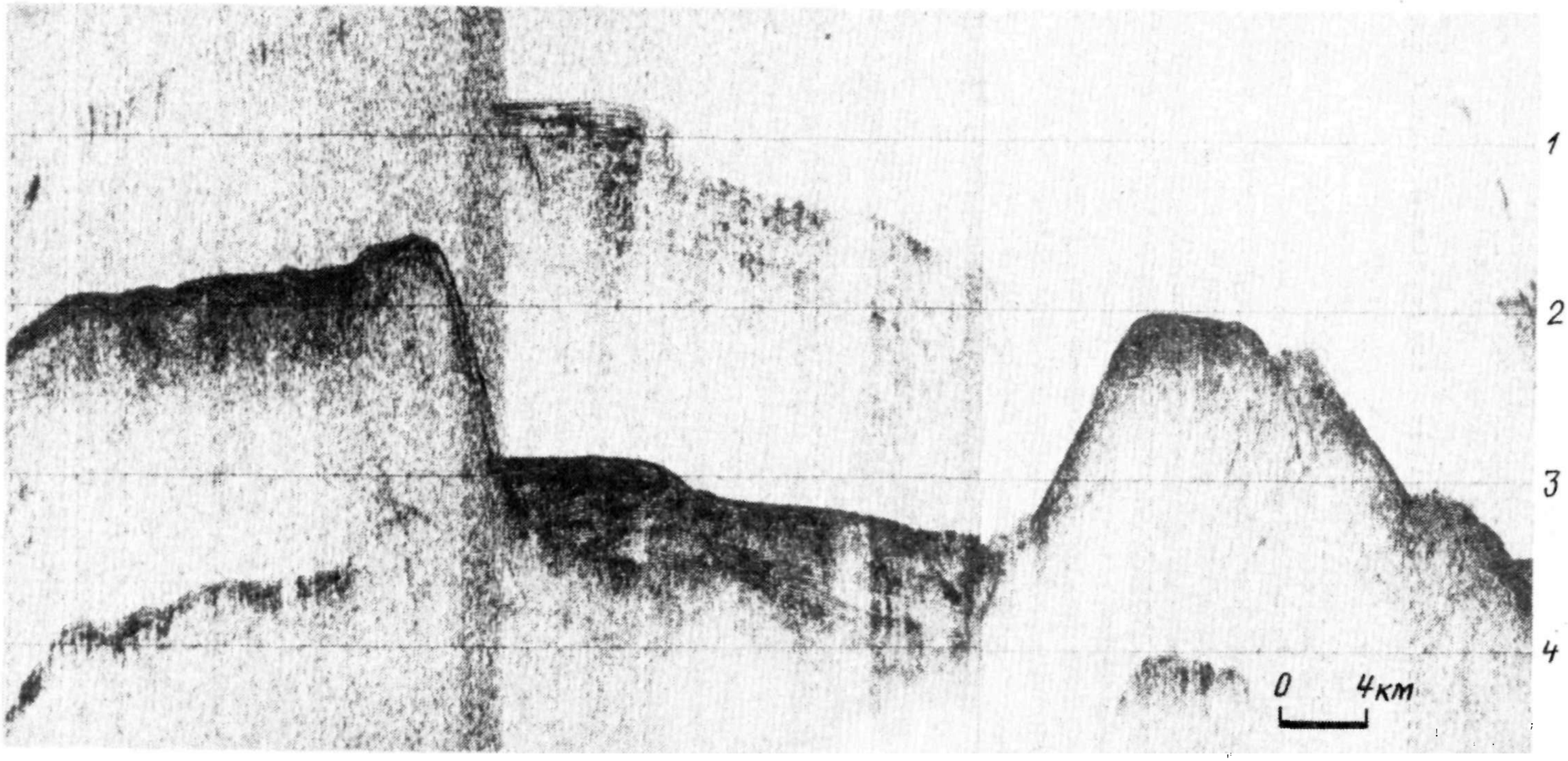
С массивом Ратманова связана положительная аномалия магнитного поля интенсивностью более 400 нТ, несколько смещенная к юго-западу, с горой 3.5 - также положительная аномалия более 200 нТ (см. рис.18). Фон нулевых значений примерно соответствует подножью массива Ратманова. Подножье массива с налеганием перекрывается вулканогенно-осадочной толщей мощностью 400-800 м. С учетом этих осадков относительная высота массива в северной части составляет 1300 м, в южной - 2300 м, размер плоской наклонной вершины - 16x10 км, объем массива ~180 км^3.

3. Материал драгирования. В пределах массива выполнены две станции драгирования: одна из них (В25-4I) на южном склоне в привершинной части в интервале глубин 1490-1270 м, вторая (В25-40) - на подводной горе 3.5, на глубинах I300-III2 м. В первой из них поднято лишь около 3 кг щебня и гальки палеотипных андезитов от субафировой до мелкопорфировой структуры.На горе же 3.5 поднято около 40 кг угловатых неокатанных обломков (в том числе одна глыба весом около 20 кг) однотипных свежих вулканитов и две мелкие гальки.

4. Петрография и минералогия. Свежие вулканические порода горы 3.5 представлены однородными свежими светло-серыми хрупкими обильномелкопористыми серийно-порфировыми андезитами. Среди вкрапленников, составляющих 35-40%, встречаются плагиоклаз (25-30%), бурая роговая обманка (5-6%), кварц (~1%), незначительное количество клинопироксена и биотите (в сумме *~1%)*, а также титаномагнетит и апатит (менее *1%)*. Размеры вкрапленников плагиоклаза варьируют от < I до 5-10 мм, амфибола - до 1-3 мм, биотита - до 5-6 мм, кварца - до 1-2 мм. В породах отмечаются крупные выделения титаномагнетита до 0,6-1,0 мм и апатита - до 0,3-0,4 мм в прперечнике. Основная масса пород обычно имеет гиалопилитовую структуру, но нередко отмечаются и несколько более раскристаллизованные фельзитовидные разности. Мезостазис, цементирующий микролиты в стекловатых разностях, образован светло-серым стеклом. По облику породы близки экструзивным образованиям.

Андезиты содержат множество мелких округлых меланократовых включений андезито-базальтового состава (обр.В25-40/2 и 40/5), варьирующих по размеру от менее 1-2 до 10-15 см в поперечнике. Они почти полностью раскристаллизованы с редкими вкрапленниками тех же минералов, что и в андезитах (кроме кварца), и призматически-зернистой основной массой. Вкрапленники бурой роговой обманки,обычно имеют опацитовые каймы. Цветное число в породах 15-20%.

Мелкая галька, обнаруженная в поднятом мвтериале, сложена плотными субафировыми андезитами и андезито-базальтами палеотипного облика. 85



Р и с.19. Фрагмент профиля НСП,пересекающего вулканы 3.6 (слева) и 3.9

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализированы две пробы из андезитов и две из включений с подводной горы 3.5 (см, табл.1 приложения). Все они принадлежат (K-Na)-разностям пород нормального ряда (Na_20/K_20 = 1,5-1,8) и по содержанию K_2O (кроме одного андезито-базальта) отвечают вулканитам высококалиевой серии. Для всех образцов характерна высокая глиноземистость при умеренной железистости (f = 61-67%) и повышенной степени окисленности железа (f = 39-49%). На диаграмме FeO*/MgO-$Si0_2$ все образцы (кроме одной пробы андезито-базальта) соответствуют "известково-щелочным" образованиям. Во всех породах установлены повышенные концентрации Li, Rb, Be, Sr, Be,Ni, обычно Cr при умеренных значениях величины отношения K/Rb (340-600).

6. Заключение. Судя по особенностям строения, характеризующегося обширной плоской поверхностью, опущенной на глубину более 800 м, массив Ратманова,по-видимому, является относительно древним вулканом. На его северо-западном склоне имеется сравнительно молодой (четвертичный?) вулканический купол, сложенный свежими серийно-порфировыми андезитами с включениями андезито-базальтов. Галька палеотипных пород, по-видимому, связана с ледовым разносом.

9-п3.7, вулкан Макарова

1. Местоположение. Вершина вулкана расположена в пределах Курильской глубоководной котловины, в 25 км к юго-западу от о-ва Чиринкотан, в 61 км от вулканического фронта (см. рис.9,17,18, табл.3).

2. Морфология и строение. Изолированная коническая гора относительной высотой около 1500 м с острой вершиной на глубине 1416 м. Склоны крутые - до 30°, лишенные осадков. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, это существенно лавовый вулкан. В магнитном поле он выражен слабой положительной аномалией интенсивностью несколько более 150 нТ (см. рис.18). Основание вулкана перекрыто мощной (~1008 км) толщей осадков. Размер перекрытого основания - 12x15 км, общая высота постройки - 2500 м, объем - около 120 $км^3$.

3. Материал драгирования. В привершинной части, на глубине 1365-1360 м, выполнена одна станция драгирования (В24-33), в которой поднято около 70 кг вулканических пород. Среди них - два хорошо окатанных валуна (примерно по 30 кг) пироксеновых и оливин-пироксеновых базальтов, угловатые обломки пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезито-базальтов и две мелкие гальки палеотипных пород. Мелкие и средние обломки в основном покрыты темно-бурыми железо-марганцевыми корками, на которых развиты остатки ожелезненных и окремнелих губок.

4. Петрография и минералогия. Базальты - обильнопорфировые породы, содержащие до 30% мелких (<=1 ми) вкрапленников. Выделяются весьма лейкократовые существенно плагиофировые разности, в которых вкрапленников темноцветных минералов не более *1%* ("валун" В24-33/I), и мезократовые разности с 6-9% темно-Цветных минералов ("валун" В24-33/2, угловатый обломок В24-33/5). В составе вкрапленников темноцветных минералов установлены ортопироксен, клинопироксен, титаномагнетит, а в обр.В24-33/2 и оливин. В мезократовых разностях клинопироксен преобладает над ортопироксеном, а в лейкократовых - соотношения между ними обратные. В обр.В24-33/2 обычны мономинеральные сростки клинопироксена, оливина, а также полиминеральные двупироксен-плагиоклазовые сростки размером 1.0-3.5 мм. Основная масса мезократовых базальтов имеет гиалопилитовую, а

лейкократовых - пилотаксжтовую структуру и содержит в мезостазисе светло-серое стекло. Породы несвежие, хотя степень изменения разная в разных образцах. Наиболее изменен базальт из мелкого обломка, где вкрапленники темноцветных минералов почти целиком, а плагиоклаза частично замещены смектитом, а в порах развиты железомарганцевые гидроокислы. В двух других образцах также наблюдаются выделения смектжта по трещинам и слабое ожелезнение.

Андезито-базальты встречены как в угловатых, так и в окатанных обломках, причем те и другие довольно различаются по петрографическим особенностям. Андезито-базальты из угловатых обломков (например, обр.В24-33/4,6) характеризуются весьма высокой пористостью. Породы обильнопорфировые с мелкими (до I мм) вкрапленниками плагиоклаза (~20%), клинопироксена (4-5%), ортопироксена *(~%)* и титаномагнетита. В одном из образцов (В24-33/4) встречены редкие зерна оливина. Структуре основной массы пород гиалопилитовая. Мезостазис, цементирующий микролиты, представлен светло-серым стеклом. Породы не слишком свежие; в порах, а также но стеклу и темноцветным минералам нередко проявлена гематитизация.

Андезито-базальты из окатанного обломка (обр.В24-33/3) - достаточно плотные породы с обильнопорфировой структурой, Содержание вкрапленников и состав их в породе примерно те же, что и в андезито-базальтах из угловатых обломков. Однако оливин среди вкрапленников в них отсутствует, а в группе пироксенов ортопироксен заметно преобладает над клинопироксеном. Основная масса пород довольно сильно раскристаллизована с обильными микровыделениями титаномагнетита. Структура ее близка гиалопилитовой. Мезостазис, цементирующий микролиты, представлен окисленным бурым стеклом. Порода несвежая, сильноокисленная: все вкрапленники темноцветных имеют черные железистые оболочки, а основная масса интенсивно гематитизирована.

5. Петрохимия и геохимия. Все исследованные вулканиты (6 проб) соответствуют породам базальт-андезито-базальтового ряда (см. табл.1 приложения) и имеют некоторые общие черты, являясь высокоглиноземистыми, низкотитанистыми и попадая на диаграмме FeO /MgO-sio_2 в поле "толеитов". Тем не менее они весьма разнородны по уровню содержания щелочей и литофильных редких элементов. Так, породы двух окатанных обломков базальтового (обр.В24-33/1) и андезито-базальтового состава (обр.В24-33/3) относятся к низкокалиевой серии с очень высокими (6,6-8,4) значениями отношения Na_2O/K_2O (натровый тип пород нормального ряда), весьма высокой железистостью (72,3-73,5%), низкими содержаниями редких литофильных элементов (Li, Rb, Ba, Sr, Be) и довольно высокими значениями отношения K/Rb (500-543). Вулканиты подобного состава в основном встречаются во фронтальных зонах островных дуг.

Все неокатанные обломки и один валун, сложенные базальтами и андезито-базальтами, относятся к высококалиевым субщелочным породам калинатрового типа с низкими значениями отношения Na_2O/K_2O (1,9-2,0). Все эти породы несколько менее железисты, чем породы первой группы (f = 63,6-69,8%), имеют высокие (в 1,5-2 раза выше) содержания Li, Rb,Ba, Sr, Be, Ni, Cr и несколько более низкие отношения к/Rb (480-495). Для всех пород характерна высокая степень окисленности железа (в трех пробах - от 43 до 70%). В одной пробе, пропитанной железомарганцевыми окислами, окисленность железа достигает 100%, содержание MnO - 8,84%, H_2O^+ - 3,94% и Ba - 1200 г/т.

6. Заключение. Морфоструктурные признаки, изометричный характер магнитной аномалии и изолированное расположение конуса свидетельствуют о том,что это

вулкан. Однако при драгировании с постройки поднят весьма разнородный по составу и степени сохранности материал, относящийся к двум сериям: низкокалиевой нормального ряда и высококалиевой субщелочного ряда. Подобная ассоциация пород в вулканических центрах одного возраста обычно не встречается. Расположение вулкана в тыловой чести дуги позволяет предположить, что драгированную привершинную часть постройки слагают породи высококалиевой серии. Породы же низкокалиевой серии, по-видимому, являются чужеродными, принесенными, скорее всего, в результате ледового разноса. Наличие мощной (около I км) толщи осадков, перекрывающих основание вулкана, свидетельствует об относительно древнем очевидно неогеновом, возрасте вулкана.

9-п3.8

1. Местоположение. Вершина горы расположена в 47 км к юго-западу от о-ва Чиринкотан, в 77 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3). Для Северо-Курильских вулканов это максимальное удаление от вулканического фронта.

2. Морфология и строение. На подводной горе в 25-м рейсе НИС "Вулканолог" выполнена довольно подробная геофизическая съемка по системе взаимопересекающихся галсов (см. рис.17). Это довольно правильная изометричная гора относительной высотой около 950 м, поднимающаяся со дна Курильской котловины, имеющей здесь глубину около 3100 м. Диаметр на уровне дна котловины около 6 км. Склоны крутые (до 20-25°), неровные, практически без осадков. В магнитном поле к вершине горы приурочена положительная аномалия интенсивностью более 300 нТ (см. рис.18). Основание конуса с налеганием перекрывается мощной (не менее 700 м) толщей горизонтально-слоистых осадков Курильской котловины. Размер погребенного под осадками основания - 10x11 км, полная высота - около 1700 м, объем постройки - порядка 50 км^3.

3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось. Состав пород не известен.

6. Заключение. Судя по сейсмоакустическим и магнитным данным, а также по изолированному положению правильного конуса, гора 3.8 представляет собой относительно древний (неогеновый.) вулкан, аналогичный соседнему вулкану Макарова (3.7).

9-п3.9

1. Местоположение. Плоская вершина горы расположена в 33 км к югу от о-ва Чиринкотан, в 37 км к северо-западу от скал Ловушки, на расстоянии 40 км от вулканического фронта (см. рис.9,17,19, табл.3).

2. Морфология и строение. Изометричная подводная гора высотой около 1300 м с плоской вершиной, вытянутой в север-северо-восточном направлении, поднимается с глубины около 2500-2700 м. Размер плоской вершины, наклоненной на запад в сторону глубоководной котловины под углом 5°, - 2,5x4,5 км. Склоны неровные, крутые (до 30°), практически лишены осадков. В магнитном поле гора характеризуется положительной магнитной аномалией интенсивностью более 150 нТ, несколько смещенной к юг-юго-востоку от вершины. Она сопряжена со слабой отрицательной аномалией. Взаиморасположение положительной и отрицательной аномалий (см. рис.18) свидетельствует о намагниченности горы в соответствия с современным полем. 89

Основание перекрывается толщей вулканогенно-осадочных отложений мощностью от 400 до 900 м. Размер погребенного основания 14х16 км, полная высота постройки - около 2 км, объем ее - порядка 150 км^3.

3. Материал драгирования. На подводной горе 3.9 выполнена одна станция драгирования (ВII-I06), на которой в интервале глубин I5I0-I580 м подняты лишь две мелкие гальки пузыристого шлаковидного андезито-базальта весом не более ОД кг.

6. Заключение. Сейсмоакустические и магнитные данные, а также изолированное положение правильной изометричной горы свидетельствует о ее вулканическом происхождении. Судя по большой глубине, расположению плоской вершины (более 1300 м) и значительной мощности осадков, перекрывающих основание, вулкан имеет сравнительно древний (неогеновый?) возраст.

9-п3.10

1. Местоположение. Подводный хребет на юг-юго-западном продолжении о-ва Шиашкотан, на расстоянии 7 км от его берега и в 4 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3).

2. Морфология и строение. Подводная коническая гора на общем пьедестале с о-ва Шиашкотан имеет плоскую вершину на глубине 100-130 м (минимальная отметка - 73 км). От о-ва Шиашкотан она отделена лишь пережимом на примерно той же глубине (см. рис.17). Судя по данным НСП, на вершине и склонах осадочные отложения отсутствуют. В магнитном поле отчетливо проявлена положительная аномалия интенсивностью более 200 нТ, смещенная к западу относительно вершины. Западные склоны опускаются примерно до глубин 1200 м, восточные - до глубин 450-500 м. Подсчет объема постройки затруднен из-за неясности расположения подошвы, по приближенным оценкам он составляет около 30 км^3.

3. Материал драгирования. На западном склоне привершинной части, в интервале глубин 150-830 м, выполнена одна станция драгирования (ВI7-50), в которой поднято около 250 кг вулканических пород, в том числе три довольно крупные (~20х18х25 см) угловатые глыбы, угловатые обломки, удлиненные слабоокатанные обломки, а также галька разной степени окатанности.

Почти все угловатые и слабоокатанные обломки сложены очень свежими резко-порфировыми пироксен-плагиоклазовыми (иногда с оливином) базальтами и андезито-базальтами примерно в равных соотношениях. Для некоторых глыб характерна скорлуповатая отдельность, что может указывать на образование части пород в результате подводного извержения. Менее 20% обломков этой группы сложены слегка измененными андезитами и андезито-дацитами. Среди них отмечаются как пористые порфировые, так и довольно плотные афировые разности. В последних иногда проявлена вторичная гидротермальная минерализация (например, обр.В17-50/14).

4. Петрография и минералогия. Базальты - порфировые, свежие почти черные породы, несколько различающиеся по степени раскристаллизации и пористости. Содержание вкрапленников в них обычно 15-20%, но в некоторых разновидностях падает до 5% или поднимается до 30-35%. В разностях с умеренным содержанием вкрапленников главными являются плагиоклаз (10-20%) и ортопироксен (5-8%), в заметно меньших количествах присутствует клинопироксен (от-1 до 3%), а также титаномагнетит. Иногда эти минералы образуют сростки. Вкрапленники плагиоклаза нередко содержат каплевидные выделения стекла. Размеры вкрапленников в

среднем - 1-3 мм, но иногда вкрапленники ортопироксена достигают 2-6 мм. Основная масса в породах обычно слабораскристаллизованная, стекловатая с гиалиновой, микролитовой или гиалопилитовой структурами. Мезостазис, цементирующий микролиты, сложен однородным темно-бурым стеклом. В базальтах с высоким (30-35%)содержанием вкрапленников (обр;В17-50/9,12) оснозные массы заметно более раскристаллизованы, содержат больше титаномагнетита и имеют пилотакситовую структуру. Среди таких базальтов выделяются лейкократовые (не более 3% темноцветных минералов) и мезократовые (до 10% темноцветных) разности. В последних в составе вкрапленников наряду с пироксенами появляется оливин (обр.В17-50/12).

Андезито-базальты, как и базальты, характеризуются несколько различной плотностью, но, за исключением одного окатанного обломка, все очень свежие почти черного или темно-серого цвета. Структура их в основном серийно-порфировая, содержание вкрапленников - от 20 до 30%. В составе вкрапленников плагиоклаз (15-20%), орто- и клинопироксен, а также титаномагнетит. Количество темноцветных обычнр колеблется от 2 до 5%, но иногда достигает 10%, при этом ортопироксен всегда преобладает над клинопироксеном. По размеру вкрапленники близки наблюдаемым в базальтах. Основная масса пород слабо раскристаллизована и по структуре варьирует от гиалиновой до гиалопилитовой и изредка микролитовой. Стекло мезостазиса темно-бурого цвета.

Андезито-базальт, взятый из окатанного обломка (обр.В17-50/П), имеет несколько иной облик - это светло-розовая порода с сильнопузыристой текстурой и слабой флюидальностью. Содержание вкрапленников (~20%) и состав их тот же, что и в преобладающей массе андезито-базальтов,однако порода в отличие от предыдущих заметно изменена. По трещинам в крупных кристаллах ортопироксена, а также в основной массе иногда проявлена гематитизация, а во вкрапленниках плагиоклаза отмечаются смектиты. Стекло мезостазиса темно-бурое неоднородно-окисленное.

Андезиты встречены только в двух угловатых обломках не слишком свежего облика. Один из них (обр.В17-50/14) сложен серым плотным афировым вндезитом с множеством мелких вытянутых пор и единичными вкрапленниками плагиоклаза. Основная масса образована сетью лейстовидных микролитов плагиоклаза, в промежутках между которыми имеются редкие зерна темноцветных и буровато-серое стекло. По многочисленным порам в породе обильно развиты гидроокислы железа. Андезит из бурого обломка (обр.В17-50/13) - плотнея окисленная порода буровато-серого цвета с низким содержанием вкрапленников (5-10%), в составе которых преобладает плагиоклаз.

Андезито-дациты встречены лишь в единственном обломке (обр.В17-50/10) с корочкой выветривания мощностью 3 мм. Порода имеет умеренно-порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза, орто- и клинопироксена примерно в равном соотношении, а также титаномагнетита. Основная масса породы гиалиновая с черно-бурым стеклом. По трещинам во вкрапленниках плагиоклаза иногда отмечаются зеленоватые смектиты.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава (см. табл.1 приложения) все изученные лавы горы ЗЛО (14 проб) от лейкобазальтов до андезито-дацитов относятся к породам нормального ряда, а по содержанию K_2O (кроме Двух проб) отвечают низкокалиевой серии. Все лавы являются высокоглиноземистыми, низкотитанистыми, высокожелезистыми (f = 67-79%) и все, кроме пробы

андезито-дацита, попадают на диаграмме FeO /MgO в поле "толеитов".. При этом они характеризуются очень низкими содержаниями Li, Hb, Ba, Ni, Cr и обычно очень высокими значениями отношения K/Rb (825-3800). По перечисленным особенностям порода соответствуют вулканитам фронтальных зон островных дуг. Важно отметить, что почти все эти вулканиты характеризуются весьма низкими содержаниями H_2O (<0,5%) и низкой степенью окисленности железа (25-41%), что наглядно подтверждает их свежесть.

В целом большая часть анализированных образцов обнаруживает отчетливое геохимическое сродство и, несомненно, принадлежит к единой генетической группе. На этом фоне выделяются четыре пробы, несколько отличающиеся от других по составу: обр.BI7-50/5,9 - лейкобазальты, обр.B17-50/П - андезито-базальты, обр.B17-50/14 - андезит. Все эти пробы имеют несколько повышенные концентрации K_2O (так, что две из них даже попадают в поле пород умеренно-калиевой серии) и Rb, а также пониженные величины отношений K/Rb (кроме обр.BI7-50/14). Возможно, что эти отличия связаны с вторичными изменениями пород, что выражается либо в повышенном содержании воды в анализах (обр.B17-50/9), либо в наличии в шлифах вторичных минералов (обр.B17-50/14).

6. Заключение. Исследованная подводная гора сложена преимущественно очень свежими однотипными низкокалиевыми вулканитами, среди которых преобладают лавы лейкобазальтов и андезито-базальтов. Можно полагать, что эта гора - молодая (четвертичная) вулканическая постройка. Кроме того, судя по характеру драгированного материала (угловатые и овальные обломки, наличие несколько измененных пород и т.д.), возраст пород из разных частей постройки несколько различается. Так, наиболее молодые лавы (угловатые глыбы со скорлуповатой отдельностью) были сформированы, по-видимому, в результате подводного извержения. Некоторая часть наиболее измененных вулканитов может быть чужеродной для данной постройки, принесенной в этот район с близких территорий в результате ледового разноса.

9-п3.11. скалы Ловушки

1. Местоположение. Скалы Ловушки расположены в 23 км к юг-юго-западу от о-ва Шиашкотан, в одном фронтальном ряду вулканов вместе с вулканами о-ва Шиашкотан и подводными вулканами 3.10, 3.12, 3.13, в 3-4 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3),

2. Морфология и строение. Вершина подводного вулкана поднимается над уровнем моря в виде скал высотой до 42 м. Вулкан представляет собой довольно изометричный конус. Восточные его склоны опускаются до глубин 450-500 м, западные - до I000-II00 м. От вулкана 3.10 он отделяется глубинами около 300 м. Судя по данным НСП, он существенно лавовый, практически лишенный осадков. Так как промерно-геофизические галсы проходили только по подножию, характер магнитного поля точно не известен. На отдельных галсах зафиксированы резкие положительные (более 1000 нТ)и отрицательные (менее 1000 нТ) аномалии.Намагниченность соответствует современному полю. Положительная аномалия интенсивностью более 1000 нТ на юго-западном склоне, видимо, свявана с побочным лавовым конусом или куполом. По приближенным оценкам полный объем вулканической постройки скал Ловушек составляет 70 $км^3$.

3. Материал драгирования. Драгироввние вулкане не проводилось. В 1972 г. в рейсе шхуны "Геолог" опробовалась надводная часть скал. Нами изучена коллекция, собранная здесь Г.Б.Флеровым.

4. Петрография и минералогия. Надводная часть скал Ловушек сложена умеренно-порфировыми (15-25% вкрапленников) титаномагнетит-двупироксен-плагиоклазовыми андезито-базальтами и андезитами. Состав кристаллических фаз пород изучен на примере одного из образцов (ФБ-5, см. табл.4 приложения).

Вкрапленники плагиоклаза в лавах зональны с широкими ядрами лабрадор-битовнита An_{69-79} и тонкими краевыми каймами Лабрадора An_{54-66}. Состав микролитов отвечает андезин-лабрадору An_{38-66}. Зональность во вкрапленниках пироксенов, напротив, проявлена весьма слабо. Клинопироксен представлен авгитом ($Wo_{41-42}En_{39-40}Fs_{18-20}$) ортопироксен - гиперстеном ($Wo_3En_{60-61}Fs_{36-37}$). Железистость ядер и краевых зон вкрапленников отличается лишь на 1,0-1,5%.

Авгиты содержат I,4-I,7% Al_2O_3, гиперстены - 0,6-0,9%$A1_20_3$. Вкрапленники титаномагнетита имеют железистость 96-99% при содержании TiO_2 9,5-11,0%, $A1_20_3$- 2,0-2,2% и также практически незональны. Температура кристаллизации вкрапленников по двупироксеновому геотермометру Вуда и Банно - 1003°С.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализировано две пробы андезито-базальтов и две андезитов (см. табл.1 приложения). Все породы относятся к высокоглиноземистым разностям нормального по щелочности ряда. При этом обе пробы андезито-базальтов, а также одна андезита относятся к породам низкокалиевой серии (Na_20/K_2O = 5,0-6,5), а одна проба андезитов - к породам умеренно-калиевой серии. Низкокалиевые лавы характеризуются концентрациями Rb, Ba, Be при высоких значениях отношения к/Rb (920-1100) и низких отношения Rb/Sr (~0,015).

В андезитах умеренно-калиевой серии концентрации указанных элементов и величины отношений к/Rb и Rb/Sr умеренные (K/Rb = 645, Rb/Sr = 0,1).

По соотношению FeO*/MgO с Sio_2 все породы низкокалиевой серии подпадают в поле "толеитов", тогда как андезиты умеренно-калиевой серии - в поле "известково-щелочных" пород. Концентрации Сг и Си во всех анализированных пробах, а также Ni в низкокалиевых лавах низкие, тогда как в пробе низкокалиевого андезита содержание Ni умеренное. Для всех анализированных образцов характерны весьма высокие (2,3-3,8%) значения потерь при прокаливании, что свидетельствует о некоторой измененности пород.

6. Заключение. Морфоструктурные данные, наличие интенсивных магнитных аномалий и отсутствие террасы, соответствующей голоценовому повышению уровня моря, свидетельствуют о молодом, по-видимому голоценовом, возрасте вулкана. В составе вулканических пород, слагающих скалы Ловушки, проявились две серии пород: низкокалиевая "толеитоввя" и умеренно-калиевая "известково-щелочная", что в общем достаточно типично для вулкана фронтальной зоны Курил и Камчатки (35).

9-п3.12

1. Местоположение. Фронтальный ряд вулканов - в 35 км к юго-западу от о-ва Шиашкотан, примерно в 2-3 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшой вулканический конус с плоской вершиной на глубине 160-200 м (минимальная глубина 152 м) имеет высоту около 300 м и диаметр основания около 5 км. Осадки на вершине и склонах отсутствуют. В магнитном поле конус выражен слабо (см. рис.18). Объем его около 6 $км^3$.

3. Материал драгирования. На склоне конуса, в интервале глубин 270-460 м, выполнена одна станция драгирования, в которой поднято около 150 кг углова-

тых и изометричных обломков (два из них весом по~50 кг) андезито-базальтов и андезитов с преобладанием первых.

4. Петрография и минералогия. Андезито-базальты - плотные темно-серые, иногда почти черные породы с порфировой структурой. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, орто- и клинопироксен, титаномагнетит, иногда в единичных зернах - оливин. В зависимости от количественных соотношений главных породообразующих минералов могут быть выделены плагиоклазовые, ортопироксеновые и двупироксеновые разновидности андезито-базальтов. В плагиоклазовых разностях плагиоклаз слагает 98% всех вкрапленников. Около *2%* занимают пироксены. Размеры вкрапленников варьируют от 0,2 до 3-3,5 мм. Состав плагиоклаза - An_{65-85}. В ортопироксеновых разностях резко доминируют плагиоклаз (65-70% объема всех вкрапленников) и ортопироксен (25-30%). Около 5% объема вкрапленников приходится на клинопироксен. Ортопироксен представлен гиперстеном. Размеры зерен - 0,3-1,8 мм. В двупироксеновых разностях количество клино- и ортопироксена примерно равное: плагиоклаз (65-75% объема вкрапленников), клино- и ортопироксен (примерно по 12-15 об.%). Клинопироксен представлен авгитом. Размеры зерен - 0,3-1,8 мм.

В некоторых андезито-базальтах встречаются ксенолиты габброидов, представляющих собой, скорее всего, кумулаты ранних минеральных фаз - пироксенов, плагиоклаза и титаномагнетита. В наиболее стекловатых породах видна флюидальность, подчеркиваемая субпараллельной ориентировкой вкрапленников и микролитов. Основная масса петрографических разновидностей андезито-базальтов имеет гиалопилитовую и пилотакситовую структуру и сложена микролитами плагиоклаза (преобладает), пироксенов и титаномагнетита, погруженными в желто-бурое или желтоватое стекло.

Андезиты по качественному минеральному составу соответствуют андезито-базальтам.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава из пород вулкана проанализировано пять проб (три - андезито-базальт и две - андезит; см. табл.1 приложения). Все они отнесятся к высокоглиноземистым разностям нормального по щелочности ряда. При этом три пробы отвечают лавам низкокалиевой серии, а две (одна - андезито-базальт и одна - андезит) - лавам умеренно-калиевой серии. Низкокалиевые андезито-базальты и андезиты отличаются низкими концентрациями Rb, Ba, Be, U, Th при высоких значениях отношений Na_2O/K_2O (4,2-5,7), K/Rb (865-1400) и низких Rb/Sr (0,007-0,017). В умеренно-калиевых лавах содержание перечисленных элементов умеренное, как и величины отношений Na_2O/K_2O (2,7-3,5), K/Rb (560-600) и Rb/Sr (0,03-0,04) отношений.

Низкокалиевые лавы по соотношению величины FeO /MgO с SiO_2 попадают в поле "толеитов", *в* умеренно-калиевые - в поле "известково-щелочных" пород (андезиты) или на границу раздела этих полей (андезито-базальты). Концентрации Cr во всех образцах низкие, а Ni - низкие в андезито-базальтах и умеренные в кислых андезито-базальтах и андезитах.

6. Заключение. Угловатый облик, высокая свежесть и петрографическая однородность драгированного каменного материале позволяют предполагать, что исследовалась молодая вулканическая постройка. Присутствие в составе каменного материала пород двух геохимических серий - низкокалиевой и умеренно-калиевой, несколько отличающихся по содержанию литофильных редких элементов, не ЯВЛЯеТ-

ся определенным доказательством чужеродного происхождения части драгированных обломков, так как на вулканах фронтальной зоны Курил и Камчатки нередко наблюдается совместное проявление пород этих серий (41) (см. также вулкан 3.9).

9-п3.13

1. Местоположение. Фронтальный ряд вулканов - в 43 км к юго-западу от о-ва Шиашкотан, в 35 км к северо-востоку от о-ва Райкоке (см. рис.9, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшой вулканический конус на юго-западном окончании поднятия с упоминаемой ранее фронтальной цепочкой вулканов. Он имеет уплощенную вершину на глубинах 130-180 м (минимальная глубина 124 м). Судя по данным НСП, конус существенно лавовый. К его вершине приурочена положительная аномалия магнитного поля интенсивностью более 1000 нТ (см. рис.18). Вторая аномалия примерно такой же интенсивности приурочена к подножию южного склона. По приближенным оценкам объем конуса - около 20 км^3.

3. Материал драгирования. В пределах конуса, в интервале глубин 450-230 м, выполнено две станции драгирования (ВII-II2 и II3), в которых поднято около 100 и 30 кг соответственно угловатых и окатанных обломков и глыб преимущественно андезито-базальтов, реже - андезитов и базальтов. Породы в целом аналогичны поднятым на предыдущем вулкане в драге ВII-III.

4. Петрография и минералогия. Андезито-базальты и андезиты относятся к двупироксеновым разностям. Андезито-базальты - умеренно-порфировые (15-20% вкрапленников) породы, содержащие плагиоклаз (от 60 до 90% вкрапленников), клинопироксен (преобладает среди темноцветных минералов), ортопироксен, титаномагнетит и редкие зерна оливина. Так же как и на предыдущем вулкане, количество темноцветных минералов и их соотношения колеблются так, что наблюдаются как мезократовые, так и лейкократовые (плагиофировые) разности. Характерны магнетит-двупироксен-плагиоклазовые сростки размером до 2 мм, а также каймы пижонита вокруг вкрапленников ортопироксена, оливина и реже - клинопироксена. Основная масса раскристаллизована неодинаково, и структура ее меняется от пилотакситовой до гиалопилитовой.

Андезиты по минеральному составу близки к андезито-базальтам, но среди них встречаются субафировые разности, содержащие не более 5% вкрапленников тех же минералов.

Базальты встречены в единичных обломках (ВII-II2/3) и представлены оливин-плагиоклазовыми разностями с крупными кристаллами незонального анортита.

С помощью микрозонда изучен состав кристаллических фаз в одном из образцов андезито-базальтов (обр.ВИ-И3/2; см. табл.4 приложения). Вкрапленники плагиоклаза заметно зональны. Состав ядер их отвечает кальциевому битовниту An_{80-89}, тогда как состав краевых кайм - андезин-лабрадору-лабрадору An_{45-69}. Микролиты близки по составу к каймам врапленников An_{38-65}. Вкрап-

ленники с низким (~0,3-0,4%) содержанием TiO_2, ортопироксена - гиперстеном $Wo_{3,5-4,5}En_{63-65}Fs_{31-32}$. Среди микролитов пироксенов установлены как малокальциевые относительно железистые авгиты $Wo_{26-36}En_{28-41}Fs_{29-45}$, так и магнезиально-железистые пижониты $Wo_{8-14}En_{36048}Fs_{41-53}$. Изредка встречаются также субкальциевые авгиты $Wo_{18-25}En_{37-41}Fs_{34-45}$. Каймы вокруг вкрапленников ортопироксена также сложены пижонитом Wo_{6-11} $En_{45-52}Fs_{41-45}$. Температура крис-

таллизации вкрапленников по двупироксеновому геотермометру Вуда и Банно - 1049°С.

Включения титаномагнетита во вкрапленниках пироксенов менее железистые, титанистые, но более глиноземистые и отличаются большей степенью окисленности железа, чем титаномагнетиты субфенокристов и микролитов. Так, содержание TiO_2 и Al_2O_3 составляет во включениях соответственно 7,6-8,3 и 4,4-4,6%, в субфенокристах - 16,0-16,5 и 1,4-1,7, а в микролитах - 15,6-20 и 0,6-0,8%. Стекло из включений во вкрапленниках плагиоклаза отвечает высокоглиноземистому (K-Na)-риолиту с отношением K_2O/Na_2O около I.

5. Петрохимия и геохимия. Проанализировано три пробы андезито-базальтов и одна - андезита (см. табл.1 приложения). Все породы относятся к высокоглиноземистым разностям нормального по щелочности ряда и по соотношению величин FeO*/MgO с SiO_2 попадают в поле пород "толеитовой" серии. При этом два образца (андезито-базальт и андезит) соответствуют низкокалиевой, а один (андезито-базальт) - умеренно-калиевой серии. В низкокалиевых лавах содержание Rb низкое при высоком (620-780) значении отношения к/Rb, в умеренно-калиевом андезито-базальте и концентрация Rb и величина отношения к/Rb (460) - умеренные. Однако концентрации других литофильных редких элементов (Li, Ba, *Sr*, Be) в низко- и умеренно-калиевых андезито-базальтах практически не различаются и остаются низкими, равно как и концентрации Ni, Cr и Си. Уровень концентрации редкоземельных элементов, определенный для двух образцов низкокалиевых андезито-базальтов (см. табл.2 приложения),низкий, причем особенно низко содержание элементов цериевой группы, так что величина отношения La/Yb составляет всего 0,4-0,8. В одном из образцов низкокалиевых андезито-базальтов (ВП-П3/2) определены изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Ud$ - соответственно 0,70326+3 и 0,5I3I28+28. Полученные значения типичны для вулканитов фронтальной зоны Курильской островной дуги (35,62).

6. Заключение. Достаточно высокая однородность и свежесть драгированного материала свидетельствуют, что исследовалась молодая вулканическая постройка. Судя по уплощенной вершине, располагающейся несколько ниже голоценового повышения уровня моря, возраст ее доголоценовый. Кроме того, интенсивная положительная магнитная аномалия свидетельствует о том, что постройка, очевидно, моложе 0,7 млн лет, т.е. последней инверсии полюсов. Химический, редкоэлементный и изотопный состав пород типичен для лав фронтальной зоны Курильской дуги, где и располагается подводный вулкан.

9-П3.14

1. Местоположение. Вершина горы располагается в 35 км к север-северо-западу от о-ва Райкоке, в 50 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3).

2. Морфология и строение. Правильная конусовидная гора располагается на островодужном краю Курильской глубоководной котловины, поднимаясь на 1900 м над дном с глубины около 3100 м. С юга она контактирует основанием с горой 3.16 (см. рис.17). Склоны крутые (15-30°), неровные, лишенные осадков. Крутизна их увеличивается к вершине, что характерно для вулканических конусов В магнитном поле конус выражен слабой отрицательной аномалией (см. рис.18). Подножие с налеганием перекрывается осадками мощностью 300-400 м. Размер вулкана по погребенному основанию - 13х18 км, полная высота - 2200-2300 км, объем постройки - около 140 $км^3$.

3. Материал драгирования. В привершинной части склонов, в интервале глубин 1240-1450 м, выполнено две станции драгирования, на которых поднято около 150 кг каменного и органогенного материала. Среди каменного материала подняты три глыбы весом по 12-15 кг, один обломок - около 5 кг и несколько более мелких обломков. Все они покрыты черно-бурым налетом железомарганцевых окислов. Угловатая глыба сложена серым плотным среднепорфировым плагиобазальтом, одна из двух слабоокатанных глыб - амфибол-плагиоклазовым андезитом, а вторая - амфибол-плагиоклазовым андезито-дацитом. Такие же порода слагают и более мелкие обломки, кроме того, в неокатанном обломке средней величины встречен диорит.

4. Петрография и минералогия. Базальты (В25-39/2) относятся к плагиофировому типу и содержат 20-25% вкрапленников, представленных только плагиоклазом. Основная масса раскристаллизована и имеет микропризматически-зернистую структуру за счет множества микролитов плагиоклаза и темноцветных минералов.

Андезиты из слабоокатанной глыбы (обр.В25-39/1) содержат 20-25% вкрапленников, среди которых установлены плагиоклаз (15-20%), зеленовато-бурая роговая обманка (5-6%), а также редкие мелкие зерна оливина, клинопироксена (в сумме менее *1%)* и титаномагнетита. Нередко вокруг вкрапленников оливина и пироксена наблюдаются реакционные каймы амфибола. Основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру со светло-серым стеклом. Породы несколько изменены: вкрапленники плагиоклаза иногда ожелезнены и содержат пятна ouроватого смектита. В андезитах обнаружены мелкие ксенолиты оливинитов размером до 1,5 мм в поперечнике.

Андезито-дациты из полуокатанной глыбы (обр.В25-38/1) и мелких полуокатанных обломков (обр.В25-38/2) обильнопористые и обильнопорфировые с вкрапленниками плагиоклаза (~25%), зеленовато-бурой роговой обманки *(~5%)*, а также титаномагнетита. Размер вкрапленников - от I до 5 мм. Основная масса пород имеет обильномикролитовую структуру и стекло светло-серого цвета. Каких-либо признаков вторичного изменения в порадах не отмечено. Порода содержат мелкие ксенолиты магнетит-плагиоклаз-клинопироксенового соотава.

5. Петрохимия и геохимия. Изученные в отношении химического состава образца (4 пробы) неоднородны по уровню содержания щелочей, литофильных редких элементов и железистости (см. табл.1 приложения). Так, лейкобазальты по содержанию $к_2 0$ попадают на границу полей низко- и умеренно-калиевых пород, а по соотношению FeO /MgO - в поле "толеитов". Для них характерны высокие отношения $Na_2 0/K_2 o$ (5,0), низкое содержание Li, Ba, Sr, Ni, Cr при слабоповышенном содержании Rb и высоких Cu. Подобные вулканиты обычно проявляются во фронтальных зонах островных дуг.

Андезиты соответствуют породам умеренно-калиевой, а андезито-дациты - высококалиевой серии нормального ряда, причем те и другие имеют относительно низкие отношения $Na_2 0/K_2 0$ (1,8-1,4) и умеренную железистость. На диаграмме FeO* /MgO-$Si0_2$ породы попадают в поле "известково-целочных" образований. Все эти образцы имеют повышенные концентрации Li, , Rb, Ba, Sr, Ni, Cr и низкие Си. В андезитах, по-видимому, за счет вторичных изменений, отмеченных при петрографическом описании пород, повышены содержания воды, MnO и степень окисленности железа.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности строения указывают на то, что изученная гора является вулканом. Обратная намагниченность свидетельствует о

том, что возраст его древнее 700 тыс. лет, т.е. последней инверсии полюсов. Имеющийся малочисленный и крайне неоднородный каменный материал не позволяет сделать достаточно обоснованного вывода о характере подводной постройки 3.14. Отсутствие в составе драгированного материала обломков свежих лав, пленки железомарганцевых окислов на поверхности" обломков подтверждают относительно древний ее возраст. Обращает внимание весьма разнообразная степень окатанности (от совсем неокатанных до полуокатанных) и разнородность состава поднятых обломков, включающих даже интрузивные породы. Все вместе это указывает на то, что существенная часть поднятых со склона горы обломков, за исключением андезито-дацитов, скорее всего, чужеродна и привнесена сюда в результате ледового разноса.

9-п3.15

1. Местоположение. Вершина горы расположена в 32 км севернее о-ва Райкоке, в 40 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшая конусовидная островершинная гора, поднимающаяся над дном на 400-800 м (глубина дна на разных склонах - 2200-2600 м). Склоны конуса крутые, до 30° в привершинной части, лишенные осадков, а подножие перекрыто осадками мощностью до 800 м, смятыми в пологие складки. В магнитном поле конус выражен очень слабо (см. рис.18). Размер конуса по перекрытому основанию - 7,5x8,5 км, высота от основания - около 1400 м, объем - порядка 20-25 км^3.

3. Материал драгирования. Состав пород охарактеризован одной станцией драгирования BII-I07 (см. табл.3, рис.17) склона горы в интервале глубин 1820-1860 м. Поднят один угловатый обломок андезито-базальта (размером 20x30x25 см и весом -3 кг) с отчетливой столбчатой отдельностью.

4. Петрография и минералогия. Андезито-базальт имеет порфировую структуру (25-3055 вкрапленников) с преобладанием плагиоклаза (70-75 всех вкрапленников). Присутствуют также орто- и клинопироксены, амфибол, титаномагнетит. Плагиоклаз вкрапленников размером от 0,2 до 2,5 мм имеет таблитчатую форму. Наиболее крупные зерна имеют отчетливую реккурентную зональность и отвечают битовниту (An_{70-85}), мелкие кристаллы соответствуют лабрадор-битовниту (An_{60-80}).

Орто- и клинопироксены, представленные соответственно гиперстеном и авгитом с преобладанием последнего, встречаются в виде призматических зерен размером 0,3-1,8 мм. Отмечаются гломеропорфировые сростки пироксенов, плагиоклаза и титаномагнетита. Амфибол размером 0,3-2 мм буровато-зеленый, иногда окружен реакционными каймами плагиоклаза, гиперстена и титаномагнетита. Титаномагнетит встречается только в виде мелких (до 0,5 мм) кристаллов. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру с микролитами плагиоклаза, пироксенов и титаномагнетита, погруженными в светло-бурое стекло.

5. Петрохимия и геохимия. Андезито-базальт по химическому составу (см. табл.1 приложения) относится к группе высокоглинистых пород нормального по щелочности ряда. По уровню содержания он лежит на границе между породами умеренно- и высококалиевой серии, а по соотношению FeO /MgO с SiO_2 попадает в поле "известково-щелочных" пород. Андезито-базальт характеризуется повышенными концентрациями Rb, Be, Sr, Be, U, Th при умеренных содержаниях Ni и Cr. Значения величины отношения Na_20/K_20 низкое (1,6), K/Rb -уме-

ренное (410), Rb/Sr и Th/U - повышенное (соответственно 0,06 и 2,9). Спектр редкоземельных элементов андезито-базальта (см. табл.2 приложения) отличается умеренным обогащением элементами цериевой группы (Ie/Yb = 5,7).

6. Заключение. Коническая форма горы, изолированное ее положение и состав драгированных пород позволяют предположить, что это вулкан. Драгированный обломок андезито-базальта по особенностям вещественного состава типичен для лав тыловой зоны Курильской дуги, что наряду с его угловатостью может указывать на его местное происхождение. Наличие в обломке отчетливых элементов столбчатой отдельности позволяет предположить, что он является фрагментом экструзивного тела. Смятость осадков, перекрывающих подножие, может служить указанием внедрения экструзии в осадки. Если это так, то возраст экструзии достаточно молодой - четвертичный.

9-п3.16

1. Местоположение. Вулкан приурочен к краю Курильской глубоководной котловины, имеющей здесь глубину 3100 м. Вершина его расположена в 20 км к северу от О-ва Райкоке, в 43 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3).

2. Морфология и строение. Довольно крупный изометричный конус высотой более 2500 м с плоской вершиной на глубине 600-700 м, наклоненной в северо-западном направлении. Крутизна склонов в нижней части конуса составляет 10-15° и достигает 30° в верхней части. Последняя характеризуется сложным рассеянием сейсмического сигнала на ее поверхности и отсутствием поддонных отражающих границ, что обычно характерно для существенно лавовых построек. В нижней части конуса на сейсмограммах НСП на глубинах 0,3-0,4 с ниже его поверхности просматриваются многочисленные довольно протяженные отражающие границы, субпараллельные склонам. Все это указывает на сложное строение конуса, в котором, по-видимому, участвуют как плотные эффузивные, так и рыхлые пирокластические образования. В магнитном поле вулкан выражен отчетливой положительной аномалией интенсивностью более 300 нТ, намагниченность прямая. Подножие перекрыто горизонтально-слоистой толщей мощностью 300-500 м. Размер перекрытого основания - 22,5x14 км, диаметр плоской вершины - около 2 км, высота - около 3000 м и объем вулканической постройки - порядка 190 км^3.

3. Материал драгирования. В привершинной части постройки выполнено две станции драгирования BII-I08 и 109 (см. рис.17, табл.3), в которых поднято около 50 кг каменного материала, в том числе одна глыба 30x30x45 см, обломки размером до 20 см в поперечнике, щебень и галька. С поверхности некоторые обломки покрыты (Fe-Mn)-коркой, отмечается гематитизация.

В драге BII-I08 преобладали свежие биотит-амфибол-плагиоклазовые андезиты отмечены свежие амфибол-пироксен-плагиоклазовые андезиты, андезитовые пемзы, а также свежие и пропилитизированные псаммито-псефитовые туфы среднего состава и пропилитизированные андезиты. В драге BII-I09 преобладали свежие андезито-базальты, подняты также вулканические шлаки.

4. Петрография и минералогия. Среди андезито-базальтов установлено две петрографические разновидности: оливин-двупироксен-плвгиоклазовые и биотит-содержащие оливин-амфибол-двупироксен-плагиоклазовые. Первые содержат до 35-45% вкрапленников, представленных плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, оливином, титаномагнетитом. Структура основной массы интерсертальная или пилотакситовая. Крупные вкрапленники плагиоклаза (2-3 мм) имеют рекуррентную зональность, часто содержат включения стекла и отвечают по составу битовниту

An_{70-89}. Более мелкие таблитчатые кристаллы также содержат включения стекла и имеют состав An_{60-75}. Пироксены, образующие призматические зерна размером 0,3-1,8 мм, часто дают гломеропорфировые стростки. Состав пироксенов - авгит и гиперстен. Оливин слагает редкие корродированные зерна с ортопироксен-магнетитовыми каймами.

Вторая разновидность андезито-базальтов содержит до 20-25% вкрапленников, среди которых, кроме перечисленных, установлены амфибол и биотит. Амфибол бурый, обычно интенсивно почти нацело опацитизирован. Биотит встречается в виде единичных бурых табличек, также опацитизированных с краев. Вкрапленники оливина и ортопироксена часто окружены каймами клинопироксена. Во вкрапленниках оливина отмечаются включения шпинели и Cr- магнетита, а во вкрапленниках пироксена - титаномагнетита. Структура основной массы пород гиалопилитовая с бурым стеклом в мезостазисе.

По данным микрозондового анализа (см. табл.4 приложения) ядра вкрапленников плагиоклаза обнаруживают рекуррентную зональность и отвечают по составу лабрадор-битовниту An_{66-80}, узкие краевые каймы вкрапленников - Лабрадору An_{54-58}, микролиты - андезин-лабрадору An_{44-58}. Оливины - хризолиты, причем ядра вкрапленников в целом менее железисты (Fa_{15-16}), чем периферические зоны (Fa_{19-20}). Клинопироксены также зональны с относительно узкими ядрами и широкими каймами. Ядра отвечают по составу высокоглиноземистым хромсодержащим салитам ($Wo_{45}En_{42-44}Fs_{11-13}$) с 5-8% Al_2O_3 и 0,2-0,4 Cr_2O_3, а краевые зоны и каймы - менее глиноземистым и более железистым малохромистым авгитам ($WO_{39-44}EN_{40-43}Fs_{15-18}$) с 2-4% Al_2O_3 и 0,0-0,2% Cr_2O_3. Клинопироксены из кайм по оливину близки по составу ядрам вкрапленников этого минерала ($Wo_{45}En_{44}Fs_{11}$), а из кайм по ортопироксену - краевым зонам вкрапленников (Wo_{18-25} $En_{37-41}Fs_{34-45}$). Вкрапленников ортопироксена и микролиты - железистые бронзиты (Wo_3 $En_{70-74}Fs_{23-27}$ и Wo_{2-4} $En_{68-70}Fs_{26-28}$) соответственно), тогда как краевые зоны вкрапленников - магнезиальные гиперстены (Wo_{1-4} $En_{61-68}Fs_{31-35}$). Амфиболы неоднородны по составу. Выделяются высокоглиноземистые разности с низким содержанием щелочей (Na+K = 0,28-0,50) - магнезиально-железистые чермакиты), высокоглиноземистые разности с умеренным содержанием щелочей (Na+K = 0,70-0,80) - магнезиально-железистые гастангситы и редкие разности с умеренной магнезиальностью и переменным содержанием щелочей (0,30-0,75) - магнезиально-железистые обыкновенные роговые обманки.

Шпинели из включений во вкрапленниках оливина принадлежат к (Fe^{+}-Cr-Al) группе (20-25% Al_2O_3 и 20-30% Cr_2O_3 и имеют железистость 50-60%. Шпинелиды из краевых зон вкрапленников оливина, а также кайм клинопироксена по оливину соответствуют хромистым титаномагнетитам (2-12% Cr_2O_3, 4-I0% TiO_2, 3-7% Al_2O_3 шпинелиды из включений во вкрапленниках клино- и ортопироксены, а также собственные вкрапленники этих минералов - безхромистым титаномагнетитам (5-10% TiO_3, 0,1-0,3% Cr_2O_3, 2-4% Al_2O_3). В микролитовой фазе содержание TiO_2 в титаномагнетитах возрастает (10-12%), а Al_2O_3- убывает (1,5-1,8%).

Состав интерстиционных стекол в основной массе соответствует высококалиевым (Na_2O/K_2O = 0,35-0,38) высокожелезистым (f = 90-100%) риолитам.

Среди андезитов выделяются биотит-амфибол-плагиоклазовые и пироксен-амфибол-плагиоклазовые разности при явном преобладании первых. Породы содержат до 20-25% вкрапленников, в составе которых, кроме упомянутых минералов, по-

стоянно присутствует титаномагнетит. В целом среди вкрапленников преобладает плагиоклаз (70-85% общего объема их), в среди темноцветных минералов - амфибол. Структуры пород серийно-порфировые, а размеры вкрапленников изменяются от 0,2-0,3 до 2,0-3,0 мм. Наиболее крупные вкрапленники плагиоклаза - битовники, более мелкие - лабрадоры. Амфибол обычно зеленый (обыкновенная роговая обманка), в отдельных образцах бурый (базальтическая роговая обманка). Биотит бурый. Тот и другой минерал, как правило, свежие и лишь иногда имеют тонкие опацитовые каймы. В биотит-амфиболовых разностях андезитов пироксены встречаются только в основной массе пород. Основная масса имеет гиалопилитовую, реже гиалиновую структуру и сложена микролитами тех же минералов, которые встречаются во вкрапленниках (кроме биотита), погруженных в светлое или буроватое стекло. Нередко андезиты имеют флюидальную текстуру с линейным расположением микролитов и отчасти - вкрапленников.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава (см. табл.1,2 приложения) изучен один образец биотит- и амфиболсодержащего андезито-базальта (BII-I09/I), один образец амфибол-плагиоклазового андезита (BTI-I08/7) и один - биотит-амфибол-плагиоклазового андезита (BII-I08/I2). Все они принадлежат к высокоглиноземистым разностям нормального по щелочности ряда, а по содержанию K_2O к лавам высококалиевой серии (Na_2O/K_2O -1,5-1,7). На диаграмме $FeO/MgO-SiO_2$ изученные пробы лежат в поле пород "известково-щелочной" серии. Все образцы характеризуются повышенными концентрациями Rb, Ba, Sr, la, Ce при относительно низких значениях отношений K/Rb (330-430) и повышенных - отношений Rb/Sr (0,07-0,09) и La/Yb (7,6-10,2). В то же время андезито-базальты имеют повышенную концентрацию Ni при умеренной Cr а андезиты - умеренную Ni при низкой Cr. Значение отношения Ni/Co повышенное и уменьшается с ростом кремнекислотности пород от 5,5 до 2,6.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности постройки, наличие магнитной аномалии и свежий облик довольно однородных по составу драгированных пород свидетельствуют о том, что изученная гора является довольно молодым вулканом, сложенным как эффузивными, так и пирокластическими породами. Судя по мощности осадков (300-500 м), перекрывающих подножье, формирование вулкана началось в неогене, а наличие плоской вершины на глубине менее 500 м говорит о том, что верхняя часть постройки древнее голоцена. Свежие породы высококалиевой серии, несомненно, являются коренными породами вулкана, так же как и рыхлые туфы, наличие которых подвтерждается данными НСП. Измененные породы могут быть как местными, так и принесенными в результате ледового разноса.

9-п3.17

1. Местоположение. Вершина расположена в 20 км к запад-северо-западу от о-ва Райкоке, в 48 км от вулканического фронте (см. рис.9,17, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшой округлый изолированный конус с неровной, лишенной осадков поверхностью возвышается над дном края Курильской котловины на 200-300 м. Его склоны прослеживаются под горизонтально-слоистыми осадками Курильской котловины на глубине около 800 м. Диаметр погребенного основания - около 5,5 км, полная высота - I000-II00 м, объем - порядка 8 $км^3$. В магнитном поле конус практически не выражен (см. рис.18).

3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось. Сведения о составе пород отсутствуют.

6. Заключение. Правильная коническая форма изолированного конуса позволяет предположить его вулканическую природу. Возраст постройки, судя по осадкам мощностью 800 м, относительно древний (плиоценовый?).

9-п3.18

1. Местоположение. Вулкан расположен на охотоморском склоне Курильской котловины, в 7 км к северо-западу от о-ва Райкоке, в 32 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3).

2. Морфология и строение. Довольно правильный в верхней части вулканический конус имеет плоскую привершинную часть на глубине 240-250 м с двумя вершинами (минимальная отметка 216 м). Он сливается основанием с вулканом Райкоке на глубине около 800 м (см. рис.17). Превышение над дном - 2200-2300 м. Крутизна склонов увеличивается от 7-15 у подножия до 30° и более в привершинной части. Судя по данным НСП, поверхность привершинной части существенно лавовая, у подножия появляются субпараллельные склонам отражающие границы, указывающие на присутствие в разрезе конуса рыхлых, по-видимому,пирокластических отложений. Эти отложения перекрывают подножие соседнего вулкана 3.16, указывая на более древний возраст последнего. В магнитном поле вулкан выражен двумя положительными аномалиями интенсивностью каждая более 200 нТ, подтверждая двухвершинный характер вулкана. Мощность перекрывающих подножие горизонтально-слоистых осадков не превышает 100 м, указывая на сравнительно молодой его возраст. Размер конуса по основанию - 17,5x12,5 км, высота - 2300-2400 м, объем - порядка 150 км^3.

3. Материал драгирования. В привершинной части постройки, в интервале глубин 270-220 м, выполнена одна станция драгирования BII-II0 (см. табл.3, рис.17), где поднято около 25 кг остроугольных и округлых обломков вулканических пород размером до 20 см. Среди них преобладают андезито-базальты и андезиты, имеются также туфы, туфогравелиты и туфобрекчии.

4. Петрография и минералогия. В собранной коллекции имеются двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые разновидности андезито-базальтов и пироксен-амфиболовые андезиты. Породы близки по текстурам (массивные, реже пузыристые) и уровню концентрации вкрапленников (25-35%), но различаются по качественному составу их.

Двупироксеновые андезито-базальты содержат вкрапленники плагиоклаза (70-85% от объема всех вкрапленников), клино- и ортопироксена (20-25%), оливина (2-5%), титаномагнетита (2-3%). Среди пироксенов явно преобладает клинопироксен. Обычны сростки пироксенов с магнетитом и плагиоклазом. Основная масса раскристаллизована хорошо и имеет пилотакситовую или интерсертальную структуру.

В пироскн-амфиболовых андезито-базальтах среди вкрапленников также преобладает плагиоклаз, а в составе темноцветных минералов амфибола столько же или несколько менее, чем пироксенов. Амфибол зеленовато-бурый обыкновенный или бурый базальтический, в разной мере опацитизированный. Оливин сохраняется лишь в виде мелких реликтовых кристаллов в каймах клинопироксена. Аналогичные каймы развиваются иногда и по ортопироксену. Основная масса пород гиалопилитовая с бурым или серым стеклом в мезостазисе.

Амфиболовые андезиты отличаются от пироксен-амфиболовых андезито-базальтов большим количеством амфибола, который здесь является главным из темноцветных минералов. Амфибол зеленовато-бурый обыкновенный, как правило, свежий с

редкими и тонкими каймами опацитизации. Вкрапленники оливина в этих породах встречаются крайне редко и только в виде реликтовых зерен в каймах амфибола. Основная масса пород в существенной мере стекловатая с редкими микролитами плагиоклаза, амфибола, пироксена, титаномагнетита в буроватом или светло-сером стекле.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава (см. табл.1 приложения) проанализированы два образца андезито-базальтов: двупироксеновый (ВIIП-IIО/7) и амфибол-пироксеновый (ВII-IIО/4). Оба они принадлежат к лавам умеренно-калиевой серии нормального по щелочности ряда, причем по соотношению Fe0*/MgO с $Si0_2$ первый попадает в поле "толеитов", а второй - в поле "известково-щелочных" пород. Для обоих образцов характерна высокая глиноземистость и степень окисленности железа (65-68%). Андезито-базальты имеют умеренное содержание Rh, Ba, *SR*, низкое Cr и Ni при умеренных же значениях отношений Na_20/K_2o и к/Rb (соответственно 2,0-2,2 и 420-500). Спектр распределения редкоземельных элементов в них (обр.ВII-IIО/4, см. табл.2 приложения) характеризуется типично "известково-щелочным" трендом с умеренным обогащением легкими лантоноидами (La/Yb = 5).

6. Заключение. Правильная конусовидная форма постройки, наличие магнитных аномалий, соответствующих двум вершинам, однородный состав довольно свежих вулканических пород свидетельствуют о вулканическом ее происхождении. Туфогенные породы, возможно, отвечают прикратерным фациям. Судя по налеганию субпараллельных склону пирокластических или вулканокластических осадков на соседний вулкан 3.16, вулкан 3.18 является более молодым, несомненно - четвертичным. Об этом же свидетельствует и незначительная (100 м) мощность осадков, перекрывающих подножие.

9-п3.19

1. Местоположение. Вершина вулкана располагается на фронте вулканической дуги, в 25 км к северо-востоку от о-ва Матуа (см. рис.9, табл.3).

2. Морфология и строение. Островершинная коническая гора поднимается с глубин 1700-2000 м примерно на 9Q0 м. В ее привершинной части в составе отражений преобладают боковые и дифрагированные волны, что указывает на неровный характер поверхности и высокую акустическую жесткость. По-видимому, здесь преобладают плотные эффузивные породы. Ближе к подножию в сейсмоакустическом изображении появляются многочисленные довольно протяженные отражающие границе, указывающие на присутствие рыхлых, по-видимому,пирокластических, отложений. В магнитном поле конус выражен отрицательной магнитной аномалией, минимум которой (-400 нТ) смещен к западу от вершины (см. рис.18). Нижняя часть конуса с налеганием перекрывается толщей осадочных и вулканогенно-осадочных отложений мощностью до 600 м. Диаметр основания конуса - порядка 10 км, площадь его - около 80 $км^2$. Высота конуса от основания - 1300-1600 м. Объем его - порядка 40 $км^3$.

3. Материал драгирования. В привершинной части горы, в интервале глубин 1096-1290 м, выполнена одна станция драгирования (В25, см. табл.3), где поднято около 200 кг каменного материала. Примерно на 1/3 материал представлен обломками и глыбами (размером до 60x10x15 см) уплотненных илистых и песчано-гравийных пород. С поверхности они обильно пропитаны железомарганцевыми окислами, и цвет их варьирует от буровато-желтого и бурого до черного. Среди это-

го материала были обнаружены бурые железомарганцевые конкреции округлоуплощенной формы размером до 15x10x2 см.

Две трети материала в драге каменные обломки, покрытые черной пленкой железомарганцевых окислов. Около 90-95% из них угловатые, остальные - мелкие и средняя хорошо окатанная галька, а также валуны размером до 15x20x15 см. Все неокатанные обломки сложены вулканическими породами. Вулканиты часто не слишком свежие, и нередко на обломках видна корочка выветривания. По составу и текстурно-структурным особенностям среди них были обнаружены плотные и пористые афировые и субафировые базальты и андезиты, а также плотные умеренно- и обильнопорфировые двупироксен-плагиоклазовые андезито-базальты. Преобладают базальты и андезито-базальты.

Примерно четверть неокатанных обломков имеют псевдоокругленную форму с бугорчатой, "бородавчатой" поверхностью и иногда скорлуповатой отдельностью. Это шаровые лавы или вулканические бомбы. Размер их обычно невелик, в среднем менее 10x15x15 см. Лавы в этих обособлениях обычно свежие, часто обильнопористые (до шлаковидных) и в основном слабораскристаллизованы. По составу они варьируют от оливин-клинопироксен-плагиоклазовых базальтов до двупироксен-плагиоклазовых андезито-базальтов и андезитов с преобладанием базальтов.

В гальке и валунах представлены самые разнообразные породы, среди которых в основном распространены заметно измененные палеотипные лавы и окварцованные туфобрекчии. Один из валунов сложен мелкозернистым диоритом.

4. Петрография и минералогия. Базальты из угловатых обломков сложены в основном плотными афировыми разностями (обр.В25-36/3 и 36/5). Основная масса в них полностью раскристаллизована и имеет криптокристаллическую либо микролитовую структуру. Среди микролитов преобладают плагиоклаз и титаномагнетит при подчиненном содержании пироксена.

Базальты вулканических бомб содержат от 10 (обр.В25-36/1, 36/7) до 30-*35%* вкрапленников (обр.В25-36/8). Независимо от количества вкрапленников по набору и соотношению их выделяются две группы пород. Базальты первой группы (обр.В25-36/1,8) содержат вкрапленники плагиоклаза, клинопироксена, оливина, титаномагнетита. В разностях с низким содержанием вкрапленников превышает количество темноцветных минералов, а в составе последних оливин и клинопироксен развиты примерно в равных соотношениях. Вкрапленники темноцветных минералов здесь обычно крупнее (до 3-6 мм), чем плагиоклаза (обычно I мм). Основная масса пород полностью раскристаллизована и имеет криптокристаллическую структуру. Породы в общем не слишком свежие: по вкрапленникам в них иногда развиваются буроватые смектиты, а также магнетит (по трещинам). В обильнопорфировых разностях (обр.В25-36/8) все вкрапленники очень мелкие, в основном 0,5 мм. изредка до I мм. При этом в составе вкрапленников доля оливина составляет лишь 1-3%, клинопироксена - 8-10, плагиоклаза - *20-22%*. Основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру с бурым стеклом. Порода свежая.

Вторая группа базальтов из вулканических бомб (обр.В25-36/7) сложена в основном измененными разностями, где среди вкрапленников сохранились плагиоклаз (10%) и совсем редкие мелкие зерна ортопироксена. Кроме того, здесь обнаружено небольшое количество темноцветных минералов, почти полностью разложившихся с выделением магнетита и даже гематита. Основная масса в этих породах имеет микролитовую структуру с темно-бурым стеклом.

Андезито-базальты из угловатых обломков обычно не слишком свежие. Они содержат от 15 до *25%* вкрапленников, среди которых развиты плагиоклаз (от 10-13

до 18-20%), орто- и клинопироксены (в сумме от 1-2 до 5-7%)с заметным преобладанием ортопироксена), а также титаномагнетит. Основная масса обычно практически полностью раскристаллизована: в разностях с высоким содержанием вкрапленников она имеет криптокристаллическую микрофельзитовую, а в разностях с умеренным содержанием - микролитовую (без стекла, но с множеством микролитов, сцементированных фельзитовым агрегатом) структуру. В обильнопорфированных породах отмечаются микротрещины, заполненные коричневым вторичным минералом. Вкрапленники в породах несколько выветрелые с пятнами буроватых смектитов. Обломки умеренно-порфировых андезито-базальтов имеют корочку выветривания (иногда мощностью до 5 мм). Поры в них повсеместно заполнены вторичными минералами: глауконитом (?), карбонатами и цеолитами. Карбонатизация проявляется и в основной массе этих пород.

Андезито-базальты пористых вулканических бомб - свежие породы (обр.В25-36/10) с обильнопорфировой структурой и тем же набором вкрапленников. При этом среди вкрапленников клинопироксен преобладает над ортопироксеном. Основная масса пород имеет гаилопилитовую структуру с бурым стеклом. По петрографическим особенностям породы относятся к той же группе, что и вулканиты основной части бомб базальтового состава.

Андезиты из угловатых обломков (обр.В25-36/2) - субафировые лавы с редкими вкрапленниками (менее 5%) и субфенокристами плагиоклаза, орто- и клинопироксена (с некоторым преобладанием ортопироксена), а также титаномагнетита. Основная масса в них имеет микролитовую структуру с буровато-серым стеклом.

Андезиты вулканических бомб (обр.В25-36/9) имеют свежий облик и по своим петрографическим свойствам практически аналогичны вулканитам из бомб андезито-базальтового состава. В них только несколько уменьшается содержание вкрапленников темноцветных минералов, а основная масса приобретает микролитовую структуру.

5. Петрохимия и геохимия. Изученные вулканиты (10 проб) относятся к породам нормального ряда, однако заметно варьируют как по содержанию и соотношению щелочей, так и по железистости и глиноземистости (см. табл.1 приложения). По щелочности среди них выделяется две группы пород. Андезито-базальты и андезиты из угловатых обломков (обр.В25-36/П,4,2) и некоторые базальты из вулканических бомб (обр.В25-36/7) соответствуют породам низкокалиевой серии с высоким (4,6-7,4) отношением Na_2O/K_2O. Они имеют низкие содержания Rb, Ba, Sr, Ni, Cr, высокие - Си, высокую железистость (68-78%) и повышенные значения отношения к/Rb (750-800). Вторая группа пород - почти все породы вулканических бомб (обр.В25-36/1,8,9,Ю), а также некоторые базальты из угловатых обломков - соответствует породам умеренно-калиевой серии с величинами отношения Na_2O/K_2O от 2,5 до 3,9. Для них характерны умеренные концентрации Rb, Sr, Ni, Cr при умеренной железистости и пониженных значениях отношения K/Rb(540-600). Базальты из угловатых обломков (обр.В25-36/3,5) при несколько повышенных щелочности (умеренно-калиевая серия) и содержании литофильных редких элементов имеют концентрации Ni, Cr и Си на уровне пород первой группы.

По соотношению величины FeO*/MgO с SiO_2 большинство базальтов, некоторые андезито-базальты и все андезиты попадают в поле "толеитов", часть проб базальтов и андезито-базальтов (обр.В25-36/8,П,4) - на границу поля "толеитов" и "известково-щелочных" пород, а проба наиболее магнезиального базальта

(обр.В25-36/1) - в поле "известково-щелочных" пород. Большинство пород высоко глиноземистые, и лишь упомянутый магнезиальный базальт - умеренно-глиноземистый. Некоторые разновидности пород из вулканических бомб аномально окислены (обр.В25-36/8,7, f = 59-78%).

6. Заключение. Морфоструктурные особенности, наличие магнитной аномалии и преимущественно вулканический состав пород низко- и умеренно-калиевой серии позволяют предположить, что гора 3.19 - вулкан. Возраст его, однако, сравнительно древний. Об этом свидетельствует отрицательная магнитная аномалия, 600-метровый слой осадков, перекрывающих подножие, и измененный характер многих вулканитов. По-видимому, это сложнопостроенный вулкан плиоценового (?) возраста, сложенный вулканитами низкокалиевой и умеренно-калиевой серий, что нередко для вулканов фронтальной зоны. В то же время присутствие в составе этого материала окатанных валунов и гальки разнородных палеотипных пород может быть связано с ледовым разносом.

9-п3.20

1. Местоположение. Подводный гребень, отходящий к северо-востоку от о-ва Матуа, с небольшим возвышением на его окончании, в 15 км от о-ва Матуа, в 10 км от вулканического фронта (см. рис.9,17, табл.3).

2. Морфология и строение. Протягивающийся на 15 км к северо-востоку от о-ва Матуа подводный гребень, по-видимому, представляет собой эродированный отрог древнего Матуа, сложенный, судя по данным НСП, как плотными вулканическими породами, так и слоистыми вулканогенно-осадочными образованиями. Ближе к о-ву Матуа гребень имеет плоскую абразионную поверхность на глубине 120-130 м, соответствующей голоценовому уровню моря. На северо-восточном окончании имеется небольшое коническое возвышение с относительным превышением около 300 м и минимальной глубиной 378 м. В магнитном поле гребень выражен положительной аномалией.

3. Материал драгирования. На склоне возвышенности, в интервале глубин 440-490 м, выполнена одна станция драгирования (см. рис.17, табл.3), на которой поднято около 20 кг вулканических пород, в том числе одна глыба андезито-базальта размером 30x15x10 см, около 15 обломков вулканических бомб и около десятка мелких галек палеотипных пород, вулканические бомбы имеют бугристую, и"бородавчатую" поверхность и скорлуповатую отдельность. По плотности среди них выделяются как массивные, так и шлаковые разновидности. Галька сложена разнообразными палеотинными эффузивами, встречаются также гранитоиды и кремни.

4. Петрография и минералогия. Глыба сложена мелкопузыристым плагиоандезито-базальтом, содержащим 15-20% вкрапленников плагиоклаза и *3%* субфенокристов темноцветных минералов: орто- и клинопироксенов, титаномагнетита. Основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру с бурым стеклом. Во внутренних частях глыбы порода свежая, а на поверхности в крупных порах нередко развит голубоватый вторичный материал типа глауконита.

Состав бомб колеблется от базальтов до андезитов. Они варьируют от порфировых до субафировых с буровато-серым стеклом. Базальты обычно оливинсодержашие титаномагнетит-двупироксен-плагиоклазовые, андезиты и андезито-базальты - титаномагнетит-двупироксен-плагиоклазовые.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследованы две пробы: афирового лейкобазальта (обр.В25-37/19) из вулканической бомбы и пла-

гиоандезита-базальта (обр.В25-37/18) из крупной глыбы (см. табл.1 приложения). Исследованные пробы по главным параметрам состава весьма близки и соответствуют высокожелезистым породам умеренно-калиевой серии нормального ряда со значениями отношения Na_2O/K_2O 4,2 и 4,4. На диаграмме $FeO^*/MgO-SiO_2$ их состав соответствует "толеитам". Сходство этих пород подчеркивается и близкими невысокими содержаниями в них Li, Hb, Be, Sr_f Ni и Cr. Лейкобазальты при этом относятся к умеренно-глиноземистым и повышеннотитанистым (для Курильских базальтов), а андезито-базальты - к высокоглиноземистым и умеренно-титанистым разностям.

6. Заключение. Близость минерального и химического состава большинства слабоокатанных вулканитов позволяет предполагать, что драгировалась вулканическая постройка. Приуроченность к подводному гребню, отходящему от о-ва Матуа, положительная магнитная аномалия и свежесть вулканических пород свидетельствуют о четвертичном возрасте постройки. Возраст гребня, судя по наличию террасы, соответствующей голоценовому повышению уровня моря, доголоценовый, а возраст насаженной на него постройки может быть и голоценовым. Небольшое количество гальки палеотипных эффузивов, гранитоидов и осадочных пород может быть связано с ледовым разносом и является косвенным свидетельством того, что подводная вулканическая постройка несовременная.

2.6. ГРУППА РАСШУА

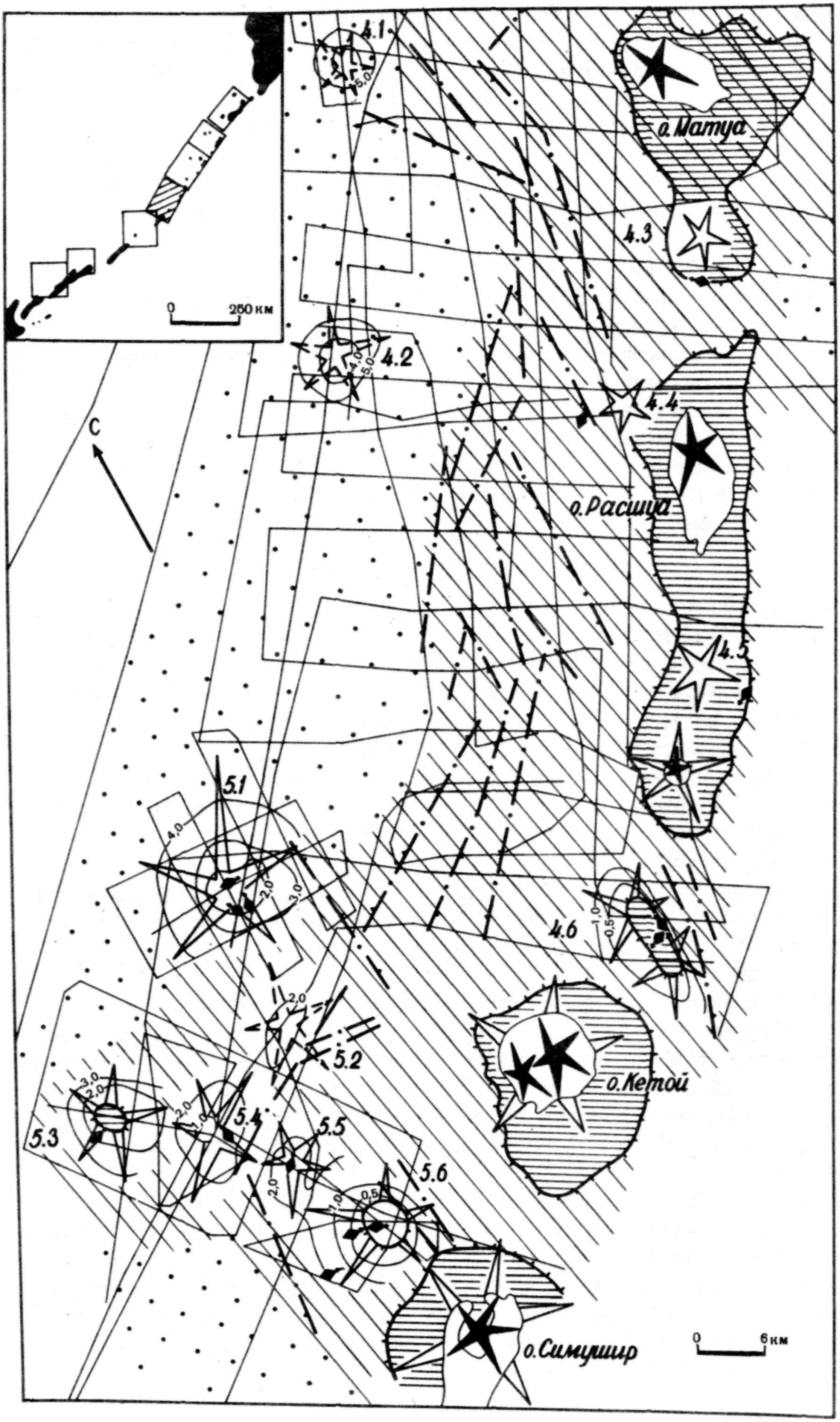
Группа вулканов, примыкающих к о-ву Матуа, непосредственно продолжает к югу Чиринкотанскую группу. От последней она отличается значительно меньшей плотностью вулканов в тылу дуги (см. рис.9). До последнего времени здесь были известны вулканы только во фронтальной зоне. В 25-м рейсе НИС "Вулканолог" (1987 г.) по результатам эхолотного промера и НСП удалось обнаружить две небольшие изолированные подводные горы (4.1 и 4.2). подножия и склоны которых перекрыты осадками Курильской глубоководной котловины. По-видимому, они являются плиоценовыми или плиоцен-четвертичными подводными вулканами.

В пределах группы, протягивающейся по фронту примерно на 90 км от о-ва Матуа на севере до подводного массива Рикорда (4.6) на юге, имеется 9 вулканов, 6 из них подводные (см. рис.9). Отчетливо проявлена фронтальная цепочка из 7 вулканов, косо, под углом примерно 10°, причленяющаяся к вулканическому фронту (массив Рикорда расположен на вулканическом фронте, а вулкан Матуа отстоит от него на 15 км).

При ширине вулканической дуги Северных Курил 80 км средняя плотность вулканов этой группы составляет 1,25, т.е. почти в 2 раза ниже, чем для примыкающей с севера Чиринкотанской группы. На фронте дуги при этом плотность даже несколько выше, чем в Чиринкотанской группе (5,2 против 4,4), тогда как в промежуточной зоне нет ни одного вулкана, плотность равна 0, а в тыловой зоне она составляет 1,1, т.е. более чем в 2,5 раза ниже, чем в Чиринкотанской группе.

Вулканы тыловой зоны отделены от фронтальной системы горстов и грабенов, субпараллельных простиранию дуги (рис.20) и являющихся продолжением такой же системы горстов и грабенов предыдущей группы. Разломы, ограничивающие горсты и грабены, протягиваются далее на юг, в пределы Симуширской поперечной зоны.

Оба вулкана тыловой зоны располагаются в пределах островодужного склона Курильской глубоководной котловины, где мощность горизонтально-слоистых осад-


0 250 км
4.1
5.0
4.2
4.0
5.0
4.3
о. Мамуа
4.4
о. Расшуа
4.5
С
5.1
4.0
2.0
3.0
2.0
5.2
4.6
1.0
0.5
о. Кетой
5.3
3.0
2.0
2.0
1.0
5.4
5.5
2.0
1.0
0.5
5.6
о. Симушир
0 6 км

Р и с.20. Схеме строения группы вулканов Расшуа и Симуширской поперечной вулканической зоны

Усл. обозначения см. на рис.10..

ков достигает 2000 м 49 . По направлению к островной дуге мощность осадков уменьшается, и в них увеличивается доля вулканогенной составляющей.

Магнитное поле подводных вулканов выражено в основном слабо, за исключением вулканического массива Рикорда (4.8). Для этого участка дуги характерны отрицательные значения магнитного поля, интенсивность которых достигает 350 нТ в пределах промежуточной зоны. Положительные значения отмечены только для подводных вулканов. Необходимо оговориться, что из-за сложной навигационной обстановки магнитное поле фронтальной зоны дуги, т.е. зоны максимального развития вулканов, оказалось слабо охарактеризованным, за исключением района массива Рикорда. В пределах последнего обнаружена как раз наиболее интенсивная аномалия, превышающая 1000 нТ. Она приурочена к юго-западному подножию на границе **с** подводным продолжением о-ва Кетой (рис.21). Возможно, она связана с застывшим близповерхностным магматическим телом.

9-П4.1

1. Местоположение. Вершина небольшой подводной горы находится в 26 км к запад-северо-западу от о-ва Матуа, в 45 км от вулканического фронта (см. рис.9,20, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшая конусовидная гора возвышается над дном Курильской глубоководной котловины примерно на 150 м при глубине котловины здесь 3150 м. По данным НСП, склоны горы прослеживаются под осадками на глубину порядка 700 м так, что полная высота конической горы около 850 м, а объем конуса 7 км^3. В магнитном поле конус выражен слабо (см. рис.21), размах аномалии не более 100 нТ: положительная - до 60, отрицательная - до 40 нТ.

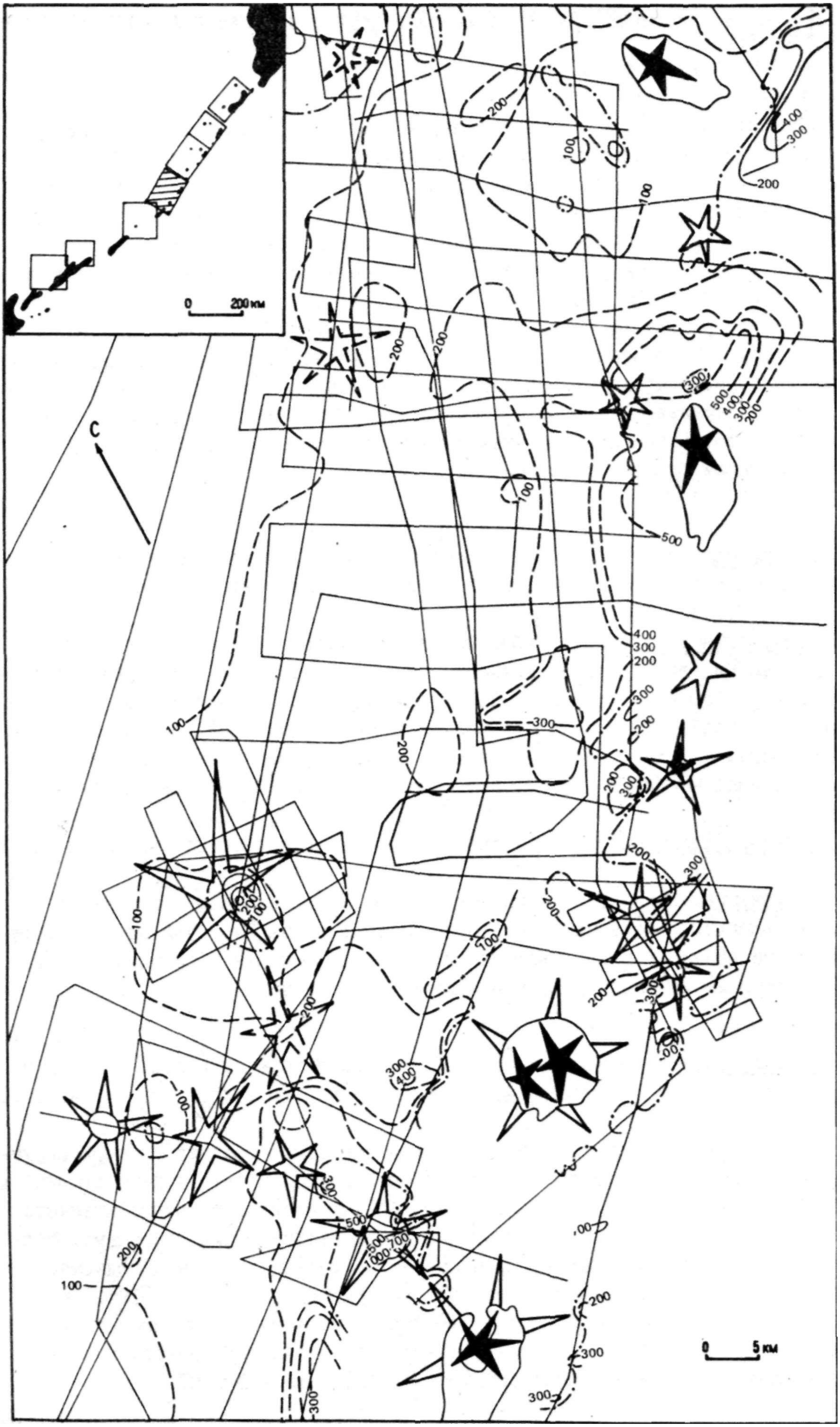
3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось. Состав пород не известен.

6. Заключение. Правильная коническая форма и изолированное положение позволяют предположить, что коническая гора является вулканом. Судя по 700-метровой мощности осадков, перекрывающих болыцую часть склона и подножие, вулкан является относительно древним, по-видимому плиоценовым.

9-П4.2

1. Местоположение. Вершина небольшой подводной горы находится в 32 км к северо-западу от о-ва Расшуа, в 42 км от вулканического фронта (см. рис.9,20, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшая изотермическая коническая гора возвышается над дном Курильской глубоководной котловины и имеет глубину от 3200 до 500 м. Склоны горы крутые, неровные. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, гора сложена плотными, по-видимому эффузивными, породами. Мощность горизонтально-слоистых осадков, перекрывающих ее склоны и подножие, достигает I000-II00 м. Размер конуса по перекрытому основанию - 10х11 км, полная высота - 1500-1600 м, объем 45 км^3. В магнитном поле постройка выражена слабо (см. рис.21). К северо-восточному ее склону приурочена небольшая отрицательная аномалия интенсивностью несколько ниже - 200 нТ.


0 200 км
C
0 5 км

р и с.21. Аномальное магнитное поле группы вулканов Расшуа и Симуширской поперечной вулканической зоны

Усл. обозначения см. на рис.15

3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось. Состав слагающих постройку пород не известен.

6. Заключение. Правильная коническая форма постройки и изолированное ее положение позволяют предположить, что это сравнительно древний подводный вулкан. Это вероятно еще и потому, что, как и предыдущая постройка (4.1), он находится в тыловой зоне усиления вулканической активности *С*7.). О сравнительно древнем, скорее всего, плиоценовом, возрасте вулкана свидетельствует мощ-
ща горизонтально-слоистых осадков.

9-п4.3

1. Местоположение. Пролив Надежды между островами Матуа и Расшуа, в 10 км к юг-юго-западу от о-ва Матуа, в 7 км от вулканического фронта (см. рис.9,20, табл.3).

2. Морфология и строение. Над поверхностью подводной 120-140-метровой террасы, протягивающейся к юг-юго-западу от о-ва Матуа, поднимаются небольшие скальные возвышения, являющиеся, по-видимому, эрозионными останцами прикратерной части подводной вулканической постройки. От о-ва Матуа эта постройка отделена пережимом упоминаемой террасы глубиной 120-140 м (см. рис.20), от о-ва Расшуа - глубинами 600-650 м. Западные склоны постройки опускаются до глубины 2500, восточные - до 1200 м. В магнитном поле эта постройка выражена довольно слабо (см. рис.21). Над привершинной частью отмечено отрицательное поле интенсивностью -100 нТ, а над южным склоном положительная аномалия достигает 200 нТ. Это свидетельствует о прямой намагниченности вулкана в соответствии с современным полем. Объем постройки - около 50 км^3.

3. Материал драгирования. В привершинной части южного склона, в интервале глубин 160-137 м, выполнена одна станция драгирования, в которой поднято около 200 кг каменного материала преимущественно вулканических пород. Среди них около 5% объема материала составляли слабоокатанные обломки заметно измененных плотных пузыристых двупироксен-плагиоклазовых базальтов. Примерно 10-15% объема материала сложено также слабоокатанными обломками серых часта пористых и в различной степени раскристаллизованных андезито-базальтов. Основная часть поднятого материала (*10%* его объема) представлена среднеокатанными обломками светло-серых и розоватых пористых обильнопорфировых амфибол-плагиоклазовых пород андезит-андезито-дацитового состава, близких по облику экструзивным образованиям. Они содержат значительное количество мелких округлых меланократовых включений гомеогенного типа. Кроме того, присутствовало некоторое количество (*10%)* гальки и хорошо окатанных "валунов", сложенных в основном как палеотипными, так и почти неизмененными лавами базальтов и андезито-базальтов, а также один валун среднезернистого диорита.

4. Петрография и минералогия. Базальты - умеренно-порфировые породы, содержащие вкрапленники плагиоклаза (15-20%), орто- и клинопироксена (1-2%). Основная масса полностью раскристаллизована и имеет микропризматически-зернистую структуру. Породы заметно изменены. Вкрапленники в них часто ожелезены (лимонитизированы), по порам, вкрапленникам и основной массе проявлена не-

редко интенсивная карбонатизация (обр.В25-35/2). В некоторых обломках (обр.В25-35/1) в порах развиты цеолиты, глауконит и халцедон.

Андезито-базальты по особенностям минерального состава можно разделить на три группы. Первая группа (обр.В25-35/6,Ю) - оливинсодержащие двупироксен-плагиоклазовые разности из слабоокатанных обломков. Породы содержат 15-20% вкрапленников плагиоклаза, 5-6 - пироксенов (при преобладании ортопироксена), <1 - оливина и <1% - титаномагнетита. Основная масса в одних образцах гиалопилитовая со значительным количеством темно-бурого стекла (В25-35/6), в других - хорошо, хотя и неоднородно, раскристаллизована и имеет фельзитовую структуру. Андезито-базальты второй группы, слагающие как слабоокатанные обломки (В25-35/5), так и "валуны" (В25-35/3), отличаются большим количеством вкрапленников (30-38%), отсутствием среди них оливина и преобладанием клинопироксена над ортопироксеном. Структура основной массы в них гиалопилитовая. Породы нередко содержат мелкие ксенолиты габбро-норитов с обильным магнетитом. Наконец, андезито-базальты третьей группы, встреченные среди слабоокатанных обломков (обр.В25-35/4), наряду с вкрапленниками плагиоклаза (10-15%), орто- и клинопироксена (1%), титаномагнетита (1%) содержат также зеленовато-бурую роговую обманку (5%) и оливин (1-2%). Два последних минерала нередко частично или полностью опацитизированы. Структура основной массы гиалопилитовая с серым стеклом. В породах отмечены мелкие ксенолитики оливинитов.

Андезиты (обр.В25-35/9) содержат вкрапленники плагиоклаза (13-15%), зеленой роговой обманки (6-8%), редкие и мелкие зерна клинопироксена (~I%), а также титаномагнетит. Структура основной массы гиалопилитовая, мезостазис, цементирующий микролиты, образован серым стеклом. В породах присутствуют мелкие ксенолиты плагиоклаз-клинопироксен-оливинового состава.

Андезито-дациты (обр.В25-35/8,П) представлены разностями с мелкопористой текстурой и обильнопорфировой структурой. Среди вкрапленников в них развиты плагиоклаз (25%), амфибол (от 5-6 до 7-10%), титаномагнетит, а в некоторых разностях и клинопироксен (менее 1%). Амфиболы в разностях с клинопироксеном окрашены в бурый, а без клинопироксена - в зеленый цвет. Размеры вкрапленников варьируют от I до 3-4 мм, но призмы амфибола иногда достигают 8 мм. Основная масса пород может иметь как гиалопилитовую, так и фельзитовую структуру. В породах с фельзитовой основной массой иногда проявлены буроватые смектиты.

5. Петрохимия и геохимия. Изученные в отношении химического состава 10 проб вулканитов не очень однородны по составу (см. табл.1 приложения). Базальты отличаются высокими значениями потерь при прокаливании, что наряду с петрографическими данными (карбонатизация) однозначно свидетельствует о значительном изменении их. Поэтому судить о первичной щелочности их трудно, хотя низкие содержания ва как будто указывают на принадлежность их изначально к породам низкокалиевой серии. Содержание элементов группы железа, наименее подвижных при процессах изменения в них, умеренное, а Си - повышенное.

Подавляющая часть остальных анализированных образцов принадлежат к породам умеренно-калиевой серии нормального ряда с отношением Na_2O/K_2O от 3,9 до 2,9, и лишь один образец андезито-базальта (В25-35/6) - к низкокалиевым порода. По соотношению величины FeO*/MgO с SiO_2 большинство андезито-базальтов (кроме обр.В25-35/4), а также все андезиты и андезито-дациты соответствуют "известково-щелочным" породам. Породы имеют умеренные концентрации Li,

Rb, Be, Sr, Li, Cr при умеренных отношениях к/Rb (560-690 - в андезито-базальтах и 300-490 - в андезито-дацитах).

6. Заключение, Морфоструктурные особенности свидетельствуют о том, что постройка вулкана 4.3 аналогична вулкану Матуа - нижнечетвертичной постройке, на которую насажен современный вулкан - пик Сарычева: и имеет с ним общий пьедестал (см. рис.20). Судя по наличию 120-140-метровой террасы и присутствию вторичных изменений лав, возраст вулкана 4.3 доголоценовый. Признаки современной активности отсутствуют. Основная часть поднятых при драгировании умеренно-окатанных обломков (прежде всего экструзивного облика) состоит из близких по составу пород, образующих единую родственную группу. По-видимому, они могут рассматриваться как фрагменты пород, слагающих привершинный купол, хотя необходимо отметить, что амфиболсодержащие породы не характерны для фронтальной зоны дуги. Незначительное количество обломков, гальки и валунов палеотипных эффузивных и интрузивных пород, поднятых при драгировании, связано, вероятно, с ледовым разносом.

9-П4.4

I. Местоположение. Уплощенная вершина вулканической постройки находится в 8 км к северо-западу от о-ва Расшуа, в 12 км от вулканического фронта (см. рис.9,20, табл.3).

2. Морфология и строение. Вытянутая в меридиональном направлении гора с плоской вершиной на глубине около 140 м (минимальная отметка - 118 м) соединена подводным гребнем с о-вом Расшуа. На поверхности гребня также имеется терраса на глубине 120-140 м, соответствующая голоценовому повышению уровня моря. Пережим этой террасы отделяет постройку вулкана 4.4 от о-ва Матуа. Северные и западные склоны опускаются до глубин около 1300-1500 м. В связи с тем, что постройка пересена только одним профилем, данных о ее строении недостаточно. В магнитном поле она выражена довольно отчетливо: к привершинной части приурочена положительная аномалия интенсивностью 100 нТ на фоне отрицательных значений, достигающих -500 нТ (см. рис.21).

3. Материал драгирования. На северо-западном склоне вулкана, в интервале глубин 350-280 м, выполнена одна станция драгирования (см. рис.20, табл.3), в которой поднято около 250 кг глыб и обломков вулканических пород и несколько мелких галек.

Самая крупная глыба (размером 80x60x50 см и весом 70 кг) довольно окатанной формы с отчетливой корочкой выветривания (мощностью более I см) сложена серым умеренно-порфировым пироксен-плагиоклазовым андезитом. Другая угловатая крупная глыба (90x40x40 см) сложена темно-серым, обильнорорфировым амфибол-двупироксен-плагиоклазовым андезитом. Почти половина мелких и несколько средних по величине обломков размером от 5x8x6 до 30x20x25 см имели характерно овальную, часто округлую форму с бугристой, "бородавчатой" поверхностью, а также скорлуповатую отдельность. Все они представлены свежими оливин-двупироксен-плагиоклазовыми базальтами с пористой текстурой и резкопорфировой структурой. Эти образования могут либо быть вулканическими бомбами, либо относиться к шаровым лавам, сформированным при подводных вулканических извержениях.

Остальные средние и мелкие обломки имеют близкую к изометричной форму, слабоокатаны и сложены в основном базальтами, почти идентичными описанным. Среди них попадались обломки не слишком "свежего" облика, с мегакристами плагиоклаза размером до 1,5-2,0 см. В этой группе обломков установлены также ан-

дезито-базальты, близкие по облику базальтам шаровидных обломков. Следует добавить, что в драге присутствовало несколько галек вулканических пород и один: валун вторичного кварцита с пустотками, заполненными рудным минералом.

4. Петрография и минералогия. Базальты шаровидных обломков (обр.В25-33/3А, 3Б, 3В, 5) содержат 20-25% вкрапленников, включающих плагиоклаз (10-15%), клинопироксен (5-6%), ортопироксен (1-3%) и оливин (1-3%). Размеры вкрапленников варьируют от I до 3-5 мм. Основная масса пород раскристаллизована очень слабо и по структуре колеблется от гиалиновой до гиалопилитовой. Мезостазис, цементирующий микролиты, образован бурым и черно-бурым стеклом. Близкие по облику и особенностям минерального состава базальты слагают и несколько небольших слабоокатанных обломков (обр.В25-33/4В, 4Г, 6). Однако во вкрапленниках здесь иногда появляется титаномагнетит, а в некоторых наименее раскристаллизованных разностях уменьшается доля клинопироксена (до 2%). В целом базальты в таких обломках несколько изменены. В отдельных образцах отмечается карбонатизация (по порам или в основной массе), в других - появляются смектиты.

В некоторых изометричных слабоокатанных обломках установлены двупироксен-плагиоклазовые базальты без оливина (обр.В25-33/2А, 4Б, 7). Это свежие мелкопорфировые породы, содержащие до 15/5 вкрапленников. Среди пироксенов (5%) ортопироксен преобладает над клинопироксеном. Отдельные породы этой группы (обр.В25-33/4Б) содержат редкие мегакристы плагиоклаза. Основная масса пород имеет несколько более раскристаллизованный облик и характеризуется либо призматически-зернистой структурой с небольшим количеством черно-бурого стекла (обр.В25-33/2А, 4Б), либо псевдофельзитовой структурой (обр.В25-33/7).

Андезито-базальты из слабоокатанных обломков, как и базальты, представлены оливинсодержащими и безоливиновыми разностями. В первых (обр.В25-33/4А) лишь несколько уменьшается по сравнению с базальтами доля оливина и появляются вкрапленники титаномагнетита. В двупироксеновых андезито-базальтах ортопироксен уже заметно преобладает над клинопироксеном, а основная масса почти полностью раскристаллизована и имеет микрофельзитовую структуру с очень небольшим количеством серого стекла. Андезиты установлены только в двух крупных глыбах, причем в окатанной глыбе это безамфиболовые, а в угловатой - амфиболсодержащие разности. Последние содержат до 30-35% вкрапленников, в составе которых преобладает плагиоклаз (20%). Из темноцветных минералов присутствуют орто- и клинопироксен (8% в сумме при преобладании клинопироксена), титаномагнетит (1%) и редкие мелкие зерна бурой базальтической роговой обманки с опацитовыми каймами. В породе отмечаются сростки минералов - вкрапленников, а также мелкие ксенолиты магнетит-двупироксен-плагиоклазового состава. Размер главных вкрапленников в породах обычно I мм, титаномагнетита и амфибола - 0,5 мм, а сростков - до 3-4 мм. Основная масса пород содержит редкие микролиты тех же минералов и серое стекло. Породы достаточно свежие,

5. Петрохимия и геохимия. Практически все изученные в отношении химического состава вулканиты (13 проб; см. табл.1 приложения) относятся к высокоглиноземистым разностям пород нормального ряда. По содержанию и соотношению щелочей среди них выделяются две группы. Первая, включающая большинство проб, в том числе базальты шаровых лав (обр.В25-33/3А, 3Б, 3В, 5), некоторые базальты (обр.В25-33/4Г,6) и андезито-базальты (В25-33/4А) слабоокатанных обломков, а также андезиты (В25-33/2 угловатых глыб, соответствует породам умеренно-

калиевой серии с низкими (2,3-2,7) отношениями Na_2O/K_2O. По соотношению FeO*/MgO с SiO_2 породы этой группы отвечают "известково-щелочным" образованиям. Для них характерно умеренное содержание K, Rb, Ba,Sr,Ni, Or при умеренных же значениях отношения к/Rb (390-530). С ростом кремнекислотности пород наблюдается лишь слабое увеличение концентраций щелочей и железистости (от 51-58 в базальтах до 65% в андезитах), тогда как содержание Ba, Sr и значения отношений к/Rb и Na_2o/K_2O остаются примерно на одном уровне.

Ко второй группе относятся некоторые (иногда несколько измененные) базальты (обр.В25-33/2А, 2Б, 7) и андезито-базальты (В25-33/9) из небольших слабоокатанных обломков (безоливиновый петрографический тип). Это низкокалиевые вулканиты Na-типа с низкими концентрациями щелочей (Na,K,Li,Rb), а также Ba, Sr,Ni, Cr и высокими значениями отношений Na_2O/K_2O (5,5-11,4) и K/Rb (550-1150). Породы характеризуются повышенной железистостью (60-75 в базальтах и 73/5 в андезито-базальтах) и на диаграмме FeO*/MgO-Sio_2 попадают в поле "толеитов". В целом вулканиты этой группы соответствуют лавам, проявленным во фронтальных долях островных дуг, тогда как породы первой группы близки лавам промежуточных и тыловых зон дуг.

Один из проанализированных образцов базальта из слабоокатанного обломка (обр.В25-33/4В) резко отличается от других повышенной щелочностью. Это высококалиевый субщелочной лейкобазальт (K-Na-типа с повышенной железистостью (74/5) с "толеитовым" трендом дифференциации. В нем также повышены концентрации Rb и Sr при весьма низких Ni и Cr. Базальты такого типа характерны для тыловой зоны Курильской дуги.

6. Заключение. Вулкан 4.4 имеет общий пьедестал с докальдерной частью постройки вулкана Расшуа и, по-видимому, сформировался субодновременно с ним в четвертичное время. Наличие на его вершине террасы, соответствующей голоценовоцу повышению уровня моря, свидетельствует о его доголоценовому (плейстоценовом) возрасте. В драгированном материале преобладают очень свежие вулканиты одной петрогеохимической серии - умеренно-калиевые базальты с небольшим количеством андезито-базальтов и андезитов с морфологическими особенностями шаровых лав (или вулканических бомб). Небольшое количество мелких обломков сложено низкокалиевыми базальтами и андезито-базальтами, характерными для фронтальной зоны дуги. В случае их местного происхождения следует признать, что на подводном вулкане 4.4 проявлены две генетические серии пород, что в общем достаточно типично для вулканов фронтальных зон Курил, Камчатки, Японии Возможно, однако, что эти породы, проявленные в драге в небольшом количестве, так же как и обломок субщелочного лейкобазальта, гальки палеотигтных эффузивов и валун вторичного кварцита, связаны с ледовым разносом.

9-П4.5

1. Местоположение. Скалы Среднего во фронтальной зоне дуги, примерно в 5 км к северо-востоку от о-ва Рыпонкича (о-ва Ушишир) (см. рис.9,20, табл.3).

2. Морфология и строение. Скалы Среднего представляют собой, по-видимому, остатки прикратерной зоны вулкана, аналогичного вулкану Ушишир, с которым они имеют общий пьедестал (см. рис.20). Некоторые из этих скал являются, как и на вулкане Ушишир, экструзивными куполами. Наличие скал не позволило провести морские геофизические исследования этого вулкана. На юго-западе вулкан 4.5 (скалы Среднего), как было сказано выше, практически сливается с вулканом Ушишир, на северо-востоке он проливом Среднего с глубинами около 100 м отде-

ляется от о-ва Расшуа. Северо-западные склоны вулкана опускаются до 2000 м, а юго-восточные - до 1200 м, т.е. положение его практически одинаково с положением других вулканов фронтальной зоны дуги на участке от о-ва Матуа до о-ва Симушир. Примерный объем постройки 50 км^3.

3. Материал драгирования. В привершинной части юго-восточного склона вулкана выполнена одна станция драгирования в интервале глубин от 240 до 130 м, где поднято около 300 кг вулканических пород. Около 80% объема поднятого материала сложено крупными и средними по величине обломками псевдошаровой и трубчатой формы с характерной бугристой поверхностью, скорлуповатой отдельностью и радиальным расположением трещин. В диаметре поперечные сечения шаровидных и трубчатых обломков варьируют от 10 до 40 см, а вес обломков - от 1,5 до-
40 кг. Породы очень свежие, стекловатые, весьма хрупкие, обильнопористые и часто пузыристые (до обильнопузыристых). По облику они похожи на лавы современных извержений. По составу это в основном пироксен-плагиоклазовые базальты. Примерно 10% объема материала представлено угловатыми обломками тех же базальтов и близких к ним по облику андезито-базальтов. Отмечаются также обломки андезито-базальтов с более плотной, иногда уплощенно-пузыристой текстурой. Возможно, они являются фрагментами лавовых потоков либо центральных частей более крупных шаров.

Менее 10% объема поднятого материала приходится на обломки в различной степени окатанной формы. Среди них обнаружено два крупных хорошо окатанных валуна с корочкой выветривания и размером 25х35 см в поперечнике и несколько слабоокатанных обломков средней величины (до 12х7х8 смэ. Встречаются также мелкая хорошо окатанна галька. Наиболее крупный слабоокатанный обломок и один из валунов сложены серыми мелкопорфировыми андезито-базальтами, причем первый из них имеет сильнопористую, а второй - массивную текстуру. Второй валун сложен серым очень плотным субафировым андезито-дацитом. В составе мелких окатанных обломков и гальки - в основном палеотипные вулканические породы, варьирующие от базальтов до дацитов. Одна галька представлена среднезернистым диоритом.

4. Петрография и минералогия. Базальты шаровых и трубчатых обломков (обр.В25-34/1,4,7-9) содержат 20-25% вкрапленников, среди которых в основном развиты плагиоклаз (15-20%) и ортопироксен (5-8%) при подчиненной роли клинопироксена. Размер вкрапленников обычно варьирует от I до 2-4 мм, но изредка отмечаются и значительно более крупные выделения (мегакристы) плагиоклаза - до 10 мм и более в длину. В базальтах нередко встречаются ортопироксеновые и ортопироксен-плагиоклазовые сростки, а также изредка мелкие ксенолиты того же минерального состава. Основная масса пород раскристаллизована очень слабо и сложена бурым (черно-бурым) стеклом с редкими микролитами. Несколько более плотные разности базальтов (обр.В25-34/10,12) по облику и минеральному составу почти аналогичны шаровым образованиям. Правда, в одном из обломков пород этого типа доля клинопироксена среди вкрапленников заметно более высокая.

Андезито-базальты (обр.В25-34/5,6,П,13,16) по структурным особенностям и минеральному составу очень близки базальтам из шаровых обломков. Однако в большинстве случаев содержание вкрапленников в них более низкое - 8-10% (при 3-4%- темноцветных минералов). Кроме того, среди вкрапленников в этих породах всегда присутствует немного титаномагнетита, а в некоторых образцах (В25-34/II) - и редкие зерна оливина. Основная масса андезито-базальтов почти

совсем не раскристаллизована, по структуре варьирует от гиалиновой до микролитовой и имеет стекло бурого или буровато-серого цвета.

Андезито-дациты валуна с корочкой выветривания (обр.В25-34/I4) - плотные породы с тонкофлюидальной текстурой и субафировой структурой. Редкие (1-2%) и мелкие (0,5 мм) вкрапленники плагиоклаза и ортопироксена вытянуты параллельно флюидальности. Основная масса породы имеет гиалиновую структуру и сложена бурым стеклом. В андезито-дацитах иногда отмечаются мелкие ксенолиты магнетит-ортопироксен-плагиоклазового состава и дивитрифицированного стекла.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследовано 13 проб вулканитов (см. табл.1 приложения). Все они по главным параметрам состава очень близки и относятся к породам низкокалиевой серии нормального ряда с высоким 34,1-7,7) значениями отношения Na_2o/K_20 Все они высокоглиноземистые высокожелезистые и на диаграмме $FeO/MgO-Si0_2$ попадают в поле "толеитов". Для всех пород характерны низкие концентрации Li, Hb, Be, Sr, Be, Fe, Ni, Co, Cr, а также легких лантаноидов (см. табл.2 приложения) и низкие (2,1-2,7) значения отношений La/Yb и умеренные (430-820) K/Rb. Все породы отличаются повышенным содержанием Си. С увеличением кремнекислотности в изученном ряду пород отмечается некоторое увеличение концентраций Na, к, Rb, в группы легких лантаноидов при увеличении железистости (от 64 до 78$) и слабом уменьшении величины отношения Na_20/K_20. По особенностям состава исследованные породы отвечают вулканитам фронтальных зон островных дуг.

6. Заключение. Почти весь весьма обильный материал, поднятый со склона подводной горы 4.8, состоит из совсем неокатанных обломков шаровидной и трубчатой формы (в том числе и целых шаров), сложенных совершенно свежими однотипными и генетически родственными по составу лавами базальтов и андезито-базальтов. Это позволяет предполагать, что изученная постройка является молодым и, скорее всего, современным вулканом, изливавшим лавы в подводных условиях. Косвенное свидетельство этого - многочисленные скалы, составляющие кольцеобразную цепочку типа края кратера и вулканических куполов, возвышающихся над уровнем террасы, соответствующей голоценовому повышению уровня моря. Кроме того, имеются свидетельства о возможном подводном извержении в районе скал Среднего 57,136,240 . Свежие растрескивающиеся шаровые лавы, возможно, излились во время этого извержения. Небольшое количество в разной степени окатанных обломков, в том числе валунов и гальки, сложенных разнообразными, в основном палеотипными эффузивными и даже интрузивными, образованиями связано, по-видимому, с ледовым разносом.

9-п4.6, массив Рикорда

1. Местоположение. Пролив Рикорда между островами Кетой и Ушишир, на фронте вулканической дуги (см. рис.9,20, табл.3).

2. Морфология и строение. Подводный массив, вытянутый в субмеридиональном направлении и причленяющийся к фронту вулканической дуги под углом 45°. Как и вулкан Ушишир, он располагается на более древнем основании, поверхность которого находится в настоящее время на глубине 600-900 м. От о-ва Ушишир массив Рикорда отделяется понижением рельефа до глубины 450 м, от о-ва Кетой - понижением до глубины 350 м. Он асимметричен: угол наклона южный склонов - 5-7°, восточных и западных - до 15-20°, а северных - до 30°. Массив венчается плоской вытянутой в субмеридиональном направлении вершиной размером 2х9 км на глубине 130-150 м.. Это указывает на доголоценовый возраст массива.

Судя по характеру сейсмоакустического изображения, массив Рикорда состоит из нескольких (скорее всего трех) влившихся вулканических конусов, вершины которых, по-видимому, были срезаны абразией позднеплейстоценового времени, когда уровень моря был ниже примерно на 130 м. В их строении принимают участие как плотные эффузивные породы, так и пирокластические образования. Осадки у лодножия практически отсутствуют, это косвенное свидетельство сравнительно молодого (плейстоценового) возраста вулкана. Возможно, однако, что осадки не накапливаются у подножья из-за сильных течений в проливе.

Аномальное магнитное поле массива имеет сложный мозаичный характер, подтверждая его образование из нескольких слившихся конусов (см. рис.21). Для самого северного из них характерна прямая намагниченность с отрицательной аномалией (до -200 нТ) на севере и положительной (до +260 нТ) на юге. В южный частях массива наблюдается более сложная картина магнитного поля. Отрицательные аномалии достигают -350 нТ, положительные - 200 нТ. Между юго-западной оконечностью массива Рикорда и о-вом Кетой отмечена положительная аномалия до 1000 нТ.

Размер постройки массива по основанию - 9x19 км, высота - 650-700 м, объем - порядка 50 км^3.

3. Материал драгирования. В привершинной части горы выполнено две станции драгирования, одна из которых (ВI7-47), несмотря на сильные зацепы, оказалась пустой, а во второй (В25-32) - поднято около 300 кг крупных и средних по величине угловатых обломков вулканических пород.

Поднятый материал весьма разнообразен по составу: от базальтов до риодацитов. Максимальным распространением пользуются базальты темно-серые - обычно пузыристые породы, заметно варьирующие по степени сохранности, набору и соотношению вкрапленников (от оливин-двупироксен-плагиоклазовых до плагиобазальтовых разностей). Вторым по распространенности типом пород являются андезиты. В основном это серые, обильнопорфировые двупироксен-плагиоклазовые породы свежего облика. Лишь один несколько окатанный обломок сложен менее свежим амфибол-плагиоклазовым андезитом. Андезито-базальты, а также наиболее высококремнистые разновидности вулканитов обнаружены только в редких обломках, Среди последних (все двупироксен-плагиоклазовые рахности) выявлены фиолетово-серые обильнопорфировые андезито-дациты, плотные серовато-желтые очень слабо раскристаллизованные с окисленным красноватым стеклом дациты (жерловая фация?), а также светло-серые обильнопиристые весьма слабо раскристаллизованные неоднороднофлюидальные риодациты.

4. Петрография и минералогия. Базальты по уровню содержания MgO делятся на две группы: умеренно-магнезиальные (6,3-7,3% MgO) и низкомагнезиальные (4,3-5% MgO) разности. Первые содержат 10-15% вкрапленников, среди которых преобладает плагиоклаз, а в составе темноцветных минералов присутствует оливин (около 2%), ортопироксен (от 1-2 до 3-4%) и редкие зерна клинопироксена. Основная масса хорошо раскристаллизована с микропризматически-зернистой структурой и состоит из микролитов плагиоклаза, оливина, орто- и клинопироксене, титаномагнетита и небольшого количества серого стекла, цементирующего микролиты. Породы слегка затронуты процессами вторичного изменения: вкрапленники оливина по границам зерен и трещинам в них нередко окислены, а в порах пород развивается пленка вторичных зеленоватых минералов.

Среди низкомагнезиальных базальтов выделяется несколько петрографических разновидностей: обильнопорфировые оливин-двупироксен-плагиоклазовые (20-25%

вкрапленников плагиоклаза, 2-4% оливина и столько же пироксена); умеренно-порфировые оливинсодержащие двупироксен-плагиоклазовые (8-12%- вкрапленников плагиоклаза, 2% - ортопироксена, 1% - клинопироксена и редкие зерна оливина); умеренно-порфировые оливин-плагиоклазовые (10% - вкрапленников плагиоклаза и 2-4% - оливина) и, наконец: обильнопорфировые плагиобазальты (25% - вкрапленников плагиоклаза). В основной массе пород развиты плагиоклаз, орто- и клинопироксен, титаномагнетит, иногда оливин и большее или меньшее количество буровато-черного стекла. Структуры пород от гиалопилитовых и микролитовых (в разностях с умеренным содержанием вкрапленников) до микропризматически-зернистых (в разностях с повышенным содержанием их). Наиболее свежими являются плагиобазальты (обр.В25-32/12) и оливинсодержащие двупироксеновые базальты (обр.В25-32/5,6). В остальных типах пород во вкрапленниках имеются пятна буроватых смектитов, а зерна оливина нередко окислены.

Андезито-базальты содержат около 20-25% вкрапленников, по ассоциациям которых выделяются две разновидности пород: оливин-двупироксен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые. Первые содержат 10-12% вкрапленников плагиоклаза, 3-4% оливина, 3-4% орто- и клинопироксена и 1% титаномагнетита, во вторых возрастав доля плагиоклаза (17-20%) при том же содержании пироксенов и титаномагнетита. В оливинсодержащих андезито-базальтах клинопироксен преобладает над ортопироксеном, а в двупироксеновых - доли их примерно равны. Основная масса пород - гиалопилитовая с бурым стеклом, цементирующим микролиты и субфенокристаллы. Зерна оливина почти всегда заключены в "рубашку" ожелезенения, иногда ожелезнены и ядра плагиоклаза. Во вкрапленниках пород нередко развиваются смектиты, а в порах - серый вторичный минерал типа халцедона.

Андезиты заметно варьируют как по текстурно-структурным особенностям, так и по минеральному составу. При этом преобладают среди них свежие титаномагнетит-двупироксен-плагиоклазовые разности. По уровню содержания вкрапленников выделяются субафировые (5% вкрапленников), умеренно-порфировые (15-20%) и обильнопорфировые (30% вкрапленников) разности. Во всех породах плагиоклаз является минералом среди вкрапленников. Доля ортопироксена по отношению к клинопироксену с ростом общего содержания вкрапленников возрастает: в субафировых породах преобладает клинопироксен, а в обильнопорфировых - ортопироксен. Структуры основных масс пород варьируют от гиалолиновой (умеренно-порфировые разности) до микролитовых (субафировые разности) и микропризматически-зернистых (обильнопорфировые разности).

Кроме двупироксен-плагиоклазовых андезитов, имеются редкие, несколько окатанные обломки менее свежих амфибол-плагиоклазовых андезитов (обр.В25-32/I4). Породы содержат 20% вкрапленников, включающих плагиоклаз (13-15%), зеленовато-бурую роговую обманку (5-7%) и титаномагнетит. Основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру и серое стекло. Вкрапленники амфибола нередко ожелезнены.

Андезито-дациты (обр.В25-32/13) - обильнопорфировые породы, содержащие 25-30$ вкрапленников, среди которых развиты в основном плагиоклаз (более 20%) ортопироксен (5%) и титаномагнетит (1%). Клинопироксен также присутствует, но он очень редок и его выделения весьма мелки. Зерна ортопироксена обычно окружены четкими и достаточно широкими опацитовыми каймами. Подобные железистые выделения развиваются и по трещинам в этих вкрапленниках. Основная масса пород почти полностью раскристаллизована и имеет микролитовую структуру с небольшим количеством девитрифицированного стекла.

Дациты (обр.В25-32/10) - субафировые породы, содержащие менее 5% вкрапленников тех же минералов, что и в андезито-дацитах. Зерна ортопироксена здесь, так же как и в андезито-дацитах, имеют черные опацитовые каймы. Клинопироксен обычно встречается только в мелких сростках с плагиоклазом и титаномагнетитом. Основная масса пород - неоднородная, пятнистая с фельзитовидной структурой и окисленными участками малиновато-бурого цвета.

Риодацита (обр.В25-32/8) по содержанию, набору и соотношению вкрапленников почти аналогичны дацитам, однако не несут никаких признаков вторичного окисления. Основная масса в них имеет гиалиновую структуру с серым стеклом.

Химический состав минеральных фаз изучен для двупироксеновых андезитов и риодацитов (см. табл.4 приложения). Среди вкрапленников плагиоклаза в андезитах выделяются кристаллы с битовнитовыми (An_{79-92})лабрадоровыми (An_{61-70}) ядрами, причем краевые каймы для тех и других близки по составу (An_{54-66}) и несколько более кальциевые, чем микролиты (An_{42-54}). Вкрапленники клинопироксена - авгиты ($Wo_{38-40}En_{40-42}Fs_{19-22}$) - окружены каймами более железистого и менее кальциевого авгита($Wo_{28-40}En_{40-42}Fs_{19-22}$), а вкрапленники гиперстена ($Wo_4En_{59-60}Fs_{36-37}$)- каймами промежуточного пижонита ($Wo_{9-11}En_{43-49}Fs_{42-47}$). Микролиты пироксена сложены промежуточным пижонитом ($Wo_{7-15}En_{34-51}Fs_{42-52}$), субкальциевым ферроавгитом ($Wo_{16-25}En_{25-43}Fs_{42-49}$) и малокальциевым ферроавгитом ($Wo_{26-31}En_{30-36}Fs_{37-41}$). Микролиты и субфенокристы титаномагнетита отличаются от включений в пироксенах заметно большей железистостью (97-99 против 90-92%), повышенным содержанием TiO_2 (I9-22 против I2-I3%) и пониженным - глинозема (1,1-2,5 против 3,3-4,0%).

В риодацитах, как и андезитах, по составу выделяются две генерации вкрапленников плагиоклаза: кальциевые лабрадоры-битовнитн (An_{65-82}) и натровые лабрадоры (An_{49-58}). Вкрапленники клинопироксена - авгиты ($Wo_{41-42}En_{33-36}Fs_{22-26}$), ортопироксена - гиперстены ($Wo_{3-4}En_{49-57}Fs_{40-48}$). Вкрапленники ортопироксена нередко окружены каймами промежуточного пижоните ($Wo_{5-70}En_{33-37}Fs_{46-61}$). Микролиты пироксена - промежуточные пижониты, ферропижониты ($Wo_{6-15}En_{33-37}Fs_{55-56}$). Рудная фация (включения во вкрапленниках, субфенокристы и микролиты) представлены титаномагнетитом (f = 95-97%, TiO_2 = 15-17%) и ильменитом (f = 93-94%, TiO_2 = 47,5-48,5%).

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследовано 16 проб вулканических пород (см. табл.1 приложения). Практически все они относятся к высокоглиноземистым разностям нормального по щелочности ряда пород и отличаются повышенной железистостью. На диаграмме $FeO^*/MgO-SiO_2$ большинство фигуративных точек пород (кроме двух проб андезито-базальтов и пробы амфиболового андезита) попадают в поле "толеитов". По концентрации и соотношению щелочей, а также уровню содержания литофильных редких элементов выделяется две группы пород.

К первой, наиболее представительной, группе относятся все базальты, а также кислые порода (от андезита до риодацита), один из двух проанализированных образцов андезито-базальтов (В25-32/I6) и один из четырех образцов андезитов (В25-32/I5). Все они относятся к породам низкокалиевой серии и характеризуются высокими отношениями Na_2O/K_2O (5,1-12,7) при низких концентрациях Rb, Li, Be, Sr. Концентрации Ni и Cr умеренные в умеренно-магнезиальных базальтах (В25-32/2,3) и низкие - в низкомагнезиальных. Значение отношений к/Rb во всех образцах умеренные (730-380). Величина отношения Na_2O/K_2O в наиболее

свежих образцах базальтов выше, чем в несколько измененных (10-12,7 против 6,6-6,8). Степень окисленности железа низкая (25-37%) в большинстве проб и резко повышенная в дацитах (57%) и особенно андезито-дацитах (84%). С ростом кремнекислотности пирод от базальтов к риодацитам наблюдается увеличение железистости (от 59 до 85%), содержаний Na_2O, Rb, Ba, Sr, хотя уровень концентраций остается весьма низким. Породы такого типа характерны для фронтальных зон островных дуг.

Вулканиты второй группы, включающей один из анализированных образцов андезито-базальтов (В25-32/I) и большую часть андезитов (обр.В25-32/7,9,14), относятся к умеренно-калиевой серии. Для них характерны умеренные значения отношений Na_2O/K_2O (2,0-3,6) при умеренных содержаниях K, Rb и иногда Ba и Sr. Наиболее высокие содержания всех этих элементов наблюдаются в амфиболовых андезитах (обр.В25-32/14). В двупироксеновых разностях повышены только концентрации к и Rb при содержании Ba и Sr на уровне, характерном для низкокалиевых разностей.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности свидетельствуют о том, что массив Рикорда состоит из нескольких слившихся вулканических конусов предположительно плейстоценового возраста. С привершинной части северного конуса поднят обильный каменный материал, представленный в основном угловатыми глыбами и обломками свежих вулканических пород, свидетельствующих о молодом возрасте вулканической постройки. В составе драгированного материала присутствуют вулканические породы двух различных по щелочности серий - низкокалиевой (преобладает) и умеренно-калиевой (присутствует в подчиненном количестве). Такое совмещение пород разных серий достаточно характерно для некоторых вулканов фронтальной зоны Камчатки и Курил (39,82). И лишь для аномально-подщелочных амфиболовых андезитов можно предполагать чужеродное, связанное с ледовым разносом происхождение.

2.7. СИМУШИРСКАЯ ПОПЕРЕЧНАЯ ЗОНА

Симуширская поперечная зона подводных вулканов является самой южной группой северного отрезка Курильской дуги, граничащей с ее изгибом в районе южной оконечности о-ва Симушир. В ее состав входят два наземных вулкана - Кетой и Уратман, располагающихся на фронте дуги, и пять подводных, четыре из которых находятся в тыловой и один - в промежуточной зоне (см. рис.20). Подводные вулканы 5.3-5.6 вместе с наземным вулканом Уратман образуют цепочку из пяти вулканов, почти перпендикулярную вулканическому фронту. Эта цепочка, по-видимому, контролируется разломом, залеченным породами этих же вулканов. Здесь же, хотя и менее отчетливо, чем в предыдущей группе вулканов, проявлена система разломов, отделяющих тыловую зону от фронтальной.

Протяженность Симуширской поперечной зоны по фронту небольшая - около 50 км. При ширине вулканической дуги Северных Курил 80 км средняя плотность вулканов этой зоны составляет 1,75 единицы, при этом плотность во фронтальной зоне ($б_ф$ =2,7) меньше, чем в тыловой ($б_т$ = 4). В промежуточной зоне плотность вулканов опускается до 0,8.

Вулканы 5.1 и 5.3, наиболее удаленные от вулканического фронта, располагается на восточном краю Курильской глубоководной котловины, однако мощность осадков, перекрывающих подножие этих вулканов, незначительная, что свидетельствует о сравнительной их молодости. На остальных участках этой зоны осадки практически отсутствуют.

Магнитное поле Симуширской поперечной зоны слабоотрицательное. Положительные аномалии связаны лишь с вулканическими постройками, причем максимальные их значения - до 1000 нТ - наблюдаются в привершинных частях вулканов 5.1 и 5.6 (рис.22). Остальные постройки в магнитном поле выражены слабо.

9-п5.1, вулкан Юбилейный

Синоним: Случайный

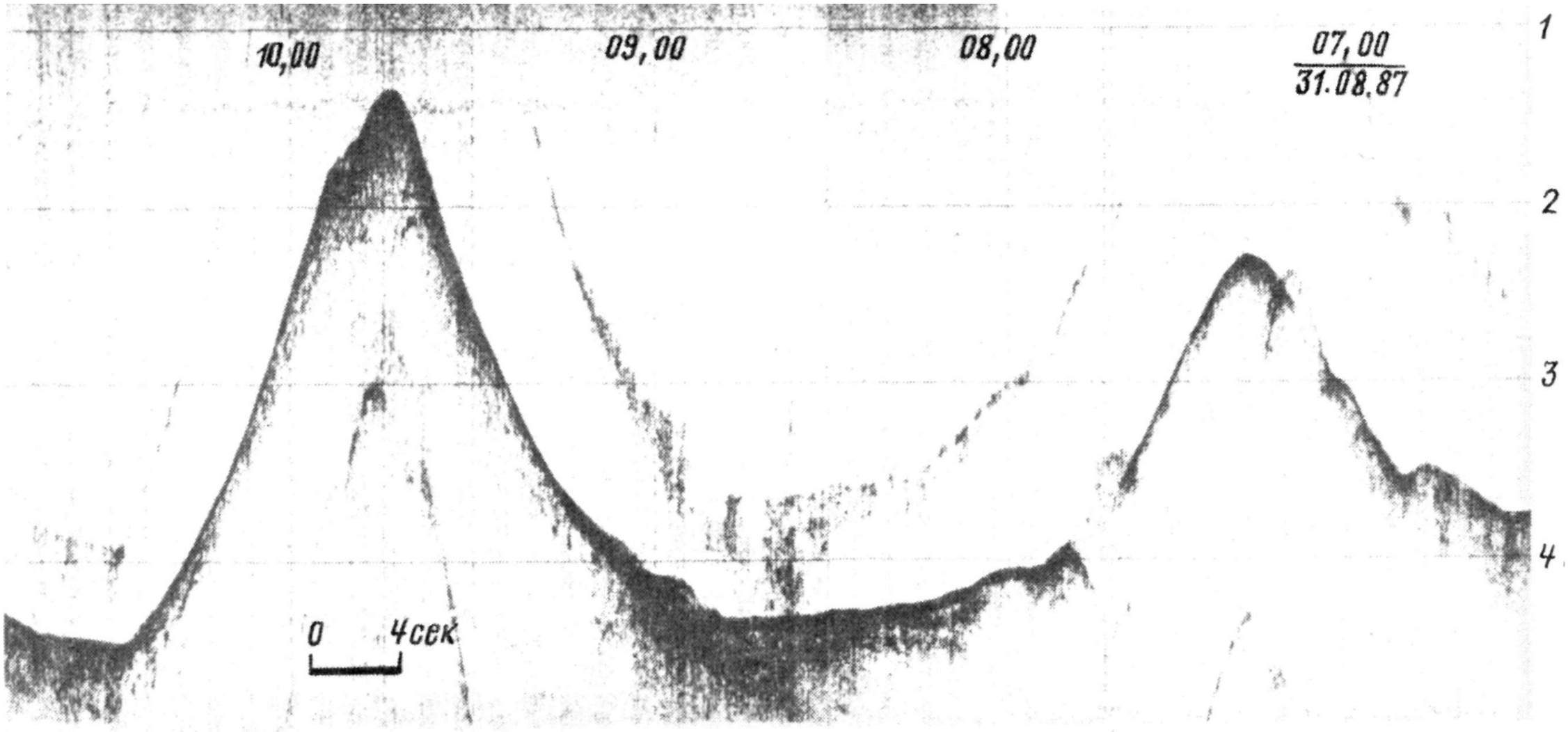
1. Местоположение. Восточный край Курильской глубоководной котловины, в 30 км к северо-западу от о-ва Кетой, в 44 км от вулканического фронта (см. рис.9,20, табл.3).

2. Морфология и строение. Правильная коническая гора, возвышающаяся над дном Курильской котловины на 2900 м: глубина котловины здесь 3300 м, минимальная глубина над вершиной - 420 м. Размер по подножию - 17,5x19 км. Гора обнаружена в 24-м рейсе НИС "Вулканолог" в 1985 г. (102). Детальными исследованиями, проведенными в этом рейсе в два этапа, было установлено, что вулкан довольно молодой. Он назван Юбилейным в честь 50-летия советской вулканологии. Независимо и, по-видимому, несколько ранее эта гора была обнаружена в одном из рейсов НИС "Пегас" и названа Случайной (189).

Крутизна склонов конуса, как и обычно для вулканов, увеличивается к вершите: от 7-10 у подножия до 15-20°, местами - до 30° в привершинной части (см. рис.22). На сейсмограммах НСП на склонах привершинной части конуса выделяется множество иногда довольно протяженных субпараллельных склонам отражающих границ, указывающих на возможную пирокластическую природу этой чести разрезв. Мощность пирокластических образований достигает 300-400 м. Отражающие границы подножия конуса выполаживаются и, как правило, прослеживаются в горизонтально-слоистых осадках Курильской котловины, что говорит о субодновременном формировании вулкана и верхней части осадочной толщи. Само подножие практически не перекрыто горизонтально-слоистыми осадками (см. рис.22). На отдельных участках склонов и привершинной части наблюдается сильное рассеяние сейсмического сигнала, связанное, по-видимому, с выходами на поверхность дна эффузивных или экструзивных пород и создаваемых ими неровностей рельефа. Иногда отмечаются каньонообразные углубления рельефа, которые могут маркировать края отдельных лавовых потоков либо иметь эрозионное происхождение.

В магнитном поле вулкан выражен отчетливой положительной аномалией интенсивностью до 300 нТ, несколько смещенной к юту, что свидетельствует о его намагниченности в соответствии с современным полем. Объем вулканической постройки - около 250 км^3.

3. Материал драгирования. В привершинной части подводного вулкана Юбилейный, в интервале глубин 500-1750 м,выполнено три станции драгирования (см. рис.20, табл.3), в которых поднято более 600 кг в основном свежих вулканических пород. На самых нижних горизонтах постройки вулкана (драга В24-3I) в крупной глыбе весом около 15 кг обнаружены гидротермально-измененные туфы. Все остальные обломки и глыбы, поднятые как со склонов, так и с вершины вулкана, сложены двумя типами вулканических пород. К первому и основному типу относятся почти черные, оливин-пироксеновые и пироксеновые андезито-базальты, широко развитые как на вершине, так и на склоне вулкана. Породы очень свежие, хрупкие, слабопористые, стекловатые, легко и со звоном колющиеся. Большая часть обломков характеризуется шарообразными ограничениями, при этом иногда с "бородавчатой" поверхностью. По трещинам в обломках нередко развиты желтые



Р и с.22. Фрагмент профмя НСП, пересекающего (справа налево) вулканы 5.1 (Юбилейный) в южной часта конуса и 5.4 (Пегас)

выделения серы. Эти особенности пород могут указывать на их недавнее происхождение в результате подводных извержений вулкана. В андезито-базальтах часто присутствуют мелкие включения оливинового, оливин-двупироксенового и двупироксен-плагиоклазового состава. Размер включений от менее 3х3 до более 7х15 мм, форма КаК угловатая, так и округлая. Угловатые ксенолиты оливинитовых пород нередко округлены мелкозернистыми реакционными оторочками, сложенными пироксен -амфиболовыми габброидами. Вокруг включений с оторочками иногда наблюдается вспученная шлаковидная зонка.

Второй тип пород характерен в основном для обломков, поднятых с вершины вулкана. Это свежие светло-серые мелкопористые и обильнопорфировые пироксен-амриболовые андезито-дациты экструзивного облика. Породы содержат много округлых (часто приплюснутой формы) включений гомеогенного типа. Состав их варьирует от базальтов (~50%) до андезито-базальтов *(>40%)* и андезитов (менее 5%), максимальный размер - 30х20х10 см. Контакты включений с вмещающими породами всегда резкие, причем андезито-дациты в контактовой зоне нередко вспученные, пемзовидные.

4. Петрография и минералогия. Андезито-базальты - умеренно- или обильнопорфировые лавы с вкрапленниками преимущественно плагиоклаза, клинопироксена, титаномагнетита и редкими вкрапленниками оливина, ортопироксена и роговой обманки. Общее содержание вкрапленников - от 10 до 30% при содержании темноцветных минералов 3-6%. Размеры их обычно менее I мм, но иногда достигают 2-5 мм. Вкрапленники плагиоклаза зональны и содержат каплевидные обособления стекла. Зерна клинопироксена нередко полисинтетически сдвойникованы и образуют сростки. Редкие вкрапленники ортопироксена в основном опацитизированы или замещаются амфиболом. Зерна амфибола представлены бурой базальтической роговой обманкой с опацитовой каемкой. Основная масса в породах слабо раскристаллизована и имеет структуру, варьирующую от микролитовой до гиалопилитовой. Микролиты сложены клинопироксеном, плагиоклазом и титаномагнетитом. Мезостазис, цементирующий их, представлен свежим светло-серым (иногда бурым окисленным) стеклом.

В лавах андезито-базальтового состава вместе с мелкими ксенолитами ультраосновных пород иногда встречаются (обр.В24-31/5) и очень мелкие округлые пироксен-амфибол-длагиоклазовые включения, близкие по облику к гомеогенным. Все они характеризуются слабой порфировидностью и достаточно хорошо раскристаллизованной, близкой к призматически-зернистой основной массой, хотя и содержащей бурое стекло. Соотношение амфибола и клинопироксена во включениях заметно колеблется. В наиболее "крупном" включении (~2 мм в поперечнике) мелкие кристаллы бурой роговой обманки и клинопироксена достаточно равномерно рассеяны в структуре породы. При этом зерна клинопироксена часто замещаются магнетитом и роговой обманкой. Во включении "среднего" размера (~1 мм в поперечнике) отмечено только одно достаточно крупное зерно бурой роговой обманки, расположенное в центре включения. Мелкие же зерна клинопироксена, находящиеся по периферии от выделения амфибола, имеют неизмененный свежий вид. В самом мелком включении (менее 0,5 мм в поперечнике) среди мелких микролитоподобных и вытянутых призм плагиоклаза присутствует только клинопироксен.

Андезито-дациты характеризуются серийно-порфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза (~20%), бурой (базальтической) роговой обманки (5-I0%), титаномагнетита и клинопироксена (<1%). Среди вкрапленников изредка отмечаются и

лейсты биотита, а также удлиненные призмы апатита. Размер вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена - 1-2 мм, роговой обманки - от <I до 2-3 мм и изредка даже до 10-12 мм, биотита - I мм. БИОТИТ нередко развивается по вкрапленникам роговой обманки. Основная масса пород довольно слабо раскристаллизована и имеет структуру, варьирующую от микролитовой до гиалопилитовой. В основной массе множество микровыделений черного магнетита. Мезостазис, цементирующий микролиты, сложен неокисленным светло-серым стеклом. В породе иногда отмечаются мелкие (2-3 мм) угловатые ксенолиты оливин-пироксвнового состава. Минералы в них нередко замещаются амфиболом.

Базальты, андезито-базальты и андезиты гомеогенных включений в экструзивных андезито-дацитах имеют близкие петрографические особенности. Это мелкопористые и хорошо (часто почти полностью) раскристаллизованые породы с порфировидной каркасной структурой. Как во вкрапленниках (15-20%), так и в основной массе пород преобладает плагиоклаз и зеленая роговая обманка, а среди акцессориев широко развит титаномагнетит и апатит (длиннопризматические - до 2 мм кристаллы). Размер вкрапленников плагиоклаза от <I до 2 мм, роговой обманки - от I до 10 мм. Именно за счет пересекающихся удлиненных призм роговой обманки структура пород приобретает характерный каркасный облик. Вкрапленники плагиоклаза часто имеют зональное строение. Основная масса во всех породах хорошо раскристаллизована и по структуре близка мелкопризматически-зернистой. Мезостазис, цементирующий минералы основной массы, сложен светло-серым или (изредка) буроватым стеклом, объем которого может достигать 25%. Во многих случаях стекло находится на начальной стадии раскристаллизации, т.е. теряет изотропность, а на некоторых участках превращается в серый кварц-полевошпатовый фельзитовый агрегат.

В ряду от базальтов до андезитов степень раскристаллизации стекла во включениях увеличивается, и в андезитах все оно превращено в фельзитовый агрегат. В том же направлении в породах уменьшается содержание темноцветных минералов (от 35 до 15-20%) и несколько изменяется их парагенезис. Так, в базальтах вместе с амфиболом нередко проявлен клинопироксен (менее *1%)* и даже оливин (при этом клинопироксен во многих случаях интенсивно замещается амфиболом). В андезито-базальтах и андезитах полностью пропадает оливин, а клинопироксен становится все более редким минералом и даже иногда полностью исчезает. Зато во вкрапленниках все чаще появляется биотит, нередко развивающийся по амфиболу.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследовано 33 пробы вулканических пород (см. табл.1 приложения). По уровню содержания K_2O все вулканиты (и лавы, и гомеогенные включения) являются промежуточными мелщу породами умеренно- и высококалиевой серии, и на диаграмме K_2o-sio_2 фигуративные точки их лежат вблизи границы полей этих пород. При этом величина отношения Na_20/K_20 в общем слабо убывает от базальтов (2,6-2,8) к андезито-дацитам (1,9-2,0). По общему содержанию щелочей базальты гомеогенных включений соответствуют породам субщелочного, а остальные типы включений и лавы - породам нормального ряда. При этом все вулканиты относятся к группе низкотитанистых высокоглиноземистых и умеренно-железистых разностей. Однако включения (независимо от состава) более железистые, чем лавы, и на диаграмме Feo* /MgO-Sio_2 включения попадают в поле "толеитов", тогда как лавы - в поле "известково-щелочных" пород. Отличаются включения от лав и заметно более высокой степенью окисленности железа, повышенным содержанием воды и пониженными

концентрациями Ni и Cr. Так, степень окисленности железа во включениях колеблется от 44 до 59% (независимо от состава), тогда как в андезито-базальтовых лавах - в пределах 29-48%, а в андезито-дацитовых - 40-46%. Все породы (и включения, и лавы) характеризуются повышенными концентрациями Li, Rb, Ba, Sr, Be и низкими величинами отношений K/Rb, которые убывают от 350-400 в базальтах до 290-360 в андезито-базальтах и 130-180 в андезито-дацитах.

Отличия в особенностях состава включений и лав связаны, по-видимому, с различиями в условиях формирования их и существенной ролью в генезисе включений летучей фазы (повышенное содержание H_2O - повышенная окисленность их и т.д.).

6. Заключение. Морфоструктурные особенности постройки, характер намагниченности и свежесть драгированного материала, принадлежащего к единой петрографической группе, свидетельствуют о том, что вулкан Юбилейный молодой, а его привершинная часть, возможно, имеет голоценовый возраст. Судя по морфологическим особенностям лав, андезито-базальты со склонов вулкане изливались в подводных условиях, а андезито-дациты, драгированные с вершины вулкана, принадлежали экструзивному телу, венчающему вулканическую постройку. В строении основной постройки вулкана участвуют пирокластические образования.

9-п5.2

1. Местоположение. Вершина горы расположена в 20 км к северо-западу от о-ва Кетой, в 36 км от вулканического фронта (см. рис.9,20, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшая пологая подводная гора с вершиной на глубине около 1300 м расположена на линии, соединяющей подводный вулкан Юбилейный (5.1) с подводным вулканом Лисянского (5.6) и ориентированной примерно под углом 45° к простиранию дуги и к поперечной цепочке вулкана 5.3-5.6 - Уратман (см. рис.20). От вулкана Пегас (5.4) она отделяется понижением глубины до 1700 м, от о-ва Кетой - понижением до 2200 м. Судя по данным НСП, в строении ее принимают участие сложнопереслаивающиеся, накопившиеся, по-видимому» в резкопеременной обстановке, вулканогенные или вулканогенно-осадочные отложения. В магнитном поле горе выражена слабо: отмечена лишь небольшая флуктуация отрицательного поля (см. рис.21,22).

3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось. Состав пород не известен.

6. Заключение. Имеющиеся данные не позволяют сделать обоснованное заключение о природе горы.

9-п5.3

1. Местоположение. Вершина горы расположена в 37 км к северо-западу от северного окончания о-ва Симушир, в 53 км от вулканического фронта (см. рис.9,20, табл.3).

2. Морфология и строение. На краю протягивающегося от о-ва Симушир поперечного поднятия акустического фундамента и соответствующей цепочки вулканов (см. рис.20) располагается небольшая гора с плоской вершиной на глубине около 850 м. От подводного вулкана Пегас (5.4) она отделена понижением в рельефе дна до глубин 1700-1800 м. Северные и западные склоны опускаются до дна Курильской котловины, т.е. до глубин 3000-3300 м. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, гора сложена плотными, видимо вулканическими, породами. Располагаясь в области слабоотрицательных значений, в магнитном поле она выражена слабо.

3. Материал драгирования. В привершинной части горы, в интервале глубин II00-I200 м, выполнена одна станция драгирования, на которой поднято около 150 кг остроугольных глыб и обломков (см. рис.20, табл.3). Преобладают глыбы размером от 15 до 40 см и весом от 5 до 15 кг, тогда как более мелкая фракция (размер обломков 5-10 см) составляет не более 15-20% объема драгированного материала. Среди глыб лишь одна имеет окатанный облик, гальки же нет вовсе. В составе материала преобладают двупироксен-плагиоклазовые андезиты и андезито-базальты. Одна из глыб андезито-базальтов (обр.BI5-30/3) отличается от других наличием мегакристов анортита размером 10-15 мм. Широко развиты также черные пузыристые шлаки. Обломки и глыбы андезитов и андезито-базальтов обычно не несут растительного детритуса, однэко на шлаках он обилен. Многие обломки шлаков покрыты (Fe-Mn)- корками. Из экзотических пород встречена угловая глыба среднезернистого биотит-амфиболового кварцевого диорита.

4. Петрография и минералогия. Андезито-базальты (B15-30/2,6) имеют серийно-порфировую структуру и содержат вкрапленники плагиоклаза (20-25%), клино- и ортопироксена (13-15%), оливина (единичные мелкие зерна) и титаномагнетита (2-3%).Крупные (0,7-2,5 мм) вкрапленники плагиоклаза обычно имеют рекуррентную зональность с обильными микровключениями стекла в ядерных зонах. Субфенокристы (0,2-0,4 мм) характеризуются простой зональностью и незначительным содержанием включений стекла. Вкрапленники ортопироксена нередко окружены каймами пижонита (?). Аналогичные каймы развиваются и вокруг вкрапленников оливина. Основная масса пород гиалопилитовая или пилотакситовая с бурым стеклом в мезостазисе. Андезито-базальты из глыбы с мегакристами анортита отличаются от других большей лейкократовостью и большим распространением ортопироксена.

По данным микрозондового анализа типичного для андезито-базальтов образца (BI5-30/2, см. табл.4 приложения), ядра вкрапленников плагиоклаза отвечают битовнит-анортиту An_{85-89}, краевые зоны - лабрадор-битовниту An_{63-77}, микролиты - также лабрадор-битовниту An_{51-80}. Клинопироксены - практически незональные авгиты $Wo_{36-40}En_{41-44}Fs_{18-20}$ с умеренным содержанием AL_2O_3 (1,8-2,2%), ортопироксены - гиперстены $Wo_4En_{61-66}Fs_{30-35}$ с 1,0-1,5% Al_2O_3.

В составе микролитов установлены субкальциевые авгиты $Wo_{19-22}En_{44-47}Fs_{33-37}$ и пижониты $Wo_{8-14}En_{50-54}Fs_{36-38}$. Титаномагнетита из включений во вкрапленниках пироксенов значительно менее железистые, более глиноземистые и менее титанисты, чем микролиты (соответственно f = 89-90 и 97%; Al_2O3 = 3,7-4,0 и 2%; TiO_2 = 9,0-9,5 и 13%). Интерстиционные стекла из мезостазиса пород отвечают высокоглиноземистым (Na-K-риолитам (K_2O/Na_2O = 1-3).

Андезиты (обр.B15-30/1,7) - амфиболсодержащие двупироксен-плагиоклазовые породы с серийно-порфировой структурой. Породы содержат до 40-45% вкрапленников и субфенокристов, сложенных плагиоклазом (преобладает), клино- и ортопироксеном, титаномагнетитом и единичными зернами амфибола. Плагиоклаз зонами с обильными включениями стекла с газовыми пузырьками. Ядра вкрапленников по оптическим данным, отвечают Лабрадору (An_{60-62}) края - андезин-лабрадору (An_{45-50}) мелкие вкрапленники - андезину (An_{30-35}). Среди пироксенов преобладает ортопироксен. Амфибол желето-зеленый. В амфиболе и пироксенах обычны включения титаномагнетита, реже плагиоклаза. Основная масса хорошо раскристаллизована и сложена лейстовидными микролитами плагиоклаза (50-60%) пироксенов (5-10%), титаномагнетита (2-3%) и бесцветным стеклом (до 30%). Структуре основной массы гиалопилитовая. В андезитах отмечаются мелкие округ-

лые обособления мелкозернистых габбро-норитов, представляющих собой, по-видимому, родственные включения.

И андезито-базальты и андезиты - свежие породы, лишь иногда по трещинкам или поверхности обломков развиты тонкие пленочки окисления.

5. Петрохимия и геохимия. *В* отношении химического состава проанализированы две пробы андезито-базальта и одна - андезита (см. табл.1,2 приложения). Одна из проб андезито-базальта (BI5-30/2), типичного по петрографическому составу для драгированного материала, а также проба андезита относятся к умеренно-калиевой серии нормального по щелочности рада с отношением Na_2o/K_2o -2. Лавы отличаются высокой глиноземистостью и умеренной железистостью: по соотношению FeO /MgO с sio_2 они попадают в поле "известково-щелочных" пород. Оба образца имеют повышенные концентрации Li, Rb, Sr, U, Th, La, Ce, Ni, умеренные Ba, Be, Cr, низкие Yb, Си при низких значениях отношения K/Rb (230-250), повышенных Rb/Sr (0,10-0,16), высоких La/Yb (I6-20) и Ni/Co (3,3-3,7). Подчеркнем, что значения отношений La/Yb в лавах изученного подводного вулкана относятся к числу самых высоких, а отношений K/Rb -- самых низких для вулканитов Курильской островной дуги. Для андезита (обр.B15-30/1) определены изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$, равные соответственно 0,70298+4 и 0,513034+26. Полученные значения типичны для тыловой зоны Курильской дуги (35).

Андезито-базальт с мегакристами анортита (BI5-30/3) по особенностям химического и редкоэлементного состава резко отличается от остальных лав. Это типично низкокалиевая порода с высоким значением отношения Na_2o/K_2o (5,6), весьма низким уровнем концентраций Rb, Be, Ba, Cr, Ni, повышенным значением отношения K/Rb (640) и низким Ni/Co (0,5). На диаграмме $FeO*/MgO-SiO_2$ он попадает в поле "толеитов". Породы с такими особенностями характерны для фронтальной, а не для тыловой зоны Курильской дуги, где расположен исследованный вулкан.

6. Заключение. Остроугольный облик, свежесть и однородный вещественный состав подавляющей части драгированного материала позволяют предполагать местное происхождение его и утверждать, что драгировалась молодая вулканическая постройка. Об этом же свидетельствует практически полное отсутствие осадков, перекрывающих подножие. Наличие плоской вершины, опущенной на глубину около 900 м, говорит о том, что возраст вулкана доголоценовый, скорее всего плейстоценовый.

Несколько непонятна слабая выраженность вулкана в магнитном поле. Возможно, что в его строении участвуют как прямо, так и обратно намагниченные породы. В этом случае возраст вулкана близок к 0,7 млн лет, т.е. к последней инверсии полюсов. Появление в составе драгированного материала обломков резко отличного от этих вулканитов состава (глыба низкокалиевых андезито-базальтов, глыба кварцевого диорита) связано, по-видимому, с ледовым разносом.

9-п5.4, вулкан Пегас

1. Местоположение. Вершина вулкана расположена в 27 км к северо-западу от северной оконечности о-ва Симушир, в 42 км от вулканического фронта (см. рис.9,20,23, табл.3).

2. Морфология и строение. Вулкан располагается на поперечном относительно простиранию дуги поднятия акустического фундамента. Возможно, что этот фундамент образован сросшимися подножиями вулканов. Превышение вулкана над подня-

тием 1200-1300 м, юго-западные его склоны опускаются до глубины около 2800 м при минимальной глубине над вершиной около 500 м. Угол наклона склонов меняется от 7-15 у подножия до 15-20° в привершинной части. В верхней части разреза склонов конуса на сейсмограммах НСП выделяются многочисленные субпараллельные склонам отражающие границы, что может указывать на существенно пирокластический состав привершинной части. Местами на склонах отмечаются небольшие участки с сильным рассеянием сейсмического сигнала, возможно, связанные с наличием побочных вулканических конусов или экструзивных тел. Этот вулкан, так же как и предыдущий, слабо выражен в магнитном поле (см. рис.21). Это согласуется с данными НСП о существенно пирокластических породах, слагающих постройку. Объем постройки, поднимающейся над акустическим фундаментом, 45 км^3, но, возможно, он больше, если считать акустический фундамент сросшимися подножиями вулканов.

3. Материал драгирования. В привершинной части вулкана Пегас, в интервале глубин 900-1000 м, выполнена одна станция драгирования (см. рис.20, табл.3), в которой поднято около 200 кг каменного материала, в основном глыб весом 10-30 кг. Мелкие обломки и щебень составляют не более 20% веса драги. Крупные глыбы угловатые, среди мелких глыб наряду с угловатыми встречаются и полуокатанные. В мелкой фракции изредка попадается хорошо окатанная галька. Преобладающим типом пород являются обильнопорфировые амфиболсодержащие двупироксен-плагиоклазовые андезито-базальты (60% каменного материала). Второй по распространенности тип пород (25-30% - биотит-амфибол-плагиоклазовые андезиты. Встречены также обильнопорфировые двупироксен-плагиоклазовые андезито-базальты. Две глыбы сложены редкопорфировыми и субафировыми андезито-базальтами с тонкой плитчатой отдельностью. Экзотический материал представлен галькой пропилитизированных вулканитов и среднезернистых диоритов.

4. Петрография и минералогия. Амфиболсодержащие андезито-базальты - тонкопористые породы (3-5% пор) с серийно-порфировой структурой. Они содержат 15-20% вкрапленников и субфенокристов плагиоклаза, 5-8% пироксенов (среди которых ортопироксен преобладает над клинопироксеном), до 7% амфибола, -1% титаномагнетита и единичные зерна оливина. Плагиоклаз зонален с мелкими выделениями стекла по зонам роста или в ядерных зонах. Амфибол - зеленовато-бурый, иногда опацитизирован. В крупных выделениях амфибола отмечаются вростки таблитчатых кристаллов плагиоклаза, призм ортопироксена и зерен титаномагнетита. Основная масса содержит до 55-65% микролитов, сложенных плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, титаномагаетитом в светлом коричневатом стекле. Структура основной массы гиалопилитовая.

Безамфиболовые андезито-базальты отличаются от амфиболсодержащих более плотной текстурой, примерно равным соотношением клино- и ортопироксена среди вкрапленников, несколько большим развитием оливина (1-2%) и более густой бурой окраской стекла.

Субафировые и редкопорфировые андезито-базальты являются двупироксен-плагиоклазовыми породами, содержащими соответственно 1-2 и 11-12% вкрапленников, и отличаются от описанных андезито-базальтов наличием вторичных минералов (жилки карбоната в обр.В25-29/9 и заполненные цеолитом миндалины в обр.В15-29/Ю).

Андезиты имеют серийно-порфировую структуру и содержат 25-30% вкрапленников и субфенокристов плагиоклаза (15-17%), амфибола (5-10%), титаномагнетита (~1%), биотита (-1%) и единичные зерна ортопироксена. Строение крупных

вкрапленников плагиоклаза однообразно: небольшое относительно кальциевое ядро, часто переполненное включениями стекла, широкая полоса с ритмической зональностью, более кислая довольно узкая кайма. В мелких вкрапленниках зональность более постепенная. Амфибол - зеленовато-бурый, нередко содержит включения зерен плагиоклаза и титаномагнетита. Биотит бурый. Во вкрапленниках титаномагнетита обычно вростки апатита. Мелкие призмы апатита (до 0,2) обычны в основной массе породы. Основная масса пористая (5-10% пор) и доволь но хорошо раскристаллизована (до 60% микролитов плагиоклаза, ортопироксена и титаномагнетита). Структура ее гиалопилитовая, местами пилотакситовая. Стекло бесцветное или светло-серое.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализирова- но две пробы андезито-базальтов и две - андезитов (см. табл.1 приложения). Все они принадлежат к породам умеренно-калиевой серии нормального по щелочности ряда. Для всех пород характерна высокая глиноземистость и умеренная железистость, так что на диаграмме FeO^*/MgO-sio_2 они попадают в поле "известково-щелочных" пород. Лавы отличаются повышенной концентрацией Li, Rb при умеренной Ba, Sr, Be, Ni и низкой Cr и Cu. Величина отношения K/Rb в них лежит в пределах 275-425, а Rb/Sr - 0,05-0,09, значение отношения Ni/Co несколько повышено (1,0-3,3). Содержание редкоземельных элементов в лавах умеренное (см. табл.2 приложения), так же как и степень фракционирования их (La/Yb =4,6).

В андезите (BI5-29/I) определены изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70309+8) и $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,513054+16).

Анализы пород с вулкана Пегас, проводимые в работе В.Ф.Ерохова с соавт. (61), отличаются от наших наличием дацитов, а также более высоким содержанием железа, особенно окисного, и низким - магния, из-за чего большинство лав относятся к высокожелезистым "толеитовым" разностям.

6. Заключение. Угловатый облик, свежесть и однородность вещественного состава подавляющей части каменного материала позволяют говорить о местном происхождении его и рассматривать исследованную подводную гору как молодое вулканическое сооружение. Лишь экзотическая галька да две глыбы измененных андезито-базальтов являются в поднятом материале чужеродными и, по-видимому, связаны с ледовым разносом.

Судя по данным НСП и магнитной съемки, вулкан сложен существенно пирокластическими образованиями. Небольшие локальные положительные аномалии, обычно меньше 100 нТ, обусловлены, по-видимому, лавовыми куполами или экструзиями, наличие которых можно предположить и по данным НСП.

9-П5.5

1. Местоположение. Вершина горы расположена в 20 км к северо-западу от северной оконечности о-ва Симушир, в 34 км от вулканического фронта (см. рис.9, 20, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшая, довольно правильная коническая гора, поднимающаяся над поверхностью вулканов 5.3 и 5.4 с глубины ~1500 на 600 м. Угол наклона склонов увеличивается от 10 у подножия до 20° в привершинной части. Судя по данным НСП, гора представляет собой существенно лавовый вулканический конус или купол. На склонах его отсутствуют рыхлые отложения. Эта постройка, как и две предыдущие (5.3 и 5.4), слабо выражена в магнитном поле (см. рис.21). Объем постройки около 9 $км^3$.

3. Материал драгирования, В привершинной части горы, в интервале глубин 960-1250 м, выполнена одна станция драгирования (BI5-25), (см. рис.20, табл.3). Поднято около 60 кг каменного материала: 40-50 кг угловатых обломков и глыб и 10-12 кг гальки, в том числе две крупные глыбы весом по 6-7 кг, десяток более мелких глыбок (по 2-3 кг) и 15-20 кг еще более мелких обломков. Некоторые глыбы разбиты трещинками, по которым развиты примазки серы. Обе крупные глыбы и часть более мелких сложены плотными оливинсодержащими двупироксен-плагиоклазовыми, реже оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами. Остальная часть материала из угловатых обломков представлена в основном пористыми вулканическими бомбами и шлаками тех же базальтов, пропитанных (Fe-Mn)- окислами. Корки этих окислов встречаются в виде отдельных обломков, иногда включающих мелкую гальку, а также покрывают поверхность многих глыб. Кроме того, среди угловатых обломков отмечено несколько экзотических пород: биотит-амфиболовый дацит с окисленными темноцветными минералами, биотитовый риолит, биотит-амфиболовый диорит, окремнелый аргилит.

Галька имеет размеры от I до 10 см по длинной оси и сложена в основном оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами, реже амфиболовыми андезитами. Встречена также одна галька граносиенита (К-гранита?).

4. Петрография и минералогия. Базальты, по сути, единственный тип пород, слагающий угловатые обломки в драгированном материале. В большинстве случаев это серийно-порфировые разности, содержащие 30-40% вкрапленников и субфенокристаллов плагиоклаза(15-25%),клинопироксена (5-10%),ортопироксена (3-4%), оливина (до 2-3%), титаномагнетите (до 2%). Наиболее крупные вкрапленники плагиоклазе нередко содержат включения стекла, приуроченные к зонам роста, а кристаллы клинопироксена - вростки титаномагнетита. Зерна ортопироксена зачастую окружены каймами клинопироксена. Основная масса пород состоит из большего или меньшего количества микролитов тех же минералов, которые слагают вкрапленники бурого стекла и имеет интерсертальную или пилотакситовую (реже гиалопилитовую) структуру.

Одна из глыбок базальтов (BI5-25/3) отличается от других отсутствием среди вкрапленников ортопироксена, преобладанием оливина (5-7%) над клинопироксеном (3-4%), резкопорфировой (а не серийно-порфировой) структурой и несколько более крупными размерами вкрапленников плагиоклаза (1,0-2,5 против 0,3-1,5 мм).

5. Петрохимия и геохимия. Проанализировано три образца базальтов и образец шлака, пропитанного окислами марганца (см. табл.1,2 приложения). Все базальты относятся к высокоглиноземистым разностям нормального по щелочности ряда, а по соотношению величины $Fe_{общ}$ /MgO с SiO_2 попадают в поле "толеитов".-Однако двупироксеновые и клинопироксен-оливиновые разности их резко различаются по уровню содержания щелочей, особенно К и литофильных редких элементов. Двупироксеновые базальты соответствуют породам умеренно-калиевой серии и имеют невысокие отношения Na_2O/K_2O (2,1-2,5) при умеренном содержании Rb, Ba, Sr, Be, La и умеренных же значениях отношений K/Rb (400) и La/Yb (4). Клйнопироксен - оливиновый базальт (BI5-25/3) - низкокалиевая порода с высоким (8,9) отношением Na_2O/K_2O и низким содержанием Rb, Ba, *Sr,* Be. Если двупироксеновые базальты по особенностям состава обычны для лав промежуточной и тыловой зон Курильской дуги, то клинопироксен-оливиновые отвечают лавамфронтальнойзоны.131

Содержание элементов группы железа не зависит от щелочности базальтов, но обнаруживает отчетливую связь с их железистостью. Наименее железистый базальт (обр.BI5-25/1, f = 57%) обогащен *Cr* и Ni, тогда как наиболее железистый (обр.BI5-25/2; f = 66%) обеднен этими элементами. Соответственно различаются величины отношений Ni/Co (4,5 и 1,1) и Cr/v (0,44 и 0,06).

Проба из базальтовых шлаков (BI5-25/4) демонстрирует высокий уровень обогащения их окислами марганца (16,5% MnO), а также Ba, Li, Nl, Cи в Zn и отличается примесью органического материала ($C_{орг}$= 1,4%). В образце двупироксенового базальта BI5-25/2 определены изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70316+4 и $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512993+8. На стандартной диаграмме фигуративные точки базальтов попадает в область мантийной корреляции вместе с лавами вулканов тыловой зоны Курильской дуги (62).

6. Заключение. Свежесть и однородность драгированных базальтов, особенно в вулканических бомбах и шлаках, свидетельствуют о том, что исследованная гора является молодым (четвертичным) вулканом. Морфоструктурные особенности свидетельствуют о том, что он насажен на подножие вулкана Лисянского, который, по всей вероятности, имеет плейстоценовый возраст. Видимо, вулкан 5.5 также имеет плейстоценовый возраст. Слабость магнитной аномалии может быть связана с небольшим объемом постройки, которая, возможно, является одноактной. Встречающиеся в небольшом объеме как в гальке, так и в угловатых обломках экзотические породы, видимо, связаны с ледовым разносом, и это может служить косвенным свидетельством того, что вулкан древнее по крайней мере последнего оледенения.

9-п5.6, вулкан Лисянского

1. Местоположение. Вершина вулкана расположена в 10 км к северо-западу от северного окончания о-ва Симушир, в 23 км от вулканического фронта . (см. рис.9,20, табл.3).

2. Морфология и строение. Плосковершинная гора *располагается* на упоминавшемся ранее при описании вулканов 5.3-5.5 поднятии акустического фундамента, на 400-450 м при минимальной глубине вершины 151 м. От о-ва Симушир она отделена понижением в рельефе дна до глубины 550 м. Восточный склон горы обрезан сбросами, вследствие чего он имеет ступенчатый профиль. Угол наклона здесь местами превышает 30°, в других местах угол наклона склонов 15-20°. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, гора, по-видимому, сложена преимущественно эффузивными вулканическими породами. Вероятно, она представляет собой доголоценовый вулканический конус на более древнем, скорее всего также вулканическом, основании. Из-за большой крутизны склонов и неблагоприятных условий осадконакопления склоны вулкана практически лишены осадков. Лишь местами на сейсмограммах НСП отмечаются записи характерных неровностей на склоне, которые могут быть приняты за признаки оползания. Магнитное поле вулкана довольно сложное. Оно характеризуется интенсивной положительной аномалией с несколькими пиками, один из которых превышает 1000 нТ (см. рис.21). Вулкан имеет прямую намагниченность с полным размахом аномалии 1300 нТ. Поднятые при драгировании базальты имеют остаточную намагниченность 6,6-21,6 А/м и фактор Q = 5,5-32. Размер вулкана установить по данным НСП трудно, так как по акустическим свойствам он мало отличается от образований, слагающих основание, на котором он стоит. Вероятно, диаметр его основания 10-12 км, размер уплощенной вершины 3x5 км, объем порядка 30 $км^3$.

3. Материал драгирования. На вулкане Лисянского выполнено три станции драгирования: ВI5-26, 27, 28 (см. табл.3, рис.9). Драгировалась привершинная часть вулкана на глубинах 185-470 м (драги ВI5-26, 27) и нижние части его склонов на глубинах 1430-1650 м (драга ВI5-28).

С нижней части склонов вулкана поднято около 30 кг каменного материала, представленного в основном угловатыми глыбами размером до 15-20 см в поперечнике и весом 1-2 кг. Мелкая фракция (обломки размером до 5-6 см) составляет примерно треть поднятого материала. Все глыбы и большинство мелких обломков сложены плотными или (реже) пузыристыми оливин-двупироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами, а также плагиофировыми андезито-базальтами. В мелкой фракции обнаружены единичные обломки кварцитов.

В драгах с вершины вулквна поднято более 150 кг каменного материала (-5 кг в драге ВI5-26 и ~150 кг в драге ВI5-27). Преобладают здесь (75% по объему) в разной степени окатанные валуны (весом от 2-3 до 40 кг) и хорошо окатанная галька. Большая часть как угловатых, так и окатанных обломков сложена двупироксен-плагиоклазовыми андезито-базальтами и андезитами, изменяющимися по текстуре от плотных до шлаковидных разностей. Менее распространены амфиболсодержащие двупироксен-плагиоклазовые андезиты. Установлены также единичные обломки среднезернистых биотитовых гранитов, биотитовых сланцев, мелкозернистых амфиболовых диоритов, кварцевых риолитов, кварца, белых пемз, аргиллитов, а также пропилитизированных вулканических пород.

Драгирование вулкана Лисянского проводилось ранее сотрудниками СахКНИИ (61), которыми были подняты двупироксеновые и двупироксен-амфиболовые андезито-базальты и амфиболовые андезиты.

4. Петрография и минералогия. Собственно базальты - довольно редкие породы и установлены только в драге с нижних частей склона вулкана. Это пузыристые разности с тонкопористой основной массой и серийно-порфировой структурой. Вкрапленники и субфенокристы составляют до 30-35% объема и представлены плагиоклазом (преобладает), клинопироксеном и небольшим количеством оливина. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру с бурым непрозрачным стеклом и микролитами плагиоклаза и клинопироксена. Поры в основной массе, а также часть крупных пор выполнены агрегатами зеленого смектита.

Андезито-базальты по особенностям минерального состава разделяются на две группы. К первой (обр.В15-27/1 и 28/2) относятся серийно-порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза (20-30%), клинопироксена (6-75%), ортопироксена (3-4%), оливина (1-2%) и титаномагнетита (1%). В одном из образцов встречен также вкрапленник опацитизироваиного красно-коричневого амфибола.Зерна оливине иногда окружены каймами ортопироксена. Обычны сростки минералов-вкрапленников 8 также мелкие включения мелко- и среднезернистых габброидов. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру и светло-бурое стекло.

Ко второй группе (обр.В15-27/3 и 28/3) относятся плагиофировые разности, где среди вкрапленников развит почти исключительно плагиоклаз (15-20%), тогда как доля темноцветных минералов (орто- и клинопироксен, оливин, титаномагнетит) не превышает 1%. Основная масса имеет гиалопилитовую или пилотакситовую структуру с бурым стеклом в мезостазисе.

Андезиты - обильнопорфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза (25-35%), Клино- и ортопироксена (-10%), а также титаномагнетита (до 3%). В некоторых образцах к ним добавляются редкие мелкие зерна оливина и опацитизированного красно-бурого амфибола. Соотношения клино- и ортопироксена примерно равные.

Нередко вкрапленники ортопироксена обрастают каймами клинопироксена. Основная масса андезитов имеет гиалопилитовую, реже интерсертальную структуру и свет-ло-коричневое стекло. Среди микролитов наряду с минералами, проявленными во вкрапленниках, установлен кварц.

По данным микрозондового анализа (см. табл.4 приложений, обр.BI5-27/2), вкрапленники плагиоклаза отвечают по составу Лабрадору An_{58-62}. Микролиты плагиоклаза - также лабрадоры, однако вариации состава в них более значитель-ные - An_{49-70}. Клинопироксены вкрапленников и микролитов имеют сходный сос-тав - это авгиты $Wo_{42-44}En_{41-42}Fs_{15-16}$ с умеренным содержанием $A1_2O_3$- (1,4-3,7%). Близки по составу и ортопироксены вкрапленников и микролитов, хотя первые в целом чуть более железисты: $Wo_{2,0-2,5}En_{65-69}Fs_{28-32}$ и $Wo_{2-4}En_{67-71}Fs_{26-30}$ соответственно. Вкрапленники титаномагнетита несколько менее железисты и титанисты, чем микролиты (f = 90-94 и 94-95%, tiO_2 = 9-II и 12%). Интерстиционное стекло отвечает по составу высокожелезистым (Na-K)-риодацитам и риолитам с отношением K_2o/Na_2o около 2.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализировано шесть проб вулканитов (см. табл.1 приложения), причем пять из них, представ-ляющих ряд пород от базальтов до андезитов, принадлежат к умеренно-калиевой серии нормального по щелочности ряда, а один образец андезито-базальта (BI5-27/3) - к низкокалиевой серии. Все породы относятся к высокоглиноземис-тым умеренно-железистым разностям, причем на диаграмме $FeO*/MgO-sio_2$ базаль-ты и основные андезито-базальты лежат в поле "толеитов", а кислые андезито-базальты и андезиты - в поле "известково-щелочных" пород. Андезиты и андези-то-базальты, драгированные на вулкане Лисянского сотрудниками СахКНИИ (61), близки по составу к анализированным нами породам и также попадают в группу "известково-щелочных" пород умеренно-калиевой серии.

В целом порода умеренно-калиевой серии характеризуются невысокими значени-ями отношений Na_20/K_20 (2,8-1,8) и умеренным уровнем содержания Rb, Ba, Sr, Be, U, Th, Zr, Hf. Концентрации Ni и Cr во всех образцах, кроме базальта, низкие (в базальте - умеренные). С ростом кремнекислотности пород от базаль-тов до андезитов в породах увеличивается содержание Na, K, Rb, Ba. Для образ-ца базальта (B15-28/1) характерно высокое значение потерь при прокаливании (2,5%), что согласуется с петрографическими наблюдениями о присутствии значи-тельного количества смектита в порах его. Уровень содержания редкоземельных элементов, определенный в одном из образцов андезито-базальтов (обр.BI5-27/1, см. табл.2 приложения), умеренный, тренд распределения соответствует породам известково-щелочного ряда, а величина La/Yb =5,0. В том же образце опреде-лены изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70306+3 и $^{143}Hd/^{144}Hd$ = 0,513036+17 (62), по которым фигуративная точка андезито-базальтов на стандартной ди-аграмме попадает в область "мантийной" корреляции.

Низкокалиевые андезито-базальты отличаются от других анализированных пород резко повышенным значением отношения Na_20/K_20 (5,1) и низким уровнем концент-рации литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr). По составу они соответствуют лавам фронтальной зоны Курильской дуги.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности, высокая намагниченность в со-ответствии с современным полем, свежесть и однородность драгированного камен-ного материала свидетельствуют о том, что подводный вулкан Лисянского имеет молодой, по-видимому, плейстоценовый, возраст. Вероятнее всего, возраст его укладывается в интервал 0,7-0,01 млн лет, т.е. между последней инверсией по-

люсов и голоценовым повышением уровня моря. Собственными породами вулкана, очевидно, являются преобладающие умеренно-калиевые лавы, характерные для промежуточной зоны. Наличие в составе драгированного материала единичных галек гранитов, кварцевых риолитов, пропилитизированных вулканитов и некоторых других пород связано, очевидно, с ледовым разносом. Возможно, что с ледовым разносом связаны также низкокалиевые вулканиты, характерные для фронтальной зоны, хотя не исключено, что они имеют местное происхождение, так как промежуточная зона несет петрохимические черты как тыловой, так и фронтальной зоны.

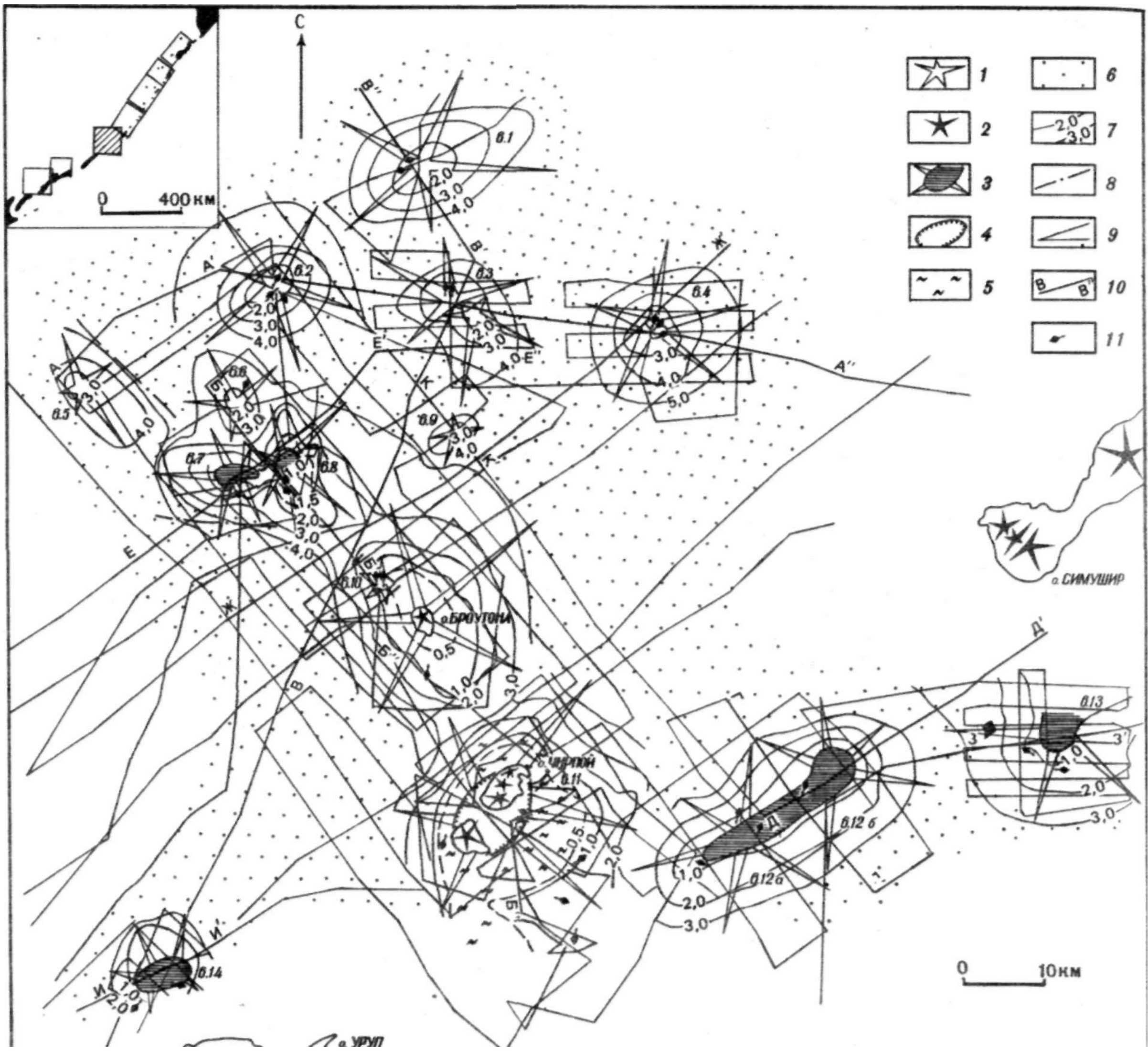
2.8. БРОУТОНСКАЯ ГРУППА

Броутонская группа подводных вулканов (группа 6) занимает центральное положение в пределах Курильской островной дуги между островами Симушир и Уруп. В этом районе в 15, 17, 24, 25 и 29-м рейсах НИС "Вулканолог" проведены детальные геолого-геофизические исследования: НСП, магнитная съемка, эхолотный промер, драгирование (рис.23,24), позволившие исследовать подводные вулканы и горы и выделить ряд ранне неизвестных вулканических центров. Район интересен в том отношении, что он располагается в зоне изгиба вулканического фронта (см. рис.9). Этот изгиб, как было показано, совпадает с изменением характера поля напряжений, определяемым по механизмам очагов землетрясений CI33), и с изгибом изоглубин до сейсмофокальной зоны (143). Возможно, с изменением поля напряжений связана высокая интенсивность вулканизма, где на участок дуги длиной около 80 км приходится 19 вулканических центров, из которых 14 - подводные. При ширине вулканической дуги НО км средняя плотность вулканических центров $б$=2,2, причем для фронтальной вулканической зоны она несколько выше, чем для тыловой ($б_ф$ = 3,33; $б_т$= 2,75). Ширина фронтальной вулканической зоны здесь аномально высока - около 30 км, что также, на наш взгляд, связано с геодинамическим режимом, отражением которого является резкий изгиб вулканического фронта с сопутствующими явлениями. Между фронтальной и тыловой вулканическими зонами, в интервале 30-60 км от вулканического фронта, вулканические центры не обнаружены, т.е. $б$ = 0.

Вулканы группируются в ряд цепочек (см. рис.9,23). Наиболее отчетливо проявлена поперечная к. простиранию дуги цепочка вулканов, протягивающаяся от кальдеры Горшкова с внутрикальдерными вулканами Чирпой, Черного, Сноу и Брат Чирпоев о-ва(Черные Братья) до подводного вулкана 6.5. Выделяется также субширотная цепочка из трех вулканов 6.2-6.4 и субмеридиональная - от вулкана Броутона до подводного вулкана 6.1.

Подножия большинства вулканических массивов перекрыты чехлом вулканогенно-осадочных отложений мощностью до 600 м, в депрессиях между вулканами мощность осадков превышает 1000 м.

j Характерной особенностью аномального магнитного поля является наличие локальных более или менее изометричных положительных, реже отрицательных аномалий на фоне слабоотрицательного магнитного поля (см. рис.24). Большинство аномалий связаны непосредственно с вулканическими постройками, а часть - возможно, с застывшими малоглубинными магматическими телами в пределах вулканических массивов. Наиболее сложное строение, видимо, обусловленное такими телами, характерно для вулканического массива и кальдеры Горшкова в районе о-вов Черные Братья. Над остальными подводными вулканами и горами наблюдаются, как правило, аномалии простой формы. Ниже приводится краткое описание вулканов этой группы в порядке каталожных номеров (см. табл.3).



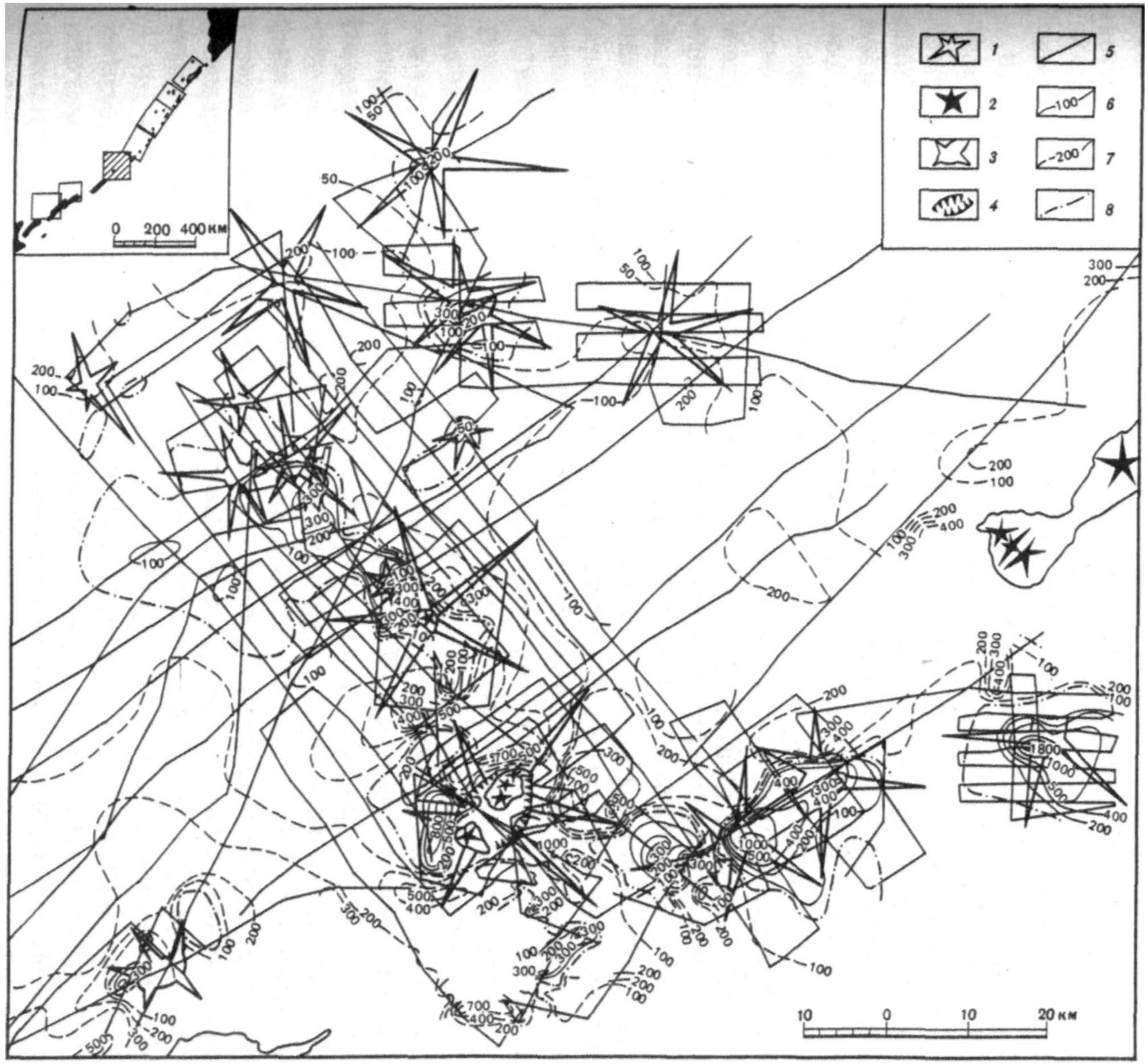
Р и с.23. Схема строения Броутонской поперечной вулканической зоны

Усл. обозначения см. на рис.10. Жирными линиями подняты профили НСП, приведенные на рис.24

9-п6.1

1. Местоположение. Вулканическая гора занимает крайнее тыловое положение в Броутонской группе вулканов, располагаясь в I07-II0 км от вулканического фронта, в 60 км к северу - от о-ва Броутона (см. рис.9,23, табл.3).

2. Морфология и строение. Гора представляет собой довольно правильный конус, возвышающийся над дном моря на 2500 м, при минимальной глубине над вершиной 551 км и основании по изобате 3000 м - 17х18 км (см. рис.23). Средняя крутизна склонов 13-16°, в привершинной части она достигает 25-30°. Подножие корпуса перекрыто чехлом рыхлых, по-видимому вулканогенно-осадочных, отложений мощностью до 500 м (0,5 с на разрезе НСП), а также осадками Курильской котловины мощностью около 300 м (0,3 с на разрезе НСП). Объем конуса с учетом перекрытой осадками части около 425 км^3. К горе приурочена слабоинтенсивная аномалия магнитного поля северо-западного простирания (см. рис.24). Интенсивность аномалии над вершиной - 220 нТ, намагниченность соответствует современному полю.



Р и с.24. Аномальное магнитное поле Броутонской группы вулканов

Усл. обозначения см. на рис.15

3. Материал драгирования. На привершинной части горы, в интервале глубин 600-1300 м, выполнены две станции драгирования (В24-25 и 26), где поднято около 250 кг материала (50 и 200 кг соответственно). Основу объема обеих драг составляют остатки органогенного материала (губки, мшанки и др.), интенсивно пропитанного (Fe-Mn)-окислами. Много также рыхлых (Fe-Mn)- корок, цементирующих обломки преимущественно вулканических пород. Для вершины горы (В24-26) характерны слабоуплотненные тонко- и мелкозернистые слоистые породы от черно-бурого до зеленоватого и желтого цветов, также пропитанные (Fe-Mn)- окислами. Такие породы характерны для зон фумарольно-гидротермвльных изменений других подводных вулканов Курил (46). Здесь они часто имеют пудинговую текстуру и включают мелкие обломки и гальку преимущественно палеотипных эффузивов, а также осадочных (песчаники, аргиллиты, кремни), метаморфических (филитовые сланцы, биотитовые гранитогнейсы), интрузивных (габбро, катаклазированные гранит- и гранодиорит- порфиры) пород. Эффузивы из этих обломков часто катаклазированы, гидротермально изменены с нередко проявленной сульфидной минерализацией. Состав их варьирует от базальтов до андезитов с преобладанием андезито-базальтов.

Почти весь каменный материал, поднятый со склона горы, представлен неокатанными или слабоокатанными обломками вулканических пород, покрытых черной тонкой пленкой железомарганцевых окислов. Встречены также один обломок пироксен-амфибол-плагиоклазового габбро и мелкий обломок алевролита. Угловатые обломки вулканических пород сложены преимущественно оливин-пироксен-плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми (иногда амфиболсодержащими) андезито-базальтами, а редкие окатанные обломки - субафировыми вулканитами палеотипного облика. Среди последних установлены пироксеновые андезиты, амфиболсодержащие андезито-дациты и изредка - пироксен-амфиболовые дациты.

4. Петрография и минералогия. Базальты встречены только на вершине горы в одном плотном окатанном обломке среднего размера. Это существенно плагиофировые породы с -20% вкрапленников плагиоклаза, около *1%* - ортопироксена и единичными зернами клинопироксена и титаномагнетита. Иногда отмечаются небольшие корродированные агрегаты зерен ортопироксена (скорее всего, мелкие ксенолиты). Основная масса в базальтах имеет пилотакситовую структуру и состоит из лейст плагиоклаза с зернами пироксенов, титаномагнетита и небольшим количеством стекла между ними. Порода почти не изменена.

Андезито-базальты. Наиболее свежие разности этих пород встречены только в угловатых обломках со склона горы. Они имеют серийно-порфировую структуру с содержанием вкрапленников до 30%, в том числе плагиоклазов - до 20% и темноцветных минералов - до 10%. Среди последних присутствуют (в порядке убывания) клинопироксен, ортопироксен: магнетит, амфибол. Вкрапленники плагиоклаза часто зональны и нередко содержат в ядрах каплевидные обособления стекла и клинопироксена. В ряду вкрапленников темноцветных минералов часты реакционные взаимоотношения: оливин обычно окружен каймами клинопироксена, а пироксены - амфибола. Структура основной массы пород гиалопилитовая, хотя буроватое стекло мезостазиса нередко девитрифицировано.

В андезито-базальтах иногда отмечаются мелкие угловатые ксенолиты оливин-клинопироксенового и двупироксенового состава и округлые включения гомеогенного облика. Последние содержат многочисленные вкрапленники плагиоклаза, амфибола, реже - клинопироксена, погруженные в микропризматически-зернистую

основную массу. Андезито-базальты почти всегда несколько изменены: по темноцветным минералам развиваются буровато-зеленые смектиты, а по плагиоклазу и стеклу - гематит. Судя по сохранности, возраст исследованных андезито-базальтов несовременный.

На склоне горы наряду с угловатыми обломками лав андезито-базальтов обнаружены и редкие окатанные обломки заметно измененных более кислых пород.

Андезиты содержат ~20% вкрапленников плагиоклаза, до 5% орто- и клинопироксена, титаномагнетита, а также мелкие ксенолиты двупироксенового и пироксен-плагиоклазового состава. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру с девитрифицированным стеклом. В мезостазисе и во вкрапленниках андезитов часто обильны выделения буровато-зеленоватых смектитов.

Андезито-дациты - сильноизмененные субафировые породы с вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки и клинопироксена. Большинство вкрапленников темноцветных минералов замещены хлорит-карбонатным агрегатом. Основная масса пород интенсивно хлоритизирована.

Дациты - хлоритизированные, обильномелкопрофировые порода с вкрапленниками плагиоклаза (преобладает), небольшим количеством роговой обманки и пироксена. Основная масса имеет микрофельзитовую структуру.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава изучено 10 проб из наиболее свежих разновидностей драгированных пород (см. табл.1 приложения) По уровню и соотношению щелочей среди них выделяются несколько групп пород. Андезито-базальты из угловатых обломков со склона горы (4-я проба) весьма однородны по составу и принадлежат к породам высококалиевой серии нормального ряда с отношениями Na_2O/K_2O 1,8-2,0. Все они имеют низкую железистость (f = 54%), по соотношению величин FeO*/MgO и sio_2 попадают в поле "известково-щелочных" пород. Характерно сочетание в породах повышенных концентраций Li, Rb, Ba, Sr с высокими для Курильских лав концентрациями Ni и Cr. Величина отношения K/Rb колеблется в пределах 395-405. Несмотря на относительно высокие потери при прокаливании (0,94-1,20%), породы имеют низкую степень окисленности железа (14,4-33,4%).

Другая группа пород из окатанных обломков со склона и вершины горы (базальты, андезиты, дациты) относится к низкокалиевой серии нормального ряда с повышенными значениями отношений Na_2O/K_2O (4,5-8,8%). низкими концентрациями бария и высокой железистостью (f= 66-83%). На диаграмме FeO/MgO-sio_2 три пробы из четырех попадают в поле "толеитов". Степень окисленности железа, а также величина потерь при прокаливании в породах различна, что подчеркивает разную степень их вторичного изменения, установленную при петрографических исследованиях.

Несколько особняком стоит андезито-дацит из полуокатанного обломка со склона горы, который по уровню содержания K_2O отвечает умеренно-калиевым породам нормального ряда с высокой железистостью ("толеитовая" группа пород) и повышенным содержанием Rb, Ba, Be. Габброиды из угловатого обломка также попадают в эту группу.

Все изученные вулканиты принадлежат к высокоглиноземистым разностям, однако глиноземистость низкокалиевых лав заметно выше, чем высококалиевых. В целом высококалиевые андезито-базальты близки по составу лавам, встреченным на вулканах тыловой зоны Курильской дуги, тогда как низкокалиевые - лавам вулканов фронтальной зоны дуги. 139

6. Заключение. Описанная гора, очевидно, является подводным вулканом. Об этом свидетельствуют правильная конусовидная форма, изолированное ее расположение, приуроченность к ней магнитной аномалии, преобладание среди угловатых обломков однородных по составу эффузивов и наличие на ее вершине гидротермально-измененных пород. Вместе с тем появление на вершине и привершинном склоне этого вулкана окатанных обломков разнообразных пород, являющихся, по-видимому, материалом ледового разноса, которые к тому же успели покрыться или сцементироваться гидротермальными (Fe-Mn)- образованиями, говорит о том, что этот вулкан сравнительно древний. Основная часть постройки, намагниченность которой совпадает с современным полем, вероятно, моложе 700 тыс. лет, подножие ее, перекрытое осадками мощностью до 300 м, - возможно, древнее. Коренными вулканическими породами, видимо, являются преобладающие в составе эффузивов высококалиевые андезито-базальты.

9-п6.2, гора Обручева

1. Местоположение. Подводная вулканическая гора располагается в 105 км от вулканического фронта, в 50 км к север-северо-западу от о-ва Броутона (см. рис.9,23, табл.3).

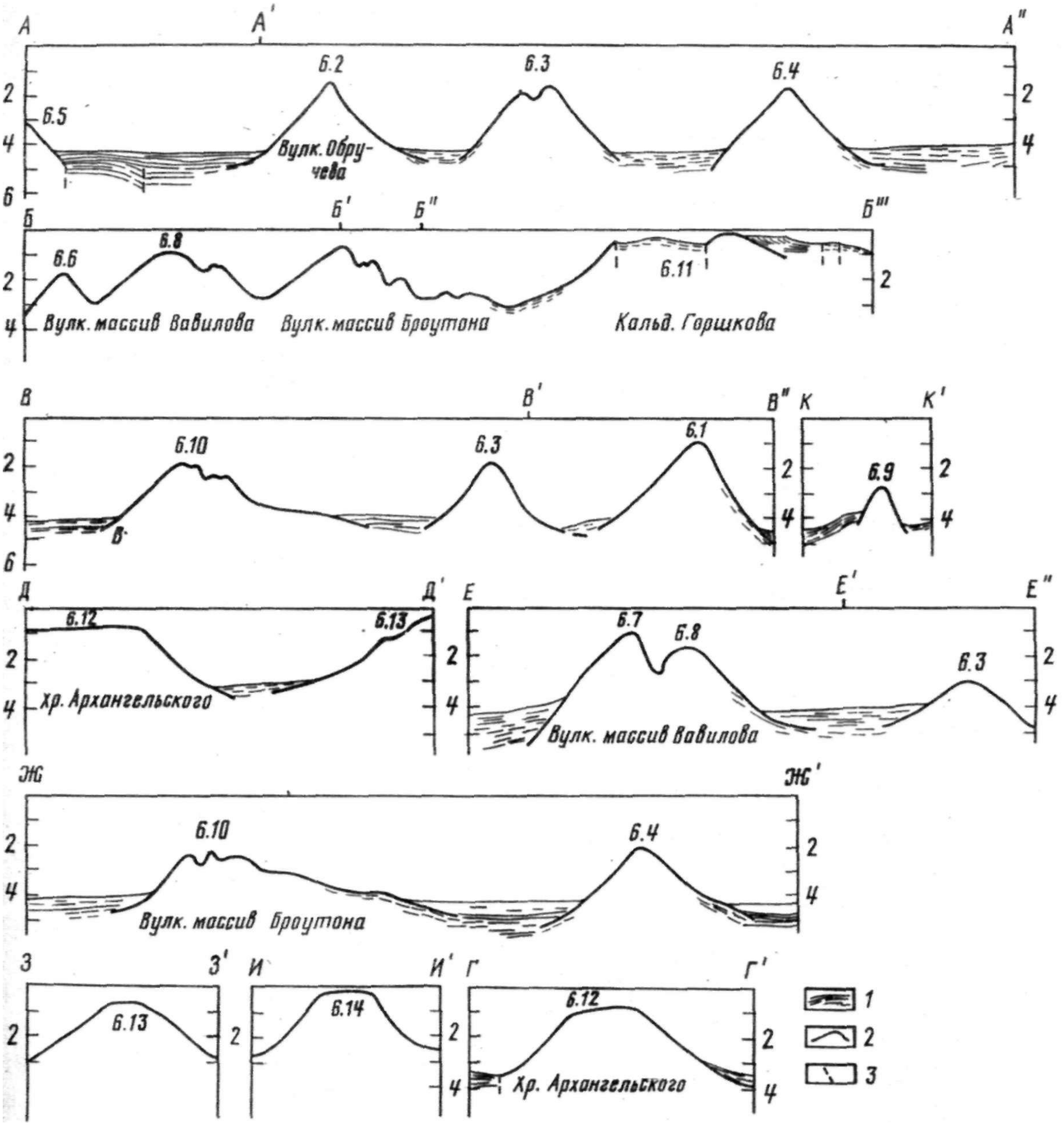
2. Морфология и строение. Довольно правильная коническая гора возвышается над дном моря на 2200 м при основании 11x15 км. Крутизна склонов возрастает к привершинной части от 6 до 25°, непосредственно вблизи вершины она местами превышает 30°. По результатам НСП верхняя часть конуса характеризуется сильным рассеянием сейсмических волн, свидетельствующим о неровностях рельефа. Вулканогенные осадки нижних частей склонов достигают 100-200 м (0,1-0,2 с на разрезах НСП), подножие перекрывается осадками мощностью до 500-600 м (0,5-0,6 с) (рис.25,26). Размер основания постройки под осадками - 20x24 км, полная ее высота - 2700-2800 м, объем - около 400 км^3.

Постройка расположена в области слабоотрицательного аномального магнитного поля (см. рис.24). Минимальное значение магнитного поля (около 220 нТ) приурочено к север-северо-восточному склону, максимальное (до 30 нТ) - к привершинной части постройки с небольшим смещением к югу, т.е. в целом привершинная часть постройки имеет прямую намагниченность. Размах аномалии привершинной части 150-180 нТ, полный размах аномалии постройки около 250 нТ. Поднятые при драгировании порода имеют слабую остаточную намагниченность - 0,1-0,4 А/м: преобладающие пропилитизированные андезиты - 0,3-0,4 А/м, фактор Q = 0,3-0,35.

3. Материал драгирования. На привершинной части подводной горы Обручева, в интервале глубин 960-1350 м, выполнено три станции драгирования (В17-9Д0, II), где поднято более 500 кг (250, 80 и 200 кг соответственно).

В составе материала преобладает органический детритус (обломки скелетов мшанок) и железомарганцевые корки вместе с мелким щебнем, гравием и песком. Каменный материал представлен единичными полуокатанными ведунами, небольшим количеством угловатых обломков и галькой. Размеры валунов до 20-25 см по наибольшему удлинению, обломков - до 5 см (редко 10 см), гальки - 2-5, иногда до 10 см.

Три из четырех поднятых валуна сложены зеленокаменно-измененными палеотинными андезитами, а один - биотит-амфиболовым крупнозернистым диоритом. Спектр пород, слагающих обломки и гальку, весьма широк: преобладают пропилитизированные андезиты и базальты, иногда с вкрапленностью пирита, встречают-

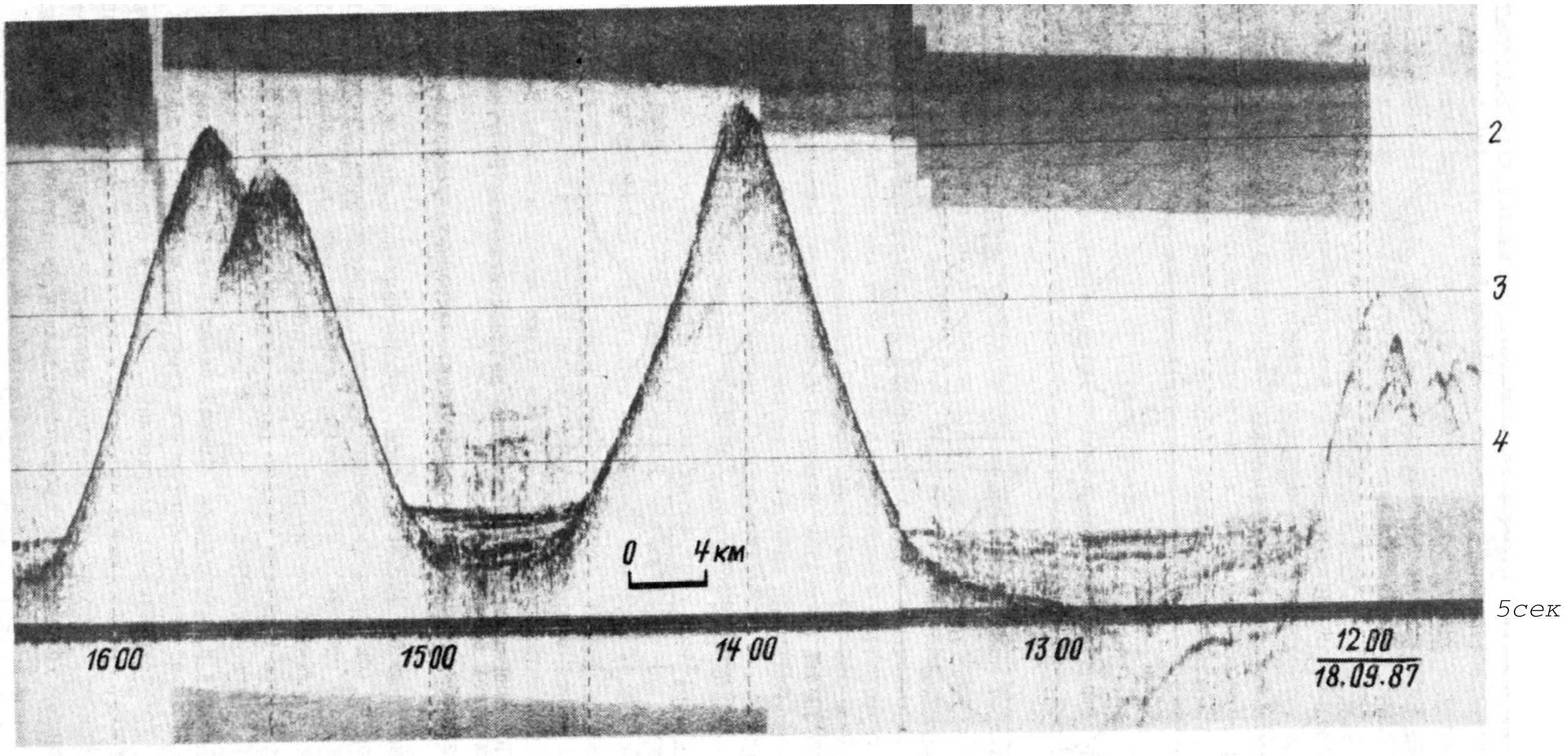


Р и с.25. Временные сейсмоакустические разрезы вулканов Броутонской поперечной вулканической зоны

I - отражающие границы; 2 - поверхность подводных вулканов; 3 - разломы

ся кварцевые порфиры, фелъзиты, туфы, туфопесчаники, алевролиты, а также интрузивные породы (биотит-амфиболовые диориты, гранодиориты, граносиениты, а также биотитовые граниты). Относительно свежий облик имеет лишь один угловатый обломок, сложенный оливин-пироксен-плагиоклазовым базальтом. Аналогичный набор пород с горы Обручева поднят также сотрудниками СахКНИИ ДВНЦ АН СССР в рейсах НИС "Пегас" (80,105).

4. Петрография и минералогия. Свежий базальт из нашей коллекции. (обр.В17-9/1) имеет серийно-порфировую структуру и содержит до 30-35% вкрапленников и субфенокристаллов плагиоклаза, клино- и ортопироксена, титаномагнетита, оливина. Преобладающим минералом в составе кристаллической фазы является плагиоклаз, а среди темноцветных минералов - клинопироксен. Ортопироксен встречается только среди субфенокристаллов, а оливин образует единичные



Р и с.26. Фрагмент профиля НСП, **пересекающего** вулканы (справа налево) 6 .5—6 .2—6 .3

вкрапленники. Основная масса породы состоит из микролитов плагиоклаза, клино- и ортопироксена, магнетита, сцементированных желтоватым свежим стеклом. В порах порода иногда отмечаются выделения буровато-зеленого хлорита, окислов железа и карбоната.

Пропилитизированные андезиты и андезито-дациты содержат до 20-25% вкрапленников, сложенных соссюритизированным плагиоклазом (преобладает), пироксенами и биотитом (обычно почти нацело замещенными агрегатами хлорита и карбоната). Основная масса пород полнокристаллическая и состоит из зерен соссюритизированного полевого шпата, хлорита (по темноцветным), титаномагнетита, небольшого количества карбоната и кварца. Отмечены в коллекции также мелкообломочные базальтовые туфы (обр.В17-П/1), состоящие из плотносцементированных обломков плагиобазальтов размером 0,5-3,0 мм. Вкрапленники в базальтах представлены соссюритизированным плагиоклазом, замещенным хлоритом и карбонатом, темноцветными минералами, магнетитом.

5. Петрохимия и геохимия. Анализировались образцы из угловатых обломков и валунов (четыре анализа): свежий базальт, пропилитизированный базальтовый туф, пропилитизированный андезито-дацит, песчаник (см. табл.1 приложения).

Образцы пропилитизированных лав характеризуются высоким содержанием воды и повышенной калиевой щелочностью. При этом базальты попадают в группу щелочных, а андезито-дациты - в группу высококалиевых известковощелочных пород. Лавы отличаются также высокими концентрациями Rb и пониженными величинами отношения K/Rb (310-400). В андезитах, кроме того, повышены содержания U, Th и величина отношения Th/U. Вместе с тем концентрации Ba и Sr в базальтах, а также в андезитах низкие для такого уровня концентрации K (121). Весьма низко в базальтах также содержание CaO. Концентрации элементов группы Fe обычны для глиноземистых островодужных пород, за исключением повышенного содержания Sr в андезито-дацитах.

Анализы вулканитов, выполненные по образцам, драгированным в рейсах НИС "Пегас" (80,105), отличаются широкими вариациями содержания щелочей в разностях одинаковой кремнекислотности. Наряду с высококалиевыми андезитами и риолитами присутствуют низкокалиевые базальты, андезиты, дациты, умеренно-калиевые андезито-базальты и андезиты и натрово-щелочные диабазы. Наличие такого разнообразного по щелочности набора пород, отмеченное отсутствие согласованности в уровне концентраций K и Rb с Ba и Sr, а также высокие концентрации H_2O в анализах (2-7%) позволяют предполагать, что вариации щелочности анализированных пород в существенной мере обусловлены вторичными изменениями.

Проанализированный нами образец свежего базальта соответствует по химическому составу умеренно-калиевому "толеиту" с низкими содержаниями Na_2O, Ba, Be, Cr при умеренной концентрации Rb, Sr, высокой глиноземистости и железистости. Такие лавы характерны для фронтальной, а не тыловой части Курильской дуги.

Среди обломков интрузивных пород, проанализированных О.С.Корневым с соавт. (80), отмечаются как разности с повышенной щелочностью (сиениты, граносиениты), так и известково-щелочные гранодиориты и граниты.

6. Заключение. Комплекс морфоструктурных и магнитных данных свидетельствует о том, что подводная гора Обручева,— по-видимому, вулкан. Хотя постройка имеет прямую намагниченность, возраст ее, судя по широкому набору пород ж интенсивным вторичным изменениям преобладающих андезитов и андезито-дацитов, вряд ли является современным. К тому же палеомагнитный полюс постройки попе-

дает в поле распространения полюсов мелового возраста (254). Однако меловой возраст постройки маловероятен, так как в пределах вулканического пояса Большой Курильской гряды вулканогенные образования не древнее неогена (II7). Скорее всего, и вулкан Обручева имеет неогеновый возраст. Попадание же полюса постройки в поле мелового возраста, так же как и слабая намагниченность, связаны с неоднородностью намагниченности.

Привершинную часть постройки, вероятно, слагают преобладающие в драгах пропилитизированные андезиты и андезито-дациты. Появление на вершине вулкана разнообразных интрузивных и вулканогенно-осадочных пород, так же как и редких облрмков относительно свежих базальтов, является результатом ледового разноса. Последние, как это отмечалось, характерны для фронта дуги, а не для тыловой ее части. Песчаники ледового разносе с вершины вулкана Обручева имеют верхнемиоценовый (162), а интрузивные породы - позднемезозойский (К-Аг)- возраст (80).

9-п6.3

1. Местоположение. Вулкан расположен в 40 км севернее о-ва Броутона и в 74 км к запад-северо-западу от о-ва Симушир, в тыловодужной зоне, в 93 км от вулканического фронта (см. рис.9,23, табл.3).

2. Морфология и строение. Двухвершинный вулканический конус поднимается над дном моря на 2100 м, превышение над седловиной между вершинами 200-300 м. Размер основания по подножию 13х17 км. Крутизна склонов увеличивается к вершине от 10 до 25-30°. Сейсмически-шероховатые границы с резким ослаблением записей на сейсмограммах НСП свидетельствуют о неровном рельефе верхней части склонов и об отсутствии осадков. Нижние части склонов вулкана перекрыты слоистыми вулканогенно-осадочными отложениями, субпараллельными склонами, мощность которых достигает 500 м. Подножие вулкана перекрыто субгоризонтально-слоистыми осадками Курильской котловины мощностью 300-400 м. Размеры вулкана с учетом перекрытого осадками подножия: основание - 20х25 км, площадь основания - 400 км, высота - 2400-2500 м (рис.25,26).

Вулкан расположен в области слабоинтенсивного отрицательного магнитного поля. К привершинной части постройки приурочена положительная аномалия магнитного поля интенсивностью 300 нТ, несколько смещенная к юго-западу. Размах аномалии, вызванный вулканической постройкой, достигает 400 нТ (см. рис.24), намагниченность вулкана прямая.

3. Материал драгирования. На привершинной части вулкана выполнено две станции драгирования (В25-27 и 28) в интервале глубин от 1900 до 1480 м (см. табл.3, рис.23). Общий вес поднятого материале около 200 кг. Большую его часть (70-80%) составили угловатые обломки неизмененных вулканических пород, остальное - вулканогенно-осадочные образования (около 15%) и галька палеотипных эффуэивов, реже диоритов, гранитов, габбро (5-10%). Встречено также несколько мелких, почти неокатанных обломков серых и плотных, насыщенных сульфидами пропилитов. Почти все обломки пород и галька поросли скелетами губок и мшанок и покрыты черной корочкой или пленкой железомарганцевых окислов.

По формологическим особенностям практически все поднятые обломки соответствуют фрагментам шаровых и подушечных лав подводных извержений с бугристой и "бородавчатой" поверхностью, "скорлуповатой" отдельностью и хрупкими стекловатыми корочками. При этом лавы, поднятые с более нижнего горизбнта (драга В25-27), представлены темно-серыми и черными пузыристыми меланократовыми ба-

зальтами. Кроме них, в драге присутствовал один обломок пористого окисленного бурого лейкобазальта и один - амфибол-плагиоклазового дацита с отчетливой корочкой выветривания.

Среди угловатых обломков привершинной части (драга В25-28) горы по составу и текстурно-структурным особенностям выделяются две группы пород: I) темно-серые мелкопористые лейкобазальты и андезито-базальты; 2) светло-серые мелкопористые амфибол-плагиоклазовые андезиты. Все породы практически не затронуты вторичными изменениями, и только в одном обломке андезита по порам развит голубоватый минерал (глауконит?). В этой же драге больше чужеродных и вулканогенно-осадочных пород, чем в драге с более нижнего горизонта постройки.

4. Петрография и минералогия. Как указывалось, среди составляющих 70-80$ веса драг угловатых обломков свежих вулканических пород выделяются базальты, андезито-базальты и андезиты.

Базальты. Наиболее меланократовые разности подняты с нижнего из изученных горизонтов постройки. Они имеют серийно-порфировые структуры и содержат лишь 2-3% вкрапленников размером более 0,5 мм и множество (до 30-40%) субфенокристаллов размером от 0,2 до 0,5 мм. В составе вкрапленников развиты оливин, клинопироксен и в единичных зернах - плагиоклаз. Среди наиболее крупных вкрапленников (2-3 мм и более) преобладает оливин, среди более мелких - клинопироксен, а среди су0фенокристаллов - плагиоклаз (20-25%). Из темноцветных (тех же) минералов субфенокристов клинопироксена заметно больше, чем оливина Отмечаются сростки вкрапленников клинопироксена, оливина и пироксена очень редко - оливина и плагиоклаза, а также мелкие ксенолиты, состоящие из агрегата зерен оливина. Степень раскристаллизации основной массы базальтов заметно колеблется,и структура ее изменяется от гиалопилитовой до пилотакситовой.Нередки тонкополосчатые разности, в которых чередуются тонкие (до 1,5мм) полосы сразной степенью раскристаллизации.В составе микролитов преобладает плагиоклаз при подчиненной роли оливина, клинопироксена инезначительном развитии титаномагнетита. Мезостазис, цементирующий микролиты, представлен свежим темно-бурым стеклом.

Несколько более лейкократовые базальты с того же горизонта содержат 35-40% вкрапленников, сложенных плагиоклазом (25-30%), клинопироксеном, оливином, титаномагнетитом и редкими зернами бурой роговой обманки (с темной опацитовой каймой). В составе темноцветных минералов преобладает клинопироксен. Размер вкрапленников плагиоклаза обычно не превышает I мм, клинопироксена и оливина может достигать 3-4 мм в поперечнике. Встречаются гломеропорфировые сростки кристаллов плагиоклаза размером до 4 мм. Плагиоклаз часто имеет зональное строение, нередко с каплевидными обособлениями бурого стекла. Основная масса этих базальтов гиалиновая. Большинство базальтов, драгированных непосредственно с привершинной части, по текстурно-структурным особенностям почти аналогичны таковым из нижнего горизонта, отличаясь по соотношению минералов во вкрапленниках и субфенокристах. В них во вкрапленниках и субфенокристах преобладает плагиоклаз при подчиненном количестве клинопироксена, еще меньшем - оливина и единичных зернах зеленой роговой обманки. Цветное число в них около 10-15%. В породах иногда отмечаются клинопироксеновые и клинопироксен-оливин-плагиоклазовые сростки, а также мелкие ксенолиты примерно того же состава. Основная масса этих базальтов почти гиалиновая с бурым и серым стеклом. 145

Наиболее кремнеземистые базальты верхнего горизонта отличаются заметно меньшим количеством субфенокристов (около 10%) и большим - типичных вкрапленников (4-5%). Среди крупных вкрапленников, размер которых достигает 10 мм, развиты плагиоклаз и буроватая роговая обманка (с широкой опацитовой каймой), изредка - клинопироксен и титаномагнетит. В составе мелких вкрапленников и субфенокристов преобладает плагиоклаз, менее распространен клинопироксен, еще менее - роговая обманка. Вкрапленники плагиоклаза часто насыщены бурым стеклом. Иногда породы содержат мелкие ксенолиты амфибол-плагиоклазового состава. Структура основной массы пород гиалопилитовая. Мезостазис, цементирующий микролиты (тех же минерелов, что и вкрапленники), сложен светло-бурым стеклом с множеством микровыделений титаномагнетита.

Андезито-базальты содержат 30-40% вкрапленников, среди которых присутствуют плагиоклаз (-20%), зеленовато-бурая опацитизированная роговая обманка (5-10%), клинопироксен (1-3%), титаномагнетит (1-2%) и изредка оливин (менее 1%). Размеры вкрапленников от I до 2-3 мм. Фенокристаллы плагиоклаза также часто насыщены бурым стеклом. Отмечаются сростки вкрапленников всех этих минералов, а также мелкие ксенолиты и гомеогенные включения амфибол-плагиоклазового состава. Основная масса пород по структуре варьирует от гиалиновой до микролитовой и гиалопилитовой и содержит переменное количество серого стекла. Почти все породы свежие, и только в одном из образцов несколько окислены со следами гематитизации во вкрапленниках клинопироксена и обильными микровыделениями титаномагнетита.

Андезиты еще более пористые, чем базальты и андезито-базальты. Они содержат 15-25% вкрапленников, в составе которых развиты плагиоклаз (10-20%), часто насыщенный бурым стеклом, роговая обманка (-5%), клинопироксен (1-3%), титаномагнетит и единичные зерна оливина. В большей части образцов среди темноцветных минералов преобладает амфибол, а оливин отсутствует. В оливинсодержащих разностях количество амфибола и клинопироксена во вкрапленниках сопоставимо. Размеры вкрапленников в последних обычно меньше I мм, тогда как в амфиболовых разностях - до 2 мм, причем здесь отмечены и мегакристы амфибола длиной до 20 мм. Среди амфиболов встречается как буровато-зеленая обыкновенная роговая обманка, так и бурая базальтическая, обычно с опацитовыми каймами. В породах нередки сростки минералов-вкрапленников, встречаются также мелкие ксенолиты амфибол-пироксен-оливинового состава. Основная масса в андезитах обычно имеет гиалопилитовую, а иногда - гиалиновую структуру с серым стеклом. Почти во всех амфиболовых разностях андезитов в стекле присутствует множество микровыделений титаномагнетита.

Дациты встречены только в одном, довольно крупном плоском, угловатом обломке с краевой зоной выветривания мощностью до I см. Порода содержит 25-30% вкрапленников, включающих плагиоклаз (20-25%), зеленую роговую обманку и титаномагнетит. Размеры вкрапленников обычно около I мм, но иногда достигают 3-4 мм. Основная масса породы по структуре гиалопилитовая. Мезостазис, цементирующий микролиты, сложен серым стеклом. Порода несколько ожелезнена.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследовано 22 пробы (см. табл.1 приложения). Все вулканиты базальт-андезитозого ряда из угловатых обломков подушечных лав (19 проб) по особенностям химического состава относятся к единой серии пород. Это умеренно-калиевые породы нормального ряда со сходными значениями отношений N_2o/K_2o (2,0-2,6). Все они харак-

теризуготся высокой глиноземистостью, низкой титанистостью и умеренной железистостью. По соотношению FeO*/MgO с SiO_2 фигуративные точки пород группируются вблизи границы, разделяющей поле "толеитовых" и "известково-щелочных" пород, причем базальты попадают в поле "толеитов", а андезито-базальты - на линию раздела, а андезиты - в поле "известково-щелочных" пород. При этом наименее железистые базальты имеют повышенные концентрации Cr и Ni, лейкократовые разности их умеренные, а более кислые разности низкие. Все породы характеризуются умеренным содержанием Li, Rb, Ba и повышенным Sr при умеренных значениях отношений K/Rb. С ростом кремнекислотности в породах увеличивается железистость (от 51 до *71%)*, степень окисленности железа, концентрации Na, K, Li, Rb, Ba, Sr, значения потерь при прокаливании, тогда как величина отношения K/Rb несколько уменьшается. Только три пробы заметно отличаются от общей массы вулканитов. Одна соответствует высококалиевому субщелочному базальту, другая - умеренно-калиевому базальту с аномально высоким для данного ряда пород отношением Na_2O/K_2O (4,0), третья - низкокалиевому дациту. Все они слагают обломки, заметно отличающиеся по текстурно-структурным признакам и степени сохранности от описанных подушечных лав. Так, лейкобазальт (обр.В25-27/15) отобран из плотного угловатого обломка, другой лейкобазальт (обр.В25-28/8) - из окатанного обломка, а дацит (обр.В25-27/14) - из плотного угловатого обломка. Базальты по петрографическим данным заметно изменены и имеют высокие (около *3%)* значения потерь при прокаливании и высокую степень окисленности железа. Дациты из центральной части обломка - свежие породы, однако краевые зоны обломка также изменены и имеют корочку выветривания.

6. Заключение. Изложенные морфоструктурные, магнитные и петрогеохимические данные позволяют уверенно полагать, что исследованная подводная гора является молодой (возможно, современной) вулканической постройкой, сложенной сформированным в подводных условиях дифференцированным комплексом подушечных лав базальт-андезитового ряда. Базальты и андезито-базальты, судя по данным драгирования и магнитной съемки, слагают основную часть постройки, в андезиты, видимо, формируют привершинный купол. Свежесть лав свидетельствует, что вулкан действующий. Присутствие в драгированном материале небольшого количества измененных эффузивов, а также гальки палеотипных эффузивных и интрузивных пород, скорее всего, связано с ледовым разносом.

9-П6.4

1. Местоположение. Подводная гора расположена в 47 км к северо-востоку от о-ва Броутона и 50 км к запад-северо-западу от о-ва Симушир (см. рис.9,23, табл.3). Расстояние от вулканического фронта составляет 76 км.

2. Морфология и строение. Правильный изолированный конус поднимается со дна Южно-Охотской впадины примерно на 2000 м при основании 11x13 км. Крутизна склонов увеличивается к привершинной части до 30°. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, склоны конуса сложены плотными (вулканическими) породами. Основание перекрывается мощной (около 700-800 м) толщей осадочных отложений. Общая высота конуса с учетом погребенного под осадками основания - 2700-2800 м, диаметр основания - около 20 км, площадь основания ~300 $км^2$, объем -280 $км^3$ (см. рис.25).

Конусовидная гора расположена в области слабоотрицательного магнитного поля. Максимум аномалии (-20 нТ) приурочен к северо-восточному склону привер-

шинной части вулкана, минимум (-110 нТ) - к юго-западному склону, размах аномалий привершинной части - около 90 нТ. Минимальное значение поля приурочено к юго-восточному подножию горы.

3. Материал драгирования. В привершинной части конической горы, в интервале глубин от 1800 до 1350 м, выполнено три станции драгирования: В25-29, 30 и 31 (см. рис.23, табл.3). Общий вес поднятого материала - около 180 кг. Почти весь материал со склона горы (драга В25-29) представлен слоистыми, грубосортированными мелкообломочными гравелитами с песчанисто-алевролитовым цементом бурого, буровато-желтого, зеленоватого и черного оттенков. С поверхности обломки этих осадочных пород пропитаны черно-бурыми гидроокислами железа и марганца и покрыты бурыми скелетами губок и мшанок, покрытыми теми же гидроокислами. Незначительная часть материала мелкой (размером от 2x3x4 до 8x6x10 см), хорошо окатанной галькой палеотипных эффузивных и реже интрузивных пород. Вулканиты в основном афировые и субафировые.

С привершинной части горы (драги В25-30 и 31) поднят несколько более разнообразный, но сходный материал, в составе которого ниже доля гравелитов и выше - каменных обломков (в основном хорошо окатанных). Среди последних встречена не только мелкая и средняя галька, но и два валуна. Один из валунов размером около 20x30x30 см весил 20 кг, другой - размером 50x40x40 см -~40 кг. Кроме того, здесь же обнаружены несколько средних и мелких (щебенка) угловатых обломков.

Как угловатые, так и окатанные обломки с вершины горы представлены разнообразными породами. Так, почти половина угловатых обломков сложена интрузивными и субинтрузивными образованиями: среднезернистыми диоритами, гранит- и гранодиорит-порфирами. Обнаружены также палеотипные лавы серых андезито-базальтов и андезитов, светло-серых слабораскристаллизованных дацитов (обломок с корочкой выветривания), а также небольшая (размером 10x8x8 см) с бугристой поверхностью вулканическая бомба, сложенная довольно свежими плагиобазальтами. Один из валунов сложен среднезернистым диоритом, другой - почти свежим андезитом. Галька с вершины горы в основном представлена палеотипными эффузивами, а также интрузивными породами диорит-гранитового ряда.

4. Петрография и минералогия. На роль коренных пород вулкана могут претендовать плагиобазальт вулканической бомбы и андезит валуна.

Плагиобазальт содержит около 20/5 фенокристаллов плагиоклаза. Основная масса слабо раскристаллизована и состоит из микролитов, "плавающих" в темно-сером стекле.

Андезит также почти свежий. Он содержит вкрапленники плагиоклаза - 15-17%, пироксенов - 6-8% (причем клинопироксен несколько преобладает над ортопироксеном), а также магнетита. Основная масса раскристаллизована очень слабо, имеет микролитовую структуру и стекло темно-бурого цвета.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследовано только две пробы (см. табл.1 приложения) из наиболее свежих вулканических пород, обнаруженных на вершине горы 6.3: плагиобазальтов из вулканической бомбы (обр.В25-30/5) и андезитов из крупного валуне (обр.В25-31/1). Оба образца являются высокоглиноземистыми и высокожелезистыми (на диаграмме $FeO^*/MgO-SiO_2$ они соответствуют "толеитам") породами нормального по щелочности ряда. По уровню содержания K_2O их можно отнести к породам низкокалиевой серии (хотя андезиты лежат на границе полей низко- и умеренно-калиевых пород). Плагиобазальты имеют очень низкие концентрации Li, Rb, Ba, Sr, Ni,

Cr и высокие значения отношений Na_2O/K_2O (9,1) и к/Rb (I200). В андезитах заметно возрастает содержание Rb и уменьшаются величины отношений Na_2o/k_2o (3,9) и K/Rb (500), тогда как концентрации остальных перечисленных элементов меняются слабо. Породы такого состава характерны для фронтальной зоны Курильской дуги, а не тыловой, где они драгированы.

6. Заключение. Правильная конусовидная форма горы и ее изолированность свидетельствуют о том, что это вулкан. Судя по слабой отрицательной намагниченности, возраст вулкана - древнее 700 тыс. лет. Более определенно о возрасте сказать что-либо трудно. Большинство разнообразных по составу, генезису, возрасту и степени сохранности драгированных с привершинной части вулкана пород являются, по-видимому, материалом ледового разноса, а грубосортированные гравелиты склонов, пропитанные железомарганцевыми окислами, - вулканокластическим материалом. Как указывалось, на роль коренных пород могут претендовать плагиобазальт вулканической бомбы и андезит самого крупного валуна. Однако если бы базальты слагали постройку, они дали бы более интенсивную магнитную аномалию. К тому же по редкоэлементному составу плагиобазальт, так же как и андезит, отвечают лавам фронтальной зоны, а не тыловой, где расположен вулкан 6.4. Таким образом, состав коренных пород этого вулкана не ясен.

9-п6.5

1. Местоположение. Подводная гора занимает крайнее тыловое положение, располагаясь в 110 км от вулканического фронта, в 54 км к северо-западу от о-ва Броутона (см. рис.9,23, табл.3).

2. Морфология и строение. Постройка овальной формы вытянута в северо-западном направлении с основанием 17,5x7,5 км и высотой над дном Курильской котловины 1100 м. Гора имеет неровный расчлененный рельеф, на записях НСП склоны вулкана прослеживаются в основном по записям дифрагированных волн и непротяженным фрагментам отражающих границ слабой интенсивности. С юго-запада основание постройки перекрывается мощной (до I км) толщей осадков. С северо-востока основание оборвано крупным разломом и имеет опущенное подножие, перекрытое осадками (см. рис.23,26). Общая высота постройки с учетом перекрытого осадками основания - 2000-2100 м, площадь основания - около 100 $км^2$, объем - 65 $км^3$.

Подводная гора расположена в области отрицательного магнитного поля (см. рис.24). Минимум аномалии (-240 нТ) приурочен к северо-западному склону постройки, максимум (до 20 нТ) - к юго-восточному склону, т.е. максимальный градиент наблюдается вдоль вытянутой оси овала постройки.

3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось. Сведения о вещественном составе пород отсутствуют.

4. Заключение. Надежных данных относительно происхождения постройки нет. Она может быть выступом акустического фундамента, и косвенным свидетельством этого является разлом, приподнятым крылом которого как раз является тело постройки. Постройка может иметь и вулканическую природу, в пользу чего сви Детельствует ее изолированность и наличие магнитной аномалии. В случае вулканической природы возраст постройки древнее 700 тыс. лет, т.е. последней инверсии полюсов.

9-п6.6, 6.7, 6.8, вулканический массив Вавилова

1. Местоположение. Массив с тремя вершинами расположен в 30-35 км к северо-западу от о-ва Броутона. Расстояние вершин от вулканического фронта: 6.6 - 97, 6.7 - 90, 6.8 - 86 км (см. рис.9,23, табл.3).

2. Морфология и строение. Подводный вулканический массив состоит из трех, сросшихся основаниями конусов. Вершины их поднимаются над дном: 6.6 -на 1900, 6.7 - на 2350 и 6.8 - на 2500 м. Две последние срезаны и образуют плоские поверхности на глубинах 820 и 680 м. Поверхность массива характеризуется неровным рельефом, приводящим к сильному рассеянию сейсмических сигналов на сейсмограммах НСП. Основная часть массива практически лишена осадков, за исключением подножий и, возможно, плоских вершин, где мощность их меньше 30 м, т.е. разрешающей способности метода НСП в условиях работы на этом массиве. С северо-востока подножие массива перекрывается осадками мощностью 300-400 м, с юго-запада массив ограничен разломом (см. рис.23,25).

Размер основания массива - 22,5x27,5 км, площадь - около 480 км^2, объем с учетом перекрытого осадками подножия - около 750 км^3.

Интенсивная положительная магнитная аномалия (~300 нТ) приурочена к юг-юго-восточному склону горы 6.8. В целом же положительная аномалия приурочена к южному склону массива, т.е. вершин 6.7 и 6.8, а отрицательная (до -200 нТ) - к восточному склону массива (см. рис.24). Наиболее слабо в магнитном поле выражена вершина 6.6.

3. Материал драгирования. В пределах массива выполнено четыре станции драгирования (см. табл.3, рис.23). Драгировались привершинные части гор 6.6 (ст.В17-8, вес материала - около 100 кг), 6.7 (ст.В15-86, вес материала - 60 кг), 6.8 (ст.В15-87, ВI7-I2, вес материала - около НО и 50 кг соответственно).

В драгах преобладает окатанный материал - галька, в меньшей мере - валуны и гравий, составляющие от 50 до 75% по весу. В драге ВI7-8, кроме того, много обломков железомарганцевых корок (сцементированных (Fe-Mn)- окислами рыхлых песчано-гравийных пород), а также скелетов мшанок и пленками тех же окислов. Галька - мелкая и средняя (от I до 10 см), размеры валунов до 30 см. Угловатые обломки (3-15 см) и глыбы (до 40 см) имеют плитчатую, изометричную или неправильную форму.

Состав пород, слагающих угловатые обломки и глыбы, разнообразен. Среди них присутствуют как свежие базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, так и зеленокаменно-измененные вулканиты и их туфы. Нередко встречаются плотные слегка ороговикованные хорошо сортированные алевролиты и песчаники, а в драге ВI5-87, кроме того, - обломки и глыбы довольно рыхлых слоистых туфогравелитов и туфопесчаников. В гальке преобладают пропилитизированные вулканиты среднего состава, хотя встречаются свежие базальты и андезиты, а также песчаники, аргиллиты, интрузивные породы (биотитовые граниты, гранодиориты, сиениты, диориты), гнейсы и биотитовые - полевошпатовые сланцы. Доля экзотических галек интрузивных и метаморфических пород не превышает первых "процентов от общего веса каменного материала.

Подводный массив Вавилова драгировался также в рейсах НИС "Пегас" (61,80). Полученные данные в общем сходны с нашими. Так, в 21-м рейсе НИС "Пегас" со склона "вулкана" Вавилова (глубине 1800 м) подняты мелкие обломки зеленока-

менно-измененных диабазов, порфиритов, кварцевых порфиров, туфов кислого состава и монцонитов, а также галька,

4. Петрография и минералогия. В шлифах изучались только свежие вулканические породы из обломков и глыб. Наиболее распространены среди них базальты и андезиты, хотя встречаются также андезито-базальты и дациты.

Базальты (обр.BI5-86/1, 87/1,2) содержат до 25% вкрапленников, сложенных плагиоклазом (преобладает), клино- и ортопироксеном, оливином и титаномагнетитом. Наиболее распространенный минерал среди темноцветных - клинопироксен. Вкрапленники ортопироксена, а иногда и оливина окружены каймами пижонита. Отмечаются вростки оливина в крупных вкрапленниках плагиоклаза и титаномагнетита - во вкрапленниках клинопироксена. Довольно обычны пироксен - плагиоклазовые сростки. Размеры вкрапленников плагиоклаза от I до 2-3 мм, темноцветных минералов - от 0,2-0,4 до 1,5-1,7 мм. Наряду с мезократовыми встречены и лейкократовые (плагиофировые) разности, вкрапленники в которых представлены только плагиоклазом, а темно-ветные минералы (преимущественно оливин) встречаются лишь среди субфенокристов. Основная масса базальтов в разной мере раскристаллизована, и структура ее меняется от гиалопилитовой до интерсертальной.

Андезито-базальты (обр.BI5-86/2,3,10 и др.) - серийно-порфировые породы, содержащие 30-40% вкрапленников и субфенокристов, представленных (в порядке распространенности) плагиоклазом, клинопироксеном, ортопироксеном, титаномагнетитом, а в обр.B15-86/3 - и оливином. Еще более чем для базальтов, для андезито-базальтов характерно присутствие титаномагнетит-пироксен-плагиоклазовых сростков. В образце BI5-87/3 встречены субфенокристы буроватого апатита. Структура основной массы пород преимущественно гиалопилитовая.

Среди андезитов преобладают двупироксен - плагиоклазовые разности (обр.BI5-86/9, BI7-8/2 и др.), однако встречаются и амфибол-плагиоклазовые (обр.BI5-87/3). И те и другие содержат 25-30% вкрапленников и субфенокристов и имеют серийно-порфировую структуру с гиалопилитовой основной массой. В амфибол-плагиоклазовых андезитах присутствует также немного клино- и ортопироксена, одна амфибол здесь доминирует среди темноцветных минералов. Все порода содержат субфенокристы титаномагнетита. Для обоих разновидностей характерно наличие сростков плагиоклаза с темноцветными минералами и мелких (1-3 мм) гомеогенных включений.

Дациты (обр.BI5-87/4, 86/7,12) - двупироксен-плагиоклазовые породы с 10-15% вкрапленников и стекловатой или тонкораскристаллизованной основной массой. В отличие от более основных пород размеры вкрапленников в них не превышают I мм. Наряду с плотными разностями среди дацитов установлены и пемзовидные.

Обломки пропилитизированных вулканитов характеризуются широким проявлением хлорита, карбоната, серицита, развивающихся как по вкрапленникам, так и по основной массе пород. В гальке кислых интрузивных пород биотит также нередко хлоритизирован, по амфиболу развивается актинолит, по плагиоклазу - соссюрит, а по щелочному полевому шпату - пелитовые частицы.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава из пород вулканического массива Вавилова проанализировано 9 проб: 3 базальта, 2 андезито-базальта, 2 андезита, I - дацита и I - биотит-полевошпатового сланца (см. табл.1 приложения). Все анализированные вулканиты отобраны из обломков,

не затронутых процессами вторичного преобразования. По уровню содержания щелочей все они относятся к породам нормального ряда, однако по содержанию K среди них отчетливо выделяются две группы: I) низкокалиевая (все базальты, андезито-базальт бр.В15-86/2) и андезит (обр.ВI7-8/2); 2) умеренно-калиевая

андезито-базальт обр.В15-86/2) и андезит (обр.В17-8/2); 2) умеренно-калиевая (остальные образцы). Лавы умеренно-калиевой сериипо сравнению с лавами низкокалиевой серии характеризуются более низкими значениями отношения Na_2o/K_2o более высоким уровнем концентрации Rb, Ba, Sr, F при сходном уровне содержаний Ni, Co, Cr, V. По соотношению величины FeO* /MgO с $Si0_2$ базальты, а также дациты попадают в поле "толеитов", а все остальные породы - в поле "известково-щелочных" пород.

В одном из образцов базальта (BI5-86/I) выполнено определение спектра редкоземельных элементов (см. табл.2 приложения). Уровень концентрации РЗЭ, как и обычно в низкокалиевых островодужных базальтах, не превышает 10-15 хондритовых, а величина отношения La/Yb низка (1,3). В этом же образце измерены изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70326) и $^{U3}Nd/^{U4}Nd$ (0,513112). Полученные значения характерны для лев фронтальной, а не тыловой зоны Курильской дуги, где расположен массив Вавилова (9,35). То же можно сказать и вообще о проявлении лав низкокалиевой серии. Что же касается лав умеренно-калиевой серии, то для средних и кислых лав тыловой зоны дуги характерны биотит-амфиболовые, а не двупироксеновые ассоциации вкрапленников.

В работе (61) приведены 6 анализов вулканических пород с вулкана Вавилова и 5 анализов гранитов и гранодиоритов. Среди вулканитов выделяются как умеренно-калиевые разности нормального ряда, так и высококалиевые породы нормального и субщелочного ряда. К сожалению, в статье не приводятся данные о петрографическом составе анализированных образцов и степени их изменения.

6. Заключение. Результаты исследований массива Вавилова не могут быть интерпретированы однозначно. По-видимому, часть массива может быть выступом дочетвертичного вулканогенного фундамента. Об этом свидетельствует широкое развитие обломков и гальки измененных вулканических и вулканогенно-осадочных пород и наличие разлома, приподнятым крылом которого как раз является описываемый массив, вернее, гора 6.7. Большая часть материала - экзотическая, обусловленная ледовым разносом. Наиболее определенно это можно сказать об обломках и гальке интрузивных пород, в первую очередь гранитоидов, (к-Ar)- возраст которых лежит в интервале 127-199 млн лет. Интенсивная положительная магнитная аномалия позволяет предположить, что часть массива, вернее, горы 6.8 и, возможно, 6.6 может быть довольно молодым (четвертичным) вулканом.

9-п6.9

1. Местоположение. Небольшая коническая гора располагается на стыке вулканических массивов Вавилова, Броутона и вулкана 6.3, на расстоянии около 25 км от о-ва Броутона (см. рис.9,23, табл.3). Расстояние до вулканического фронта - 78 км.

2. Морфология и строение. Подводная гора вытянута в направлении юго-запад-северо-восток, размер ее основания - 8x5 км при высоте около 900 м. Склоны крутые (до 30° и более). Вследствие сильного рассеяния сигнала они почти не прослеживаются на сейсмограммах НСП. Судя по характеру контакта с осадками, гора, возможно, является экструзивным куполом. Объем его около 9 $км^3$.

Гора расположена в области слабоинтенсивного отрицательного магнитного поля (около -50 нТ), а над вершиной зарегистрирована положительная аномалия (>50 нТ). Общий размах аномалии - 100 нТ.

I 3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось, сведения о петрографическом составе пород отсутствуют.

4. Заключение. Данные НСП и магнитной съемки позволяют предположить, что подводная гора 6.9 может оказаться вулканическим куполом, сложенным слабомагнитными породами (предположительно среднекислого состава). Намагниченность в соответствии с современным полем и отсутствие осадков на вершине и склонах свидетельствуют о том, что возраст купола может быть моложе 700 тыс. лет, т.е. последней инверсии полюсов.

9-п6.10, побочный конус вулкана Броутона

1. Местоположение. Побочная постройка расположена на подводном склоне вулканического массива Броутона, в 6 км к северо-западу от берега одноименного острова. Расстояние ее от вулканического фронта 67 км при расстоянии основного вулкана 61 км (см рис.9, табл.3).

2. Морфология и строение. Основная постройка массива Броутона поднимается на 800 м над уровнем моря. Морфологически выраженная ее подводная часть вытянута в северо-западном направлении, т.е. в соответствии с поперечной цепочкой вулканов (см. рис.23). Вытянутость эта, по-видимому, обусловлена развитием побочных конусов, одним из которых и наиболее крупным является конус на северо-западном склоне вулкана Броутона. Минимальная отметка глубины над вершиной - 170 м, превышение над седловиной между этим конусом и основной постройкой - около 150 м, так что общее относительное превышение над склоном основной постройки массива Броутона составляет 230-250 м.

Подводные склоны массива характеризуются сильным рассеянием сейсмических волн вследствие неровности их рельефа. Судя по характеру волновой картины на сейсмограммах НСП, подводная часть массива сложена в основном плотными вулканическими породами. Лишь вблизи подножия массива на сейсмограммах НСП появляются регулярные субпараллельные склонам отражения, указывающие на присутствие в строении верхней части его разреза рыхлых вулканогенных отложений. С северо-востока и юго-запада подножие массива с налеганием перекрывается осадочными отложениями мощностью около 300-400 м (см. рис.25).

Аномальное магнитное поле массива Броутона также имеет северо-западное простирание (см. рис.24). На фоне нулевых или небольших отрицательных значений магнитного поля отмечаются локальные положительные или отрицательные аномалии амплитудой до 400-700 нТ, что также указывает на развитие побочных вулканических тел. Непосредственно к рассматриваемой побочной постройке 6.10 приурочена интенсивная (>700 нТ) положительная аномалия. Намагниченность постройки соответствует современному магнитному полю. К о-ву Броутона, судя по характеру поля и опубликованным денным (47), также приурочена положительная аномалия.

Массив Броутона в целом с учетом перекрытого осадками основания имеет площадь около 590 км^2, относительную высоту - около 4200 м, объем - порядка 800 км^3. Площадь побочной постройки 6.10 - около 30 км^2, объем - около 3 км^3.

3. Материал драгирования. В пределах побочной постройки 6.10 выполнены 4 станции драгирования: ВI5-43, 88; ВI7-I3, 14 (см. табл.3, рис.23). Драгировались склоны постройки в привершинной ее части, на глубинах 350-570 м, и

подножие - на глубинах 1200-1250 м. Общий вес поднятого каменного материала 650-700 кг (от 20-50 до 200-400 кг в разных драгах). В основном это угловатые обломки (от 2-3 до 10-15 см) и глыбы (25-50 см), количество гальки и окатанных валунов менее 5-10%.

Преобладающими типами пород в составе обломков и глыб являются очень свежие биотит-амфиболовые пемзовидные риодациты и пироксен-оливиновые базальты. Риодациты слагают от 70 до 95% объема каменного материале в двух наиболее крупных по весу драгах с привершинной части вулкана, а также до 15% - в драге с подножия вулканической постройки. Базальты - практически единственный тип пород в обломках и глыбах одной из драг с привершинной части вулкана - слагают до 70% материала в драге с подножия постройки, а также встречаются в драгах, где преобладают риодациты, составляя там от 5 до 15% по объему. Кроме того, в двух драгах с привершинной части вулкана встречены обломки и глыбы свежих оливин-двупироксеновых андезито-базальтов, а в одной - еще и пироксен-биотит-амфиболовых андезито-дацитов. Доля этих пород составляется до 15% по объему в одной драге и ~5% - в другой.

Обломки и глыбы базальтов имеют характерный изометричный, часто округлый ("шаровидный") облик с трещиноватой бугристой почковидной поверхностью. По трещинам иногда наблюдаются примазки желтоватого сернистого (?) материала. Размеры их обычно 10-20 см в поперечнике. Они легко раскалываются по трещинам, вследствие чего в драгах много и более мелких обломков. Характерна зональная текстура таких шаровидных обособлений с закаленной, часто окисленной коркой и пузыристой центральной частью. Специфические текстуры обломков свидетельствуют, по-видимому, об излиянии базальтов в подводных условиях. В базальтах обнаружены мелкие угловатые включения шпинелевых лерцолитов размером от 0,5 до 3 см. Контакты включений с вмещающими породами резкие, иногда с заливами базальтового материала внутрь включений. Вблизи таких заливов наблюдается перекристаллизация минералов включений.

Размеры обломков, сложенных андезито-базальтами и андезито-дацитами, обычно не превышают 5-15 см, однако в одной из драг была поднята и крупная (60x30x20 см) плита андезито-базальтов. В андезито-дацитах встречено несколько включений порфировидных габброидов гомеогенного облике.

Риодациты слагают обломки и глыбы размером до 50 см в поперечнике в драгах с привершинной части вулкана и до 15 см в драгах с его подножия. Кроме того, они являются основным ингредиентом мелкой фракции (~5 см) в драгах, где эти породы преобладают. Выделяются различные по текстуре типы риодацитов - от плотных (обсидиановых) до сильнопористых пемзовидных (перлитовых) разновидностей и собственно пемз. В целом преобладают пемзовидные разности, а в драге с подножия вулканической постройки встречены только длинноволокнистые пемзы.

Кроме обломков и угловатых глыб, в драгах подняты единичные полуокатанные валуны и небольшое количество окатанной гальки. Размеры валунов до 20 см в поперечнике, гальки - 2-7 см. В составе валунов окисленные андезито-базальты и пропилитизированные диориты; галька сложена кремнистыми, терригенными породами, а также пропилитизированными эффузивами среднего состава. В небольшом количестве встречается также галька свежих биотит-амфиболовых риодацитовых пемз.

4. Петрография и минералогия. Базальты содержат до 10-12% вкрапленников, представленных оливином, клинопироксеном, реже плагиоклазом. Те же минералы

слагают субфенокристы и микролиты, однако если среди вкрапленников преобладают темноцветные минералы, то среди микролитов - плагиоклаз. Мезостазис, цементирующий микролиты - черное окисленное, реже свежее желтоватое стекло. Отмечаются скелетные вкрапленники клинопироксена, реже оливина, а также обломки зерен перекристаллизованного (ксеногенного?) клино- и ортопироксена. Иногда встречаются округлые ксенокристы кварца, окруженные каймами мелких зерен клинопироксена.

Состав оливина изменяется от Fa_{11-14}.В ядрах вкрапленников до Fa_{17-20} в краевых зонах и микролитах (см. табл.4 приложения). Вкрапленники оливина содержат идиоморфные включения Cr-Al шпинели с железистостью 40-60%. Ядра вкрапленников клинопироксена отвечают хромистым диопсидам и фассаитам (Wo_{46-49},Fs_{8-12},Cr_2O_3= 0,3—0,6%), краевые зоны вкрапленников и микролиты - авгитам и салитам (Wo_{40-47}; Fs_{11-17}). Вкрапленники плагиоклаза нередко имеют обратную зональность с "ситовидным" переполненным включением стекла андезин-лабрадоровым ядром и битовнитовыми (An_{72-82}) внешними зонами. Преимущественно битовнитовый состав (An_{70-78}) имеют микролиты плагиоклаза.

Рудная фаза в микролитах представлена Cr-A1-шпинелью, несколько более железистой (f = 45-65%), чем шпинель из включений в оливине.

Андезито-базальты имеют серийно-порфировую структуру с пилотакситовой основной массой. Вкрапленники и субфенокристаллы представлены плагиоклазом (преобладает), клино- и ортопироксеном, титаномагнетитом, а также единичными зернами оливина. Все минералы-вкрапленники обнаруживают отчетливую зональность и нередко срастаются один с другим. Вкрапленники оливина включают мелкие зерна шпинели и окружены каймами ортопироксена. В пироксенах обычны вростки титаномагнетита.

Плагиоклаз вкрапленников изменяется по составу от An_{50} до An_{72} (причем нередко наблюдается обратная зональность, а микролитов - от An_{36} до An_{72} (см. табл.4 приложения). Среди микролитов обнаружены редкие выделения тройного полевого шпата ($An_{10}0r_{22}Ab_{68}$). ДЛЯ всех темноцветных минералов характерно увеличение железистости от ядер к краевым зонам кристаллов и микролитам. При этом оливин отвечает по составу хризолиту (f = 17-30%), ортопироксен - гиперстену (f = 23-24%), клинопироксен - авгиту (f = 19-32%). В гиперстенах содержание Wo-минала слабо возрастает от ядер вкрапленников к микролитам (от 1-4 до 2,5-5%), а в авгитах убывает (от 42-47 до 38-43%). Титаномагнетиты содержат 9-11% TiO_2 и имеют железистость 90-93%. Шпинель по сравнению с таковой из базальтов более железистая и менее хромистая.

Андезито-дациты содержат до 20-25% вкрапленников, погруженных в стекловатую основную массу. Вкрапленники представлены плагиоклазом, бурым амфиболом, орто- и клинопироксеном, титаномагнетитом, а также редкими зернами оливина, ильменита, кварца. В целом среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, а в составе темноцветных минералов - амфибол. Наблюдается обрастание мелкими зернами амфибола вкрапленников оливина, пироксена и биотита. С другой стороны, отмечены включения амфибола во вкрапленниках биотита.

Состав вкрапленников плагиоклаза лежит в пределах An_{40-57}, микролитов - An_{40-48} (см. табл. 4 приложения). Нередко во вкрапленниках обнаруживается обратная зональность (в ядрах - андезин, во внешних зонах - лабрадор). Вкрапленники амфибола относятся к кальциевым разновидностям и имеют умеренную щелочность, титанистость (0,9-1,4% TiO_2) и глиноземистость (5-8% $A1_2O_3$). По

соотношению Al^{IV} и железистости (f = 27-30%) они отвечают актинолитовым роговым обманкам (I0I). Зерна амфиболе, обрастающие вкрапленники слюда, более железистые (f =33-34%), глиноземистые (9-10% $A1_20_3$), титанистые (2,0-2,7% TiO_2) и соответствуют магнезиально-железистым обыкновенным роговым обманкам. Биотит умеренно-железистый (f= 34-36%) с умеренным содержанием TiO_2 (4-4,5%) и $A1_20_3$ (13,6-14,2%). Ортопироксен отвечает гиперстену,причем вкрапленники в целом чуть более железисты, чем микролиты (f в среднем 31 и 28% соответственно). Клинопироксен-авгит (Wo_{44}, Fs_{14}). Оливин имеет относительно низкую, на уровне, характерном для базальтов, железистость (Fa_{13-16}), что заставляет предполагать его ксеногенное происхождение. Титаномагнетит по сравнению с таковым андезито-базальтов более железистый и содержит меньше TiO_2, Al_2O_3.

Риодациты содержат до 10% вкрапленников, представленных плагиоклазом (преобладает), зеленым амфиболом, бурым биотитом, титаномагнетитом и ильменитом. Основная масса пород сложена светлым чистым стеклом с редкими микролитами тех же минералов. Вкрапленники плагиоклаза имеют состав An_{33-51} и часто обнаруживают обратную зональность (см. табл.4 приложения). Амфиболы относятся к кальциевому ряду и по соотношению Al^{IV} И f (37) попадают на границу между магнезиально-железистыми обыкновенными и актинолитовыми роговыми обманками. Железистость (*t* = 27-32%), щелочность и титанистость амфиболов риодацитов близка к таковой вкрапленников амфиболов в андезито-дацитах. Сходная картина наблюдается в отношении железистости и глиноземистости биотитов. Однако содержание TiO_2 в биотитах и титаномагнетитах из риодацитов несколько ниже, чем в минералах из андезито-дацитов.

В целом состав минералов в левах вулкана закономерно изменяется от основных пород к кислым: в плагиоклазах уменьшается кальциевость, а в титаномагнетитах - содержание TiO_2 и Al_2O_3, в клинопироксенах и ортопироксенах - содержание $A1_2$з и т.д. Вместе с тем наличие таких особенностей минерального состава, как проявление обратной зональности плагиоклазов во всех типах пород, род, присутствие в базальтах зерен кварца, а в андезито-дацитах магнезиального оливина, широкий спектр вкрапленников темноцветных минералов в андезито-дацитах (от оливина до биотита) и в среднем большая железистость в этих породах вкрапленников ортопироксена по сравнению с микролитами, может указать на проявление процессов смешения магматических расплавов. Возможно, об этом же свидетельствует некоторое повышение температур кристаллизации микролитов (1050°С) по сравнению с вкрапленниками (Ю36°С) в андезито-базальтах, что следует из данных двупироксенового геотермометра Вуда и Банно (252). Согласно этому же геотермометру, температура кристаллизации микролитов пироксенов в андезито-дацитах 1022°С. Температура кристаллизации рудных фаз по титвномагнетит-ильменитовому геотермометру (235) в андезито-дацитах 910°С, в риодацитах - 850-855°С, фугитивность кислорода соответственно $10^{-9,\ 3}$ и $10^{-10,2}$ - $10^{-10,4}$.

5. Петрохимия и геохимия. Особенности химического состава пород вулкана (16 проб) позволяют отнести их к умеренно-калиевой серии, хотя анализы некоторых образцов попадают в поле высококалиевых пород (см. табл.1 приложения). Подавляющее большинство анализированных образцов принадлежат породам нормального ряда, однако три образца базальтов попадают в класс субщелочных пород. Величина отношения Na_20/K_2o изменяется от 1,8-2,5 в базальтах до 1,1-1,3 в

кислых разностях. По соотношению $FeO_{общ}$ /MgO с sio_2 подавляющее большинство анализов лежит в поле "известково-щелочных" пород.

Базальты и в меньшей степени андезито-базальты отличаются повышенной магнезиальностью (в базальтах f = 46-51%) и повышенным содержанием Ni и Cr. По этим признакам основные лавы вулкане резко отличаются от обычных островодужных лав и близки к магнезиальным базальтам и андезито-базальтам Камчатки (42,121). Однако в отличие от последних содержание $A1_2o_з$ в базальтах вулкана высокое - в среднем более *17%* и лишь в одном образце из девяти опускается ниже *16%* (см. табл.1 приложения). Соответственно все базальты, за исключением этого образца, должны рассматриваться как высокоглиноземистые. В эту же группу попадают породы среднего состава, тогда как кислые попадают в группу весьма высокоглиноземистых пород. Величина отношения Ni/Co в базальтах лежит в пределах 3,5-5, однако и в кислых породах она достаточно высокая (2-3). Добавим, что базальты вулкана отличаются низким содержанием $Ti0_2$ *(<I%)* и повышенным Sr и Rb.

С ростом кремнекислотности пород в них возрастают концентрации Rb, Li, Be, U, Th, Pb и убывают концентрации Sr, v, Cr, Co, Ni, Си. При этом вариации величин отношений K/Rb и Th/U в породах разной основности сходны (300-450 и 2,2-2,7 соответственно), тогда как значения отношения Rb/Sr последовательно возрастают (0,025-0,06 в основных лавах, 0,05-0,1 - в средних и 0,18-0,52 - в кислых).

В образце базальта и риодацита определены содержания редкоземельных элементов (см. табл.2 приложения). Степень обогащения легкими РЗЭ в кислых породах выше, чем в основных (La/Yb соответственно 13,6 и 6,4), однако нормированные по хондриту кривые распределения РЗЭ и в том и в другом образце характеризуются "известково-щелочным" трендом. Обращает внимание перегиб кривых на уровне Gd (левая часть кривых относительно крутая, правея - пологая) и наличие для риодацитов отчетливого Eu- минимума.

Из базальтов и риодацитов вулкана выполнено два определения изотопного состава: базальт (обр.B15-43/1) $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70293, риодацит (обр.BI5-88/1) Sr/ Sr = 0,70312. В том же образце риодацита определена величина изотопного состава Sr в мономинеральных пробах амфибола (0,70300) и биотита (0,70402). В другом образце риодацита из той же драги величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ в мономинеральных пробах плагиоклаза, основной массы и биотита составляет 0,70287, 0,70289, 0,70376 соответственно (35). Изохронный абсолютный возраст второго образца 2,1+0,7 млн лет. Значения Sr-изотопного отношения, полученные по валовому составу пород, а также мономинеральным пробам плагиоклаза, амфибола и основной массы, лежат в пределах минимальных величин, характерных для тыловой зоны Курильской островной дуги (33,35,62).

6. Заключение. Намагниченность в соответствии с современным полем и свежесть поднятых при драгировании лав и пемз свидетельствуют о молодости побочной вулканической постройки. Если массив Броутона имеет плейстоценовый возраст (56), то побочная постройка 6.10 может быть голоценовой. Излияние лав и пемз, судя по шаровым структурам базальтов и пемзам риодацитов, происходило в подводных условиях. Побочный конус, скорее всего, многоактный - основную его постройку слагают базальты с риодацитовым куполом в прикратерной части. Базальты как раз и дают интенсивную положительную магнитную аномалию. Небольшая примесь галечного материала и валунов может быть связана с ледовым

разносом, хотя галька свежих биотит-амфиболовых пемз, сходных по составу и облику с обломками риодацитов прикратерной части, имеет, по-видимому, местное происхождение. Небольшое количество чужеродного материала - также косвенное доказательство молодости постройки.

9-п6.II, вулканический массив и кальдера Горшкова

1. Местоположение. Острова Чирпой и Брат Чирпоев располагаются примерно в центре подводного вулканического массива Горшкова и находятся внутри одноименной кальдеры (см. рис.23,25, табл.3). Расстояние до вулканического фронта составляет около 33 км.

2. Морфология и строение. Крупный подводный вулканический массив размером по подножию 30x35 км имеет щитообразную форму и поднимается с глубины более 2000 м. Судя по характеру волновой картины на сейсмограммах НСП, он сложен существенно лавовыми образованиями. Привершинная часть щитообразной постройки осложнена кальдерой размером 7,5x11,5 км, вытянутой в северо-восточном направлении (см. рис.23). Бровка кальдеры почти на всем ее протяжении, за исключением мыса Лапка на о-ве Чирпой, располагается ниже уровня моря, на глубине до 50 км в восточной и юго-восточной части и на глубине до 200-250 м в северо-западной части. Внутренние стенки кальдеры крутые, обрывистые. Глубина моря внутри кальдеры достигает 400 м. На северную и юго-западную части кальдеры, частично перекрывая ее борта, насажены вулканические постройки Чирпой, Черного, Сноу и Брат Чирпоев посткальдерного этапа развития (см. рис.23). Остальная часть кальдеры заполнена преимущественно пироклэстическими образованиями извержений этих вулканов мощностью более 400 м. Амплитуда опускания по кольцевому разлому превышает 800 м.

Общий объем вулканического массива с учетом разрушений и опущенной привершинной части постройки около 600 км^3. Это материал докальдерного этапа развития. Изверженный в период образования кальдеры материал, объем которого составил не менее 65 км , перекрыл мощным чехлом (до 400 м) южные и юго-восточные склоны массива. Разрез этих отложений на профилограммах НСП характеризуется протяженными гладкими границами с наклоном слоев от 2 до 9°. Эти слои срезаются поверхностью подводной террасы, прилегающей к кальдере с юга и востока. Посткальдерному этапу развития соответствуют вулканические постройки островов Чирпой и Брат Чирпоев и внутрикальдерные пирокластические образования. Объем их около 25 км^3.

Магнитное поле вулканического массива Горшкова имеет сложный мозаичный характер. Отмечены интенсивные знакопеременные аномалии с размахом до 1300-1400 нТ, свидетельствующие о сложном строении массива. Широко проявлены также локальные отрицательные и положительные аномалии амплитудой свыше 500 нТ.

3. Геологическое строение. В строении вулканического массива и кальдеры Горшкова выделяются три комплекса пород: докальдерный, кальдерный и посткальдерный. Разрез докальдерного комплекса пород, обнажающегося на мысе Лапка, имеет мощность до 150 м и состоит из чередующихся потоков андезито-базальтового, реже андезитового состава, разделенных зонами спекшихся шлаков.

Пачка лав перекрывается 3-метровым слоем черных игнимбритоподобных стекол с комковатой текстурой и многочисленными обломками и линзовидными прослоями шлаковидных и плотных флюидальных лав. Стекла и большая часть обломков в них, равно как и прослои флюидальных лав в стеклах, соответствуют по составу пиро-

ксен-плагиоклазовым дацитам и риодацитам. Вместе с тем в стеклах отмечаются и мелкие обломки базальтового материала.

Над стеклами залегает горизонт розово-белых, желто-белых волокнистых дацитовых пемз. Пемзы содержат многочисленные мелкозернистые включения гомеогенного типа. Кроме того, в пемзах отмечены обломки бурых флюидальных дацитов и риодацитов, реже глыбы оливинсодержащих андезито-базальтов, сходных по облику с породами лавовой толщи.

Если лавовая пачка представляет собой фрагмент докальдерной постройки, то пачка игнимбритоподобных стекол и пемз образовалась, скорей всего, в ходе извержений, связанных с формированием кальдеры. По-видимому, к комплексу отложений, образовавшихся в ходе кальдерообразующих извержений, относится в существенной мере и каменный материал, драгированный на южном, юго-восточном и восточном внешних склонах кальдеры (станции BI5-40, 41; B17-6,7). В составе обломочного материала в этих драгах преобладают черные стекловатые, шлаковидные андезиты м комковатой текстурой, содержащие мелкие обломочки (до 1,0-1,5 см) базальтов и андезито-базальтов. Отмечены также мелкообломочные спекшиеся туфы андезитового состава и игнимбритоподобные андезито-дацитов (BI5-4I). В одной из драг, кроме того (станция BI7-6), поднято много дацитовой пемзы, сходной по особенностям состава с пемзами, обнажающимися на мысе Лапка.

По данным И.В.Мелекесцева (100), большое количество пемзового материале имеется в составе морских террас северо-восточной части о-ва Уруп, сформированных во время верхнеплейстоценового межстадиала. Как полагает исследователь, ближайшим источником этого материале мог быть только район о-вов Черные Братья, поскольку для о-ва Уруп кислые вулканические продукты в это время нехарактерны. Если это предположение справедливо, то возраст образования кальдеры, по мнению И.В.Мелекесцева, может отвечать началу второй половины верхнего плейстоцена.

Формирование внутрикальдерных вулканических сооружений, слагающих о-ва Черные Братья, началось, по мнению И.В.Мелекесцева, в раннем голоцене или, возможно, в позднем плейстоцене. К наиболее ранним вулканическим аппаратам на о-ве Брат Чирпоев относится довольно сильно разрушенный стратовулкан, занимающий его юго-восточную часть, а на острове Чирпой - вулкан Чирпой и конус, расположенный к юго-западу от него. По данным Г.С.Горшкова (56), оба эти вулкана с северо-запада обрезаны сбросом, а склоны их довольно сильно эродированы. Остальные вулканические постройки сформировались в конце голоцена. Извержения вулканов Черного и Сноу на о-ве Чирпой неоднократно наблюдались в XYIII-XXвеках. Наиболее молодым из них является конус Сноу, который, как полагает Г.С.Горшков (56), образовался в 1770 г.

4. Петрография и минералогия. Вулканические породы вулканического массива и кальдеры Горшкова в отношении главных петрографических особенностей являются типичными представителями лав внешней зоны Курильской дуги и характеризуются высокой лейкократовостью, двупироксеновыми ассоциациями вкрапленников и отсутствием амфибола и биотита даже в самых кислых разностях. Породы докальдерной постройки и поздних внутрикальдерных вулканов характеризуются высоким содержанием вкрапленников - до 20-30%, тогда как вулканиты, связанные с кальдерообразующими извержениями (как дациты, так и андезиты), редкопорфировые или субафировые (не более 5-10% вкрапленников).

Базальты и почти все изученные образцы андезито-базальтов содержат вкрапленники и субфенокристы оливина, тогда как в андезитах и дацитах этот минерал отсутствует. Нередко наблюдаются реакционные взаимоотношения оливина с расплавом и обрастание фенокристаллов его мелкими выделениями ортопироксена. Реакционные соотношения характерны также для орто-и клинопироксенов: во всех типах пород от базальтов до дацитов вкрапленники и субфенокристы ортопироксена окружены каймами клинопироксена. Среди плагиоклазов базальтов и отчасти андезито-базальтов наряду с обычными вкрапленниками присутствуют крупные (до 3 мм) кристаллы незонального анортита. Особенно обильны они в высокоглиноземистых разностях, содержащих до 20-21% Al_2O_3. Во всех разновидностях пород (кроме самых магнезиальных базальтов) встречаются мелкие вкрапленники и субфенокристы титаномагнетита. Для многих андезито-базальтов и андезитов характерно наличие магнетит-пироксен-плагиоклазовых сростков размером до 5 мм.

Структуры пород разнообразны. Базальты и андезито-базальты, драгированные у западного побережья о-ва Брат Чирпоев, отличаются редкопорфировыми структурами с тонкокристаллической апогиалиновой или гиалопилитовой основной массой. Андезито-базальты наземных вулканов этого острова, а также о-ва Чирпой имеют серийно-порфировые структуры с пилотакситовыми структурами основной массы; Андезиты молодых потоков вулканов Черного и Сноу характеризуются гиалиновыми, апогиалиновыми, реже гиалопилитовыми основными массами и резкопорфировыми структурами.

Игнимбритоподобные андезиты и дациты, связанные с кальдерообразующими извержениями, отличаются гиалиновыми флюидельными структурами с полосовидным, линзовидным распределением разных по степени окисленности, прозрачности, пористости, раскристаллизации показателям преломления и цвету участков стекол. В шлифах ряда образцов наблюдаются уплощенные, иногда гофрированные обрывки прозрачных буроватых стекол, имеющие резкие угловатые ограничения и размеры (I,0-I,5)x(0,I5xO,20) мм. Все дацитовые и андезитовые стекла содержат также мелкие включения раскристаллизованных базальтов и андезито-базальтов. Вкрапленники плагиоклаза в таких породах в большинстве случаев имеют обломочный облик.

Данные о химическом составе минералов из вулканических пород кальдеры Горшкова получены для базальтов и андезито-базальтов подводного склона вулкана Брат Чирпоев и андезитов вулкана Черного (см. табл.4 приложения). Состав вкрапленников плагиоклаза в базальтах и андезито-базальтах отвечает анортитам и битовнитам, а состав микролитов - лабрадорам и даже андезинам. Вкрапленники плагиоклаза андезитов отвечают лабрадорам, а микролиты - лабрадорам и андезинам. Вкрапленники клинопироксена из всех типов пород попадают в поле авгитов. В ряду базальт-андезит наблюдается лишь незначительное увеличение железистости и уменьшение кальциевости клинопироксена. При этом, однако, в клинопироксенвх более чем вдвое уменьшается содержание Al_2O_3 и возрастает МпО. Вкрапленники ортопироксена из разных типов пород близки по содержанию Wo- минала, а железистость их максимальна для андезитов и минимальна для андезито-базальтов. Микролиты пироксенов в базальтах соответствуют пижонитам и субкальциевым авгитам, а в андезитах - орто- и клинопироксенам. Железистость титаномагнетитов растет с ростом кремнекислотности (и железистости) пород от базальтов к андезитам, равно как и содержание TiO_2 в них, тогда как содержание Al_2O_3 убывает.

Интерстициальные стекла в базальтах отвечают (K-Na)- дацитам, в андезито-базальтах - (K-Na)- дацитам и риолитам, а в андезитах - K-риолитам с отношением K_2o/Na_20 в среднем около 3. Судя по дефициту сумм анализов, стекла из андезито-базальтов и андезитов содержат 2-3% H_20.

Температуры кристаллизации вкрапленников по двупироксенового геотермометру Вуда и Банно (252) последовательно, хотя и не очень сильно, уменьшаются от базальтов (1082°С) через андезито-базальты (1064°С) к андезитам (1029°С). Температура кристаллизации микролитов в андезитах (1010 С) ниже, чем во вкрапленниках.

5. Петрохимия и геохимия. Сведения о химическом составе вулканических пород кальдеры Горшкова до сих пор были ограничены семью анализами, опубликованными в монографии Г.С.Горшкова (56) и сводке по петрохимии вулканитов Камчатки и Курил (114), причем шесть из них относятся к лавам посткальдерных вулканов.

Нами получено 40 новых химических анализов вулканических пород кальдеры Горшкова, причем 13 из них выполнены из драгированных образцов (см. табл.1 приложения). В составе пород докальдерного комплекса преобладают андезито-базальты (при подчиненной доле андезитов). Состав пород, связанных с кальдерообразующими извержениями, изменяется от основных андезитов до риодацитов при преобладании дацитов, а состав посткальдерных вулканитов - от базальтов до дацитов.

Уровень содержания K_2O в подавляющем большинстве вулканических пород кальдеры Горшкова позволяет отнести их к умеренно-калиевому типу. По отношению $Na0_2/K_20$ породы кальдеры, за исключением некоторых андезито-базальтов, относятся к (K-Na)-ряду ($Na_20/K_20 > 4$). Заметно выпадает из серии пород кальдеры лишь три образца базальтов из драг на внешних склонах кальдеры. Остается неясным, относятся ли эти базальты к лавам кальдеры Горшкова или появление их в драгах связано с ледовым разносом.

По соотношению величины $FeO_{общ}<MgO$ с $Si0_2$ все вулканиты кальдерного комплекса лежат в поле "толеитов", тогда как четыре из пяти анализированных лав докальдерного комплекса - в поле "известковощелочных" пород. В это же поле попадают все андезиты посткальдерных вулканов, а также наиболее магнезиальные базальты их. Напротив, глиноземистые разности базальтов посткальдерного комплекса лежат в поле толеитов, а андезито-базальты - по обе стороны между толеитовым и известково-щелочным полями. Заметим, что такая же тенденция характерна для умеренно-калиевых лав многих вулканов Камчатки (4I).

Вулканиты кальдеры Горшкова, как и подавляющая массе курильских лав, в Целом относятся к высокоглиноземистому ряду. В некоторых базальтах и андезито-базальтах концентрация Al_2O_3 может достигать 21-21,5%, однако другие разновидности этих пород, напротив, обогащены MgO (до 10,5% в базальтах и 7,5% в андезито-базальтах). Первое, очевидно, может быть связано с аккумуляцией высококальциевого плагиоклаза, а второе - с аккумуляцией оливина и действительно подтверждается наблюдениями в шлифах: сильноглиноземистые базальты обогащены вкрапленниками незонального анортита, а магнезиальные базальты - - крупными вкрапленниками оливина.

Несмотря на отличия в степени обогащения железом, отмечающиеся для вулканических пород разных этапов развития кальдеры Горшкова на графиках парных корреляций содержаний редких элементов с sio_2 наблюдаются в общем единые Аренды. При этом с ростом кремнекислотнасти пород в них возрастают концентра-

ции Rb, Li, Ba, U, Th, P, B, W и величины отношений Ba/Sr и убывают концентрации Sr, v, Cr, Ni, Co, Си, Zn и величины отношений V/Cr, Концентрации Be и величины отношений K/Rb, Th/v и F/в изменяются весьма слабо, хотя и немного уменьшаются в сторону более кислых пород. Магнезиальные разности базальтов и андезито-базальтов отличаются от обычных глиноземистых резко повышенными концентрациями Cr (до 200-350 г/т) и Ni (до 100 г/т), однако систематических отклонений в содержании литофильных редких элементов не обнаруживают.

В образце из молодого потока вулкана Черного определен изотопный состав стронция и неодима (62). Полученные значения $^{87}Sr/\ ^{86}Sr$ = 0,70319+5 и $^{143}Nd/^{144}Nd$=0,513090+24 являются типично островодужными и невыходят за пределы значений, характерных для четвертичных лав фронтальной зоны Центральных Курильских островов. Образец же базальта, драгированного с внешнего склона кальдеры (BI5-40/I), который, как уже указывалось, отличается от лав кальдеры по целому ряду геохимических особенностей, по соотношению изотопного состава стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70287+5) и неодима ($^{143}Nd/^{144}Nd$ =0,513041+24) попадает в поле пород тыловой зоны Курильских островов (62), что еще раз подчеркивает его чуждое для кальдеры происхождение.

Уровень концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) в андезитах и андезито-базальтах практически идентичен и заметно повышен по сравнению с базальтами (см. табл.2 приложения). При этом между лавами докальдерной постройки и посткальдерных вулканов каких-либо ощутимых отличий в содержании РЗЭ или характере их распределения не наблюдается. Уровень концентраций РЗЭ и особенности их распределения в породах кальдеры Горшкова близки к таковым для известково-щелочных лав Восточной Камчатки (20,41,126).

Анализированный образец базальта, а также один из образцов андезито-базальта отличаются заметным Eu-минимумом (Eu/Eu^{*} = 0,7), а один образец андезита - Еи- максимумом (Eu/Eu^{*} = 1,3), что может указывать на участие в образовании этих пород процессов фракционирования плагиоклаза: удаление его - для базальта и андезито-базальта и накопления - для андезита (20).

6. Заключение. Вулканический массив и кальдера Горшкова прошли длительную и сложную историю своего развития. Докальдерная постройка, верхняя часть которой возвышалась над уровнем моря, сформировалась, по-видимому, в до позднеплейстоценовое время. Судя по характеру магнитного поля и фрагменту разреза на мысе Ляпка, она имеет существенно лавовое строение. Локальные интенсивные магнитные аномалии на склонах массива за пределами кальдеры, не выраженные в рельефе, возможно, свидетельствуют о наличии застывших близповерхностных магматических очагов в теле постройки.

Кальдерообразующие извержения произошли, по всей вероятности, во второй половине позднего плейстоцена. Большая часть игнимбритового и пемзового материала была выброшена на восточные и южные склоны массива, где, по данным НСП, наблюдается мощная до 400 м слоистая толща. Часть этой толщи сформировалась в результате переотложения пемзо-игнимбритового материала и абразии верхней части докальдерной постройки, в результате чего была выработана обширная терраса. Эта терраса в настоящее время находится на глубинах 120-140 м, что соответствует голоценовому повышению уровня моря.

Вулканическая деятельность внутри кальдеры возобновилась, по-видимому, сразу же после ее образования и продолжается до настоящего времени. Последнее извержение вулкана Сноу на о-ве Чирпой было в 1770 г. (56).

9-п6.12, хребет Архангельского

1. Местоположение. Подводный хребет, вытянутый в соответствии с простиранием дуги, расположен в средней части пролива Буссоль, между островами Симушир и Уруп, на расстоянии около 10 км от вулканического фронта (см. рис.9,23, табл.3).

2. Морфология и строение. Подводный хребет размером по основанию 39x22 км поднимается с глубины около 3000 м и имеет плоскую вершину размером 4x21 км на глубине 550-600 м. Склоны массива крутые, неровные. Судя по характеру волновой картины на сейсмограммах НСП, он сложен в основном плотными, по-видимому, вулканическими породами практически без осадков. Лишь вблизи подножия егс склоны перекрываются маломощным (до 250-300 м) чехлом осадков (см. рис.25).

Основание хребта расположено в области отрицательных значений магнитного поля. К привершинной части хребта приурочено два максимума магнитного поля (более 1000 и 500 нТ) и один (более 550 нТ) - к юго-западному склону хребта (см. рис.24). Хребет Архангельского, вероятно, представляет собой вулканический массив, состоящий из нескольких сросшихся и срезанных абразией вулканов, в результате чего образовалась единая плоская вершина. Двум таким вулканам - 6.12а и 6.126 (см. рис.24) могут соответствовать привершинные магнитные аномалии. Вулканические породы, поднятые при драгировании, имеют остаточную намагниченность в пределах 18,7-27,2 А/м, фактор Q = 24,7-388,7 и способны создать наблюдаемые аномалии. Относительная высота массива - 2200-2400 м, площадь основания - около 670 км^2, объем - порядка 840 км^3.

3. Материал драгирования. В пределах предполагаемого вулканического центра 6.12а выполнено три станции драгирования: ВI5-9I - в районе центра магнитной аномалии, в интервале глубин 590-640 м, и две (ВI7-3 и 4) - к северо-востоку от первой, на склоне и уплощенном гребне хребта, в интервале глубин 850-900 и 545-560 м соответственно. Вблизи предполагаемого центра из 150 кг поднятого при драгировании материала около 30 кг - рыхлые бурые туфогравелиты, две крупные глыбы свежих базальтов и андезито-базальтов весом около 30 и 60 кг соответственно, остальное - мелкие и средние угловатые обломки, галька и валуны преимущественно вулканических пород (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, риолиты), как свежих, так и в разной степени измененных, реже интрузивных (плагиогаббро) и субвулканических (гранит- и гранодиорит-порфиры). С гребня хребта (драга ВI7-4, ~140 кг) поднят разнообразный по величине обломков и составу материал. Здесь преобладает галечный материал (60-70%), полуокатанные обломки и глыбы составляют 25-30%, валуны - 10%. Основу крупной фракции составляют лавы и туфы андезито-дацитового состава, однако отмечены и интрузивные породы (гранодиориты, диоритовые порфириты). Состав мелкой Фракции более разнообразный, но в целом преобладают вулканиты. Все магматические породы имеют палеотипный облик и сильно пропилитизированы.

В драге со склона горы (ВI7-3) поднято всего пять небольших полуокатанных обломков, наиболее крупный из которых (~1,5 кг) сложен амфибол-плагиоклазозым андезитом, три (примерно по 0,1 кг каждый) - довольно свежим оливин-пироксен-плагиоклазовым базальтом и пироксен-плагиоклазовым андезито-базальтом с краснокаменными изменениями и один мелкий - пропилитизированным туфом.

В пределах предполагаемого вулканического центра 6.126 с уплощенной вершины, в интервале глубин 520-540 м, поднято около 150 кг каменного материала, в составе которого одна глыба (около 20 кг) и большая часть средних и мелких

угловатых обломков (12-15 кг) представлены довольно свежими базальтами и андезито-базальтами, мелкие плитчатые обломки (5-7 кг) - зеленовато- и буровато-серыми субафировыми андезитами, остальная часть мелких и средних угловатых обломков (7-10 кг) - субвулканическими и интрузивными амфиболовыми диоритами, гранодиоритами и гранит-порфирами. Большая же часть материала (90-100кг) представлена мелкой и средней галькой разнообразного состава преимущественно измененных вулканических пород.

В составе угловатых обломков встречаются светлые зеленовато-серые пропилитизированные вулканиты с вторичной гидротермальной минерализацией и окварцеванием по трещинам. Необходимо также отметить, что почти во всех обломках свежих вулканитов и в одном обломке пропилитизированных вулканитов по трещинам наблюдаются налеты серы.

4. Петрография и минералогия. Свежие плотные базальты из вулканического центра 6.12а (обр.В15-91/1) содержат 15-20% вкрапленников, в составе которых преобладает плагиоклаз (10-15%), а среди темноцветных минералов - клинопироксен, хотя встречаются также оливин, ортопироксен и титаномагнетит. Основная масса имеет интерсертальную структуру с небольшим количеством стекла в мезостазисе. Состав вкрапленников плагиоклаза (см. табл.4 приложения) отвечает битовниту (An_{73-80}), клинопироксена - авгиту (f = 18-31%), оливина - магнезиальному гиалосидериту (f =30-37%). В основной массе микролиты плагиоклаза представлены Лабрадором (An_{50-64}), а зерна пироксена по составу колеблются от умеренно-кальциевого авгита (Wo_{37-38}, f=25-26%), через малокальциевый и субкальциевый авгит (Wo_{18-30}, f= 36-50%) до пижонита (Wo_{9-13}, f = 38-44%). Железистость титаномагнетита микролитов и содержание TiO_2 в них заметно выше, чем в титаномагнетитах, включенных во вкрапленники пироксена (f = 97-98 и 80-92%, TiO_2 I3-I4 и 5,5-9,5% соответственно).

Свежие черные андезито-базальты из того же вулканического центра (обр.ВI5-91/2) содержат 10-15% вкрапленников, среди которых преобладают плагиоклаз (8-10%) и клинопироксен (~5%) при резко подчиненном количестве оливина (<1%), ортопироксена и титаномагнетита.

Базальты и андезито-базальты из вулканического центра 6.126 содержат около 10% вкрапленников плагиоклаза и только около 1% темноцветных минералов, представленных мелкими зернами ортопироксена, оливина и титаномагнетита. Структура основной массы гиалопилитовая со свежим бурым стеклом и только по трещинам отмечаются налеты серы.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава из вулканического центра 6.12а изучено четыре образца (см. табл.1 приложения): неизмененные базальт и андезито-базальт, несколько измененный андезито-дацит (все из драги ВI5-9I) и пропилитизированный туф (ВI7-4). По суммарному содержанию щелочей все эффузивы относятся к породам нормального ряда и характеризуются высокой глиноземистостью и низкой титанистостью. Однако они заметно различаются по уровню содержания K_2O и литофильных редких элементов. Базальты отвечают породам низкокалиевой серии и имеют низкие концентрации Na, K, Rb, Ba, Sr, Be, P, U, Th, а также Ni и Cr при высоком (1030) отношении K/Rb. Андезито-базальты и андезиты относятся к породам умеренно-калиевой серии (последние близки к высококалиевым породам) и имеют в основном умеренные содержания литофильных редких элементов. По соотношению величины FeO*/MgO с SiO_2 андезито-базальты и андезито-дациты попадают в поле "известково-щелочных", а базальты - "толеитовых" пород. В целом по особенностям вещественного состава

изученные базальты типичны для лав фронтальной зоны Курильской дуги, а андезито-дациты и андезито-базальты аномальны.

Пропилитизированный дацитовый туф отличается высоким уровнем содержания щелочей, характерным для пород шошонит-латитовой серии. Они отличаются высоким содержанием к, Rb, Li, Pb, Sn_f, Be, U, Th при низких значениях отношений K_2O/Na_2O (0,6) и K/Rb (270). Свежие породы такого состава нигде в пределах Курильской дуги не установлены.

Проанализированные базальт и вндезито-базальт из вулканического центра 6.126 (см. табл.1 приложения) принадлежат к породам низкокалиевой серии и имеют высокие отношения $Na_2o/к_2o$ (6,5-7,6), отмечаются низкой титанистостью, выс окими глиноземистостью и железистостью (f -73-74/0 и на диаграмме $FeO*/MgO-sio_2$ попадают в поле "талантов". Для них характерны низкие концентрации Li, Rb, Ba, Sr, Be, Ni, Cr при довольно высоких (600-830) значениях отношений K/Rb. По особенностям состава исследованные образцы соответствуют лавам фронтальных зон островных дуг.

Необходимо отметить, что по подводному хребту Архангельского имеются лишь данные петрохимического состава 12 проб вулканитов андезито-базальтового ряда (105) по результатам драгирования в рейсах НИС "Пегас" и "Витязь-2". Анализированные вулканиты весьма неоднородны по минеральному составу и петрохимическим параметрам. Во всех типах (по кремнекислотности) пород отмечаются безамфиболовые и амфиболовые разновидности. По щелочности они варьируют от низкокалиевых пород нормального ряда до умеренно-калиевых пород субщелочного ряда. Вряд ли столь разнородные породы являются членами единой эволюционной серии. К сожалению, в статье не дается детальное петрографическое описание пород и не указывается степень их вторичных преобразований. Правда, косвенным критерием последнего может служить содержание воды и степень окисленности железа. Так, в почти половине проб содержание воды превышает *2%*, достигая 4-5%, а степень окисленности лежит в пределах 60-90%. Таким образом, честь проб заметно изменена, хотя присутствуют и свежие разновидности вулканитов. Результаты драгирования НИС "Пегас", "Витязь-2", "Вулканолог" в целом совпадают.

6. Заключение. В пределах хребта Архангельского по морфоструктурным, магнитным и петрогеохимическим данным можно выделить два вулканических центра, возможно, четвертичного возраста. На роль продуктов извержений центра 6.12а претендуют свежие низкокалиевые базальты (BI5-9I/I), а центра 6.12б - аналогичные базальты и андезито-базальты. Бурые туфогравелиты первого из них, по-видимому, являются внутрикратерными продуктами разрушения прижерловых фаций. Наличие налетов самородной серы в трещинах пород второго центра может свидетельствовать о современном проявлении поствулканической активности.

Вместе с тем большое количество измененных вулканических и субвулканических пород может быть отражением того, что основная часть хребта Архангельского сложена вулканитами более древнего возраста, которые являются фундаментом для современных построек. Субвулканические и в меньшей степени интрузивные породы могут быть продуктами разрушения некков, даек и других магматических тел древних вулканических построек хребта Архангельского. Вторичные изменеиия этих пород приводят к увеличению содержания щелочей и других литофильных элементов и смещению геохимических характеристик в сторону известковочщелочных и щелочных пород (89,173).

Несомненно, что значительная часть материала измененных и (в меньшей степени) свежих пород (например, андезито-базальтов центра 6.12а) может быть результатом ледового разноса, характерного для Курильской островной дуги.

9-п6.I3

1. Местоположение. Предполагаемый вулканический центр расположен на гребне подводного хребта, отходящего на юг от юго-западной оконечности о-ва Симушир, в 20 км от берега (см. рис.9,23, табл.3). Он занимает крайнее положение, соответствующее вулканическому фронту, располагаясь на его резком изгибе (см. раздел 1.3).

2. Морфология и строение. На южной оконечности подводного хребта, отходящего от о-ва Симушир, на глубине около 500 м, имеется плоская площадка, маркирующая, по-видимому, центр вулканического массива (см. рис.23). Западные, южные и восточные склоны массива крутые (20-25°), неровные. Судя по характеру волновой картины на сейсмограммах НСП, они сложены плотными вулканическими породами. Маломощный (до 250-300 м) чехол осадков появляется лишь у самого основания массива. Подводный хребет, соединяющий этот массив с о-вом Симушир, сложен, видимо, продуктами разрушения привершинной части массива и вулканов юга о-ва Симушир.

В извещениях мореплавателям сообщалось о наблюдавшемся в этом районе извержении в 1980 г. К центру массива и соответственно к месту предполагаемого извержения приурочена интенсивная положительная аномалия магнитного поля интенсивностью 1800 нТ. Такая аномалия может быть вызвана свежими вулканическими породами. Поднятые при драгировании базальты и андезито-базальты, имеющие остаточную намагниченность 8,5-12,4 А/м и фактор Q = 1,9-6,2, способны создать аномалию такой интенсивности. Вместе с тем если извержение и было, то оно было небольшим и не создало вулканических форм, которые можно было бы обнаружить по данным НСП с межгалсовым расстоянием около 2 км, т.е. вулканических форм с диаметром основания более I км.

Массив, сложенный свежими магнитными породами, имеет относительную высоту около 2000 м при основании порядка 25х20 км (хребет между массивом и о-вом Симушир маскирует размеры по длинной оси), объем его не менее 100 км^3.

3. Материал драгирования. В пределах привершинной части вулканического массива выполнено три станции драгирования (табл.3), материал которых довольно разнороден. На ближайшей к о-ву Симушир станции (ВI7-45, см. рис.23), в интервале глубин 680-860 м, поднято около 50 кг, в том числе средние и мелкие угловатые обломки андезито-базальтов, два валуна, один из которых представлен пироксеновым базальтом (ВI7-45/2), другой - среднезернистым габбро-диоритом, а также мелкая галька и щебень разнообразных вулканогенных пород и один обломок алевролита.

Драгой ВI7-46 в интервале глубин 900-950 м поднято около 150 кг, из которых примерно 90 кг - обломки вулканических пород, остальное - железомарганцевые корки, конкреции, пропитанные железомарганцевыми окислами песчано-глинистый материал. Железомарганцевые образования описаны в отдельной работе (46). Большинство глыб и угловатых обломков из этой драги сложены слегка измененными двупироксен-плагиоклазовыми андезито-базальтами, одна глыба - биотитсодержащим пироксен-плагиоклазовым андезитом с округлым включением амфиболового габбро, галька - измененными пироксен-плагиоклазовыми базальтами и субафировыми андезито-базальтами.

В драге В17-44, наиболее удаленной от о-ва Симушир, основу объема (10-15 кг веса) составляли пропитанные железомарганцевыми окислами органогенные остатки и железомарганцевые корки (46). Каменный материал представлен тремя глыбами, наиболее крупная из которых (~40 кг) сложена слегка измененным оливин-пироксен-плагиоклазовым базальтом (ВI7-44/I), две другие - весом 5 и 1,5 кг - соответственно измененным базальтом (ВI7-44/3) и пироксеновым андезитом (ВI7-44/2) с коркой выветривания, а также - мелкими обломками и галькой разнообразных пород, среди которых преобладают палеотипные субафировые андезито-базальты и андезиты, встречаются диориты, биотитовые гнейсы.

4. Петрография и минералогия. Наиболее свежими породами являются базальты крупной глыбы (ВI7-44/I), содержащие 15-20% вкрапленников: плагиоклаз (~10%), клинопироксен (3-5%) с небольшим (*~1%*) количеством оливина, ортопироксен и титаномагнетит. Отмечаются оливин-пироксеновые сростки. Основная масса базальтов сильно раскристаллизована со структурой, промежуточной между интерсертальной и гиалопилитовой, с темно-бурым стеклом в мезостазисе. Вкрапленники оливина повсеместно с краев ожелезнены, а иногда полностью разложены. Многочисленные мелкие поры в породе часто заполнены выделениями зеленовато-голубова-
|того минерала (глауконита?). В основной массе нередко отмечаются выделения вторичных минералов, в том числе хлорита.

Базальты из полуокатанной глыбы той же драги (ВI7-44/3) сходны по структуре и минеральному составу с описанными, но еще более изменены.

Базальты валуна (ВI7-45/2) содержат обильные вкрапленники плагиоклаза, орто- и клинопироксена, а также титаномагнетита. Основная масса в них хорошо раскристаллизована и имеет призматически-зернистую структуру с небольшим количеством бурого стекла в мезостазисе. Порода даже под корочкой выветривания заметно хлоритизирована и ожелезнена, причем вторичные минералы проявляются как по трещинам во вкрапленниках, так и в основной массе, а поры выполнены глауконитом.

Андезито-базальты из угловатых обломков драги ВI7-46 содержат от 20 до 30% вкрапленников, сложенных в основном плагиоклазом, клино- и ортопироксеном с редкими зернами титаномагнетита и оливина. При этом вкрапленники клинопироксена заметно преобладают над ортопироксеном. Кристаллы плагиоклаза часто насыщены каплевидными обособлениями стекла, а также мелкими зернами клинопироксена.

Отмечаются клинопироксеновые и клинопироксен-плагиоклазовые сростки,а также мелкие угловатые ксенолиты того же состава. Структуре основной массы близка гиалопилитовой. Мезостазис, цементирующий микролиты, сложен светлым буровато-серым стеклом, иногда слабодевитрифицированным. Обычно породы лишь незначительно изменены, что выражается в развитии редких пятен смектита во вкрапленниках темноцветных, а также в появлении в мелких порах глауконита. Однако в отдельных обломках (например, обр.В17-46/4) отмечены и сильноизмененные породы, где вкрапленники темноцветных частично или полностью разложены, а кристаллы плагиоклаза заметно ожелезнены.

Андезиты слагают одну угловатую глыбу (ВI7-46/2), а также хорошо окатанный валун (ВI7-44/2).

Андезиты угловатой глыбы (ВI7-46/2) - серийно-порфировые породы с многочисленными округлыми гомеогенными включениями экструзивного облика. Они содержат более 30% вкрапленников, среди которых преобладает плагиоклаз, а из

темноцветных - бурая (базальтическая) роговая обманке с опацитовой каймой (7-10/6), реже встречается титаномагнетит и изредка - биотит. Структура основной массы микрофельзитовая. Степень изменения андезитов незначительная: вкрап^ ленники плагиоклаза иногда ожелезнены, *а* в кристаллах амфибола появляются пятна смектита.

Андезиты из валуна двупироксен-плагиоклазовые, содержащие 25% вкрапленников. Основная масса гиалопилитовая с темно-серым стеклом. Темноцветные минералы с краев и по трещинам замещаются хлоритом и гематитом. Андезит содержит множество сильноизмененных (хлоритизированных, серицитизированных, окварцованных) ксенолитов.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследовано восемь проб из наиболее характерных разностей вулканитов (см. табл.1 приложения). Все изученные образцы характеризуются высокой глиноземистостью, низкой титанистостью и отвечают породам умеренно-калиевой серии (Na_2o/K_2o =1,7-2,5). Лишь базальт из полуокатанной глыбы (BI7-45/2) является низкокалиевым ($Na_20/K_20=8,3$). Отличается от других и базальт BI7-44/3 (см. табл.1 приложения), относящийся к породам субщелочного ряда, тогда как все остальные анализированные образцы относятся к нормальному ряду. Возможно, что это отличие связано с высокой степенью измененности образца: он имеет максимальное содержание воды (4,1%), крайне низкое - MgO и высокое для пород такой щелочности отношение K/Rb (900). Следует обратить внимание на повышенное содержание воды (1,3-1,9%) в большинстве других проб, соответствующее вторичным изменениям пород. Все образцы, за исключением отмеченных двух образцов базальтов, умеренно-железистые и на диаграмме $FeO/MgO-SiO_2$ попадают в поле "известково-щелочных" пород, тогда как оба эти базальта высокожелезистые и попадают в поле "толеитов".

Умеренно-калиевые базальты и андезито-базальты имеют умеренные же содержания Rb, Ba, Sr, U, Th, низкие - Be, Ni, Cr при умеренных отношениях K/Rb (380-580), а в андезитах концентрации K понижены и величины отношения близка к 1000. В целом изученные умеренно-калиевые вулканиты по основным петро- и геохимическим параметрам почти идентичны лавам вулканов Горячая сопка и Мильна на южной оконечности о-ва Симушир (56,91,115), от которых и протягивается драгированный нами хребет.

Низкокалиевые базальты (BI7-45/2) характеризуются низкими концентрациями Rb, Ba, Ni, Cr, Be, и, Th и довольно высокими значениями отношения K/Rb (675) и близки к обычным для фронтальной зоны Курильской дуги лавам CI2).

6. Заключение. Большое количество достаточно однородных по составу крупных угловатых обломков базальтов и андезито-базальтов вместе с интенсивной положительной магнитной аномалией, соответствующей направлению современного поля, позволяют предположить, что исследованный подводный массив является вулканом, возраст которого моложе 700 тыс. лет. Несмотря на имевшееся сообщение о подводном извержении в этом районе в 1980 г., признаки современной активности не обнаружены. Судя по вторичным изменениям, возраст поднятых пород вряд ли современный.

Необходимо отметить, что по составу распространения здесь умеренно-калиевые породы, так же как и аналогичные им породы вулканов Горячая сопка и Мильна, аномальны для фронта дуги. Это, очевидно, связано с аномальным характером поля напряжений, отражающемся в изгибе вулканического фронта. Вулкан 6.13 как раз расположен на этом изгибе.

Наличие в составе драг большого количества разнообразных вулканических пород, не характерных для этого района (например, биотит-амфиболовых андезитов), так же как и интрузивно-субвулканических пород, - скорее всего, следствие ледового разноса и косвенное свидетельство относительной древности хребта.

9-п6.14

I. Местоположение. Вулкан расположен на северо-западном склоне о-ва Уруп, в 8 км от его северо-восточного окончания, на расстоянии 37 км от вулканического фронта (см. рис.9,23, табл.3).

I2. Морфология и строение. Форма постройки определяется ее положением на склоне о-ва Уруп. Плоская вершина вулкана размером 3,5x6 км расположена на глубине 120-140 м, что соответствует голоценовому повышению уровня моря.

I От о-ва Уруп вулкан отделяется понижением рельефа до 500-600 м. В сторону Курильской котловины подножие опускается до 2000-2300 м при крутых (до 20-30°) неровных склонах. Судя по характеру волновой картины на сейсмограммах НСП, постройка сложена плотными вулканическими породами практически без осадков на склонах. Объем ее около 80 км^3. Ей соответствует знакопеременная аномалия магнитного поля размахом более 700 нТ (см. рис.24).

3. Материал драгирования. На вулкане 6.14 выполнены две станции драгирования: одна (В24-30) - в привершинной части, в интервале глубин 140-225 м, другая (В24-27) - на склоне, в интервале глубин 520-1000 м (см. рис.23). В привершинной части поднято около 300 кг валунно-галечного материала. Вес отдельных валунов достигает 50 кг. Состав пород меняется от оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов до пироксен-плагиоклазовых андезитов. По трещинам и крупным порам пород развиты лучистые агрегаты цеолитов.

Со склоне поднято около 200 кг угловатых обломков, реже глыб, аналогичных породам привершинной части. Практически все породы очень свежие: они хрупкие, стекловатые, легко колющиеся. Большинство обломков характеризуются скорлуповатой отдельностью и часто покрыты черной пленкой железомарганцевых окислов. По трещинам в них нередко отмечаются желтые примазки серы. Возможно, что это лавы недавних подводных извержений. Как на вершине, так и на склоне вулкана преобладающими породами являются базальты (~60-70%), которыми сложены почти все наиболее крупные и средние обломки. В меньшей степени развиты андезито-базальты (~ 20-30%), и в подчиненных количествах - андезиты (10-20%), обнаруженные только в мелких обломках.

4. Петрография и минералогия. Среди базальтов отмечаются как мезо-, так и лейкократовые разности при явном преобладании последних. *В* мезократовых разностях (обр.В24-30/1,2, В24-27/1,2) общее содержание вкрапленников не превышает 20%, а доля плагиоклаза (10-12%) близка к таковой темноцветных минералов (7-10%). В лейкократовых разностях общее содержание вкрапленников заметно возрастает (иногда до 35-40%) за счет плагиоклаза, тогда как содержание темноцветных минералов даже снижается. Вкрапленники темноцветных минералов Представлены оливином, клино- и ортопироксеном, титаномагнетитом. В мезократовых разностях среди них преобладают оливин и клинопироксен при незначительном содержании ортопироксена, в лейкократовых разностях доля ортопироксена возрастает и он нередко преобладает над клинопироксеном.Размеры вкрапленников обычно варьируют от I до 3 мм. Наиболее крупные вкрапленники темноцветных минералов (2-3 мм) характерны для мезократовых базальтов. Во всех разновиднос-

тях базальтов присутствуют мегакристы (до 10-15 мм) плагиоклаза (анортита), содержащие включения оливина и пироксена, Мегакристы практически не зональны, а обычные по размерам вкрапленники плагиоклаза обладают слабой зональностью. С ростом лейкократовости содержание мегакристов понижается.

Субфенокристаллы и микролиты представлены теми же минералами, что и вкрапленники, но доля плагиоклаза в них выше, чем во вкрапленниках. Структура основной массы всех типов базальтов гиалопилитовая, причем с ростом лейкократовости количество и размеры микролитов, как правило, увеличиваются. Мезостазис, цементирующий микролиты, сложен светлым желтовато-серым стеклом. В мезократовых разностях стекло несколько окисленное, темнобурое.

Андезито-базальты содержат от 20 до 35% вкрапленников тех же минералов, что и в базальтах, но в отличие от последних оливин и мегакристы анортита очень редки, а среди пироксенов преобладает ортопироксен. Характерны реакционные пижонит-магнетитовые каймы вокруг вкрапленников оливина и клинопироксена. Размеры вкрапленников плагиоклаза до 5 мм, а темноцветных - до 2 мм. Структура основной массы меняется от гиалопилитовой до микролитовой со светлым, желтовато-серым стеклом в мезостазисе. Микролиты сложены теми же минералами, что и вкрапленники, но при гораздо большем преобладании плагиоклаза.

Андезиты по содержанию вкрапленников варьируют от обильнопорфировых до субафировых, иногда с флюидальной текстурой. Состав вкрапленников такой же, как в базальтах и андезито-базальтах, причем оливин встречается крайне редко, а среди пироксенов преобладает клинопироксен. Нередки сростки кристаллов орто- и клинопироксена, иногда вместе с оливином. Вкрапленники плагиоклаза размером до 3-4 мм обычно зональны. Основная масса имеет микролитовую структуру со светлым, желтовато-серым стеклом.

Следует подчеркнуть, что в отличие от свежих лав из угловатых обломков склона вулкана лавы из валунов привершинной части заметно изменены, что особенно характерно для базальтов (обр.В24-30/2), где по трещинам и порам развиваются цеолиты и карбонаты, а по вкрапленникам темноцветных минералов - хлориты и карбонаты. В андезито-базальтах и базальтах вкрапленники плагиоклаза нередко ожелезнены, по темноцветным минералам развиваются смектиты, а стекло окислено.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследовано 16 проб из угловатых обломков склона вулкана и 6 проб - из окатанных валунов привершинной его части (см. табл.1 приложения). Хотя по уровню содержания щелочей все анализированные образцы принадлежат к породам нормального ряда, пробы из свежих лав со склона вулкана отличаются от аналогичных, но несколько измененных пород его вершины более низкими концентрациями калия. Лишь образец андезито-дацита из угловатого обломка имеет аномально высокое для всей серии содержание K_2O (2,6%), но это, очевидно, обусловлено вторичными изменениями, подтверждаемыми высоким значением (2,46%) потерь при прокаливании и широким проявлением смектита в порах. С ростом содержания кремнезема в породах опережающим образом возрастает содержание K_2O, так что базальты и андезито-базальты из свежих лав являются низкокалиевыми, а андезиты - умеренно-калиевыми. Величина отношения Na_2O/K_2O падает от 5,0-5,7 в базальтах до 2,5-3,0 в андезитах. Все лавы из окатанных обломков и валунов соответствуют умеренно-калиевым породам с отношением Na_2O/K_2O от 3,5 до 2,2.

По соотношению FeO /MgO с SiO_2 все породы, за исключением одного анде-

сятся к высокоглиноземистым разностям с пониженной железистостью и высокими концентрациями Cr и Ni, тогда как все остальные анализированные породы - к умеренно-глиноземистым разностям с низкими содержаниями Cr и Hi. Большая часть пород характеризуется низкой степенью окисленности железе, однако лейкобазальты, андезито-базальты и андезиты с вершины вулкана - повышенной (40-50%).

Концентраций литофильных редких элементов Li, Rb, Ba, Sr, F, Be в свежих лавах из угловатых обломков во всем ряду пород, от базальтов до андезитов, более низкие, чем в лавах из окатанных обломков, и уровень содержания их соответствует наблюдаемому в породах низкокалиевой серии Камчатки и Курил (121)

6. Заключение. Изложенные морфологические, магнитные и петро-геохимические данные свидетельствуют о том, что вулкан 6.14 лежит в интервале 0,7-0,001 млн лет: абразия привершинной части постройки произошла до голоценового опускания уровня моря. Налеты самородной серы свидетельствуют о том, что вулкан, возможно, находится в фумарольно-сольфатарной стадии активности. В Практически все драгированные породы принадлежат к единой эволюционной серии. Наблюдаемое последовательное возрастание концентрации калия в единой серии пород отмечается и в некоторых наземных вулканических постройках фронтальной части дуги, например на вулкане Малый Семячик на Камчатке (129).

Возрастные взаимоотношения вулканов. Близкое расположение ряда вулканов, наличие ненарушенного вулканогенно-осадочного чехла, перекрывающего подножия большинства из них, и уверенная идентификация построек на сейсмограммах НСП позволяют оценить относительный возраст ряда вулканических построек, вернее, возраст начала их формирования. На временном разрезе по профилю А-А-А (см. рис.25) видно, что из расположенных на этом профиле вулканов наиболее древним является вулкан 6.5, наиболее молодым - вулкан 6.3,а вулканы 6.2 (Обручева) и 6.4 занимают промежуточное по возрасту положение. Разрез по профилю В-В-В свидетельствует об омоложении возраста от массива Броутона с побочным конусом 6.10 через вулкан 6.3 к вулкану 6.1 (см. рис.25), а на разрезе 2-1 видно, что массив Броутона моложе вулкана 6.4. Формирование же построек массива Вавилова (вулканы 6.6-6.8) происходило почти одновременно с вулканом 6.3 (разрез Е-Е-Е).

Таким образом, из рассмотренных вулканов наиболее древний - вулкан 6.5, несколько моложе вулканы 6.2 (Обручева) и 6.4, еще моложе массив Броутона, Далее вулкан 6.3 и постройки массива Вавилове (6.6-6.8) и наиболее молодым в этом ряду является вулкан 6.1.

Характер остаточной намагниченности построек подтверждает этот ряд: вулканы 6.5, 6.4 и 6.2 имеют отрицательную намагниченность и, следовательно, древне 700 тыс. лет, т.е. последней инверсии полюсов, а остальные вулканы намагничены положительно и в соответствии с этим их возраст может быть моложе 700 тыс. лет. Данные о составе драгированных пород в целом подтверждают эту последовательность, в свежесть пород на вулкане 6.1 позволяет предположить его современную активность.

Возрастные взаимоотношения остальных вулканов менее определены. Судя по Разрезу Б-Б-Б (см. рис.25), возраст массива Броутона близок возрасту массива Горшкова (6.II), вернее, его докальдерного комплекса и является допозднеплейстоценовым. Вулкан же 6.13, по-видимому, моложе массива хребта Архангельского (6.12) (см. разрез Д-Д на рис.26), хотя на нем предполагаются проявления молодого вулканизма в двух центрах (6.12а и 6.12б).

Итак, большинство вулканических построек группы Броутона имеют четвертичный возраст, за исключением, может быть, вулканов 6,2, 6,4 и 6.5, возраст которых определенно древнее 0,7 млн лет. Возраст последних трех вулканов, возможно, соответствует времени формирования базальтоидного комплекса, т.е. третьей (позднеплиоценовой) фазы вулканизма Курильской гряды по Б.Н.Пискунову (115).

2.9. СЕВЕРО-ИТУРУПСКАЯ ГРУППА

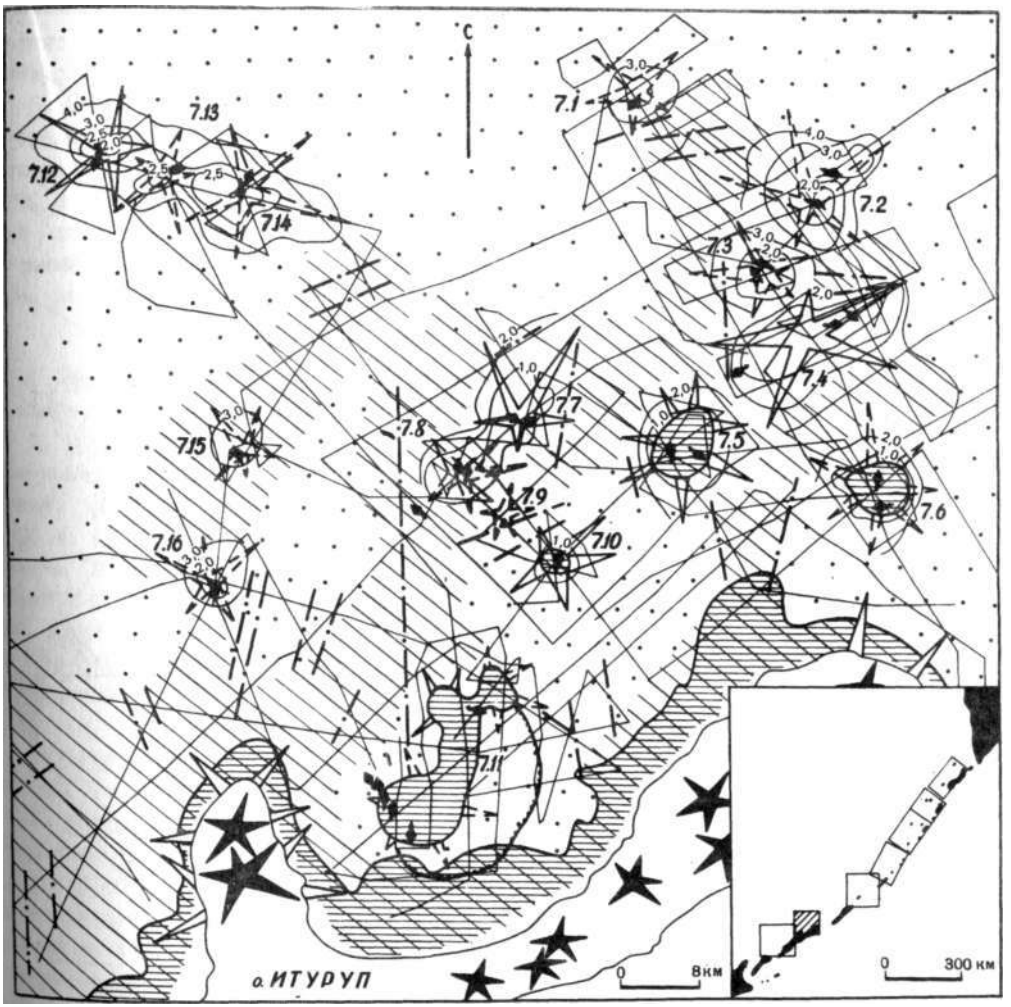
Северо-Итурупская группа подводных вулканов располагается с охотоморской стороны о-ва Итуруп, от пролива Фриза до п-ова Чирип (см. рис.9). На северо-востоке она граничит с авулканической зоной в тылу о-ва Уруп, а граница с Южно-Итурупской группой в значительной мере условна (см. рис.9). В этом районе проведены исследования в 15, 17, 25 и 32-м рейсах НИС "Вулканолог".

В пределах этой группы отличается наиболее высокая для Курильской дуги средняя площадная плотность вулканических центров и наибольшая ширина вулканической дуги (см. табл.2), т.е. расстояние от вулканического фронта до самого удаленного от него вулкана. При ширине вулканической дуги 115 км средняя плотность вулканических центров составляет 2,8 елп, причем плотность на фронте дуги выше, чем в ее тыловой зоне (бф = 6,6;'бп= 1,6; бт = 4,0).

Группа включает в себя 18 подводных вулканов и подводных гор вулканического происхождения и одну предполагаемую подводную кальдеру в заливе Простор. Вулканы и горы объединяются в отдельные цепочки (см. рис.9,27).Самая северная из них почти перпендикулярна к общему простиранию дуги и включает пять подводных вулканов и гор, приуроченных к поднятию акустического фундамента. В районе вулкана 7.4 от нее отходит цепочка, протягивающаяся к массиву 7.II и далее к вулкану Богдан Хмельницкий на п-ве Чирип. Направление ее составляет с простиранием вулканического фронта угол 20°. Третья крупная цепочка включает вулканы п-ова Чирип и трассируется далее на подводную гору 7.14. К вулканическому фронту она причленяется под углом 60°. Имеются еще несколько мелких цепочек из трех и более вулканов, расположенных косо относительно общего простирания вулканического фронта.

Цепочкам вулканов соответствуют поднятия акустического фундамента, в большинстве своем являющиеся сросшимися их подножиями. Подножия подводных вулканов и подводных гор, как правило, перекрыты горизонтально-слоистыми осадками мощность которых увеличивается в сторону Курильской глубоководной котловины (49).

Интересно соотношение плосковершинных и островодужных подводных вулканов и гор: плосковершинные окаймляют о-в Итуруп, а островершинные находятся на удалении от него, причем глубины плоских вершин гор в целом увеличиваются удалением от о-ва Итуруп. Глубина же плоской вершины массива 7.11 (см.рис.27) наиболее близко расположенного к о-ву Итуруп, составляет 100-120 м, соответствуя голоценовому повышению уровня моря и глубине подводной террасы,окаймляющей о-в Итуруп. Эти данные свидетельствуют о прогрессивном опусканий охотоморского склона островной дуги в сторону Курильской глубоководной котловины ны, очевидно, связанном с ее формированием. О прогрессивном опусканий тельствует также наклон плоских вершин подводных гор в северо-западном направлении, т.е. в сторону Курильской котловины, Некоторые несоответсвия глубин опускания плоских вершин с удалением от о-ва Итуруп обусловлены,по видимому, блоковыми дифференцированными движениями. Так, наибольшая глубина пло-



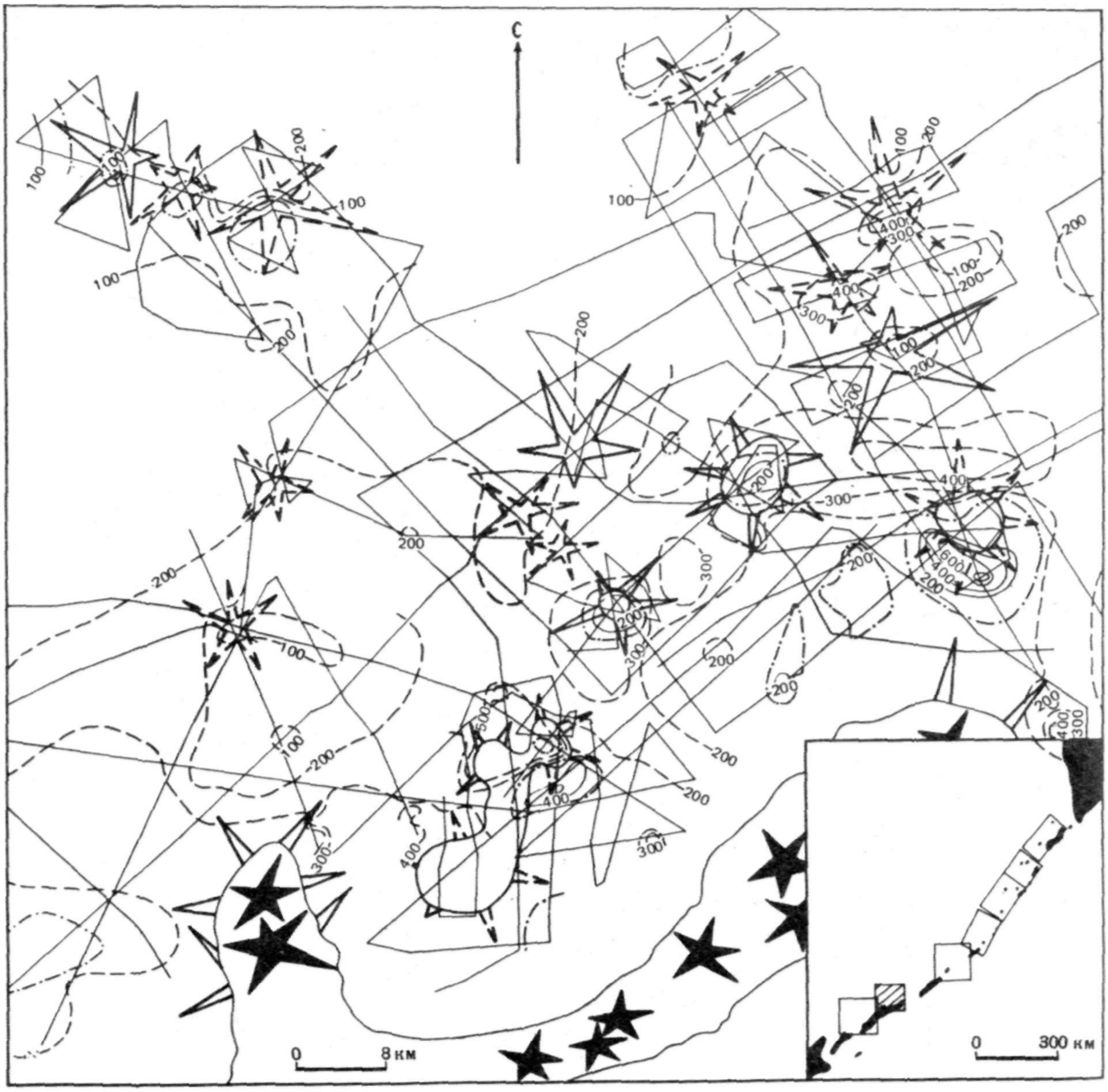
Р и с.27. Схема строения Северо-итурупской группы вулканов
Усл. обозначения см. на рис.10

кой вершины (450-700 м) зафиксирована для подводного вулкана Берга (7.6), причем плоская вершина наклонена здесь в северном направлении. Это, возможно, связано с большей амплитудой опускания блока пролива Фриза, а наклон вершины на север является результирующим от северо-западного наклона в сторону Курильской котловины и северо-восточного наклона в сторону пролива Фриза.

Магнитное поле Северо- Итурупской группы вулканов характеризуется общим отрицательным полем около 200 нТ, на фоне которого отмечаются положительные и реже отрицательные аномалии, обусловленные вулканическими постройками (рис.28).

9-п7.1

1. Местоположение. Вершина расположена в 65 км к северу от северо-восточ- конечности о-ва Итуруп, в 87 км от вулканического фронта (см. рис.9,27, табл..3).



Р и с.28. Аномальное магнитное поле Северо-Итурупской группы вулканов

Усл. обозначения см. на рис.15

2. Морфология и строение. Изометричная коническая гора с диаметром основания около 3 км поднимается над плоским дном Курильской глубоководной котловины на 900 м. Склоны ее неровные, крутые (10-20°), покрытые небольшим слоем осадков (менее 5-10 м, т.е. разрешающей способности метода НСП). Нижняя часть склонов гор перекрыта мощной (не менее 1200 м) толщей горизонтально-слоистых осадков. Размер скрытого под осадками основания конуса - 8x11 км, полная высота его - 2100 м, объем - около 50 км^3.

Приуроченное к постройке аномальное магнитное поле характеризуется положительными значениями, смещенными к северо-западному склону, и отрицательными значениями, смещенными к юго-восточному склону постройки (см. рис.28). Аномалия слабая, размах ее составляет 180 нТ.

3. Материал драгирования. В привершинной части горы, в интервале глубин 2560-2950 м, выполнена одна станция драгирования (см. рис.27, табл.3), где

поднят один мелкий (~5x2,5x2,5 см) угловатый обломок рыхлого желтоватого алевролита и прилипший к драге ил.

6. Заключение. Судя по морфоструктурным особенностям и наличию магнитной аномалии, гора представляет собой довольно древний вулкан. Так как мощность перекрывающих нижнюю часть склонов горизонтально-слоистых осадков не менее 1200 м, возраст вулкана составляет 6-12 млн лет при скорости осадконакопления соответственно 20 и 10 см/тыс.лет, т.е. отвечает времени формирования вулканогенно-кремнисто-диатомового комплекса Курильских островов (см. разд.1.2).

9-п7.2

1. Местоположение. Вершина горы расположена в 45 км к северу от п-ова Медвежьего (о-в Итуруп), в 70 км от вулканического фронта (см. рис.9,27, табл.3),

2. Морфология и строение. Коническая гора располагается на северо-восточном краю акустического фундамента, протягивающегося в северо-западном направлении, возвышаясь над ним на 1000-1400 м при глубине над вершиной около 1000 м. Северные и северо-восточные склоны опускаются до дна Курильской котловины (3200-3300 м). На северо-восточном склоне, на глубине 2000-2500 м, имеется побочный конус. Крутизна склонов увеличивается снизу вверх от 15 до 30°. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, конус сложен плотными, по-видимому эффузивными, породами. Основание конуса перекрыто осадками Курильской котловины мощностью около 600 м. Размер перекрытого основания - 14x19 км, полная высота - 2800-3000 м, объем - порядка 70 км^3.

К постройке приурочена отрицательная магнитная аномалия интенсивностью до 450 нТ (см. рис.28) при региональном фоне 100-150 нТ.

3. Материал драгирования. Вещественный состав пород охарактеризован двумя станциями драгирования привершинной части и склона в интервале глубин 1040-1300 и 1640-2050 м соответственно. Со склона поднята пустая драга с примазками зеленовато-серого ила. С привершинной части горы поднято около 80 кг материала, на 75% объема сложенного черно-бурыми песчанисто-глинистыми железомарганцевыми корками с множеством скелетов губок и мшанок. Остальной материал - каменный: одна угловатая глыба (весом 15 кг и размером 15x20 см), несколько валунов, 5-6 небольших угловатых обломков и несколько хорошо окатанных галек в основном среднего размера (до 5x10 см).

Крупная глыба и несколько мелких угловатых обломков сложены довольно плотными серыми тонкозернистыми глинистыми песчаниквми с тонкой расслоенностью и мелкими карбонатными жилками. В остальных угловатых обломках - плотные почти черные, преимущественно палеотипные, субафировые базальты и андезито-базальты. В составе валунов преобладают розовые редко- и обильнопорфировые грано-диоорит- и гранит-порфиры субвулканического облика. Галька на 60% сложена темно-серыми афировыми и субафировыми андезитами и андезито-базальтами. Кроме того, в ней обнаружены черные тонкокристаллические аргиллиты, розовые гранит-порфиры и серые среднезернистые диориты.

4. Петрография и минералогия. Петрографический состав пород исследовался Для нескольких средних и мелких угловатых обломков, сложенных базальтами и андезито-базальтами. Базальты содержат менее *3%* вкрапленников, среди которых преобладает плагиоклаз, но встречаются также ортопироксен, клинопироксен и Редкие зерна титаномагнетита. Все вкрапленники мелкие (плагиоклаз - до I мм, темноцветные минералы - до 0,5 мм). Структура основной массы микролитовая с

отчетливой ориентировкой лейстовидных выделений плагиоклаза- Мезостазис, цементирующий микролиты, сложен темно-бурым стеклом.

Андезито-базальты - также субафировые породы, но в отличие от базальтов сильно изменены. И вкрапленники, и основная масса пород сильно хлоритизированы и ожелезнены. Относительно свежими сохраняются лишь отдельные вкрапленники плагиоклаза. Стекло в основной массе полностью девитрифицировано.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического составе исследованы две пробы из обломков базальтов и андезито-базальтов, а также одна проба глинистого песчаника (см. табл.1 приложения). Обе пробы вулканитов отвечают низкокалиевым породам с высоким отношением Na_2o/K_2o (6,2-6,8), высокой железистостью (на диаграмме FeO /MgO-sio_2 они попадают в поле -"толеитов") и повышенной для Курильских лав (хотя обычной для островодужных лав) титанистостью. Андезито-базальты имеют весьма высокое значение потерь при прокаливании(4,4%), высокую степень окисленности железа, низкие концентрации MgO и CaO, что соответствует петрографическим данным о весьма значительной степени вторичного преобразования их. Поэтому вряд ли уровень концентрации редких элементов, наблюдаемый в анализируемом образце, соответствует первичному. Что касается базальтов, то они характеризуются низкими содержаниями Rb, Ba, Sr, Ni при умеренных Cr и Си.

6. Заключение. Данные НСП и магнитной съемки свидетельствуют о вероятном вулканическом происхождении горы. Наличие в составе драгированного материала множества разнообразных угловатых и окатанных обломков осадочных, палеотипных вулканических, субвулканических и интрузивных пород свидетельствует о том, что большая их часть, по-видимому, является чужеродной и связана с ледовым разносом. Наиболее свежие базальты, вероятно, также принесены в результате ледового разноса, так как по своим петрографическжм характеристикам они отвечают фронтальной, а не тыловой зоне дуги, где расположена гора 7.2. Наиболее уверенно местное происхождение можно предполагать лишь для железомарганцевых корок, развивающихся по осадкам привершинной чести постройки.

9—П7.3

1. Местоположение. Вершина горы расположена в 40 км севернее п-ова Медвежьего (о-в Итуруп), в 65 км от вулканического фронта (см. рис.9,27, табл.3).

2. Морфология и строение. Конусовидная постройка расположена на том же поднятии,что и предыдущая гора.Она возвышается над ним на 1500-1600 м. Угол наклона склонов увеличивается от 7-15 у подножия до 15-25° в привершинной части. Характер отражающих границ на сейсмограммах НСП свидетельствует о том, что постройка сложена плотными породами, а ближе к основанию ее появляются субпараллельные склону осадки. Западная часть подножия перекрыта осадками мощностью до 600 м, смятыми в пологие складки. Размер основания постройки - 9x11 км, полная высота - около 1800 м, объем ~45 $км^3$.

Постройке соответствует отрицательная аномалия магнитного поля интенсивностью около 400 нТ, превышение над фоновыми значениями составляет 180-200 нТ (см. рис.28).

3. Материал драгирования. На двух станциях драгирования из привершинной части горы (см. рис.27, табл.3), в интервале глубин 830-1200 м, поднято около 120 кг. Более половины (60-70%) его объема составили хорошо окатанные валуны, а также мелкая и средняя галька разнообразных интрузивных и эффузивных пород. Остальное - слабо- и среднеокатанные обломки преимущественно вулканических по-

род,среди которых три большие глыбы весом по 10-15 кг,четыре- весом по 3-4 кг, около лесятка средних и несколько мелких обломков.Среди последних обнаружено несколько обломков крупно- и среднезернистых диоритов. В обеих драгах подняты также рыхлые бурые железомарганцевые корки со скелетами губок и мшанок.

Вулканические породы разнообразны по составу и варьируют от базальтов до риолитов. В двух угловатых и сильнопропилитизированных глыбах встречены плотные серые базальты и рыхлые зеленовато-серые пиритизированные мелкообломочные туфы. В двух глыбах средней окатанности обнаружены свежие оливиноодержащие пироксеновые андезито-базальты и пористые несколько измененные андезиты. Одна из слабоокатанных глыб сложена черными стекловатыми амфибол-пироксеновыми андезито-дацитами, насыщенными бурым шлаковым материалом. В одном из угловатых средних по величине обломков обнаружен темно-серый пузыристый пироксеновый базальт, в другом слабоокатанном обломке - зеленовато-серые кварцесодержащие пироксен-амфиболовые андезито-дациты. Еще один такой же обломок сложен желтовато-серым субафировым игнимбритоподобным риолитом. В большей части мелких, часто уплощенных, обломков распространены в основном палеотипные субафировые андезито-базальты и андезиты.

4. Петрография и минералогия. Базальты из крупной глыбы (обр.BI7-15/2) интенсивно хлоритизированы. Вкрапленники темноцветных минералов нацело замещены агрегатами вторичных минералов, а вкрапленники плагиоклаза ожелезнены. Базальты из обломка среднего размера (обр.BI7-15/1) гораздо более свежие, хотя поры в них выполнены лучистыми цеолитами. Вкрапленники в них сложены зональным плагиоклазом (преобладает), клинопироксеном, ортопироксеном и титаномагнетитом, из темноцветных минералов резко преобладает клинопироксен. Вкрапленники свежие. Основнаямасса породы имеет интерсертальную структуру с темно-бурым стеклом в мезостазисе.

Андезито-базальты (овальная глыба) характеризуются совершенно свежим обликом (обр.B17-15/5). Они содержат 20% вкрапленников, в том числе плагиоклаз (12-15%), клинопироксен, ортопироксен (первый заметно преобладает над вторым), резкие зерна оливина и титаномагнетита. Размер вкрапленников 41 мм. Отмечаются сростки кристаллов орто- и клинопироксенов с магнетитом, а также мелкие ксенолиты (размером 1,5-2,5 мм), сложенные тонкозернистым агрегатом ксеноморфных зерен клинопироксена и плагиоклаза. Основная масса пород слабо раскристаллизована и имеет микролитовую структуру с коричневым стеклом.

Андезиты (окатанная глыба, обр.B17-15/4) - серийно-порфировые породы, содержащие около 30% вкрапленников, сложенных плагиоклазом (23-25%), ортопироксеном (Ё5%), клинопироксеном (1-3%) и титаномагнетитом. Размер вкрапленников обычно <1 мм, но выделения плагиоклаза нередко образуют мегакристы размером до 7x10 мм, включающие мелкие зерна оливина и пироксена. Отмечаются сростки кристаллов ортопироксена и плагиоклаза. Основная масса имеет неоднородно-микрофельзитовую структуру. Андезито-дациты из угловатой глыбы (обр.BI7-15/3) имеют неоднородную и довольно рыхлую текстуру и содержат около 10% вкрапленников, представленных в основном плагиоклазом, в меньшей степени - клинопироксеном, ортопироксеном, бурой роговой обманкой и титаномагнетитом. Среди темноцветных минералов преобладает клинопироксен. Практически все вкрапленники темноцветных минералов несколько окислены и окружены черными опацитовыми каймами. Иногда, особенно в зернах ортопироксена, ожелезнение проявлено и по трещинам во вкрапленниках. В породе отмечаются мелкие (1-3 мм) угловатые тонкозернистые ксенолиты клинопироксен-плагиоклаз-магнетитового состава типа

кристаллических сланцев и примерно такие же по величине округлые включения гомеогенного типа. Основная масса породы раскристаллизована неоднородно и имеет пятнистый облик за счет чередования участков с микролитовой и микрофельзитовой структурой. Стекло в породе буровато-серое, местами окисленное.

Андезито-дациты из окатанного обломка (обр.BI7-15/9) - серийно-порфировые породы, содержащие более 30% вкрапленников. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, менее распространены ортопироксен и клинопироксен, встречается также титаномагнетит и редкие зерна оливина и кварца. В составе темноцветных минералов главную роль играет ортопироксен. Вкрапленники пироксенов нередко окружены опацитовыми каймами. Основная масса породы неоднородна и близка по структуре микрофельзитовой с весьма незначительным количеством стекла.

Риолиты - афировые породы с неоднородной микрофельзитовой по структуре основной мессой, в которой отмечаются различной величины овальные участки большей или меньшей раскристаллизованности. Некоторые, почти стекловатые, участки напоминают фьямме. Внутри обломка риолита обнаружено небольшое включение (-1,5x3,0 мм) белой пемзы. По облику порода близка игнимбритам.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава из основных типов вулканитов, от базальтов до риолитов, исследовано семь проб (см. табл.1 приложения). Хотя все анализированные образцы по общему содержанию щелочей принадлежат к породам нормального ряда, уровень концентрации K_2O в них заметно колеблется и не обнаруживает прямой связи с кремнекислотностьго породы. •Выделенные группы умеренно-калиевых (базальты, андезито-базальты, андезиты) и низкокалиевых пород (андезито-дациты, риолиты) заметно различаются также по уровню содержания литофильных редких элементов. Максимальные концентрации K_2O (и соответственно Rb, Ba, Sr) наблюдаются в андезито-базальтах из крупной овальной глыбы и базальтах из среднего по величине угловатого обломка. Заметно различаются анализированные образцы и по величине потерь при прокаливании (базальты, риолиты и пироксеновые андезито-дациты - I,5-5,3%, остальные образцы - 0,06-0,23%), что согласуется с данными петрографических наблюдений. Все породы отличаются высокой глиноземистостью и умеренной железистостью, причем на диаграмме $FeO^*/MgO-SiO_2$ базальты лежат в поле толеитов, средние и кислые разности - в поле известковочщелочных пород, а андезито-базальты - вблизи границы, разделяющей эти поля. Уровень концентрации редких элементов группы железа (v, Cr, Co, Ni) во всех породах умеренный и лишь лейкобазальты (обр.BI7-15/2) отличаются пониженным (35 г/т) содержанием Cr. В целом анализированные образцы весьма разнородны и не могут быть отнесены к единому эволюционному ряду.

6. Заключение. Морфоструктурные и магнитные данные свидетельствуют о вулканической природе исследованной постройки, хотя возраст ее относительно древний. Судя по 600-метровой толще осадков, перекрывающих подножие, возраст постройки не моложе 3 млн лет. Драгированный материал весьма неоднороден по генезису (вулканические, интрузивные, осадочные породы), степени окатанности и сохранности (от почти свежих до сильноизмененных пород). По-видимому, в большинстве своем он представлен материалом ледового разноса. Разнородность вещественного состава анализированных вулканитов не позволяет выделить среди них обломки местного и чужеродного (связанного с ледовым разносом) происхождения.

I. Местоположение. Гребень подводного горного массива, протягивающегося в северо-восточном направлении, расположен в 30-35 км к северу от п-ова Медвежьего (о-в Итуруп), в 57 км от вулканического фронта (см. рис.9,27, табл.3).

2. Морфология и строение. Массив вытянут субпараллельно вулканическому фронту на расстояние 22 км при ширине 13 км. Его уплощенная поверхность расположена на глубине 1000-1300 м с отдельными острыми вершинами, поднимающимися над ней до глубин 850-900 м. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, массив сложен как плотными эффузивными (экструзивными) породами в пределах отдельных вершин, так и частично консолидированными осадками, включая пирокластический материал. В пределах массива может быть несколько вулканических конусов, однако разделение их при имещейся сети галсов (см. рис.27) затруднительно.

Подводный массив расположен в области отрицательного поля интенсивностью (200-250) нТ. Над вершиной отмечается повышение аномалии до 90 нТ, так что размах аномалии достигает примерно 130 нТ, что не позволяет предполагать широкое развитие эффузивных пород.

3. Материал драгирования. В пределах массива драгировались склоны трех отдельных вершин (см. рис.27, табл.3). Самой северной из них (ВI7-20) в интервале глубин II00-I200 м поднято около 300 кг каменного материала. Около половину веса драги составляли крупные угловатые глыбы и валуны, остальное - мелкая фракция, сложенная галькой и угловатыми обломками размером до 5 см в поперечнике. Соотношение гальки и угловатых обломков в мелкой фракции примерно (1,5-2):1. В крупной фракции явно преобладают угловатые глыбы. Размеры их от 15-20 до 30-40 см в поперечнике, вес - от 1,5-2,0 до 20 кг. И угловатые обломки, и валуны имеют примазки желтовато-серой глины. Кроме того, в драге присутствовали обломки рыхлых, бурых и черно-бурых терригенных пород, сцементированных железомарганцевыми окислами, и несколько обломков уплотненной глины.

В глыбах и валунах преобладают вулканические породы с корочками выветривания, пропитанными зеленовато-синим глинистым (?) материалом, и порами, заполненным халцедоном. Во внутренних частях глыб материал выглядит более свежим. Доминирующим типом пород в наиболее крупных угловатых глыбах являются пироксеновые базальты и андезито-базальты. Кроме того, в драге присутствовали по одной глыбе амфибол-пироксеновые андезиты и андезито-дациты, глыба пироксеновых андезито-дацитов и средний по величине угловатый обломок амфиболовых дацитов.

В составе валунов и в мелкой фракции встречены самые разнообразные породы-песчаники, разнообломочные сланцы, гравелиты, конглобрекчии, кристаллические различного рода интрузивные образования (среднезернистые биотит-амфиболовые гранодиориты, биотитовые граниты, двуполевошпатовые гранодиорит-порфиры), а также в резной степени пропилитизированные вулканиты.

Самой южной драгой (В25-25), в интервале глубин 1000-920 м (см. рис.27), поднято около 500 кг материала. Примерно треть его сложена грубооортированными, слоистыми вулканогенно-осадочными породами, варьирующими по цвету от бурого, зеленовато-желтого до черного. С поверхности обломки часто пропитаны черными железомарганцевыми окислами и покрыты темно-бурыми (за счет гидроокислов Fe и Mn) скелетами губок и мшанок. Остальные две трети материала -

в разной мере окатанные глыбы вулканических пород размером до 50x50x80 см и весом до 60 кг, покрытые черной пленкой железомарганцевых окислов. Более половины из них представлены слабоокатанными, угловатыми обломками базальтов, среди которых встречаются слабопористые обильнопорфировые оливин-клинопироксен-плагиоклазовые мезократовые разности, слабораскристаллизованные плагиобазальты, а также пористые с переменным содержанием вкрапленников лейкобазальты. Последние являются преобладающим типом пород. Поры во всех типах базальтов в большей или меньшей мере выполнены вторичными минералами.

Остальная часть обломков вулканитов обычно несколько более окатана и сложена в основном обильнопорфировыми пироксен-амфибол-плагиоклазовыми андезито-дацитами, нередко содержащими мелкие округлые включения гомеогенного типа. По облику эти породы близки экструзивным образованиям. В одном из валунов установлены амфибол-плагиоклазовые андезиты, в мелком обломке - белые волокнистые пемзы.

Третьей драгой (BI7-I9) в интервале глубин I0I0-I020 м поднято около 20 кг материала, в том числе одна неокатанная глыба андезито-базалътов, покрытая пленкой железомарганцевых окислов, 5-6 мелких угловатых обломков и несколько крупных и мелких галек.

Среди угловатых и полуокатанных обломков обнаружены плотные тонкозернистые слоистые аргиллиты, а также палеотипные субафировые вулканиты андезито-базальт-андезитового ряда. В составе гальки также преобладают вулканиты, но встречаются и интрузивные породы (например, биотит-амфиболовые гранодиориты).

4. Петрография и минералогия. Наиболее свежие породы подняты драгой B25-25. Среди них меланократовые разности базальтов (обр.B25-25/3) содержат около 25-30/6 вкрапленников, представленных оливином (5-8%), клинопироксеном (~10%) и плагиоклазом (~10%). Размеры вкрапленников в основном <1 мм, но иногда могут достигать 2-4 мм. Основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру с черно-бурым стеклом в мезостазисе. По трещинкам во вкрапленниках развиты зеленовато-буроватые смектиты, нередко выполняющие поры, часто с концентрическим строением.

Плагиобазальтовые разности (обр.B25-25/I) содержат во вкрапленниках (~15%) только плагиоклаз, зерна которого нередко образуют гломеропорфировые сростки размером до 4 мм в поперечнике. Основная масса в этих породах по структуре близка к пилотакситовой с микролитами плагиоклаза, клинопироксена, титаномагнетита и небольшим количеством черно-бурого стекла. Породы в целом свежие, и лишь в редких порах развиты бурые вторичные минералы.

Лейкобазальты - наиболее широко распространенный тип пород в поднятом материале - довольно разнообразны по текстурно-структурным особенностям и минеральному составу. Среди них отмечаются оливин-клинопироксен-плагиоклазовые и двупироксеновые разности. Первые содержат 15-20% вкрапленников (~10% - плагиоклаза, ~5% - клинопироксена, 2-3% - оливина, 1-2% - титаномагнетита и лишь единичные зерна ортопироксена) и отмечаются низкой пористостью. В составе двупироксеновых лейкобазальтов выделяются группы обильнопорфировых и умеренно-порфировых пород (35-40 и 12-15% вкрапленников соответственно). Среди вкрапленников в обеих группах пород резко преобладает плагиоклаз, а из темноцветных минералов - клинопироксен, реже встречаются ортопироксен и титаномагнетит. Обильнопорфировые лейкобазальты отличаются высокой, а умеренно-порфировые - умеренной пористостью. Структура основной массы во всех разновидно-

стях лейкобазальтов гиалопилитовая. Оливин-клинопироксеновые разности довольно свежие с редкими пятнами смектитов во вкрапленниках плагиоклаза и выделениями глауконита (?) по тонким трещинам в породах.

Базальты из драги BI7-20 в целом более изменены, чем предыдущие. Наиболее свежие из них содержат до 30% вкрапленников, включающих плагиоклаз (>20%),- ортопироксен, клинопироксен и титаномагнетит. При этом в составе темноцветных минералов преобладает ортопироксен. Структура основной массы в породах промежуточная между микролитовой и гиалопилитовой с темно-бурым стеклом в мезостазисе. Более измененные базальты (обр.B17-20/9 и 20/3) отличаются от свежих разностей несколько меньшим содержанием вкрапленников (~ 20-25%) и почти полным отсутствием ортопироксена. Вкрапленники клинопироксена в них сильно хлоритизированы, карбонатизированы, гематитизированы. Вкрапленники плагиоклаза часто окислены и покрыты сетью трещин, по которым обильно развиты буроватые смектиты. Основная масса, варьирующая по структуре от гиалопилитовой до пилотакситовой, хлоритизирована. Стекло в мезостазисе полностью девитрифицировано. Отмечены и совершенно измененные (пропилитизированные) разности базальтов (обр.B17-20/8).

Андезито-базальты из этой же драги по петрографическим особенностям близки базальтам, и среди них также выделяются две группы. К первой группе относятся довольно редкие относительно свежие разности с обильным (35-40%) содержанием вкрапленников, среди которых ортопироксен заметно преобладает над клинопироксеном (обр.B17-20/2). Во вкрапленниках, кроме пироксенов, развиты плагиоклаз (25-30%), оливин (~1%), титаномагнетит. Структура основной массы пород промежуточная между микролитовой и гиалопилитовой. В мезостазисе сохраняется темно-серое стекло.

Ко второй, более представительной, группе пород (обр.B17-20/1)и 20/4) относятся весьма измененные умеренно-порфировые андезито-базальты с низким содержанием вкрапленников ортопироксена (около 1-2%) и титаномагнетита, высоким - клинопироксена (~7-8%), обильным - плагиоклаза (~15%). Структура основной массы пород гиалопилитовая с девитрифицированным стеклом, характер и степень вторичного изменения пород такие же, как в клинопироксеновых базальтах.

Андезито-базальты драги BI7-I9 характеризуются еще меньшим содержанием ортопироксена во вкрапленниках (>1%). Они практически не изменены и содержат во вкрапленниках плагиоклаз (~20%), клинопироксен (~5%), ортопироксен, титаномагнетит. Основная масса микролитовая с коричневым стеклом в мезостазисе.

Андезиты (обр.B25-25/9, BI7-20/I0) содержат менее 10% вкрапленников, сложенных плагиоклазом (5-6%), красно-бурой роговой обманкой (4-5%) и титаномагнетитом. Вкрапленники амфибола, как правило, окружены опацитовыми каймами. Основная масса андезитов раскристаллизована слабо и состоит из мелких микролитов плагиоклаза, амфибола и титаномагнетита, погруженных в серое стекло. Породы имеют не слишком свежий облик: во вкрапленниках плагиоклаза нередко проявлены пятна буроватых смектитов, в обильных порах повсеместно развиты зеленоватые вторичные минералы типа глауконита (?).

Среди андезито-дацитов (B17-20/6,II, B25-25/7,9) встречены три петрографические разности: амфибол-плагиоклазовые, амфибол-пироксен-плагиоклазовые и двупироксеновые. Отличаются они и по уровню содержания вкрапленников (10-15, 30-35 и 20-25% соответственно), хотя везде преобладающим минералом является плагиоклаз (~10, 20-25, 15-17%), а среди вкрапленников присутствует неболь-

шое количество титаномагнетита. Амфибол - бурый базальтический, часто окружен опацитовыми каймами. В амфибол-пироксеновых разностях клинопироксена несколько больше, чем амфибола (~5 против ~3 %), а ортопироксен присутствует в виде единичных зерен. В двупироксеновых разностях доли клино- и ортопироксена примерно равны. Для амфибол-пироксеновых андезито-дацитов характерно наличие полиминеральных сростков вкрапленников и мелких округлых гомеогенных включений. Основная масса пород имеет микролитовую, реже микрофельзитовую структуру с небольшим количеством стекла в мезостазисе. Амфиболовые разности пористые и содержат в порах многочисленные выделения хлорита и гидроокислов железа. Остальные разновидности андезито-дацитов достаточно свежие.

Дациты встречены в одном из угловатых обломков средней величины (BI7-20/7] и характеризуются обильнопорфировой структурой с вкрапленниками плагиоклаза, зеленой роговой обманки, кварца и титаномагнетита. Все вкрапленники амфибола имеют опацитовые каймы. Основная масса породы характеризуется очень неоднородной микрофельзитовой структурой. Порода в общем достаточно свежая.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического и редкоэлементного состава проанализировано 20 проб (II - с северной вершины, 7 - с южной, 2-с промежуточной), включающих ряд пород от базальтов до дацитов (см. табл.1 приложения). Изученные пробы неоднородны по уровню содержания и соотношению щелочей. Хотя в целом преобладают породы умеренно-калиевой серии, на северной вершине вулканического массива установлены также базальты и андезито-дациты низкокалиевой, а на южной - высококалиевой серии. К лавам высококалиевой серии относятся также андезито-базальты промежуточной вершины и один образец базальта с северной вершины. По суммарному содержанию щелочей все лавы принадлежат породам нормального ряда, и лишь высококалиевый базальт с северной вершины - к породам субщелочного ряда. Величина отношения Na_2o/K_2o колеблется в зависимости от сериальной принадлежности пород, изменяясь от 1,9 до 2,8 в разных по кремнекислотности левах умеренно-калиевой серии, от 1,6 до 2,1 - в лавах высококалиевой и от 4,3 до 7,2 - в лавах низкокалиевой серии.

Практически все породы независимо от щелочности их попадают в группу высокоглиноземистых разностей, однако одна проба базальта с южной вершины отвечает умеренно-глиноземистым разностям. Тем не менее все базальты по соотношению FeO/MgO с sio_2 на диаграмме Миаширо попадают в поле толеитов. Андезито-базальты, а также высококалиевые андезито-дациты на этой диаграмме также лежат в поле толеитов, но вблизи границы раздела поля толеитов и известково-щелочных пород, а умеренно- и низкокалиевые андезито-дациты - в поле известково-щелочных пород.

В соответствии с калиевой щелочностью лав содержание Rb и Ba возрастает от низкокалиевых через умеренно-калиевые к высококалиевым породам. Тек, в базальтах концентрации Rb изменяются соответственно от 3-6, через 13-19 до 25-27 г/т, а Ba - от 60-200, через 200-300 до 400-500 г/т. Однако уровень концентрации Sr остается близким 460-640 г/т. Исключение составляет субщелочной базальт, в котором при резко повышенных концентрациях Ba и Sr (>1000 г/т) содержание Rb остается умеренным (16 г/т). Величины отношения K/Rb в породах умеренно- и высококалиевых серий близки (от 500-700 - в базальтах до 350-500 - в лавах среднего состава), тогда как в лавах низкокалиевой серии заметно более высокие (в двух пробах из трех более 1000).

Уровень концентрации элементов группы железа во всех высокоглиноземистых разностях относительно низкий, типично островодужный, однако в образце уме-

ренно-глиноземистого базальта резко повышены содержания Cr (420 г/т), Ni (170 г/т) и Co (52 г/т) при сходном с остальными базальтами содержании

Величина потерь при прокаливании в анализированных породах, а также степень окисленности железа в них заметно меняются, отражая разную, как отмечалось при петрографических исследованиях, степень вторичного изменения пород.

В целом лавы низкокалиевой серии достаточно резко отличаются от умеренно- и высококалиевых лав, близки по особенностям вещественного состава вулканитам фронтальной зоны дуги и вряд ли относятся к единому с умеренно- и высококалиевыми лавами эволюционному ряду.

6. Заключение. Материал, поднятый при драгировании, морфоструктурные и магнитные данные весьма противоречивы. По-видимому, основное тело постройки представляет собой гетерогенный фундамент, в том числе, возможно, и вулканический. На этом фундаменте расположено несколько конусовидных вершин, сложенных вулканическими породами. Наиболее южная и центральная вершины, откуда подняты довольно свежие однотипные умеренно- и высококалиевые лавы, вероятно, являются вулканическими постройками. Обе они, хотя и слабо, но выражены в магнитном поле (см. рис.28). Судя по составу драгированного материала, южная постройка сложена лавами базальтового состава, чередующимися с вулканогенно-осадочным материалом, а андезиты и андезито-дациты представляют собой экструзию на вершине постройки. Наличие в драгированном материале грубообломочных вулканогенно-осадочных пород, а также окатанных валунов эффузивов, аналогичных по составу слабоокатанным глыбам, предполагает, что формирование южной постройки происходило в субаэральных условиях. Опускание же на глубину 800-900 м свидетельствует об относительно древнем (по крайней мере доголоценовом) возрасте постройки.

Близкой по своей природе, по-видимому, является центральная постройка. Что касается северной постройки, то ни магнитные данные, ни состав драгированного материала не позволяют нам говорить о ее вулканическом происхождении. Драгированный материал, судя по составу и степени сохранности, в основном чужероден и связан, очевидно, с ледовым разносом. Чужеродного материала много и на двух других вершинах, что также свидетельствует об относительной древности построек.

9—п7.5

I. Местоположение. Вершина горы расположена примерно в 22 км к север-северо-западу от п-ова Медвежьего (о-в Итуруп), в 55 км от вулканического фронта (см. рис.9,27, табл.3).

2. Морфология и строение. Изометричная гора с плоской вершиной, слегка наклонена в северо-западном направлении, поднимается с глубиной около 1600 м. От о-ва Итуруп она отделяется глубинами порядка 700 м. Крутизна склонов увеличивается от 7 у подножия до 15-20° в привершинной части. Средние и нижние части склонов покрыты плащом рыхлых отложений. У подножия, где мощность их достигает 200 м, они фациально переслаиваются с горизонтально-слоистыми осадками, свидетельствуя о субодновременном их отложении. Мощность последних достигает. 400 м. Склоновые отложения, по-видимому, представляют продукты разрушения срезанной абразией плоской вершины. Диаметр перекрытого осадками основания - 14 км, размер плоской вершины - 5x7 км, полная высота конуса - 1700-1800 м, объем порядка 90 км^3.

К вершине постройки приурочена положительная магнитная аномалия более 300 нТ при отрицательном фоне вокруг постройки около -300 нТ, так что полный размах аномалии достигает 600 нТ (см, рис.28).

3. Материал драгирования. В привершинной части подводной горы выполнено две станции драгирования (см. табл.3, рис.9). Первой драгой поднято лишь 1,5 кг окатанной гальки, второй - 200-250 кг разнообразного каменного материала, среди которого преобладает (60-70%) крупная (>10 см) фракция, представленная в основном глыбами со сглаженными ребрами. В мелкой фракции (<5 см) в этой драге развиты в основном галька, гравий, хотя встречаются и полуокатанные обломки.

Крупная и средняя фракции (<5 см) на 60-70% состоят из андезито-базальтов и андезитов серой до почти черной окраски. Некоторые из них несут следы изменения: по трещинам, иногда вкрапленникам темноцветных развиты мелкочешуйчатые зеленоватые или рыжие агрегаты вторичных минералов. Менее распространены (15%) глыбы и обломки зеленокаменно-измененных, иногда окварцованных вулканогенно-обломочных пород среднего состава. Около 5-7% объема крупной фракции составляют обломки светло-серых амфиболовых дацитов и риодацитов. Заметная часть (10%) крупной фракции представлена интрузивными породами - среднезернистыми гранодиоритами и гранитами с биотитом, а также пироксен-амфиболовыми среднезернистыми габбро-диоритами. Наконец, часть небольших глыб, валунов и мелких обломков сложена слоистыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, а также почкообразными марказитовыми стяжениями.

Мелкая фракция на 40-50% состоит из андезитов, андезито-базальтов и базальтов, на 20-30 - из измененных вулканитов среднего состава, на 10-15 - из осадочных терригенных пород и на 10% - из кислых вулканитов и различных интрузивных пород.

4. Петрография и минералогия. Андезито-базальты (В15-83/2,4) представляют собой серийно-порфировые породы, содержащие 30-40% вкрапленников и субфенокристов, среди которых преобладает плагиоклаз. В составе темноцветных минералов присутствуют клинопироксен (6-10%), ортопироксен (1-3%), оливин (до 5%) и титаномагнетит (1%). Крупные вкрапленники плагиоклаза имеют широкие слабозональные ядра, обычно с многочисленными включениями стекла, и узкие каймы с прямой или ритмической зональностью. Субфенокристы практически не содержат включений стекла и имеют прямую зональность. Пироксены нередко образуют глomеропорфировые стростки и часто несут вростки титаномагнетита. Отмечаются каймы клинопироксена вокруг зерен ортопироксена. Основная массе на 50-60% состоит из коричневого стекла, в которое погружены таблитчатые микролиты плагиоклаза (25-35%), призмы орто- и клинопироксена (до 15%) и изометричные зерна титаномагнетита (1-2%). Породы в целом весьма свежие.

Андезиты (BI5-83/1,3,5) - мелкопорфировые породы, содержащие 25-40% вкрапленников плагиоклаза (преобладает), клино- ортопироксена и титаномагнетита- Ядра вкрапленников плагиоклаза слабозональны, содержат многочисленные включения стекла (часть с газовыми пузырьками), клинопироксена, титаномагнетита. Оторочки вокруг вкрапленников обнаруживают ритмическую или дискретную зональность. Вкрапленники плагиоклаза нередко дают сростки из нескольких зерен. Пироксены обычно содержат вростки титаномагнетита. Отмечены каймы клинопироксена вокруг зерен ортопироксена. Основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру и состоит из микролитов плагиоклаза (30-40%), орто- и клинопироксе-

на (10-15%), титаномагнетита, погруженных в бесцветное или мутное сероватое стекло. Породы в общем свежие, хотя в обр.В15-83/1 по стеклу развиты скопления зеленоватых глинистых минералов. В андезитах обычны мелкие включения меланократовых габбро-норитов (иногда с оливином), по-видимому, родственного типа.

Дациты (ВI5-83/I0) содержат 30-35% вкрапленников плагиоклаза (20-25%), кварца - до 5%, зеленого амфибола - 2-3% и титаномагнетита - 1-3%. Основная масса полностью раскристаллизована и имеет микрофельзитовую структуру. Порода заметно изменена: по плагиоклазу развивается карбонат, по амфиболу - волокнистый хлорит и магнетит, по основной массе - хлорит-карбонатный агрегат.

Среди зеленокаменно-измененных пород преобладают кристаллолитокластические туфы, хотя встречаются и лавы. Все породы сильно переработаны и содержат многочисленные новообразования альбита, хлорита, эпидота, карбоната, пренита,

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализированы пять проб (см. табл.1 приложения): андезито-базальт, два андезиты, дацит и пропилитизированный туф. Все свежие вулканиты относятся к породам нормального по щелочности ряда, однако по содержанию $к_2о$ среди них выделяются лавы как умеренно-калиевой, так и низкокалиевой серии (ВI5-83/I). Низкокалиевые андезиты отличаются от умеренно-калиевых лав более высоким значением отношения Na_20/K_20 (4,8 против 1,7-2,1), K/Rb (800 против 360-460) и более низким Rb/Sr (0,03 против 0,07-0,10) при более низких концентрациях Rb, Ba, Sr, p, Be. По соотношению величины отношения FeO /MgO с sio_2 низкокалиевые эндезиты, а также андезито-базальты следует отнести к известково-щелочным породам, тогда как два других образца - к толеитовым. Андезито-базальты отличаются от остальных пород повышенной магнезиальностью и повышенными концентрациями Ni И Cr.

6. Заключение. Морфоструктурные и магнитные данные и вещественный состав драгированных пород свидетельствуют о том, что изученная гора - относительно древняя вулканическая постройка - соответствует времени формирования либо базальтоидного, либо ранней стадии андезитового комплекса Курильских островов. Судя по плоской вершине, постройка возвышалась над уровнем моря, а затем оказалась погруженной на глубину около 250 м в результате тектонического опускания, связанного, по-видимому, с формированием Курильской котловины и голоценового повышения уровня моря.

Преобладающие в составе драгированных пород лавы умеренно-калиевой серии, хотя и не слишком типичны для тыловой зоны дуги, но все же встречаются в ней и могут иметь местное происхождение. Остальные породы, в том числе и лавы низкокалиевой серии, по-видимому, являются чужеродными, и возникновение их в привершинной части постройки, скорее всего, обусловлено ледовым разносом.

9-П7.6, вулкан Берга

1. Местоположение. Вершина постройки расположена в 15 км к северу от северной оконечности о-ва Итуруп, в 37 км от вулканического фронта (см. рис.9, 27, табл.3).

2. Морфология и строение. Изометричная подводная гора имеет плоскую, наклоненную к северу вершину на глубине 500-700 м. От о-ва Итуруп она отделена глубинами около 1000 м, а северные склоны опускаются до 2200-2300 м. Крутизна их меняется от 15 у подножия до 25-30° в привершинной части. Осадки на них отсутствуют, а плоская вершина покрыта осадками мощностью до 100 м. Под-

ножие перекрыто горизонтально-слоистыми осадками мощностью до 600 м. Размер основания с учетом перекрытого осадками подножия 15x11 км, размер плоской вершины - 5x6,5 км, относительная высота - до 2400 м, объем - порядка 105 км^3.

Постройка намагничена в соответствии с современным полем. Интенсивность положительной аномалии, приуроченной к южному склону, несколько превышает 800 нТ, а отрицательной аномалии северного склона - превышает 400 нТ. Полный размах аномалии - более 1200 нТ (см. рис.27).

3. Материал драгирования. В привершинной части горы (глубина 500-530 м) двумя драгами (см. табл.3, рис.27) подняты всего две крупные (до 10 см по длинной оси) и около десятка мелких (5 см) галек. Крупные гальки хорошо окатаны, тогда как половина мелких - плохо. Гальки покрыты пленкой железомарганцевых окислов. Одна из крупных галек сложена пироксен-плагиоклазовым андезитом, содержащим около 10% вкрапленников. Другая галька представлена светлым полосчатым биотитовым гранитогнейсом. Мелкие гальки отвечают по составу в основном палеотипным андезитам субафирового облика. Отмечены среди них также выветрелые шлаки, гранодиорит- и гранит-порфиры.

Подводная гора 7.6 драгировалась также в рейсах НИС "Пегас" сотрудниками СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Судя по данным, приведенным в работе В.Ф.Остапенко и Е.Н.Кичиной (I05), поднята большая коллекция вулканических пород, среди которых преобладают базальты и андезито-базальты, но встречаются также андезиты, андезито-дациты и риодациты. Большая часть анализированных этими авторами проб (17 из 21) относятся к породам нормального по щелочности ряда, однако встречены также субщелочные (I базальт, I андезито-базальт, I риодацит) и даже щелочные (I базальт) породы. По содержанию K_2O среди вулканитов выделяются высококалиевые лавы (преимущественно базальты, а также риодациты) - всего 10 проб, умеренно-калиевые лавы (преимущественно андезито-базальты) - всего 7 проб, однако во всех группах пород по кремнекислотности отмечаются также единичные образцы низкокалиевых (3 пробы) лав.

К сожалению, в работе не приводится петрографического описания анализированных проб и не обсуждается степень их вторичного изменения. Вместе с тем в 9 пробах из 21 суммарное содержание воды и потерь при прокаливании превышает 1,5%, а в образце щелочного базальта достигает даже почти *8%*. Очевидно, что последний представляет собой измененную породу, однако насколько различная щелочность остальных пород может быть связана со степенью вторичного изменения, без петрографического описания проб оценить трудно.

6. Заключение. Судя по морфоструктурным и магнитным данным, плосковершинная гора Берга, по-видимому, является относительно древним вулканом. Перекрывающие его подножие осадки мощностью 600 м свидетельствуют о том, что вулкан, скорее всего, начал формироваться в плиоцене и, вероятно, относится к базальтоидному комплексу Курильских островов. Вершина вулкана некогда возвышалась над уровнем моря, затем была срезана абразией и погружена на глубину 500-700 м в результате тектонического опускания Курильской глубоководной котловины и блока пролива Фриза, а также в результате голоценового повышения уровня моря.

Высокая намагниченность постройки (более 1200 нТ) позволяет предположить, что она сложена в основном лавами базальтов и андезито-базальтов. По-видимому, коренными породами являются умеренно- и высококалиевые базвльты и андезито-базальты из коллекции, собранной в рейсах НИС "Пегас".

9-п7.7, 7.8, 7.9

1. Местоположение. Небольшой подводный хребет северо-восточного простирания расположен в 30-35 км к северо-западу от п-ова Медвежьего (о-в Итуруп). Вершины 7.7 и 7.8 расположены в 65 км, а вершина 7.9 - в 57 км от вулканического фронта (см. рис.9,27, табл.3).

2. Морфология и строение. Подводный хребет протягивается в северо-восточном направлении на 22 км при ширине его 7-12 км. Он состоит из двух слившихся вершин: северной с отметкой 391 м (7.7) и южной с отметкой 319 м (7.8), разделенных седловиной с глубинами 500-600 м. Юго-восточные склоны опускаются до глубин 1200-1400 м, северо-западные - до 2200-2500 м. Склоны довольно крутые. Наклон их в отличие от большинства вулканических построек больше у подножия - 20-25°, к привершинной части - 3-10°. Обе горы сложены акустически непрозрачными сложнопереслаивающимися образованиями. Юг-юго-восточнае горы 7.8 располагается небольшая коническая гора 7.9 с глубиной над вершиной около 900 м. От первой она отделяется глубинами около 1100 м. Южные и восточные склоны ее опускаются до глубин 1300-1400 м при крутизне 15-25°. Характер акустического изображения на сейсмограммах НСП соответствует эффузивным породам. Объем этого конуса около 1,5 км^3. Объемы конусов 7.7 и 7.8 из-за неясности их вулканической природы не подсчитывались.

В магнитном поле ни хребет с вершинами 7.7 и 7.8, ни его отрог (конус 7.9) практически не выражены (см. рис.28).

Описание вещественного состава поднятых при драгировании пород проводится отдельно по каждой вершине. Постройка 7.9 не драгировалась.

7.7

3. Материал драгирования. Привершинная часть постройки драгировалась дважды (см. табл.3, рис.27). Драгой BI5-79 в интервале глубин 490-450 м поднято 1,5-2 кг в основном мелкой (<3 см) гальки, состоящей из черных роговиков, черных аргиллитов, зеленоватых палеотипных вулканитов среднего состава, а также сравнительно свежих оливин-пироксеновых андезито-базальтов и пироксеновых андезитов. Второй драгой (BI5-80) с глубины 450-425 м поднято -80 кг окатанных, реже угловатых обломков и гальки. Около *60%* материала представлены глыбами (10-25 см в длину) и обломками иногда пористых оливин-двупироксеновых базальтов и андезито-базальтов; две глыбы - пузыристыми плотными базальтами с халцедоном и цеолитами в миндалинах, одна - серыми амфиболовыми андезито-дацитами и одна - двупироксеновыми андезито-дацитами. Некоторые обломки андезито-базальтов представляют собой шлаковидные,сильнопористые бомбы, иногда миндалекаменные.

Галька сложена преимущественно андезитами и андезито-базальтами, встречаются также диориты, гранодиориты, граниты, кварциты, окатанные обломки пемзы.

4. Петрография и минералогия. Среда базальтов выделяются две петрографические разновидности. Плотные миндалекаменные базальты (BI5-80/I) - субафировые породы с единичными микровкрапленниками слабозонального плагиоклаза и клинопироксена в хорошо раскристаллизованной основной массе пилотакситовой структуры, состоящей на 20-25% из лейст плагиоклаза, 15-20% клинопироксена, *2%* титаномагнетита, 25-30% псевдоморфоз смектита по оливину, погруженных в бурое окисленное стекло. В базальте встречены единичные ксенокристы кварца в клинопироксеновых оторочках.

Другая разновидность базальтов (В15-80/4,5) - оливин-двупироксен-плагиоклазовые породы с порфировыми или серийно-порфировыми структурами. Содержание вкрапленников и субфенокристов колеблется от 20-25 до 40%. В составе вкраплен ников преобладает плагиоклаз - зональные зерна с пятнистыми ядрами, часто пе-реполненными включениями бурого стекла. Вкрапленники и субфенокристы оливина практически всегда замещены хлорит-карбонатным агрегатом, пироксены свежие. Вокруг ортопироксена обычны каймы клинопироксена. Структура основной массы пород гиалопилитовая, стекло желто-коричневое свежее или бурое окисленное. В мелких порах нередки розетки хлорита, иногда агрегаты зеленого хлорита раз-виваются и по основной массе.

Андезито-базальты обычно петрографически неотличимы от базальтов, однако в одном из образцов (BI5-80/6) содержат наряду с перечисленными и вкрапленни-ки бурого частично опацитизированного амфиболе.

Двупироксеновые андезито-дациты (BI5-80/I2) содержат ~10% вкрапленников плагиоклаза, клино-, ортопироксена и титаномагнетита. Вкрапленники обычно встречаются в сростках. Основная масса тонкозернистая, хорошо раскристаллизо-ванная с микролитовой структурой. Порода свежая.

Амфиболовые андезито-дациты (BI5-80/3) содержат около 30% вкрапленников и субфенокристов. Преобладает плагиоклаз (20-25%), образующий кристаллы с пря-мой или ритмической зональностью и расплавленными микровключениями в ядрах. Среди темноцветных минералов наиболее распространен зеленый амфибол (3-5%). Встречаются также орто- и клинопироксены (2-3%) и титаномагнетит (до 2%). Обычны полиминеральные сростки. Основная масса тонкозернистая с лейстами пла-гиоклаза (до 20%) и бесцветным стеклом. Порода свежая, лишь в порах отмечают-ся агрегаты глинистых минералов.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава проанализирова-но семь проб (см. табл.1 приложения): три пробы базальтов и по две андезито-базальтов и андезито-дацитов. По уровню содержания щелочей все лавы принадле-жат породам нормального ряда, а по концентрации K_2O - к умеренно-калиевой серии. Лишь образец двупироксенового андезита-дацита соответствует лавам низ-кокалиевой серии. По соотношению FeO /MgO с SiO_2 базальты и пироксеновые андезито-дациты попадают в поле толеитов, а андезито-базальты и амфиболовые андезито-дациты - в поле известково-щелочных пород. Все лавы отличаются вы-сокой глиноземистостью. Базальты характеризуются умеренным, а более кислые породы - низким содержанием Ni и Cr. Лавы умеренно-калиевой серии имеют умеренные концентрации Rb, Ba, Sr, Be при значениях отношений Na_2O/K_2O от 1,5 до 2,2, K/Rb - от 350 до 530, а Rb/Sr - от 0,04 до 0,08. Низкокалиевые андезито-дациты имеют более низкие концентрации литофильных редких элементов и повышенное значение отношений NagO/KgO (3,8) и K/Rb (600). В одном из об-разцов базальта (BI5-80/I) определен спектр редкоземельных элементов (см. табл.2 приложения). Общее содержание этих элементов, характер тренда распределения их и величина отношения La/Yb (4,8) типичны для Курильских лав умеренной щелочности.

7.8

3. Материал драгирования. Постройка 7.8 драгировалась в привершинной час-ти (две драги) и у ее подножия (см. табл.3, рис.27). Из привершинной части, на глубинах 320-430 м, поднято -20-25 кг угловатых обломков и гальки. Соот-ношение обломки-галька в драге BI5-77 примерно 1:1, а в драге BI5-78 - при-

мерно 5:1. В составе неокатанного материала преобладают уплощенные - (7-15)х(2-5) см - обломки желтовато-зеленых, зеленовато-серых и серых, иногда с ржавыми разводами, довольно рыхлых туфогенно-осадочных пород - средне-зернистых туфопесчаников и туфоалевролитов, перемытых мелкообломочных туфов. Иногда в них встречаются хорошо окатанные крупные (до 10 см) гальки. На поверхности обломков нередко наблюдаются скелеты мшанок и губок, а внутри них • хода червей. Несколько полуокатанных глыбок и обломков состоят из черных оливин -пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезито-базальтов. Породы пористые или шлаковидные свежие или заметно окисленные. Отмечены также обломки свежих амфибол-плагиоклазовых андезитов. Однако большинство обломков сложены зелено-каменно-измененными, иногда пиритизированными, лаваш и литокристаллокластическими туфами среднего состава.

В гальке наряду со свежими андезито-базальтами и базальтами много палеотипных эффузивов и их туфов, а также кремни, роговики, амфиболовые диориты, тоналиты, слюдяные граниты.

У подножия, в интервале глубин 980-950 м, поднято 10 кг гальки, одна глыбка (~I5 см) весом I кг и несколько мелких (3-4 см) уплощенных обломков. Галька хорошо окатана, в основном мелкая (от 1-2 до 6 см), тогда как крупной гальки (10-12 см) всего лишь несколько штук. Глыбка сложена светло-серым пористым пироксен-амфибол-плагиоклазовым андезито-дацитом. В составе мелких обломков - амфиболовые андезиты, обильнопорфировые пироксен-плагиоклазовые андезиты и субафировые андезиты палеотипного облика. Состав галек весьма разнообразен- от субафировых или порфировых андезитов палеотипного облика,реже их туфов, до биотит-амфиболовых диоритов, гранидиоритов, гранитов.

4. Петрография и минералогия. Преобладающие в драгированном материале привершинной части туфопесчаники и туфоалевролиты сложены обломочными свежих плагиоклазов, пироксенов, титаномагнетитов, эффузивов среднего состава. Иногда встречаются также обломочки зерен зеленого амфибола.

Свежие базальты (BI5-77/I) содержат 30-35% вкрапленников, сложенных плагиоклазом (~20$), клинопироксеном *(~5%)*, оливином (1-2%), титаномагнетитом (~1%). Ядра крупных (>1 мм) вкрапленников плагиоклаза нередко имеют пятнистую зональность и содержат микровключения стекла, мелкие кристаллики пироксена и титаномагнетита. Каймы таких вкрапленников, а также субфенокристы плагиоклаза обычно чистые. Вкрапленники клинопироксена часто обнаруживают неоднородное угасание и содержат включения зерен титаномагнетита. Зерна оливина более мелкие (0,3-1,0 мм), чем клинопироксена (0,5-1,5 мм). Основная масса содержит до 50-60% коричневого неравномерно окрашенного стекла с микролитами плагиоклаза (~25%), клинопироксена (~20%) и титаномагнетита (2-5%). Породы пористые, и на стенках пор наблюдаются примазки бледно-зеленых глинистых минералов.

Андезито-базальты (BI5-77/3) отличаются от базальтов отсутствием вкрапленников оливина, наличием вкрапленников ортопироксена (иногда с каймами клинопироксена), а также более раскристаллизованной основной массой с более светлым стеклом и меньшим количеством рудной фазы.

Свежие андезиты (BI5-78/6) содержат до 30%$ вкрапленников и субфенокристов, сложенных в основном плагиоклазом (преобладает) и амфиболом. Кроме того, Встречаются редкие субфенокристы ортопироксена, а также зерна титаномагнетита. Амфибол зеленый без следов опацитизации. Основная масса андезитов слабо Раскристаллизована и состоит из редких микролитов тех же минералов, что и во

вкрапленниках, погруженных в светло-серое стекло. Палеотипные лавы и туфы из угловатых обломков характеризуются широким развитием вторичных минералов, характерных для зеленокаменной стадии изменения: хлорита, амфибола, эпидота, карбоната, лейкоксена и т.д. Андезито-дацит с подножия постройки содержит до *20-35%* вкрапленников и субфенокристов, представленных (в порядке распространенности) плагиоклазом (до 20-25%), амфиболом, ортопироксеном, клинопироксеном, титаномагнетитом и кварцем. Размеры вкрапленников - от 0,5 до 2 мм, субфенокристов - 0,2-0,5 мм. Среди крупных (>1 мм) вкрапленников только плагиоклаз и амфибол, а титаномагнетит встречен исключительно в составе субфенокристов. Ядра крупных вкрапленников плагиоклаза имеют пятнистую зональность и часто содержат расплавные микровключения, состоящие из буроватого стекла, газового пузырька и минералов-узников (клинопироксена и титаномагнетита). Каймы таких вкрапленников, как и более мелкие кристаллы плагиоклаза, чистые с прямой зональностью. Зерна кварца иногда окружены каймами клинопироксена. Амфибол буровато-зеленый, часто содержит вростки плагиоклаза и титаномагнетита. Основная масса пород слабо раскристаллизована и состоит из светло-зеленого или буроватого стекла с редкими микролитами плагиоклаза, титан омагнета - та, пироксенов и тонкими кристаллитами.

Порода содержит мелкие включения гомеогенного облика, а также родственные включения амфиболсодержащих габброноритов (размером до 5 мм), в которых ядра ортопироксена окружены каймами клинопироксена. Андезито-дациты - весьма свежие породы без каких-либо вторичных изменений.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава изучено две пробы (см. табл.1 приложения): свежий базальт (BI5-77/I) и измененный кристалла-кластический туф (BI5-77/2). Базальт относится к лавам умеренно-калиевой серии и по соотношению Fe*/MgO с Sio_2 попадает в поле толеитов. Характерно повышенное содержание Rb,Nd,Zr при умеренном Ba Be и низком - NI И CR. Концентрация редкоземельных элементов в базальте (см. табл.2 приложения) и характер их распределения типичны для умеренно-щелочных пород (La/Yb =3,7)

Кристаллокластический туф отвечает по составу низкокалиевому базальту и отличается высокими значениями потерь при прокаливании. Порода отличается высокими значениями отношений Ka_2o/K_2o и K/Rb (6,5 и 1100 соответственно), низкими концентрациями Ba, Ni, Cr). Однако тип распределения редкоземельных элементов (La/Yb =3,7) сходен с наблюдаемыми в породах умеренной щелочности.

6. Заключение. Сходство морфоструктурных и магнитных данных подводного хребта с вершинами 7.7 и 7.8 позволяет предположить и одинаковую его природу. Однако материал, поднятый при драгировании указанных вершин, существенно различен. На вершине 7.7 поднят однородный в отношении петрогеохимических особенностей набор довольно свежих вулканитов, что позволяет предполагать их местное происхождение. Видимо, драгировалась вулканическая постройка. Наличие окатанных обломков вулканических пород, идентичных по составу угловатым обломкам, свидетельствует о том, что сравнительно недавно вершина находилась примерно на уровне моря, почти не возвышаясь над ним. Об этом свидетельствует отсутствие плоской срезанной абразией вершины.

Материал, поднятый при драгировании привершинной части и подножия постройки 7.8, более разнородный. Тем не менее эта постройка также может быть вулканической. На роль местных пород могут претендовать свежие амфибол-плагиоклазовые андезиты. Сравнительно рыхлые туфогенно-осадочные породы привер-

шинной части с обломочками свежих плагиоклазов, пироксенов, титаномагнеТитов и эффузивов могут быть продуктами разрушения привершинной части постройки, осаждающимися на месте в отдельных понижениях и западинах, или внутрикратерными отложениями. Вершина этой постройки, как и предыдущая, располагалась примерно на уровне моря. На обеих вершинах в большом количестве имеется чужеродный материал, очевидно, принесенный в результате ледового разноса.

Если предположение о вулканической природе обеих построек верно, то они сложены преимущественно пирокластическим материалом, в связи с чем обе почти не выражены в магнитном поле.

О природе постройки 7.9 судить трудно, так как нет данных о ее вещественном составе. К тому же она не выражена в магнитном поле.

9-П7.10

1. Местоположение. Вершина горы расположена в 22 км к северо-западу от мыса Фриза (о-в Итуруп), в 53 км от вулканического фронте (см. рис.9,27, табл.3).

2. Морфология и строение. Овальная подводная гора, вытянутая в северо-восточном направлении, имеет плоскую вершину на глубине 220-300 м, наклоненную на северо-запад. От о-ва Итуруп она отделена глубинами до 800 м, южные и западные склоны опускаются до I300-I600 м при крутизне их 20-25°. Плоская вершина и склоны практически лишены осадков. По характеру сейсмоакустического изображения горе представляет собой вулканический конус. Подножие перекрыто горизонтально-слоистыми осадками, мощность которых местами достигает 800 м, указывая на относительно древний возраст постройки. Размер перекрытого основания - 7,5x12 км, размер *плоской* вершины - 2x3 км, полная высота - 1800-1900 м, объем - около 45 км^3.

3. Материал драгирования. К постройке приурочена положительная магнитная аномалия интенсивностью до 700 нТ отрицательного поля -300 нТ. Полный размах аномалии достигает 1000 нТ (см. рис.28). Из привершинной части подводной горы, с глубины 260-290 м, при драгировании (см. табл.3, рис.9) поднято около 60 кг каменного материала, в том числе две глыбки размером 15x20 см, четыре - размером 10x15 см, более мелкие обломки, а также около 3 кг мелкой и средней гальки. Все глыбки сложены темно-серыми пироксен-плагиоклазовыми андезито-базальтами, в мелких (<10 см) обломках наряду с ндезито-базальтами встречены светлые амфиболсодержащие андезиты, иногда с пемзовидной основной массой. Состав гальки более разнообразен. Наряду с андезитами и вндезито-базальтами здесь присутствуют базальты, риолиты, пемзы, а также кремни, роговики, сиениты•

4. Петрография и минералогия. Преобладающим типом пород, слагающих глыбки и обломки, являются андезито-базальты. Это серийно-порфировые породы, содержащие 25-40% вкрапленников, погруженных в слабораскристаллизованную основную массу. В составе вкрапленников преобладает плагиоклаз (20-25%), среди темноцветных минералов развиты преимущественно орто- и клинопироксены (5-12%); встречаются также оливин (до *1%)* и титаномагнетит (1-3%). В крупных вкрапленниках плагиоклаза слабозональные ядра (An_{70-80}), содержащие включения стекла, пироксенов, титаномагнетита, окружены каймами с дискретной (прямой или ритмичной) зональностью. Субфенокристы плагиоклаза обычно не несут включений стекла и имеют прямую зональность. Вкрапленники ортопироксена иногда окружены каймами клинопироксена. Зерна титаномагнетита часто образуют вростки во

вкрапленниках пироксенов. Основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру и состоит из светло-коричневого стекла (45-60%), в которое погружены микролиты плагиоклаза, пироксенов и титаномагнетита. Для андезито-базальтов характерны гломеропорфировые сростки вкрапленников, содержащие коричневое нераскристаллизованное интерстицианное стекло.

Андезиты в отличие от андезито-базальтов не содержат вкрапленников оливина, зато в них присутствует небольшое количество вкрапленников амфибола. В целом же это также серийно-порфировые породы, содержащие до 35% вкрапленников.

И андезито-базальты и андезиты - свежие породы, хотя вкрапленники амфибола и ортопироксена в андезитах нередко опацитизированы, а во вкрапленниках оливина в андезито-базальтах появляются мелкочешуйчатые выделения красновато агрегатов боулингита.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химическом составе проанализировано три пробы андезито-базальтов - BI5-8I/I,2,3 (см. табл.1 приложения). Все они очень близки по содержанию как главных, так и редких элементов. Это высокоглиноземистые разности нормального по щелочности ряда, которые по содержанию K_2O отвечают лавам умеренно-калиевой серии, а по соотношению FeO* **/MgO** с **SiO_2** - породам толеитового ряда. Андезито-базальты отличаются довольно низкими значениями отношений Na_2O/KgO (1,8-2,0), умеренными K/Rb (330-430), Th/U (2,2-3,3), Ni/Co (1,5-1,7). В целом состав пород типичен для промежуточной зоны Курильской островной дуги, где и расположена изученная подводная гора.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности, однородный состав драгированных пород и высокая остаточная намагниченность свидетельствуют о том, что гора 7.10 - существенно лавовый вулкан. Судя по наличию плоской вершины, опущенной на 220 м, что на 100 м больше голоценового повышения уровня моря, вулкан, несомненно, доголоценовый. Принимая во внимание 800-метровую толщу осадков, перекрывающих подножие, и учитывая высокую скорость осадконакопления в заливе Терпения, можно предположить, что постройке сформировалась в конце плиоцена-начале плейстоцена и относится либо к базальтоидному, либо к андезитовому комплексу Курильских островов.

9-n7.II

1. Местоположение. Подводный массив расположен в заливе Простор. Отдельные вершины его (7.II а, 7.IIб и 7.IIв) располагаются соответственно в 40, 45 и 38 км от вулканического фронта (см. рис.9,27, табл.3).

2. Морфология и строение. Массив представляет собой вытянутый в субмеридиональном направлении гребень, состоящий из трех сросшихся конических гор с общей плоской вершиной на глубине 100-120 м (см. рис.27). От о-ва Итуруп гребень отделен понижением в рельефе до глубины 200 м. С запада и востока он ограничен каньонами глубиной до 1000 м, северные склоны достигают глубины 1400-1500 м. С востока к массиву примыкает глубокая впадина, ограниченная дуговыми разломами и целиком заполненная рыхлыми отложениями (см. рис.27). Возможно, она представляет собой одну или две слившиеся кальдеры. Рыхлые отложения, выполняющие впадину - кальдеру, прорезаны упоминавшимся каньоном. Вулканический массив перекрывает западный борт кальдеры, что отчетливо видно по самому северному конусу. Соотношение кальдерообразующих разломов с южным конусом менее определенно. Судя по данным НСП, заполнение кальдеры происходило материа-

лом, поступившим в основном с вулканического массива, как за счет вулканической деятельности, так и за счет абразии. Характер сейсмоакустических отражений позволяет предположить, что сам массив сложен существенно лавами, но склоны его покрыты мощным (иногда до сотен метров) чехлом рыхлых отложений.

Аномальное магнитное ,поле, приуроченное к массиву, имеет сложный характер. В юго-западной части (гора 7.IIв) выделяются высокоградиентные знакопеременные аномалии, размах которых достигает 1100 нТ. Такой характер поля не позволяет отразить его на приводимой карте (см. рис.28). В северной части массива (горы 7.IIа и 7.II6) период аномалий увеличивается. Отчетливо проявлены аномалии двух знаков. Вершины и северные склоны этих гор расположены в зоне отрицательного поля интенсивностью ниже 500 нТ (минимальное значение - 630 нТ), в пределах которой имеются локальные повышения аномалий (до +60 нТ над вершиной 7.IIа). К подножию южных склонов этих же гор приурочена положительная аномалия интенсивностью до +610 нТ (см. рис.28).

Градиентная зона между ними имеет восток-северо-восточное простирание. Общий размах аномалий превышает 1200 нТ. Высокоградиентный характер аномалий свидетельствует о близком залегании высокомагнитных, по-видимому, вулканических, тел.

3. Материал драгирования. В пределах массива выполнено шесть станций драгирования, одна из которых (В25-24) в седловине между двумя северными конусами и пять на склоне и плоской вершине южного конуса (см. рис.27, табл.3). Между двумя северными конусами поднято около 150 кг угловатых и слабоокатанных вулканических пород. Среди них пять крупных глыб размером 35-40 см в поперечнике и весом по 25 кг, три обломка среднего размера (10-15 см) и весом по 7-6 кг, остальное - более мелкие обломки (в среднем размерами 5-8 см). Около 70% обломков, в том числе почти все крупные (кроме одной глыбы), сложены темно-серыми обильнопорфировыми двупироксен-плагиоклазовыми андезито-базальтами (обр.В25-24/1,2,3). Некоторые обломки представлены довольно окисленными разностями бурого цвета. Около 30% обломков образованы светло-серыми мелкопористыми обильнопорфировыми амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезитами (обр.В25-24/5,6,7). Степень окатанности этих обломков несколько выше, скорее всего, в силу их заметно повышенной пористости. В одном из почти неокатанных обломков относительно плотных андезитов проявлена прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация.

С наиболее глубокого уровня южной постройки на ее северо-западном склоне (470-315 м, драга В25-I9) поднято лишь около 50 кг песчано-алевролитового ила зеленовато-серого цвета. С более высоких горизонтов северо-западного склона (глубины 160-102 м, драги В25-20 и 21), а также с вершины горы (глубина 88-85 м, драга В25-22) поднято лишь восемь мелких угловатых обломков вулканических пород размером от 1,5 до 5 см в поперечнике и одна мелкая галька светлых аплитовидных пород. Общий вес обломков не превышает I кг. Все они покрыты пленкой железомарганцевых окислов. Вулканиты отвечают по составу пироксен-плагиоклазовым андезито-базальтам и андезитам, имеют несвежий облик, и поры в них выполнены вторичными минералами типа глауконита.

В привершинной части южного склона горы (глубины I80-II0 м, драга В25-23) поднят весьма обильный (около 500 кг) и довольно разнообразный материал. Основная часть его (более 400 кг) состояла из глинисто-алевролитового ила, песка и гравия, около 80 кг материала слагали каменные обломки. Практически все они имели хорошо окатанную форму и размеры от 5 до 12 см в поперечнике. Поч-

ти половина обломков сложена темно-серыми плотными мелкопорфировыми пироксен-плагиоклазовыми андезито-базальтами и андезитами. Некоторые обломки андезито-базальтов имели пористую текстуру и резкопорфировую структуру с вкрапленниками, достигающими 5-12 мм по наибольшему измерению. Часть обломков сложена серыми пористыми пироксен-амибол-плагиоклазовыми андезитами и андезито-дацитами экструзивного облика с многочисленными мелкими округлыми меланократовыми включениями гомеогенного типа. Отдельные мелкие обломки малиново-красного цвета представляют собой фрагменты сильноокисленных лав. Кроме хорошо окатанных обломков, обнаружены и три мелких, угловатых обломка, сложенных светло-серыми гидротермально-измененными мелкообломочными породами.

4. Петрография и минералогия. Андезито-базальты северной части массива содержат 30-35% вкрапленников, среди которых резко преобладает плагиоклаз (25-30%), а в составе темноцветных минералов присутствуют ортопироксен, клинопироксен и титаномагнетит. При этом ортопироксен всегда несколько преобладает над клинопироксеном. В породах проявлены сростки минералов-вкрапленников, а также мелкие ксенолиты клинопироксен-плагиоклаз-магнетитового состава. Основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру с серым стеклом в мезостазисе

Андезиты, как и андезито-базальты, содержат до 30-35% вкрапленников, главным из них является плагиоклаз. Однако среди темноцветных минералов здесь наряду с клино- и ортопироксеном появляется амфибол. Доля последнего колеблется от I до 5-6%, при этом доля пироксенов уменьшается от 5-6 до 3-4%. Амфибол бурый, и зерна его нередко окружены опацитовыми каймами. Отмечается обрастание амфиболовых вкрапленников клинопироксеном. Основная масса в андезитах раскристаллизована еще меньше, чем в андезито-базальтах и по структуре варьирует от гиалиновой до гиалопилитовой. Серое стекло в мезостазисе содержит многочисленные микровыделения титаномагнетита.

И андезиты и андезито-базальты в общем довольно свежие породы, и лишь иногда во вкрапленниках плагиоклаза и клинопироксена отмечаются пятна зеленовато-бурых смектитов.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследовано шесть проб вулканитов (см. табл.1 приложения). Все анализированные образцы близки по содержанию SiO_2 (56,2-58,6%) и относятся к умеренно-калиевым лавам нормального по щелочности ряда со сходными и довольно низкими значениями отношений Ka_2O/K_2O (2,0-1,8). Все лавы высокоглиноземистые и умеренно-железистые и на диаграмме FeO /Mgo-SiO_2 лежат в поле известковощелочных пород. Степень окисленности железа в породах умеренная (36-43%). Содержание Rb в лавах несколько повышенное, Li, Ba, *Sr*, Cr - умеренное,Ni, *Co*, V - низкое, так же как и значения отношений K/Rb (460-360). В целом анализированные породы принадлежат весьма однородной совокупности пород.

6. Заключение. Морфоструктурные и магнитные данные, а также однородный состав поднятых при драгировании вулканических пород свидетельствует о том, что массив, состоящий из трех слившихся построек, является, по-видимому, вулканическим, существенно лавовым. Возраст массива, судя по плоской вершинной поверхности, соответствующей голоценовому повышению уровня моря, доголоценовый. Возможно, он соответствует по возрасту плейстоценовому андезитовому комплексу Курильских островов. Южная постройка, судя по составу драгированных пород, подвержена большим вторичным изменениям, но это не может служить свидетельством ее более древнего возраста.

1. Местоположение. Подводный хребет запад-северо-западного простирания с тремя вершинами расположен в 55-60 км к северу от п-ова Чирип (о-в Итуруп), на расстоянии от 102 до 115 км от вулканического фронта (см. рис.9,27, табл.3).

2. Морфология и строение. Хребет приурочен к Курильской глубоководной котловине, имещей здесь глубину около 3300 м. Вершины имеют глубины от 1300 до 1600 м (см. табл.3) с разделяющими их седловинами около 2300 м между вершинами 7.12 и 7.13 и 1900 м - между вершинами 7.13 и 7.14. Угол наклона склонов, как и у большинства вулканических построек, увеличивается от 10 у подножия до 25-30° в привершинной части. На сейсмограммах НСП осадки на склонах не фиксируются. Для склонов характерно сильное рассеяние сейсмических сигналов, что свидетельствует о расчлененном рельефе. На некоторых склонах всех трех конусов, особенно постройки 7.12, отмечается исчезновение записи сейсмических сигналов на отдельных участках из-за их рассеяния на структурах типа побочных вулканических конусов или экструзивных куполов.

Подножие хребта перекрывается мощной толщей (до 800-1100 м) горизонтально-слоистых осадков Курильской глубоководной котловины, что указывает на его сравнительно древний возраст (не менее 5 млн лет при скорости осадконакопления 20 см в 1000 лет), хотя отдельные постройки могут быть и моложе. Высоты построек 7.12, 7.13 и 7.14 с учетом перекрытого осадками основания - 2900, 2500 и 2800 м, а объемы - 160, 90 и 205 км^3 соответственно.

Все три постройки характеризуются слабоинтенсивными (60-120 нТ) положительными аномалиями на фоне отрицательного поля интенсивностью от -100 до -200 нТ (см. рис.28).

3. Материал драгирования. В пределах хребта выполнено пять станций драгирования: по две - на постройках 7.12 и 7.14 и одна - на постройке 7.13 (см. рис.27, табл.3). Из привершинной части постройки 7.12 драгой BI5-7I в интервале глубин 1680-1540 м поднято около 2 кг обломков и гальки, среди которых по два обломка палеотипных эффузивов среднего состава и интрузивных пород (биотит-амфиболовый диорит и амфиболовый габбро-диорит) и галька преимущественно свежих и палеотипных пироксен-плагиоклазовых андезитов. Отмечены также кварцевые порфиры и биотит-амфиболовые диориты.

Драгой BI5-73 из этой же постройки в интервале глубин 1700-1400 м поднято около 250 кг материала,из которого 50-60% составлял светло-серый алевролитовый ил. В составе каменного материала преобладают галька, валуны, гравий (75-100 кг), менее распространены угловатые глыбки (30-35 кг). Размеры глыбок 10-20 см в поперечнике, вес - 1-3 кг. Сложены они в основном серыми пористыми амфибол-плагиоклазовыми андезито-дацитами. Встречаются единичные глыбки пироксен-плагиоклазовых андезитов и андезито-базальтов, иногда с корочками выветривания. Валуны и галька состоят из разнородных пород. Преобладают туфопесчаники и туфоалевролиты, встречаются также пемзы, палеотипные вулканы, сульфидизированные роговики, гранитоиды и гранитогнейсы, а также крупная галька габбронорита с самородной медью (?). В составе драгированного материала присутствуют обломки скелетов мшанок и губок. Все глыбы и часть валунов и гальки покрыты слоистой железомарганцевой коркой толщиной до 3-4 см. Имеется много отдельных комковатых желваков того же состава со слоистой верх-

ней коркой и рыхлой сердцевиной. Железомарганцевый материал пропитал также скелеты мшанок и губок и обломки пемз.

Со склона подводной горы 7.13, с глубины 2000-2050 м, поднято ~15 кг каменного материала, преимущественно гальки и щебня. Угловатые обломки составляют не более 5% всего объема поднятых пород. Один обломок размером 10x8 см, три обломка - 5x8 см, остальные - еще мельче.

Среди обломков преобладают вулканические породы в основном андезитового состава. Андезиты редкопорфировые с крупными (2-3 мм) вкрапленниками плагиоклаза или субафировые породы. Один обломок сложен плотным редкопорфировым оливин-пироксен-плагиоклазовым базальтом. Среди обломков изредка встречаются тонкозернистые алевролиты. Галька в основном имеет размеры менее 5 см, и лишь три гальки достигают 10 см по длинной оси. На 65-70% галька состоит из вулканических пород, аналогичных обломкам. Остальная часть галек сложена экзотическими для региона породами: габбро, диоритами, гранодиоритами, гранитами, пегматитами, жильным кварцем.

Из привершинной части горы 7.14, с глубин 1500-1650 м, двумя драгировками поднято около 150 кг материала, из которого около *10%* пришлось на светло-серый ил, а также (драга BI7-43) - скелеты мшанок и железомарганцевые корки. В каждой драге было лишь по 15-20 кг каменного материала - угловатых обломков и гальки. При этом в драге BI5-74 обломки составляли не более 20% общего объема каменного материала, а в драге BI7-43 - 80%.

Щебень и мелкие обломки в драге BI5-74 сложены преимущественно субафировыми и афировыми андезитами. В относительно крупных обломках (7-10 см) встречены биотит-амфиболовые гранодиорит-порфиры и палеотипные пропилитизированные туфы. Галька сложена в основном вулканическими породами, однако в составе ее встречаются диориты, гранодиориты, граниты, кварц.

В драге BI7-43 преобладают сильноуплощенные глыбы (до 40x25x4 см) мелкозернистых песчаников. Около половины мелких обломков сложены серыми тонкозернистыми породами типа вторичных кварцитов. Лишь в двух мелких обломках встречены вулканические породы (редкопорфировые и субафировые андезиты). Среди обломков установлены также яшмоиды, алевролиты, палеотипные мелкообломочные туфы, кварц.

4. Петрография и минералогия. Наиболее свежими породами являются преобладающие среди угловатых обломков подводной горы 7.12 андезито-дациты (B15-73/11,12,13) с порфировой или серийно-порфировой структурой и стекловатой основной массой. Они содержат 20-35% вкрапленников и субфенокристов, еложенных преимущественно плагиоклазом и амфиболом. Отмечены, кроме того, редкие вкрапленники клино- и ортопироксена, а также титаномагнетита. Амфибол зеленый без следов опацитизации, иногда содержит включения ортопироксена и титаномагнетита. Обычны амфибол-плагиоклазовые сростки, а также мелкие включения мелкозернистых амфиболовых габбро-диоритов гомеогенного типа. Основная масса пород состоит из бесцветного стекла с редкими микролитами плагиоклаза, рудного минерала, пироксенов и многочисленными кристаллитами.

Среди значительно более редких обломков пироксей-плагиоклазовых лав выделяются андезито-базальты (BI5-73/5) и андезито-дациты (BI5-73/2). Те и другие 1
содержат вкрапленники плагиоклаза, клино- и ортопироксена, титаномагнетита, но отличаются по количеству их, а также по степени раскристаллизации и структуре основной массы. Андезито-базальты - серийно-порфировые породы, содержа-

щие до 30-35% вкрапленников и субфенокристов и имеющие гиалопилитовую основную массу с буроватым стеклом. Андезито-дациты - редкопорфировые породы с 10-15% вкрапленников, обычно образующих гломеропорфировые сростки, и стекловатой основной массой.

5. Петрохимия и геохимия. Проанализировано четыре пробы, поднятые с постройки 7.12, две - из амфиболовых андезито-дацитов и по одной - из пироксеновых андезито-дацитов и андезито-базальтов (см. табл.1 приложения). По уровню содержания щелочей амфиболовые разности относятся к высококалиевой серии субщелочного ряда, тогда как пироксеновые - к умеренно-калиевой серии нормального ряда. Амфиболовые породы весьма высокоглиноземистые, а пироксеновые - высокоглиноземистые. По соотношению величины FeO /MgO с SiO_2 все андезито-дациты независимо от уровня щелочности попадают в поле толеитов, а андезито-базальты - в поле известково-щелочных пород. Все породы отличаются высокими значениями потерь при прокаливании (1,6-3,4%), хотя все они, как уже говорилось, свежие. Лавы высококалиевой серии имеют заметно более высокий уровень концентрации Ba, U, Th, Rb при сходном низком содержании Ni и Cr, более низких значениях отношений Na_2O/K_2O (1,1-1,2 против 2,1-2,4), K/Rb (320-350 против 450-470) и более высоких Rb/Sr (0,13-0,21 против 0,05-0,09) и Th/U (3,3 против 2,4):

Для образца пироксенового андезито-базальта и амфиболового андезито-дацита выполнено определение спектра редкоземельных элементов (см. табл.2 приложения). Первые характеризуются умеренным содержанием РЗЭ при умеренном же значении величины отношения La/Yb (3.3), обычном для умеренно-калиевых лав Курильской островной дуги (19). в высококалиевых андезито-дацитах и общее содержание РЗЭ, и величина отношения La/Yb (8,8) повышены.

6. Заключение. Структурно-морфологические особенности, характер намагниченности и состав драгированных пород позволяют предположить общую, скорее всего вулканическую, природу всех трех построек подводного хребта. Возраст построек, судя по мощности осадков, перекрывающих подножие, не менее 5 млн лет. Осадки, неразличимые на сейсмограммах НСП, имеются также на склонах и вершине и подняты даже драгами. Наиболее определенно вулканическая природа проявлена для постройки 7.12, где магнитная аномалия наиболее отчетлива, а среди драгированных пород преобладают угловатые обломки и глыбы довольно свежих высококалиевых субщелочных пород (преимущественно андезито-дацитов), характерных для тыловой зоны дуги, где и расположена постройка 7.12. Породы имеют экструзивный облик, а по данным НСП на склонах и вершине постройки отмечаются тела типа побочных конусов или экструзивных куполов. Аналогичные, но более измененные породы подняты и при драгировании двух других построек описываемого хребта. Со всех трех построек при драгировании поднято большое количество разнообразных пород, которые являются чужеродными, попавшими на вершины в результате ледового разноса.

9-П7.15

1. Местоположение. Вершина подводной горы расположена на продолжении цепочки вулканов п-ова Чирип (о-в Итуруп), в 30 км к северу от него, в 80 км от вулканического фронта (см. рис.9,27, табл.3).

2. Морфология и строение. Изометричная островершинная подводная гора расположена на поднятии акустического фундамента, протягивающегося от п-ова Чирип, поднимаясь над ним на высоту около 1300 м. Склоны ее крутые - до 25-30°

в привершинной части. Признаки осадков на вершине и склонах, видимые на сейсмограммах НСП, отсутствуют. Подошва постройки также не перекрыта осадками (см. рис.27). Характер отражащих от постройки сигналов соответствует эффузивным породам. Диаметр основания постройки около 8 км, объем ее порядка 20 км^3.

Постройка расположена в области отрицательного магнитного поля (см. рис.28). Над вершиной ее отмечено повышение поля примерно на 100 нТ.

3. Материал драгирования. Из привершинной части подводной горы (см. рис.27, табл.3) поднята полная драга (более 200 кг) светлого зеленовато-серого ила, среди которого было 2-3 кг гальки и несколько полуокатанных обломков. Размеры гальки и обломков - 2-5 см. Галька хорошо окатана, а обломки уплощены.

Обломки сложены в основном разнообразными андезитами, как порфировыми пироксен-плагиоклазовыми с 20% вкрапленников, амфибол-пироксен-плагиоклазовыми, так и субафировыми с редкими вкрапленниками плагиоклаза. Из экзотических встречены кварцевые порфиры. В составе гальки преобладают тонкозернистые серые, черные субафировые андезиты. Отмечены также зеленоватые палеотипные плагио-андезиты, серые кварцевые порфиры, мелкозернистые биотитовые гнейсовидные гранодиориты, белые пироксен-плагиоклазовые пемзы.

6. Заключение. Изолированный характер подводной горы и морфоструктурные особенности позволяют предполагать ее вулканическую природу. Постройка покрыты тонким чехлом илистых отложений, неразличимых на сейсмограммах НСП, т.е. при применяемом режиме сейсмопрофилирования - менее 10-15 м. Возможно, постройку слагают андезиты, которые преобладают среди обломков пород внутри илистых отложений, поднятых при драгировании.

9-П7.16

1. Местоположение. Вершина подводной горы расположена на северном продолжении цепочки вулканов п-ова Чирип (о-в Итуруп), в 20 км к северу от последнего, в 68 км от вулканического фронта (см. рис.9,27, табл.3).

2. Морфология и строение. Подводная гора расположена на поднятии акустического фундамента, протягивающегося в меридиональном направлении от п-ова Чирип (см. рис.27), поднимаясь над ним на высоту 600-800 м. Восточные склоны горы опускаются до глубины 2200-2300 м, западные - до глубины 2900-3000 м. Угол наклона склонов увеличивается от 7-15 в нижней части до 20-25° у вершины. Характер сейсмоакустических отражащих сигналов соответствует плотным эффузивным породам. На юго-западном склоне обнаружен небольшой холм высотой 150-200 м, по-видимому, являющийся побочным конусом или экструзивным куполом. Осадки на склонах, видимые на сейсмограммах НСП, отсутствуют. Подножие перекрыто осадками мощностью 200-400 м со сложным внутренним строением. Частично они имеют оползневое происхождение. Размер основания постройки - 10х12 км, превышение над западным основанием - 2100 м, над восточным основанием - 1300 м, объем-порядка 25 км^3. Постройка расположена в области отрицательного магнитного поля интенсивностью около 200 нТ, над самой постройкой отличается слабое увеличение магнитного поля примерно на 120 нТ (см. рис.28).

3. Материал драгирования. Из привершинной части горы в интервале глубин I400-II00 м поднято около 30 кг материала, в том числе: 10 кг зеленовато-серого ила, полуокатанный валун светло-серых риодацитов весом 6-7 кг, четыре небольших слабоокатанных обломка темно-серых андезито-базальтов и андезитов весом по 0,4-0,8 кг, шесть крупных (размером до 10 см) и 2 кг мелких галек

в основном вулканических пород. В крупной гальке обнаружены как сильно-, так и слабоизмененные эффузивы, причем среди последних установлены оливинсодержащие андезито-базальты, андезиты, их туфы, а также биотит-амфиболовые дациты.

4. Петрография и минералогия. Андезито-базальты, слагающие небольшие слабоокатанные обломки (обр.В17-42/4 и 42/3), имеют пористую структуру и содержат 25-30% вкрапленников, представленных плагиоклазом (15-20%), клинопироксеном (6-8%), ортопироксеном (1-2%), оливином (менее 1%) и титаномагнетитом. Основная масса пород имеет гиалопилитовую структуру с буровато-серым или бурым стеклом. Породы заметно изменены. Вкрапленники плагиоклаза часто сильно ожелезнены, а вкрапленники темноцветных минералов хлоритизированы. В мелких порах повсеместно развиты гидроокислы железа и хлорита.

Андезиты из небольшого, несколько окатанного обломка (обр.В17-42/2) - пористые породы с мелкими вкрапленниками плагиоклаза (преобладают), клинопироксена, роговой обманки и титаномагнетита. Структура основной массы пород гиалопилитовая с серым стеклом в мезостазисе. В тонких порах породы примазки зеленоватого глинистого материала.

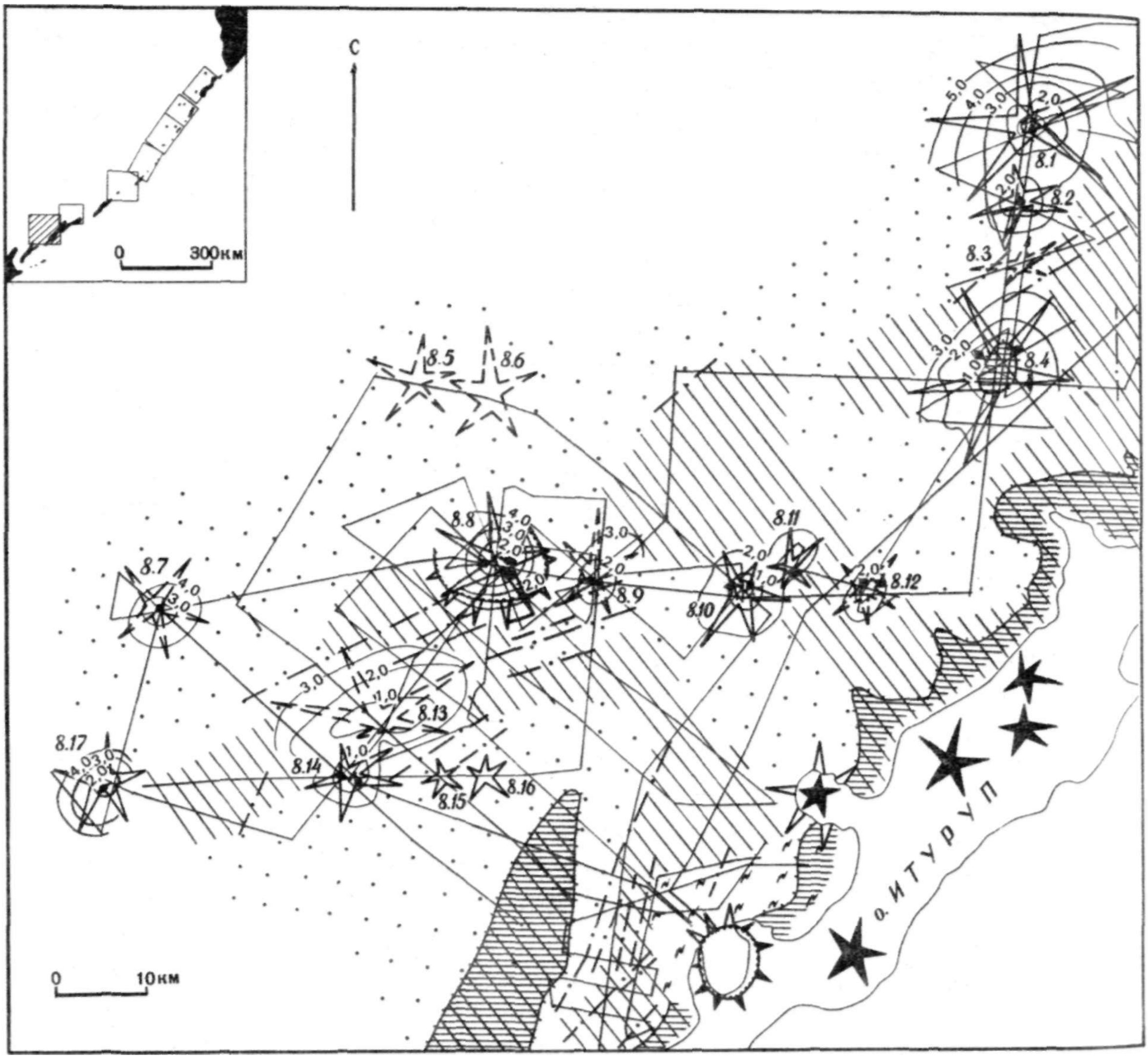
Риодациты, слагающие единственный в драге крупный валун (обр.ВI7-42/1), - гористые субафировые породы, содержащие около 1% вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и титаномагнетита. Основная масса почти полностью раскристаллизована и имеет микрофельзитовую структуру.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава исследовано четыре пробы вулканитов (см. табл.1 приложения). Все породы принадлежат к высокоглиноземистым породам нормального по щелочности ряда. При этом три пробы четырех относятся к умеренно-калиевым, а одна (андезито-базальт, обр.В17-г2/3) - к высококалиевым разностям. Величина отношения Na_2O/K_2O колеблется в них от 2,2 до 1,6. На диаграмме $FeO/MgO-sio_2$ точки состава андезито-базальтов и андезитов лежат в поле известково-щелочных пород, а риодацитов - в поле толеитов. С ростом содержания кремнезема в породах не наблюдается согласованного изменения концентраций ряда редких элементов. Так, в андезитах и риодацитах концентрации Rb более чем в 2 раза ниже, чем в андезито-базальтах, за счет чего величина отношения K/Rb возрастает от андезито-базальтов (460-500) к андезитам (815) и риодацитам (1250). Для андезито-базальтов характерны также повышение концентрации Sr (600-640 г/т) и аномально высокие для этого типа пород концентрации Cr (200-300 г/т). Вряд ли все эти породы принадлежат единому эволюционному ряду.

6. Заключение. Подводная гора 7.16 во многом аналогична предыдущей, составляя цепочку вулканов, протягивающуюся от п-ова Чирип (см. рис.27). Это обстоятельство, а также изолированный характер горы и ее морфоструктурные особенности позволяют предположить, что гора является вулканической постройкой. К тому же весь казенный материал, поднятый при драгировании, вулканический, хотя среди него есть и чужеродный материал. Судя по небольшой мощности осадков, возраст постройки, скорее всего, четвертичный.

2.9. ЮЖНО-ИТУРУПСКАЯ ГРУППА

Эта группа располагается с охотоморской стороны южной половины о-ва Итуруп и частично о-ва Кунашир, являясь непосредственным продолжением Северо-Итурупской группы (см. рис.9). В ее составе выделяются 20 подводных вулканов и гор, которые группируются в четыре основные цепочки (рис.29): две - субширотные; одна - субмеридиональная и одна, являющаяся продолжением п-ова Сире-



Р и с.29. Схема строения Южно-Итурупской группы вулканов

Усл. обозначения см. на рис.10

токо (о-в Хоккайдо), северо-восточного простирания. Все эти цепочки ориентированы косо к общему простиранию дуги (см. рис.9). Некоторые вулканы, как, например, 8.7, расположены на пересечении цепочек. Подводные горы 8.5 и 8.6 не принадлежат ни к одной из указанных цепочек, правда, гора 8.5 расположена на продолжении цепочки вулканов, протягивающейся от п-ова Сиретоко, а горы 8.5 и 8.6 ориентированы в субширотном направлении, параллельно двум другим субширотным цепочкам.

По сравнению с Северо-Итурупской группой площадная плотность вулканов в этой группе в целом и во всех зонах значительно ниже. Средняя плотность для группы в целом составляет около 1,6 е.т.п. - это минимальное значение для дуги в целом, не считая тыловых авулканических зон. Площадная плотность на фронте и в тыловой зоне дуги примерно одинакова ($6_ф$ = 2,6; $6_п$ = 1,0; $6_т$ = 2,4). Характерно, что плотность вулканических центров уменьшается к юго-западному окончанию дуги, т.е. к о-ву Хоккайдо, что отчетливо видно из таблицы, где приведены значения указанной плотности отдельно для вулканов южной половины

о-ва Итуруп и о-ва Кунашир и их тыловых зон. Интересно, что в промежуточной зоне Кунаширского отрезка группы плотность вулканических центров почти равна плотности на фронте дуги в ее тыловой зоне ($б_ф$ = 1,5; $б_п$ = 1,2; $б_т$ = 1,5) за счет вулканов цепочки Сиретоко, пересекающей фронтальную тыловую и промежуточную зоны.

Как и в предыдущей группе, некоторые вулканы, расположенные вблизи о-ва Итуруп, имеют плоские вершины на глубинах, несколько больших, чем голоценовое повышение уровня моря (вулкан 8.4 и 8.10). Последнее фиксируется приостровной подводной террасой на глубине II0-I30 м (см. рис.29). Вулканы же не. удалении от острова все островершинные. Это соответствует выводу о прогрессивном опускании в сторону Курильской глубоководной котловины, высказанному при описании предыдущей группы.

I В пределах развития Южно-Итурупской группы вулканов осадки имеют незначительную мощность С49, л.26), часто отмечаются выходы акустического фундамента в виде плато, протягивающиеся от островов Итуруп и Кунашир (см. рис.29). И лишь вблизи наиболее удаленных от вулканического фронта подводных вулканов и гор (8.5; 8.6; 8.7), т.е. на склоне Курильской глубоководной котловины, отмечены осадки мощностью до 1000 м и более.

На рис.35 видны две основные системы разломов: одна из них субмеридиональная, разделяет острова Итуруп и Кунашир и трассируется на субширотную группу вулканов 8.10-8.12; вторая - северо-восточная, ограничивает ступенчато-горстообразное поднятие подводной горы 8.13 и трассируется на вулканы 8.8 и 8.9 на северо-востоке и 8.14; 8.15; 8.17 - на юго-западе. Сами цепочки, вероятно, являются магмоподводящими разломами.

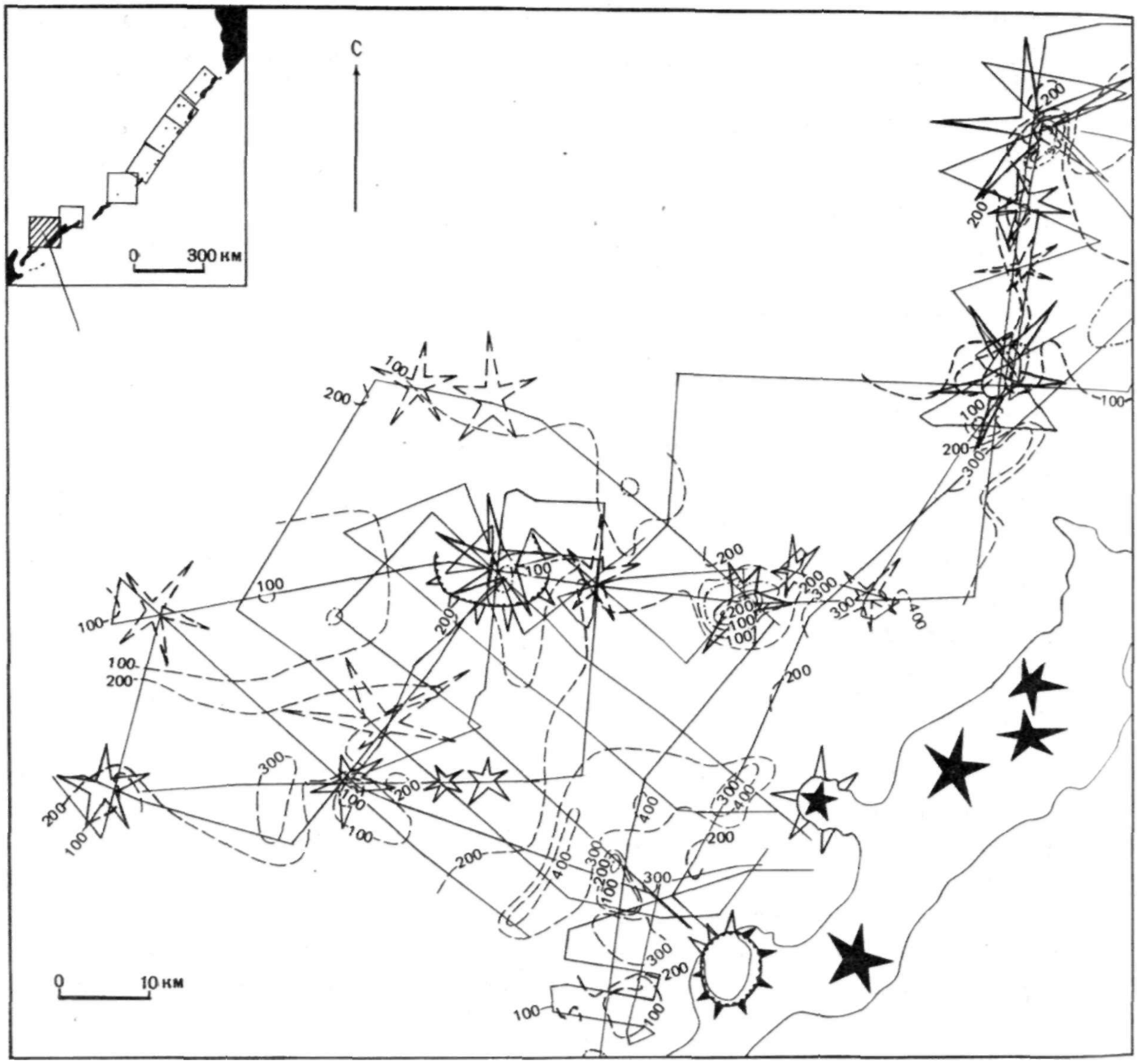
Магнитное поле в целом для группы отрицательное, аналогичное полю предыдущей группы. На общем отрицательном фоне отмечаются обычно положительные аномалии над вулканическими постройками (рис.30). Над некоторыми из них, сложенными предположительно подушечными лавами и пирокластиком, аномалии слабые.

9-П8.1

1. Местоположение. Вершина расположена в 43 км к северу от мыса Пржевальского (о-в Итуруп), в 75 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Подводная конусовидная гора приурочена к северному окончанию меридиональной цепочки подводных вулканов 8.1-8.4, поднимаясь над дном Курильской котловины на 2300-2500 м. Плоская вершина расположена на глубине около 750 м, а отдельные скальные выступы поднимаются до глубин 650-700 м. Склоны крутые - от 10-15 в нижней части до 15-20° у вершины. Восточные склоны несколько более пологие, и, возможно, поэтому они перекрыты маломощным чехлом рыхлых осадков с параллельной склону слоистостью. На остальных склонах осадки на сейсмограммах НСП не обнаружены. Характер отражений от склонов соответствует эффузивным породам. Основание постройки перекрыто горизонально-слоистыми осадками, мощность которых в районе северного подножия достигает 1000 м. Размер перекрытого осадками основания 16х25 км, полная высота постройки - 3300-3400 м, диаметр плоской вершины - около 1,5 км, объем постройки - порядка 270 км^3.

К постройке приурочена положительная магнитная аномалия, смещенная к югу. Она сопряжена с отрицательной аномалией магнитного поля, приуроченной к северному склону постройки. Полный размах аномалии, соответствующей постройке, достигает 390 нТ.



Р и с.30. Аномальное магнитное поле Южно-Итурупской группы вулканов

Усл. обозначения см. на рис.15

3. Материал драгирования. При драгировании привершинной части вулкана (см. табл.3, рис.29) поднято примерно 300 кг материала, из которого около 85% по объему составляли неокатанные глыбы и обломки, около 10% - галька и ~5% - скелеты мшанок, (Fe-Mn)- конкреции, корки и светло-серый ил. Среда первичного каменного материала одна глыба весом ~70 кг и размером 60x60x50 см, несколько глыб поменьше, остальное - средние (10-15 см в поперечнике) и мелкие угловатые обломки. Почти все крупные, средние глыбы и часть обломков имели округлые формы с характерной бугорчатой или ноздреватой поверхностью и скорлуповатой отдельностью. Глыбы и обломки трещиноваты, причем по трещинам нередко развивается тонкая корочка осернения.

Подавляющая часть каменного материала сложена однородными по составу крупнопорфировыми оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами, один угловатый средний по размерам обломок - мелкопузырчатыми пироксен-плагиоклазовыми андезито-базальтами, другой - пироксен-плагиоклазовыми андезитами. (Fe-Mn)-конкреции имеют специфическую форму уплощенных дисков ("бубликов") диаметром 5-10 см. В ядрах почти каждой конкреции находится мелкий обломок

или галька, вокруг которого видны несколько концентрических слоев, выраженных в рельефе поверхности конкреции. Вещество конкреций довольно рыхлое и окрашено в буроватый цвет.

Галька средняя и мелкая. В составе ее разнообразные, преимущественно вулканические, породы палеотипного облика.

4. Петрография и минералогия. Доминирующим типом пород являются базальты. Породы серийнопорфировые и содержат ~20% вкрапленников и субфенокристов, сложенных плагиоклазом, оливином и клинопироксеном. Половину их составляет плагиоклаз, среди темноцветных минералов оливина примерно столько же, сколько клинопироксена. В составе субфенокристов встречается также титаномагнетит. Обычны мономинеральные сростки кристаллов, а также клинопироксен-плагиоклазовые, реже оливин-клинопироксеновые сегрегации, достигающие 2-3 мм в поперечнике. Основная масса существенно стекловатая и содержит умеренное количество мелких микролитов плагиоклаза, клинопироксена, оливина и титаномагнетита. Цвет стекла - от буровато-желтого до черного в зависимости от степени окисления. Из акцессориев отмечены апfтит и циркон.

Вкрапленники плагиоклаза зональны с широкими ядрами и относительно узкими краевыми каймами. В ядрах крупных вкрапленников наблюдаются обильные ветвящиеся жилки бурого или черного стекла или дендритовидные выделения клинопироксена, а по периферии ядер - мелкие двухфазные (газ + стекло) расплавные включения. Вкрапленники клинопироксена также зональны с включениями титаномагнетита во внешних зонах, но чаще имеют неправильное пятнистое угасание. В крупных кристаллах пироксена отмечаются полисинтетические двойники. Во вкрапленниках оливина нередко встречаются жилки смектита с вторичным магнетитом. Иногда выделения смектита развиваются и по включениям стекла в ядрах вкрапленников плагиоклаза, а также по трещинкам в породе. В единичных случаях смектит нацело замещает кристаллы оливина.

Андезито-базальты и андезиты близки по качественному составу вкрапленников (плагиоклаз, клино- и ортопироксен, титаномагнетит), но различаются по их количеству (заметно более высокому в андезитах) и степени раскристаллизации основной массы (меньшей в андезитах). Для андезитов характерно также наличие титаномагнетит-пироксен--плагиоклазовых сростков, отдельных крупных (до 3 мм) кристаллов плагиоклаза, большая распространенность ортопироксена и наличие кайм клинопироксена вокруг вкрапленников ортопироксена. Андезиты свежие, а в андезито-базальтах довольно много смектита, развивающегося в основной массе породы, а также выполняющего поры.

5. Петрохимия и геохимия. Все анализированные образцы (восемь проб) относятся к (K-Na)-серии пород нормального ряда (см. табл.1 приложения). При этом величина Na_2O/K_2O в базальтах (1,75-2,05) ниже, чем в андезито-базальтах (2,2) и андезитах (2,1). По уровню содержания $к_20$ базальты попадают на границу пород умеренно- и высококалиевой серии, тогда как андезито-базальты и андезиты - в поле пород умеренно-калиевой серии. По соотношению величины Feo* /MgO с $Si0_2$ базальты и андезиты лежат в поле известковощелочных пород, а андезито-базальты - в поле толеитов. Все породы принадлежат группе высокоглиноземистых разностей.

Базальты отличаются повышенными концентрациями Rb, Sr, Be, U, Th, Nd, Cr, Ni при низких значениях отношений K/Rb (210-360), повышенных - Rb/Sr (0,05-0,07), Th/U (2,0-2,15) и высоких - Ni/Co (3,1-3,8). Андезито-базальты и андезиты, напротив, имеют низкие концентрации Rb, Cr и Ni при высоких

отношениях K/Rb (710-715) и низких - Rb/Sr (0,02-0,05) и Ni/Co (0,06). В одном образце базальта (BI7-4I/5) определили спектр редкоземельных элементов (см. табл.2 приложения). Уровень содержания РЗЭ (Сумма РЗЭ = 102 г/т) и степень обогащения легкими лантаноидами (La/Yb = 8,0) типичны для базальтов тыловой зоны Курил, однако для анализированного образца характерно наличие отчетливого европиевого минимума (Eu/Eu = 0,63).

Величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в том же образце базальта, равная 0,70280, соответствует минимальным значениям, зафиксированным в лавах тыловой зоны Курильской дуги, тогда как эта величина в андезитах - 0,70331 (обр.B17-41/12) - отвечает значениям, обычным в лавах фронтальной зоны.

6. Заключение. Морфоструктурные и магнитные данные, а также однородность драгированного материала свидетельствует о том, что гора 8.1 является подводным вулканом. Судя по 1000-метровой мощности осадков, перекрывающих подножие, наличию в драге ила, (Fe-Mn)-конкреций, корок и органического материала, пропитанного (Fe-Mn)- окислами, возраст вулкана относительно древний, вероятно плиоценовый. Если же часть осадков, перекрывающих подножие, прорвана телом вулкана, возраст его может оказаться более молодым - плейстоценовым.

Характерные морфологические особенности поднятых в драге обломков базальтов указывают на принадлежность их к шаровым лавам и соответственно на образование базальтов в подводных условиях. Отсутствие наследования основных петрогеохимических особенностей базальтов андезито-базальтами и андезитами предполагает чужеродное происхождение последних. На это же, по-видимому, указывает и чрезвычайная редкость обломков такого состава в драге (лишь два средних по величине обломка в 300 кг драге), а также изотопный состав Sr в андезите.

9-П8.2

1. Местоположение. Вершина расположена в 32 км к северу от мыса Пржевальского (о-в Итуруп), в 70 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Островершинная конусовидная гора располагается в пределах цепочки подводных вулканов 8.1-8.4. Ее западные склоны опускаются до глубины 3100 м, т.е. до дна Курильской котловины, восточные и южные - до глубины 2300-2400 м, а седловина между постройками 8.1-8.2 расположена на глубине 1500-1600 м, так что эти две постройки сливаются своими основаниями. Склоны становятся круче к привершинной части (10-15 - в нижней части, 15-20° - у вершины), что характерно для вулканических построек. Характер отражений от склонов на сейсмограммах НСП соответствует эффузивным породам, а рыхлые отложения не обнаружены. Северо-западное основание постройки перекрыто горизонтально-слоистыми осадками мощностью 300-400 м. Размер основания постройки - 7,5x10 км, полнея высота с учетом перекрытой осадками части - 2400-2500 км, объем - порядка 50 $км^3$.

К постройке приурочена несколько смещенная к югу положительная аномалия магнитного поля на фоне отрицательного поля. Размах аномалии, соответствующей постройке, небольшой - несколько более 200 нТ (см. рис.30).

3. Материал драгирования. Со склона постройки, с глубин II50-I070 -м (см. табл.3, рис.29), поднято ~150 кг каменного материала: преимущественно угловатых глыб и обломков с примесью хорошо окатанной гальки (до 20% от веса драги) и зеленоватого ила (5-10% от веса драги), покрывающего поверхность как обломочного, так и галечного материала. Присутствует также небольшое количество скелетов мшанок, пропитанных железомарганцевыми окислами. Размеры

глыб 15-25 см, обломков - 5-15 см. Галька мелкая и средняя (до 7 см по длинной оси).

Преобладающим типом пород, слагающим глыбы и обломки, являются пироксен-плагиоклазовые базальты (обр.BI7-40/1-5) с редкими мегакристами (5-6 мм) пироксена и амфибола. Менее распространены пироксен-плагиоклазовые андезито-базальты (обп.B17-40/7,8,10). В отдельных обломках установлены пироксен-эмфибол-плагиоклазовые базальты (обр.BI7-40/6) и андезито-дациты (обр.BI7-40/9). В большинстве случаев породы плотные, лишь среди андезито-базальтов отмечены пористые шлаковидные разности. Среди глыбок базальтов встречаются округлые или эллипсоидальные обломки со скорлуповатой отдельностью, близкие по облику к шаровым лавам. Для большинства глыб характерно наличие по трещинам осернения и примазок синевато-черного глинистого материала. Однако в целом все породы свежие.

Галька сложена разнообразными вулканическими породами, в том числе пропилитизированными; отмечена также галька кремней.

4. Петрография и минералогия. Базальты имеют серийнопорфировую структуру с гиалиновой основной массой. Общее содержание вкрапленников и субфенокристов достигает 50%, сложены они плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, титаномагнетитом (перечислены в порядке распространенности). В единичных случаях наряду с пироксенами отмечается и небольшое количество амфибола (обычно в сростках с клинопироксеном), однако в одном из образцов (BI7-40/6) амфибол преобладает среди темноцветных минералов. Нередко встречаются мономинеральные клинопироксеновые и магнетит-пироксен-плагиоклазовые сростки, а также мелкие округлые включения гомеогенного типа. Вкрапленники плагиоклаза зональны с широкими ядрами и тонкими внешними зонами и часто содержат многочисленные мелкие включения стекла. Вкрапленники орто- и особенно клинопироксена обнаруживают неравномерное пятнистое погасание (или в случае клинопироксена погасание типа песочных часов) и содержат мелкие включения титаномагнетита. Вкрапленники амфибола окрашены в буровато-зеленые тона и окружены тонкими опацитовыми каймами. Стекло в базальтах буровато-желтое, бурое.

Андезито-базальты отличаются от базальтов меньшим содержанием вкрапленников и субфенокристов (до 25-30%), большим развитием ортопироксена по сравнению с клинопироксеном, большей ролью титаномагнетита среди субфенокристов, более светлоокрашенным стеклом. Как и в базальтах, в отдельных образцах наблюдается небольшое количество амфибола в сростках с клинопироксеном.

Андезито-дациты содержат 30-35% вкрапленников плагиоклаза, амфибола, орто- и клинопироксена, титаномагнетита и кварца, погруженных в чистое бесцветное стекло с перлитовой отдельностью. Преобладает среди вкрапленников плагио клаз, а среди темноцветных минералов - амфибол. В отличие от базальтов и андезито-базальтов вкрапленники плагиоклаза в этих породах чистые и содержат лишь редкие двухфазные расплавные включения. Аналогичные включения отмечены и во вкрапленниках кварца. Вкрапленники амфибола окрашены в зеленый цвет и нередко включают мелкие выделения плагиоклаза. Среди пироксенов явно преобладает ортопироксен. Титаномагнетит часто образует включения в ортопироксене, реже амфиболе и плагиоклазе.

Все породы свежие, лишь в базальтах иногда наблюдаются выделения смектита по трещинкам в пироксенах, да в пористых разностях андезито-базальтов - слабая инкрустация пор.

Минеральный состав вкрапленников изучен только для базальтов (см. табл.4 приложения). Состав ядер вкрапленников плагиоклаза отвечает битовниту ($Ап_{69-83}$), краевых зон - андезин-Лабрадору (An_{47-61}). Микролиты плагиоклаза в целом близки по составу к краевым зонам вкрапленников, однако среди них иногда появляются и калиевые олигоклаз-андезины. Вкрапленники клинопироксена отвечают авгиту, причем ядра, промежуточные и краевые зоны в большинстве случаев почти не различаются по составу. Ортопироксены относятся к гиперстенам, при этом ядра вкрапленников в целом несколько более магнезиальны и содержат больше $A1_2o_3$ и меньше CaO, чем края вкрапленников и микролиты. Зерна титаномагнетита, включенные в ядра вкрапленников клино- и ортопирокеена, по сравнению с вростками в краевых зонах вкрапленников и микролитами отличаются меньшей железистостью, меньшим содержанием $Ti0_2$, большим - Al_2O_3- и большей степенью окисленности железа. В целом вариации состава минералов в изученном образце типичны для базальтов известково-щелочной серии. Состав интерстиционных стекол в базальтах отвечает высококалиевым субщелочным дацитам и характеризуется очень низким содержанием MgO, высокой железистостью и, судя по дефициту суммы, высоким содержанием воды.

5. Петрохимия и геохимия. По уровню содержания и соотношению щелочей (см. табл.1 приложения) лавы вулкана относятся к (к-Ua)- породам нормального ряда (K_2o/Na_2o = 1,6-2,3). При этом по содержанию $к_2о$ они занимают промежуточное положение между породами умеренно- и высококалиевой серии. Также промежуточное положение они занимают по соотношению величины FeO*/MgO с $Si0_2$. На соответствующей диаграмме фигуративные точки их располагаются вдоль границы, разделяющей породы толеитовой и известково-щелочной серий, причем большая часть базальтов лежит в поле толеитов, а андезито-базальтов - в поле известковочщелочных пород. Все породы вулкана относятся к высокоглиноземистым разностям.

Базальты и андезито-базальты характеризуются повышенными концентрациями Rb, Sr, Be при умеренных - Ba, F, Cr, Co и низких - Ti, Li, Ni, V, Cu, Pb, Sn, W. Содержание всех перечисленных элементов в андезитах умеренное. Концентрации Nb, Hf, Zr в породах разной кремнекислотности существенно не различается. Концентрация Rb достигает максимума в андезито-базальтах, здесь же соответственно наблюдаются минимальные отношения K/Rb (2I5-325 против 300-550 - в базальтах и 480 - в андезитах). Содержание Sr в базальтах и андезито-базальтах близки и резко уменьшаются в андезитах, однако величина отношения постепенно возрастает от базальтов (0,03-0,05) через андезито-базальты (0,05-0,08) к андезитам (0,II).

Для лав вулкана выполнены три определения спектра редкоземельных элементов (см. табл.2 приложения). В целом концентрации их в породах разной кремнекислотности сходны, хотя величина отношения La/Yb несколько уменьшается от базальтов (11,8), через андезито-базальты (9,1) к андезитам (7,5). Нормированные по хондриту спектры распределения редкоземельных элементов имеют вид слабонаклоненных слева направо линий - типичный тренд известковочщелочных серий. Eu- минимум в базальтах отсутствует, но отчетливо заметен в андезито-базальтах и особенно в андезитах (Eu/Eu соответственно 0,98, 0,84 и 0,72).

В целом лавы вулкана характеризуются типичным для тыловой зоны Курильской дуги уровнем содержания редких элементов и трендами эволюции их.

6. Заключение. Подводная гора 8.2 во многом аналогична предыдущей и по структурно-морфологическим, магнитным характеристикам и составу драгированных пород также является вулканом. По возрасту он, по-видимому, несколько моложе вулкана 8.1 и соответствует началу плейстоцена, так как мощность осадков, перекрывающих его подножие, значительно меньше - 300-400 м.

9-п8.3

1. Местоположение. Вершина расположена в 27 км к северу от мыса Пржевальского (о-в Итуруп), в 63 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Вытянутая в субширотном направлении подводная гора приурочена к субмеридиональной цепочке подводных вулканов и гор 8.1-8.4, поднимаясь на 500-600 м при ширине основания 5x10 км. Южные и северные склоны очень крутые (>25°), очевидно, обрезанные сбросами, западные и восточные - пологие. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, гора сложена слоистыми переслаивающимися или дислоцированными вулканогенно-осадочными образованиями.

В магнитном поле подводная гора никак не проявлена. Она находится в области отрицательного поля интенсивностью от 90 до 230 нТ (см. рис.30).

3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось.

6. Заключение. Вероятно, подводная гора представляет собой выступ фундамента, ограниченный разломами, субпараллельными простиранию дуги.

9-п8.4, вулкан Крылатка

1. Местоположение. Вершина расположена в 16 км к север-северо-западу от мыса Пржевальского (о-в Итуруп), в 56 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Вулкан Крылатка занимает самое южное положение в меридиональной цепочке подводных вулканов и гор 8.1-8.4 (см. рис.29). Он представляет собой изометричную конусовидную постройку с плоской вершиной на глубине 180-200 м. Северные и западные склоны опускаются до глубин 2200-2300 м, от о-ва Итуруп постройка отделена глубинами около 900 м. Крутизна склонов увеличивается от 15 в нижней части до 20-25° у плоской вершины. Осадки на склонах практически отсутствуют. Основание постройки с севера и запада покрыто осадками мощностью до 700 м, что свидетельствует о ее относительной древности. Размер перекрытого основания - 14x22 км, размер плоской вершины - 6x4 км, полная высота с учетом перекрытого осадками основания - около 2900 м, объем постройки - порядка 140 км^3.

В магнитном поле вулкан Крылатка выражен довольно слабо. Отрицательная аномалия у основания вулкана достигает -300 нТ, у вершинной части постройки наблюдается увеличение поля до 100 нТ над восточной частью вершины, так что полный размах аномалии, соответствующей постройке, составляет около 400 нТ (см. рис.30).

3. Материал драгирования. Тремя драгировками на верхних (В17-37,38) и средних (ВI7-39) частях склонов постройки (см. рис.29) поднято около 450 кг каменного материала - преимущественно глыб и неокатанных обломков. В драге со средней части склона в качестве примеси присутствовало лишь очень небольшое (1-3%) количество гальки, тогда как в драгах с верхних частей постройки-до 10-15% гальки,а в одной из драг-около 20% серого ила. Наиболее крупные глыбы в каждой драге достигали 30-40 см в поперечнике и имели угловатые или

слегка закругленные очертания.Среди мелких глыб и обломков наряду с угловатыми в драгах BI7-39 и 37 присутствовали и характерные обломки округлой шаровидной или эллипсоидальной формы без следов окатанности с ноздреватой поверхностью и скорлуповатой отдельностью (до 20-30% объема материала). Размеры таких "шаров" - от 5 до 15-20 см в диаметре. Обычно они трещиноваты, причем по трещинкам и порам развиты примазки желтого сернистого, зеленоватого или синевато-черного глинистого материала. Судя по морфологии, они являются фрагментами потоков подводных шаровых лав.

Обломки шаровых лав и часть крупных глыб в драгах BI7-37, 39 сложена базальтами. Две угловатые глыбки пористых базальтов обнаружены и в драге BI7-38. Другая часть крупных глыб и обломков в драгах BI7-37, 39 сложена двупироксеновыми андезито-базальтами и андезитами, а отдельные мелкие обломки - пироксен-амфиболовыми андезитами. В драге BI7-38 преобладающим типом пород являются биотит-амфиболовые андезито-дациты, слагающие не менее 90% всех глыб и обломков. Если обломки двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов не несут следов вторичных изменений, то обломки андезито-дацитов обычно имеют довольно мощные корочки выветривания грязно-зеленого цвета.

В драге BI7-37 одна из крупных глыб сложена конгломератом с вулканомиктовым цементом. Галька во всех драгах мелкая и средняя (до 5-10 см), хорошо окатанная. Из экзотических обломков отмечены редкие угловатые обломки карбонатизированных пропилитизированных базальтов, аргиллитов (драги B17-38,39), а также один обломок тоналита (драга BI7-38).

4. Петрография и минералогия. В составе драгированного каменного материала присутствуют четыре группы пород: базальты, андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты.

Среди базальтов выделяются две петрографические разновидности: оливиновые и оливин-клинопироксен-плагиоклазовые. Первые (обр.BI7-39/2) характеризуются присутствием небольшого числа (10-12%) крупных вкрапленников оливина с вростками шпинели и редких субфенокристов плагиоклаза, погруженных в хорошо раскристаллизованную (пилотакситовую, интерсертальную) основную массу, состоящую из микролитов плагиоклаза, клинопироксена, оливина, титаномагнетита, склеенных стеклом, вторые (обр.B17-37/1,13; BI7-38/7) - содержат до *25%* вкрапленников зонального плагиоклаза, оливина и клинопироксена, причем плв-гиоклаз среди них преобладает, а соотношение оливина и клинопироксена может заметно изменяться вплоть до появления существенно клинопироксен-плагиоклазовых пород (обр.B17-37/13,13б). Среди субфенокристов нередко отмечается титаномагнетит, образующий также включения в краевых зонах вкрапленников клинопироксена. Основная масса пород существенно стекловатая с переменным количеством микролитов плагиоклаза, клинопироксена, оливина и титаномагнетита. В основной массе базальтов обоих типов постоянно присутствует буровато-зеленый смектит, нередко инкрустирующий поры, а также карбонат. В оливин-клинопироксен-плагиоклазовых базальтах карбонат совместно со смектитом нередко замещает вкрапленники.

Химический состав минеральных фаз изучен для образца оливин-клинопироксен-плагиоклазового базальта (см. табл.4 приложения). Ядра вкрапленников плагиоклаза в нем отвечают битовнит-анортиту (An_{85-91}) и резко отличаются от краевых кайм (An_{43-65}) и микролитов (An_{40-59}). Среди вкрапленников оливина отчетливо выделяются две разновидности (одна - близкая по составу к микролитам с железистостью f =~27%, другая - заметно более магнезиальная с f = 17%),

не различающиеся однако по размерам. Ядра крупных вкрапленников клинопироксена соответствуют хромсодержащецу (Cr_2O_3 = 0,25-0,57) глиноземистому (Al_2O_3 = 4,4-5,7) диопсиду, тогда как краевые каймы и микролиты - авгиту с железистостью f = 29-34%. Титаномагнетита, образующие включения во вкрапленниках, отличаются от микролитов этого минерала заметно меньшей железистостью, содержанием TiO_2 при более высоком содержании глинозема и большей степени окисленности железа.

Андезито-базальты титаномагнетит-двупироксен-плагиоклазовые (обр.BI7-37/3,4, обр.B17-39/4) или титаномагнетит-оливин-двупироксен-плагиоклазовые (обр.B17-39/3,6,8) породы, содержащие до 25-30% вкрапленников. В целом среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, а среди темноцветных минералов - клинопироксен. В отдельных образцах встречаются единичные вкрапленники зеленовато-бурого амфибола. Нередко наблюдается обрастание вкрапленников ортопироксена мелкими выделениями клинопироксена. Вкрапленники плагиоклаза часто содержат обильные точечные выделения стекла, а вкрапленники клинопироксена - включения титаномагнетита. Обычны титаномагнетит-пироксен-плагиоклазовые сростки, где в интерстациях сохраняется свежее нераскристаллизованное стекло. Структура пород серийно-порфировая с гиалопилитовой, реже гиалиновой основной массой. Породы в общем довольно свежие, однако оливин в них зачастую замещается смектитом. Иногда выделения этого минерала развиваются и по стеклу основной массы.

Андезиты преимущественно титаномагнетит-двупироксен-плагиоклазовые и по особенностям петрографического состава сходны с соответствующими разновидностями андезито-базальтов. В амфиболовых андезитах (обр.BI7-39/I4) среди вкрапленников темноцветных минералов преобладает буровато-зеленый амфибол, а пироксены встречаются только среди субфенокристов.

Андезито-дациты (обр.B17-38/1,2,3) - серийнопорфировые породы, содержащие до 30% вкрапленников и субфенокристов, представленных плагиоклазом (преобладает), амфиболом, биотитом, титаномагнетитом: амфибол зеленый, биотит темно-бурый. Вкрапленники плагиоклаза часто имеют осциллярную зональность, обычно содержат двухфазные (стекло + газ) расплавные включения (нередко приуроченные к зонам роста), а в ядрах - иногда мелкие червеобразные выделения амфибола. Отмечаются редкие амфибол-плагиоклазовые сростки. Основная масса пород существенно стекловатая, пористая с мелкими микролитами плагиоклаза, амфибола и титаномагнетита. В андезито-дацитах установлены мелкие (2-5 мм в поперечнике) округлые включения мелкозернистых амфиболовых габбро гомеогенного типа.

5. Петрохиимя и геохимия. По уровню концентрации и соотношению щелочей (см. табл.1 приложения) лавы вулкана относятся к (K-Na)- породам нормального ряда. На классификационной диаграмме K_2O-SiO_2 фигуративные точки анализов базальтов лежат у границы полей пород умеренно-калиевой и высококалиевой серий, андезито-базальтов и андезитов - в поле пород умеренно-калиевой, а андезито-дацитов - высококалиевой серии. При этом величина Na_2O/K_2O в базальтах, андезито-базальтах и андезитах сходна (1,8-2,2) и заметно понижается в андезито-дацитах (1,2-1,3). Лишь один образец свежего базальта (BI7-39/II) заметно отличается от других повышенным значением отношения Na_2O/K_2O (>3), а также уровнем концентрации ряда литофильных редких элементов. По-видимому, это чужеродный обломок.

По соотношению величины FeO /MgO с SiO_2 базальты лежат в поле толеитов, андезито-дациты - в поле известково-щелочных пород, а андезито-базальты и

андезиты - у границы раздела полей. Эта ситуация достаточно типична для многих вулканов Камчатки (39,) и может быть связана с изменением летучести кислорода в расплавах в ходе их эволюции. Оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты, а также андезито-базальты и андезиты относятся к высокоглиноземистым, а андезито-дациты - к весьма высокоглиноземистым разностям. Оливиновые базальты отличаются повышенным содержанием MgO и попадают в группу умеренно-глиноземистых пород. Повышенное (*>1%)* в большинстве анализов базальтов и андезито-базальтов значение величины П.П.П. связано с наличием в породах вторичных минералов (смектита и карбоната), тогда как в андезито-дацитах - с перлитовой природой стекловатой основной массы пород.

Концентрации литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr, F, Be, u,Th) в большинстве разновидностей пород умеренные и лишь в андезито-дацитах повышенные. Кроме того, в оливиновых базальтах повышена концентрация Sr. Величины отношений K/Rb и Rb/Sr в породах колеблются в общем несистематически (K/Rb - в основном в пределах 300-570, Rb/Sr - 0,03-0,10), тогда как величина отношения Ba/Sr последовательно возрастает от базальтов (0,40-0,95) через андезито-базальты (0,75-1,05) и андезиты (1,0-1,3) к андезито-дацитам (1,15-1,40). Концентрации Th,U, а также величины отношений Th/U (2,25-3,5) типичны для пород тыловой зоны Курил. Концентрации Ni, Or, а также величины отношения Ni/Co в большинстве пород низкие (Ni/Co = 0,4-1,0) и лишь в умеренно-глиноземистых оливиновых базальтах, а также одном из образцов андезито-базальтов заметно повышаются (Ni/Co = 3,1 - в базальтах, 1,7 - в андезито-базальтах).

Два проанализированных образца измененных базальтов (BI7-39/I и BI7-38/I0) отличаются от обычных магматических пород весьма высокими концентрациями (см. табл.1 приложения).

6. Заключение. Морфоструктурные и магнитные данные, неокатанный облик обломков драгированного каменного материала, достаточно высокая его однородность, почти полное отсутствие экзотических обломков указывают, что драгировалась вулканическая постройка. Возраст ее, судя по наличию плоской вершины, доголоценовый. По-видимому, она соответствует анлезитовому комплексу Курильских островов. Об относительно древнем возрасте постройки говорят 700-метровая осадочная толща, перекрывающая северное и западное подножия вулкана, наличие заметного количества вторичных минералов в породах базальтового и андезито-базальтового состава, присутствие примазок глинистого материала в порах этих пород и корок изменения на глыбах андезито-дацитов. Характерные морфологические особенности базальтов дают основание считать их продуктами подводных излияний. Петрографический облик андезито-дацитов (например, сохранение микролитов зеленого амфибола в основной массе) характерен для пород экструзивного генезиса. В привершинной части постройки имеется галька чужеродного материала.

9-П8.5; 8.6

1. Местоположение. Вершина горы 8.5 расположена в 57, а 8.6 - в 53 км к северо-западу от п-ова Атсонупури, в 93 и 85 км от вулканического фронта соответственно (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Поднятие, состоящее из двух слившихся подножиями подводных гор, вытянуто в субширотном направлении. Относительное превышение над дном Курильской котловины достигает 700 м. Поднятие пересечено одним

субширотным профилем, проходящим через обе вершины. Судя по данным НСП, обе подводные горы имеют довольно крутые, неровные склоны, характеризующиеся сильным рассеянием сейсмического сигнала, без видимых на сейсмограммах осадков. Основание перекрыто горизонтально-слоистыми осадками Курильской котловины мощностью не менее 500 м.

Обе вершины находятся в области слабоотрицательного магнитного поля. Над вершинами отмечено повышение интенсивности магнитного поля примерно на 80 нТ (см. рис.30).

3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось.

6. Заключение. Судя по данным НСП и магнитной съемки, обе постройки, возможно, имеют вулканическую природу. Не исключено, хотя и менее вероятно, то, что поднятие с двумя вершинами является выступом фундамента, приподнятым над дном Курильской котловины.

9-п8.7

1. Местоположение. Вершина расположена в 48 км к северу от мыса Докучаева (о-в Кунашир), в 87 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Островершинная изометричная подводная гора, возвышающаяся над дном моря на 1050 м, приурочена к Курильской котловине, являясь западным продолжением субширотной цепочки подводных вулканов и гор 8.8-8.12. Склоны ее неровные, крутые (15-25°). Осадки на склонах имеют мощность менее 10-15 м и неразличимы на сейсмограммах НСП. Основание постройки с налеганием перекрыто горизонтально-слоистыми осадками мощностью не менее 1000 м, так что полная высота конусовидной постройки не менее 2000 м, а объем - более 75 км^3.

В магнитном поле постройка выражена слабо: над ее вершиной наблюдается небольшое повышение поля на 70 нТ при фоновых значениях около -100 нТ (см. рис.29).

3. Материал драгирования. При драгировании привершинной части постройки с глубин 2100-2200 м поднято 300-400 кг зеленовато-серого ила, в котором присутствовала одна окатанная глыбка пестрого мелкообломочного плотного туфа и пять мелких хорошо окатанных галек туфов и амфиболовых андезитов.

6. Заключение. Изометричный характер постройки и ее правильная конусовидная форма позволяют предположить вулканическое происхождение. Слабая выраженность в магнитном поле характерна для вулканов этой группы, сложенных подушечными лавами, например вулканов 8.2 и 8.4. Наличие мощной толщи осадков свидетельствует об относительно древнем, скорее всего плиоценовом, возрасте постройки.

9-п8.8

1. Местоположение. Вершина расположена в 58 км к северу от мыса Ловцова (о-в Кунашир), в 70 км от вулканического фронта (см. рис.9.29, табл.3).

2. Морфология и строение. Сложный подводный вулканический массив занимает крайнее западное положение в субширотной цепочке подводных вулканов и гор 8.8-8.12, не считая изолированной постройки 8.7 на западном продолжении этой Цепочки. В рельефе дна здесь выделяется открытый к северу подковообразный гребень, возвышающийся над окружающим дном на 100-350 м. Минимальная глубина над гребнем - II6I м. Гребень, очевидно, ограничивает довольно крупную кальдеру размером 9/10 км с внутрикальдерным конусовидным вулканом. Вероятно, он

является сохранившейся частью относительно древней вулканической постройки. Максимальная относительная глубина кальдеры достигает 700 м, амплитуда ее обрушения, вероятно, значительно выше, так как кальдера заполнена вулканогенно осадочными образованиями, в том числе я внутрикальдерной постройкой. Последняя заполняет большую часть кальдеры и перекрывает северный ее борт, опускаясь здесь до дна Курильской котловины, до глубин около 2800 м. Склоны вулкана крутые, крутизна их увеличивается от 12-17 в нижней, до 20-25° в верхней части склонов. В верхней части конуса видимые на сейсмограммах НСП осадки отсутствуют, ближе к основанию повляются субпараллельные склону отражающие границы, указывайте на наличие маломощного плаща рыхлых отложений. Северное основание вулкана перекрывается горизонтально-слоистыми осадками Курильской котловины мощностью до 600 м.

Таким образом, вулканический массив 8.8 представляет собой древний кальдерный вулкан с более молодым внутрикальдерным вулканическим конусом. Диаметр основания внутрикальдерного вулкана - около 10 км, относительная высота с учетом перекрытого в северной части основания - до 2500 м, объем его - не менее 30 км^3. Оценка объема докальдерной постройки и кальдерной впадины по сохранившимся остаткам затруднительна.

К внутрикальдерной постройке приурочена положительная аномвлия магнитного поля интенсивностью около 50 нТ на фоне отрицательных значений (см. рис.30). Полный размах аномалии достигает 150 нТ.

3. Материал драгирования. Тремя драгировками (см. рис.29, табл.3) в интервале глубин около I0I5-I450 м поднято 70 кг материала. Почти половину его во всех драгах составил зеленовато-серый ил, в одном случае вместе с рыхлыми черно-бурыми обломками железомарганцевых корок, покрытых скелетами губок и «ганок. Остальной материал - обломки вулканических пород, в том числе угловатые глыбы весом в 2,5 и 10 кг, несколько угловатых обломков средней величины, мелкая щебенка (в двух драгах ею сложен почти весь поднятый каменный материал) и 3 кг мелкой гальки (обнаруженной только в одной из драг).

4. Петрография и минералогия. Все три угловатые глыбки сложены довольно плотными темно-серыми андезито-базальтами с краевой корочкой выветривания и покрыты пленкой черных железомарганцевых окислов. Глыбы интенсивно трещиноваты, причем вдоль плоскостей трещиноватости, а также в порах развит налет зеленовато-черных вторичных минералов.

Андезито-базальты содержат вкрапленники плагиоклаза (~20%), клинопироксе-

»

на (~5%), бурой роговой обманки *(~1%)* и титаномагнетита. Структура основной массы пород гиалопилитовая с серым стеклом в мезостазисе. Вкрапленники в породах обычно в той или иной степени ожелезнены: кристаллы амфибола окружены опацитовыми каймами, а клинопироксена - насыщены мелкими ксеноморфными выделениями магнетита.

Почти все обломки средней величины сложены белой пемзой дацитового состава с редкими вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки, клинопироксена и титаномагнетита. Только в одном из обломков этой фракции встречены пропилитизированные мелкообломочные туфы. Мелкая щебенка более чем на *90%* состоит из смеси светлой пемзы и округлых обломков разных по пористости вулканических пород. Встречены также несколько угловатых обломков плотных зеленовато-серых меланитов. По-видимому, драгировался слой пемзового мелкообломочного туфа. В гальке, кроме разнообразных вулканических пород, встречены зеленые кремни.

5. Петрохимия и геохимия, В отношении химического состава исследованы две пробы андезито-базальтов (обр.В17-34/1 и 34/2) и две пробы (обр.В17-33/1 и 35/1) дацитовых пемз (см. таблЛ приложения). Все анализированные образцы относятся к породам высококалиевой серии нормального ряда и характеризуются близкими и низкими значениями отношений Na_2O/K_2O (1,6-1,3). Все они отличается высокой глиноземистостью, умеренной железистостью и на диаграмме $FeO^*/MgO-si0_2$ лежат в поле известково-щелочных пород. Они имеют повышенные концентрации Rb, Ba, Be, U, Th, Nd при сходных низких значениях величины отношения K/Rb (365-345) и низких содержаниях Ni, Cu, V, В целом все породы достаточно уверенно можно отнести к единому эволюционному ряду. Обращают на себя внимание весьма высокие значения потерь при прокаливании (1,1-2,0% - в андезито-базальтах и 5,3-6,4% - в дацитовых пемзах). Если в пемзах это, очевидно, связано с высокой пористостью пород, то в андезито-базальтах может хотя бы отчасти объясняться некоторой измененностью их.

I 6. Заключение. Морфоструктурные данные, состав драгированного каменного материала, принадлежность вулканических пород (от лав андезито-базальтов до дацитовых пемз) к единому эволюционному ряду дают основание предполагать, что исследовался подводный вулканический массив с внутрикальдерной вулканической постройкой. Судя по наличию в привершинной части последней большого количества ила, гипергенных железомарганцевых корок, а также по несколько из мененному облику поднятых андезито-базальтовых лав, возраст ее, вероятно, до голоценовый. Почти 600-метровая толща осадков северного склона свидетельству ет о том, что формирование внутрикальдерного вулкана происходило где-то на границе плиоцена и плейстоцена. Возраст докальдерной постройки, по-видимому, плиоценовый.

9-П8.9

1. Местоположение. Вершина расположена в 30 км к северо-западу от п-ова Атсонупури, в 60 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Подводная гора приурочена к субмиротной цепочке подводных вулканов и гор 8.8-8.12. Относительная высота ее около 650 и, склоны пологие - от 1-2 в привершинной части до 7-10° в нижней части. На сейсмограммах НСП выделяется множество протяженных, части различно ориентированных отражающих границ, свидетельствуя о сложном внутреннем строении.

Подводная гора на фоне отрицательных значений магнитного поля никак не проявлена.

3. Материал драгирования. При драгировании привершинной части горн с глубин I200-I490 м поднято только 4,5 кг каменного материала, включающего угловатую глыбку (2-2,5 кг), небольшой хорошо окатанный обломок (~0,5 кг) ж незначительное количество мелкой хорошо окатанной гальки (1,5 кг).

Глыбка сложена плотным зеленовато-серым сильно пропилитизированным и пиритизированным андезито-базальтом с вкрапленниками плагиоклаза, амфибола и клинопироксена (см. табл.1 приложения). В гальке, куда можно отнести и окатанный обломок среднего размера, развиты в основном плотные субафировые вулканиты андезито-базальт-андезитового ряда.

6. Заключение. И структурно-морфологические, и магнитные данные, и состав драгированного материала не позволяют определенно судить о природе подводной горы. Возможно, что она представляет собой часть выступа дислоцированного

фундамента. В случае вулканической природы постройка сложена пирокластическим материалом, дающим различно ориентированные границы на сейсмограммах НСП.

9-П8.10

1. Местоположение. Вершина расположена примерно в 30 км к север-северо-западу от п-ова Атсонупури (о-в Итуруп), в 50 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Изометричнея гора с плоской вершиной приурочена к субширотной цепочке подводных вулканов и гор 8.8-8.12. Ее плоская вершина расположена на глубине 150-160 м (минимальная отметка 144 м). От о-ва Итуруп подводная гора отделена глубинами около 1300 и, западные и северные ее склоны опускаются до глубин 1500-1700 м. Крутизна склонов увеличивается от 10-15 в нижней до 15-20° в верхней части постройки. По данным НСП, осадки в верхней части склонов отсутствуют, нижние части перекрыты маломощным чехлом субпараллельных склонам осадков, переходящих затем в горизонтально-слоистые осадки мощностью 600-900 м. Нижние слои последних перекрывают склоны горы с налеганием. По-видимому, формирование верхней чести горизонтально-слоистых осадков соответствовало времени абразии вершины постройки в период позднеплейстоценового понижения уровня океана. Размер перекрытого осадками основания - 10x12 км, полная высота - 2100 м, диаметр плоской вершины - около 1,8 км, объем постройки - порядка 60 км^3.

Постройке соответствует положительная аномалия магнитного поля восток-северо-восточного простирания на фоне отрицательных значений основания постройки (см. рис.30). Полный размах аномалии достигает 450 нТ.

3. Материал драгирования. Двумя драгировками верхней части склонов вулкана (см. рис.29, табл.3) поднято ~650 кг каменного материала. При этом в драге BI7-26 (вес-350 кг) весь поднятый материал представлен исключительно остроугольными обломками без примеси гальки и ила, тогда как в драге BI7-25 (вес ~300 кг) крупные угловатые глыбы, обломки и полуокатанные валуны составили лишь половину объема, а другую половину - гравий и галька. Наиболее крупные глыбы достигали веса 40-60 кг и размеров 60-70 см в поперечнике.
В драге BI7-26 поднята уникальная глыба - обломок столба с шестигранным поперечным сечением диаметром ~60 см и длиной около 130 см.

Большинство крупных глыб (в том числе и глыба со столбчатой отдельностью), а также угловатых обломков сложены амфибол-плагиоклазовыми андезитами, нередко содержащими мегакристы амфибола длиной до 1-2 см и включения мелкозернистых амфиболовых габброидов гомогенного типа. Значительно меньшая часть глыб и обломков сложена оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами или амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезито-базальтами. Так же как и андезиты, андезито-базальты нередко содержат мегакристы амфибола. Краевые зоны многих крупных глыб имеют корочки зеленокаменного изменения или окисления мощностью 1-3 см.

В драге BI7-25 две самые крупные глыбы сложены средне-крупнообломочными конгломератами. Поднятая в этой же драге галька преимущественно мелкая, однако отмечаются отдельные крупные гальки до 10-12 см по длинной оси. Последние в основном сложены породами, идентичными вулканитам, из угловатых глыб и обломков, однако встречаются и экзотические гальки, например граносиенитового состава (2 шт. на драгу).

4. Петрография и минералогия. Подавляющее большинство драгированных пород отличаются присутствием среди вкрапленников амфибола, который характерен не только для андезитов, но и для андезито-базальтов. Наиболее распространенным типом пород являются андезиты, среди которых выделяются две минералогические разновидности: клинопироксен-амфиболовые и биотит-амфиболовые. Все андезиты драги BI7-26 клинопироксен-амфиболовые, тогда как среди андезитов драги BI7-25 присутствует обе разновидности, но преобладает биотит-амфиболовая. В обоих типах андезитов содержание вкрапленников достигает 25-30%, причем в целом среди них преобладает плагиоклаз, а в составе темноцветных минералов - амфибол. В клинопироксен-амиболовых андезитах амфибол преимущественно зеленовато-бурый, иногда базальтический, тогда как в биотит-амфиболовых - зеленый. Обычны в породах мономинеральныеф сростки кристаллов плагиоклаза, а также амфибол-плагиоклазовые сегрегации. Среди субфенокристаллов наряду с главными минералами постоянно присутствует титаномагнетит. Основная масса пород гиалопилитовая (микропойкилитовая в наиболее кислых разностях) и состоит из микролитов плагиоклаза, амфибола, клинопироксена и титаномагнетита, сцементированных бесцветным стеклом. Из акцессориев в породах отмечен апатит.

В андезито-базальтах по сравнению с андезитами несколько увеличивается содержание вкрапленников и субфенокристов (до 40%), причем в составе темноцветных минералов появляется ортопироксен, а содержание амфибола заметно убывает. Мелкие вкрапленники клинопироксена нередко образуют сростки с амфиболом и плагиоклазом. Амфибол зеленый или зеленовато-бурый обыкновенный, реже базальтический, в некоторых образцах заметно опацитизирован. Стекло основной массы буро-желтое. В составе микролитов темноцветных минералов преобладает ортопироксен.

Среди базальтов выделяется две разновидности: одна (обр.BI7-25/7) - резкопорфировая с крупными вкрапленниками плагиоклаза, оливина, клинопироксена, сростками этих минералов и существенно стекловатой основной массой; другая (обр.BI7-25/8) - субафировая с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза и практически полнокристаллической интерсертальной основной массой.

Все породы свежие, только в некоторых образцах андезитов и андезито-базальтов наблюдается ожелезнение (лимонитизация) стекла, да в порфировых базальтах - жилки боулингита по вкрапленникам оливина.

Химический состав минералов изучен для андезито-базальтов и пироксен-амфиболовых андезитов (см. табл.4 приложения). Состав ядер вкрапленников плагиоклаза в андезито-базальтах отвечает битовниту (An_{68-78}) тогда как в андезитах выделяется две генерации: битовнит (An_{85}) и лабрадор (An_{56-69}). Состав внешних зон вкрапленников и микролитов заметно менее кальциевый: An_{44-67} - в андезито-базальтах и An_{30-54} - в андезитах. Наименее кальциевые микролиты в обоих тинах пород характеризуются заметным содержанием Cr- молекулы (до 6,5% - в микролитах андезито-базальтов и до 9% - в микролитах андезитов). В андезитах установлены даже микролиты тройного полевого шпата - калиевого олигоклаза.

Ядра вкрапленников клинопироксена в андезито-базальтах заметно варьируют по составу. Среди них выделяются хром-диопсиды (до 0,65 Cr_2O_3), фассаиты (5-8,5% - Al_2O_3 при содержании Wo-молекулы 46-48%) и авгиты. При этом состав внешних зон разных типов вкрапленников сходен и близок к составу вкрапленников авгита. Аналогичный состав имеют ядра вкрапленников клинопироксена андезитов, тогда как внешние зоны их и микролиты смещаются в область салитов.

Ортопироксен субфенокристаллов и микролитов в андезито-базальтах отвечает гиперстену с содержанием Wo- молекулы 3-4%.

Амфиболы андезитов - магнезиально-железистые обыкновенные роговые обманки, причем ядра вкрапленников несколько менее железистые (f= 38,0-41,5%), чем краевые зоны и микролиты (f = 39-46%). Титаномагнетиты в обоих типах пород характеризуются умеренным содержанием TiO_2 причем в андезито-базальтах содержание TiO_2 и Al_2O_3 в них выше, а железистость и степень окисленности железа ниже, чем в андезитах. Интерстициальные стекла в андезитах отвечают высокоглиноземистым риолитам.

5. Петрохимия и геохимия. По уровню содержания и соотношению щелочей лавы вулкана (см. табл.1 приложения) принадлежат к (K-Na)-серии нормального ряда (Na_2O/K_2O = 1,2-1,7), причем фигуративные точки анализов андезито-базальтов и части базальтов располагаются у границы поля субщелочных пород. Все лавы характеризуются повышенным содержанием k_20 и соответствуют породам высококалиевой серии. По соотношению величины Feo*/MgO с sio_2 они попадают в поле толеитов, а по величине индекса глиноземистости базальты и андезито-базальты - в группу высокоглиноземистых, андезиты - весьма высокоглиноземистых пород.

Все лавы вулкана характеризуются повышенным содержанием Rb, Ba, Sr, Th, U и при умеренных значениях отношений K/Rb (400-500 - в базальтах и андезито-базальтах и 325-3900 - в андезитвх) имеют повышенные значения отношений Rb/Sr (соответственно 0,04-0,07 и 0,08-0,16), Ba/Sr (0,8-1,1 и 1,3-3,9) и Th/U (2,2-3,4). Концентрации Ni и Cr, а также величины отношений Ni/Co в общем низкие, причем значение отношения Ni/Co и в породах разной основности колеблется в сходных пределах (0,5-1,0).

Содержание редкоземельных элементов в лавах повышено (см. табл.2 приложения), причем от базальтов к андезитам наблюдается последовательное возрастание как общего содержания РЗЭ, так и степени фракционирования их (величина отношения La/Yb изменяется от 9,6 - в базальтах, через 12,7 - в андезито-базальтах до 20,0 - в андезитах). Во всех разновидностях пород Eu- аномалия отсутствует. Отметим, что общее содержание РЗЭ в андезитах вулкана (170 г/т) и степень фракционирования их максимальная для исследованных нами образцов лав Курильской дуги.

Для одного из образцов андезита (BI7-26/2) выполнено определение изотопного состава стронция: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70311 (39). Полученное значение не выходит 38 пределы, характерные для лав тыловой зоны Курил.

Образец субафирового базальта (BI7-25/8) резко отличается от всех других лав вулкана умеренной глиноземистостью,низким содержанием K, Rb, Ba, Sr при повышенном значении отношений Na_20/K_2O (3,7), K/Rb (690) и пониженном-Rb/Sr (0,025). Вероятно, это чужеродный обломок.

6. Заключение. Состав драгированного материала, морфоструктурные и магнитные данные свидетельствуют о том, что плосковершинная гора является доголоценовым вулканом. Высокая однородность и свежесть драгированных вулканических пород, принадлежность большинства их к единой петрогеохимической серии, характерной для тыловой зоны Курил, свидетельствуют об их местном происхождении. Присутствие в одной из драг обильной гальки, близкой по составу к породам из глыб и угловатых обломков, а также наличие для ряда глыб красноцветных ожелезненных корок приводят к мысли о формировании привершинной части в

субаэральных условиях. Опускание ниже уровня моря произошло в результате голоценового повышения уровня моря. Присутствие в драгах чужеродного обломка базальта и ряда экзотических галек связано, по-видимому, с ледовым разносом.

9-n8.II

1. Местоположение. Вершина расположена в 26 км к северу от п-ова Атсонупури (о-в Итуруп), в 48 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Изометричная конусовидная постройка приурочена к цепочке подводных вулканов и гор 8.8-8.12, располагаясь к северо-востоку от вулкана 8.10 и сливаясь с последним своим основанием. Она имеет довольно крутые склоны - от 10 до 25°. На сейсмограммах НСП выделяется множество сложнопереслаивающихся пачек, обусловленных нерегулярным поступлением больших порций рыхлого материала, веррятно пирокластического. Мощность горизонтально-слоистых осадков, перекрывающих подножие, небольшая (менее 100 м), что может свидетельствовать о сравнительно молодом (плейстоценовом?) возрасте постройки. Диаметр основания конуса около - 7 км, высота - 700 м, объем - порядка 10 $км^3$.

В магнитном поле постройка не выражена.

3. Материал драгирования. При драгировании привершинной части постройки в интервале глубин 1000-930 м (минимально зафиксированная глубина) поднято около 200 кг каменного материала, половину которого по весу составляли слабоокатанные глыбы размером от 15 до 30-40 см в поперечнике, а остальное - средние и мелкие угловатые обломки и единичные гальки. На некоторых обломках примазки серого ила. Галька средних размеров, хорошо окатанная.

Глыбы и обломки сложены двупироксеновыми андезито-базальтами и андезитами свежего облика, разнообразными по плотности, пористости и степени порфировидности. Отмечено несколько мелких обломков сильновыветрелых амфиболовых риодацитов, а также пропилитизированных вулканических и вулканогенно-осадочных пород. В гальке преимущественно субафировые вулканические породы среднего состава.

4. Петрография и минералогия. Все драгированные свежие вулканические порода характеризуются титаномагнетит-двупироксен-плагиоклазовой ассоциацией вкрапленников. В отдельных образцах как андезито-базальтов, так и андезитов отмечаются реликтовые зерне оливина, почти всегда окруженные реакционными каймами ("коронами") магнетита и ортопироксена. В одном образце андезито-базальта (BI7-24/3) установлены единичные зерна бурого базальтического амфибола с каймами опацитизации, а в образце андезита (BI7-24/I6) - нацело опацитизированные кристаллы амфибола и слюды.

Содержание вкрапленников в лавах изменяется от 10-15 до 30-35%, но преобладают обильнопорфировые породы. Во всех разновидностях пород среди вкрапленников доминирует плагиоклаз. В андезито-базальтах ядра вкрапленников плагиоклаза, как правило, переполнены мелкими включениями буроватого стекла, в андезитах плагиоклазы более чистые с более редкими двухфазными (стекло + газ) расплавными включениями. Пироксены часто содержат включения титаномагнетита. Характерны реакционные взаимоотношения между орто- и клинопироксеном и обрастание вкрапленников ортопироксена тонкими каймами клинопироксена. Обычны титаномагнетит-двупироксен-плагиоклазовые сегрегации вкрапленников. Основная Масса пород сложена буроватым, буровато-желтым стеклом с большим или меньшим количеством микролитов тех же минералов, что слагают вкрапленники, и мелкими

кристаллитами. Структура основной массы чаще всего гиалопилитовая. Все породы свежие, лишь в единичных образцах отмечаются тонкие корочки смектита в порах (BI7-24/II) или ожелезнение (BI7-24/I3).

В целом по особенностям минерального состава (качественному составу вкрапленников, их количеству, соотношениям) и структур андезито-базальты и андезиты в шлифах не различаются.

5. Петрохимия и геохимия. Химический и редкоэлементный состав драгированных пород неоднороден (см. табл.1 приложения). Среди них выделяются андезито-базальты и андезиты как умеренно-калиевой, так и низкокалиевой серии. Для первых величина отношение Na_2O/K_2O лежит в пределах 1,6-2,7, для вторых - 3,5-20,0. Лавы этих двух серий различаются по уровню концентрации ряда литофильных редких элементов - Rb, Ba, U, Th - более высокому для пород умеренно-калиевой серии (см. табл.), а также величинам отношений Rb/Sr (соответственно 0,026-0,104 и 0,016-0,025), Ba/Sr (0,6-1,5 и 0,3-0,8), Th/U (2,3-3,1 и 1,9-2,3) и (300-600 и 600-650).

Породы низкокалиевой серии имеют в целом несколько более высокие значения отношений Feo /MgO, чем породы умеренно-калиевой серии (2,3-4,2 и 1,9-2,8 соответственно). По соотношению FeO /MgO с SiO_2 лавы низкокалиевой серии попадают в поле "толеитов", тогда как лавы умеренно-калиевой серии в область границы, разделяющей поля толеитовых и известковощелочных пород. Вместе с тем лавы той и другой серии относятся к группе высокоглиноземистых разностей и характеризуются сходными низкими концентрациями Ni, Co, Cr, Cu и низкими (0,4-0,6) значениями величины отношения Ni/Co.

Следует подчеркнуть, что породы низко- и умеренно-калиевой серии практически не различаются по петрографическим особенностям (за исключением наличия единичных вкрапленников амфибола и биотита в двух образцах пород умеренно-калиевой серии). Тем не менее среди 12 образцов свежих вулканических пород, случайным образом выбранных для химического анализа, доля пород разных серий оказалась одинаковой (по шесть образцов).

6. Заключение. Морфоструктурные данные, а также угловатый облик и свежесть драгированного каменного материала позволяют предполагать, что подводная гора 8.II является молодой вулканической постройкой. Данные же о химическом и редкоэлементном составе вулканических пород и их относительной распространенности показывают, что в пределах вулкана проявились две петрогеохимические серии: умеренно-калиевая и низкокалиевая, в каждой из которых состав изменяется от основных андезито-базальтов до андезитов. Породы умеренно-калиевой серии по особенностям вещественного состава сходны с лавами тыловой, а низкокалиевой - фронтальной зоны Курил. Совмещение на одном вулкане пород разных по щелочности серий ранее наблюдалось на некоторых вулканах Камчатки (39).

Возможна и другая интерпретация данных, основанная на географическом положении вулкана на границе тыловой и промежуточной зон Курильской дуги: обломки лав умеренно-калиевой серии являются местными (т.е. отвечают породам вулкана), тогда как обломки лав низкокалиевой серии появились здесь в результате ледового разноса и принадлежат вулканам фронтальной зоны. С этих позиций трудно, однако, объяснить количественные соотношения пород разных серий.

Тем не менее следует учесть, что ледовый разнос здесь определенно был, на что указывает наличие в составе драгированного материала небольшого количества угловатых обломков пропилитизированных вулканических пород, отвечающих породам дочетвертичного фундамента Курильских островов.

1. Местоположение. Вершина расположена в 20 км к юго-западу от мыса Прже-вальского, в 45 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Островершинная конусовидная подводная гора высо-той 900-1100 м занимает крайнее восточное положение в субширотном ряду под-водных вулканов и гор (см. рис.29). От о-ва Итуруп она отделена глубинами 1200-1300 м при минимальной глубине над вершиной 611 м. Склоны постройки кру-тые - от 17 до 25°, неровные. Видимые на сейсмограммах НСП осадки на склонах отсутствуют. Подножие перекрывается осадквми мощностью 400-600 м, имеющими не-регулярное внутреннее строение и сформировавшимися под влиянием оползневых процессов. Размер постройки по основанию - 6x10 км, высота (в северо-запад-ной части) - I600-I800 м, объем - порядка 15 км^3.

Постройка находится в области отрицательных значений аномалий магнитного поля порядка 200-300 нТ (см. рис.30). Над постройкой наблюдается изменение поля в широтном направлении на 150-180 нТ.

3. Материал драгирования. Двумя драгировками привершинной части (см. рис.29, табл.3) с глубин 750-850 м поднято около 170 кг материала,2/3 объема которого составляет светло-серый ил, а также пропитанные (Fe-Мп)- окис-лами обломки скелетов губок и мшанок. Остальной материал каменный, среди не-го - четыре небольшие слабоокатанные глыбки размером 12x18x15 см (весом по 8-10 кг), несколько средних и мелких угловатых обломков, около десятка галек (в основном мелких) и ~1 кг гравия.

Более половины каменных обломков сложены светло-серыми пористыми двупиро-ксен-плагиоклазовыми и клинопироксен-амфибол-плагиоклазовыми андезито-базаль-тами и андезитами экструзивного облика. В последних иногда отмечались мелкие округлые меланократовые включения гомеогенного типа. С поверхности обломки иногда покрыты зеленоватым налетом, а по ослабленным зонам (вокруг включений, по трещинам и т.д.) ожелезнены. Несколько обломков, а также одна глыбка пред-ставлены темно-серыми и буроватыми плотными и мелкопузыристыми оливинсодержа-щими двупироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами. Породы не слишком свежие, часто несколько окисленные. Несколько угловатых обломков сло-жены светло-зеленоватыми пропилитами.

В гальке проявлены разнообразные эффузивы, а также интрузивные породы: диориты, гранодиориты и граниты.

4. Петрография и минералогия. Базальты (обр.BI7-22/3) имеют порфировую структуру и содержат до 25% вкрапленников, среди которых развиты плагиоклаз (~20%), орто- и клинопироксены (3-5% при некотором преобладании ортопироксе-нов), оливин (1-2%), а также титаномагнетит. Размеры вкрапленников - до 1,5 мм. Основная масса пород имеет микролитовую структуру с темно-бурым стек-лом. Базальты заметно изменены. Поры в них повсеместно заполнены вторичным зеленоватым глинистым минералом. Зеленоватые смектиты развиваются и по вкрап-ленникам, причем трещинки в последних нередко выполнены бурыми гидроокислами железа. Практически все вкрапленники оливина подвергались вторичному измене-нию.

Андезито-базальты из слабоокатанных глыбок (обр.В17-22/1) имеют тот же на-бор вкрапленников, что и базальты, но характеризуются серийно-порфировой структурой, где во вкрапленниках (~40%) на долю плагиоклаза приходится 30-35%, а орто- и клинопироксенов ~ 5% при некотором преобладании ортопироксе-

нов. Отмечены также редкие мелкие вкрапленники оливина и титаномагнетита. Размеры вкрапленников плагиоклаза от ~1 до 5-8 мм, а пироксенов - до 2-4 мм. Основная масса пород по структуре близка к микрофельзитовой. Породы также не слишком свежие. Поры в них нередко заполнены бурыми гидроокислами железа. По вкрапленникам иногда развиваются зеленоватые смектиты, а также мелкие выделения гематита.

Андезиты (обр.В17-22/5) обладают резкопорфировоЙ структурой и содержат 40-45% вкрапленников, среди которых развиты плагиоклаз (~35%), слабоопацитизированная зеленая роговая обманка (6-8%), клинопироксен (~1%), а также титаномагнетит и изредка апатит. Размер вкрапленников обычно - 1-1,5 мм, но иногда выделения плагиоклаза достигают 5х10 мм, а амфибола - до 8х10 мм в поперечнике. Основная масса пород имеет призматически-зернистую структуру. Породы довольно свежие, хотя иногда поры в них (с краев обломков) заполнены выделениями светлого зеленоватого вторичного минерала.

5. Петрохимия и геохимия. В отношении химического состава изучены три пробы вулканитов из глыбок базальтов, а также андезито-базальтов и андезитов (см. табл.1 приложения). Все изученные породы являются высокоглиноземистыми вулканитами нормального по сумме щелочей ряда. При этом базальты и андезито-базальты соответствуют низкокалиевым образованиям Na- типа с высокими значениями отношения Ka_2O/K_2O (5,4-6,1). Для них характерны низкие содержания Rb, Li, Ba, Sr, Ni, высокие - V, Си, а также повышенные значения отношения K/Rb (570-600). На диаграмме $FeO/MgO-SiO_2$ эти породы попадают в область толеитовых образований, которые обычны развиты во фронтальных зонах островных дуг (а не в тыловой зоне, где они обнаружены). Следует отметить, что не слишком свежий облик пород проявляется и в их химическом составе. Так, и базальты и андезито-базальты имеют аномально высокие значения степени окисленности железа (50 и 44% соответственно), а базальты, кроме того, - и высокое содержание $н_2O$ (1,48%).

Наиболее свежие из изученных пород - амфиболовые андезиты (обр.BI7-22/5) - относятся к умеренно-калиевым лавам (K-Na)-типа с невысокими значениями отношения Na_2O/KgO (2,0), повышенными содержаниями Rb, Li, Ba, Sr, Be и низкими - v, Си. Породы имеют умеренную железистость (f = 69,4%) и на диаграмме $FeO/MgO-sio_2$ попадают в поле известково-щелочных образований. Подобные породы обычно развиваются в тыловой зоне островных дуг.

6. Заключение. Конусовидная форма горы и ее изолированное местоположение в цепочке подводных вулканов (см. рис.29) позволяют предположить, что это вул кан, сложенный преимущественно пирокластическими отложениями. На роль коренных пород могут претендовать резкопорфировые умеренно-калиевые андезиты, близкие по петрографической и петрогеохимической характеристикам аналогичным породам соседних вулканов этой же цепочки. Низкокалиевые базальты и андезито-базальты, присущие лавам фронтальной зоны дуги, так же как и галька разнообразных интрузивных и экструзивных пород, видимо, появились на этой постройке в результате ледового разноса. Судя по (400-600)-метровой толще осадков, перекрывающих подножие, возраст постройки может отвечать концу плиоцена или началу плейстоцена.

9-П8.13

I. Местоположение. Вершина расположена примерно в 40 км к северу от мыса Ловцова (о-в Кунашир), в 63 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Вытянутая в северо-восточном направлении, субпараллельно общему простиранию дуги подводная гора поднимается примерно на 1200 м с глубин 1500-1800 м. Размер ее основания - 10x20 км. Северо-западные и юго-восточные склоны крутые (до 15-25°), обрезанные разломами, в привершинной части склоны более пологие. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, подводная гора сложена слабодислоцированными осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями. Подводная гора находится в области отрица-тельного магнитного поля (см. рис.30). Слабые аномалии вытянуты вдоль простирания горы, вкрест простирания интенсивность поля меняется на 100-130 нТ.

3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось.

6. Заключение. Судя по данным НСП, вытянутая параллельно простиранию дуги подводная гора является, по-видимому, горстообразным выступом дочетвертичного фундамента. Не исключено, однако, хотя и менее вероятно, вулканическое происхождение горы.

9-п8.14

1. Местоположение. Вершина расположена в 32 км к север-северо-запвду от мыса Докучаева (о-в Кунашир), в 57 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Изометричная островершинная подводная гора поднимается с глубин 1500-1700 м при минимальной отметке над вершиной 190 м. Крутизна склонов увеличиваетсй от 7-15 в нижней до 15-25° в верхней их части. Вблизи вершины имеются небольшие боковые пики высотой 50-200 м. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, верхняя часть склонов сложена плотными, по-видимому, эффузивно-экструзивными, породами. Во время погружения ПОА "Пайсис" в IIA-м рейсе НИС "Академик Мстислав Келдыш" было установлено, что вершине представляет собой кислый экструзивный купол. Нижняя часть склонов покрывается маломощным чехлом рыхлых отложений, которые коррелируются верхними горизонтами горизонтально-слоистых осадков мощностью 200-300 м, перекрывающих подножие и прилегающие участки дна. Размер основания вулкана - 9x10 км, высота конуса - около 1500 м, объем постройки - порядке 35 км^3.

Основание вулкана окаймлено областью отрицательных значений магнитного поля интенсивностью -(100-200) нТ. Над вершиной отмечается положительная аномалия, достигающая 140 нТ, так что полный размах аномалии несколько превышает 340 нТ (см. рис.30).

3. Материал драгирования. Двумя драгировками верхних частей склонов (см. рис.29, табл.3) с глубин 200-500 м поднято около 450 кг каменного материала, представленного глыбами и обломками кислых эффузивов с угловатыми или слегка закругленными краями. При этом в драге BI7-3I преобладали глыбы (мелкие обломки не более 1/5 объема драги), тогда как в драге BI7-32 - мелкие обломки. Размеры глыб - в основном 15-30 см, а наиболее крупной из них - около 60 см в поперечнике. Отдельные глыбы несут признаки столбчатой отдельности. Ни посторонних обломков, ни гальки, ни ила или глины в драгах нет. Весь каменный материал очень однороден по составу - это свежие биотит-амфибол-плагиоклазовые дациты с массивной либо пористой пемзовидной текстурой и часто отчетливой плоскостной ориентировкой минералов. В краевых зонах некоторых Угловатых глыб отмечаются корочки ожелезнения. Дациты содержат многочисленные гомеогенные включения хорошо раскристаллизованных амфибол-плагиоклазовых пород габброидного облика. Контакты включений с вмещающими лавами резкие.

4. Петрография и минералогия. Породы содержат до 30-35% вкрапленников, представленных плагиоклазом, амфиболом, биотитом, кварцем, титаномагнетитом, орто- и клинопироксеном. В целом среди вкрапленников преобладают плагиоклаз, а в составе темноцветных минералов - амфибол. Пироксены и титаномагнетит наблюдаются только среди наиболее мелких вкрапленников. Во вкрапленниках плагиоклаза иногда отмечаются включения титаномагнетита и амфибола. В зернах амфибола обычны включения титаномагнетита. Встречаются амфибол-плагиоклазовые сростки. Основная массе пород существенно стекловатая, часто пористая с флюидальной текстурой и буроватыми сферолитами в отдельных образцах. В стекле много мелких и мельчайших кристаллитов, тогда как микролиты довольно редки. Представлены они преимущественно плагиоклазом и амфиболом, хотя встречаются биотит и титаномагнетит. Среди акцессориев отмечены апатит и циркон.

Лавы драги BI7-3I отличаются от лав драги BI7-32 заметно большим распространением биотита и кварца, меньшим - пироксенов, несколько большим общим содержанием вкрапленников, наличием среди вкрапленников плагиоклаза и кварца кристаллов обломочного облика, цветом амфибола (зеленый - в первом случае и зелено-бурый - во втором), меньшей раскристаллизацией основной массы.

Вкрапленники плагиоклаза в лавах сильнозональны и нередко содержат многочисленные двухфазные (стекло + газ) расплавные включения, приуроченные к ядрам кристаллов или зонам роста. Ядра вкрапленников отвечают по составу андезину An_{39-44}, внешние зоны - андезин-лабрадору An_{43-59}. Ещё блльшая кальциевость и изменчивость состава характерна для плагиоклаза микролитов An_{44-80} (см. табл.4 приложения). В случае амфиболов и слюд вкрапленники и микролиты практически не различаются по составу. Амфиболы отвечают низкотитанистым магнезиально-железистым роговым обманкам (101), слюды - биотитам с железистостью f = 39,5-42,0% и умеренным содержанием TiO_2 и $A1_203$. Субфенокристаллы титаномагнетита высокожелезистые (f = 95-97%) с низким содержанием $A1_2O_з$ (1,4-1,6) и TiO_2 (3,8-4,1%). Интерстиционные стекла из основных масс пород имеют риолитовый состав при умеренном (около 7%) содержании щелочей и изменчивом соотношении их. В стеклах из включений во вкрапленниках амфибола при сходных содержаниях кремнезема и суммы щелочей всегда $Na_20 < K_2O$. И те и другие стекла отличаются очень высокой железистостью (90-98%) при очень низком содержании железа и магния.

Включения в вулканитах имеют базальтовый и андезито-базальтовый состав. Они хорошо раскристаллизованы, хотя размеры кристаллов сильно колеблются. Обычно это порфировидные породы с крупными вкрапленниками буровато-зеленого амфибола, реже плагиоклаза и мелкозернистой существенно амфибол-плагиоклазовой каркасной основной массой с чистым бесцветным или буроватым стеклом в интерстициях. В основной массе пород постоянно присутствует также титаномагнетит и немного клинопироксена, а среди вкрапленников иногда отмечается оливин и кварц. Зерна оливина обрастают каймами амфибола, а кварца - каймами мелких кристаллов клинопироксена. Из акцессориев встречается апатит, нередко образуй щий вростки в плагиоклазе. В отдельных образцах по амфиболу развивается биотит. Иногда амфиболы, а также плагиоклазы из мелкозернистого мезостазиса пород имеют характерный футлярообразный облик.

5. Петрохимия и геохимия. По уровню и соотношению щелочей (см. табл.1 приложения лавы и включения (всего 10 проб) относятся к (K-Na)- породам нормального ряда. В систематике K_20-Si0_2 они попадают в поле умеренно-калиевых по-

род вблизи границы с полем высококалиевых пород. По соотношению величины FeO* /MgO с SiO_2 лавы относятся к известково-щелочным породам, а включения - к толеитовым. Все породы отличаются высоким содержанием Al_2O_3, причем включения соответствуют высокоглиноземистым, а лавы - весьмв высокоглиноземистым рвзностям. Повышенное, (до *2%)* значение П.П.П. в некоторых анализах дацитов может быть связано с вторичной гидратацией стекла основной массы.

И лавы и включения характеризуются повышенными концентрациями Rb, Ba, U, Th. Величина отношения K/Rb в лавах колеблется от 300 до 400, а во включениях - от 400 до 450. Значения отношений Rb/Sr и Th/U в обоих типах пород повышено (соответственно 0,1-0,29 и 2,4-3,3 - в лавах, 0,04-0,06 и 2,4 - во включениях), тогда как значения отношения Ba/Sr высокие в лавах (1,7-2,9) и низкие во включениях (0,7). Концентрации Ni и Cr в породах низкие, так что величина отношения Ni/Co .в обоих типах пород не превышает I.

Два образца дацита и один андезито-базальта из включения проанализированы в отношении редкоземельных элементов (см. табл.2 приложения).

Суммарные концентрации РЗЭ в лавах и включении близки, однако дациты заметно обогащены легкими РЗЭ, а андезито-базальты - тяжелыми (отношение La/Yb соответственно 10,5 и 6,3). Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ характеризуются известково-щелочными трендами и имеют отчетливые перегибы на кривых распределения в области Dy для дацитов и Ho - для андезито-базальтов. Eu- минимум отсутствует для андезито-базальта и одного из образцов дацита, зато отчетливо проявлен для другого.

В образце дацита BI7-3I/I определен изотопный состав Sr: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70311 (35).

6. Заключение. Морфоструктурные особенности, характер остаточной намагниченности, высокая однородность и свежесть драгированных пород, отсутствие в драгах чужеродного материала свидетельствует о том, что гора 8.14 является, по-видимому, современной вулканической постройкой. Минеральный и петрогеохимический состав пород вулкана типичен для лав тыловой зоны Курильской островной дуги. Некоторые различия в особенностях минерального состава дацитов из разных драг могут быть связаны с тем, что драгировались разные экструзии (потоки?), или с тем, что одной драгой (BI7-3I) поднят материал из корки закалки экструзии, а другой (BI7-32) - из -подкорковой" зоны.

9-П8.15

1. Местоположение. Вершина расположена в 35 км к северу от мыса Ловцова (о-в Кунашир), в 53 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшая гора (холм) высотой около 250 м с минимальной глубиной над вершиной 1430 м, судя по данным НСП, представляет собой привершинную честь относительно древнего погребенного под осадками, вероятно вулканического, конуса. По своему строению он близок описанному погребенному вулканическому конусу 1.2 (Парамуширская группа вулканов), который изучен с помощью обитаемого глубоководного аппарата "Пайсис-Х1". Высота конуса с учетом погребенной под осадками части не менее 1200-1300 м, объем - более 4 $км^3$.

Конус расположен в области развития отрицательного магнитного поля интенсивностью около -100 нТ, над вершиной наблюдается повышение поля на 70-80 нТ (см. рис.30).

3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось, состав пород неизвестен.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности постройки, сходство с погребенным вулканом 1.2 и наличие магнитной аномалии позволяют предположить вулканическое происхождение постройки.

9-п8.16

1. Местоположение. Вершина расположена в 34 км к северу от мыса Ловцова (о-в Кунашир), в 4 км к востоку от предыдущей вершины, на расстоянии 50 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Небольшая вершина (холм) относительной высотой около 300 м на единственном, проходящем через нее профиле, при глубине над вершиной 1350 м но своему строению аналогична предыдущей постройке 8.15. В отличие от последней мощность осадков, под которыми погребена постройка, несколько меньше - около 600 м, так что полная высота конусовидной постройки - не менее 900 м, а объем - более 3,5 км^3. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, постройка сложена твердыми, вероятно эффузивными или экструзивными, породами.

3. Материал драгирования. Драгирование не проводилось, состав пород неизвестен.

6. Заключение. Как и для предыдущей постройки, предполагается вулканическое ее происхождение. Помимо приведенных при описании постройки 8.15 аргументов, в пользу вулканического происхождения свидетельствует и приуроченность обеих этих построек (8.15 и 8-16) к цепочке вулканов, трассирующейся на вулкан Атсонупури на о-ве Итуруп (см. рис.29).

9-П8.17

1. Местоположение. Вершина расположена в 28 км к север-северо-западу от мыса Докучаева, в 72 км от вулканического фронта (см. рис.9,29, табл.3).

2. Морфология и строение. Островершинная гора с минимальной отметкой 1024 м поднимается со дна юго-восточного склона Курильской котловины. Северные и западные склоны, обращенные к котловине, опускаются до 2900 м, южные и восточные - до 1300-1500 м. Судя по характеру сейсмоакустического изображения, гора сложена плотными, по-видимому,вулканическими породами, склоны ее крутые (до 20-25°), лишенные видима на сейсмограммах НСП осадков. Основание горы погребено под горизонтально-слоистыми осадками мощностью не юнее 900 м. Полная относительная высота конуса - не менее 2800 и и объем - не менее 45 км^3.

Постройка расположена в области отрицательного магнитного поля интенсивностью -(200-250) нТ, над вершиной постройки интенсивность магнитного поля увеличивается на 150-180 нТ, но не выходит за рамки отрицательных значений (см. рис.30).

3. Материал драгирования. При драгировании склона с глубины 1300-1400 м поднято около 40 кг ила, в котором были заключены две полуокатанные глыбки размером 15x15x30 см, около десятка крупных (>10 см по длинной оси) галек и полуокатанных обломков и до 5 кг мелкой гальки. Обе глыбы сложены тонкопористыми биотит-амфиболовыми андезито-дацитами. В центральных частях глыб породы имеют свежий облик и окрашены в серый цвет, тогда как в краевых - цвет пород зеленоватый (за счет подводного выветривания?), а корка обохрена. Мелкие обломки и крупная галька сложены пропилитизированными кислыми туфами и эффузивами палеотжпного облика.

4. Петрография и минералогия. Собственно материал вулкана представлен только двумя глыбками андезито-дацитов. Это крупнопорфировые породы с обильными (до *40%* объема) вкрапленниками плагиоклаза (преобладает), амфибола и биотита размерами от 0,2-0,7 до 3-5 мм. Если крупные вкрапленники сложены только тремя перечисленными минералами, то среди мелких отмечается также титаномвгнетит и кварц. Вкрапленники плагиоклаза зональны (причем зональность нередко ритмическая, а количество ржтмов достжгает 3-5) и содержат двухфазные (стекло + газ) расплавные включения, приуроченные к зонам роста. В крупных вкрапленниках плагиоклаза иногда встречается вростки амфибола. Амфибол зеленый, биотит - темно-буры!. Отмечены выделения биотита по амфиболу. Основная массы пород сложена флюждальным пемзовждным стеклом, содержащжм редкже мжкролжты плагиоклаза, слюды, магнетита и мельчайшие кристаллиты. Из акцессориев отмечаются крупные (до 0,1-0,2 ми) выделения апатита ж циркона. Породы свежие и не содержат вторичных минералов.

В мелких пропилитизированных обломках и гальке кислых вулканитов темноцветные минералы нацело замещены агрегатами хлорита и серицита, а плагиоклаз интенсивно соссюритизирован.

5. Петрохимия и геохимия. Особенности химического и редкоэлементного состава двух проанализированных образцов андезито-дацитов из глыб типичны для пород тыловой зоны Южно-Итурупской группы подводных вулканов (см. табл.1 приложения). Это (к-Na)- порода нормального ряда (Na_2O/K_2O = 1,2-1,5), занимающие по содержанию $к_2о$ промежуточное положение между лавами умеренно-калиевой и высококалиевой серий. По соотношению FeO* /MgO с sio_2 они попадают в поле известково-щелочных пород, а по глиноземистости - в группу весьма высокоглиноземистых пород. Высокое содержание воды в лавах при отсутствии вторичных изменение в них связано, очевидно, с перлитовой природой стекла основной массы.

Андезито-дациты характеризуются повышенными концентрациями Rb, Ba, Nb, умеренными Sr, V, низкими Cr, Ni, относительно низкими отношениями K/Rb (300-330), Ni/Co (0,8-1,0) и повышенными Ba/Sr (3,0-3,6) и Rb/Sr (0,20-0,27). Единственным существенным отличием их от аналогичных по кремнекислотности пород других подводных вулканов Южно-Итурупской группы является необычно высокое содержание U и Th, зафиксированное в одном из образцов, хотя отношение Th/U (2,5) обычное.

Проанализированный образец пропилитизированного кислого туфа из крупной гальки отвечает высококалиевому риодациту и в отличие от андезито-дацитов из глыб по соотношению FeO* /MgO с SiO_2 относится к породам толеитовой серии. Для него характерно повышенное содержание Ba и более низкое отношение Rb/Sr (-0,15), чем в андезито-дацитах.

6. Заключение. Морфоструктурные особенности и состав поднятого каменного материала (несмотря на его скудность), в частности сходство петрографических и петрохимических особенностей двух драгированных глыб андезито-дацитов с соответствующими породами других подобных вулканов тыловой зоны Южно-Итурупской группы, дают основание предполагать, что исследовалась вулканическая постройка с ендезито-дацитовым экструзивным куполом в привершинной части. Вместе с тем, учитывая 900-метровую мощность осадков, под которыми погребено основание постройки, наличие на глыбах обохренных корок и зон подводного изменения, обилие в драге ила, можно предполагать, что возраст постройки не со-

временный, а, скорее всего, плиоценовый. Присутствие в драге гальки древних пропилитизированных пород может быть связано с ледовым разносом.

9-П8.18; 8.19

Подводные горы 8.18 и 8.19 являются прямым продолжением цепочки наземных вулканов п-ова Сиретоко (о-в Хоккайдо). Относительное их превышение над дном около 600 и 700 м соответственно (см. рис.9, табл.3). Исследование их не проводилось в связи с тем, что они расположены в экономической зоне Японии. По аналогии с вулканическими постройками п-ова Сиретоко и другими цепочками подводных вулканов, расположенных в тыловой зоне острова Итуруп и Кунашир, предполагается их вулканическая природа.

9-П8.20

1. Местоположение. Вершина расположена в 9 км от п-ова Сиретоко (о-в Хоккайдо), в 60 км от вулканического фронта (см. рис.9, табл.3).

2. Морфология и строение. Подводная гора, поднимающаяся на высоту около 1000 м при минимальной глубине над вершиной 67 м, расположена, как и две предыдущие горы, на подводном продолжении п-ова Сиретоко, вернее, цепочки вулканов этого полуострова (см. рис.9). Естественно предположить вулканическое происхождение и этой горы.

В основании разреза п-ова Сиретоко и, по-видимому, его подводного продолжения залегают породы формации "зеленых туфов" и вышележащие верхнемиоцен-нижнеплейстоценовые вулканогенно-осадочные образования (26). Вулканические постройки полуострова являются четвертичными, некоторые из них активны. Нами исследования этой постройки не проводилось, данными о внутреннем строении постройки и ее магнитной характеристике мы не располагаем.

3. Материал драгирования. Поскольку нами этот вулкан не изучался, описание материала драгирования и вещественного состава пород приводится по результатам, полученным сотрудниками СахКНИИ и ТОИ АН СССР в рейсе 1974 г. на НИС "Пегас". В этом рейсе на подводном вулкана 8.20 выполнено пять станций драгирования. Поднятый материал сложен в основном эффузивами, пемзами, туфами и туфобрекчиями среднего и кислого состава и небольшим количеством (примерно 1/8 часть) базальтов и андезито-базальтов. На одной из станций с глубины 600-1000 м подняты также глыбы (до 25 см в поперечнике) туфоалевролитов и туфодиатомитов с комплексом диатомовых позднемиоцен-раннеплиоценового возраста.

4. Петрография и минералогия. Базальты и андезито-базальты содержат 15-*20%* вкрапленников, сложенных плагиоклазом (нередко преобладает), оливином, клино- и ортопироксеном. Выделяются оливин-клинопироксеновые (с незначительным количеством ортопироксена) и двупироксеновые (с переменным количеством клино- и ортопироксена) разности. Из акцессорных минералов присутствует титаномагнетит. Основная масса имеет гиалопилитовую, реже интерсертальную структуру и состоит из бурого стекла, микролитов плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Породы в общем свежие, однако по оливину нередко развивается иддингсит или палагонит с хлоритом. Последние два минерала встречаются и по трещинкам во вкрапленниках плагиоклаза и включениям стекла в зернах его.

Андезиты ж андезито-дациты характеризуются переменным количеством вкрапленников (10-40/6), хотя наиболее обычны разности с 15-20% их. В целом среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, а среди темноцветных минералов - амфи-

бол, хотя встречается также клино- и ортопироксен. Из акцессорных минералов присутствует титаномагнетит и апатит. Плагиоклаз образует крупные (2-4 мм) тонкозональные кристаллы с включениями стекла и рудного минерала. Амфибол - удлиненные зерна размером от десятых долей миллиметра до 2 мм. Амфибол зеленый, часто с опацитовыми каймами. Основная масса пород обычно гиалопилитовая, редко микропойкилитовая. Среди микролитов развиты плагиоклаз (преобладает), клинопироксен, титаномагнетит, а в интерстициях присутствует тридимит. Породы свежие, и лишь мелкие поры иногда выполнены хлоритом.

Дациты и риодациты содержат 5-25/6 (обычно 15-20%) вкрапленников, сложенных плагиоклазом, кварцем, амфиболом, биотитом, клино- и ортопироксеном с небольшим количеством титаномагнетита и апатита. В целом среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, а среди темноцветных минералов - амфибол. Зерна плагиоклаза крупные (до 2-4 мм), часто зональные с включениями стекла, рудной пыли и апатита. Вкрапленники амфибола (от 0,2 до 1-2 иногда 5 мм) представлены обычно зеленой обыкновенной роговой обманкой, хотя изредка встречаются и бурые базальтические разности. Биотит (0,2-0,6 иногла до 2,5 мм) темно-бурый, резко плеохроирующий. Основная масса обычно состоит из вулканического стекла с мелкими микролитами плагиоклаза, клинопироксена и рудного минерала и имеет гиалопилитовую структуру. Отмечаются также микрофельзитовые разности, в которых стекло раскристаллизовано в кварц-полевошпатовый агрегат. В пустотах и интерстициях в основной массе пород постоянно присутствует тридимит.

Дацитовые и риодацитовые пемзы - породы с мелко- и среднепористой или волокнистой структурой, состоящие из вулканического стекла с небольшим количеством (5-15%) вкрапленников плагиоклаза, кварца, биотита, а иногда и амфибола.

5. Петрохимия и геохимия. В работе (26) приводятся 17 химических анализов пород подводного вулкана 8.20, изменяющихся по составу от базальтов до риодацитов (см. табл.1 приложения). Преобладают среди них андезиты и дациты. Все породы относятся к нормальному по щелочности ряду, а по содержанию K_2O - к лавам умеренно-калиевой серии. Величина отношения Na_2O/K_2O колеблется от 3,7 - в базальтах до 1,3-2,6 - в риодацитах. Все лавы отличаются высокой глиноземистостью, при этом базальты и андезиты попадают в группу высокоглиноземистых, а дациты и риодациты - в группу весьма высокоглиноземистых пород. По соотношению величины FeO/MgO с SiO_2 большинство лав лежат в поле известково-щелочных пород, хотя базальты, а также некоторые образцы кислых пород - в поле толеитов.

6. Заключение. Расположение постройки в цепочке четвертичных и современных вулканов п-ова Сиретоко и состав драгированных пород позволяют предположить, что подводная гора 8.20 является четвертичным вулканом, сложенным дифференцированным комплексом пород (от базальтов до дацитов и риодацитов) умеренно-калиевой серии с преобладанием андезитов и дацитов.

3. ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВОЙ ДУГИ

3.1. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

К настоящему времени имеет довольно много публикаций, посвященных геохимии редких и рассеянных элементов в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги, в которых с той или иной степенью детальности рассматриваются вопросы геохимической зональности. В части таких работ приводятся данные для отдельных групп редких элементов: U, Th (69,96,95), Nd, Ta (122), Zr, Hf (104), Sn (93), Au(I6), F, Be, B (111,112), РЗЭ (20), редких щелочей и Sr (4), элементов группы Fe (5,166), Sr, Zr, Y, Си (6), в других рассматривается широкий спектр редких элементов для отдельных участков дуги (52,123) или дуги в целом (3,92,121). Специальные исследования посвящены также петрохимической зональности четвертичных вулканитов Курильской дуги (113,114,116) и соотношению состав-глубина до сейсмофокальной зоны для sio_2, к, Rb, Sr (118).

Наиболее подробно проблема петрохимической зональности обсуждалась в работе В.А.Попеко и др. (120), а геохимической зональности - в трудах Л.Л.Леоновой (91,92) и А.И.Абдурахманова и др. (3-6). Однако выводы, сделанные этими, а также другими исследователями в отношении наличия или отсутствия латеральной петрогеохимической зональности по отдельным элементам или группам элементов, зачастую прямо противоположны. Подробно этот вопрос разбирается во введении. Здесь же отметим только, что отсутствие однозначного толкования проблемы латеральной геохимической зональности во многом связано с ограниченностью данных по подводным вулканам Курил, составляющим, как уже указывалось, подавляющее большинство вулканических построек в тыловой зоне Курильской островной дуги.

Геохимические материалы, полученные нами в курильских рейсах НВС "Вулканолог", выгодно отличаются от данных предыдущих исследователей наличием информации как по наземным, так и по подводным вулканам. Для геохимической типизации четвертичных вулканитов Курильской островной дуги нами охарактеризован состав пород 68 подводных вулканов и гор (из 96 обнаруженных и изученных геофизическими методами), а также 41 наземного вулкана. Полученная новая обширная геохимическая информация включает более 1000 полных силикатных анализо, более 900 определений Rb, Li, Cs, Ba, Sr, более 800 - V, Cr, Ni, Co, Си, Zn, около 600 - Be, B, F, 350 - W, более 240 - Mo, Sn, РЪ, более 290 - U, Th, около 160 - Nd, Ta, Zr, Hf, 135 - РЗЭ. Анализы равномерно распределены по трем группам пород: базальты, андезито-базальты, андезиты и толь доля анализированных кислых пород заметно меньшая.

Все анализы лав подводных вулканов приведены в табл.1 приложения, а данные о содержании в них РЗЭ - в табл.2 приложения. К сожалению, специфическое назначение работы и ограниченный объем ее не позволяют привести здесь и единичные анализы лав наземных вулканов,поэтому в отношении них мы ограничились таблицей среднего состава разных по кремнекислотности типов пород отдельных вулканов (см. табл.3 приложения).

Прежде чем приступить к обсуждению результатов геохимического опробования вулканитов Курил, отметим, что в работе использованы только собственные материалы авторов (в том числе в таблицах средних и на рисунках). Литературные данные привлекались в ограниченном масштабе для оценки самых общих закономерностей вариаций петрохимического состава пород и очень редко при анализе вариаций микроэлементов в вулканитах. Это связано с несколькими причинами. Во-первых, поскольку опубликованные анализы выполнены в разное время в разных лабораториях и разными методами, сходимость результатов их не всегда удовлетворительная. Особенно это касается микроэлементов. Во-вторых, имеющиеся в литературе данные по химическому составу лав подводных вулканов не разбракованы, т.е. среди проб нигде не выделены свежие и измененные разности, а также собственный материал вулканических построек и материал ледового разноса. Судя по нашим данным, доля последнего в драгированном материале может быть значительной. В-третьих, возможность использования сведений по микроэлементам ограничена особенностями публикаций геохимических данных: в большинстве работ приводятся лишь средние содержания микроэлементов в породах разного петрохимического типа для Курильской дуги в целом или для отдельных групп вулканов.

Как показывают многочисленные публикации, а также наши данные, состав четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги изменяется от низкокремнеземистых базальтов до риолитов, причем в одинаковых по креинекислотности лавах наблюдаются существенные вариации щелочности, железистости, глиноземистости и т.д.

Согласно принятой классификации (см. вводную часть), по суммарному содержанию щелочей здесь выделяются породы нормального (резко преобладают) и субщелочного ряда, а по концентрации $к_2о$ - лавы низко-, умеренно- и высококалиевых серий (причем все субщелочные лавы высококалиевые). Все вулканиты Курилл отличаются низкой титанистостью и высокой глиноземистостью, хотя среди базальтов иногда устанавливаются умеренно-глиноземистые разности. Последние обычно характеризуются и повышенной магнезиальностью, однако магнезиальные базальты отмечены и среди внеокоглиноземистых разностей. По соотношению величин FeO* /Mgo с $S10_2$ среди вулканитов Курил различаются толеитовые и известково-щелочные серии (223). Выделяются также промежуточные серии, в которых базальты лежат в поле толеитов, андезито-базальты - на границе поля толеитов известково-щелочных пород, а андезиты и кислые лавы - в поле последних. Все отмеченные типы пород заметно различаются и по редкоземельному составу.

Для анализа латеральных вариаций химического и редкоземельного состава чертичных вулканических пород Курильской островной дуги составлены таблицы средних концентраций главных и редких элементов в разных по кремнекислотности лавах фронтальной, промежуточной и тыловой вулканических зон по выделенными вулканическим группам (табл.6), северному, центральному и южному участкам дуги (табл.7) и дуге в целом (табл.8). В связи с тем, что количество ализов для разных вулканов различно, таблицы составлены методом "средне-

Средний состав лав вулканов Курильской

Компонент	Группа: Парамуширская (I)					
	Порода: Базальты			Андезито-базальты		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т
SiO_2	5I,30	47,87	49,45	55,03	55,60	54,74
TiO_2	0,80	0,95	0,9I	0,73	0,67	0,69
Al_2O	I8,84	I9,03	I8,6I	I8,52	I8,I3	I8,I2
Fe_2O_3	4,45	6,03	5,00	3,39	4,98	4,22
FeO	5,08	4,92	5,I7	4,64	2,74	3,50
MnO	0,I8	0,I7	0,I9	0,I7	0,I7	0,I7
MgO	4,35	4,I5	4,84	3,48	3,22	3,9I
CaO	I0,23	I0,55	I0,03	8,54	8,I0	8,39
Na_2O	2,78	2,66	2,98	3,II	3,24	3,38
K_2O	I,00	I,27	I,74	I,I3	2,44	2,I4
P_2O_5	0,I7	0,48	0,30	0,23	0,28	0,28
П.П.П.	0,54	I,39	0,50	0,78	0,25	0,20
Rb	I6,8	I8,5	34,6	26,0	6I,2	49,5
Li	5,I	8,3	6,I	5,8	9,3	8,6
Ba	2I3	282	343	322	500	420
Sr	489	808	675	48I	623	635
V	44I	330	349	243	I92	205
Cr	4I	34	28	2I	II,5	33
Co	33	30	33	23	25	23,5
Ni	24	29	22,5	I7	I4	27
Cu	89,5	63	I08	69	50,5	6I
Zn	96	89,5	I04	I03	88	89
Pb	2,3	I,9	5,65	2,95	3,05	3,I
Sn	2,0	I,5	2,2	2,3	I,5	I,6
W	0,32	–	0,5I	0,35	0,73	0,73
Mo	I,I	–	2,05	I,5	2,I	I,9
Be	0,68	0,63	I,0I	0,75	I,2	I,05
B	47	46	33	72	44	40
F	323	555	430	342	345	380
U	0,59	–	I,28	0,36	I,85	I,47
Th	I,54	–	2,80	0,85	4,7	3,63
Nb	I,6	–	4,25	I,35	3,0	3,3
Ta	–	–	–	–	–	–
Zr	40	–	I05	I6	I28	I50
Hf	–	–	4,4	–	2,8	4,2
n	4	I	3	4	I	I

Примечания к табл. 6, 7, 8: Зоны Ф – фронтальная,

Таблица 6

островной дуги (по вулканическим группам)

	Макантруши (2)					
	Андезиты			Базальты		
Ф	П	Т	Ф	П	Т
58,70	57,5I	58,09	5I,22	–	49,39
0,58	0,62	0,55	0,8I	–	0,9I
I8,4I	I7,66	I7,96	I8,26	–	I7,9I
3,35	5,39	3,79	5,26	–	4,33
3,39	2,75	3,I3	5,43	–	5,35
0,I8	0,I9	0,I9	0,20	–	0,I8
2,46	3,0I	2,70	4,84	–	5,59
7,42	7,20	7,36	I0,09	–	I0,80
3,45	3,37	3,42	2,53	–	2,93
I,2I	I,78	I,93	0,54	–	I,55
0,2I	0,2I	0,28	0,09	–	0,2I
0,42	0,43	0,35	0,70	–	0,79
22,I	42,8	48,5	8,5	–	23,9
8,I	8,9	I0	5,5	–	5,4
329	395	500	I40	–	356
42I	583	675	37I	–	768
I70	208	I75	478	–	560
I2,5	22	II,5	42	–	64
I7	25	I8	30	–	29
8,8	I6	I0,5	20	–	40
26	4I	32,5	I00	–	95
78	76	85,5	87	–	93
2,95	4,I	3,8	3,05	–	2,7
I,2	I,4	I,65	I,0	–	I,2
0,46	0,95	0,83	0,42	–	0,38
2,6	3,0	2,3	–	–	I,0
0,67	0,95	I,I3	0,37	–	0,73
47	37	32,5	I7,5	–	24,5
323	323	435	306	–	497
0,74	I,9	I,95	0,22	–	I,II
I,67	5,6	4,I	0,55	–	2,I4
2,4	2,9	2,9	I,3	–	I,7
–	–	–	–	–	–
85	I45	I40	95	–	I2I
–	2,8	3,75	I,0	–	I,4
3	2	I	2	–	4

П – промежуточная, Т – тыловая, К – кислые породы.

Компонент	Маканруши (2)					
	Андезито-базальты			Андезиты		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т
SiO_2	55,40	56,30	54,8I	60,75	59,67	59,62
TiO_2	0,88	0,75	0,67	0,86	0,85	0,55
Al_2O_3	I6,6I	I7,0I	I7,94	I5,55	I5,29	I7,40
Fe_2O_3	3,30	3,64	3,63	3,I4	2,34	3,44
FeO	6,40	6,II	3,74	5,I8	6,96	2,55
MnO	0,I9	0,I8	0,I9	0,20	0,I9	0,I4
MgO	3,99	3,I3	4,I6	2,24	2,28	2,62
CuO	8,56	7,90	8,47	6,22	5,93	6,73
Na_2O	3,05	3,I4	3,05	3,75	3,73	3,59
K_2O	0,94	0,99	I,89	I,20	I,29	2,33
P_2O	0,II	0,I5	0,24	0,I4	0,28	0,I8
П.П.П.	0,46	0,I7	I,I6	0,58	0,55	0,83
Rb	I2,7	I9	4I,9	I7,4	23	49,7
Li	8,4	8	6,7	9,I	7,7	8,2
Ba	238	I40	587	325	I83	693
Sr	35I	360	726	329	297	695
V	44I	I90	376	222	II8	225
Cr	45	I9	69	27	I9	20
Co	27	26	23	I4	26	I4
Ni	27	I6	32,5	8,I	I3	I5
Cu	I05	75	64	50,5	52	25
Zn	88	I05	88	98,5	I33	67
Pb	3,65	–	3,6	7,8	–	5,05
Sn	I,0	–	I,I5	I,35	–	I,0
W.	0,45	–	0,60	0,53	–	0,62
Mo	–	–	3,0	–	–	I,0
Be	0,40	–	0,82	0,45	–	0,80
B	32,5	–	28	35,5	–	27
F	342	–	375	38I	–	3I4
U	0,62	0,54	I,47	0,70	–	I,7
Th	I,08	0,83	3,84	I,38	–	4,75
Nb	I,8	–	I,75	I,7	–	2,85
Na	–	–	0,3	–	–	0,2
Zr	I43	–	I63	I70	–	I92
Hf	2,2	–	I,55	2,5	–	2,5
n	2	I	5	2	I	4

Чиринкотанская (3)						
К	Базальты			Андезито-базальты		
Ф	Ф	П	Т	Ф	П	Т
65,94	5I,05	52,I5	52,39	54,65	55,03	54,88
0,7I	0,99	0,76	0,79	0,77	0,72	0,70
I4,92	I7,I2	I8,24	I7,98	I8,65	I8,54	I8,20
2,53	4,88	3,53	3,84	3,II	3,77	4,00
3,40	6,79	5,40	4,58	5,82	4,I8	3,II
0,I7	0,22	0,I7	0,2I	0,20	0,I7	0,23
I,40	4,92	5,I9	5,I7	3,23	3,9I	4,42
4,38	9,96	9,93	9,90	8,76	8,6I	8,00
4,I4	2,53	2,98	2,90	3,04	3,I9	3,07
I,43	0,62	I,I4	I,59	0,62	I,27	I,74
0,I5	0,I6	0,I9	0,22	0,I3	0,I6	0,3I
0,8I	0,25	0,20	0,54	0,64	0,3I	0,99
22,5	8,3	2I,2	32,7	6,9	2I,4	33,8
II,2	4,8	6,5	6,3	5,2	7,8	7,3
393	I69	297	483	I69	3II	58I
293	407	533	743	4I9	5I4	576
74	302	523	3I7	259	327	308
I8	49	65	I00	2I	30,5	68
8,6	37	34	28	23	24	25,5
6,7	25,5	43	74	I3,5	22	62
27	99	II8	60	8I	7I	37
92	II4	9I,5	97	94	93	96
I0,I5	4,2	–	5,4	4,05	–	7,I5
I,5	2,35	–	I,5	I,5	–	I,85
0,66	0,53	0,42	0,29	0,72	0,45	0,39
–	I,0	–	I,0	I,0	–	5,35
0,56	0,23	0,77	0,68	0,34	0,6I	0,75
47	32,5	26	39	3I	24	34
385	230	337	330	280	4I0	3I7
0,92	0,49	I,27	–	0,32	–	I,49
I,55	I,I2	2,60	–	0,60	–	3,9
2,3	3,3	2,95	3,4	2,7	2,6	I,55
0,45	–	–	–	–	–	–
I6I	67,5	I08	I25	75	I05	I58
3,9	3,4	3,I	3,7	2,95	3,35	2,5
2	3	I	3	6	3	5

Компонент	Группа					
	Чиринкотанская (3)			Расшуа (4)		
	Порода					
	Андезиты			Базальты		Андезито
	Ф	П	Т	Ф	П	Ф
SiO_2	59,I9	58,52	59,086	5I,08	5I,57	55,I4
TiO_2	0,76	0,75	0,54	0,78	0,87	0,78
Al_2O_3	I7,00	I7,05	I7,62	I9,25	I7,9I	I7,78
Fe_2O_3	3,72	3,05	3,0I	3,34	2,28	3,3I
FeO	3,95	4,74	2,93	6,34	5,80	5,39
MnO	0,I9	0,I7	0,2I	0,24	0,I5	0,I8
MgO	2,56	3,47	2,76	4,60	5,89	4,04
CaO	7,0I	7,39	6,57	I0,7I	9,85	8,53
Na_2O	3,47	3,I3	3,48	2,59	3,02	3,05
K_2O	0,73	I,28	2,26	0,39	I,23	0,78
P_2O_5	0,I8	0,I3	0,26	0,II	0,20	0,I4
П.П.П.	I,I8	0,38	I,05	0,45	0,62	0,62
Rb	6,4	20,5	52,2	9,4	2I,4	I0,I
Li	5,I	8,I	9,3	5,3	6	6,4
Ba	I54	300	600	I25	286	I90
Sr	4I6	48I	54I	288	479	345
V	I66	30I	I86	3I9	256	25I
Cr	22	33	48	34	I76	35
Co	I6	22,5	I5,8	29	33	27
Ni	8,8	I8	26	I6	II0	22
Cu	38	49	32	82	62	56
Zn	83	87	80	96	80	90
Pb	–	4,05	6,9	3,9	–	4,4
Sn	–	I,25	I,6	I,3	–	I,9
W	0,48	0,5I	0,68	0,34	0,35	0,37
Mo	–	–	3,0	I,I	–	I,6
Be	0,60	0,55	0,82	0,49	–	0,55
B	32	34	3I	68	–	63
F	450	38I	29I	237	–	356
U	0,20	I,0	2,27	0,I7	–	0,40
Th	0,60	I,93	5,23	0,5I	–	0,99
Nb	–	I,45	2,5	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–
Zr	–	228	I70	–	–	–
Hf	–	0,90	I,9	–	–	–
n	4	2	5	4	I	6

				(5)		
-базальты	Андезиты		К	Базальты		
П	Ф	П	Ф	Ф	П	
53,04	60,I0	57,96	67,32	5I,60	5I,90	
0,73	0,70	0,70	0,64	0,84	0,86	
I6,89	I6,98	I7,60	I5,I5	I8,98	I8,3I	
2,32	3,28	2,44	2,25	3,8I	2,7I	
5,39	3,92	4,3I	2,83	6,33	5,86	
0,I5	0,I7	0,I6	0,I6	0,I9	0,I7	
7,05	2,83	3,56	I,2I	4,35	4,90	
9,I3	6,86	7,38	4,28	I0,09	I0,28	
2,94	3,42	3,28	4,49	2,55	2,60	
I,I3	0,9I	I,36	0,95	0,47	I,I4	
0,I9	0,I5	0,I6	0,I7	0,I3	0,I7	
0,6I	0,49	0,69	0,36	0,64	0,7I	
25	I2,6	23	I3,I	7,3	22,I	
7	7,5	9	I0,I	5,5	6,7	
300	228	300	259	II2	242	
460	329	380	294	3I4	493	
200	I83	200	54,5	454	425	
330	22	42	I7	42	80	
34	2I	23	8,8	28	27	
I60	I2,7	23	7,8	I7	64	
49	35	46	I3	65	77	
75	9I	80	83	II9	I04	
–	3,5	–	3,I	4,I	5,6	
–	I,4	–	I,0	I,8	2,2	
0,63	0,43	0,48	0,44	0,48	0,4I	
–	I,0	–	–	I,0	I,0	
–	0,55	–	0,49	0,42	0,80	
–	45	–	27	27	20	
–	30I	–	335	2I9	270	
–	0,49	0,8	0,40	0,32	–	
–	I,05	I,9	I,0I	0,55	–	
–	I,3	–	I,65	0,80	I,2	
–	–	–	0,3	–	0,I	
–	I65	–	I25	62,5	90	
–	0,5	–	I,65	I,4	2,2	
I	6	I	2	3	I	

Компонент	Группа					
	Симуширская (5)					
	Порода					
	Андезито-базальты			Андезиты		
	Ф	П	Т	Ф	П.	Т
SiO_2	54,70	54,89	56,I3	59,56	59,2I	59,36
TiO_2	0,83	0,75	0,62	0,8I	0,75	0,54
Al_2O_3	I7,97	I9,44	I8,55	I6,77	I7,07	I8,00
Fe_2O_3	3,75	2,54	2,20	3,4I	2,93	I,90
FeO	5,6I	4,27	3,93	4,6I	4,22	3,54
MnO	0,I9	0,I6	0,I6	0,I8	0,I7	0,I8
MgO	3,87	3,33	4,30	2,60	3,55	2,97
CaO	8,75	8,84	7,75	6,77	7,03	6,26
Na_2O	2,94	3,2I	3,34	3,77	3,I9	3,73
K_2O	0,67	I,43	I,63	0,83	I,77	I,90
P_2O_5	0,I5	0,24	0,29	0,I6	0,I9	0,28
П.П.П.	0,67	0,80	0,74	0,33	0,I3	I,I2
Rb	8,8	3I,2	44	I2,5	28	67,7
Li	5,6	7,0	I0,6	II,0	I0	I2,I
Ba	I65	326	465	223	370	584
Sr	328	527	665	283	400	6I0
V	376	280	220	I74	250	I43
Cr	50	24,5	58	20	24,5	27
Co	27	22	2I	22	I8,5	I5
Ni	I6,6	23	57	9,0	I8,5	33
Cu	68	6I	27	56	I9	26
Zn	II5	94	96,5	II2	I40	99
Pb	5,7	6,0	4,4	5,4	6,3	5,4
Sn	I,8	2,I	I,6	2,0	2,3	I,8
W	0,30	0,33	0,36	0,56	0,39	0,49
Mo	I,35	I,0	I,9	I,I	I,0	I,8
Be	0,39	0,62	0,83	0,45	I,00	0,86
B	25	29	37	55	I9	39,5
F	285	453	233	340	250	305
U	0,4I	0,95	I,43	0,6I	I,5	2,06
Th	0,90	2,3	3,73	I,62	2,9	4,87
Nb	I,35	3,I	2,0	I,5	2,3	4,2
Ta	-	-	-	-	0,I	-
Zr	80	I85	II5	I48	I80	2I0
Hf	0,85	I,5	2,9	2,7	4,0	3,8
n	3	I	3	4	I	3

	Броутонская (6)					
К	Базальты			Андезито-базальты		
Ф	Ф	П	Т	Ф	П	Т
65,I4	5I,93	5I,94	50,3I	56,I6	54,96	54,94
0,77	0,60	0,73	0,9I	0,85	0,80	0,73
I5,0I	I8,8I	I8,74	I7,50	I7,60	I7,44	I7,36
2,I8	2,4I	2,8I	2,86	2,6I	2,89	2,93
3,67	6,4I	6,63	5,47	5,57	6,32	4,53
0,I9	0,I8	0,I8	0,I6	0,I8	0,I8	0,I9
I,42	5,I9	5,I9	7,78	3,64	4,29	4,97
4,44	I0,I5	I0,36	9,90	8,I2	8,8I	8,26
4,28	2,73	2,47	2,80	3,32	2,88	3,I3
I,3I	0,74	0,55	I,28	I,05	I,94	I,63
0,20	0,I5	0,II	0,25	0,I6	0,I9	0,24
I,06	0,53	0,I5	0,5I	0,36	0,5I	0,8I
I4,5	I3,3	8,2	23	I5,5	I6,2	30,4
8,0	5,3	5,8	6,3	5,5	7,2	7,7
295	I53	I65	302	300	2I2	4I9
254	368	398	66I	42I	364	569
94	330	388	320	232	432	27I
I2,I	92	59,5	258	33	4I	I29
II	33	35	35	29	29	27
7,4	33	29	I2I	I4	25	63
23,5	72	88	47	39,5	95	44
I20	II9	II8	93	I22	II5	94
8,0	3,I5	3,2	3,65	6,35	7,4	5,8
I,7	I,5	I,5	I,85	I,7	I,8	I,8
0,5I	0,35	0,24	0,45	0,45	0,4I	0,34
4,0	I,0	I,I	2,95	I,0	I,6	2,6
0,54	0,43	0,53	0,8I	0,52	0,55	0,82
84,5	44	36	27	38	45	29
369	I97	278	370	393	302	378
-	0,53	0,42	0,90	I,05	0,70	I,27
-	I,43	0,88	2,I3	2,25	I,39	2,99
I,5	2,I	-	3,75	2,I	-	3,I5
-	-	-	0,30	-	-	-
97,5	I30	-	I8I	I65	-	I40
2,I	2,6	-	3,0	2,0	-	3,I
2	4	3	3	3	6	4

Компонент	Группа						
	Броутонская (6)						
	Порода						
	Андезиты			Кислые			База
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф
SiO_2	59,98	58,95	60,52	68,39	67,27	7I,29	5I,23
TiO_2	0,74	0,82	0,56	0,33	0,63	0,26	0,85
Al_2O_3	I6,98	I6,35	I7,04	I4,98	I4,77	I3,95	I9,4I
Fe_2O_3	3,84	2,77	2,77	I,77	I,55	I,09	3,I3
FeO	3,07	5,60	2,97	I,04	4,09	I,23	6,5I
MnO	0,I8	0,I6	0,I6	0,II	0,I4	0,I0	0,I9
MgO	3,34	3,35	2,88	I,2I	I,07	0,65	4,53
CaO	6,93	7,35	6,23	2,77	3,68	2,03	I0,42
Na_2O	3,47	3,07	3,47	4,06	4,07	4,00	2,45
K_2O	I,56	I,23	2,07	2,4I	I,90	3,I7	0,42
P_2O_5	0,I7	0,I6	0,2I	0,09	0,I2	0,09	0,I4
П.П.П.	0,29	0,23	I,08	2,47	0,48	2,0I	0,66
Rb	23,6	2I,6	4I,8	55	25,5	69,7	5,9
Li	6,5	9,5	I0,6	4	II,8	II,2	5,2
Ba	344	304	532	490	365	832	I50
Sr	427	3I7	587	370	268	29I	3I4
V	233	30I	206	70	43	45	4I2
Cr	I3	24	55	–	I6	I0,2	58
Co	27	23	I5	I3	I8	6,2	3I
Ni	8,5	I5	30	–	I6	I0,7	38
Cu	37	47	33	8	36	6,I	70
Zn	95	II0	9I	58	I09	55	I06
Pb	4,65	6,4	6,3	–	9,3	6,9	5,6
Sn	I,6	2,I	I,7	–	2,2	I,7	2,5
W	0,45	0,48	0,7I	0,48	0,57	0,98	0,2I
Mo	I,0	I,9	2,3	–	4,0	I,9	–
Be	0,40	0,57	0,85	–	0,52	0,72	0,39
B	45	70	38	–	58,5	28	I7
F	I30	456	446	–	5I2	254	279
U	I,I	I,I7	I,42	–	2,0	2,95	0,20
Th	2,9	2,48	3,68	–	3,2	7,38	0,42
Nb	I,3	–	3,4	–	3,0	3,7	0,40
Ta	–	–	–	–	–	0,23	–
Zr	I30	–	I75	–	I80	I90	35
Hf	3,4	–	3,I	–	6,0	3,2	0,40
n	2	5	3	I	2	2	2

Северо-Итурупская (7)						
льты	Андезито-базальты			Андезиты		
Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т
5I,22	53,84	56,45	54,70	59,62	58,27	6I,55
I,06	0,78	0,66	0,80	0,69	0,57	0,52
I8,06	I8,69	I8,02	I7,05	I6,80	I7,85	I6,96
3,0I	3,07	2,70	2,75	3,I2	2,77	2,38
5,78	5,60	4,62	5,26	4,53	3,93	2,96
0,I7	0,I8	0,I6	0,I8	0,I6	0,I6	0,I7
5,03	4,08	3,54	4,44	3,I0	2,96	I,87
9,49	8,65	7,64	8,44	7,02	6,86	5,46
2,92	2,87	3,09	3,II	3,I9	3,22	3,84
I,24	0,73	I,57	I,64	0,95	I,68	2,58
0,30	0,I3	0,23	0,23	0,II	0,27	0,2I
I,30	I,I4	0,85	I,07	0,56	I,02	I,27
23,9	8,2	29,3	40,3	I4,I	35	67,5
5,9	6,I	6	6,I	7,2	6,7	9
304	I69	400	348	247	467	528
547	329	373	463	325	463	500
384	346	I63	340	232	I22	I93
82	42,5	26	85	23	20	I8
28,5	28	28	26	2I	I7	I4
52	I9	I4	2I	I4	I3	I3
64	49	32	55	37	25	I9
97	97	94	88	94	90	84,5
–	4,0	–	–	–	–	–
–	I,7	–	–	–	–	–
0,5I	0,27	0,48	–	3,60	0,84	0,54
–	I,0	–	–	–	–	–
0,72	0,36	–	0,66	0,48	–	0,93
22,5	30	–	23	46	–	2I,5
429	273	–	622	3I7	–	378
I,I7	0,45	I,3	I,28	0,5I	–	2,4
2,85	I,30	3,55	3,29	0,69	–	6,25
3,75	–	–	3,0	0,9	–	–
–	–	–	–	–	–	0,5
2I5	–	–	265	II3	–	230
2,0	–	–	I,5	2,6	–	2,3
3	2	I	4	5	I	3

Компонент	Группа (7) Южно-Иту					
	Порода					
	К	Базальты			Андезито-ба	
	Ф	Ф	П	Т	Ф	П
SiO_2	67,97	50,50	5I,50	5I,64	54,86	53,67
TiO_2	0,64	0,8I	0,9I	0,86	0,93	0,96
Al_2O_3	I4,47	I8,97	I8,29	I8,27	I7,59	I7,27
Fe_2O_3	2,57	3,36	3,34	2,86	3,29	3,I4
FeO	2,67	7,50	6,20	5,40	6,47	6,37
MnO	0,I2	0,I8	0,I8	0,I6	0,I8	0,20
MgO	0,99	4,80	5,2I	5,I0	3,9I	4,64
CaO	3,42	I0,80	9,56	I0,06	8,85	8,57
Na_2O	4,II	2,I3	2,78	2,73	2,7I	3,I0
K_2O	I,30	0,37	I,I7	I,48	0,49	I,30
P_2O_5	0,I3	0,I3	0,27	0,23	0,I4	0,22
П.П.П.	I,56	0,40	0,48	0,84	0,74	0,64
Rb	30	5,5	28,4	30,2	8,7	32,2
Li	2,8	4,7	5,6	3,7	5,5	7,2
Ba	278	I22	286	40I	I74	288
Sr	I50	296	479	645	270	463
V	57,5	577	35I	347	389	242
Co	I3,3	33	35	29	30	27
Cr	I7	I05	II9	I38	59	68
Ni	8	20	47	4I	I4	35
Cu	32	67	53	6I	56	40,5
Zn	82	I09	I23	I09	III	I07
Pb	7,4	5,75	2,2	3,2	2,3	3,9
Sn	2,I	I,I0	I,4	I,3	I,05	I,6
W	0,66	0,I8	0,30	0,42	0,25	0,65
Mo	I,0	2,7	I,7	3,I	I,3	I,9
Be	0,4I	0,38	0,88	I,0I	0,47	0,9I
B	94	I8	38	83	I5	57
F	330	356	320	475	342	428
U	-	0,24	I,0	I,37	0,49	I,33
Th	-	0,57	2,49	3,I0	0,8I	3,7
Nb	I,8	0,6	I,4	I,95	I,5	2,3
Ta	-	-	-	-	-	0,3
Zr	235	II0	I06	II8	82,5	I33
Hf	5,6	2,7	2,I	2,I	2,65	2,9
n	2	3	3	5	4	3

рупская (8)

зальты	Андезиты			Кислые	
Т	Ф	П	Т	Ф	Т
54,92	60,83	58,56	60,48	66,84	64,6I
0,72	0,77	0,7I	0,53	0,64	0,35
I7,76	I6,27	I7,3I	I6,89	I4,6I	I4,93
3,26	3,I5	2,26	2,58	2,57	2,I4
4,57	4,48	4,84	3,42	3,I0	I,89
0,I7	0,I6	0,I5	0,I7	0,I3	0,I6
3,82	2,66	3,I8	2,33	I,53	I,38
8,I7	6,99	6,49	6,I0	4,84	4,I2
3,07	3,I8	3,34	3,36	3,76	3,99
I,75	0,62	I,76	2,I8	0,90	2,67
0,23	0,II	0,20	0,I9	0,08	0,I7
I,I5	0,73	I,I7	I,42	I,08	3,56
39,9	8,0	39,4	46,I	II,0	69,8
5,7	8,7	8,4	5,9	8,3	8,0
577	229	465	748	297	I0I3
585	223	404	428	200	393
255	224	2I4	I49	90	79
27	I9	25	I9	I0	I2
76,5	27	86	23	II,5	I8
20,5	7,8	20	I5	4,7	7,3
33	25	36	20,5	I3	II
I06	III	97	9I	9I	70
4,9	5,0	7,45	4,85	6,9	II,05
I,I	I,5	2,6	I,2	I,35	I,25
0,44	I,43	0,7I	I,I0	5,4	I,08
2,95	5,3	3,5	4,7	2,9	5,3
I,22	0,36	I,I7	I,07	0,38	I,4
67	27	83,5	88	29,5	I04
388	27I	395	363	423	327
I,84	0,50	I,66	2,27	0,82	2,73
5,34	I,00	5,I4	6,72	I,65	7,28
2,4	I,5	2,8	3,7	I,2	3,7
-	-	0,4	0,5	-	0,25
II9	I45	I88	I47	II8	I35
2,4	3,0	4,I	2,3	I,75	2,3
5	3	4	6	3	2

Средний состав лав вулканов Сев

Таблица 7

ерных, Центральных и Южных Курил

Компонент	Участок					
	Северные Ку					
	рилы					
	Порода					
	Базальты			Андезито-базальты		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т
SiO_2	5I,24	50,87	50,3I	54,94	54,99	55,II
TiO_2	0,84	0,86	0,88	0,78	0,72	0,67
Al_2O_3	I8,57	I8,37	I8,I4	I8,09	I8,I5	I8,I8
Fe_2O_3	4,23	3,64	4,38	3,33	3,54	3,50
FeO	5,99	5,50	5,07	5,50	4,43	3,6I
MnO	0,2I	0,I7	0,I9	0,I9	0,I7	0,20
MgO	4,58	5,03	5,24	3,67	4,06	4,27
CaO	I0,25	I0,I5	I0,30	8,63	8,54	8,I4
Na_2O	2,6I	2,82	2,93	3,04	3,I6	3,I4
K_2O	0,62	I,20	I,62	0,80	I,40	I,80
P_2O_5	0,I4	0,26	0,24	0,I5	0,I9	0,28
П.П.П.	0,50	0,73	0,63	0,65	0,40	0,94
Pb	I0,6	20,8	29,8	I2,3	28,7	40,5
Li	5,2	6,9	5,9	6,0	7,8	7,9
Ba	I55	277	390	2I0	3I4	544
Sr	376	578	733	390	502	653
V	39I	384	424	287	263	306
Cr	4I	89	64	32,2	74	64
Co	3I	3I	30	25	25,7	23
Ni	20	6I,5	45	I8	39,8	47
Cu	86	80	88,5	72	64	47
Zn	I03	9I	97,5	97	92	92
Pb	3,3	3,75	3,9	4,2	4,5	4,3
Sn	I,65	I,85	I,5	I,7	I,8	I,45
W	0,40	0,39	0,40	0,44	0,52	0,50
Mo	I,I	I,0	I,3	I,4	I,5	3,0
Be	0,49	0,73	0,77	0,49	0,73	0,8I
B	4I	3I	3I	46	30	33
F	269	387	426	3I9	406	324
U	0,34	I,27	I,I7	0,42	I,II	I,47
Th	0,82	2,60	2,36	0,88	2,6I	3,82
Nb	I,5	2,I	2,7	I,7	2,8	2,0
Ta	–	0,I	–	–	–	0,3
Zr	65,5	99	II8	89	I3I	I52
Hf	I,8	2,65	2,7	I,8	2,75	2,4
n	I6	4	I0	2I	7	I4

Андезиты			Кислые		
Ф	П	Т	Ф	П	Т
59,64	58,4I	59,23	66,I3	–	–
0,73	0,72	0,54	0,7I	–	–
I7,02	I7,05	I7,67	I5,03	–	–
3,39	3,5I	2,95	2,32	–	–
4,I2	4,35	2,97	3,30	–	–
0,I8	0,I8	0,I8	0,I7	–	–
2,60	3,I9	2,76	I,34	–	–
6,90	7,07	6,6I	4,37	–	–
3,54	3,3I	3,57	4,30	–	–
0,93	I,50	2,I7	I,23	–	–
0,I7	0,I9	0,24	0,I7	–	–
0,58	0,43	0,95	0,74	–	–
I3,3	30	54,7	I6,7	–	–
8,0	8,8	9,7	9,8	–	–
237	320	6I7	3I7	–	–
352	458	6I5	280	–	–
I80	2I4	I87	74	–	–
20,6	27	32	I5,7	–	–
I9	23	I5	9,4	–	–
I0	I7	23	7,3	–	–
40	4I	29	2I,2	–	–
92	99	8I	98	–	–
4,6	4,6	5,2	7,I	–	–
I,4	I,6	I,5	I,4	–	–
0,47	0,58	0,63	0,54	–	–
I,6	2,0	I,95	4,0	–	–
0,54	0,80	0,85	0,54	–	–
45	32	32	60	–	–
342	33I	3I6	268	–	–
0,57	I,30	2,03	0,66	–	–
I,27	3,08	4,88	I,28	–	–
I,7	2,2	3,0	I,8	–	–
–	0,I	0,2	0,4	–	–
I48	I85	I82	I28	–	–
2,2	2,6	2,8	2,55	–	–
I9	7	I3	6	–	–

Компонент	Участок					
	Центральные					
	Порода					
	Базальты			Андезито-базальты		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т
SiO_2	5I,93	5I,94	50,3I	56,I6	54,96	54,94
TiO_2	0,60	0,73	0,9I	0,85	0,80	0,73
Al_2O_3	I8,8I	I8,74	I7,50	I7,60	I7,44	I7,36
Fe_2O_3	2,4I	2,8I	2,86	2,6I	2,89	2,93
FeO	6,4I	6,63	5,47	5,57	6,32	4,53
MnO	0,I8	0,I8	0,I6	0,I8	0,I8	0,I9
MgO	5,I9	5,I9	7,78	3,64	4,29	4,97
CaO	I0,I5	I0,36	9,90	8,I2	8,8I	8,26
Na_2O	2,73	2,47	2,80	3,32	2,88	3,I3
K_2O	0,74	0,55	I,28	I,05	0,94	I,63
P_2O_5	0,I5	0,II	0,25	0,I6	0,I9	0,24
П.П.П.	0,53	0,I5	0,5I	0,36	0,5I	0,8I
Rb	I3,3	8,2	23	I5,5	I6,2	30,4
Li	5,3	5,8	6,3	5,5	7,2	7,7
Ba	I53	I65	302	300	2I2	4I9
Sr	368	398	66I	42I	364	569
V	330	388	320	232	432	27I
Cr	92	59,5	258	33	4I	I29
Co	33	35	35	29	29	27
Ni	33	29	I2I	I4,4	25	63
Cu	72	88	47	39,5	95	44
Zn	II9	II8	93	I22	II5	94
Pb	3,I5	3,2	3,65	6,35	7,4	5,8
Sn	I,5	I,5	I,85	I,7	I,8	I,8
W	0,35	0,24	0,45	0,45	0,4I	0,34
Mo	I,0	I,I	2,95	I,0	I,6	2,6
Be	0,43	0,53	0,8I	0,52	0,55	0,82
B	44	36	27	38	45	29
F	I97	278	370	393	302	378
U	0,53	0,42	0,90	I,05	0,70	I,27
Th	I,43	0,88	2,I3	2,25	I,39	2,99
Nb	2,I	–	3,75	2,I	–	3,I5
Ta	–	–	0,30	–	–	–
Zr	I30	–	I8I	I65	–	I40
Hf	2,6	–	3,0	2,0	–	3,I
n	4	3	3	3	6	4

Курилы

Андезиты			Кислые		
Ф	П	Т	Ф	П	Т
58,98	58,95	60,52	69,39	67,27	7I,29
0,74	0,82	0,56	0,33	0,63	0,26
I6,98	I6,35	I7,04	I4,98	I4,77	I3,95
3,84	2,77	2,77	I,77	I,55	I,09
3,07	5,60	2,97	I,04	4,09	I,23
0,I8	0,I6	0,I6	0,II	0,I4	0,I0
3,34	3,45	2,68	I,2I	I,07	0,65
6,93	7,35	6,23	2,77	3,68	2,03
3,47	3,07	3,47	4,06	4,07	4,00
I,56	I,23	2,07	2,4I	I,90	3,I7
0,I7	0,I6	0,2I	0,09	0,I2	0,09
0,29	0,23	I,08	2,47	0,48	2,0I
23,6	2I,6	4I,8	55	25,5	69,7
6,5	9,5	I0,6	4	II,8	II,2
344	304	532	490	365	832
427	3I7	587	370	268	29I
233	30I	206	70	43	45
I3	24	55	–	I6	I0,2
27	23	I5	I3	I8	6,2
8,5	I4,6	30	–	I6	I0,7
37	47	33	8	36	6,I
95	II0	9I	58	I09	55
4,65	6,4	6,3	–	9,3	6,9
I,6	2,I	I,7	–	2,2	I,7
0,45	0,48	0,7I	0,48	0,57	0,98
I,0	I,9	2,3	–	4,0	I,9
0,40	0,57	0,85	–	0,52	0,72
45	70	38	–	58,5	28
I30	456	446	–	5I2	254
I,I	I,I7	I,42	–	2,0	2,95
2,9	2,48	3,68	–	3,2	7,38
I,3	–	3,4	–	3,0	3,7
–	–	–	–	–	0,25
I30	–	I75	–	I80	I90
3,4	–	3,I	–	6,0	3,2
2	5	3	I	2	2

Компонент	Участок: Южные Ку; Порода: Базальты Ф	Базальты П	Базальты Т	Андезито-базальты Ф	Андезито-базальты П	Андезито-базальты Т
SiO_2	50,79	5I,5Q	5I,49	54,52	54,37	54,82
TiO_2	0,82	0,9I	0,94	0,88	0,89	0,76
Al_2O_3	I9,I5	I8,29	I8,I9	I7,96	I7,46	I7,45
Fe_2O_3	3,27	3,34	2,9I	3,22	3,03	3,03
FeO	7,I0	6,20	5,54	6,I8	5,93	4,88
MnO	0,I9	0,I8	0,I6	0,I8	0,I9	0,I8
MgO	4,69	5,2I	5,07	3,97	4,37	4,I0
CaO	I0,65	9,56	9,85	8,78	8,34	9,29
Na_2O	2,26	2,78	2,80	2,76	3,I0	3,09
K_2O	0,39	I,I7	I,39	0,57	I,37	I,70
P_2O_5	0,I3	0,27	0,26	0,I3	0,22	0,23
П.П.П.	0,50	0,48	I,0I	0,87	0,69	I,II
Rb	5,7	28,4	27,8	8,5	3I,5	40,I
Li	5,0	5,6	3,8	5,7	6,9	5,9
Ba	I33	286	365	I72	3I6	475
Sr	303	479	608	290	44I	530
V	5II	35I	36I	375	222	293
Cr	86	II8	II7	53	57	80
Co	32	35	29	29	27,5	27
Ni	27	47	45	I6	29,5	2I
Cu	68	53	62	54	38	43
Zn	I08	I23	I04	I06	I04	98
Pb	5,7	2,2	3,2	3,I5	3,9	4,9
Sn	I,8	I,4	I,3	I,4	I,6	I,I
W	0,20	0,30	0,43	0,26	0,6I	0,44
Mo	2,7	I,7	3,I	I,I5	I,9	2,95
Be	0,39	0,88	0,93	0,43	0,9I	I,0I
B	I7,5	38	66	22,5	57	50
F	325	320	46I	3I4	428	476
U	0,23	I,0	I,30	0,47	I,30	I,6
Th	0,52	2,49	3,02	I,06	3,65	4,46
Nb	0,5	I,4	2,55	I,5	2,3	2,5
Ta	-	-	-	-	0,3	-
Zr	72,5	I06	I50	82,5	I33	I48
Hf	I,55	2,I	2,I	2,65	2,9	2,2
n	5	3	8	6	4	9

рилы

Андезиты Ф	Андезиты П	Андезиты Т	Кислые Ф	Кислые П	Кислые Т
60,07	58,50	60,83	67,29	-	64,6I
0,72	0,68	0,52	0,64	-	0,35
I6,60	I7,4I	I6,9I	I4,56	-	I4,93
3,I3	2,36	2,5I	2,57	-	2,I4
4,5I	4,66	3,27	2,93	-	I,89
0,I6	0,I5	0,I7	0,I2	-	0,I6
2,94	3,I3	2,I8	I,3I	-	I,38
7,0I	6,56	5,89	4,27	-	4,I2
3,I9	3,32	3,52	3,90	-	3,99
0,83	I,75	2,3I	I,06	-	2,67
0,II	0,2I	0,20	0,I0	-	0,I7
0,63	I,I4	I,37	I,27	-	3,56
II,8	38,5	5I,4	I8,6	-	69,8
7,8	8,0	6,7	6,I	-	8,0
240	465	675	289	-	I0I3
287	4I6	452	I80	-	393
230	I95	I64	77	-	79
24	72,5	2I	I3,7	-	I8
20	23,5	I7	II,5	-	I2
I2,I	I9	I4	6,0	-	7,3
34	34	20	2I	-	II
99	96	89	87	-	70
5,0	7,45	4,85	7,I5	-	II,05
I,5	2,6	I,2	I,7	-	I,25
2,52	0,78	0,94	0,60	-	I,08
5,3	3,5	4,7	2,3	-	5,3
0,43	I,I7	I,04	0,39	-	I,4
39	83,5	7I	5I	-	I04
300	395	367	400	-	327
0,50	I,66	2,3I	0,82	-	2,73
0,93	5,I4	6,59	I,65	-	7,28
I,2	2,8	3,7	I,5	-	3,7
-	0,4	0,5	-	-	0,25
I29	I88	I6I	I76	-	I35
2,8	4,I	2,3	3,7	-	2,3
8	5	9	5	-	2

Средний состав лав вулканов разных

Компонент	Порода					
	Базальты			Андезито-базальты		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т
SiO_2	5I,26	5I,38	50,76	54,98	54,83	54,99
TiO_2	0,80	0,84	0,90	0,8I	0,79	0,7I
Al_2O_3	I8,73	I8,46	I8,07	I8,0I	I7,73	I7,8I
Fe_2O_3	3,80	3,30	3,6I	3,26	3,I9	3,26
FeO	6,27	6,05	5,3I	5,64	5,45	4,I7
MnO	0,20	0,I7	0,I7	0,I8	0,I8	0,I9
MgO	4,70	5,I3	5,54	3,73	4,2I	4,3I
CaO	I0,70	I0,04	I0,07	8,6I	8,59	8,2I
Na_2O	2,56	2,70	2,87	3,0I	3,04	3,I2
K_2O	0,59	0,99	I,48	0,78	I,2I	I,74
P_2O_5	0,I4	0,22	0,25	0,I5	0,20	0,25
П.П.П.	0,5I	0,48	0,76	0,66	0,5I	0,98
Rb	I0,0	I9,3	28,I	II,8	24,9	38,8
Li	5,2	6,2	5,2	5,9	7,4	7,2
Ba	I50	246	368	2II	279	50I
Sr	360	494	675	373	439	599
V	405	375	385	299	3I3	296
Cr	59	89	II2	37	58	79,5
Co	32	33	30	26,5	27	25
Ni	24	48	56	I7,4	32	40
Cu	80	74	73	65	69	45
Zn	I06	I09	99,5	I0I	I03	95
Pb	3,6	3,I	3,65	4,3	5,8	4,7
Sn	I,7	I,6	I,5	I,7	I,7	I,4
W	0,37	0,3I	0,42	0,42	0,5I	0,46
Mo	I,2	I,3	2,3	I,3	I,7	2,9
Be	0,46	0,69	0,84	0,48	0,69	0,87
B	36	34	44	4I	43	38
F	272	330	434	327	366	379
U	0,34	0,79	I,I7	0,46	0,96	I,48
Th	0,84	I,82	2,63	0,99	2,26	3,92
Nb	I,35	I,7	2,8	I,7	2,6	2,3
Ta	-	0,I	0,3	-	0,3	0,3
Zr	75	I03	I38	98	I32	I49
Hf	I,8	2,3	2,5	2,0	2,8	2,4
n	25	I0	2I	30	I7	27

Таблица 8

зон Курильской островной дуги

Андезиты			Кислые		
Ф	П	Т	Ф	П	Т
59,7I	58,60	59,96	66,80	67,27	67,95
0,73	0,74	0,54	0,65	0,63	0,30
I6,90	I6,95	I7,32	I4,83	I4,77	I4,44
3,34	2,96	2,77	2,38	I,55	I,62
4,I9	4,8I	3,08	2,95	4,09	I,56
0,I7	0,I6	0,I7	0,I5	0,I4	0,I3
2,74	3,22	2,56	I,32	I,07	I,0I
6,93	7,00	6,30	4,I9	3,68	3,07
3,44	3,24	3,54	4,II	4,07	3,99
0,95	I,49	2,2I	I,26	I,90	2,92
0,I5	0,I9	0,22	0,I3	0,I2	0,I3
0,57	0,58	I,II	I,II	0,48	2,78
I3,6	30,0	52	20,7	25,5	69,7
7,8	8,8	8,8	7,8	II,8	8,3
245	358	628	320	365	922
339	404	553	246	268	342
I96	235	I8I	75	43	62
2I	40	3I	I5	I6	I4
20	23	I6	II	I8	9,2
I0,5	I7	2I	6,7	I6	9
38	4I	26	20	36	8,5
94	I0I	85	90	I09	63
4,6	6,0	5,3	7,I	9,3	9,0
I,45	2,0	I,4	I,5	2,2	I,5
0,67	0,58	0,73	0,56	0,57	I,03
I,9	2,3	3,0	2,7	4,0	3,6
0,49	0,76	0,92	0,47	0,52	I,06
43	59	47	57	58,5	66
3I6	394	352	382	5I2	290
0,59	I,34	2,08	0,7I	2,0	2,88
I,28	3,34	5,44	I,40	3,2	7,34
I,5	2,45	3,4	I,7	3,0	3,7
-	0,25	0,4	0,4	-	0,25
I4I	I86	I72	I47	I80	I63
2,5	3,2	2,6	3,0	6,0	2,8
29	I7	25	I2	2	4

го по средним", т.е. сначала рассчитывались средние содержания элементов для каждого типа пород всех опробованных вулканов, а потом вычислялись средние содержания элементов в каждом типе пород по количеству объектов (вулканов). В представленных таблицах данные по дацитам, риодацитам и риолитам объединены в одну графу ("кислые породы"). Сделано это в связи с ограниченной распространенностью пород такого состава в пределах Курильской дуги.

С целью наглядного изображения латеральных вариаций макро- и микроэлементного состава вулканических пород построены карты трендов отдельных элементов для базальтов, андезито-базальтов и андезитов Курильской островной дуги. Соответствующие рисунки приведены в тексте далее при описании особенностей распределения отдельных элементов. Строились карты трендов с использованием рассчитанных средних концентраций элементов в разных по кремнекислотности типах пород всех опробованных вулканов. Для кислых пород в связи с ограниченностью исходных данных такие карты не построены.

Кремнезем. Содержание кремнезема в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги колеблется от 44-46 до 72-75%, и таким образом, среди них присутствуют все типы пород по SiO_2 от базальтов до риолитов. Согласно имеющимся оценкам (3,99,114,119), основанным на частоте встречаемости пород разного состава в выборках химических анализов, считается, что наиболее распространенными типами четвертичных вулканитов здесь являются андезиты и андезито-базальты, составляющие в сумме 60-70% от всей массы вулканитов. Несмотря на такое единодушие, равно как и сходные оценки распространенности остальных типов пород (базальты - 17-20%, дациты - 10-13, риолиты и риодациты - 2-3%), соотношение андезитов и андезито-базальтов разными исследователями оценивается несколько по-разному. По данным (114), пик на кривых распределения приходится на андезито-базальты (34 против 29% для андезитов), тогда как по данным (3,99) - на андезиты (36-37 против 29-31% для андезито-базальтов).

Мы подошли к оценке распространенности вулканитов разной кремнекислотности с несколько иных позиций - путем расчета частоты встречаемости разных по SiO_2 типов пород относительно количества вулканов, для которых имеются данные о химическом составе пород, но без учета числа анализов. Полученные данные (табл.9) в целом подтверждают существующие представления о соотношении

Таблица 9

Частота встречаемости пород разного состава на вулканах Курильской островной дуги

Порода	Частота встречаемости, % от количества вулканов			
	Фронтальная зона	Промежуточная зона	Тыловая зона	Дуга в целом
Базальты	62	58	50	57
Андезито-базальты	92	82	79	86
Андезиты	86	70	76	80
Дациты	33	I2	I4	23
Риодациты и риолиты	I5	6	7	II
Количество вулканов	53(I5)*	I7(8)	42(37)	II2(60)

Примечание: * цифры в скобках - количество подводных вулканов. Здесь и в табл.10, II, кроме собственных данных авторов, использовались материалы других исследователей (56,61,75,105,114,123).

разных по SiO_2 типов пород в пределах дуги. Вместе с тем выяснилось, что андезито-базальты и андезиты встречаются на 70-90% вулканов, причем андезито-базальты на несколько большем числе вулканов, чем андезиты. Базальты установлены на 50-60, дациты - на 12-33, а риодациты и риолиты - на 6-15% вулканов. Лавы фронтальной зоны дуги в целом более дифференцированы, чем лавы тыловой зоны, что в табл.9 выражается в относительно большей частоте встречаемости каждого типа пород на вулканах фронтальной зоны.

Следует оговориться, что все оценки распространенности вулканитов разного состава, сделанные как нами, так и другими исследователями, не учитывают объемов соответствующих типов пород. Вместе с тем нередко оказывается, что сомин вулканов сложены андезито-базальтами и базальтами, тогда как андезиты и более кислые вулканиты формируют внутрикальдерные конусы, экструзии и пемзово-пирокластические отложения, связанные с формированием кальдер. При этом объемы соммы вулканов и докальдерных построек обычно заметно превышают объемы более поздних продуктов извержений. На это впервые обратили внимание авторы сводки по петрохимии вулканитов Курил и Камчатки (114), которые привели данные по объемам вулканитов для фронтальной зоны северного фланга Курильское дуги.

Анализ сообществ пород, проявленных на отдельных вулканах (табл.10) показывает, что наибольшим распространением как в пределах дуги в целом, так и в отдельных ее зонах пользуются умеренно-дифференцированные базальт-андезито-базальт-андезитовые и андезито-базальт-андезитовые ассоциации пород. Доля слабодифференцироваиных базальт-андезито-базальтовых вулканов в тыловой зоне дуги в 2 раза с лишним выше, чем во фронтальной, зато доля сильнодифференцированных вулканов с базальт -дацитовым (андезито-базальт-дацитовым) составом пород во столько же раз ниже.

Таблица 10

Распространенность разных ассоциаций вулканических пород в пределах Курильской островной дуги

Тип ассоциаций вулканических пород	Частота встречаемости, % от количества вулканов			
	Фронт	Промежуточная зона	Тыл	Дуга в целом
Базальт-андезито-базальтовая	6	23	I4	I2
Базальт-андезито-базальт-андезитовая	33	35	26	30
Базальт-андезито-базальт-андезит-дацитовая (риодацитовая)	23	-	I0	I5
Андезито-базальт-андезитовая	23	36	43	3I
Андезито-базальт-андезит-дацитовая (риодацитовая)	I5	6	7	I2
Количество вулканов	53(I5)*	I7(8)	42(37)	II2(60)

Примечание * цифры в скобках - количество подводных вулканов.

Вулканы с базальт-андезито-базальтовыми ассоциациями пород в тыловой зоне дуги приурочены в основном к северной части ее и встречаются как среди наземных (Алаид, Маканруши), так и среди подводных (I.I - Григорьева; 2.1 - Белянкина; 2.3 - "Авось" и др.) построек. Аналогичные вулканы в промежуточной зо-

не дуги установлены в северной (1.2), центральной (5.5) и южной (Атсонупури, Тятя) частях ее. Во фронтальной зоне дуги обнаружено лишь три таких вулкана: 6.12а и 6.12б на подводном хребте Архангельского, в районе пролива Буссоль, и вулкан Антипина на о-ве Уруп - все в центральной части дуги.

Дифференцированные базальт-дацитовые (риодацитовые) и андезито-базальт-дацитовые (риодацитовые) ассоциации пород проявлены, как правило, на кальдерных вулканах. Во фронтальной части дуги они известны на всем ее протяжении (и отсутствуют лишь на самом северном фланге дуги среди вулканов о-ва Парамушир). На Северных Курилах это кальдеры Немо и Тао-Русыр на о-ве Онекотан; на Средних Курилах - кальдера Ушишир, подводный вулкан 4.6 (Рикорда), кальдеры Броутона и Заварицкого на о-ве Симушир; на Южных Курилах - кальдеры Медвежья, Львиная пасть и др. на о-ве Итуруп, кальдера Головина - на о-ве Кунашир. Единственный сильнодифференцированный вулкан промежуточной зоны (6.II - подводная кальдера Горшкова) расположен в центральной части дуги, в проливе Буссоль. К этому же участку приурочены два из четырех базальт-риодацитовых вулканов тыловой зоны дуги (Броутона и 6.10).Два других сильнодифференцированных вулкана в тыловой зоне дуги установлены на Южных Курилах (8.17 и 8.20).

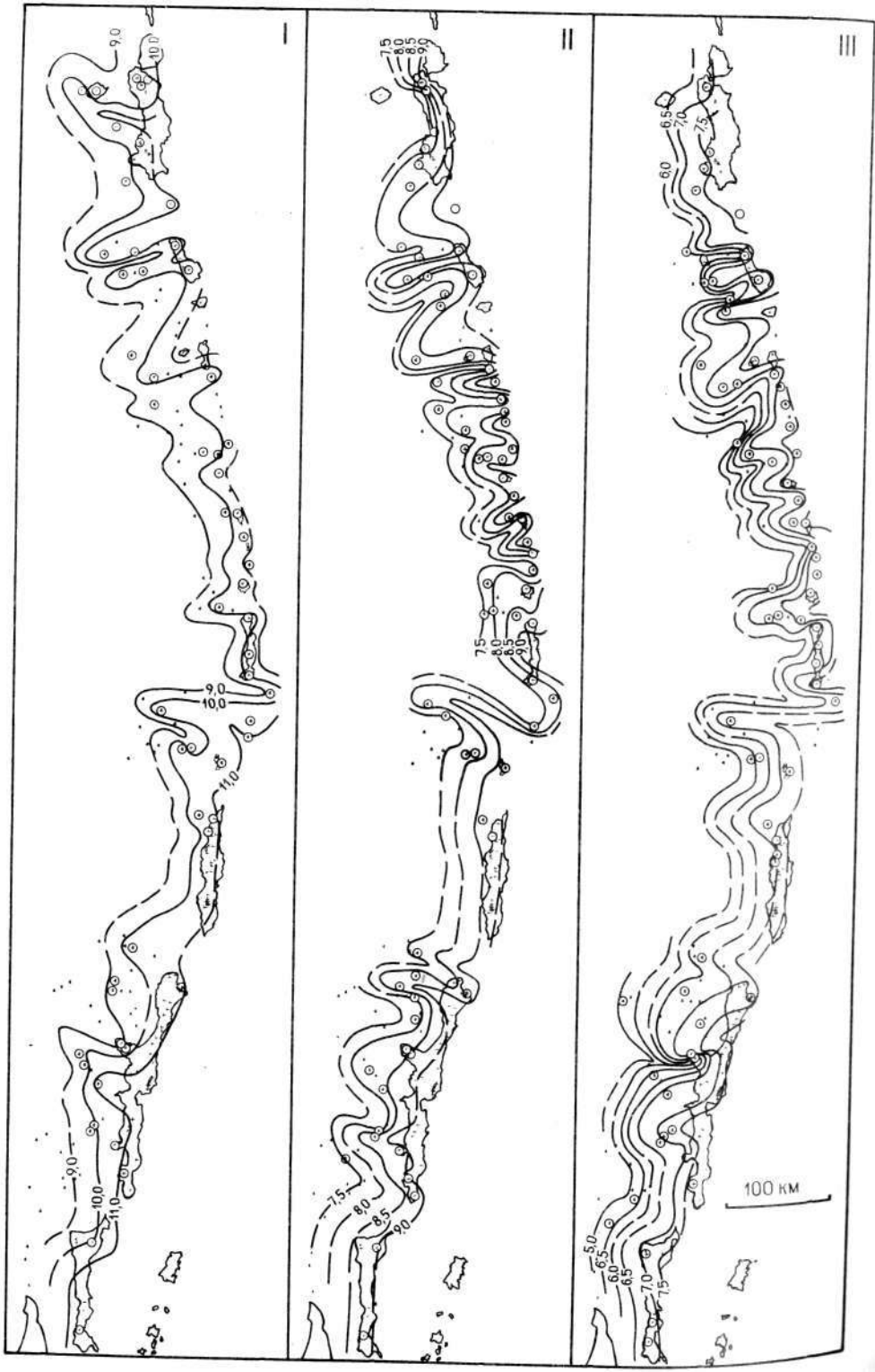
Таким образом, несмотря на сходный характер распределения разных по кремнекислотности типов пород в поперечных зонах Курильской островной дуги, в распределении ассоциаций вулканитов устанавливается определенная поперечная зональность, выражающаяся в заметно более широком проявлении глубоко дифференцированных ассоциаций пород во фронтальной зоне дуги. Эта закономерность уже отмечалась ранее (II4). Продольная зональность во фронтальной и промежуточной зонах дуги не устанавливается, тогда как в тыловой зоне вулканы северного фланга дуги в целом менее дифференцированы, чем вулканы центральной части и южного фланга ее.

Для ряда подводных вулканов тыловой зоны южного участка дуги (7.4, 7.7, 8.2, 8.8) характерно сочетание базальт-андезито-базальтовых лав с кислыми андезитами и дацитами, причем разрыв по содержанию SiO_2 между теми и другими типами пород достигает 5-8%. Таким образом, здесь формируются ассоциации пород, близкие к контрастным в отличие от непрерывных ассоциаций, проявленных во фронтальных зонах дуги.

Обращает на себя внимание то, что на целом ряде вулканов (Немо, Тао-Русыр Броутона, Менделеева, Головнина)обнаружены полосчатые разности пемз и лав, резко различные по содержанию кремнезема, - гетеротакситовые вулканиты (34/- Присутствие таких образований свидетельствует об одновременном существований в недрах вулканических построек магматических расплавов разного состава. Особенно часто гетеротакситовые вулканиты встречаются среди пемзово-пирокластических отложений, связанных с формированием кальдер и взрывных воронок, причем доля кислых пород здесь более чем на порядок превышает долю более основных пород. Такая приуроченность гетеротакситовых вулканитов и соотношение объемов вулканитов разного состава указывает, видимо, на то, что внедрение относительно глубинных более основных расплавов в промежуточные магматические очаги, занятые кислыми расплавами, может служить "спусковым крючком" извержений.

Алюминий. В дифференцированных рядах вулканических пород отдельных построек, а также в среднем составе пород по отдельным вулканическим группам,участкам дуги и дуге в целом (см. табл.6-8) концентрации глинозема постепенно,

CaO



р и с.31. Схематическая карта распределения CaO (в вес.$) в четвертичных лавах Курильской островной дуги. Здесь и на следующих рисунках точками обозначены подводные, крестами - наземные вулканы. Опробованные вулканы обведены кружками

Распределение элементов в лавах показано в изолиниях концентраций: I - базальты; II - андезито-базальты; III - андезиты

Отметим, что в целом латеральные вариации в распределении CaO в лавах Курильской дуги сходны с таковыми для глинозема.

Железо и магний. Концентрации этих элементов обнаруживают отчетливую зависимость не только от содержания SiO_2 в лавах (с ростом кремнекислотности пород концентрации и железа и магния убывают), но и от положения опробованных вулканов в структуре дуги. Так, все типы пород фронтальной зоны по сравнению с соответствующими типами пород тыловой зоны обогащены железом (см. табл.8, рис.32). Однако максимальные концентрации железа наблюдаются иногда в лавах не фронтальной, а промежуточной зоны: базальты, андезито-базальты и андезиты поперечной зоны Броутона, андезиты I, II и III вулканических групп на северном участке дуги, базальты I вулканической группы. Уменьшение концентраций железа от фронта к тылу дуги в базальтах и андезито-базальтах происходит в основном за счет FeO при равном или близком содержании Ge_2O_3, тогда как в андезитах и кислых породах - как за счет закиси, так и за счет окиси железа.

Степень окисленности железа ($100\ Fe_20_3/Fe0+Fe_20_3$) в среднем составе пород колеблется от 27-30 до 50-53% и в общем возрастает с ростом кремнекислотности пород, а в однотипных по Sio_2 породах от фронтальной к тыловой зоне дуги.

Сходное заключение о вариациях концентраций железа и степени окисленности его в лавах Курильской дуги были сделаны ранее (3,5).

Концентрации MgO в базальтах и андезито-базальтах фронтальной зоны как Е целом для Курил, так и для разных участков дуги и отдельных вулканических групп в основном ниже, чем в промежуточной и тыловой зонах, однако в андезитах и кислых лавах концентрации MgO выравниваются (см. табл.8, рис.33).

Общая железистость $f = 100(Fe0+0,9Fe_20_3)/(Fe0+0,9Fe_20_3-+Mg0)$ в среднем составе пород для отдельных участков дуги увеличивается от 51-69 - в базальтах до 75-85% - в кислых лавах, а в однотипных по содержанию $Si0_2$ породах Уменьшается от фронтальной к тыловой зоне дуги на 5-10% (рис.34). Сходное Уменьшение железистости в базальтах от фронтальной к тыловой зоне в Японских дугах было отмечено И.Куширо (210).

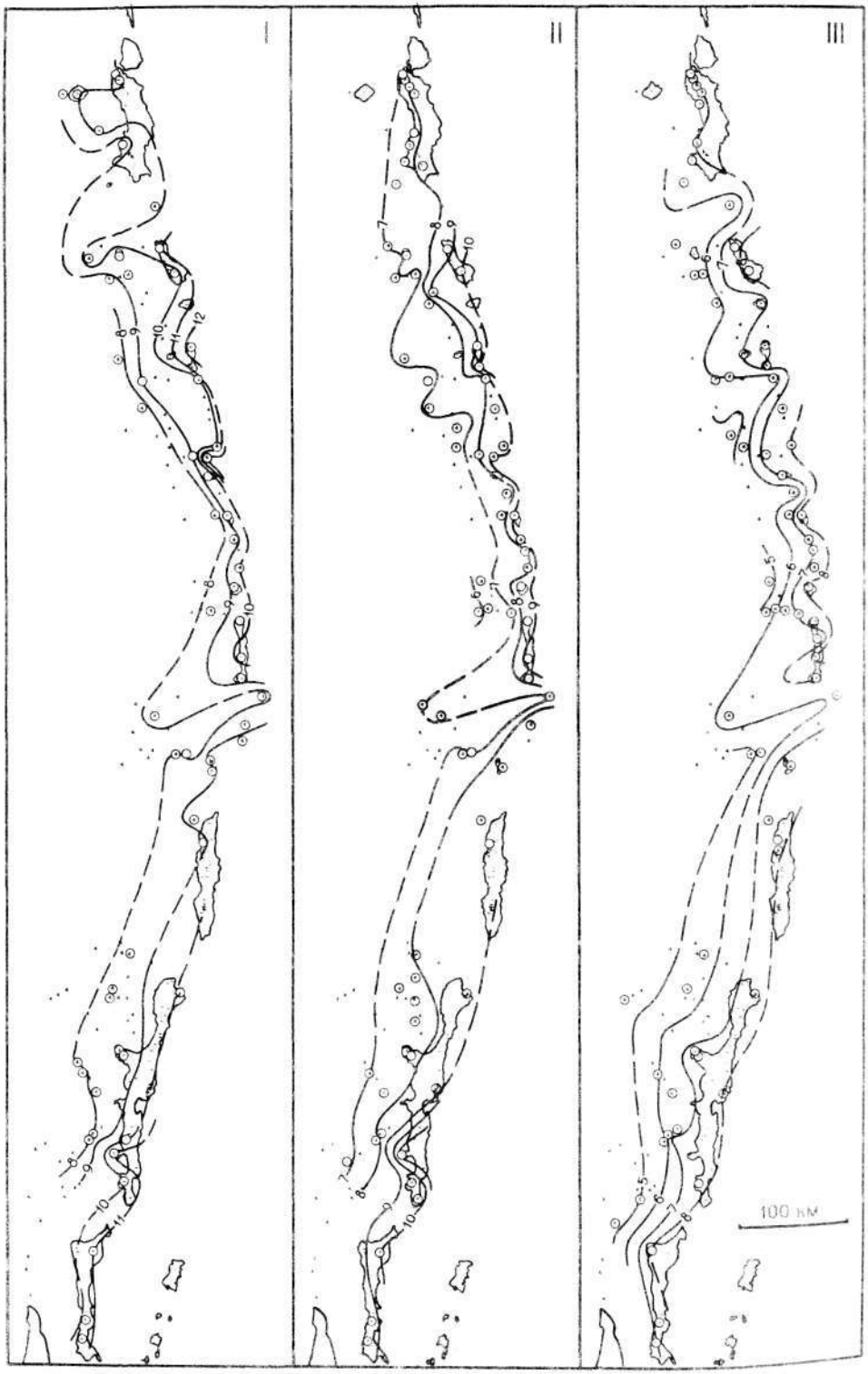
Среди базальтов тыловой зоны Курильской дуги наряду с обычными относительно железистыми разностями (f = 60-70%), содержащими 4-6% MgO, встречаются магнезиальные с железистостью f = 45-55% и содержанием MgO 8-10 и даже до 12.5% (вулканы Алаид, I.I, 2.3, 2.5, 6.3, 6.10, Броутона, 7.4, 8.1, 8.4). Иногда магнезиальные разности отмечаются здесь и среди андезито-базальтов ^{6}-5-8$ Mgo, f $_=$ 48-55$ - вулканы 2.8, 6.1, 7.5). Находки магнезиальных базальтов и андезито-базальтов во фронтальной и промежуточной зонах дуги единич- (вулканы Эбеко, Ветровой, 3.19, 4.6 - во фронтальной зоне; 4.4, 6.II - в межуточной зоне). При этом нередко магнезиальные базальты фронтальной зо-

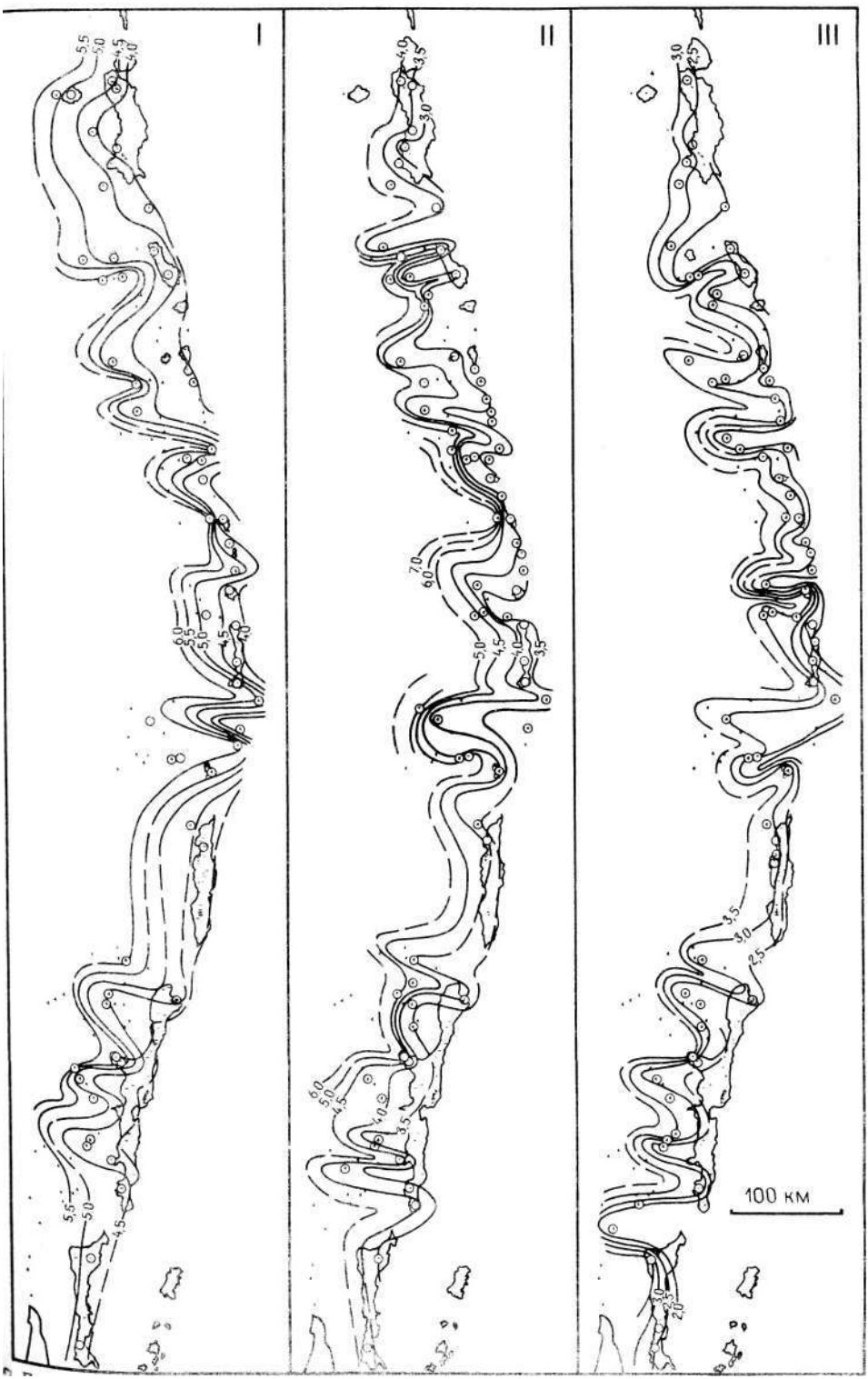
---———>

Рис. 32. Схематическая карта распределения FeO* (в вес.%) в четвертичных **лавах Курильской островной дуги FeO* = (0,9 Fe_20_3+Fe0).**

Усл. обозначения см. на рис.31

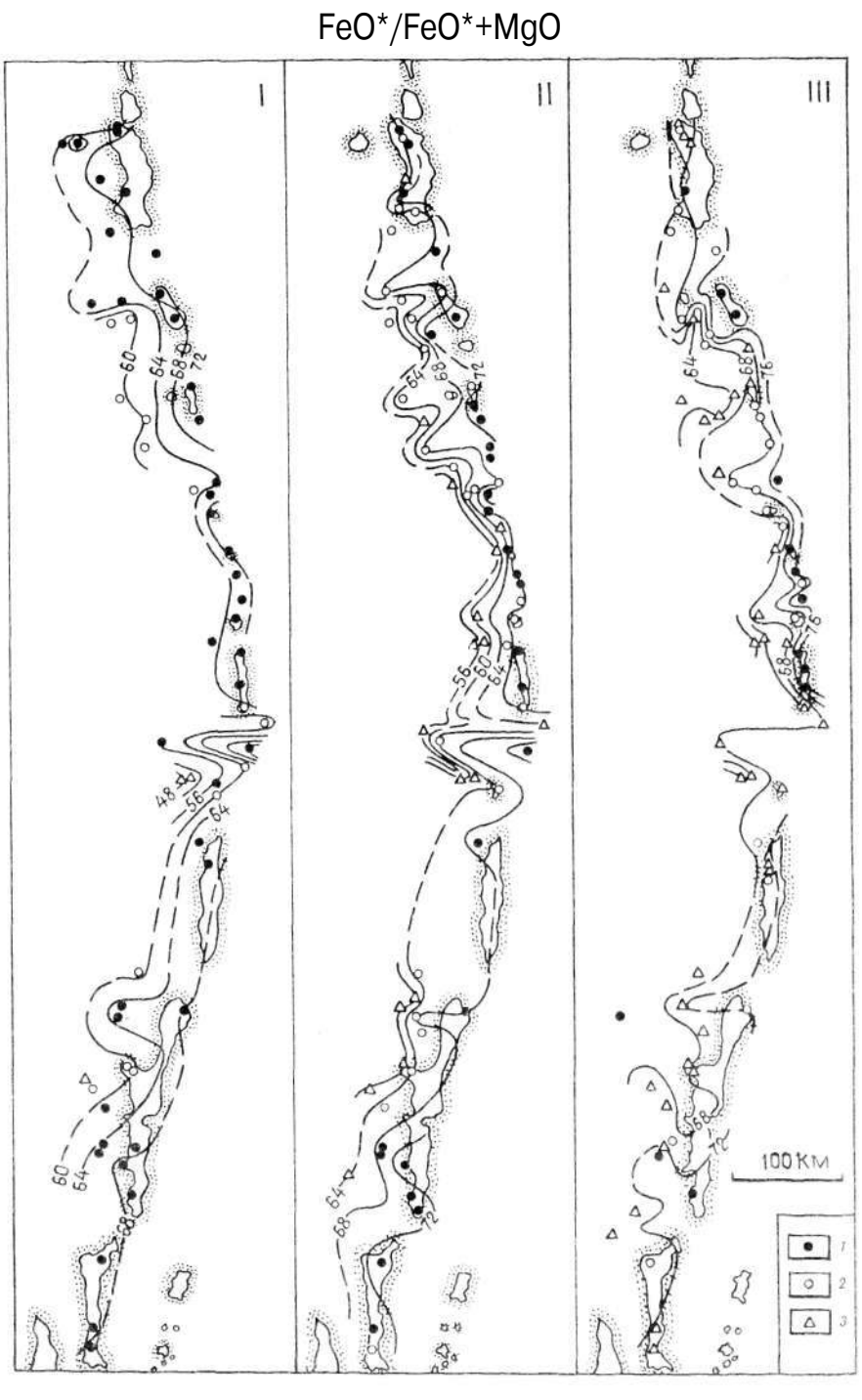
FeO




MgO
I
II
III
100 км

Р и с.33. Схематическая карта распределения MgO (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31



ны имеют железистость более 55% (вулканы Ветровой, Эбеко). Как правило, магнезиальные разности базальтов и андезито-базальтов проявляются на вулканах совместно с обычными по железистости разностями в резко подчиненном по отношению к последним объеме (3,92,123), и лишь на вулкане 6.10 и Броутона они являются единственным типом базальтов.

Железомагниевое отношение. Величина отношения FeO /MgO в сочетании с содержанием кремнезема в породах служит, как уже говорилось, важным классификационным признаком, позволяющим выделять толеитовые (сильно обогащенные железом) и известково-щелочные (слабо обогащенные железом) серии. Анализ химического состава четвертичных вулканитов Курильской островной дуги с помощью известной диаграммы Миаширо показывает, что на конкретных вулканах встречаются как толеитовые и известково-щелочные, так и промежуточные серии пород. Если в случае первых подавляющее большинство фигуративных точек анализов лежит в поле толеитов, в случаев вторых - в поле известково-щелочных пород, то в случае третьих положение точек зависит от кремнеземистости пород. Базальты и основные андезито-базальты промежуточных серий попадают обычно в поле толеитов, кислые андезито-базальты и основные андезиты - на границу поля толеитов и известково-щелочных пород, а кислые андезиты и дациты - в поле известково-щелочных пород (рис.35.).

В целом толеитовые серии характерны для фронтальной, а известково-щелочные - для тыловой зоны дуги, картина обычна для островных дуг (см., напр.: (210)). При этом вулканы с чисто известково-щелочным набором пород во фронтальной зоне дуги не известны, однако в тыловой зоне встречаются толеитовые базальт-андезито-базальтовые (Алаид, 2.1 - Белянкина) и даже базальт-андезито-базальт-андезитовые (8.10) вулканы (см. рис.35). Тем не менее во всех зонах дуги наиболее распространены вулканы с промежуточными сериями пород. В связи с этим Доля пород, которые попадают в то или иное поле диаграммы Миаширо, заметно изменяется не только от положения вулкана относительно вулканического фронта, но и от содержания SiO_2 в породах (табл.11). Так, все базальты фронтальной

Таблица II

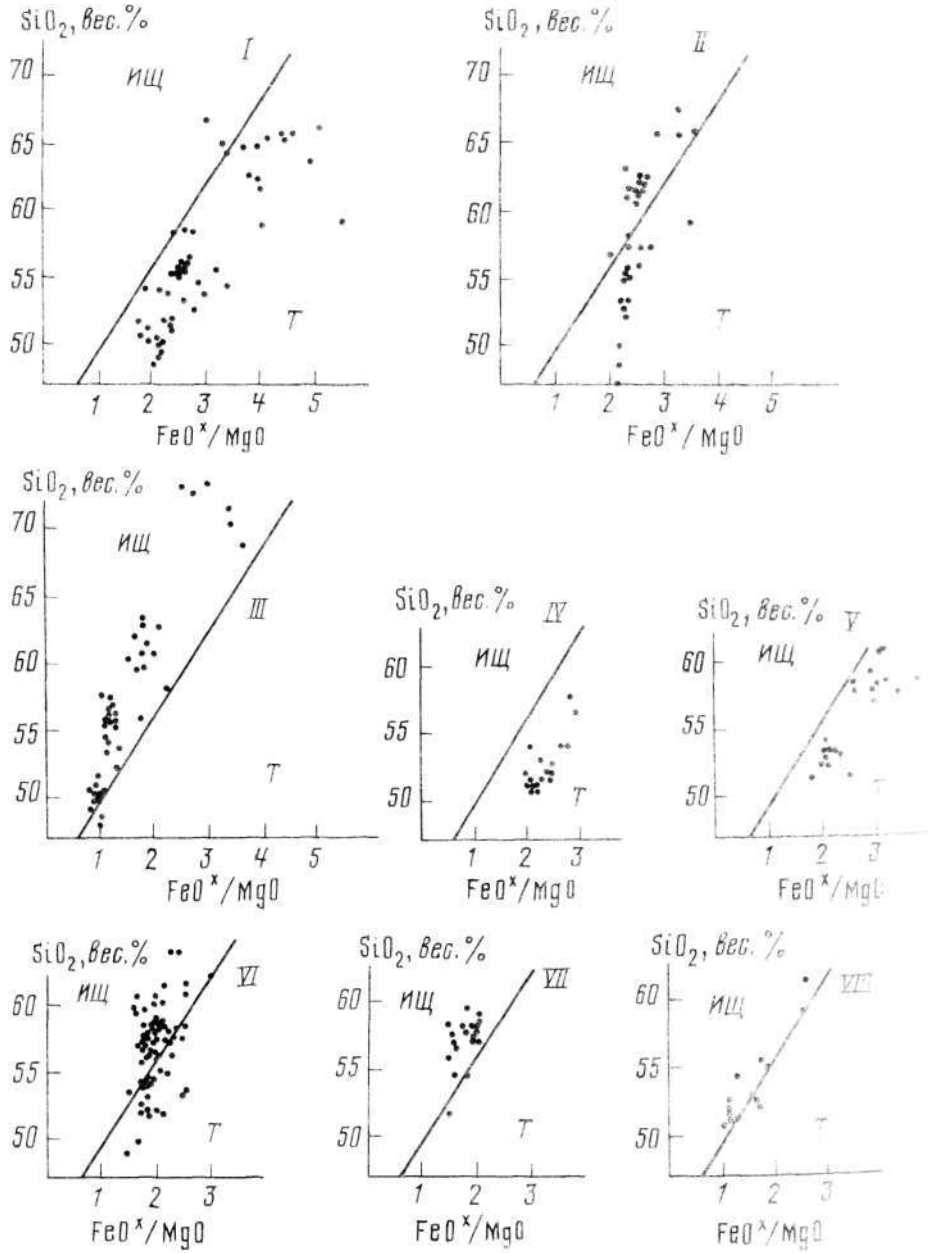
Относительная частота встречаемости пород с различными сериальными признаками на вулканах Курильской островной дуги, %

Порода	Толеитовые			Промежуточные			Известково-щелочные		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т
Базальты	I00	85	70	0	I0	I5	0	5	I5
Андезито-базальты	70	45	I0	I5	30	20	I5	25	70
Андезиты	30	20	I5	25	30	I5	45	50	70
Кислые породы	40	-	0	30	-	0	30	-	I00

Примечание. Ф, П, Т- поперечные зоны дуги: Ф - фронтальная, П-промежуточная, Т - тыловая. В качестве промежуточных пород рассматриваются разности, Фигуративные точки которых на диаграмме Миаширо лежат вблизи границы раздела полей толеитовой и известково-щелочной серий. Использованы аналитические данные по 112 вулканам, из которых 60 - подводные.

Рис.34. Схематическая карта распределения величины FeC*/FeO* + MgO (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3-СЕРИИ ПОРОД: I - толеитовая, 2 - промежуточная, 3 - известково-щелочная; FeO* = (0,9 Fe_2O_3 + FeO). Остальные обозначения см. на рис.31

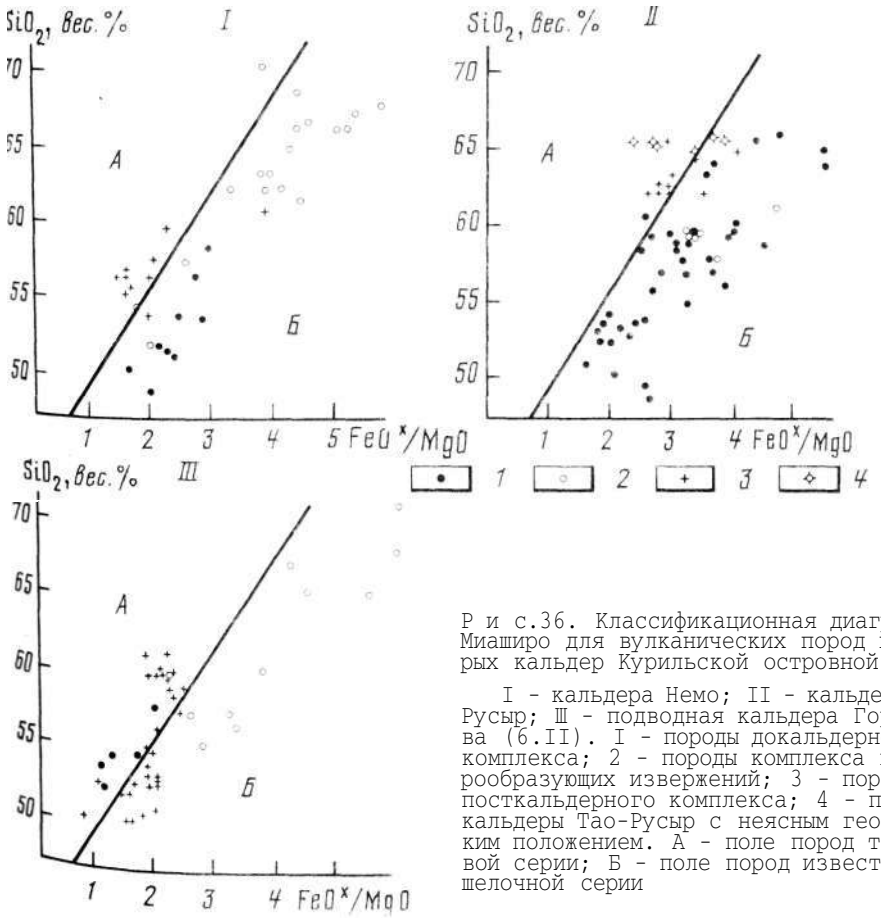


Р и с.35. Классификационная диаграмма Миаширо для четвертичных лав Курил вулканов

I - кальдера Львиная пасть; П - вулкан Ушишир; Ш - вулкан Броутона_с подводным конусом 6.10; IV - вулкан Чикурачки; У - подводный вулкан 8.10;VI-вулкан Эбеко; VП - вулкан Чиринкотан (включая подводный склон): VIII - подводные вулканы 8.1 и 8.2. I, II, IV, VI - фронтальная вулканическая зона; III,V-УП и УШ - тыловая вулканическая зона, Т - поле пород толеитовой серии; ИШ поле пород известково-щелочной серии

зоны и около 70% андезито-базальтов ее попадают в поле толеитов, тогда как для толеитовых андезитов и кислых пород не превышает здесь 30-40%. В тыловой зоне дуги, напротив, все кислые породы и около 70% андезитов и андезито-базальтов попадают в поле известково-щелочных пород, однако лишь 15% базальтов лежат в этом поле, тогда как 70% базальтов находятся в поле толеитов. Заметим, что все известково-щелочные базальты характеризуются повышенной магнезиальностью и умеренной глиноземистостью. Таких пород во фронтальной зоне дуги (за одним исключением - подводный вулкан 3.19) нет.

В конкретных вулканических центрах может наблюдаться последовательная смена во времени вулканитов, относящихся к разным по степени обогащения железом сериям, причем для разных центров характер такой последовательности часто различен. Так, на вулкане Львиная пасть (о-в Итуруп) докальдерная дифференцированная базальт-дацитовая ассоциация пород толеитовой серии сменяется известково-щелочными дацитовыми пемзами, связанными с формированием кальдеры. На вулкане Немо (о-ов Онекотан) докальдерная постройка сложена базальтами и андезито-базальтами толеитовой серии. Толеитовый состав имеет и комплекс пород кальдерообразующих извержений (дациты и андезиты), тогда как лавы посткальдерного комплекса, слагающие внутрикальдерную постройку пик Немо (андезито-базальты и андезиты), попадают в основном в поле известково-щелочных пород (рис.36). Сходная картина наблюдается и для другого кальдерного вулкана



Р и с.36. Классификационная диаграмма Миаширо для вулканических пород некоторых кальдер Курильской островной дуги

I - кальдера Немо; II - кальдера Тао-Русыр; Ш - подводная кальдера Горшкова (6.II). I - породы докальдерного комплекса; 2 - породы комплекса кальдерообразующих извержений; 3 - породы пост посткальдерного комплекса; 4 - пемзы кальдеры Тао-Русыр с неясным геологическим положением. А - поле пород толеитовой серии; Б - поле пород известково-щелочной серии

на о-ве Онекотан - кальдеры Тао-Русыр с пиком Креницына (см. рис.36): докальдерная постройка - базальт-дацитовый комплекс пород толеитовой серии; отложения, связанные с формированием кальдеры, - толеитовые андезиты; внутрикальдерная постройка - известково-щелочные кислые андезиты. Неясным остается здесь геологическое положение пемз, отмеченных на склонах кальдеры. По содержанию SiO_2 и известково-щелочному составу они близки лавам внутрикальдерного купола. В подводной кальдере Горшкова (см. рис.36, III') докальдерные андезито-базальты и андазиты принадлежат к известково-щелочной серии, андезито-базальт-риодацитовый комплекс вулканитов кальдерообразующих извержений - к толеитовой, а посткальдерные лавы - к промежуточной (толеитовые и известково-щелочные базальты, известковочцелочные андезиты и промежуточные андезито-базальты).

Любопытно, что на вулкане Немо среди толеитовых андезитовых пемз, толща которых завершает образование комплекса отложений, связанных с формированием кальдеры, установлены редкие прослои известково-щелочных андезито-базальтовых шлаков, близких по составу к базальтам внутрикальдерной постройки. В дацитовых известково-щелочных пемзах кальдеры Тао-Русыр иногда встречаются прослойка толеитовых андезитов, аналогичных андезитам кальдерообразующих извержений. Эти находки позволяют утверждать, что по крайней мере в ряде случаев толеитовые и известково-щелочные расплавы могут сосуществовать в недрах одной вулканической постройки.

Эволюция магматических расплавов по толеитовому и известково-щелочному тренду определяется различиями в темпе роста величины FeO* /MgO по отношению к кремнезему при фракционировании. Последнее, в свою очередь, прямо связано со временем выделения магнетита и долей участия его в кумулусе. Раннее выделение и заметная доля магнетита в кумулусе определяют замедленный рост отношения FeO /MgO по сравнению с ростом SiO_2. Относительно позднее выделение магнетита и незначительная доля его в кумулусе обеспечивают быстрый рост отношения FeO* /MgO с ростом sio_2. С другой стороны, время выделения и количество магнетита при кристаллизации расплавов прямо зависит от фугитивности кислорода, которая, в свою очередь, во многом определяется обводненностью расплавов.

Вопрос о том, присущи ли эти отличия родоначальным расплавам или каким-то образом приобретаются в ходе их эволюции. Судя по тому, что глубоко дифференцированные "чистые" толеитовые серии, характерные преимущественно для фронтальной зоны дуги, и "чистые" известково-щелочные серии, характерные для тыловой зоны дуги, начинаются с базальтов разного состава (соответственно высокоглиноземистых толеитовых и умеренно-глиноземистых известково-щелочных), магмы фронтальной и тыловой зон дуги в целом различаются по величине $f O_2$ и $X H_2O$. Об этом же свидетельствует увеличение степени окисленности железа в лавах от фронта к тылу дуги, на что указывалось выше, а также данные изучения минерального состава лав (36; см. также разд. "Минеральная зональность" в настоящей монографии): I) постоянное присутствие водосодержащих темноцветных минералов (амфибола и слюды) в андезитах (а иногда и в андезито-базальтах и базальтах) тыловой зоны и редкость их в андезитах фронтальной зоны; 2) прямое

Сложнее обстоит дело с толеитовыми и промежуточными сериями, поскольку и те и другие начинаются с одинаковых высокоглиноземистых базальтов с толеитовыми особенностями химизма и сходной минералогией. Возможно, что в случае промежуточных серий сдвиг андезитовых дифференциатов в поле известково-щелочных пород связан с поздним обводнением расплавов. Такое обводнение может быть результатом последовательного накопления летучих в поздних дифференциатах или следствием контаминации расплавов поверхностными и грунтовыми водами. В связи с этим обращает на себя внимание то, что известково-щелочные лавы появляются в ряде кальдерных вулканов (Немо, Тао-Русыр) после периодов кальдерообразования, с которыми связана повышенная раздробленность руин вулканических аппаратов.

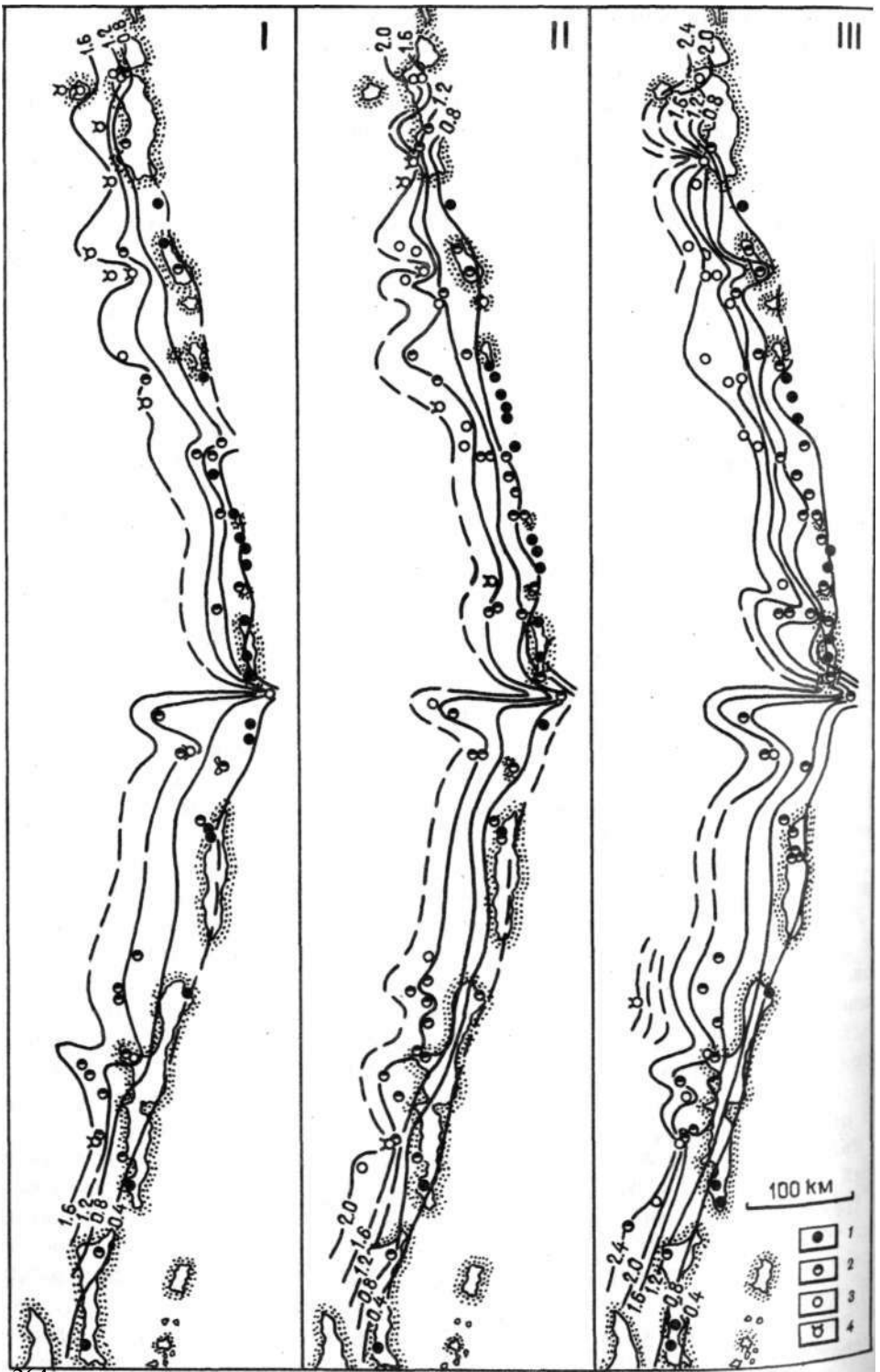
Натрий и калий. По общему содержанию щелочей среди вулканических пород Курильской островной дуги, согласно принятой классификации (98), выделяются лавы нормального и субщелочного рядов. Первые распространены как во фронтальной, так и в тыловой зоне дуги, тогда как вторые отмечены только на отдельных участках тыловой зоны. По уровню содержания $к_2 0$ на Курилах установлены лавы низко-, умеренно- и высококалиевой серии, различающиеся также по величине отношений Na_2O/K_2O (>4, 2-4 и 1-2 соответственно). При этом во фронтальной зоне дуги распространены лавы низкокалиевой (преобладают) и умеренно-калиевое серий, а в тыловой зоне - умеренно- и высококалиевой серий. Правда, во фронтальной зоне дуги имеются два участка, где калиевая щелочность пород повышена вплоть до появления высококалиевых лав. Это вулканы хр.Вернадского на о-ве Парамушир, где высококалиевые разности встречаются среди базальтов, андезито-базальтов и андезитов, и район пролива Буссоль с прилегающей к нему частью о-ва Симушир (вулканы 6.13, Мильна, Горящая сопка), где собственно высококалиевые разности известны лишь среди базальтов подводного вулкана 6.13 (3,56, 92, а также собственные данные авторов).

Все субщелочные лавы относятся к высококалиевой серии и установлены только среди базальтов самого северного участка дуги (вулканы Алаид, I.I, 1.2, 2.1, 2.3, 2.5). Андезито-базальты и андезиты в дифференцированных базальт-андезитовых вулканах, начинающихся с субщелочных базальтов, попадают уже в группу пород нормальной щелочности, хотя андезито-базальты нередко лежат на границе полей нормальной и повышенной щелочности (вулканы 1.2, 2.3, 2.5).

Еще в 1967 г. Г.С.Горшков (56) показал, что для четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги существует поперечная зональность по содержанию K_2O. Однако мнение более поздних исследователей оказалось неединодушным. Несмотря на то что большинство были согласны с Г.С.Горшковым (3,9, 116, 121,155,), часть исследователей (91,92,113) утверждали, что сколь-либо упорядоченная картина распределения вулканических пород с разным содержанием K_2O здесь отсутствует, признавая в лучшем случае лишь закономерное возрастание отношения $K_2o/Na_2 0$ от фронта к тылу дуги (113),

Изложенные данные по пространственному распределению разных по щелочности серии вулканических пород, представленные в табл.6-8 материала, а также карты трендов концентраций $к_2 0$ и величин отношений $Na_2 0/K_2O$ (рис.37,38) являются убедительным доказательством в пользу поперечной зональности. С востока на запад от Фронта к тылу дуги концентрации $к_2 0$ возрастают в среднем в 2,2-2,6 раза, а велечина отношения $Ыа_2 0/K_2 0$ убывает от 3,5-4,5 до 1,6-1,9. 06-

щая целостностьпород вкрест структур дуги также увеличивается, но в основном за счёт K_2O. Концентрации Na_2O от фронта к тылу дуги в большинстве вулкани-


K_2O
I
II
III
100 км
1
2
3
4

р и с.37. Схематическая карта распределения K_2O (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - серии пород нормальной щелочности: I - низкокалиевая, 2 - умеренно-калиевая, 3 - высококалиевая; 4 - породы высококалиевой субщелочной серии. Остальные обозначения см. на рис.31

ческих групп возрастают только в базальтах, а в средних и кислых разностях пород они близки. Однако для V и VI вулканических групп содержание Na_2O не различается и в базальтах разных зон, зато на южном участке дуги (VII и VI вулканические группы) тенденция к увеличению концентрации Na_2O от фронта к тылу дуги сохраняется и в породах средне-кислого состава (см. табл.8, рис.39).

Представления о наличии или отсутствии в пределах Курильской дуги продольной зональности по содержанию щелочей также неоднозначны. Одни исследователи утверждают, что продольная зональность по содержанию K_2O отсутствует (91,92) другие - что она существует (123), третьи - что существует геохимическая аномалия по содержанию K_2O в северной части дуги (3).

Согласно полученным нами данным, продольная зональность по содержанию K_2O отчетливо выражена только во фронтальной зоне дуги (см. рис.37). В пределах этой вулканической зоны лавы самого северного фланга дуги (I и П вулканические группы), а также лавы центральной части дуги (VI вулканическая группа) характеризуются повышенными по сравнению с лавами других групп концентрациями K_2O и пониженными величинами отношений Na_2O/K_2O. Симптоматична приуроченность этих участков: первый расположен на стыке Курильской дуги с Камчаткой, второй - в месте сочленения разноориентированных северного и южного флангов дуги. Отметим, что в промежуточной вулканической зоне в пределах указанного центрального участка дуги (VI вулканическая группа) фиксируются, напротив,минимальные концентрации K_2O, а в базальтах и андезито-базальтах - и Na_2O. Наконец, лавы южного фланга фронтальной зоны дуги (УП и УШ вулканические группы) отличаются пониженными концентрациями Na_2O, а лавы УШ группы - и K_2O.

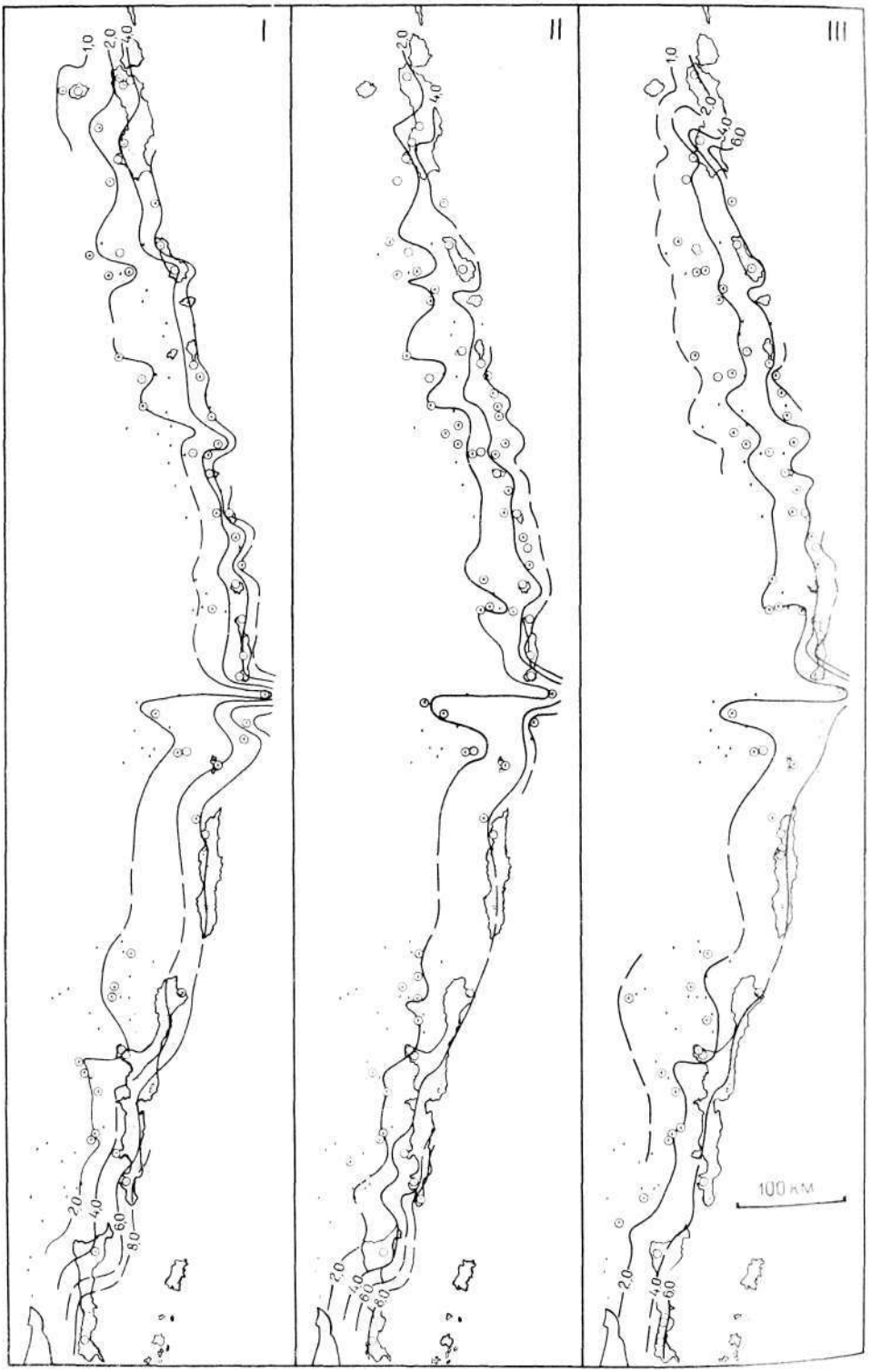
В тыловой зоне дуги продольная зональность лишь намечается. Так, лавы высококалиевой серии, широко распространенные на северном фланге дуги, особенно в пределах I и П вулканических групп, довольно редко встречаются на южном Фланге дуги (вулканы 8.8, 8.10), а субщелочные лавы известны вообще только на северном окончании ее и только среди пород указанных двух вулканических групп.

Титан. Практически все вулканические породы Курильской островной дуги имеют низкие концентрации титана (TiO_2 < 1,0%). В единых эволюционных рядах вулканических пород конкретных вулканов, а также в среднем составе пород (см. табл.6-8) концентрации TiO_2 в общем уменьшаются с ростом кремнеземистости пород. Однако в базальтах, андезито-базальтах и андезитах отдельных вулканов или вулканических групп фронтальной зоны содержание TiO_2 нередко близ- (причем в андезито-базальтах очень часто даже выше, чем в базальтах) и заметно уменьшается только в кислых лавах. В лавах же тыловой зоны во всех случаях наблюдается последовательное уменьшение концентрации TiO_2 от базальтов к дацитам и риодацитам. При этом темп уменьшения концентраций TiO_2 от основ- пород к кислым в лавах фронтальной зоны заметно ниже, чем в лавах тыловой ответственно в 1,2 и 3 раза по среднему составу пород для дуги в целом).

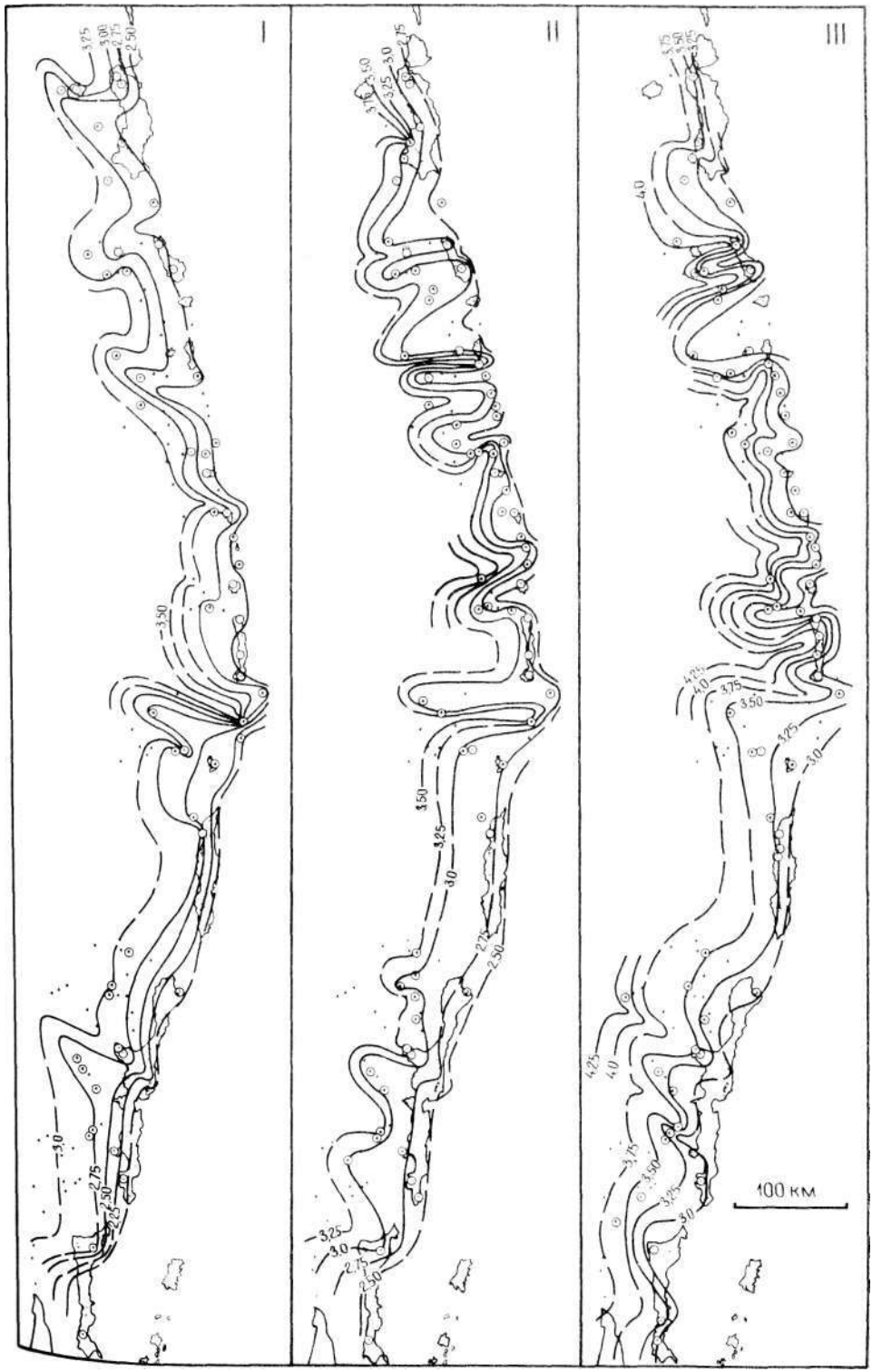
Рис.38. Схематическая карта распределения величины отношения $Na_2o/к_20$ в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Na_2O/K_2O



Na_2O



Р и с.39. Схематическая карта распределения Na_2o (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Содержание TiO_2 в базальтах разных вулканических зон в общем близко, на что указывалось и ранее (3). Однако тенденция к некоторому увеличению их от фронтальной к тыловой зоне дуги все же намечается, что особенно заметно для поперечной зоны Броутона (VI вулканическая группа) и Южных Курил (VII и VIII вулканические группы). Вместе с тем в андезитах и кислых породах прослеживается обратная тенденция - уменьшение концентраций TiO_2 от фронта к тылу дуги (см. табл.6-8, рис.40).

Если небольшое увеличение концентраций TiO_2 от фронта к тылу дуги в базальтах можно связать с разницей в составе исходных расплавов, то противоположная тенденция в средних и кислых лавах, а также более высокий темп уменьшения концентраций от основных пород к кислым в лавах тыловой зоны, чем фронтальной, видимо, связаны с особенностями фракционирования расплавов: большей долей в кумулусе дифференцирующихся расплавов тыловой зоны дуги титаномагнетита - главного минерала-концентратора титана в курильских вулканитах.

Фосфор. Концентрации P_2O_5 в четвертичных лавах Курильских островов лежат в пределах от 0,06 до 0,48%. В лавах фронтальной зоны дуги концентрации фосфора слабо, но последовательно возрастают от базальтов к андезитам и кислым породам (II, IV, У вулканические группы) либо остаются на одном уровне (I, Ш, VI, VII вулканические группы) и лишь иногда (УШ вулканическая группа) уменьшаются в кислых породах (см. табл.6). В лавах тыловой зоны во всех случаях концентрации фосфора уменьшаются от базальтов и андезито-базальтов к андезитам и дацитам (см. табл.6-8).

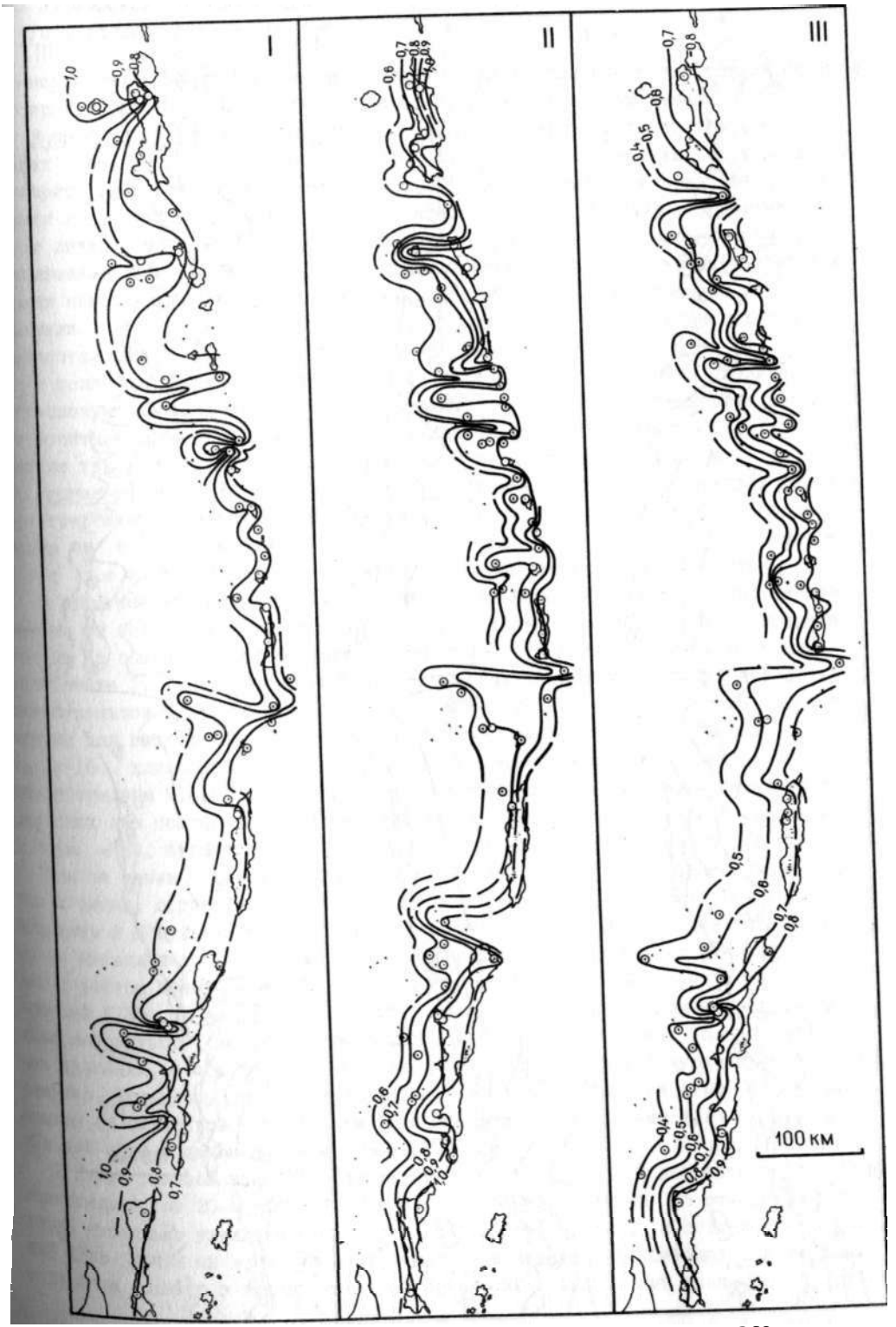
Для основных и средних по составу лав наблюдается отчетливая поперечная зональность по содержанию P_2O_5, как это видно на представленной карте трендов (рис.41). В лавах фронтальной зоны дуги концентрация фосфора ниже, чем в лавах тыловой зоны. Эта разница максимальна для базальтов и последовательно уменьшается с ростом кремнекислотности пород, пока в кислых лавах вообще не исчезает. Так, концентрации P_2O_5 в базальтах отдельных вулканических групп в тыловой зоне выше, чем во фронтальной в 1,3-2,6 раза, в андезито-базальтах - в 1,2-2,2 раза, а в андезитах - в 1,2-1,7 раза (см. табл.8). Продольной зональности по содержанию P_2O не намечается.

Известно, что фосфор не накапливается в породообразующих минералах, и единственным минералом-концентратором его в курильских лавах является апатит. Таким образом, последовательное снижение концентраций P_2O_5 от основных к кислым лавам в тыловой зоне Курильской дуги может быть следствием участия в кумулусе при фракционировании расплавов этого минерала. По-видимому, при кристаллизации основных - средних - расплавов фронтальной зоны дуги предел насыщения фосфором не достигается, соответственно апатит не кристаллизуется и фосфор накапливается в более кислых дифференциатах. Когда же он,наконец, появляется, концентрация P_2O_5 в кислых лавах падает. Особенности процесса Фрак-

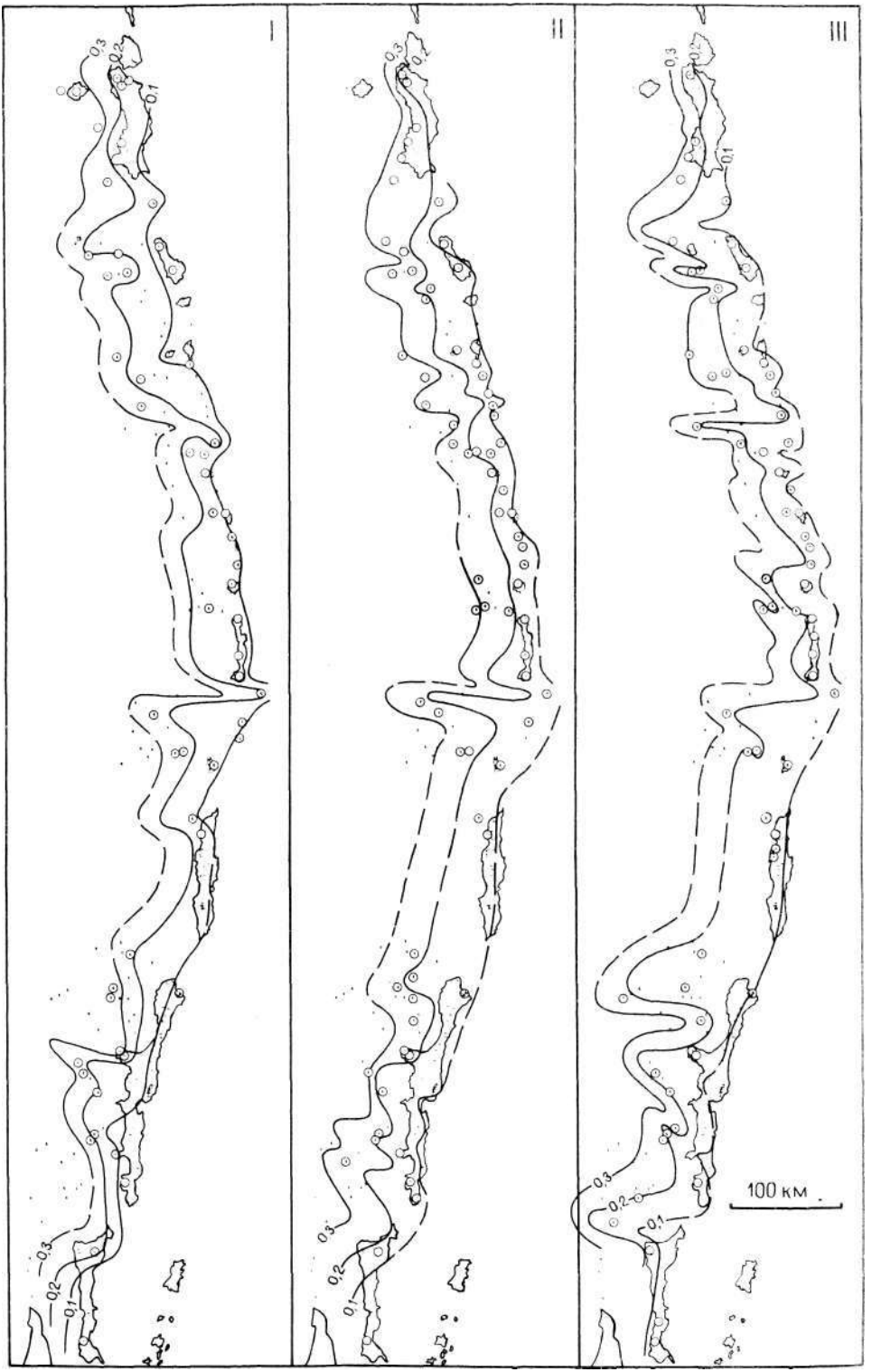
Р и С.40. Схематическая карта распределения TiO_2 (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

TiO_2



P_2O_5



Р и с.41. Схематическая карта распределения P_2O_5, (в *вес.%)* в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

ционирования и определяют наблюдающееся снижение разницы концентраций фосфора в породах фронтальной и тыловой зон от базальтов к кислым лавам.

Вода и другие летучие компоненты. Общее содержание летучих компонентов в лавах определялось в основном методом потерь при прокаливании, поэтому можно говорить лишь о некоторых самых общих закономерностях. Как показывали определения концентраций воды в образцах с помощью трубок Пенфилда, подавляющую долю летучих составляет вода. Пробы свежих вулканических пород с аномально повышенными значениями потерь при прокаливании *(>1%)* обнаружены в основном среди пемзовидных фаций экструзивных пород. Максимальные значения потерь при прокаливании в таких породах достигли *4%,* тогда как в слабопористых плотных разностях они нередко *<0,5%.*

В целом для курильских лав значение потерь при прокаливании увеличивается от основных пород к кислым, а в однотипных по содержанию кремнезема породах - от фронта к тылу дуги (см. табл.8). В первом приближении можно полагать, что именно так изменяется концентрация воды в магматических расплавах.

Редкие щелочи: литий, рубидий, цезий. Уровень концентрации редких щелочей в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги резко различен: концентрации Rb в них варьируют от I до 107 г/т, Li - от I до 37, а Cз - менее I г/т (т.е. ниже чувствительности метода определения этого элемента).

В дифференцированных рядах вулканитов Rb вслед за калием обычно накапливается от базальтов к кислым лавам. Действительно, коэффициенты распределения Rb в обычных породообразующих минералах курильских лав (кроме слюды) много ниже I. Так, концентрация Rb в оливинах и клинопироксенах четвертичных базальтов Курил составляет в среднем 1,5 г/т (п = 3). Близкие цифры получены для аналогичных минералов камчатских базальтов (121): оливин - 1,6 (п =16), клинопироксен - 0,9 ($_{п}$ = 12), амфибол камчатских андезитов содержит в среднем 2,6 г/т Rb (n = 14). Концентрация Rb в плагиоклазах из курильских лав составляет: в базальтах 1,6 г/т (п = II), андезито-базальтах 1,7 (п =9), андезитах 4,4 (п = 13), дацитах и риодацитах 3,5 г/т (п = 4).

Тем не менее в вулканитах фронтальной зоны дуги уровни концентрации Rb, как и калия, остаются низкими (от I—10 до 8-33 г/т), а на некоторых вулканах, например в Ш вулканической группе, в ряду от базальтов до андезитов Rb вообще не накапливается (см. табл.6). Скорость накопления Rb по отношению к ка-' лию с ростом кремнекислотности пород здесь почти не возрастает и величины отношений K/Rb от базальтов до кислых андезитов остаются сходными (а иногда Даже возрастают), несколько уменьшаясь лишь в кислых лавах. Только на некоторых вулканах, в основном в северной части дуги (Эбеко и Чикурачки на о-ве Па-Рамушир, Тао-Русыр- на о-ве Онекотан), значения отношений K/Rb слабо уменьшаются от базальтов к андезитам. Уровень величин отношений K/Rb в лавах фронтальной зоны в целом высокий - 500-1850.

В лавах тыловой зоны накопление Rb с ростом кремнекислотности пород более значительно (от 20-40 до 50-107 г/т). Темп накопления Rb по отношению к K здесь несколько увеличивается с ростом содержания SiO_2, и величины отношений к/Rb почти на всех вулканах заметно уменьшаются от базальтов к кислым андезитам. Однако в кислых лавах по сравнению с андезитами значения отноше-

ния к/Rb могут не только уменьшаться, но иногда несколько возрастать. Значения отношения к/Rb в лавах тыловой зоны лежат в основном в пределах 300-500.

Литий имеет кристаллохимические свойства, близкие к Mg и в меньшей мере к Fe^{2}, в связи с чем считается, что он накапливается в (Fe-Mn)- силикатах. Однако концентрации Li в главных темноцветных минералах курильских лав, судя по единичным определениям,- низкие. Так, содержания Li в оливине, клинопироксене базальтов составляет соответственно 2,5 и 4,6 г/т (п = 3). Сходные концентрации Li наблюдаются также в оливинах (х = 2,6 г/т, п = 14) и клинопироксенах (х = 4,6 г/т, п = 12) четвертичных базальтов Камчатки (.121). Содержание Li в амфиболах камчатских андезитов (х = 9,5 г/т, п =11) примерно соответствует его содержанию в лавах, и лишь биотиты действительно обогащены Li (х = 32 г/т, п =5). Содержание Li в плагиоклазах из базальтов Курил (х =3,2 г/т, п =5) несколько ниже, чем в валовом составе пород, однако в андезито-базальтах (х = 5,8 г/т, п = 9) и андезитах (х = 8,6 г/т, п = 13) оно близко к валу, а в дацитах (х = 12,7 г/т, п =4) превышает валовые концентрации. Таким образом, фракционирование оливина, клинопироксена (а также плагиоклаза в базальтах) должно привести к некоторому накоплению Li в остаточных расплавах. Действительно, в дифференцированных рядах вулканитов как фронтальной, так и тыловой зоны Курильской дуги концентрации Li возрастают от базальтов до кислых андезитов в среднем в 1,5 раза (см. табл.8) или от 1-10 до 5-20 г/т по частным определениям. В кислых вулканитах Курил концентрации Li в среднем еще более возрастают (см. табл.8), однако в лавах конкретных вулканических построек могут как возрастать, так и несколько умень шаться по сравнению с андезитами. Последнее может быть связано с участием во фракционировании плагиоклазов с повышенными концентрациями ц, а также обогащенных Li фторсодержащих темноцветных минералов (амфибола и слюды). В целом, как отмечено Л.В.Таусоном (145), накопление Li в остаточных кислых расплавах обусловлено способностью его образовывать легкоподвижные комплексные соединения с летучими компонентами магмы.

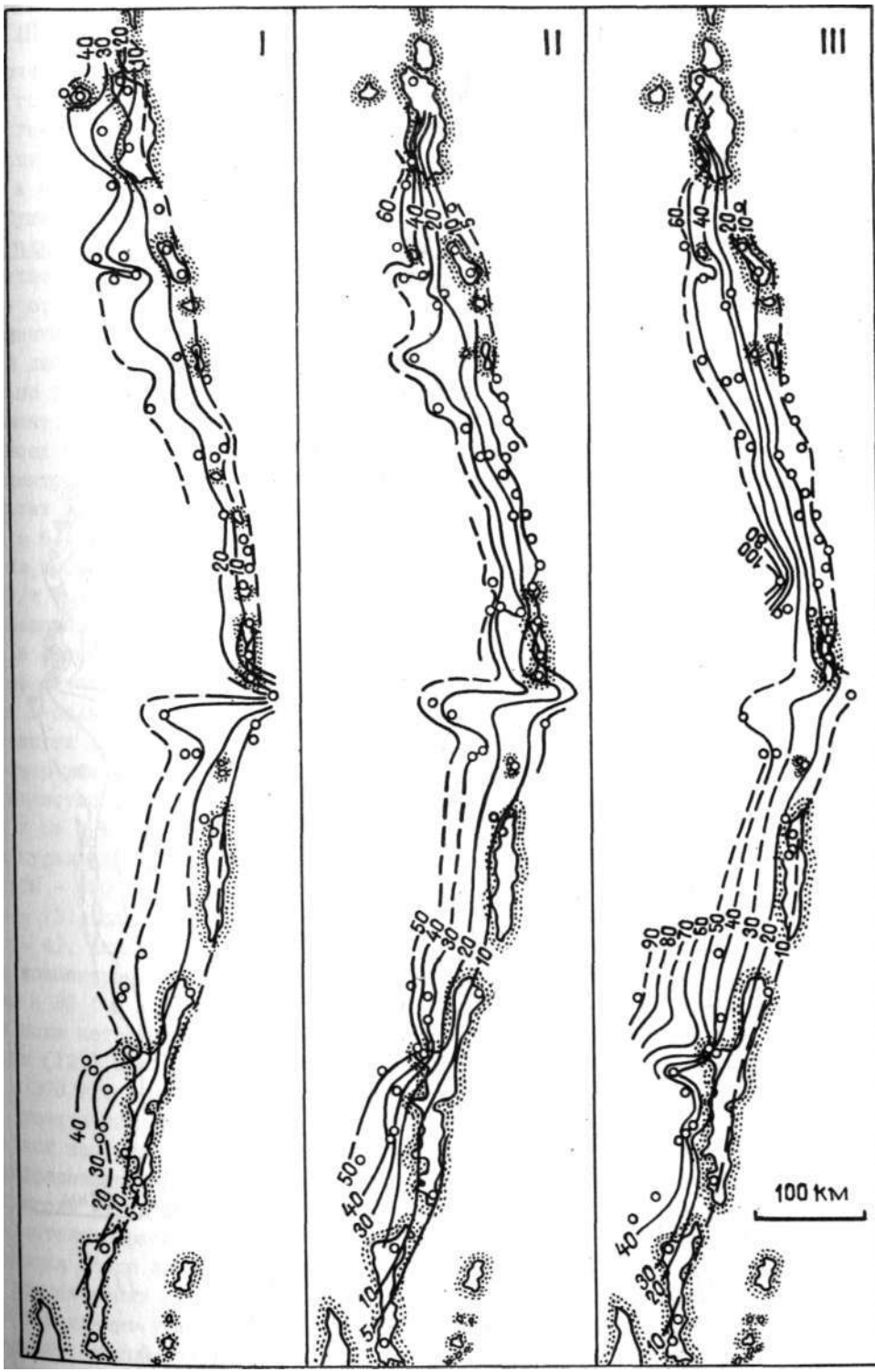
С востока на запад, вкрест простирания структур Курильской дуги, концентрации и Rb и Li в одинаковых по кремнекислотности породах возрастают, причем для Rb значительно более интенсивно, чем для Li (см. табл.6-8, рис.42). Содержание Rb в лавах тыловой зоны в среднем в 3-4 раза выше, чем во фронтальной зоне, тогда как для Li оно выше лишь в 1,1-1,5 раза. В связи с более высоким темпом накопления Rb с ростом кремнеземистости пород в лавах тыловой зоны, чем фронтальной, картина зональности для средних и особенно кислых пород более контрастная, чем для базальтов (см. рис.42). Изменяется вкрест дуги и величина отношения K/Rb, отчетливо уменьшающаяся (в 1,5-2,0 раза) от Фронта к тылу дуги (рис.43). Сходная картина вариаций Rb и Li вкрест структур дуги была описана ранее А.И.Абдурахмановым с соавт. (.3,4).

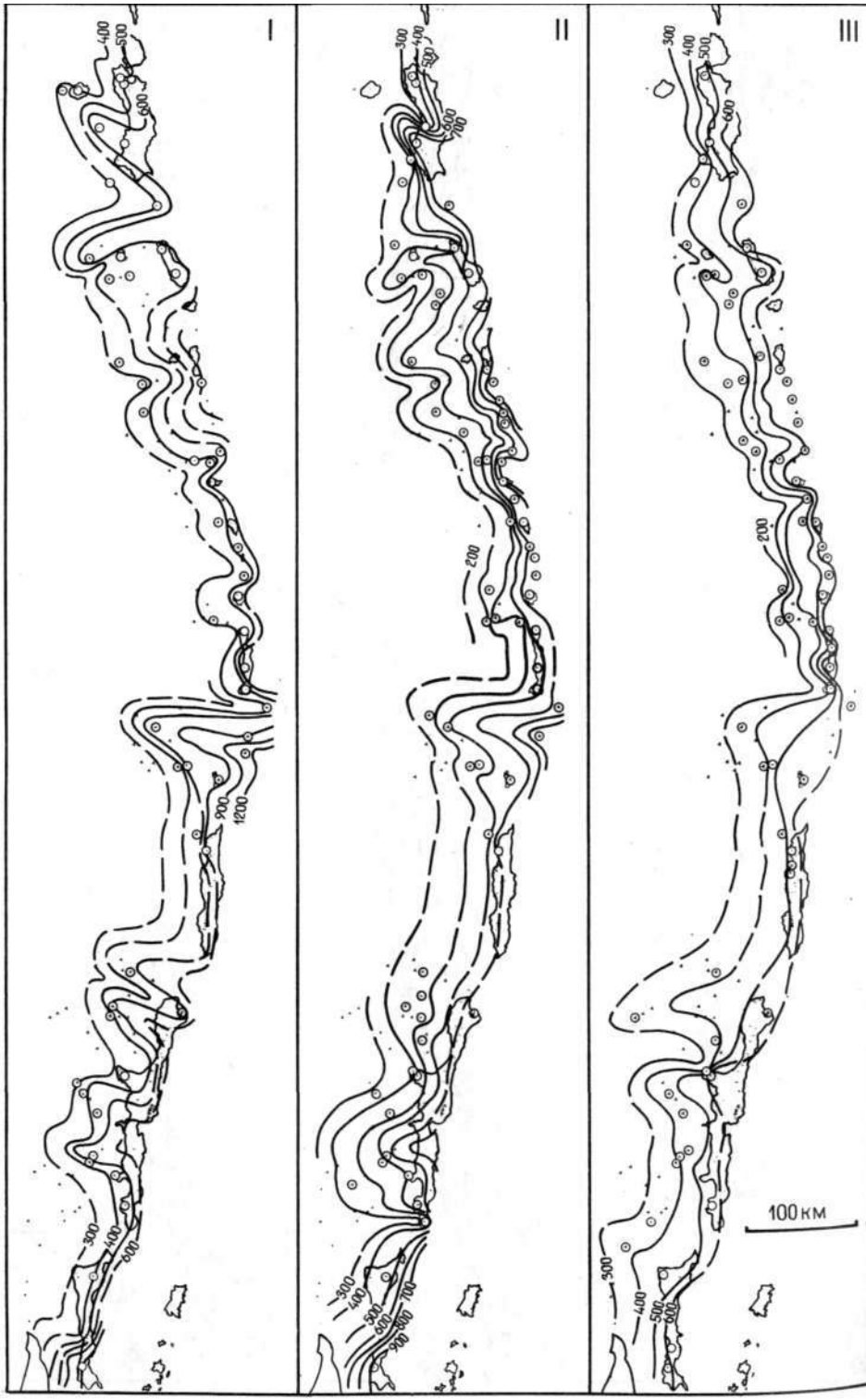
Вдоль дуги в базальтах, андезито-базальтах и андезитах фронтальной зоны отмечается два четких максимума концентраций Rb, расположенных там же, где на холятся максимумы по K_2O: на самом северном окончании дуги (I вулканическая группа), в месте стыка ее с Камчаткой, и в центральной части дуги (VI вулканическая группа), в месте сочленения разноориентированных флангов дуги. В проме-

Р и с.42. Схематическая карта распределения Rb (в г/т) в четвертичных лав Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Rb




I
II
III
100 км

р и с.43. Схематическая карта распределения величин отношений к/Rb в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

дуточной зоне дуги максимум концентраций Rb на первом из этих участков (правда, только для андезито-базальтов и андезитов) сохраняется, однако на втором участке он, как и в случае с K, сменяется минимумом. Здесь, на центральном участке дуги, минимальные концентрации Rb отмечены также в андезито-базальтах и андезитах тыловой зоны (см. рис.42).

Существенных вариаций концентраций Li вдоль дуги не наблюдается.

Редкие щелочноземельные элементы: барий и стронций. Концентрации Ba и Sr в четвертичных лавах Курильской островной дуги изменяются в широких пределах: Ba - от 30 до 1240 г/т, Sr - от 130 до 1000 г/т (по среднему составу пород различных типов отдельных вулканов).

В дифференцированных рядах вулканических пород концентрации Ba последовательно увеличиваются от базальтов к кислым лавам (см. табл.6), поскольку этот элемент, близкий по своим геохимическим свойствам к калию, плохо связывается во всех породообразующих минералах, характерных для вулканитов Курил. Так, концентрация Ba в плагиоклазах из лав фронтальной зоны дуги составляет: в базальтах- 17 (п = 4), андезито-базальтах - 71 (п = 4), андезитах - 67 (п = 6), дацитах —151 г/т (п = 4). Соответственно в плагиоклазах из андезитов промежуточной зоны - 105 (п = 2), а в базальтах из тыловой зоны - 71 г/т (п = 4).

Концентрации Sr в противоположность Ba в дифференцированных рядах вулканитов в общем уменьшаются от базальтов к кислым породам (см. табл.6-8), что особенно отчетливо видно для лав тыловой зоны. Вместе с тем в лавах фронтальной зоны в большинстве случаев концентрации Sr в базальтах, андезито-базальтах и андезитах близки (причем в двух последних типах пород они нередко даже несколько выше, чем в базальтах) и заметно убывают лишь в кислых лавах.

Известно (17,139,145), что Sr по своим кристаллохимическим свойствам близок к Ca и минералом-концентратором его является плагиоклаз. Так, в плагиоклазах курильских лав концентрации Sr следующие. В породах фронтальной зоны: базальты - 350 (п = 4)., андезито-базальты - 465 (п = 8), андезиты - 490 (n = 12), дациты - 490 г/т (п = 4); в породах тыловой зоны: базальты - 1070 (n = 4), андезиты - 1000 г/т (п = I). В Ca-содержащих темноцветных минералах концентрации Sr ниже, чем в валовом составе: клинопироксены фронтальной зоны - 88 (п = 3), тыловой зоны - 158 г/т (*п* - 3). По амфиболам курильских лав пока нет данных, но в амфиболах из вулканитов Восточной и Центральной Камчатки (I2I) концентрации Sr также ниже, чем в валовом составе лав: х =300 г/т (п = 14).

Существенная разница концентраций Sr в плагиоклазах из лав фронтальной и тыловой зон, видимо, является причиной наблюдающихся отличий в поведении Sr в дифференцированных рядах вулканитов этих зон. В случае тыловой зоны участие составе кумулусной фазы фракционирующихся расплавов плагиоклаза с высокой относительно расплавов концентрацией Sr обеспечивает заметное уменьшение содержания этого элемента в остаточных дифференциатах. В случае фронтальной зоконцентрация Sr в плагиоклазе близка к наблюдаемой в лавах (расплавах). Соотственно участие плагиоклаза в кумулусе не приводит к уменьшению содержания Sr в поздних дифференциатах. Более того, наличие в числе кумулятивных

фаз наряду с плагиоклазом оливина и пироксена обусловливает даже некоторое повышение содержания Sr в остаточных расплавах. Наконец, уровень концентрации sr в плагиоклазах андезито-базальтов и андезитов относительно валового состава пород достаточно высок, чтобы обеспечить понижение содержания его в кислых лавах.

Поскольку в дифференцированных рядах вулканитов концентрации Ba и Rb возрастают, а Sr и Ca убывают, причем Sr более медленно, чем Ca, величины отношений Rb/Sr, Ba/Ca и Sr/Ca растут от базальтов к кислым лавам, увеличиваясь соответственно в 2,7-4,7, 4,6-6,3 и 1,2-1,6 раза (по среднему составу пород).

Концентрации и Ba и Sr в одинаковых по содержанию кремнезема лавах закономерно возрастают от фронта к тылу дуги (рис.44-45). Что касается Sr, то подобная закономерность была отмечена ранее (3,4). При этом поперечная зональность по Ba проявлена более контрастно, чем по Sr. В среднем лавы тыловой зоны дуги содержат в 2,4-3,1 раза больше Ba и в 1,4-1,8раза больше Sr,чем лавы фронтальной зоны. Наиболее резко меняются концентрации Ba в породах III и УШ вулканических групп, где эта разница достигает 2,7-4,4 раза, а по Sr - в породах П и УШ групп, где разница лежит в пределах 1,8-2,2 раза.

Величины отношений Rb/Sr, Sr/Ca и Ba/Ca в породах одинаковой кремнекислотности также увеличиваются от фронтальной к тыловой зонам дуги: Rb/Sr - 1,6-2,7, Sr/Ca - в 1,5-1,8, Ba/Ca - в 2,5-3,4 раза (по среднему составу пород). В систематике Sr/Ca - Ba/Ca (рис.46) поля лав фронтальной и тыловой зон, несмотря на некоторое перекрытие, устойчиво различаются, причем плагиоклазы из пород разных зон уверенно попадают на продолжение соответствующих полей лав.

Согласно авторам, предложившим эту диаграмму (231), она может быть использована для оценки степени частичного плавления мантийного источника и особенностей фракционирования расплавов. Считается, что состав исходных расплавов определяется как место пересечения трендов дифференциации с трендом парциальных выплавок из мантийного источника с хондритовым отношением Sr/Ca и Ba/Ca, рассчитанное авторами диаграммы. При этом смещение фигуративных точек вдоль тренда первичных выплавок в сторону увеличения отношений Sr/Ca и Ba/Ca соответствует уменьшению степени частичного плавления, а фигуративные точки пород, расположенные слева от тренда первичных выплавок, рассматривается как кумулятивные, обогащенные плагиоклазом разности.

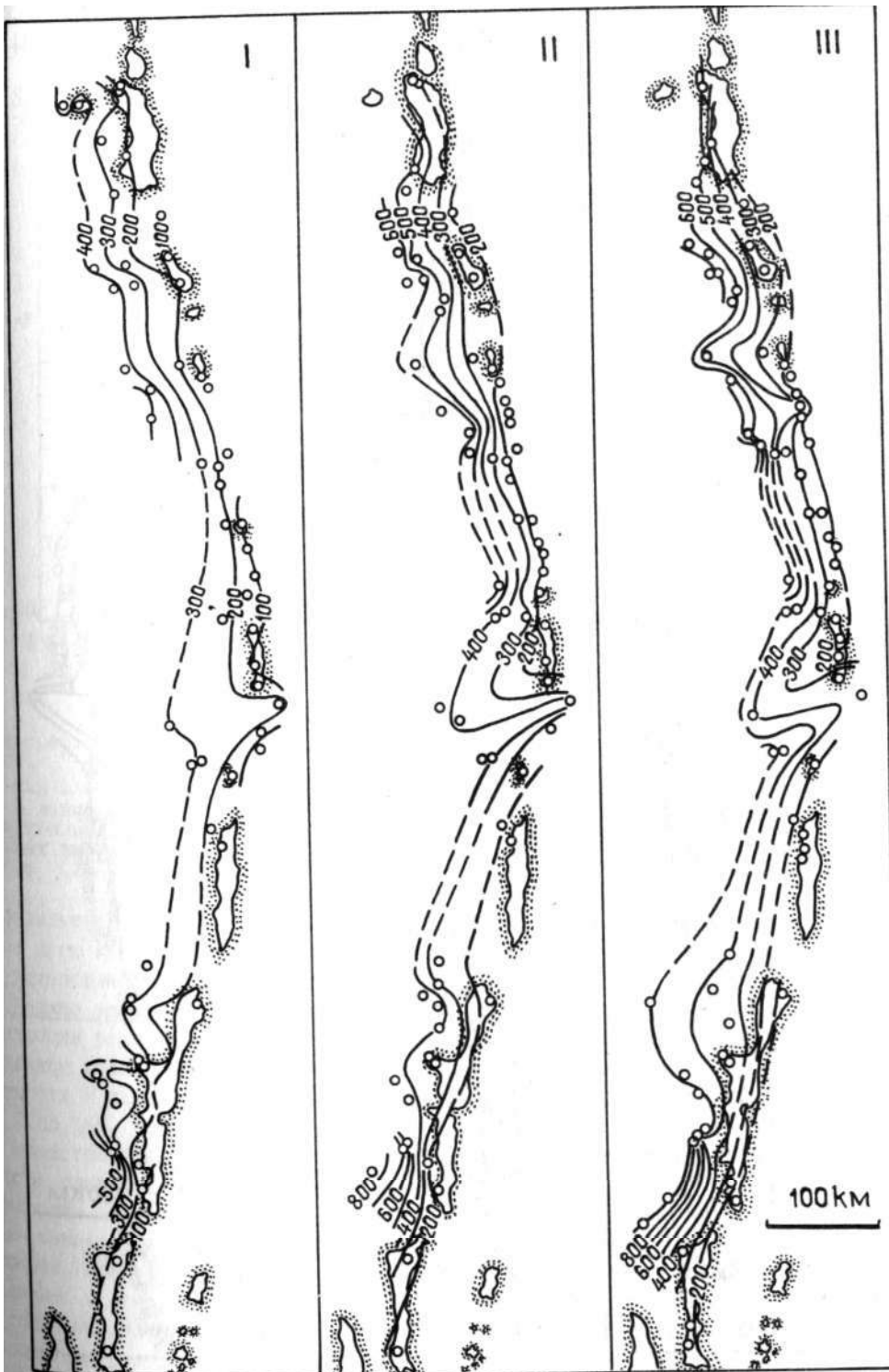
Если эти утверждения верны, то следует признать, что степень частичного плавления мантийного источника при образовании исходных расплавов для лав тыловой зоны несколько ниже, чем для лав фронтальной зоны. Сходная закономерность установлена (231) для дуги Изу. Следует также отметить,что среди лав фронтальной зоны достаточно обычны кумулятивные обогащенные плагиоклазом разности, тогда как среди лав тыловой зоны такие разности практически отсутствует-

Распределение Ba и Sr вдоль дуги сходно с наблюдавшимся для K и Rb. Во фронтальной зоне дуги у северного окончания (I вулканическая группа) и в центре ее отмечены отчетливые максимумы концентраций этих элементов. В промежуточной зоне на первом участке максимум концентраций сохраняется (кроме Ba

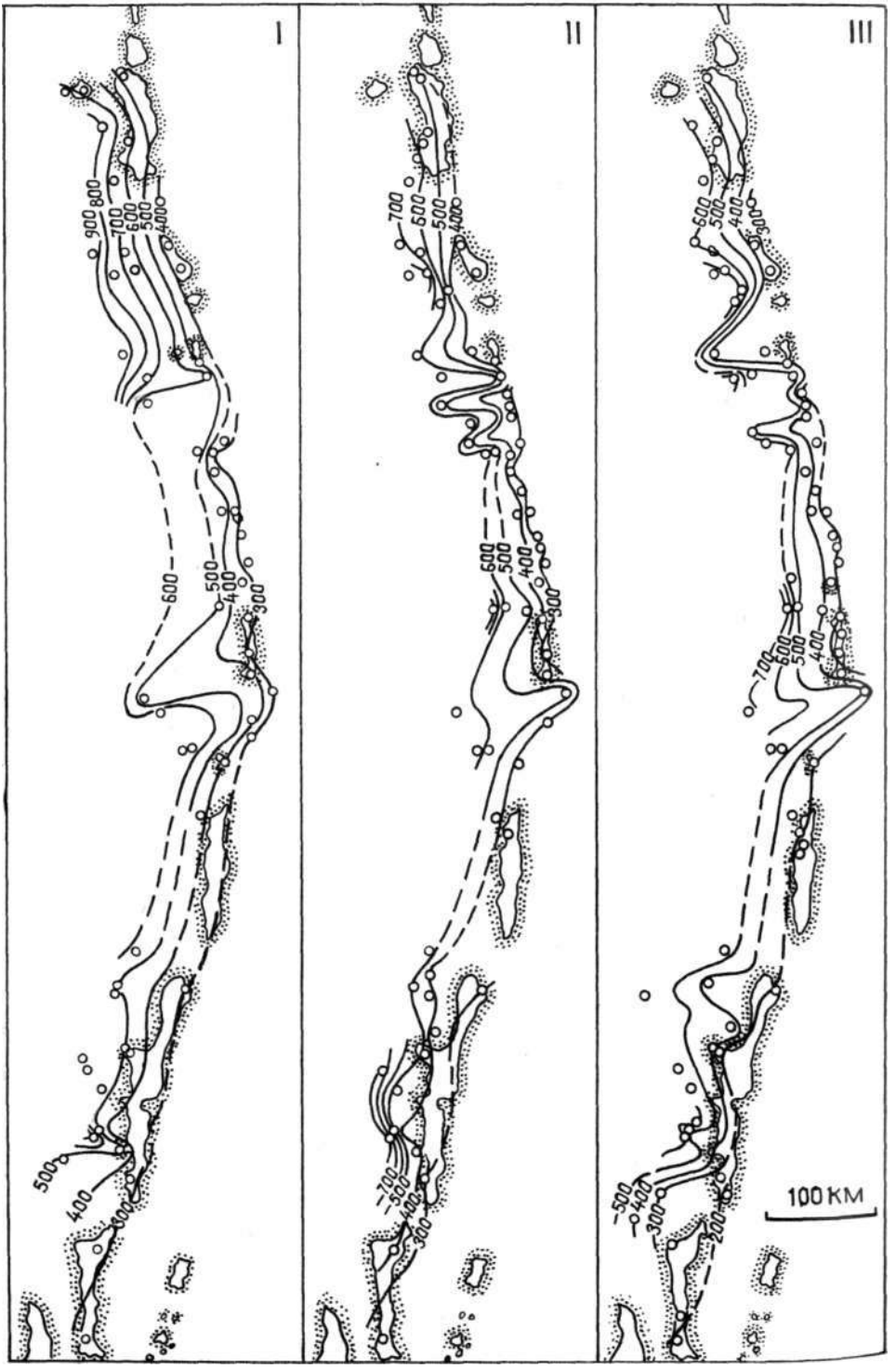
Р и с.44. Схематическая карта распределени Ba (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Ba

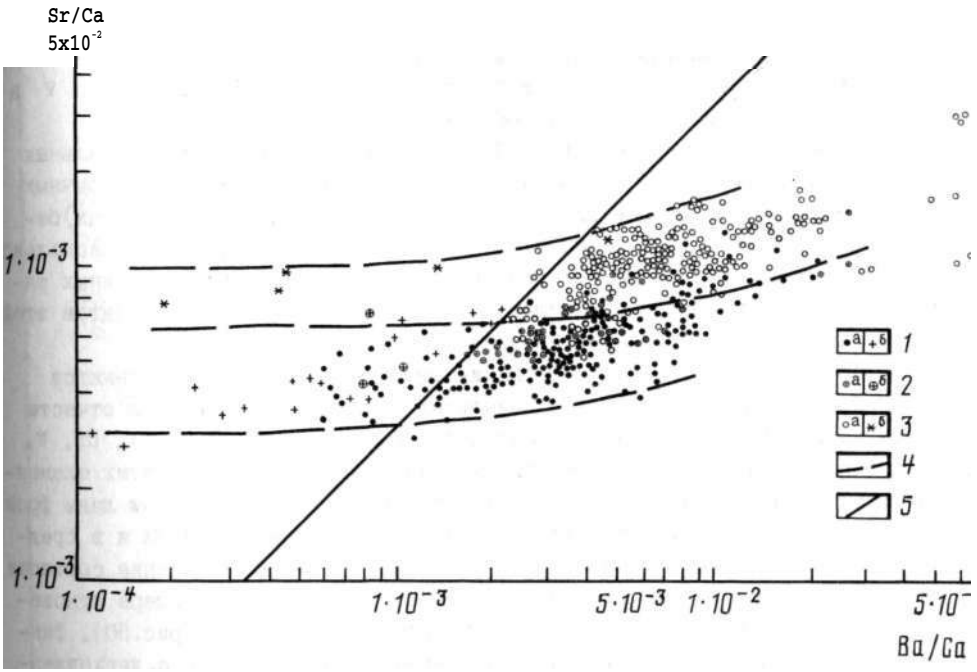


Sr



р и с.45. Схематическая карта распределения Sr (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31



Р и с.46. Sr/Ca - Ba/Ca систематика четвертичных лав Курильской островной

1-3 - вулканические зоны: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая (а - лавы, б - вкрапленники плагиоклаза из лав); 4 - границы полей лав и плагиоклазов из них для фронтальной и тыловой зон; 5 - тренд первичных парциальных выплавок из мантийного источника с хондритовыми отношениями Sr/Ca и Ba/Ca (231)

в базальтах), а во втором он сменяется минимумом (см. рис.44-45). В тыловой зоне дуги каких-либо очевидных признаков продольной зональности по Ba и Sr не Установлено.

Редкие элементы группы железа: никель, кобальт, хром, ванадий. Уровни концентрации редких элементов этой группы в лавах Курильской островной дуги в основном низкие, однако изменяются на 1-2 порядка в зависимости от кремнекислотности и железистости опробованных пород. Так, концентрации Ni колеблются от 2 до 168, Co - от 3 до 58, Cr - от 3 до 427, V - от 24 до 830 г/т. Известно (II,I79 и др.), что кристаллохимические свойства Ni и Co во многом близки свойствам Mg и Pb^{2+}, Cr - Fe^{3+} и A1, V - Fe^{3+}, Al, Ti. Как следствие, элементы этой группы редко образуют собственные минералы в лавах (Cr-шпинель) и обычно рассеиваются в (Fe-Mg)- силикатах (оливин, пироксен, амфибол,слюда) и шпинелидах (титаномагнетит), фракционирование которых и определяет в основном их поведение в магматическом процессе. При этом наиболее тугоплавкие элементы (Ni и Cr) входят предпочтительно в наиболее ранние и высокотемпературные кристаллические фазы (шпинель, оливин, пироксены), а бо-

лее легкоплавкий V - в более поздние фазы - в основном титаномагнетиты. Так, в базальтах тыловой зоны дуги обнаружены (Cr-Al-Fe)- шпинели, содержащие 22-42% Cr_2O_3. а в базальтах фронтальной зоны - ранние Cr- содержащие титаномагнетиты (2-4$ $^{Cr}2^{\cdot}з$)• Концентрация Cr_2O_3 в клинопироксенах из базальтов тыловой зоны достигает 0,3-0,6%, а в клинопироксенах из базальтов фронтальной зоны - 0,1-0,2% (см. разд. "Минералогическая зональность"). Содержание Ni в оливинах из базальтов Курил лежит в пределах 190-1360 г/т, Co - 180-290, а в клинопироксенах соответственно 150 и 80-140 г/т. Концентрации V в титаномагнетитах достигают 6000-11 000 г/т.

В связи с изложенным концентрации Ni и Cr максимальны в магнезиальных базальтах (Ni - 80-170, Cr - 150-410 г/т) и сильно уменьшаются в обычных для Курильской дуги (и вообще для островодужных обстановок) железистых базальтах (Ni - 18-50, Cr - 19-80 г/т), а концентрации V при этом несколько возрастают (230-350 и 440-590 г/т соответственно). В дифференцированных рядах вулканитов от базальтов до кислых пород концентрации всех элементов этой группы уменьшаются в 3-8 раз (по среднему составу пород).

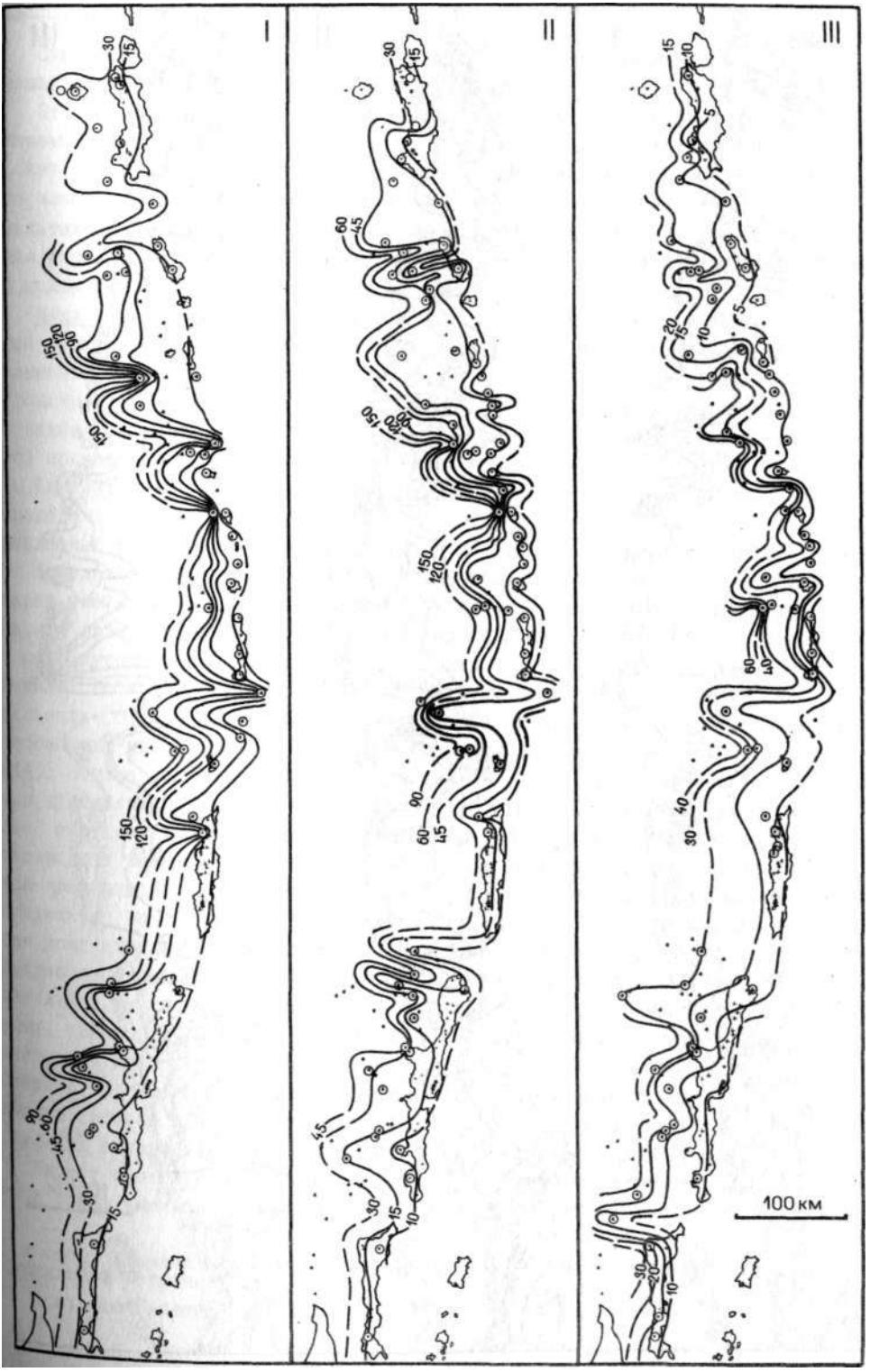
В соответствии с вариациями содержания MgO и железистости вулканитов вкрест Курильской островной дуги в базальтах, андезито-базальтах и отчасти андезитах наблюдается поперечная зональность и по концентрациям Ni, Cr, v, однако в дацитах-риолитах (а также кислых андезитах) содержание этих элементов выравнивается и зональность отсутствует (см. табл.8). При этом лавы фронтальной зоны по сравнению с лавами тыловой зоны обеднены Cr и Ni и в среднем несколько обогащены V (рис.47-49). Наиболее наглядно изменение соотношения редких элементов группы Pe можно продемонстрировать на примере отношения (Ni + Cr)/v, которое уменьшается от фронта к тылу дуги (рис.50), фиксируя увеличение доли более тугоплавких элементов по сравнению с легкоплавкими в тыловодужных магмах.

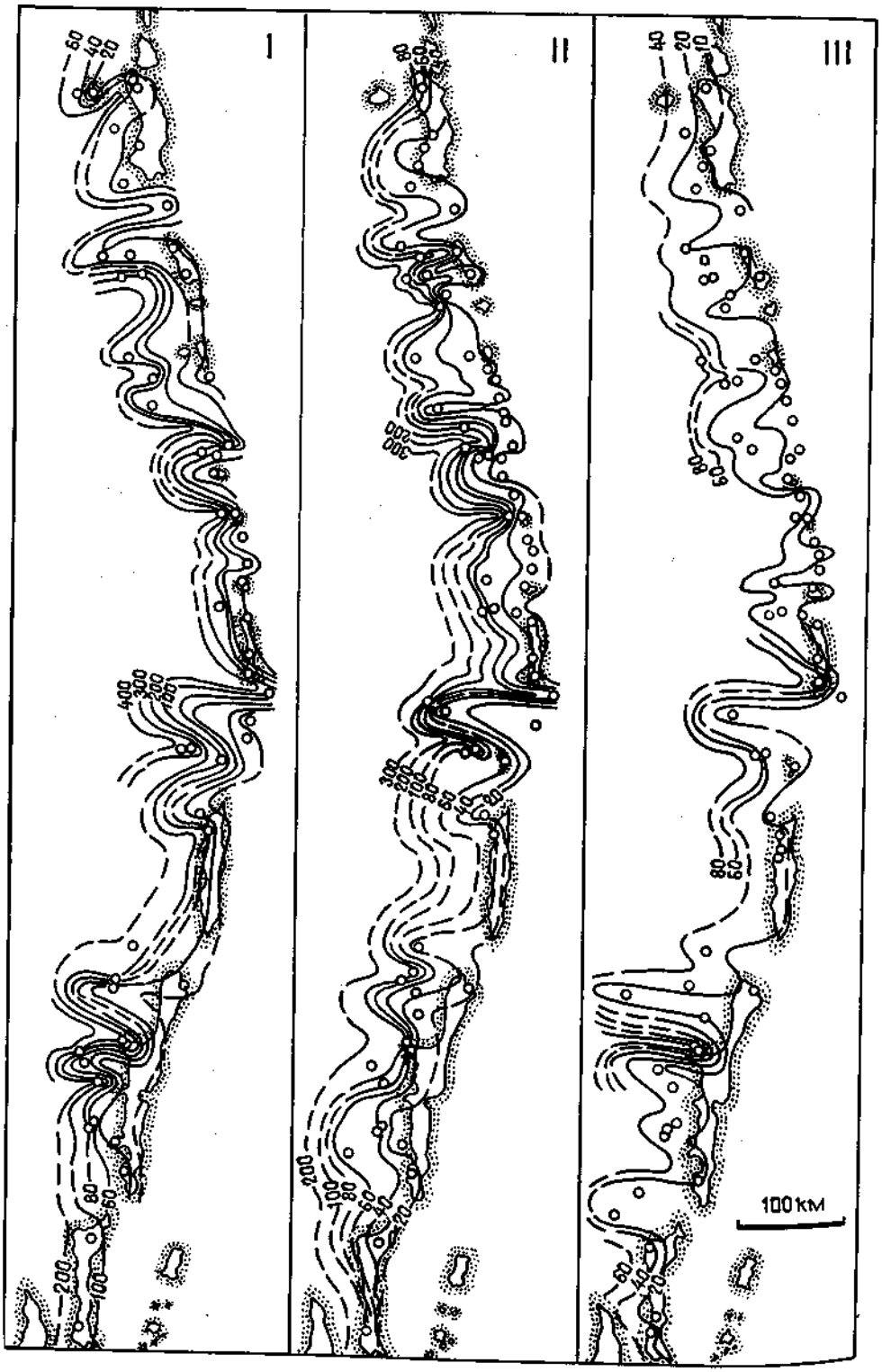
В существенной мере проявление поперечной зональности по Ni и Cr связано с присутствием среди лав тыловой зоны магнезиальных (низкожелезистых) базальтов, концентрации этих элементов в которых близки к наблюдаемым в базальтах океана и континентальных траппах. В связи с тем, что учесть относительную долю магнезиальных и глиноземистых разностей трудно, тем более что они, как уже говорилось,'обычно проявляются на одних и тех же вулканах, нередко возникают нарушения зональности, что на картах трендов концентраций Ni, Cr, v (см. рис.47-49) выражается в появлении чередующихся резких максимумов и минимумов и изгибе изолиний концентраций почти перпендикулярно простиранию дуги.

В целом минимальные концентрации Ni и Cr в базальтах тыловой зоны зафиксированы на северном окончании дуги в пределах Алаидско-Парамуширской группы, хотя на вулкане Алаид известны магнезиальные базальты, содержащие до 160 г/т Ni и до 400-500 г/т Cr (2). Максимальные концентрации Ni и Cr в тыловой зоне отмечены в Броутонской вулканической группе в центре дуги (в базальтах Ni - 125, Cr - 260 г/т), где преобладают магнезиальные разности базальтов.

Р и с.47. Схематическая карта распределения Ni (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31


I
II
III
100 км


I
II
III
100 км

Р и с.48. Схематическая карта распределения Cr (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Существенных вариаций в содержании Co в однотипных по кремнекислотности лавах разных вулканических зон не наблюдается (см. табл.6-8).

Это обстоятельство, а также обогащение лав тыловой зоны по сравнению с лавами фронтальной зоны Ni и Cr ранее отмечалось А.И.Абдурахмановым с соавт. (3,5). Что касается V, то, по данным этих авторов, концентрация этого элемента в субщелочных базальтах тыловой зоны выше, чем в известковых базальтах фронтальной зоны, однако в средних и кислых породах наблюдается обратная картина. По нашим же данным, концентрация V и в базальтах тыловой зоны в целом ниже, чем в базальтах фронтальной зоны.

Медь и цинк. Эти элементы рассматриваются совместно, так как имеют сходные геохимические свойства. С одной стороны, Cu и Zn типично халькофильные элементы с тесным сродством к сере, а с другой - обладают кристаллохимическим сродством с Mg и Fe^{2+} (108,145,247). При этом считается, что Cu преимущественно концентрируется в сульфидах (72); а Zn рассеивается в виде изоморфной примеси в железомагниевых силикатах и окислах (17).

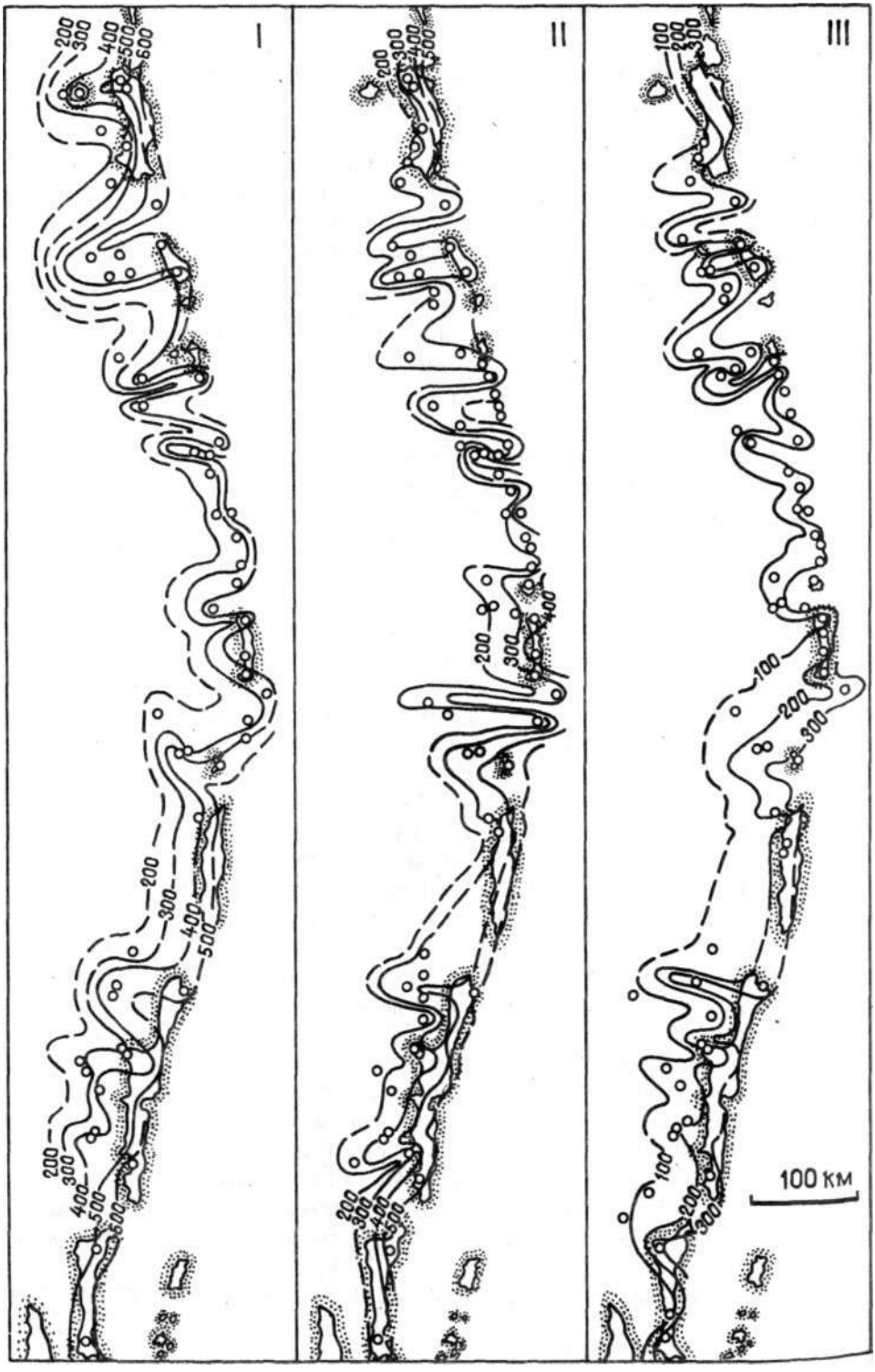
Концентрации Cu и Zn в лавах курильских вулканов колеблются в широких пределах: Cu от 1,7 до 270, Zn - от 38 до 154 г/т (по средним значениям для различных типов пород отдельных вулканов). С ростом кремнекислотности пород от базальтов к дацитам и риолитам концентрации Cu последовательно и закономерно уменьшаются. Для Zn подобное уменьшение заметно только в андезитах и кислых лавах тыловой зоны, а для разных по кремнекислотности лав фронтальной и промежуточной зон концентрации Zn близки (см. табл.6-8). Данные по содержаниям Cu и Zn в главных породообразующих минералах камчатских (44) и курильских (6) лав показывают, что коэффициенты распределения Cu в оливинах и пироксенах менее I, а Zn - превышают I только в оливинах и ортопироксенах (44). Низкие коэффициенты распределения Cu и Zn характерны и для плагиоклазов вулканических пород (17). Лишь титаномагнетиты имеют высокие (5-10 и более) значения коэффициентов распределения этих элементов (44). Отсутствие существенных вариаций концентраций Zn в преобладающей массе курильских лав разной кремнекислотности свидетельствует, что комбинированный коэффициент распределения Zn в большинстве случаев близок к I. Лишь в лавах тыловой зоны, где концентрации Zn уменьшаются к средним и кислым разностям, значение его превышает I (может быть, за счет большей доли магнетита в кумулусе). Последовательное уменьшение концентраций Cu с ростом кремнеземистости лав, по-видимому, связано с участием в кумулусе сульфидов, ибо в противном случае (если учитывать концентрации Cu только в породообразующих минералах) следовало бы ожидать, что коэффициент распределения Cu для магнетита должен намного превышать таковой для Zn, чего, судя по данным о содержании этих элементов в реальных минеральных фазах, в действительности не наблюдается (44).

Вкрест простирания дуги в одинаковых по кремнекислотности лавах отмечается в общем уменьшение концентраций Cu от фронтальной к тыловой зоне. Наибо-

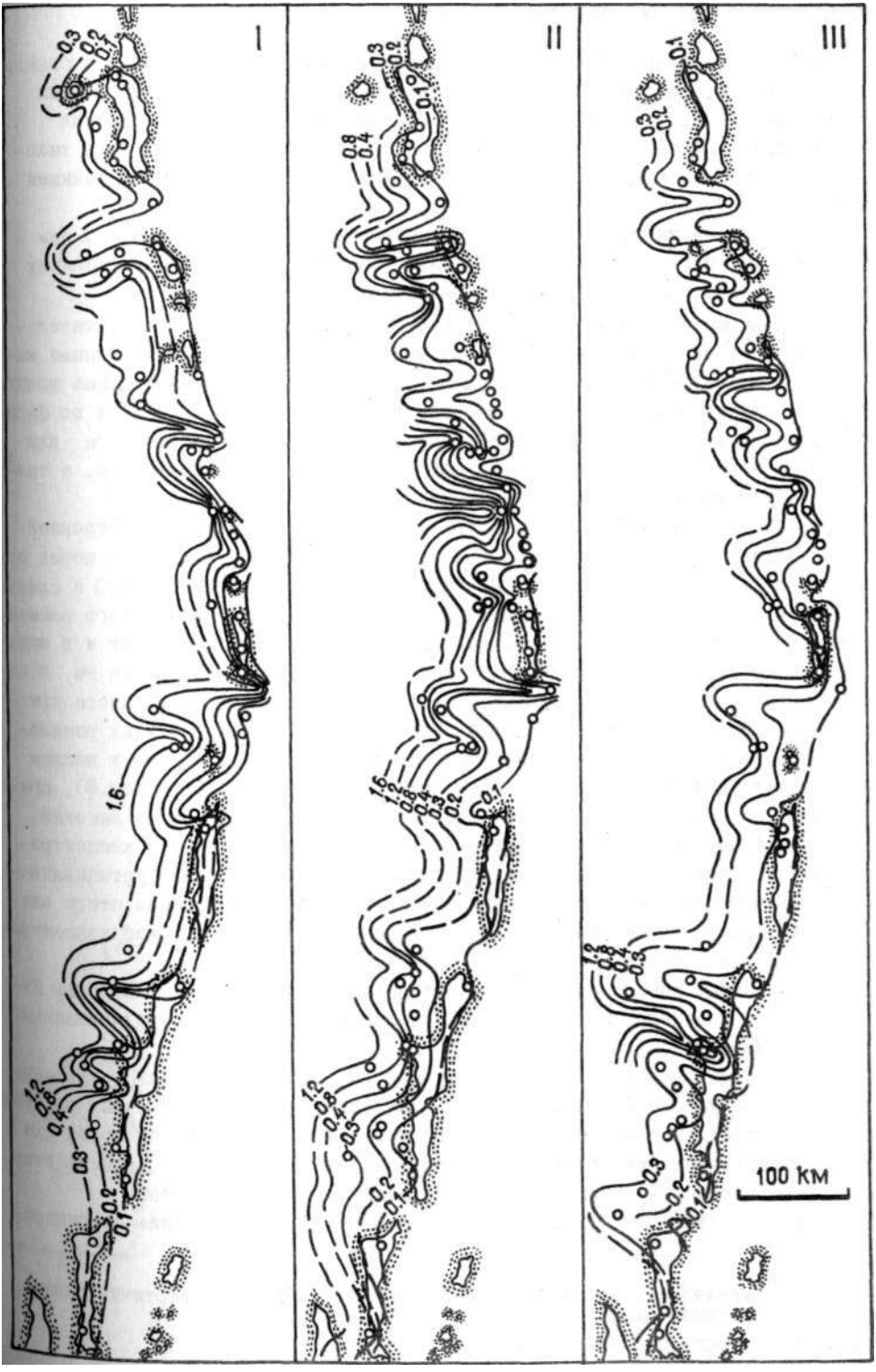
Рис.49. Схематическая карта распределения V (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

V



Nj + Cr/V



Р и с.50. Схематическая карта распределения величины (Ni+Cr)/v в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

лее отчетливо оно проявляется в кислых лавах и наименее отчетливо - в базальтах, особенно на Северных Курилах (см. табл.6-8, рис.51), где в некоторых вулканических группах наблюдается даже обратная тенденция распределения (I и У группа). Связано это с относительно широким распространением в тыловой зоне этого фланга дуги относительно железистых базальтов с повышенными концентрациями Си,

Содержание Zn в кислых лавах фронтальной зоны дуги отчетливо выше, чем в соответствующих лавах тыловой зоны, однако в средних и основных вулканитах разница проявляется лишь на уровне тенденции (см. табл.8).

Установленное, по нашим данным, уменьшение концентраций Си от фронтальной к тыловой зоне дуги находится в противоречии с ранее опубликованными материалами А.И.Абдурахманова с соавт. (6), согласно которым минимальные концентрации Си характерны для пород известковистой серии, локализующейся во фронтальной зоне дуги. Добавим, что и абсолютные значения концентраций Си для большинства пород, приведенные этими авторами, превышают наши данные, а также ранее опубликованные данные Л.Л.Леоновой (91,92) в 1,5-1,8 раза.

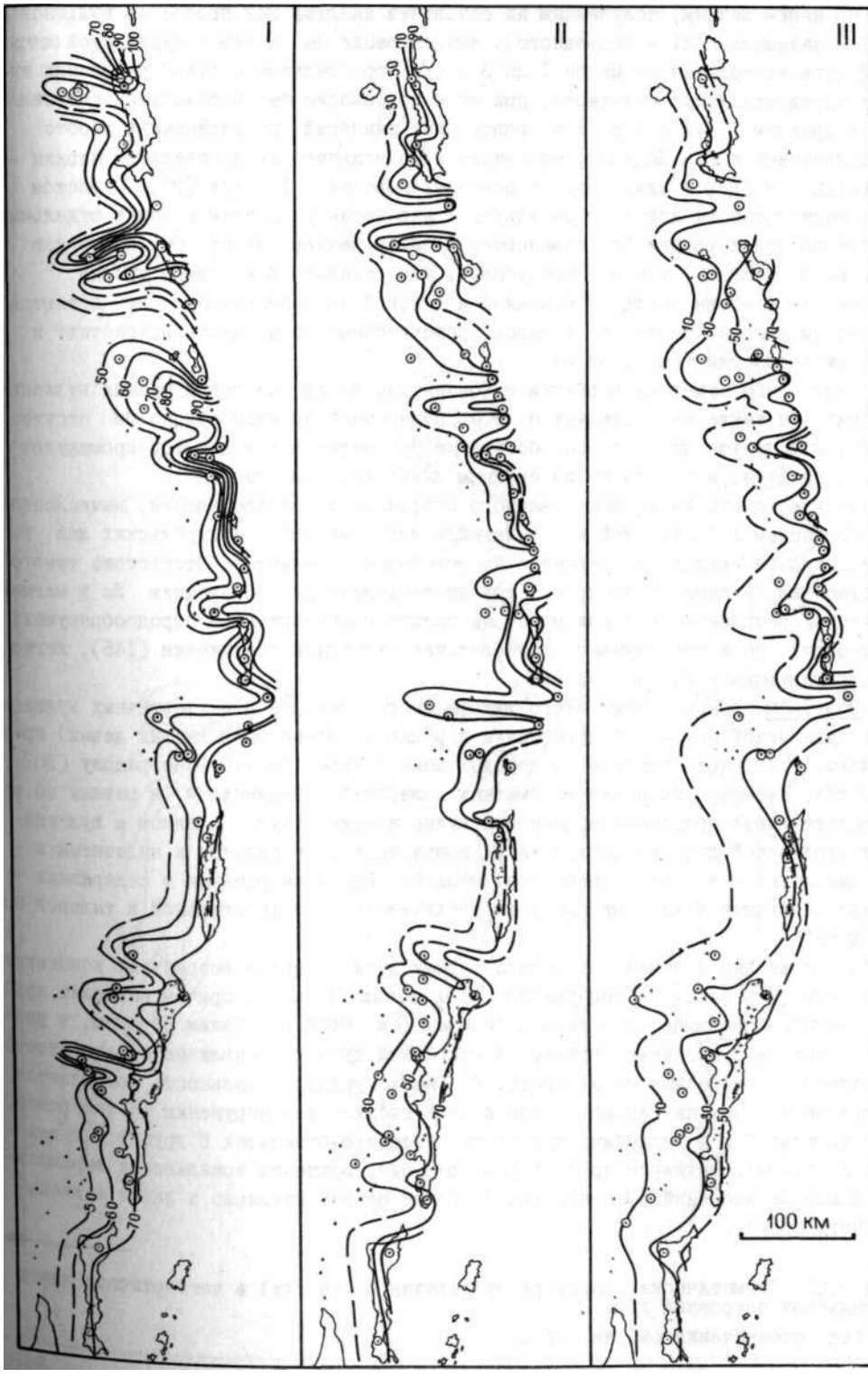
Свинец. Концентрации РЪ в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги колеблются от I до 17 г/т (по среднему составу различных типов пород отдельных вулканов). Известно, что РЪ геохимически близок калию (145) и следует за ним в магматических процессах. Минералами-концентраторами этого элемента в известково-щелочных и субщелочных вулканитах являются магнетит и в меньшей мере клинопироксен, а комбинированный коэффициент распределения РЪ в породах такого состава заметно меньше I (17). Таким образом, в процессе кристаллизационной дифференциации РЪ должен накапливаться в остаточных расплавах. Действительно, с ростом кремнекислотности пород от базальтов к кислым лавам концентрации Pb увеличиваются в среднем в 2-3 раза (см. табл.8), причем в лавах промежуточной и тыловой зон темп накопления РЪ более высокий, чем в лавах фронтальной зоны. В связи с этим, несмотря на то что концентрации РЪ в базальтах разных зон близки, в средних и кислых лавах устанавливается достаточно отчетливая поперечная зональность в распределении этого элемента , причем лавы промежуточной и тыловой зон имеют более высокие концентрации РЪ, чем лавы фронтальной зоны (см. табл.8).

В целом уровень концентрации РЪ в четвертичных вулканических породах Курильской дуги, определенный нами, близок к таковому по ранее опубликованным данным Л.Л.Леоновой (91,92).

Олово. Геохимии Sn в четвертичных вулканитах Курил и Камчатки посвящены две специальные работы Л.Л.Леоновой и В.А.Легейдо, в одной из которых рассматривается распределение Sn между вкрапленниками и основной массой пород (94/- в другой - распределение Sn в породах разной основности (93). Согласно этим данным, концентрации Sn последовательно уменьшаются от базальтов (3,0-3,3 г/т) к дацитам и риодацитам (1,8-1,9 г/т), хотя значение комбиниро-

Р и с.51. Схематическая карта распределения Си (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31


I
II
III
100 км

ванного коэффициента распределения Sn для дацитов, вычисленное по материалам этих исследований, лежит в пределах от 0,36 до 0,69 (17).

По нашим данным, полученным на основании анализа 242 проб с 48 вулканов (27 - наземных и 21 - подводного), концентрации Sn в лавах Курильской островной дуги колеблются от менее I до 3,3 г/т (по среднему составу различных типов пород отдельных вулканов). При этом содержание Sn в базальтах составляет в среднем 1,5-1,6 г/т, т.е. вдвое ниже значений, приведенных в работе Л.Л.Леоновой и В.А.Ледейко, но близко к содержанию Sn в базальтах Японии - 1,1-1,2 г/т (93) и кларку Sn в основных породах - 1,5 г/т (30). С ростом кремнекислотности пород от базальтов к андезитам и дацитам в лавах отдельных вулканов концентрации Sn изменяются в общем незакономерно. Они могут как слегка возрастать, так и слабо убывать или оставаться на одном уровне. В среднем составе пород фронтальной и тыловой зон концентрации Sn остаются на одном уровне, тогда как в лавах промежуточной зоны слегка возрастают к кислым разностям (см. табл.8).

Сколь-либо заметных вариаций в концентрациях Sn из пород разных вулканических зон также не наблюдается, т.е. поперечная зональность по Sn отсутствует. Отмечается лишь слабое обогащение Sn андезитов и дацитов промежуточной зоны дуги, и то только по средним значениям (см. табл.8).

Если исходить из комбинированного коэффициента распределения, вычисленного по данным Л.Л.Леоновой и В.А.Легейдо для камчатских и курильских лав, то следовало бы ожидать обогащения Sn остаточных расплавов. Отсутствие такого обогащения, видимо, связано со сложным геохимическим поведением Sn в магматических расплавах, которое может не только рассеиваться в породообразующих минералах, но и образовывать легколетучие галоидные соединения (145), легко экстрагирующиеся из расплавов.

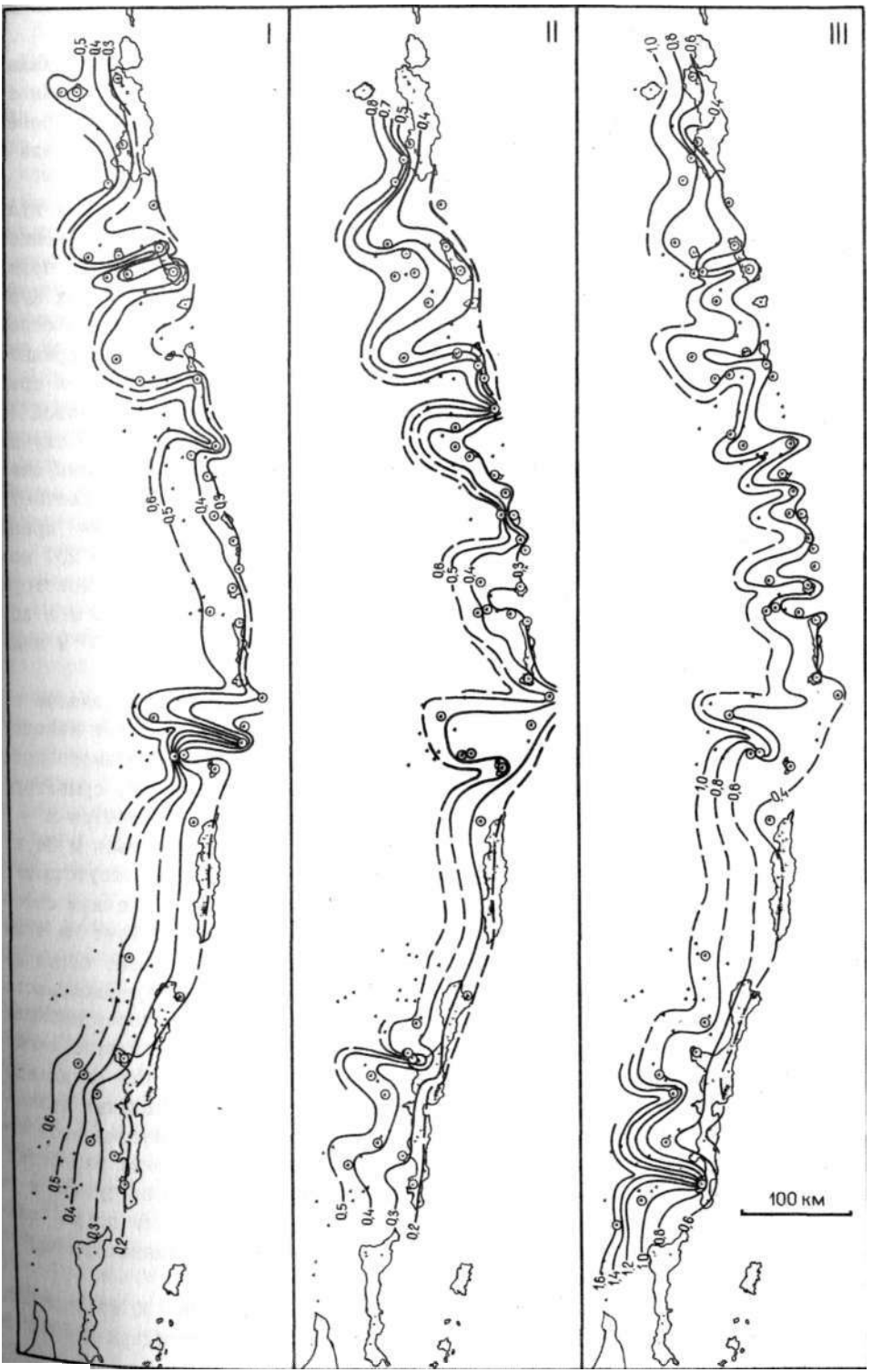
Вольфрам. Концентрации этого литофильного элемента в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги низки и редко (в основном в кислых лавах) превышают I г/т, хотя кларк W в породах земной коры, по А.П.Виноградову (30), 1,3 г/т. Несмотря на наличие заметных колебаний содержания W в разных по основности лавах отдельных вулканов и вулканических групп, в целом в вулканитах Курильской дуги концентрация W возрастает от базальтов к андезитам и кислым лавам - в 1,5-2,4 раза (см. табл.8). При этом разница в содержании w между основными и кислыми породами увеличивается от фронтальной к тыловой зоне дуги.

В том же направлении (от фронта к тылу дуги) в целом возрастают концентрации W в однотипных по содержанию SiO_2 лавах (рис.52), причем наиболее ярко эта разница проявляется в кислых породах (см. табл.8). Таким образом, в распределении в вулканитах Курильской островной дуги устанавливается достаточно выраженная поперечная зональность. На Южных Курилах зональность проявляется более четко, чем на Северных, где иногда наблюдаются нарушения ее (например, в базальтах П и Ш вулканических групп, андезито-базальтах П группы и андезитах У группы). На карте трендов (см. рис.52) нарушение зональности выражается в изгибе изолиний концентрации w почти перпендикулярно к линии вулканического фронта.

Р и с.52. Схематическая карта распределения w (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной душ

Усл. обозначения см. на рис.31

W



Заметим, что концентрация W в базальтах и андезито-базальтах фронтальной зоны Южных Курил несколько ниже, чем в соответствующих породах Северных Курил (в среднем 0,20-0,27 против 0,30-0,48 г/т), что указывает на проявление во фронтальной зоне дуги и продольной зональности в распределении w.

Полученные нами данные не согласуются с опубликованными ранее материалами Л.Л.Леоновой (91,92), согласно которым поперечная (и продольная) зональность в распределении w в четвертичных лавах Курил отсутствует. К тому же уровень концентраций w в вулканитах Курил, по нашим данным, в среднем в 1,5 раза более высокий, чем по данным Л.Л.Леоновой.

Молибден. Содержания Mo определены в лавах 45 наземных и подводных вулканов Курильской островной дуги (всего 240 проб). В отдельных образцах концентрация Mo обычно лежит в пределах от менее I до 3-4 г/т и лишь иногда поднимается до 9-13 г/т. Тем не менее средние значение концентраций в лавах Курил (см. табл.8) обычно превышает кларки для соответствующих типов пород: основные породы - 1,4 г/т, средние - 0,9, кислые - 1,0 г/т (30). В целом среднее содержание Mo в базальтах Курил, по нашим данным, несколько ниже, а в средних и кислых лавах выше, чем по опубликованным ранее данным Л.Л.Леоновой (92)

В базальтах большинства изученных вулканов фронтальной зоны (в 10 случаях из 13) концентрация Mo ниже I г/т. В средних и кислых лавах этой зоны она чаще остается на том же (*<1* г/т) уровне (8 случаев из 12), чем возрастает. В базальтах тыловой зоны на 7 из 14 изученных вулканов содержание Mo превышает I г/т, а в средних и кислых лавах в большинстве случаев (12 из 20) возрастает по сравнению с базальтами и андезито-базалътами. Однако на некоторых вулканах (3.1, 5.4) она остается на крайне низком (<1 г/т) уровне, а в других даже уменьшается по сравнению с базальтами (5.1, 6.3, 8.2, 8.10) и андезито-базальтами (Броутона).

Неоднозначность распределения Mo в породах разной основности связана с особенностями поведения его в магматических расплавах, где он может находиться в форме Mo^{4+} и Mo^{6+} (77,127). В обстановке низкого окислительного потенциала, свойственного расплавам фронтальной зоны, он, по-видимому, существует в форме Mo^{4+} и, замещая такие катионы, как Ti^{4+} ,Fe^{3+} рассеивается в (Ti-Fe)- минералах (прежде всего магнетите). Mo^{4+} может замещаться и Ca в плагиоклазах (127). Фракционирование этих минералов приводит к отсутствию накопления Mo в остаточных расплавах.В более щелочных с более высоким окислительным потенциалом расплавах тыловой зоны Mo видимо, присутствует не только в форме Mo^{4+}, но и в форме Mo^{6+}. В высоковалентной форме Mo может образовывать с кислородом легкоподвижные соединения, имеющие тенденцию накапливаться в поздних дифференциатах. Обеднение Mo кислых разностей лав, которое наблюдается в ряде случаев в тыловой зоне, может быть связано с потерей этих легкоподвижных соединений с флюидной фазой при дегазации магматических расплавов.

Несмотря на заметные колебания концентрации Mo в лавах отдельных вулканов, по среднему составу пород для дуги в целом (см. табл.8) наблюдается последовательное увеличение концентрации этого элемента от основных разностей к кислым, а в одинаковых - по содержанию кремнезема породах - от фронта к тылу дуги (кроме кислых разностей). Наличие поперечной зональности по Mo следует также из рассмотренных особенностей распределения Mo в лавах разных зон дуги.

Бериллий. Концентрация Be определена в лавах 82 вулканов (30 из фронтальной зоны, 18 - из промежуточной и 34 - из тыловой). В целом содержание Be

вулканитах низкое и колеблется от 0,23 до 2,20 г/т (по среднему составу разных по кремнекислотности типов пород отдельных вулканов).

В дифференцированных рядах вулканических пород концентрация Be возрастает с уменьшением основности их от базальтов к кислым андезитам и дацитам в 1,1-1,3 раза, однако в более кислых дифференциатах (риодацитах и дацитах) может как возрастать, так и слегка уменьшаться (см. табл.6-8). Установлено (17), что возможность вхождения Be в обычные породообразующие минералы ограничена, а комбинированные коэффициенты распределения его в подавляющем большинстве разных по составу магматических пород менее I. Как следствие, Be должен накапливаться в остаточных расплавах при дифференциации магм. Уменьшение же концентрации Be в некоторых кислых дифференциатах обусловлено тесной геохимической связью Be с F, с которым он образует комплексные соединения. В умеренно-щелочных высококремнистых расплавах эти соединения легко переходят во флюидную фазу и улетучиваются из магмы.

Анализ имеющегося материала показывает, что концентрации Be более тесно связаны со щелочно-металльностью, чем кремнекислотностью расплавов. Так, в соответствии с ростом калиевой щелочности пород с востока на запад от фронта к тылу дуги в однотипных по содержанию SiO_2 лавах концентрации Be увеличиваются в 1,8-2,2 раза (по среднему составу), фиксируя отчетливо проявленную поперечную зональность по Be (рис.53; см. табл.8).

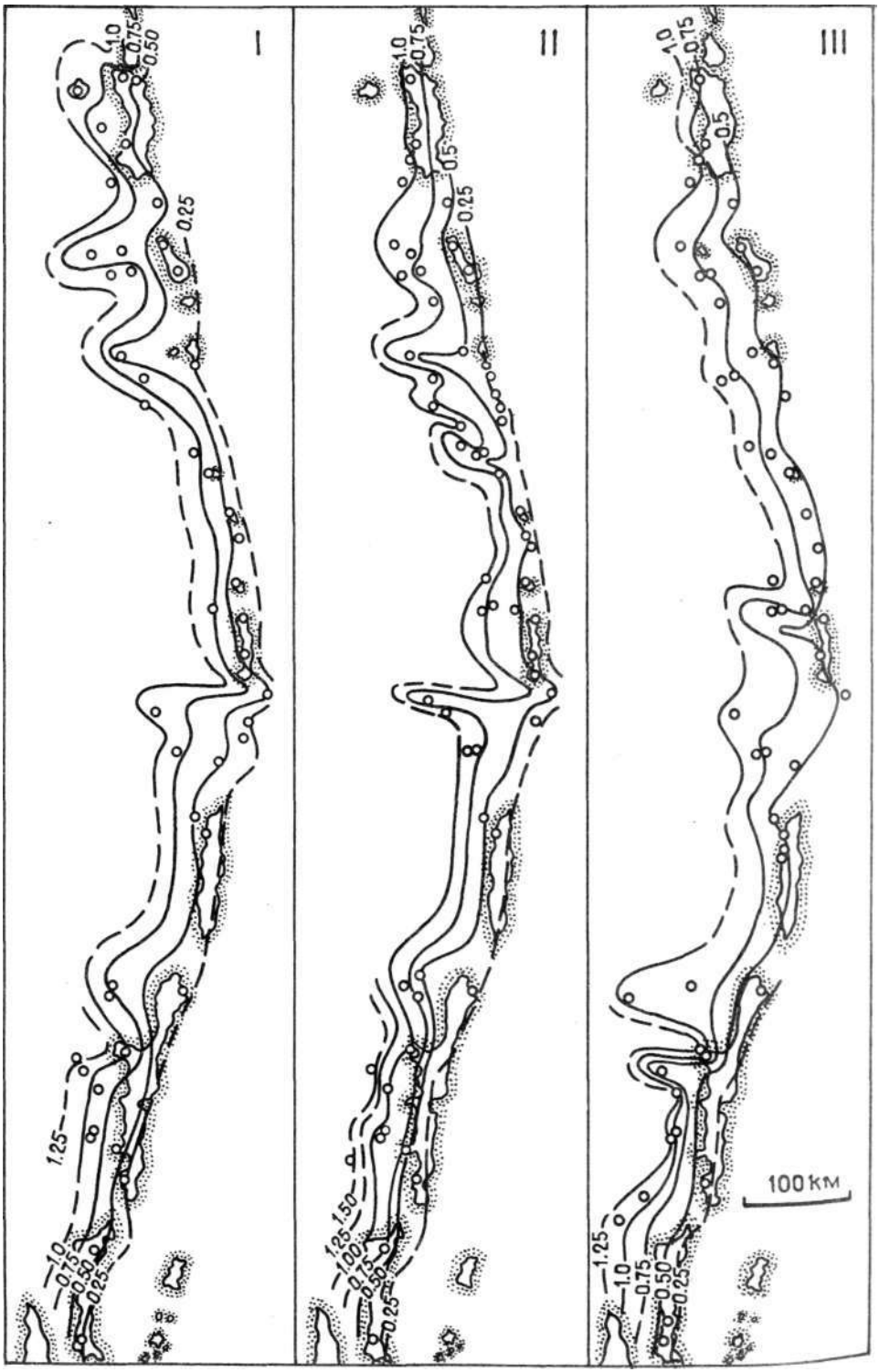
Концентрации Be вдоль простирания дуги в породах каждой вулканической зоны достаточно выдержаны. Однако во фронтальной зоне на северном окончании дуги (вулканы о-ва Парамушир) вследствие присутствия здесь лав с повышенным содержанием K отмечается и концентрационный максимум по Be. В тыловой и промежуточной зонах дуги несколько менее ярко выраженные максимумы характерны для северного (I группа вулканов) и южного (УШ группа вулканов) окончания дуги (см. рис.53).

Ранее распределение Be в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островодужной системы специально изучалось Л.Л.Петровым с соавт. (IIO, 112). Хотя в распоряжении этих исследователей в части, касающейся собственно курильского звена островодужной системы, был значительно менее представительный материал, чем у нас (опробовано 25 наземных вулканов, из которых 19 с фронтальной и по 3 - с промежуточной и тыловой зон дуги), ими также зафиксировано наличие поперечной зональности в распределении Be и установлена зависимость концентрации Be в лавах с глубиной до сейсмофокальной зоны.

Галогены: бор, фтор, хлор. Количество данных, полученных нами по разным элементам этой группы, резко неравнозначно. Если концентрации в и P определены более чем в 600 пробах с 82 наземных и подводных вулканов, то содержание Cl-только в 21 пробе с восьми наземных вулканов фронтальной зоны. связи с ограниченностью данных по Cl они приведены в отдельной таблице (табл.12) и используются здесь только для общей геохимической характеристики вулканитов.

В целом содержание B в лавах Курильской островной дуги колеблется от 8 160 г/т, p - от 80 до 700 (по средним значениям для различных типов пород отдельных вулканов), а Cl - от 250 до 700 г/т (по частным пробам). Средсодержание B в курильских лавах (см. табл.8) намного превышает его кларковые значения по А.П.Виноградову СЗО) (5 г/т в основных породах и 15 г/т - в средних и кислых). Концентрации P в базальтах близки к кларку в основных

Be



ри с.53. Схематическая карта распределения Be (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

породах (370 г/т), а в средних и кислых лавах ниже кларка (500 и 800 г/т соответственно). Аналогично обстоит дело и с Cl (кларк в основных породах 500 г/т, в средних - 1000, в кислых - 2400 г/т). В целом рассчитанные по нашим данным средние содержания F близки к ранее опубликованным значениям для курильских лав (III), а B - выше таких значений (92).

Таблица 12

Концентрации Cl и S в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Остров	Вулкан	Порода	Cl, г/т	S, г/т
Парамушир	Эбеко	Базальт	340	170
Онекотан	Немо	"	310	90
	"	Дацит	250	210
	Тао-Русыр	Андезито-базальт	670	110
	"	Андезит	310	140
	"	Дацит	280	200
Янкича	Ушишир	Андезит	700	210
	"	Дацит	420	130
Симушир	Заварицкого	Базальт	360	120
	"	Андезито-базальт	340	120
	"	Андезит	470	240
	"	Дацит	340	90
Кунашир	Тятя	Базальт	420	230
	Менделеева	Андезит	360	140
	"	Дацит	590	90
	"	Риодацит	590	-
	"	Риолит	470	120
	Головнина	Базальт	310	200
	"	Андезито-базальт	360	-
	"	Андезит	310	-
	"	Дацит	500	180
Среднее: базальты и андезито-базальты			390(8)	150(7)
андезиты			430(5)	180(4)
дациты и риолиты			430(8)	145(7)

Интервалы колебаний содержания Cl в основных, средних и кислых породах близки, хотя средние значения концентраций в базальтах несколько ниже, чем в кремнекислых разностях (см. табл.12).

В дифференцированных рядах лав конкретных вулканических построек распределение F и B неоднозначно и концентрации их могут как увеличиваться, так и уменьшаться от основных к кислым членам таких рядов или оставаться примерно на одном уровне. При этом для лав фронтальной зоны более характерно увеличение концентраций F от базальтов до дацитов (иногда при слабом уменьшении в кремнекислых разностях), а для лав тыловой зоны - последовательное

уменьшение концентраций с ростом содержания SiO_2 в лавах. Это различие отчетливо видно по средним для дуги в целом содержаниям P (СМ. табл.8). Возможно, оно связано с различиями в коэффициентах распределения p для фаз, участвующих во фракционировании. Действительно, для лав тыловой зоны дуги характерно присутствие среди вкрапленников таких изоморфноемких в отношении минералов, как слюда, амфибол, апатит. В лавах фронтальной зоны слюда отсутствует, а амфибол и апатит редки. Наконец, существенное влияние на характер распределения F в лавах может оказать переход этого легколетучего элемента во флюидную фазу и потеря его при дегазации расплавов.

Что касается B, то комбинированные коэффициенты распределения его большинства магматических пород заметно меньше I (17). Так, для базальтов и андезитов Гамченского ряда вулканов на Камчатке, сходных по составу с лавами фронтальной зоны Курил, они составляют всего 0,08-0,09 (106). Соответственно процессы фракционирования должны приводить к сильному обогащению B остаточных расплавов. Однако, как уже отмечалось, это наблюдается далеко не всегда. И только в среднем составе пород для дуги в целом (см. табл.8) эта закономерность в общем выдерживается (хотя и здесь в тыловой зоне дуги концентрация B в базальтах выше, чем в андезито-базальтах). Возможно, что наблюдающееся в ряде случаев отсутствие накопления B от основных пород к кислым или даже ум уменьшение его концентрации в этом ряду пород связано с потерей B во флюидной фазе.

Содержание F в базальтах заметно увеличивается от фронтальной зоны дуги к тыловой, что отчетливо видно по среднему составу пород как для дуги в целом, так и для отдельных вулканических групп (см. табл.6-8). Однако в андезито-базальтах и андезитах вследствие противоположных тенденций в изменении концентрации F с ростом кремнекислотности пород для лав-фронтальной и тыловой зон дуги содержание P заметно выравниваются (рис.54). Наконец, в кислых лавах (впрочем, как и в андезитах некоторых вулканических групп) концентрация P во фронте дуги выше, чем в тылу.

Увеличение концентрации P от фронтальной к тыловой зоне Курило-Восточно-камчатской островной дуги было отмечено ранее Л.Л.Петровым с соавт. (ПО), которые установили также прямую зависимость между содержанием P в лавах и глубиной до сейсмофокальной зоны.

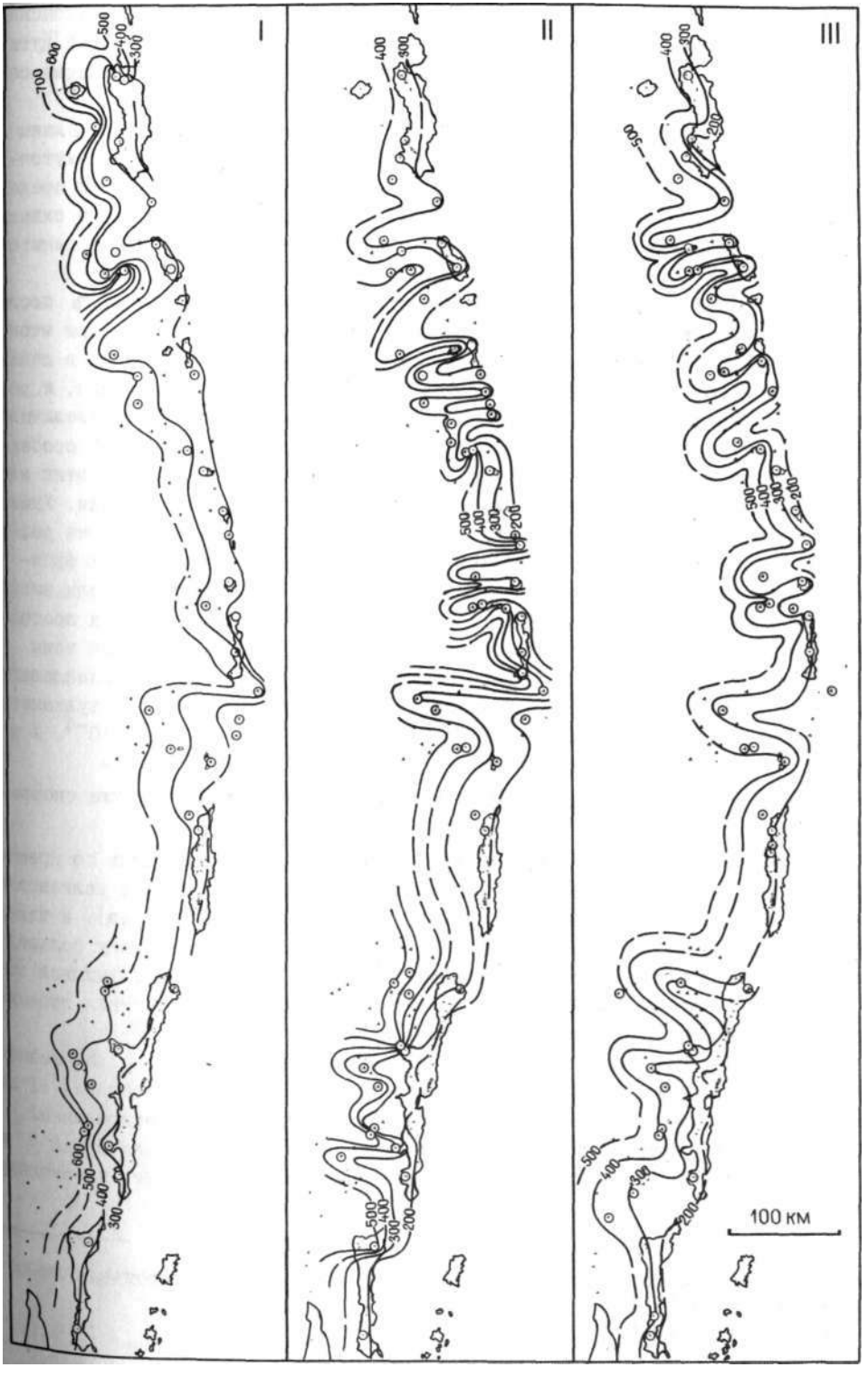
Содержание B в среднем составе разных по кремнекислотности типов пород фронтальной, промежуточной и тыловой вулканических зон различается мало (см. табл.8). Однако на северном (I и отчасти П вулканические группы) и южном (УШ вулканическая группа) флангах дуги установлены существенные, но разнонаправленные вариации концентраций B. На северном фланге дуги содержание последовательно убывает от фронта к тылу дуги, а на южном - возрастает в то же направлении (см. табл.6). Причина этого феномена не ясна.

Сера. Концентрация s определена только в 18 образцах из восьми наземных вулканов фронтальной зоны и приводятся здесь только для общей геохимическо характеристики курильских вулканитов. Содержание серы в отдельных образцах колеблется от 90 до 240 г/т (см. табл.12) и в целом не различается в порода

P и с.54. Схематическая карта распределения P (в г/т) в четвертичных ла Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

F



разной основности ни по величине вариаций, ни по средним значениям (150 г/т в основных породах, 180- в средних и 145 г/т- в кислых).Следует отметить,что полученные цифры на порядок более высокие, чем средние для вулканитов Японских дуг (14 г/т) и в 2,5 раза более высокие, чем для вулканитов Марианской дуги (60 г/т). В то же время они в 5-6 раз ниже по сравнению с концентрациями серы в базальтах океанического дна (800+100 г/т) (245).

Радиоактивные элементы (РАЗ): уран и торий. Концентрации РАЭ определены в лавах 65 вулканов Курильской дуги (22 - из фронтальной, 12 - из промежуточной и 35 - из тыловой зоны). Содержание U и Th колеблется в широких пределах: U - от 0,14 до 3,4 г/т, Th - от 0,22 до 7,6 г/т. Эти интервалы охватывают все разнообразие радиогеохимических характеристик курильских вулканитов, полученных ранее (69,86,95).

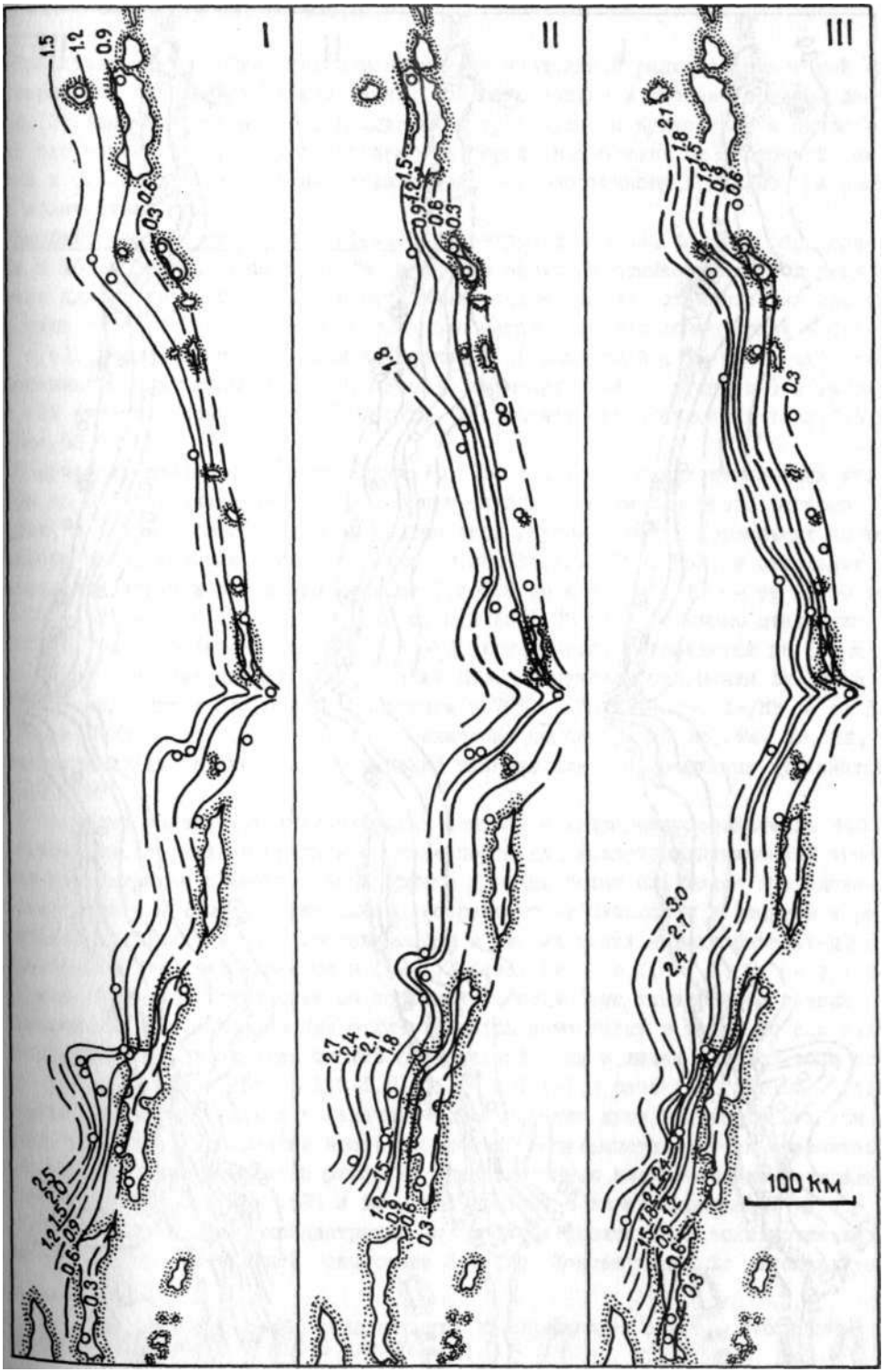
В эволюционных рядах пород изученных вулканов концентрации U и Th последовательно возрастают от основных разностей к кислым (см. табл.8). При этом, хотя темп накопления этих элементов с ростом кремнекислотности пород в лавах фронтальной и тыловой зон сходен, уровни накопления их резко различны, и разница в концентрации U и Th между основными и кислыми вулканитами увеличивается от фронта к тылу дуги. Неоднократно подчеркивалось, что главной особенностью поведения РАЗ в магматическом процессе является тесная связь этих элементов со щелочностью расплавов, и прежде всего с концентрацией калия. Указывалось также, что для магматических серий разной щелочности характерен разный темп накопления U и Th с ростом К (85). Соответственно в лавах фронтальной зоны Курильской дуги (где, как указывалось, преобладают породы низкокалиевой серии) темп накопления U с ростом содержания К практически постоянный, а Th лишь слегка увеличивается, в то время как в лавах тыловой зоны (где развиты породы умеренно- и высококалиевой серии) и U и Th накапливаются преимущественно по отношению к калию. Величина отношения U/к в вулканитах фронтальной зоны лежит в пределах $(0,7\text{-}1,0)\times10^{-4}$, Th/K $(1,2\text{-}2,0)\times10^{-4}$, а в вулканитах тыловой зоны увеличивается с ростом содержания К: и/к - $(0,8\text{-}1,7)\times10^{-4}$, Th/K $-(2,0\text{-}4)\times10^{-4}$. Величина отношения Th/U также скоррелирована с содержанием К.

С востока на запад вкрест простирания Курильской дуги в сходных по кремнекислотности вулканитах вслед за увеличением их общей щелочности и калиевости отчетливо возрастает содержание и U (в 2-8 раз) и Th (в 2-Ю раз), а также величина отношения Th/U (см. табл.6-8, рис.55-57). При этом в силу большей разницы в содержании РАЗ между основными и кислыми вулканитами в тыловой зоне дуги, чем во фронтальной, поперечная зональность их распределения проявляется в кремнекислых разностях более отчетливо.

Распределение РАЭ вдоль Курильской дуги во многом сходно с распределением К и особенно Rb. Так, во фронтальной зоне дуги, у северного окончания (I вулканическая группа) и в центре ее, в месте сочленения разноориентированных флангов дуги (VI группа), проявляются отчетливые максимумы концентраций U и aTh (см. рис.24,25), что обусловлено аномальным проявлением здесь высококалиевых вулканитов.

Р и с.55. Схематическая карта распределения U (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31


I
II
III
100 км

Th

Рис.56. Схематическая карта распределения Th (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Представление о количественном выражении продольной радиогеохимической характеристики в пределах Курило-Камчатской островодужной системы в целом дает табл.13. Удельные массы РАЭ в продуктах островодужного вулканизма и отношения, рассчитанные с учетом встречаемости пород, возрастают от Восточной Камчатки и Северных Курил к Южным Курилам и северо-восточному Хоккайдо при близких количествах калия.

Ниобий, тантал, цирконий, гафний. Концентрации Fb, Ta, Zr, Hf определялись в 161 образце, однако для Ta значимые величины концентраций получены только для 22 проб, поскольку в остальных содержание Ta оказалось на пределе или ниже чувствительности использованного метода (предел обнаружения - 0,1-0,2 г/т). Охарактеризованы лавы 41 вулкана (21 подводный и 20 наземных), расположенных во фронтальной (II вулканов), промежуточной (8 вулканов) и тыловой (22 вулкана) зонах Курильской дуги. Результаты представлены в табл.6-8 и на рис.58,59.

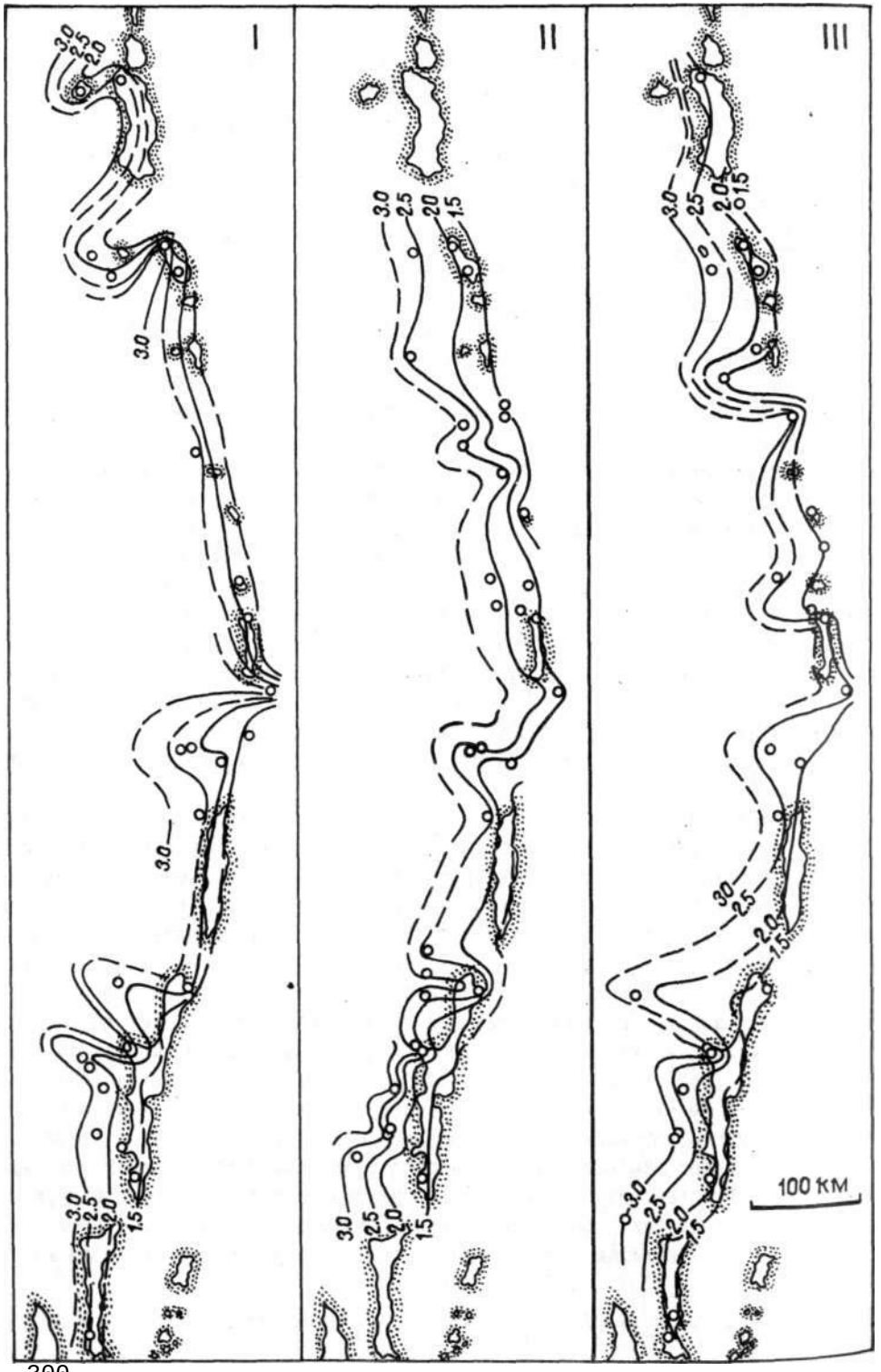
Полученные данные о концентрациях Fb, Ta, Zr, Hf в лавах курильских вулканов по порядку величины близки к ранее опубликованным для этого региона цифрам, а также к содержаниям элементов этой группы в лавах нормальных по щелочности вулканических серий Камчатки (3,39,104,121,122). Так, в отдельных пробах концентрации Nb изменяются от 0,5-0,6 до 4-6 г/т*, Нг - от 20-50 до 240-270, Hf - от 0,5 до 0,6, Ta - от 0,2 до 0,08 г/т. Величины отношения Zr/Hf в 70%проб лежат в пределах 30-70, хотя иногда отклоняются до 100 и даже более (за счет низких концентраций Hf). Значения отношения Zr/Fb в 90$ проб колеблются от 25 до 140 (причем в 70% от 25 до 100), La/Fb - от I до 10, а Zr/Y - от 2,5 до 15. Такие значения концентраций Fb, Ta, Zr, Hf, а также величины индикаторных отношений типичны для островодужных вулканитов (39,121,187).

В пределах конкретных вулканических центров с дифференцированным по SiO_2 составом лав, а также, в среднем составе пород для каждой вулканической зоны Курил концентрации элементов этой группы в общем более или менее последовательно (хотя и не очень значительно) возрастают от базальтов к дацитам и риодацитам. Так, для среднего состава пород в разных зонах в ряду базальт-дацит концентрация Fb увеличивается в 1,2-1,7 раза, Zr - в 1,2-1,9, Hf - в 1,2-1.6 раза. Однако в одинаковых по содержанию кремнезема типах пород разных вулканических зон концентрация этих элементов изменяется в таких же или даже больших пределах, возрастая от лав фронтальной зоны к лавам тыловой зоны по Nd - в 1,4-2,2 раза, Zr - 1,2-1,8, Hf - в 1,1-1,3 раза (см. табл.8). Такие вариации Zr и Nb в лавах поперечных к простиранию дуги вулканических зон свидетельствуют о проявлении здесь поперечной зональности по этим элементам. Последнее наглядно демонстрируется на представленных картах-схемах латеральных вариаций Fb (см. рис.58) и Zr (см. рис.59) в лавах Курильской дуги.

Как видно на схемах, концентрация Zr в лавах фронтальной зоны почти везде менее 2 г/т, а в тыловой зоне равна 3-4 г/т. Концентрация Zr в базальтах

*Лишь в одном образце из 161 концентрация Nd превышает 6 г/т - это дацит подводного вулкана 7.12 (15,6 г/т Nb).

Th/U



Р и с.57. Схематическая карта распределения величины отношения Th/u в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Таблица 13

Средний уровень накопления РАЭ в продуктах четвертичного вулканизма из различных зон Курило-Камчатской островодужной системы

Геологоструктурная зона	Тыловая				Промежуточная			
	U	Th	K	Th/U	U	Th	K	Th/U
Восточная Камчатка, по	I,3	2,3	I,60	I,8	I,05	I,9	I,I8	I,7
Северные Курилы	I,I	2,7	I,24	2,2	I,0	2,5	I,I8	2,4
Поперечная зона Броутона	I,6	4,0	I,58	2,4	0,78	I,9	0,98	2,4
Южные Курилы	I,6	4,4	I,45	2,8	I,25	3,5	I,24	2,7
Северо-Восточный Хоккайдо, по	I,7	7,5	I,53	4,4	I,3	5,5	I,I7	4,2

Продолжение табл. I3

Геологоструктурная зона	Фронтальная				Средние с учетом встречаемости пород			
	U	Th	K	Th/U	U	Th	K	Th/U
Восточная Камчатка, по	0,78	I,4	0,95	I,8	0,98	I,8	I,I6	I,8
Северные Курилы	0,59	I,05	0,75	I,8	0,85	I,9	I,I3	2,0
Поперечная зона Броутона	0,4I	0,82	0,54	I,9	I,0	2,5	I,I2	2,5
Южные Курилы	0,44	0,85	0,48	I,9	I,2	3,3	I,I5	2,7
Северо-Восточный хоккайдо, по	0,54	I,8	0,66	3,3	I,I	4,5	I,06	4,I

Примечание: U, Th - в г/т, K - в мас.%. Уровни накопления рассчитаны как средние взвешенные по числу объектов.

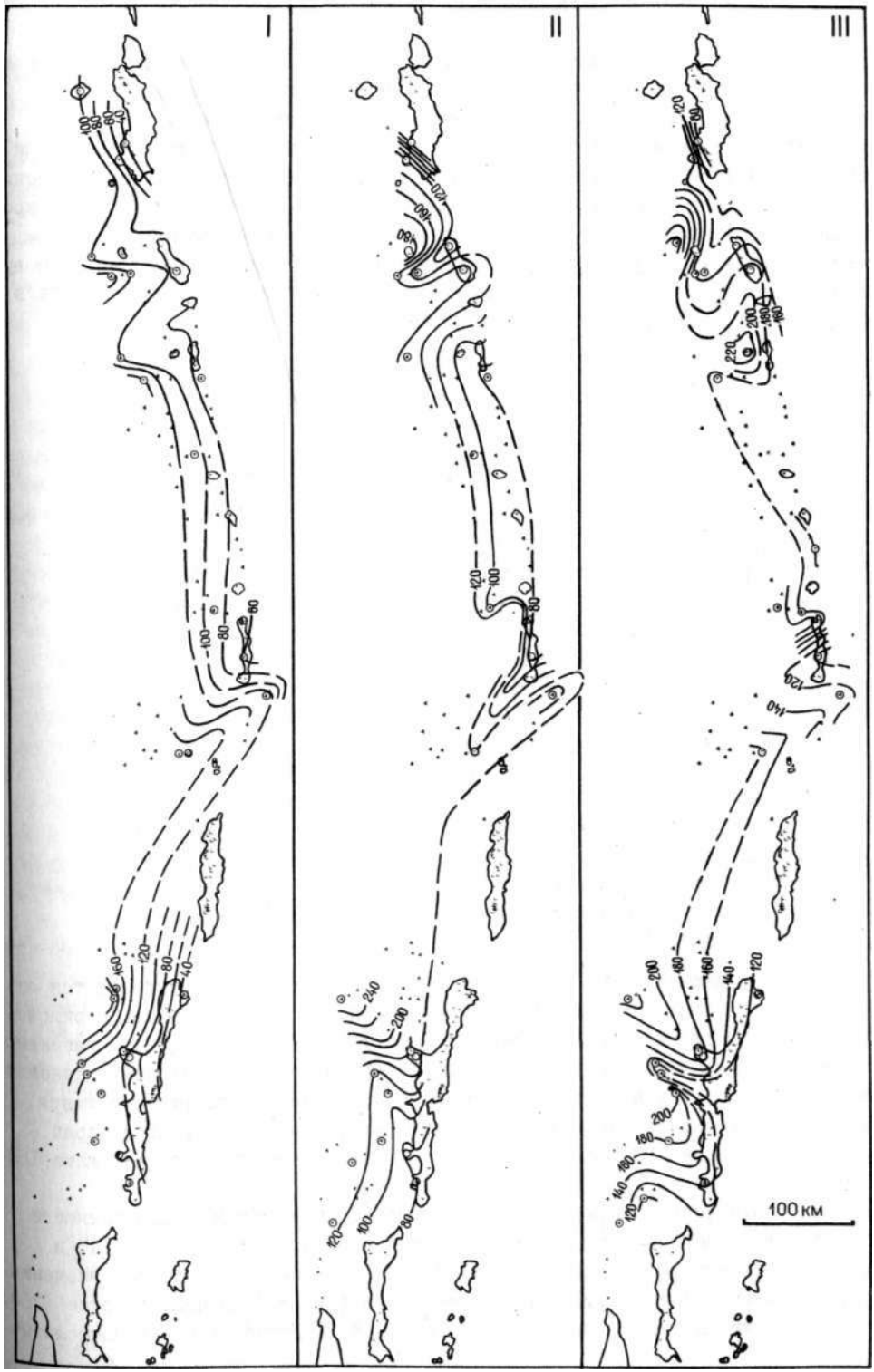
и андезито-базальтах фронтальной зоны в основном меньше 100 г/т, а в тыловой зоне - больше 100 г/т. Тем не менее в нескольких местах вдоль дуги поперечная зональность нарушается. Один из таких аномальных участков - поперечная зона Броутона, где концентрация Nb в базальтах и андезито-базальтах фронтальной зоны достигает 2 г/т, а Zr - I30-I50 г/т. Другой аномальный участок находится в районе поперечной зоны Маканруши и Чиринкотанской вулканической группы. Здесь на ряде вулканов тыловой зоны дуги в базальтах и андезито-базальтах концентрация Nb падает ниже 2 г/т (подводные вулканы 2.1, 2.3 и др.), а во фронтальной зоне достигает 3 г/т (подводный вулкан 3.10). В пределах этого же участка в андезито-базальтах и андезитах фронтальной зоны концентрация Zr увеличивается до 170-190 г/т (кальдера Тао-Русыр).

Р и с.58. Схематическая карта распределения Rb (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

NB

Zr

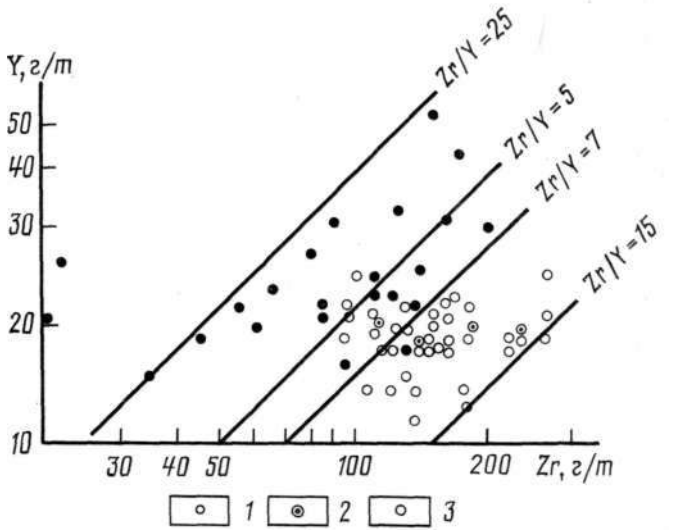


Р и с.59. Схематическая карта распределения Zr (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Уверенно различаются лавы фронтальной и тыловой вулканических зон и по величине отношения Zr/Y: в первых она лежит в основном в пределах 2,5-7, во вторых - 5-15 (рис.60). Величины других индикаторных отношений элементов этой группы в единичных пробах лав фронтальной и тыловой вулканических зон в существенной мере перекрываются, хотя по среднему составу значения отношений Zr/Hf и La/Nb в лавах фронтальной зоны дуги ниже, а отношений Zr/Nb (кроме андезито-базальтов) выше, чем в лавах тыловой зоны (табл.14).

Редкоземельные элементы (РЗЭ). Концентрации РЗЭ определены в лавах 55 вулканов, в том числе 32 подводных вулканов. Ранее эти материалы, хотя и не в полном объеме, уже были рассмотрены нами (19).



Р и с.60. Соотношение концентраций Zr и Y в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - вулканические зоны: I - фронтальная; 2 - промежуточная, 3 - тыловая

Суммарное содержание РЗЭ в лавах Курильской островной дуги колеблется от 20-40 до 100-120 г/т, а в одной пробе достигает 170 г/т (см. табл.2 приложения). Сходные вариации концентраций РЗЭ наблюдаются в лавах низко-, умеренно- и отчасти высококалиевой серий Камчатки, тогда как в более щелочных разновидностях лав этого региона - высококалиевой, субщелочной, шошонит-латитовой, калиевой базальтоидной, щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовой серий - суммарное содержание РЗЭ обычно превышает 100, а во многих образцах даже 150-200 г/т (41,43).

Величина отношения La/Yb, характеризующая степень дифференцированности РЗЭ, в большинстве проб курильских лав изменяется от 0,8-2,5 до 10-14, и только в четырех пробах поднимается до 16-20. В целом преобладающие значения отношения La/Yb типичны для островодужных лав (41,186), однако высокие *(>10)* отношения являются аномальными. Так, в разных по щелочности и кремнекислотно-

Таблица 14

Величина некоторых индикаторных геохимических отношений в среднем составе четвертичных лав Курильских островов

Тип породы	Zr/Hf			Zr/Nb			Zr/Y			La/Nb		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т
Базальты	42	45	55	54	6I	49	4,2	6,6	7,4	4,I	5,9	4,7
Андезито-базальты	49	47	62	58	50	65	4,7	6,7	8,5	3,8	5,I	7,7
Андезиты	60	58	66	89	78	5I	5,0	8,7	9,9	5,I	4,6	6,4
Кислые	49	30	58	86	60	44	4,8	-	I3,2	3,8	-	6,0

Примечание. Ф- фронтальная зона дуги; П - промежуточная зона дуги; Т - тыловая зона дуги.

сти островодужных лавах Камчатки величина отношения La/Yb лежит в пределах 1-9 и лишь в лавах высококалиевой и шошонит-латиновой серий иногда поднимается до 10-14. Высокие же значения отношения La/Yb (>10, а иногда и >15) характерны здесь для пород "неостроводужных" серий: щелочно-оливин-базальт-комендитовой Срединного хребта, а также шошонит-латитовой и калиевой базальтоидной Западной Камчатки (38,39).

Величины отношения Ba/La в лавах Курил лежат в обычных для магматических пород островных дуг пределах: от 16-20 до 80-85 (187,253). На графике парной корреляции (Ba-La)-поле курильских вулканитов почти в точности соответствует полю четвертичных вулканитов Хоккайдо и северо-восточного Хонсю. Средний состав четвертичных вулканитов Камчатки также попадает в эти пределы, хотя в целом по сравнению с курильскими и японскими лавами несколько смещен в область относительно высоких величин отношений Ba/Ъa (рис.61). Типично островодужными (187) в лавах Курил являются и величины отношения La/Nb, изменяющиеся от 2 до 12 (рис.62). В этих же пределах лежат значения отношений La/Nb для лав Новых Гебрид, Санторина, Южного Чили, островодужных серий Камчатки, тогда как в лавах, связанных с рифтогенными структурами (рифт Рио-Гранде, базальт-комендитовая серия Срединного хребта Камчатки), значения отношений La/Nb меньше 2 (см. рис.62.).

На графиках Ba-La, La-Nb лавы фронтальной и тыловой зон Курильской островной дуги занимают достаточно обособленные поля (за счет разного содержания каждого из элементов), однако по величинам отношений Ba/La и Nb/La не отличаются.

Вместе с тем общее содержание и степень фракционирования РЗЭ заметно изменяются вкрест Курильской дуги. Лавы фронтальной зоны характеризуются в целом более низкими концентрациями РЗЭ, чем лавы тыловой зоны (табл.15). Обогащение →

Рис.61. Соотношение концентраций Ba и La в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - лавы вулканических зон Курильской островной дуги: I - фронтальная: 2 - промежуточная, 3 - тыловая; 4 - средний состав лав островолужных вулканических серий Камчатки (Вольнец и др., 1981 г./I); 5 - средний состав базальтов окраинных морей (164); 6 - средний состав толеитов срединно-океанических хребтов (248); 7 - лавы Гавайско-Императорского хребта (164); 8 - границы поля лав Алеутской дуги (204,217): 9 - границы поля лав дуги Хоккайдо и северо-восточного Хонсю (203,253;

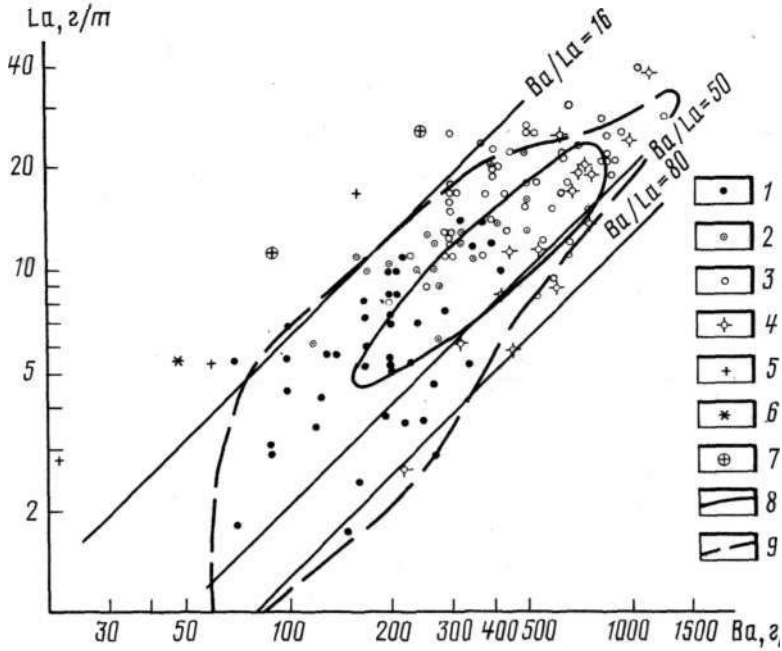
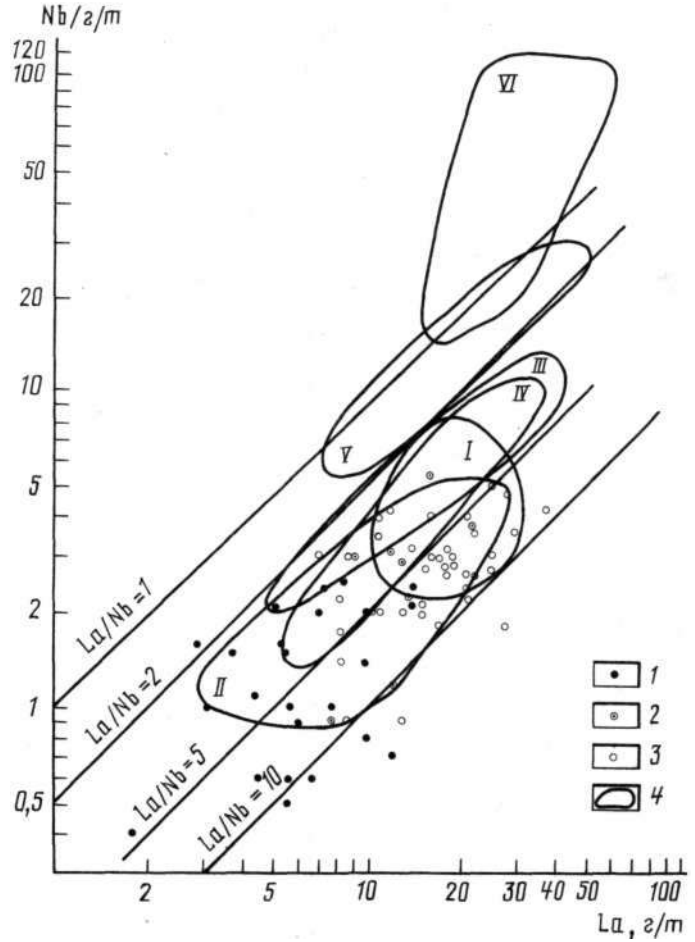


Таблица 15

Среднее содержание РЗЭ и Y в четвертичных лавах Курильской островной дуги

	Базальты			Андезито-базальты			Андезиты			Кислые породы	
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	Т
La	5,8	I0,I	I3,3	6,6	I3,3	I7,7	8,2	II,2	2I,3	6,6	22,3
Ce	I3,I	I9,7	27,3	I5,I	24,9	3I,5	I8,0	23,2	39,0	I5,I	43,5
Pr	I,9	-	3,4	2,0	3,7	3,9	I,8	2,9	4,0	2,2	4,4
Nd	9,3	I0,2	I5,7	I0,0	I5,7	I8,9	I2,0	I5,0	I9,7	I5,6	I5,I
Sm	2,8	3,7	4,5	3,I	4,I	4,I	4,6	4,I	4,I	3,7	3,I
Eu	0,9	I,2	I,3	I,I	I,I	I,4	I,4	I,3	I,2	I,5	0,6
Gd	3,3	2,4	4,I	3,9	3,9	4,2	5,5	3,8	3,7	5,4	2,8
Dy	3,9	2,8	3,6	4,I	3,7	3,9	5,6	4,0	3,5	6,0	2,2
Ho	0,8	0,6	0,7	I,0	0,7	0,8	I,4	0,8	0,8	I,4	0,4
Fn	2,2	2,0	2,3	2,7	2,4	2,3	4,I	2,4	2,I	4,0	I,3
Yb	2,4	2,5	2,3	2,9	2,5	2,4	4,2	3,2	2,2	4,I	I,7
Lu	0,39	0,2I	0,34	0,40	0,24	0,33	0,56	0,32	0,33	0,44	
∑РЗЭ	46,8	55,4	78,8	52,9	76,2	9I,4	67,4	72,2	I0I,9	66,0	97,7
Y	I7,8	I5,5	I8,5	2I,0	I9,3	I7,5	28,6	2I,3	I7,3	30,6	I3,0
La/Yb	2,4	4,0	5,8	2,3	5,3	7,4	I,9	3,5	9,7	I,6	I3,I
n	I4	5	24	I8	I0	I5	II	9	I8	7	4

Примечание: Ф - фронтальная зона дуги, П - промежуточная зона, Т - тыловая зона, n - количество анализов.

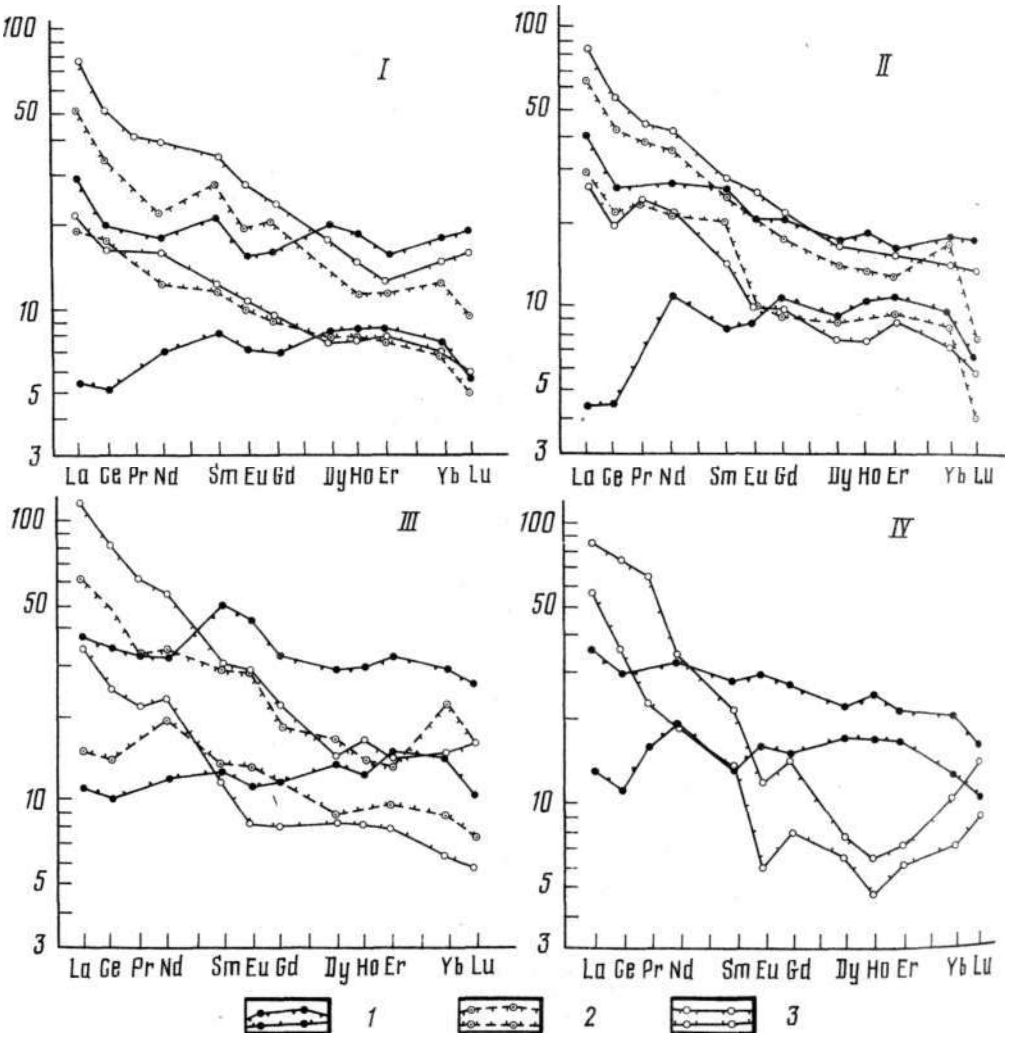


La, г/т

Р и с.62. Соотношение концентраций Nd и La в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - лавы разных вулканических зон Курильской дуги: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая; 4 - поля вулканитов разных регионов: I - высококалиевая и шошонит-латитовая серии Камчатки; II - умеренно-калиевая и шошонит-латитовая серии Новых Гебрид (191,213); III - умеренно-калиевая серия о-ва Санторин, Эоловая дуга (212); IV - умеренно-калиевая серия Южного Чили (185, 195); V - низко-, умеренно- и высококалиевая серии рифта Рио-Гранде (176); VI - базальт-колиндритовая серия Срединного хребта Камчатки

лав тыловой зоны по сравнению с лавами фронтальной зоны происходит за счет легких РЗЭ при сходных (базальты, андезито-базальты) или более низких (андезиты и особенно кислые породы) концентрациях тяжелых и средних РЗЭ (рис.63, табл.15). При этом с ростом кремнекислотности пород количество РЗЭ, обогащающих лавы тыловой зоны, уменьшается. Так, базальты тыловой зоны по сравнению с базальтами фронтальной зоны обогащены группой РЗЭ от La до Gd, андезито-базальты - от La до Eu, андезиты - от La до Nd, дациты и риодациты - от La до Pr. в том же направлении (от основных пород к кислым) в лавах тыловой

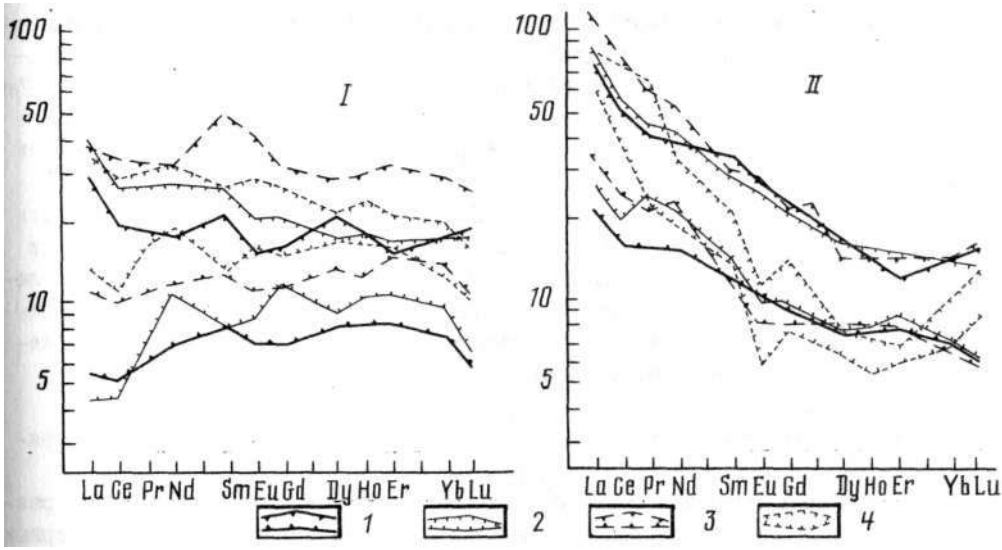


Р и с.63. Нормированные по хондриту графики распределения РЗЭ в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - поля состава РЗЭ разных вулканических зон: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая; I - базальт, II - андезито-базальт, III - андезит; IV - кислые породы. Нормирование проведено по хондриту (177)

зоны увеличивается дефицит тяжелых РЗЭ. Заметим, что лавы промежуточной зоны Курильской дуги на графиках нормированного распределения РЗЭ по уровню содержания их закономерно занимают промежуточное положение между породами фронтальной и тыловой зон дуги.

Лавы фронтальной зоны независимо от кремнекислотности пород характеризуются субгоризонтальными нормированными по хондриту трендами распределения РЗЭ причем для образцов с минимальными концентрациями (5-15 хондритовых) спектр РЗЭ даже обеднены легкими лантаноидами по сравнению с тяжелыми (рис.64). В целом с ростом кремнекислотности пород от базальтов к кислым лавам постепенно возрастает нижний предел концентраций РЗЭ, однако верхний предел концентраций максимален не для дацитов, а для андезитов. Величина отношения

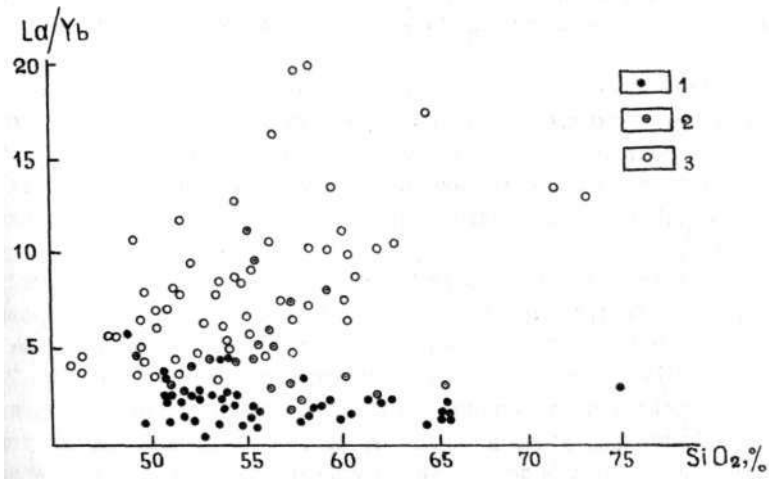


Р и с.64. Нормированные по хондриту графики распределения РЗЭ в лавах фронтальной (I) и тыловой (П) вулканических зон Курильской островной дуги 1 - базальты; 2 - андезито-базальты; 3 - андезиты; 4 - кислые породы

Нормирование проведено по хондриту (177)

La/Yb в лавах фронтальной зоны практически не зависит от кремнекислотности пород (рис.65), а в среднем даже несколько уменьшается от базальтов к кислым лавам (см. табл.15).

Лавы тыловой зоны всегда обогащены легкими лантаноидами по сравнению с тяжелыми (см. табл.15), и кривые распределения их характеризуются заметным наклоном слева направо (см. рис.64). При этом от базальтов к андезитам наблюдается постепенное увеличение концентраций легких РЗЭ (от а до Nd), тогда



Р и с.65. Соотношение величины отношения La/Yb с SiO_2 в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - вулканические зоны: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая

как в остальной области спектра (от Sm до Yb) тренды субпараллельны и почти совпадают. Уровень концентраций La и Ce в дацитах и риодацитах в среднем несколько повышен (хотя максимальные концентрации этих элементов отмечены не в кислых породах, а в андезитах), а в области от Nd до Yb - понижен по сравнению с базальт-андезитовой группой пород, так что тренд для кислых ЛАВ занимает секущее положение по отношению к трендам основных-средних пород.

Резкое уменьшение концентраций этой группы РЗЭ в кислых лавах может быть связано с тем, что главным темноцветным минералом кумулуса при образовании кислых расплавов становится амфибол. Действительно, коэффициенты распределения средних и тяжелых РЗЭ в амфиболах андезит-риолитовых лав лежат в пределах 3-8, тогда как для легких РЗЭ близки к I (172,192,225). Это предположение хорошо согласуется с минеральным составом лав тыловой зоны Курильской островной дуги.

Величина отношения La/Yb в лавах тыловой зоны в целом обнаруживает прямую корреляцию с содержанием в них кремнезема (см. рис.65).

Среди лав промежуточной зоны по величине отношения La/Yb выделяются разности, соответствующие породам как фронтальной, так и тыловой зоны. В первых величина отношения La/Yb не зависит от содержания sio_2 в лавах, тогда как во вторых - прямо связана с ним (см. рис.65).

В 97 пробах, для которых определен полный спектр РЗЭ, были рассчитаны значения Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = Eu/1/2(Sm + Nd)_n$). Нами принято допущение, что вариации величины отношения Eu/Eu в пределах 1+-0,15 являются случайными, *я* при больших значениях отклонения - значимыми. При таком допущении отсутствие Eu- аномалии зафиксировано лишь в 40 пробах, тогда как в 48 наблюдается отрицательная, а в 9 - положительная аномалия. Наиболее часто пробы, в которых Eu-аномалия отсутствует, встречаются среди андезито-базальтов и андезитов (46% проб), тогда как в базальтах и особенно кислых породах доля таких проб снижается (38 и 22% соответственно). Отрицательная аномалия проявлена в 40-45% проб андезито-базальтов и андезитов и в ~ 55% базальтов и кислых пород. Какой-либо существенной разницы в вариациях величины отношения Eu/Eu в одинаковых по кремнекислотности типах лав из разных зон дуги не установлено.

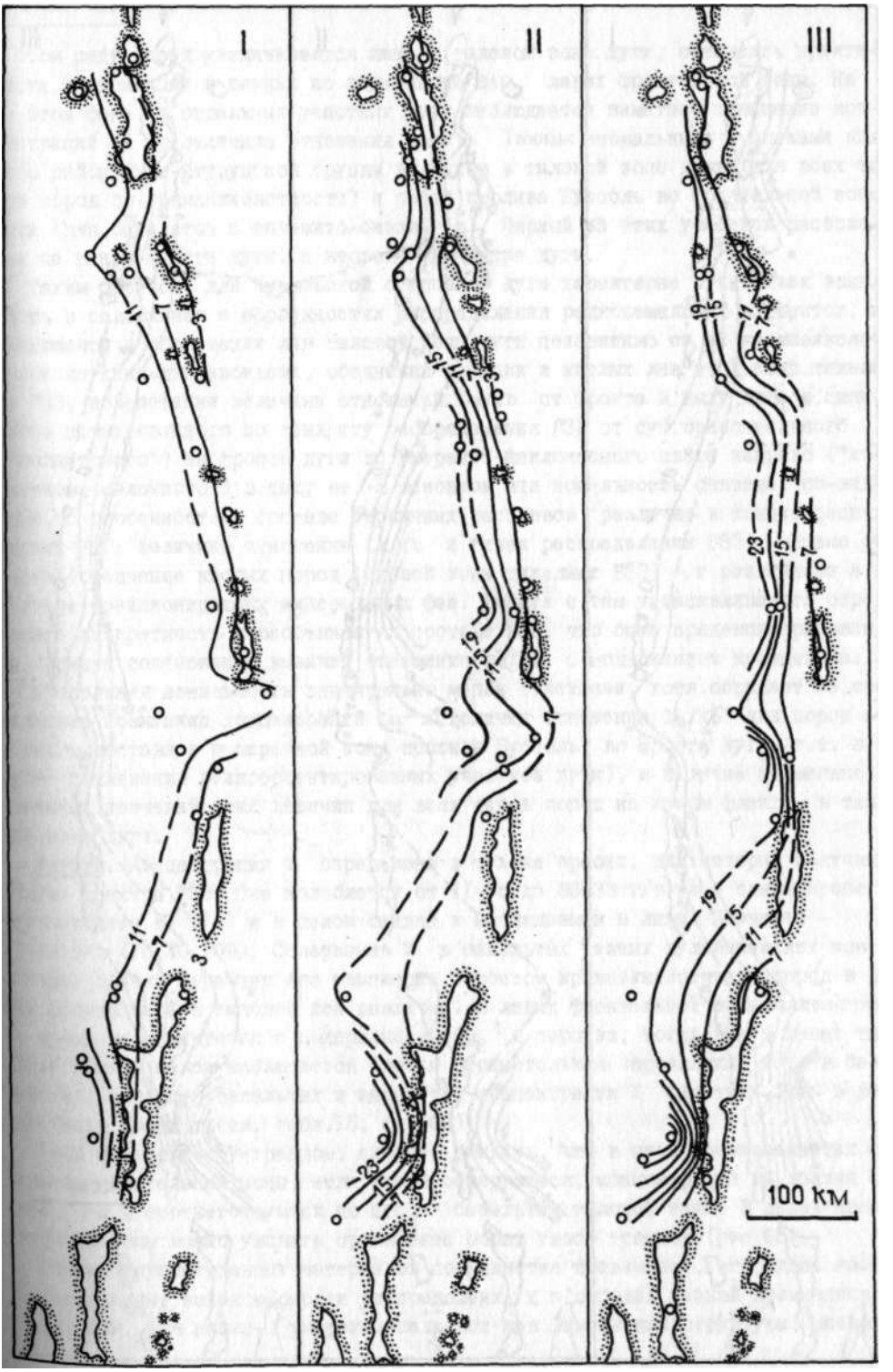
Широкое распространение среди курильских лав пород с аномальными значениями величины Eu/Eu указывает, по-видимому, на заметное участие плагиоклаза в процессах фракционирования расплавов (20). Однако следует учесть, что значительная величина этой аномалии наблюдается лишь в единичных пробах - значения $Eu/Eu^* < 0,5$ отмечены только в шести пробах, а $> 1,4$ - только в двух пробах.

Для наглядного представления о латеральных вариациях концентраций легких лантаноидов и степени фракционирования РЗЭ в лавах Курильской островной дуги составлены карты-схемы пространственного распределения содержаний La и величины отношения La/Yb в породах. Как видно на этих схемах (рис.66,67), концентрации La и величины отношений La/Yb в каждом типе пород по кремнекислотности последовательно увеличиваются от фронта к тыловой части дуги. При этом в ряду от базальтов до андезитов уровни концентраций La возрастают и во фронтальной, и в тыловой зоне дуги, однако величины отношения La/Yb

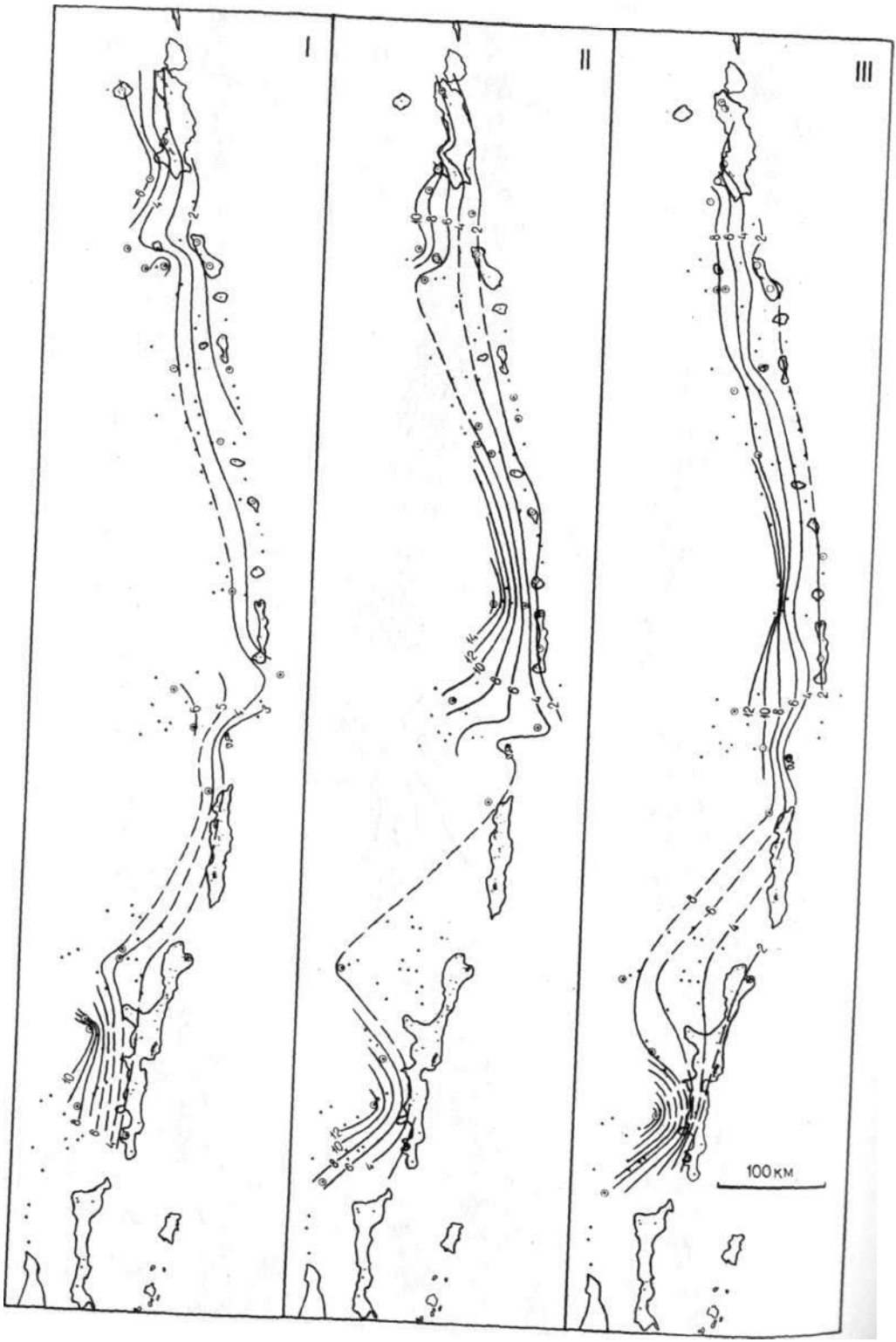
Р и с.66. Схематическая карта распределения La (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

La



La/Yb



Р и с.67. Схематическая карта распределения величины отношения La/Yb в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

в этом ряду пород увеличиваются лишь в тыловой зоне дуги, оставаясь практически постоянными в разных по содержанию SiO_2 лавах фронтальной зоны. На На этом фоне на отдельных участках дуги наблюдается заметное повышение концентраций La и величины отношения La/Yb. Такими аномальными участками являются район Южно-Итурупской группы вулканов в тыловой зоне дуги (для всех типов пород по кремнекислотности) и район пролива Буссоль во фронтальной зоне дуги (для базальтов и андезито-базальтов). Первый из этих участков расположен на южном фланге дуги, а второй - в центре дуги.

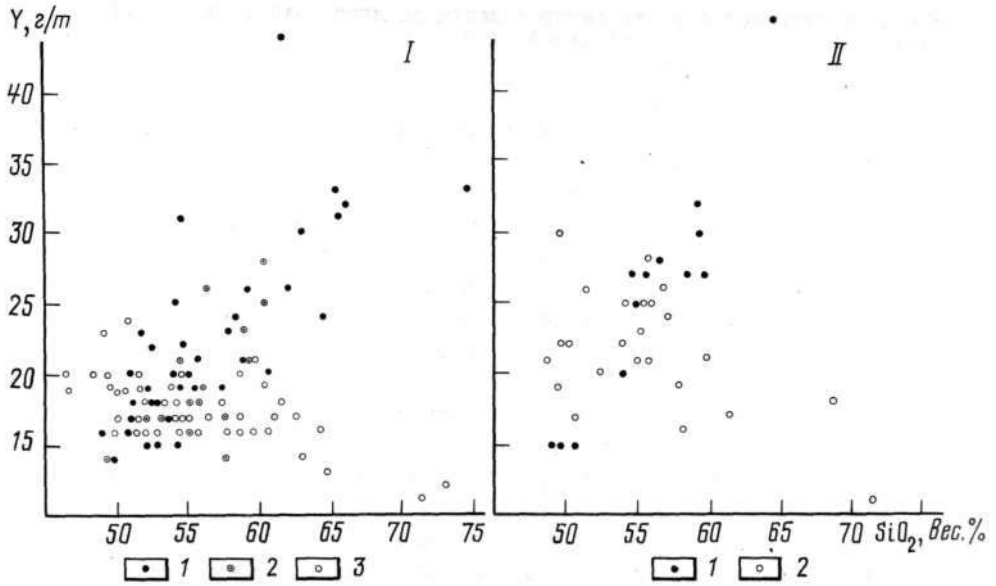
Таким образом, для Курильской островной дуги характерна отчетливая зональность в содержании и особенностях распределения редкоземельных элементов, выражающаяся в обогащении лав тыловой зоны дуги независимо от их кремнекислотности легкими лантаноидами, обеднении средних и кислых лав этой зоны тяжелыми РЗЭ, возрастании величины отношений La/Yb от фронта к тылу дуги и смене типов нормированного по хондриту распределения РЗЭ от субгоризонтального ("толеитового") на фронте дуги до умеренно-наклоненного слева направо ("известково-щелочного") в тылу ее. В основном эта зональность связана, по-видимому, с особенностями состава первичных расплавов (различия в концентрациях летких РЗЭ, величине отношения La/Yb и типах распределения РЗЭ), однако отчасти (обеднение кислых пород тыловой зоны тяжелыми РЗЭ) - с различиями в составе фракционирующих минеральных фаз. Вместе с тем устанавливается определенная дискретность в особенностях состава РЗЭ, что было продемонстрировано на примере соотношения величин отношения La/Yb с содержанием кремнезема.

-Продольная зональность значительно менее отчетлива, хотя обращает на себя внимание повышение концентраций La и величин отношения La/Yb для пород основного состава в поперечной зоне пролива Буссоль, во фронте дуги (т.е. в месте сочленения разноориентированных участков дуги), и наличие аномально повышенных значений этих величин для всех типов пород на южном фланге, в тыловой зоне дуги.

Иттрий. Концентрация Y определена в тех же пробах, для которых получены полные спектры РЗЭ. Она колеблется от II—15 до 30-33 г/т (а в одной пробе достигает даже 44 г/т) и в целом близка к наблюдаемым в лавах Камчатки - II-48 г/т (18,40,109). Содержание Y в базальтах разных вулканических зон близко, однако характер его изменения с ростом кремнекислотности пород в левах фронтальной и тыловой зон различен. В лавах фронтальной зоны концентрация Y прямо коррелируется с содержанием SiO_2 в породах, тогда как в лавах тыловой зоны в целом наблюдается слабая отрицательная корреляция, хотя в базальтах, андезито-базальтах и андезитах концентрации Y близки и лишь в дацитах резко убывают (см. табл.15, рис.68).

Судя по характеру трендов, следует ожидать, что в низкокремнеземистых базальтах фронтальной зоны, если такие обнаружатся, концентрации Y должны быть ниже, чем в соответствующих по SiO_2 базальтах тыловой зоны. В лавах промежуточной зоны можно уловить проявление обоих типов трендов (рис.68).

Анализ опубликованных материалов по Камчатке показывает, что здесь наблюдаются сходные закономерности распределения Y в породах разной кремнекислотности. Так, для низко-, умеренно-калиевых лав Гамченской структуры, располо-



Р и с.68. Соотношение концентраций Y И SiO_2 в четвертичных лавах Курильской островной дуги

женной во фронтальной зоне Восточного вулканического пояса (18), характерна прямая корреляция концентраций у с SiO_2, тогда как для лав высококалиевой и шошонит-латитовой серий центральной и тыловой зон вулканического пояса Срединного хребта (40) - слабая отрицательная корреляция (см. рис.68).

Вследствие отличия в поведении у в лавах фронтальной и тыловой зон Курильской островной дуги поперечная зональность по У, отсутствующая в базальтах, проявляется во всех остальных типах пород по SiO_2, причем с ростом кремнеземистости лав она становится все более яркой.

Отличие в поведении Y в средних и кислых лавах при сходстве концентраций его в базальтах может быть связано с различиями в составе фракционирующих фаз, поскольку коэффициент распределения у между минералами и расплавом резко различен для разных минералов. Так, коэффициент распределения у в плагиоклазе средних и кислых лав - 0,1 (232), в клино- и ортопироксене - 0,8-1,1 (184), а в амфиболе - от 3 в андезитах - до 8-10 в риолитах CI84). Таким образом, существенное накопление в средних и кислых лавах фронтальной зоны по сравнению с базальтами может быть связано с большей долей плагиоклаза в кумулусе при отсутствии его в составе амфибола, а слабое последовательное уменьшение концентраций У в лавах тыловой зоны по мере роста SiO_2 в них - с участием в составе фракционирующих фаз амфибола. Последнее хорошо согласуется с отличиями в составе минералов-вкрапленников в лавах тыловой и фронтальной зон.

Ранее концентрации У в четвертичных лавах Курильской островной дуги анализировались рентгеноспектральным методом А.И.Абдурахмановым с соавт. (3,6;, которые пришли к выводу об отсутствии закономерных изменений в содержании этого элемента в зависимости от кремнекислотности, щелочности пород и географического положения вулканов. Полученные нами данные, несмотря на сходный с опубликованными цифрами порядок величин, обнаруживают наличие упорядоченных

трендов изменения концентраций Y от основных пород к кислым (разный в разных зонах) и свидетельствуют об отчетливо проявленной поперечной зональности по У в средних и кислых лавах.

Заключение. Как показал анализ полученных данных, для четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги характерно проявление поперечной геохимической зональности в распределении многих редких элементов, части главных элементов, а также ряда их индикаторных отношений. Наиболее четко с востока на запад, от фронта к тылу дуги, возрастают концентрации таких некогерентных редких элементов, как K, Rb, Li, Ba, Sr, Be, U, Th, La, Ce, Nd, Zr, W, И величины отношений Rb/Sr, La/Yb, Sr/Ce, Th/U, Zr/Y, La/Hb, $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$.В основных и средних породах в том же направлении растут концентрации ряда других как некогерентных - P, F, Mo, Hf, так и когерентных -Mg, Hi, Cr элементов и величина отношения (Hi+Cr)/v, а в кислых и средних - РЬ. В то же время от фронтальной к тыловой зоне дуги во всех типах лав по кремнекислотности уменьшаются концентрации Fe, V, величины отношений Na_2O/K_2O, $(FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$, K/Rb, Zr/Hb, а В средних и КИСЛЫХ разностях, кроме того, - Ca, Ti, Cu, Zn, Y, Yb. Отчетливых направленных вариаций в распределении A1, Ha, в, Co, Sn во всех типах пород, а также Ti, Ca, Си, тяжелых РЗЭ и Y, Zn, Pb в базальтах не установлено. При этом для фронтальной зоны дуги по сравнению с тыловой характерно более частое проявление глубоко дифференцированных ассоциаций пород и более широкое распространение пород толеитовой серии.

Вопрос о природе геохимической зональности подробно обсуждается в заключительном разделе монографии. Здесь же отметим только три момента.

1. Наличие или отсутствие зональности по отдельным элементам или группам элементов, а также степень контрастности ее в лавах фиксированной кремнекислотности зависят не только от различия в уровнях концентрации элементов в исходных расплавах, но и от особенностей фракционирования расплавов в разных зонах дуги. Последние, в свою очередь, в большей мере определяются отличиями в уровнях содержания и парциального давления летучих в соответствующих расплавах. Многочисленные примеры подобного рода приведены при анализе особенностей распределения отдельных элементов, в частности P, P, Y, Yb и др.

2. Поперечная геохимическая зональность, подобная установленной для Курильской островной дуги, наблюдается и для многих других островных дуг и активных континентальных окраин. Так, на Южной Камчатке, являющейся северным продолжением Курильской островной дуги, в одинаковых по кремнекислотности породах от фронтальной к тыловой зоне увеличиваются концентрации Ha, K, Rb, Li, Ba, Sr, P, Be, La, Ce, величины отношений K/Ha, Rb/Sr, Sr/Ca, P/B, La/Yb и уменьшается отношение K/Rb; в базальтах, кроме того, увеличиваются концентрации MgO, Hi, Co, Ti, P, отношение Ti/Si, уменьшаются концентрации Fa0, caO и отношение CaO/MgO (107,121). На северо-восточном Хоккайдо - южном продолжении Курильской дуги - на запад от вулканического фронта в лавах возрастают концентрации к, Ba, Th, Hf, легких РЗЭ и величина отношения La/Sm. Лавы фронтальной вулканической зоны здесь значительно чаще дают тренДы. обогащенные железом, чем лавы тыловой зоны, и соответственно в общем обобщены V и Sc. Щелочные оливиновые базальты тыловой зоны наиболее богаты Cr (203).

В известной сводке Дж.П.Гилла (186) для шести островных дуг (включая Курильскую дугу и дугу северо-восточного Хоккайдо) показано, что концентрации

в лавах K, Rb, La, Th, U, а также величины отношений La/Yb и Rb/Sr почти всегда возрастают вкрест простирания дуг, от фронтальных к тыловым зонам их, а содержание P, F, Sr, Ba, Zr и величины отношений Th/U, Ba/Sr, U/Pb либо возрастают, либо остаются на одном уровне, тогда как значения отношений K/Rb, Ba/La и Zr/Rb обычно уменьшаются. Данные по другим островным дугам и активным континентальным окраинам позволяют добавить к списку элементов, обогащающих лавы тыловой зоны Nb (195,250,255), а фронтальной - Sr (195,250). В ряде случаев, кроме уже упомянутых Курил, Южной Камчатки и северо-восточного Хоккайдо, островодужные базальты с удалением от вулканического фронта становятся менее железистыми и содержат больше и и Cr, как это наблюдается, например, в японских дугах (210,250) и было отмечено в общем виде для островных дуг П.Якишем и А.Уайтом (202) и Дж.Гиллом (186). При этом преимущественно толеитовые базальты фронтальной зоны дуги сменяются щелочными базальтами в глубоком тылу ее. Обогащение Ni± и Cr базальтов и андезито-базальтов тыловой зоны наблюдается и в вулканическом поясе Южного Чили (195). Наконец, в ряде работ для вулканических дуг северо-восточной Японии показано увеличение от фронта к тыловым частям их концентраций H_2O в магмах (210,238).

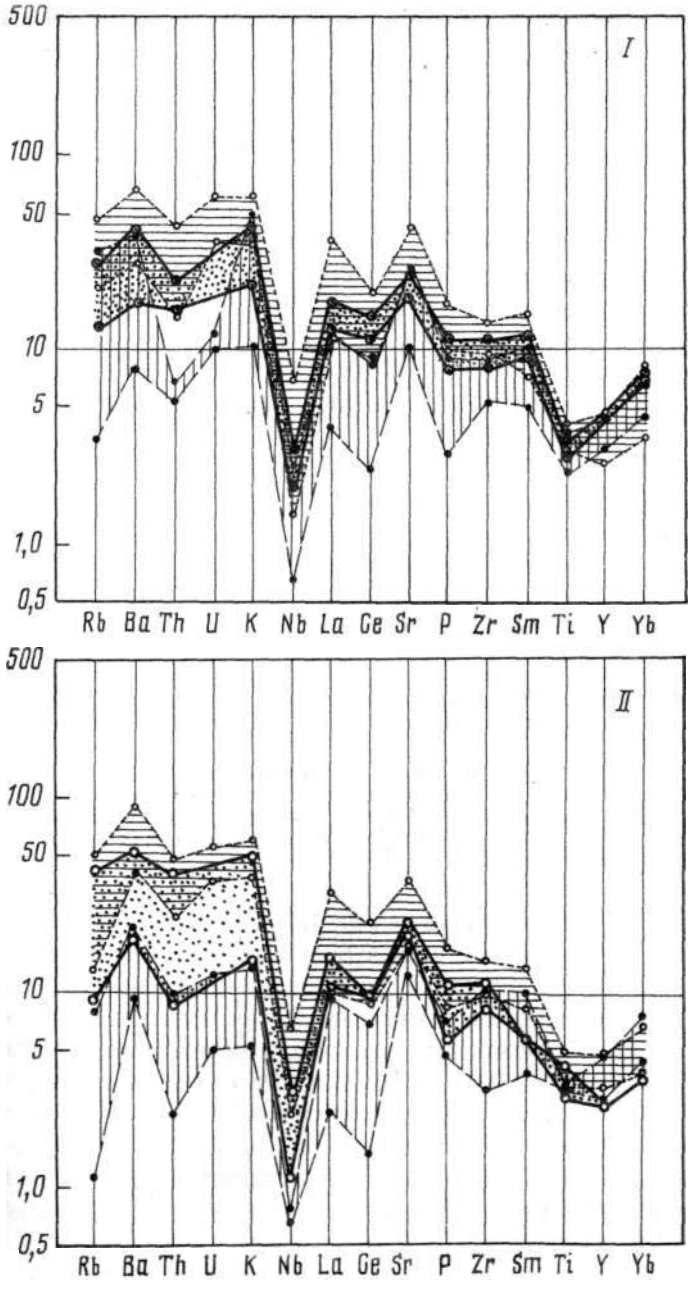
Таким образом, поперечная геохимическая зональность, наблюдаемая для Курильский островной дуги, является типичным проявлением вариаций вещественного состава вулканических пород на границе континент-океан.

3. На графиках нормированных по недеплетированной мантии концентраций гигрома гматофильных редких элементов в базальтах, используемых для дискриминации пород разных геотектонических обстановок (197), отчетливо видно, что в лавах Курильской островной дуги, несмотря на существенное увеличение содержаний большинства этих элементов от фронтальной к тыловой зоне, главные особенности распределения сохраняются (рис.69). В базальтах всех зон проявляются одни и те же аномалии (резкий минимум по Nd и максимум по Sr при менее глубоких минимумах по Th и Ce), хотя от фронта к тылу дуги наклон распределений несколько возрастает, а величина аномалий слегка уменьшается. Сходные особенности распределения гигромагматофильных редких элементов характерны для базальтов разных по щелочности островодужных серий Камчатки (рис.70), а также других островных дуг и активных континентальных окраин (43,197).

Что касается продольной зональности, то наиболее ярко она проявляется во фронтальной зоне дуги, где на северном окончании (вулканы о-ва Парамушир) и в центральной части ее, в месте стыка двух резкоориентированных флангов дуги (подводные вулканы пролива Буссоль и южного окончания о-ва Симушир), отмечены лавы повышенной калиевой щелочности, соответственно обогащенные литофильными редкими элементами. Повышенная щелочность характерна и для северного окончания тыловой вулканической зоны Курил, где широко распространены субщелочные базальты, практически отсутствующие на остальных участках тыловой зоны.

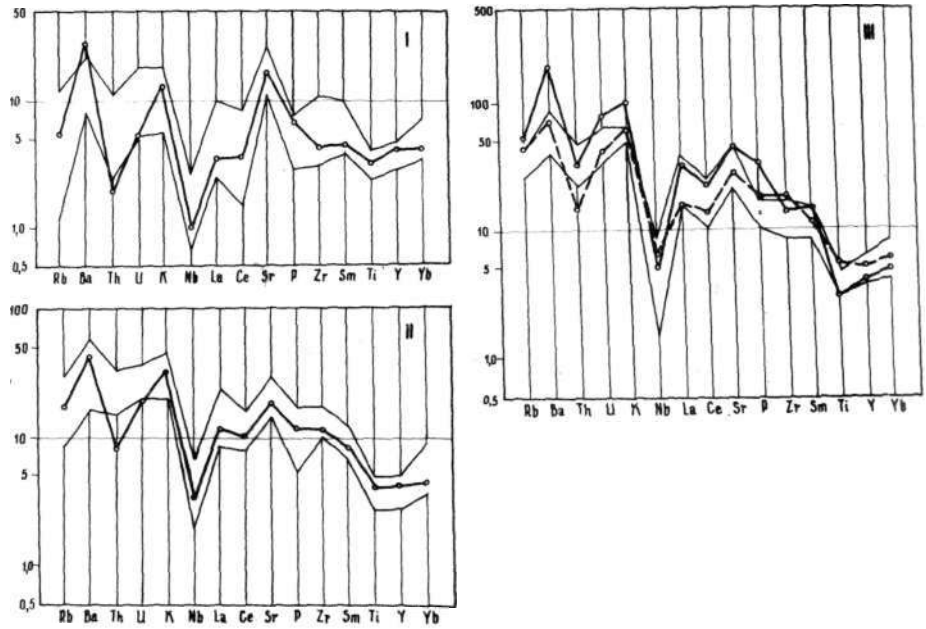
3.2. МИНЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Данные о минеральном составе лав Курильской островной дуги до сих пор были опубликованы только по отдельным вулканам, а вопрос о поперечной минеральной зональности практически не рассматривался. Указывалось лишь на преобладание в лавах фронтальной зоны двупироксеновых, а в лавах тыловой зоны - амфиболсодержащих парагенезисов вкрапленников (56,155). Вместе с тем важность исследования изменчивости минерального состава вулканитов очевидна, поскольку она



Р и с.69. Диаграмма нормированного по недеплетированной мантии распределения редких элементов в четвертичных базальтах Курильской островной дуги

1-3 - вулканические зоны: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая. I - Северные Курилы: П - Южные Курилы. Для нормированного использования данные 251



Р и с.70. Диаграмма нормированного по недеплетированной мантии распределения редких элементов в базальтах разных по щелочности вулканических серий Курил (поля) и Камчатки (линии для среднего состава по (Волннец и др., 1987)

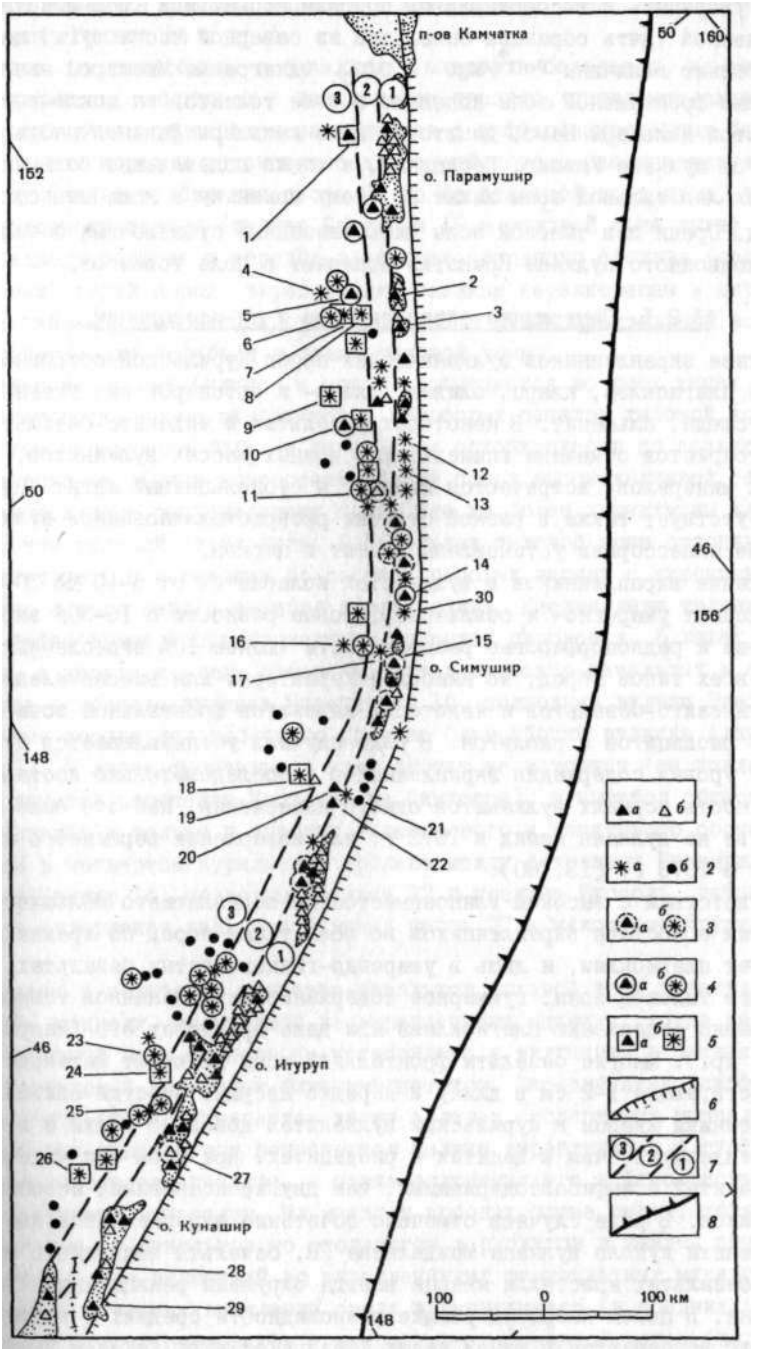
1-II - серии пород по щелочности: I - низкокалиевая: II - умеренно-калиевая, III - высококалиевая. Ш - для Камчатки: четвертичные высококалиевые базальты осевой части Срединного хребта (пунктир) и плиоценовые шошонитовые базальты западного склона Срединного хребта (сплошная линия). Для нормированного использованы данные (251)

отражает вариации не только химизма магматических расплавов, но и (Р-Т)-условий их кристаллизации. В связи с этим в ходе систематического изучения подводного вулканизма Курильской островной дуги было предпринято специальное сравнительное исследование минерального состава лав наземных и подводных вулканов разных зон дуги *(37)*. С помощью рентгеновских микроанализаторов CAMEBAX (ИВ ДВО АН СССР) и "САМЕСА MS-46" (ИГЕМ АН СССР) состав минералов определен в 50 образцах с 30 наземных и подводных вулканов, расположение которых показано на рис.71. Привлечены также данные по вулкану Алаид из работы (157). Всего в работе использовано около 2000 микрозондовых анализов состава минералов. Средний состав отдельных минеральных фаз по анализированным объектам

→

Р и с.71. Схема расположения наземных и подводных вулканов Курильской островной дуги с различными ассоциациями вкрапленников темноцветных минералов

I - активные (а) и потухшие (б) наземные вулканы с двупироксеновыми ассоциациями вкрапленников; 2 - четвертичные подводные вулканы (а) с Двупироксеновыми ассоциациями вкрапленников и подводные вулканические горы (б); с измененными породами; 3 - наземные (а) и подводные (б) вулканы с дву пироксеновыми ассоциациями вкрапленников и небольшим количеством амфибола обычно в кислых породах; 4 - наземные (а) и подводные (б) вулканы с амфиболеодержашими ассоциациями вкрапленников; 5 - наземные (а) и подводные (о) вулканы с биотитсодержашими ассоциациями вкрапленников; 6 - вулканический фронт; 7 - ГР ницы между фронтальной (I), промежуточной (2) и тыловой (3) вулканическими зонами; 8 - ось Курило-Камчатского глубоководного желоба. Номерами на схеме отмечены вулканы, поводы которых изучались на микроанализаторе


п-ов Камчатка
о. Парамушир
о. Симушир
о. Итуруп
о. Кунашир
50
160
152
50
46
156
148
46
148
100
0
100 км

Лавы фронтальной зоны, из которых определялся состав минералов (см.рис.71), относятся к низкощелочным низко- и умеренно-калиевым разностям, лавы тыловой зоны - к умеренно- и высококалиевым породам нормальной (большинство образцов) или повышенной (пять образцов базальтов из северной части дуги) щелочности. По соотношению величины FeO /MgO с SiO_2 (диаграмма Миаширо) анализированные образцы лав фронтальной зоны попадают в поле толеитов за исключением андезито-базальтов кальдеры Немо, дацитовых пемз кальдеры Львиная пасть и экструзивных дацитов вулкана Ушишир. Последние, а также подавляющее большинство анализированных лав тыловой зоны лежат по этому признаку в поле известково-щелочных пород. Среди лав тыловой зоны лишь указанные субщелочные базальты, а также лавы подводного вулкана Крылатка попадают в поле толеитов.

3.2.1. Содержание вкрапленников и их ассоциации

В составе вкрапленников вулканических пород Курильской островной дуги установлены плагиоклаз, кварц, оливин, клино- и ортопироксен, титаномагнетит, амфибол, слюда, ильменит. В некоторых базальтах и андезито-базальтах в качестве протокристов отмечена шпинель. В основных массах вулканитов, кроме перечисленных минералов, встречаются пижонит и субкальциевый авгит. Здесь постоянно присутствует также в разной степени раскристаллизованное вулканическое стекло. Из акцессориев установлены апатит и циркон.

Содержание вкрапленников в вулканитах колеблется от 5-10 до 30-40%, однако преобладают умеренно- и обильнопорфировые разности с 15-30% вкрапленников. Субафировые и редкопорфировые разновидности (менее 10% вкрапленников) отмечены среди всех типов пород, но наиболее характерны для высокожелезистых (толеитовых) андезито-базальтов и некоторых андезитов фронтальной зоны дуги, а также для риодацитов и риолитов. В ряде случаев устанавливается существенное изменение уровня содержания вкрапленников в последовательно поставлявшихся на поверхность порциях вулканитов одного извержения, как это было при побочном прорыве на вулкане Алаид в 1972 г. или извержении вершинного кратера вулкана Тятя в 1973 г. (13,160).

В соответствии с высокой глиноземистостью подавляющего большинства вулканитов Курил в составе вкрапленников во всех типах пород по кремнекислотности преобладает плагиоклаз, и лишь в умеренно-глиноземистых базальтах, характерных для лав тыловой зоны, суммарное содержание вкрапленников темноцветных минералов равно содержанию плагиоклаза или даже превышает его (например, вулкан 18* и др.). Многие базальты фронтальной зоны включают мегакристы плагиоклаза, достигающие 1-2 см в длину и нередко несущие вростки оливина.

Вкрапленники кварца в курильских вулканитах довольно редки и в целом более обычны в андезитах, чем в дацитах и риодацитах. При этом они чаще встречаются в вулканитах с амфиболсодержащими, чем двупироксеновыми, ассоциациями вкрапленников. В ряде случаев отмечено сочетание вкрапленников кварца и оливина (андезиты купола вулкана Менделеева 28, базальты подводного вулкана 19), причем в базальтах кристаллы кварца всегда окружены реакционными каймами клинопироксена. В целом кварцесодержащие разновидности средних и кислых пород наиболее часто встречаются в южной чести Курильской дуги (вулкан Менделеева 28, экструзии мысов Алехина и Столбчатого на о-ве Кунашир, пемзы кальдеры Льви-

*Здесь и далее даны номера вулканов на рис.71.

иая пасть 27 и пемзовые туфы в северной части о-ва Итуруп, подводные вулканы Итурупской группы). На Центральных и Северных Курилах находки кварцсодержащих вулканитов единичны (дациты перешейка Косточка на о-ве Симушир, андезиты и дациты вулкана Ушишир 14 и др.).

Вкрапленники оливина обычны в базальтах, андезито-базальтах, но встречаются также в андезитах,а иногда и в дацитах.Как правило, появление оливина в средних и кислых лавах отмечается на вулканах с дифференцированным базальт-дацитовым составом пород и установлено для серий пород, эволюционирующих как по толеитовому (кальдера Львиная пасть 27 во фронтальной зоне дуги, так и по известково-щелочному тренду (вулкан Броутона 19 в тыловой зоне дуги). Обычно в породах среднего состава и нередко в породах основного состава (особенно для "толеитовых" серий пород) вкрапленники оливина неравновесны и окружены реакционными каймами (пижонита и ортопироксена в лавах фронтальной зоны, клино-, ортопироксена или амфибола в лавах тыловой зоны).

Вкрапленники пироксена (клино- и орто-) встречаются во всех типах пород по кремнекислотности, кроме риодацитов и некоторых дацитов тыловой зоны дуги, причем с ростом содержания SiO_2 в лавах доля ортопироксена по сравнению с долей клинопироксена обычно возрастает (кроме пород высококалиевой серии). Однако двупироксеновые разновидности пород все же более характерны для лав фронтальной, чем тыловой, зоны дуги. В базальтах тыловой зоны ортопироксен нередко отсутствует, а в средних по составу породах наряду с пироксенами почти повсеместно широко развит амфибол и реже слюда. Кислые лавы тыловой зоны дуги биотит-амфиболовые и практически не содержат пироксена. В лавах тыловой зоны амфибол, а иногда и слюда отмечены даже в андезито-базальтах и базальтах (подводное основание вулкана Чиринкотан 10, подводный вулкан Эдельштейна 9, начальные порции лав побочного прорыва Олимпийский вулкана Алаид I в 1972 г. и др.). В лавах фронтальной зоны биотит не встречен (за исключением плиоценовых дацитов перешейка Косточка на Симушире), а амфибол обнаружен на отдельных вулканах и только в породах андезитового и дацитового состава (подводный вулкан в четвертом Курильском проливе между островами Парамушир и Онекотан, вулкан Ушишир 14, подводный вулкан 22 в проливе Буссоль, пемзы кальдерообразующего извержения кальдеры Львиная пасть 27 и некоторые другие вулканы).

Для базальтов и некоторых андезито-базальтов тыловой зоны характерно наличие (Cr-Al)- шпинели, включенной во вкрапленники оливина, тогда как в базальтах фронтальной зоны шпинель не установлена и включения в оливинах сложены титаномагнетитом и хромистым титаномагнетитом. Вкрапленники (субфенокристы) Cr- магнетита обычно отмечаются также в лавах, содержащих шпинель.

Во всех остальных типах пород встречаются мелкие вкрапленники и субфенокристы безхромистого титаномагнетита, а также включения его в фенокристаллах других породообразующих минералов. Ильменит в породах более редок, хотя отмечен во всех типах лав от базальтов до риодацитов и риолитов в каждой зоне. Встречается он либо в виде включений во вкрапленниках темноцветных минералов, либо в виде самостоятельных выделений среди вкрапленников (в средних, кислых породах) или среди субфенокристов и микролитов в основной массе (во всех типах лав по кремнекислотности). Обычны сростки ильменита с титаномагнетитом.

Андезиты и дациты тыловой зоны дуги нередко содержат крупные выделения апатита. В них, а также в более кислых породах обычен циркон. Иногда он встречается даже в базальтах тыловой зоны. В средних и кислых лавах фронтальной зоны Курильской дуги кристаллы апатита мелкие, а циркон нами не встречен.

3.2.2. Состав породообразующих минералов

Плагиоклазы. Состав плагиоклаза в лавах в целом изменяется от An_{95-98} до An_{30-35} (рис.72), причем анортиты обнаружены не только во вкрапленниках, но и среди микролитов. В базальтах, андезито-базальтах и андезитах фронтальной зоны, а также в базальтах тыловой зоны состав ядер вкрапленников плагиоклаза в общем более кальциевый, чем состав их краевых зон (кайм) и микролитов. Однако в андезито-базальтах и андезитах тыловой зоны состав вкрапленни-

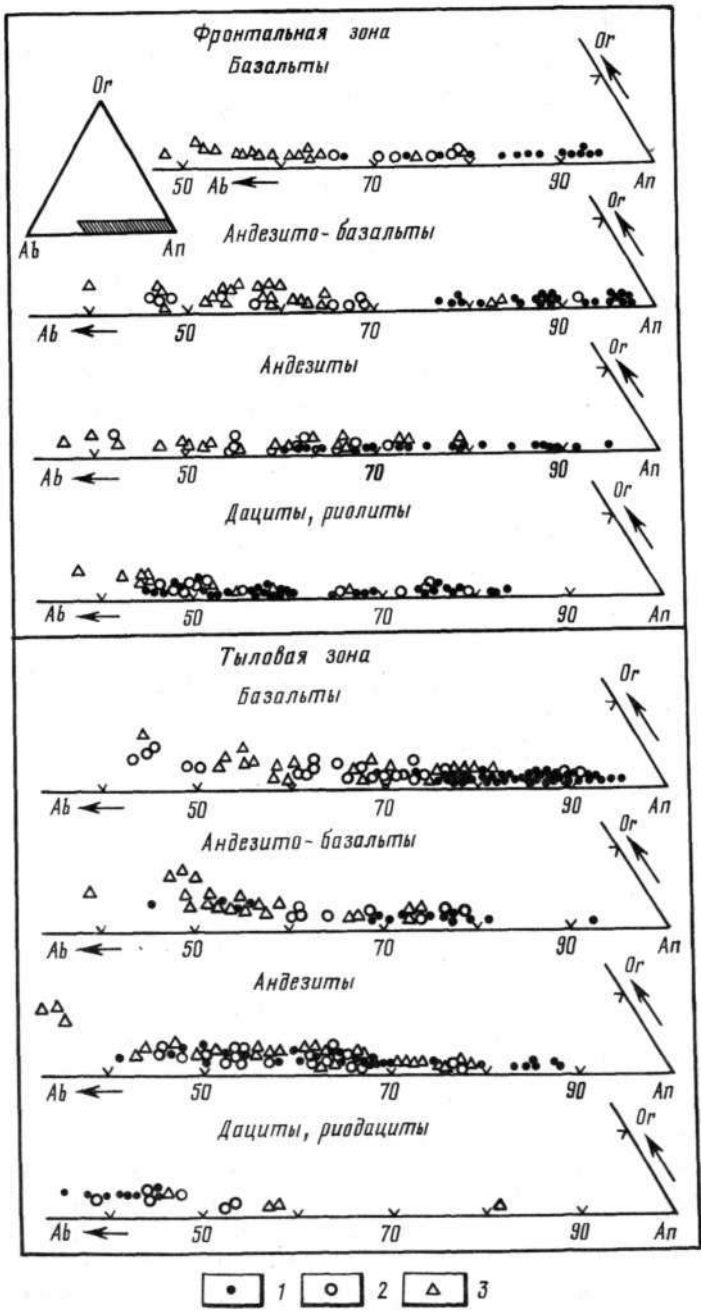


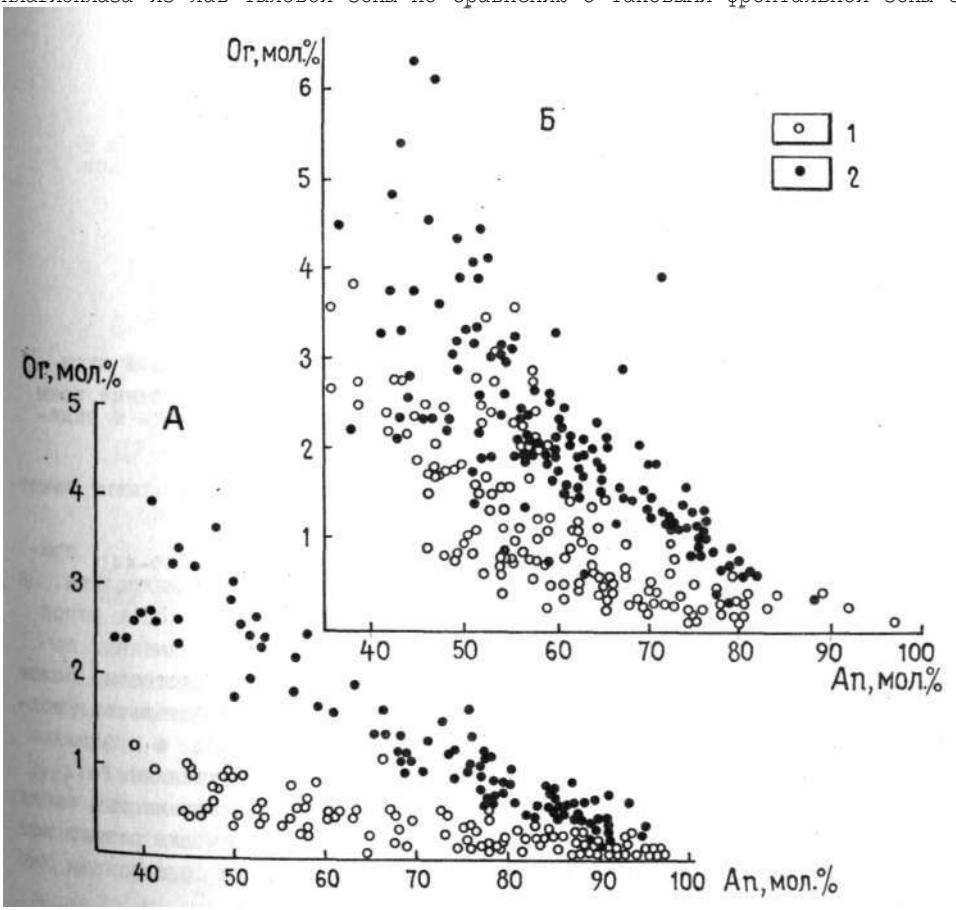
Рис.72. Состав плагиоклаза в лавах Курильской островной дуги

1 – ядра и промежуточные зоны вкрапленников; 2 – каймы вкрапленников; 3 – микролиты

ков и микролитов практически целиком перекрывается, а в дацитах и риодацитах тыловой зоны вкрапленники даже менее кальциевые, чем микролиты (см. рис.72). При этом ядра вкрапленников по сравнению с каймами и микролитами имеют более низкое содержание калия (рис.73) и железа (рис.74).

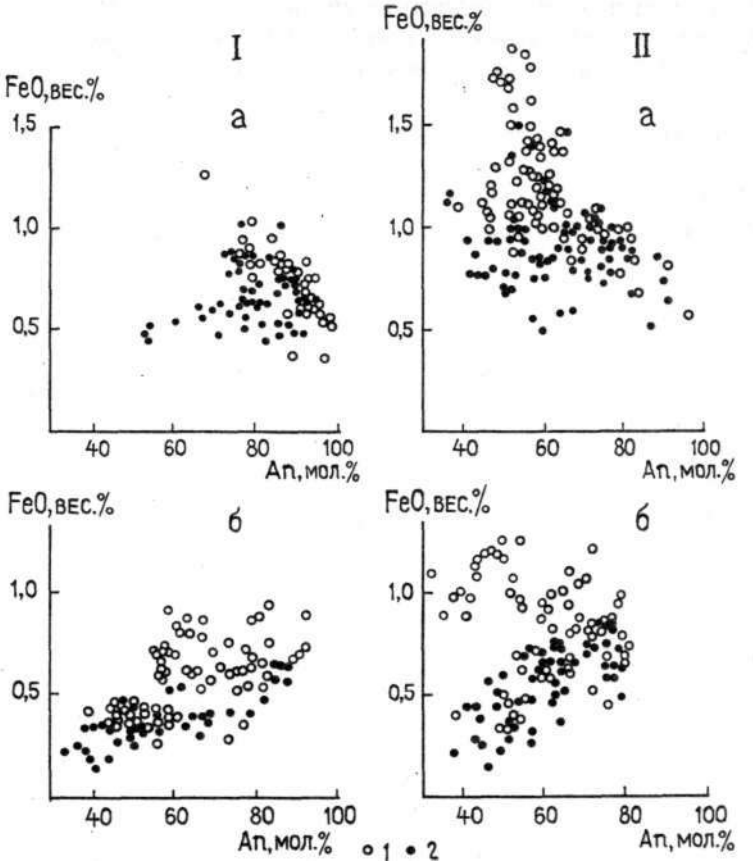
С ростом кремнекислотности пород состав ядер вкрапленников плагиоклаза становится в целом все менее кальциевым. В принципе такая же, но значительно менее отчетливая картина наблюдается для микролитов и краевых зон вкрапленников. При этом содержание железа и во вкрапленниках и в микролитах плагиоклаза в общем убывает.

Вариации кальциевости плагиоклаза микролитов и кайм вкрапленников в одинаковых по кремнекислотности типах пород фронтальной и тыловой зон дуги сходны, тогда как в случае ядер вкрапленников такое сходство наблюдается только для базальтов, а во всех остальных типах пород плагиоклазы вулканитов тыловой зоны в целом более натровые. При этом и вкрапленники и микролиты плагиоклаза лав тыловой зоны содержат заметно больше калия (ем. рис.73) и меньше железа (см. рис.74), чем плагиоклазы лав фронтальной зоны. Кроме того, вкрапленники плагиоклаза из лав тыловой зоны по сравнению с таковыми фронтальной зоны обо-



Р и с. 73.Содержание Or- молекулы в плагиоклазах лав Курильской островной дуги

1-лавы фронтальной, 2-тыловой зоны. А - вкрапленники, Б - микролиты и вкрапленники



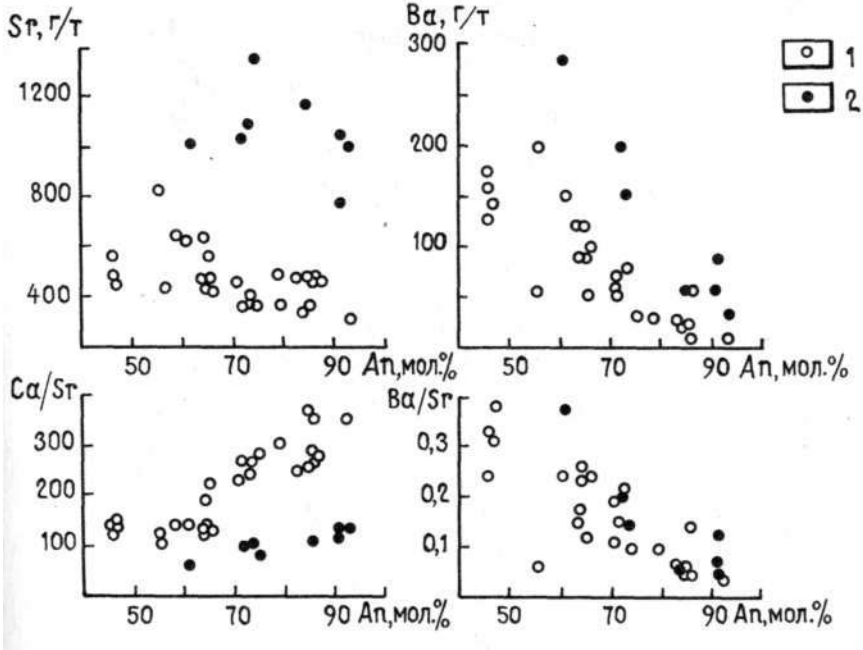
Р и с.74. Содержание FeO в плагиоклазах лав Курильской островной дуги

I - лавы фронтальной, 2 - тыловой зоны. I - ядра и промежуточные зоны вкрапленников; П - микролиты и каймы вкрапленников. А - базальты и андезито-базальты; Б - андезиты, дациты, риодациты

гащены также Sr и Ba и при сходных значениях отношения Ba/Sr, имеют заметно более низкие значения отношения Ca/Sr (рис.75).

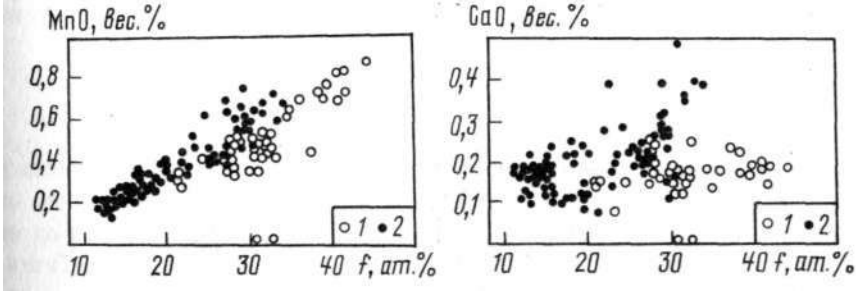
Оливины. Состав оливина в лавах изменяется от Fa_{12-19} до Fa_{40-44}, причем ядра вкрапленников обычно менее железистые, чем их каймы и микролиты. Закономерных отличий в составе оливинов из разных по кремнекислотности пород одной вулканической зоны не установлено, однако оливины из одноименных по содержанию SiO_2 пород разных зон заметно различаются по железистости, более высокой для оливинов фронтальной зоны. Так, состав оливина в базальтах фронтальной зоны изменяется в пределах Fa_{23-40} (с молодой Fa_{30-32}), а в базальтах тыловой зоны - в пределах Fa_{12-35} с двумя модальными значениями Fa_{13-15} и Fa_{25-27} (первая мода отвечает магнезиальным, вторая - глиноземистым базатам). Добавим, что для одинаковых по железистости оливинов из лав разных з оливины из лав фронтальной зоны характеризуются более низким содержанием и CaO (рис.76).

Пироксены. Пироксены лав фронтальной и тыловой зон заметно различаются составу и трендам эволюции (рис.77). И клино- и ортопироксены лав фронтальной зоны в целом более железистые. Вкрапленники клинопироксена из лав тыловой зоны характеризуются более высоким уровнем содержания Ca, Ai, Ti (рис.7



Р и с.75. Содержание Ba и Sr в плагиоклазах лав Курильской островной дуги

I – лавы фронтальной, 2 – тыловой зоны



Р и с.76. Содержание MnO и CaO в оливинах лав Курильской островной дуги

I – лавы фронтальной, 2 – тыловой зоны

а в случае базальтов и Cr (рис.79). Ядра вкрапленников во фронтальной зоне отвечают авгитам и лишь в базальтах встречаются иногда салиты. В тыловой зоне наряду с авгитами широко распространены диопсиды (базальты, андезито-базальты) и салиты (базальты, андезито-базальты, андезиты). При этом диопсиды обычно хромистые (0,3-0,7%) Cr_2O_3), а среди салитов отмечаются фассаитовые Разности, содержащие 6-8% Al_2O_3, Некоторые фассаиты и авгиты титанистые (более 1% TiO_2). В клинопироксенах лав фронтальной зоны максимальные концентрации Cr_2O_3 не превышают 0,2%, TiO_2 - 0,5 (см. рис.78,79), а Al_2O_3 - 4,0-4,5%. Содержание глинозема в ортопироксенах из лав разных зон не различаются и в ядрах вкрапленников постепенно уменьшается от базальтов и андезито-базальтов (1-3% Al_2O_3) к андезитам и дацитам (менее 1%).

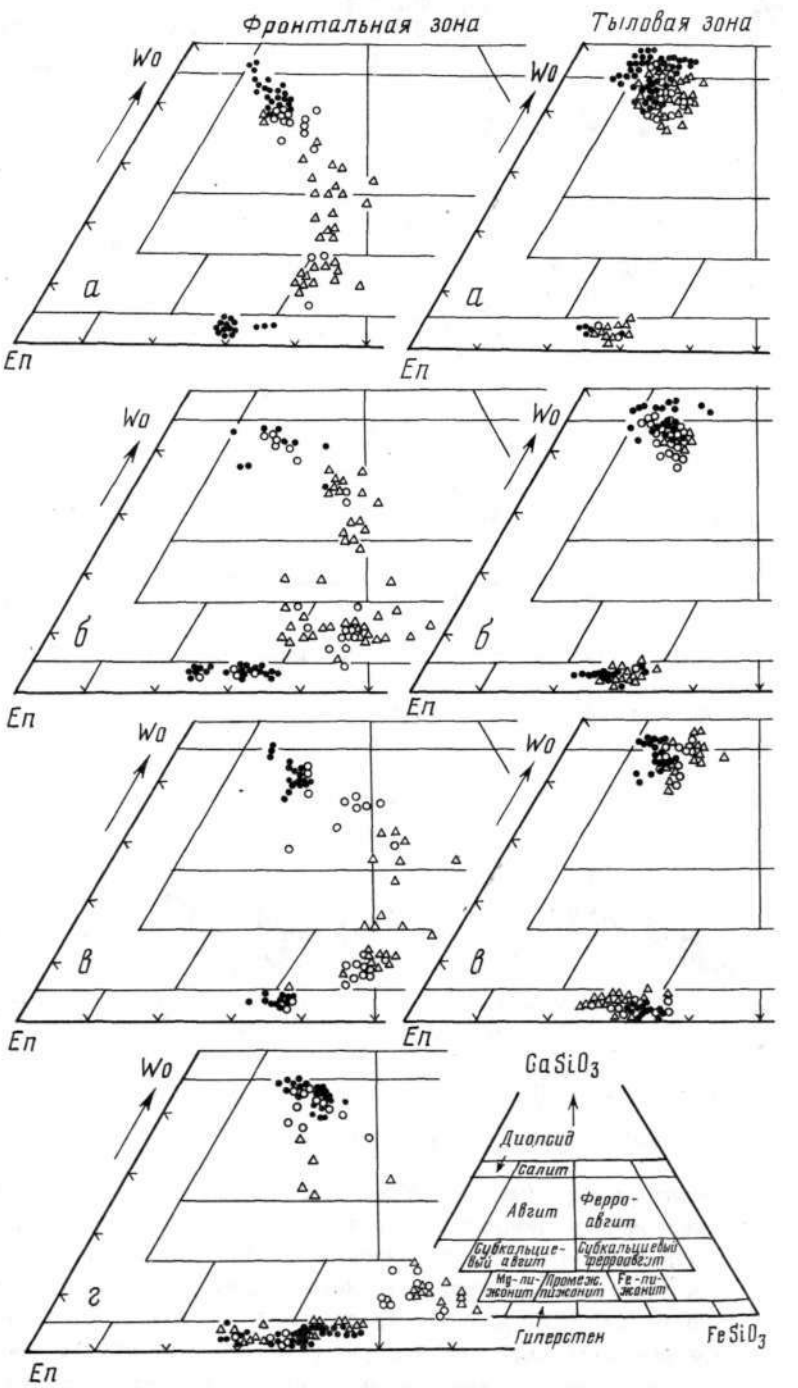
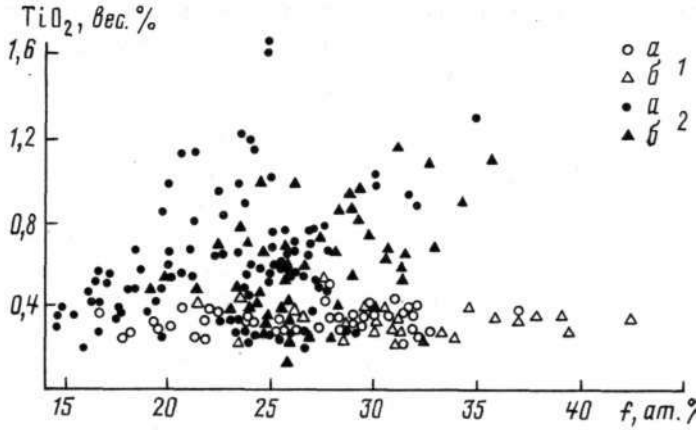


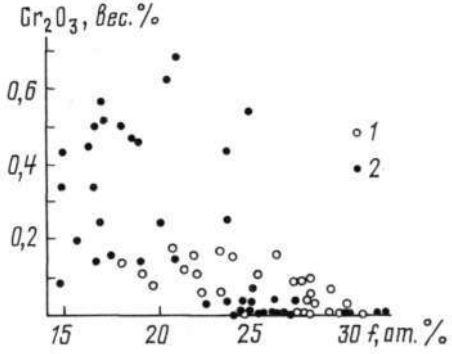
Рис.77. Состав пироксенов в базальтах (а), андезито-базальтах (б), андезитах, андезито-дацитах (в), дацитах и риолитах (г) Курильской островной дуги

Усл. обозначения те же, что на рис.72



Р и с.78. Содержание TiO_2 во вкрапленниках клинопироксена основных и средних лав Курильской островной дуги

I - лавы фронтальной, 2 - тыловой зоны, а - ядра вкрапленников, б - краевые каймы вкрапленников



Р и с.79. Содержание Cr_2O_3 в ядрах вкрапленников клинопироксена из базальтов Курильской островной дуги

I -I - лавы фронтальной, 2 - тыловой зоны

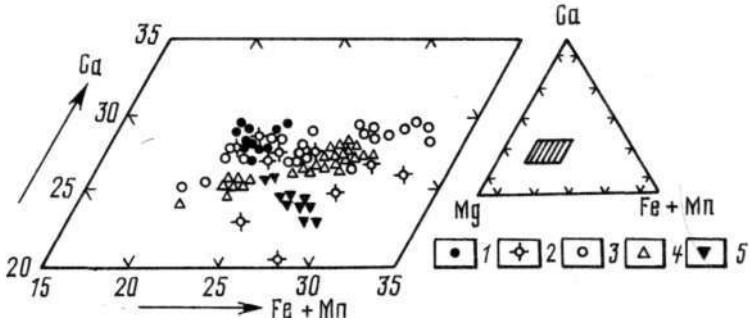
В лавах тыловой зоны внешние каймы вкрапленников и микролиты клинопироксена по сравнению с ядрами несколько обогащены Fe и обеднены Ca, однако смещение по составу небольшое - микролиты и каймы вкрапленников отвечают кальциевым авгитам (см. рис.77). В случае ортопироксенов базальтов и андезито-базальтов тыловой зоны каймы вкрапленников и микролиты хотя и имеют более высокие концентрации Fe и Ca, чем ядра, но не входят за пределы состава бронзит-гиперстенов. Такой тренд эволюции принято называть известково-щелочным. Отметим, что в ортопироксенах андезитов тыловой зоны часто наблюдается обратная зональность, когда микролиты и краевые зоны вкрапленников более магнезиальны, чем их ядра.

В лавах фронтальной зоны смещение состава краевых кайм вкрапленников и микролитов пироксенов по сравнению с ядрами вкрапленников значительное. При этом в базальтах, андезито-базальтах и андезитах наблюдается непрерывное изменение состава пироксенов от авгитов (салитов) и бронзит-гиперстенов в сторону железистых малокальциевых и субкальциевых авгитов и промежуточных пижонитов - толеитовый тренд эволюции. Состав пироксенов из дацитов и риолитов Фронтальной зоны прямо связан со степенью обогащения пород железом. Пироксены Из "толеитовых" (обогащенных железом) дацитов кальдеры Львиная пасть 27 и подводного вулкана Рикорда 30 в целом более железистые, чем пироксены из амфибол

содержащих известково-щелочных дацитов вулкана Ушишир 14 и пемзовых туфов кальдеры Львиная пасть 27. В первых каймы вкрапленников и микролиты сложены промежуточными, реже железистыми пижонитами, тогда как во вторых - гиперстенами.

Амфиболы широко распространены в лавах тыловой зоны дуги, где встречаются во всех типах пород от базальтов до риодацитов и редки в лавах фронтальной зоны, где установлены только в породах андезитового и дацитового состава.

Вариации содержания щелочей, глинозема, титана, а также железистости амфиболов из разных типов пород тыловой зоны значительны, однако на диаграмме Ca-Mg-(Fe+Mn) они дают достаточно компактный рой (рис.80). Вместе с тем видно, что кальциевость амфиболов хотя и незначительно, но последовательно убывает от базальтов к дацитам и риодацитам, и лишь для амфиболов андезито-базальтов характерен большой и незакономерный разброс.Также последовательно убывает и содержание TiO_2 в амфиболах: 1,6-2,8% - в базальтах, 1,3-2,6 - в андезито-базальтах, 1,4-2,2 - в андезитах, 0,9-1,4% - в дацитах и риодацитах.



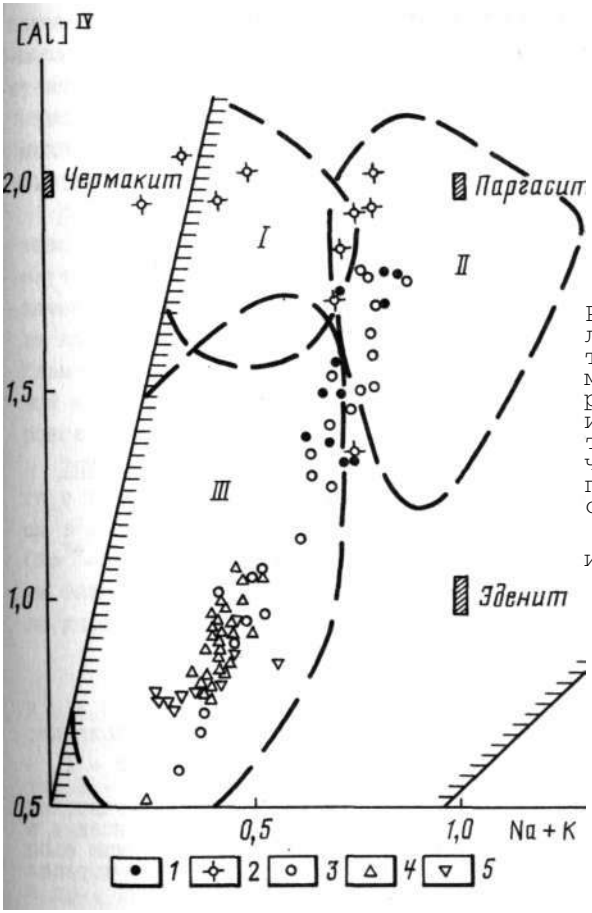
Р и с.80. Состав амфиболов в лавах Курильской островной дуги

1-4 - лавы тыловой зоны: I - базальты, 2 - андезито-базальты, 2 - андезито-базальты, 3 - андезиты, 4 - дациты; 5 - лавы фронтальной зоны (дациты)

По соотношению величины Al^{IV} с Na+K и значениями отношения Fe/Mg *(58,101)* среди амфиболов выделяется несколько минеральных типов. С ростом содержания SiO_2 в лавах, в амфиболах из них в общем увеличивается величина Al и содержание щелочей и возрастает железистость, хотя перекрытие по этим параметрам состава амфиболов из разных типов пород значительное (рис.81). Так, гастингситы установлены в базальтах, андезито-базальтах и андезитах, магнезиально-железистые роговые обманки - во всех типах пород по кремнекислотности, а актинолиновые роговые обманки - в андезитах, дацитах и риодацитах. Особняком стоят чермакитовые амфиболы (с низким содержанием щелочей при высокой глиноземистости), обнаруженные во вкрапленниках андезито-базальтов в ассоциации с гастингситами и магнезиально-железистыми обыкновенными роговыми обманками.

Амфиболы из дацитов фронтальной зоны дуги отвечают по составу магнезиально-железистым обыкновенным и актинолитовым роговым обманкам и по сравнению с амфиболами соответствующего типа пород тыловой зоны отличаются в целом несколько пониженной кальциевостью, глиноземистостью и щелочностью (см. рис.80,81) при сходном содержании TiO_2.

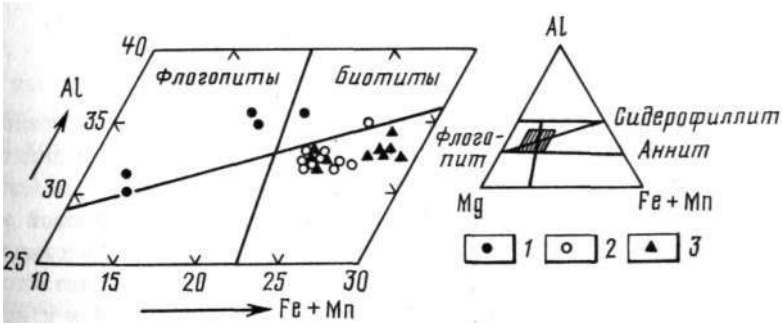
Слюды установлены, как отмечалось, только в лавах тыловой зоны дуги. Все они относятся к ряду флогопит-сидерофиллит, причем слюды из базальтов отвеча-



Р и с.81. Классификация амфиболов в координатах глиноземистость-щелочность Прямыми линиями ограничена область распространения кальциевых амфиболов и их разновидностей по 58; пунктирными линиями оконтурены поля чермакит-феррочермакитов (I), паргасит-гастингситов (П) и обыкновенных роговых обманок (Ш)

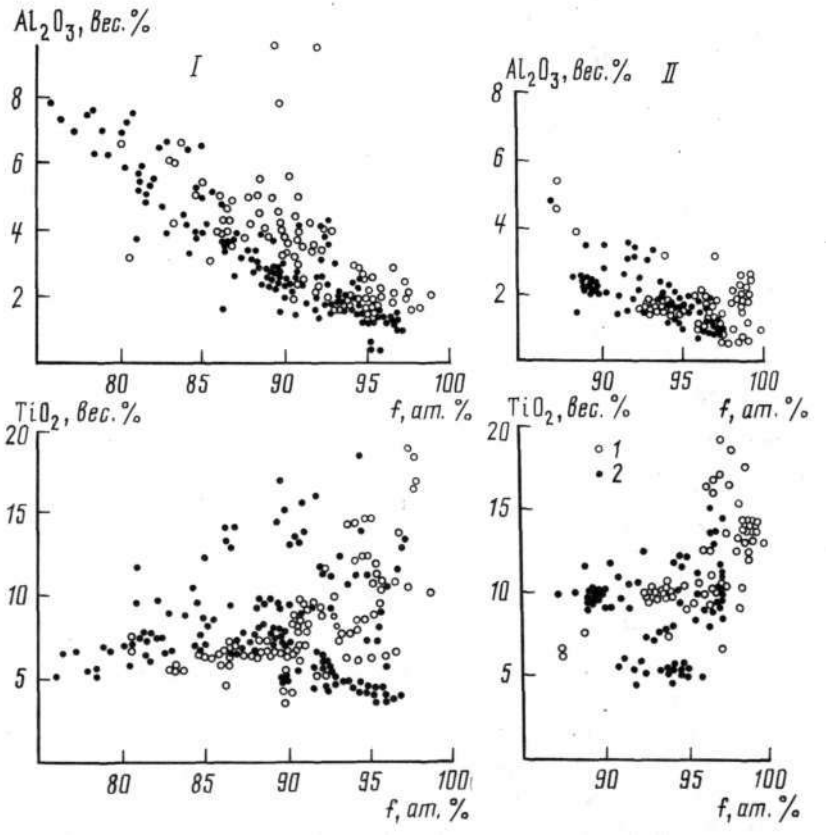
Усл. обозначения те же, что и на рис.80

ют флогопитам, а из андезитов, дацитов и риодацитов - биотитам (рис.82). Железистость слюд дацитов и риодацитов лишь ненамного превышает их железистость в андезитах (соответственно 34-42 и 33-38%). Содержание TiO_2 в слюдах в общем прямо коррелируется с их железистостью, однако в дацитах и риодацитах оно более низкое (3,5-4,0%), чем в андезитах (4,0-4,5%). В целом содержание TiO_2 в слюдах курильских лав соответствует таковому в породах известково-щелочной серии Камчатки (39).



Р и с.82. Состав слюд в лавах Курильской островной дуги
I - базальты, 2 - андезиты, 3 - дациты

Титаномагнетиты. Железистость вкрапленников титаномагнетита увеличивается с ростом кремнекислотности пород, изменяясь в целом от 76-79 в некоторых базальтах до 95-98% в андезитах и дацитах. С ростом железистости титаномагнетитов в них уменьшается содержание глинозема и в общем возрастает содержание титана. Микролиты титаномагнетита по сравнению с вкрапленниками как в целом для изученного комплекса пород, так и в отдельных образцах более железисты, титанисты и менее глиноземисты (рис.83).



Р и с.83. Содержание Al_2O_3 и TiO_2 в титаномагнетитах лав Курильской островной дуги

I - лавы фронтальной, 2 - тыловой зоны. I - вкрапленники, субфенокристаллы и включения в породообразующих минералах; II - микролиты

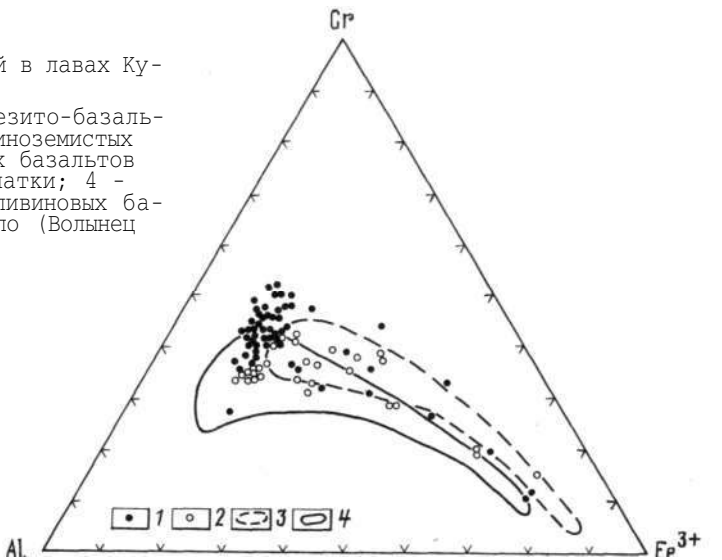
Титаномагнетиты основных и средних пород тыловой зоны дуги в общем менее железисты, чем соответствующих пород фронтальной зоны, однако в дацитах обеих зон значение железистости титаномагнетитов целиком перекрывается. Одинаковые по железистости титаномагнетиты базальтов более титанисты в тыловой зоне, тогда как в дацитах наблюдается прямо противоположная картина. Максимальная концентрация TiO_2 достигается в микролитах титаномагнетита из андезито-базальтов фронтальной зоны (15-16%), а минимальная (4-6%) - в наименее и наиболее железистых титаномагнетитах соответственно из базальтов и дацитов тыловой зо--. Пониженное содержание TiO_2 в первых связано, по-видимому, с ранней крис-

таллизацией титансодержащих клинопироксенов, а во-вторых - с совместной кристаллизацией титаномагнетита и ильменита.

Отметим, что в шпинельсодержащих базальтах и андезито-базальтах тыловой зоны наряду с обычными бевхромистыми присутствуют и хромсодержашие титаномагнетиты. Последние установлены также в виде включений во вкрапленниках оливина из некоторых базальтов фронтальной зоны (кальдера Львиная пасть 27).

Ильмениты. Эти довольно редкие минералы в лавах курильских вулканов встречены только в II из 50 образцов, проанализированных на микрозонде. Как и в случае титаномагнетитов, железистость вкрапленников и протокристов ильменита заметно изменяется от базальтов (82-85%) к дацитам и риолитам (88-91%), тогда как в микролитах всех типов пород по кремнекислотности она сходна (90-95%) Ильмениты из амфиболсодержащих пород имеют более высокое содержание гематитовой молекулы и более низкое— ильменитовое по сравнению с ильменитами из пироксеновых разностей.

Шпинели встречены только в базальтах и андезито-базальтах тыловой зоны дуги в виде включений во вкрапленниках оливина и среди микролитов основной массы в наиболее магнезиальных разностях пород. Все они принадлежат к (Fe^{3}-Cr-A1)-разностям пикотитового типа и имеют железистость 35-75%. Шпинели базальтов в целом несколько более хромистые и менее железистые, чем шпинели андезито-базальтов (рис.84). Состав и тренд эволюции шпинелей (увеличение



Р и с.84. Состав шпинелей в лавах Курильской островной дуги

I - базальты; 2 - андезито-базальты; 3 - поле шпинелей глиноземистых умеренно- и низкокалиевых базальтов и андезито-базальтов Камчатки; 4 - поле шпинелей щелочных оливиновых базальтов Камчатки. 3,4 - по (Волынец и др., I987$_{I}$)

Fe^{3+} с начала за счет A1 при практически постоянной хромистости, а затем и за счет A1, и за счет Cr) сходны с таковыми для шпинелей из лав умеренно-калиевой известково-щелочной серии, а также щелочных оливиновых базальтов Камчатки (39).

3.2.3. Латеральные вариации ассоциаций породообразующих минералов и их состава

Изложенный материал показывает, что для вулканических пород Курильской островной дуги наблюдается довольно отчетливая поперечная зональность распределения лав с разными ассоциациями вкрапленников, а также состава породообразующих минералов в одинаковых по кремнекислотности породах.

Для средних и кислых пород фронтальной зоны дуги характерно преобладание двупироксеновых ассоциаций вкрапленников, а для тыловой зоны - амфиболсодержащих. На это уже достаточно давно обращали внимание Г.С.Горшков (56), а также В.И.Федорченко и Р.И.Родионова (155). Наши исследования показали, что в лавах тыловой зоны наряду с амфиболами встречаются и слюды, причем оба эти минерала могут наблюдаться во вкрапленниках не только средних и кислых, но даже основных пород. Слюда в лавах фронтальной зоны Курил не установлена.

Характерными породами фронтальной зоны дуги являются крупнопорфировые базальты с вкрапленниками (мегакристами) анортита размерами до I см и более. Для базальтов тыловой зоны такие разности не типичны. В средних по составу лавах тыловой зоны по сравнению с аналогичными породами фронтальной зоны значительно чаще встречаются вкрапленники оливина, а в средних-кислых породах - также и кварца.

Для лав тыловой зоны характерно присутствие таких типоморфных акцессорных минералов, как шпинель (в основных породах) и циркон, а также более широкое развитие апатита, чем в лавах фронтальной зоны.

Вкрапленники плагиоклаза в лавах тыловой зоны в целом (за исключением базальтов) менее кальциевые, чем в лавах фронтальной зоны. Плагиоклазы лав тыловой зоны содержат больше K, Ba, Sr и меньше Fe по сравнению с плагиоклазами лав фронтальной зоны. В кислых лавах тыловой зоны вкрапленники плагиоклаза нередко менее кальциевые, чем микролиты.

Оливины лав тыловой зоны более магнезиальны, чем оливины лав фронтальной зоны. В случае одинаковых по магнезиальности оливинов лав тыловой и фронтальной зон первые характеризуются более высоким уровнем содержания марганца и кальция.

Клинопироксены лав тыловой зоны более кальциевые, менее железистые и содержат больше Ti, A1, а в базальтах - и Cr, чем клинопироксены лав фронтальной зоны. Ядра вкрапленников клинопироксена в вулканитах тыловой зоны отвечают главным образом диопсидам и салитам, реже - высококальциевым авгитам; в породах основного состава встречаются также хромдиопсиды, фассаиты, титанавгиты. В лавах фронтальной зоны ядра вкрапленников клинопироксена преимущественно авгиты, реже (в базальтах) отмечаются также салиты. Ортопироксены вкрапленников из лав тыловой зоны в целом менее железистые, чем из лав фронтальной зоны, хотя в обоих случаях среди них присутствуют бронзиты и гиперстены.

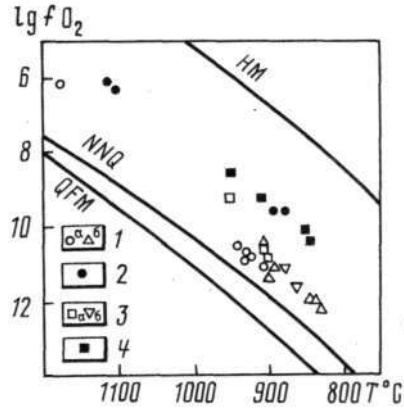
Эволюция пироксенов в лавах фронтальной зоны идет по толеитовому тренду с образованием малокальциевых и субкальциевых умеренно-железистых авгитов, пижонитов и ферропижонитов в каймах вкрапленников и в микролитах. Для пироксенов лав тыловой зоны характерен известково-щелочной тренд: каймы вкрапленников и микролиты лишь ненамного отличаются от ядер вкрапленников по железистости и содержанию кальция. В андезитах микролиты пироксена отвечают по составу бронзит-гиперстену и нередко более магнезиальны, чем вкрапленники.

По сравнению с лавами тыловой зоны амфиболы в лавах фронтальной зоны встречаются редко и преимущественно в кислых разностях пород. При этом амфиболы дацитов фронтальной зоны отличаются несколько меньшей кальциевостью, щелочностью и глиноземистостью.

Титаномагнетиты основных-средних пород тыловой зоны в общем менее железисты, чем титаномагнетиты аналогичных пород фронтальной зоны.

3.2.4. Условия кристаллизации

Сведения о температурах кристаллизации магматических расплавов получены на основе различных геотермометров: плагиоклазового (208), двупироксенового (252), магнетит-ильменитового (235). Данные по последнему геотермометру наиболее ограничены, однако весьма важны, поскольку дают представление не только о температуре кристаллизации магнетит-ильменитовых пар, но и о фугитивности кислорода при кристаллизации расплавов. Согласно полученным материалам, кристаллизация вкрапленников и протокристов титаномагнетита-ильменита в базальтах происходила при температурах 885-П80°С: а в средних и кислых лавах - в интервале температур 850-950°С при значении PO_2 между буферами NNQ. и НИ. При этом амфиболовые разности кристаллизовались при PO_2, на 1,0-1,5 порядка более высоком, чем пироксеновые (рис.85). Микролиты титаномагнетита-ильменита из основных масс оливин-пироксеновых базальтов и андезито-базальтов фронтальной зоны кристаллизовались при температурах и значениях PO_2, близких к таковым для вкрапленников пироксеновых кислых лав. Учитывая различную относительную распространенность амфибол- и пироксенсодержащих ассоциаций вкрапленников в средних и кислых лавах, различие в трендах кристаллизации пироксенов в породах из разных зон дуги, а также повышенную степень окисленности железа в лавах тыловой зоны (9; см. также разд.3.1), можно полагать, что магматические расплавы из тыловой зоны дуги кристаллизовались при заметно более высоких значениях PO_2, чем расплавы фронтальной зоны дуги.



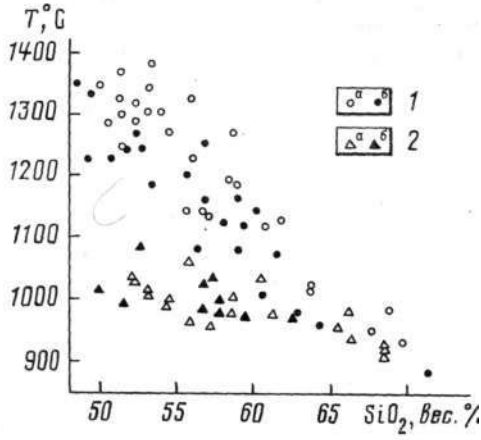
Р и с.85. Температура-фугитивность кислорода при кристаллизации Fe- и Ti- фазы в лавах Курильской островной дуги

I - оливин-пироксеновые базальты фронтальной зоны; 2 - амфиболсодержащие базальты и андезито-базальты тыловой зоны; 3 - пироксеновые дациты, риодациты и риолиты фронтальной зоны; 4 - амфиболовые дациты фронтальной зоны, биотит-амфиболовые андезито-дациты, дациты, риодациты тыловой зоны. 2,4Да,3а - фенокристы и включения во вкрапленниках темноцветных минералов; 16,36 - микролиты

Температуры кристаллизации пироксенов по двупироксеновому геотермометру Вуда и Банно закономерно уменьшаются с ростом кремнекислотности лав от 1040-1085°С в базальтах через Ю00-Ю60°С в андезитах до 950-980°С в риодацитах (рис.86). При этом каких-либо существенных различий в температурах кристаллизации пироксенов из лав разных зон дуги не обнаруживается.

Согласно экспериментальным данным, верхний предел устойчивости амфибола в базальтовых расплавах при умеренных давлениях воды Ю00°С (71), а в андезитах 950°С (73). Эти значения ниже минимальных температур кристаллизации пироксенов и согласуются с петрографическими наблюдениями, указывающими на более позднюю кристаллизацию амфибола по сравнению с пироксенами.

Более высокая в целом кальциевость вкрапленников плагиоклаза в лавах фронтальной зоны по сравнению с лавами тыловой зоны предполагает либо более высоте температуры, либо более высокие значения $P_{н2O}$ при кристаллизации их. Последнее предположение не согласуется, однако, с характером ассоциаций вкрап-



Р и с.86. Температура кристаллизации вкрапленников плагиоклазов (I) и пироксенов (2) в лавах фронтальной (а) и тыловой (б) зон Курильской островной дуги

ленников и экспериментальными данными. Так, судя по работе (73), кристаллизация двупироксеновых андезитов Тихоокеанской окраины происходит при концентрациях воды 1-3 *мас.%*, а амфиболовых - при концентрациях воды более 3,5 *мас.%* (4,0-5,5 мас. % и выше). Согласно (71). кристаллизация амфибола в базальтовых расплавах возможна при $P_{н2O}$ не менее 1,4 кбар, т.е. при концентрации воды 3-4 *мас.%*, тогда как содержание воды для обычных высокоглиноземистых базальтов клгочевской группы вулканов на Камчатке оценивается в 1,0-1,5 мас.% (73). Таким образом, более широкое распространение амфиболсодержащих парагенезисов вкрапленников в средних и кислых лавах тыловой зоны дуги по сравнению с лавами фронтальной зоны, а также наличие в лавах тыловой зоны вкрапленников амфибола в базальтах и андезито-базальтах позволяют предполагать и более высокие концентрации воды в магматических расплавах, извергавшихся в тыловой зоне дуги. В соответствии с изложенным при расчетах по плагиоклазовому геотермометру Кудо-Вейла для плагиоклазов лав тыловой зоны брались значения температур при $Рн_2о$ =1,0 кбар, тогда как для плагиоклазов лав фронтальной зоны - при $Рн_20$ =0,5 кбар для пород базальт-андезитового ряда и только для дацитов-риодацитов этой зоны - при $P_{н20}$ =1,0 кбар. Результаты расчетов, показанные на рис.86, отражают более высокие в целом температуры кристаллизации плагиоклазов лав фронтальной, чем тыловой, зоны для всего ряда пород по кремнекислотности.

Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что только в породах дацит-риолитового состава наблюдается сходство температур кристаллизации плагиоклазов (по геотермометру Кудо-Вейла) и пироксенов (по геотермометру Вуда и Банно). Для более основных пород рассчитанные температуры кристаллизации плагиоклазов заметно более высокие, чем пироксенов (см. рис.86). Это указывает, по-видимому, на более раннюю кристаллизацию плагиоклазов по сравнению с пироксенами в основных и средних породах и связано, очевидно, с высокой глиноземистостью островодужных магм . Из этого же рисунка следует, что интерва температур кристаллизации вкрапленников с ростом кремнекислотности пород в целом сокращается.

[I]Исключение составляют некоторые умеренно-глиноземистые (магнезиальные) базальты тыловой зоны, где плагиоклаз кристаллизуется после оливина и клиопироксена.

3.2.5. Фракционирование минеральных фаз и проблема связи основных и кислых расплавов

Полученные в результате микрозондовых исследований данные о составе минеральных фаз в разных по основности лавах курильских вулканов позволили провести проверку гипотезы о связи основных и кислых расплавов с помощью механизма кристаллизационной дифференциации. Важность такого рода анализа подчеркивается тем обстоятельством, что на многих вулканах Курильской островной дуги проявлены ассоциации пород широкого диапазона кремнекислотности - базальтов до дацитов (риодацитов), причем на каждом отдельном вулкане лавы разной кремнекислотности обычно принадлежат к единой петрохимической серии и характеризуются наследованием особенностей редкоэлементного состава. Проверка гипотезы фракционирования была выполнена с помощью компьютерных программ, составленных в ИГЕМ АН СССР, и проводилась для трех объектов: подводного вулкана 6.10 в тыловой зоне дуги, кальдер Немо и Львиная пасть во фронтальной зоне дуги.

Расчеты по главным петрогенным компонентам велись с использованием метода наименьших квадратов по программе миг (автор программы А.Д.Бабанский). Рассчитывались последовательные стадии фракционирования от основных разностей к кислым. Для каждого шага фракционирования использовались следующие данные: химический состав более основной породы (исходный расплав); состав ядер вкрапленников породообразующих минералов этой породы по данным микрозондового анализа (фракционирующие минеральные фазы); химический состав более кислой породы (результирующий расплав). Расчет велся добавлением к результирующему расплаву минеральных фаз исходного расплава. К удовлетворительным относились такие результаты расчетов, в которых сумма квадратов разностей между истинными и рассчитанными значениями содержаний петрогенных элементов не превышала единицы $Zr^2 < I$). В результате устанавливались весовые проценты каждой из фракционирующих фаз и доля остаточного расплава. В некоторых вариантах расчета для достижения баланса масс оказалось необходимым не фракционировать, а наоборот, аккумулировать какую-то минеральную фазу. Поскольку в породах, химические свойства которых при моделировании давали устойчиво отрицательные значения для фаз-фракционатов, при микроскопическом изучении в шлифах не установлены признаки кумулятивных структур, соответствующие варианты расчетов (за одним исключением) не использовались.

Моделирование процессов фракционирования по редким элементам проведено для трех групп их: крупнокатионных литофильных элементов (Rb, Ba, Sr), элементов группы железа (Cr, Co, и) и некоторых редкоземельных элементов (La, Sm,Yb). При проведении расчетов для микроэлементов использовалась программа, написанная А.В.Абрамовым на основе уравнения Рэлея, с помощью которо-'° можно определить концентрацию каждого отдельного элемента в результирующем расплаве при последовательном фракционировании исходного расплава в условиях закрытого магматического резервуара: $C^1 - C^0 F^{D-1}$, где C^1 - концентрация микроэлемента в результирующем расплаве; C^0 - концентрация элемента в исход--м расплаве; р - весовая доля результирующего расплава; D - комбинированный коэффициент распределения микроэлемента. Доля результирующего расплава, также значения комбинированных коэффициентов распределения рассчитывались исходя из весовых процентов фракционирующих фаз, полученных в хода

циентов распределения заимствованы из литературы (17), поскольку для курильских вулканитов таких данных пока нет. Так как коэффициенты распределения зависят от многих переменных, таких, в частности, как валовый химический состав расплава, состав отдельных минеральных фаз, температуре и давление, мы отдаем себе отчет, что использование в расчетах значений, полученных не непосредственно для конкретных курильских вулканитов, может приводить к определенным неточностям.

Следует подчеркнуть, что все выполненные расчеты исходили из предпосылки о фракционировании расплавов в условиях закрытой системы, т.е. в условиях, когда магматический резервуар в ходе фракционирования не пополнялся новыми порциями магмы.

Химический состав минералов, на основе которых производилось теоретическое моделирование, приведен в табл.3 приложения. Результаты расчетов представлены в табл.16-18.

Подводный вулкан 6.10. Расположен в тыловой зоне Курильской островной дуги, вблизи о-ва Броутона. При драгировании его вершины и склонов подняты клинопироксен-оливиновые и клинопироксен-оливин-плагиоклазовые базальты, оливин-двупироксен-плагиоклазовые андезито-базальты, оливин-ортопироксен-биотит-амфибол-плагиоклазовые андезиты и биотит-амфибол-плагиоклазовые риодациты. Рудная фаза в базальтах и отчасти андезито-базальтах представлена (Fe^{3+}-Cr-Al)-шпинелью (включения в оливине), а в средних и кислых лавах - титаномагнетитом (мелкие вкрапленники и включения в темноцветных минералах). Преобладающими типами пород являются базальты и риодациты (см..гл.2 "Каталог..."), тогда как андезито-базальты и андезиты редки. Базальты содержат включения ультраосновных пород, а андезиты - включения амфиболовых габбро.

Масс-балансовые расчеты по петрогенным окислам выявляют в общем хорошую сходимость теоретически вычисленного и природного состава, хотя в рассчитанном составе андезито-базальтов и андезитов несколько повышены содержания TiO_2 и K_2O (табл.16). На первых двух шагах фракционирования (базальт-андезито-базальт и андезито-базальт-андезит) фракционирующие фазы представлены (в порядке увеличения весовых содержаний) плагиоклазом, клинопироксеном, оливином и магнетитом. На следующем шаге (андезит-риодацит) из числа темноцветных минералов фракционируют амфибол, биотит и магнетит. Однако риодацит в этом случае может быть получен только при условии аккумуляции небольшого количества ортопироксена (или оливина по другому варианту расчета). В целом доля риодацитовых расплавов, которые могут быть получены при последовательных стадиях фракционирования базальтов вулкана 6.10, достигает 10%..

Сходимость теоретически вычисленного и природного состава по микроэлементам хорошая только для Rb (см. табл.16) и отчасти для Ba, тогда как по остальным элементам, особенно La и Sm, - низкая.

Кальдера Немо расположена во фронтальной зоне дуги, на северном фланге на о-ве Онекотан. Состав пород кальдеры изменяется в целом от базальтов до риодацитов, причем лавы и туфы докальдерной постройки представлены базальтами и андезито-базальтами; игнимбриты, спекшиеся туфы и пемзы, связанные с формированием кальдеры - андезитами и дацитами, а лавы посткальдерной постройки - андезито-базальтами и андезитами. Риодациты встречены только в стекловатых обломков в пемзах завершающего этапа кальдерообразующих извержений. Здесь же обнаружены многочисленные полнокристаллические оливин-анортитовые, оливин-пироксен-анортитовые включения. Все породы кальдеры характери-

Таблица 16

Результаты масс-балансовых расчетов по модели фракционирования для лав подводного вулкана 6.10

Компонент	Порода						
	Базальт	Андезито-базальт		Андезит		Риодацит	
	Образец						
	BI5-88/6	BI5-88/5		BI5-88/3		BI5-88/I	
	I	I	II	I	II	I	II
SiO_2	48,97	56,23	56,I9	62,59	62,57	7I,2I	7I,2I
TiO_2	0,85	0,82	I,37	0,53	0,86	0,23	0,03
Al_2O_3	I5,48	I7,30	I7,40	I6,66	I6,77	I4,II	I4,23
Cr_2O_3	0,06	0,02	0,02	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I
FeO*	8,72	7,0I	6,97	4,85	4,83	2,I5	2,I6
MnO	0,I7	0,I6	0,2I	0,I5	0,I4	0,I0	0,I7
MgO	I0,68	5,50	5,54	2,55	2,60	0,62	0,57
CaO	II,44	8,63	8,69	5,66	5,68	2,02	2,04
Na_2O	I,90	2,73	3,04	3,40	2,82	3,56	2,85
K_2O	0,79	I,62	I,92	2,27	2,8I	3,I3	3,I0
							а б
Rb	I2	30	3I	52	54	76	82 85
Ba	200	390	522	620	704	880	8I2 754
Sr	480	600	793	530	8I6	420	668 683
Cr	400	I40	98	77	I09	I8	40 I4,7
Co	43	32	I8	I2	28	6	6,4 6,5
Ni	209	79	23	38	46	I8	I5 I6
La	I4	I6,59	36,07	-	-	I9,0	- -
Sm	4,4	4,8I	I0,77	-	-	2,5	- -
Yb	2,2	3,6I	5,26	-	-	I,4	- -
				а	б		
M_x, %	26,IIПл	26,95Пл		25,73Пл	27,I6Пл		
	II,680л	5,850л		20,32Ам	I9,69Ам		
	20,I7Кпр	II,4IКпр		4,02Би	5,73Би		
	4,I5Мт	2,92Мт		2,33Мт	I,39Мт		
				-6,670пр	-3,730л		
F, %	36,59	53,88		55,92	5I,34		
Σr^2	0,5	0,7		0,I	0,I		

примечание: Здесь и в следующих двух таблицах типы состава: I - природные, II - теоретически вычисленные; FeO* - суммарное содержание железа; M_x - весовые доли фракционирующих фаз: Пл - плагиоклаз, Ол - оливин, Кпр - клинопироксен, Опр - ортопироксен, Ам - амфибол, Би - биотит, Мт - магнитит; F - весовая доля остаточного расплава; Zr^2 - сумма квадратов разностей отклонений.

зуются титаномагнетит-двупироксен-плагиоклазовыми ассоциациями вкрапленников, причем в базальтах и некоторых андезито-базальтах к ним присоединяется оливин. Объем пород докальдерной постройки оценивается в 20 км^3, посткальдерной постройки - 6 км^3 (114), а игнимбритов и пемз, связанных с формированием кальдеры, - 45-50 км^3 (74).

Расчеты по петрогенным окислам (табл.17) показывают, что все разновидности вулканических пород кальдеры Немо могут быть получены за счет последовательных этапов фракционирования единого расплава, отвечающего высокоглиноземистому базальту. При этом на первых двух шагах фракционирования (базальт-андезито-базальт и андезито-базальт-андезит) в число удаляемых фаз входят плагиоклаз, клинопироксен, оливин, магнетит, а на поздних (андезит-дацит, дацит-риодацит) - место оливина занимает ортопироксен. Доля фракционируемых фаз вплоть до дацитов остается близкой и не очень высокой (25-30%), а при переходе от дацита к риодациту резко уменьшается (3,3%). Доля остаточных дацитовых расплавов достигает 38%.

Таблица 17

Результаты масс-балансовых расчетов по модели Фракционирования для лав кальдеры Немо

Компонент	Порода								
	Базальт	Андезито-базальт		Андезит		Дацит		Риодацит	
	Образец								
	5918	8301		Н-3		5912		5913/4	
	I	I	II	I	II	I	II	I	II
SiO_2	51,06	55,67	55,65	60,45	60,40	66,20	66,19	68,38	68,38
TiO_2	0,91	0,72	0,62	0,89	0,91	0,76	0,68	0,63	0,75
Al_2O_3	18,07	16,60	16,60	15,29	15,29	14,25	14,26	14,73	14,71
Cr_2O_5	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
FeO*	10,85	7,89	7,89	8,58	8,57	6,28	6,29	4,70	4,70
MnO	0,23	0,17	0,25	0,22	0,18	0,19	0,22	0,13	0,18
MgO	4,58	4,70	4,71	2,24	2,28	1,20	1,20	1,06	1,08
CaO	9,92	8,70	8,73	6,28	6,36	4,12	4,12	4,14	4,16
Na_2O	2,84	3,10	3,58	3,77	4,18	4,26	4,19	4,19	4,43
K_2O	0,42	1,09	0,56	1,14	1,09	1,30	1,54	1,53	1,35
Rb	4	18	5,3	11,1	25,5	13	14,9	24	13,5
Ba	90	270	119	200	382	240	268	440	251
Sr	360	360	441	330	463	290	340	290	302
Cr	13	53	14	20	53	Сл	19,6	9,2	-
Co	20	21	17	14	25	9,4	12	13,5	9,6
Ni	13	25	11	7,4	25	3,5	7,0	10	3,5
La	3,1	4,7	4,1	10,0	6,6	7,0	13,4	-	7,3
Sm	2,0	2,76	2,6	9,5	3,9	3,9	12,7	-	4,1
Yb	3,0	2,8	3,9	8,9	3,9	4,4	11,2	-	4,6
M_x,%	14,93Пл 1,080л 3,66Кпр 5,52Мт	15,54Пл 3,430л 9,52Кпр 0,79Мт		14,77Пл 5,82Кпр 1,86Опр 3,62Мт		0,36Пл 0,56Кпр 0,51Опр 1,89Мт			
F, %	75,43	69,96		73,90		95,70			
$\sum r^2$	0,5	0,2		0,1		0,1			

В отличие от петрогенных окислов сходимость рассчитанных и природных данных по микроэлементам низкая, за исключением некоторых элементов для отдель-

ных шагов фракционирования (например, концентраций РЗЭ при переходе базальт-андезитобазальт).

Кальдера Львиная пасть расположена во фронтальной зоне дуги, на южном ее фланге, на о-ве Итуруп. Породы докальдерной постройки изменяются по составу от базальтов до дацитов, хотя преобладают базальты и андезито-базальты. Для всех них (включая дациты) характерно наличие вкрапленников плагиоклаза, оливина, клино- и ортопироксена, титаномагнетита. С формированием кальдеры связано образование мощной толщи пемз, сложенных титаномагнетит-пироксен-амфибол-кварц-плагиоклазовыми дацитами. Основные и средние породы нередко содержат мегакристы анортита (иногда с вростками оливина) и включения оливиновых габбро. Объем пород докальдерной постройки составляет 70-100 км^3, а объем пемз, связанных с формированием кальдеры, оценивается в 20 км^3 (74).

Как и в предыдущих случаях, расчет по петрогенным окислам показывает хорошую сходимость теоретического и реального состава пород, тогда как при расчете по редким элементам наблюдается существенный дисбаланс, хотя разница между рассчитанными и природными концентрациями Ba, Sr, Rb, Ni и Co обычно не превышает 30-50% (табл.18). В состав фракционирующих фаз входят плагиоклаз, оливин, клинопироксен, магнетит (а для шага андезит-дацит и ортопироксен). Доля фракционирующих фаз изменяется от 40 (шаг базальт-андезито-базальт) до 12% (шаг андезито-базальт-андезит). Доля остаточных дацитовых расплавов при последовательных стадиях дифференциации расплава высокоглиноземистого базальта достигает 35%.

Подводя итог, можно констатировать, что модель фракционной кристаллизации с участием в кумулусе магнетита при расчетах по главным породообразующим окислам достаточно хорошо удовлетворяет природным характеристикам продуктов извержений курильских вулканов как во фронтальной, так и тыловой зоне дуги. Существенная разница в рассчитанной доле остаточных кислых расплавов для вулканов разных зон дуги связана с использованием в качестве стартовых расплавов разных по магнезиальности базальтов: высокомагнезиальных в тыловой зоне и низкомагнезиальных (высокоглиноземистых) во фронтальной зоне (поскольку высокомагнезиальные разности базальтов на взятых для расчета вулканах отсутствуют). Ранее (см. разд. "Геохимическая зональность") подчеркивалось, что находки магнезиальных базальтов во фронтальной зоне дуги вообще единичны. Вместе с тем там же отмечалось, что распространенность кислых лав во Фронтальной зоне дуги в 2 раза с лишним выше, чем в тыловой зоне. Если приведенные расчеты справедливы, и кислые расплавы действительно получаются при Фракционировании базальтовых магм, не является ли факт большей распространенности кислых лав во фронтальной зоне дуги, чем в тыловой, косвенным свидетельством в пользу меньшей магнезиальности первичных базальтовых выплавок во фронтальной зоне дуги?

Слабая в большинстве случаев сходимость природных и рассчитанных данных по Редким элементам, видимо, в существенной мере может быть связана с использованием коэффициентов распределения, взятых из литературных данных, а не полученных экспериментальным путем для курильских лав. Другой возможный источник ошибок - точность аналитических методов определения редких элементов.

Для всех трех изученных объектов была проверена также модель образования андезитов путем смещения базальтовых и дацитовых жидкостей (по петрогенным окислам). Для обоих вулканов фронтальной зоны эта модель оказалась вполне реалистичной. Для кальдеры Немо андезит (обр. Н-3) может быть получен при

Таблица 18

Результаты масс-балансовых расчетов по модели фракционирования для лав кальдеры Львиная пасть

Компонент	Порода								
	Базальт	Андезито-базальт		Андезит		Дацит		Дацит	
	Образец								
	BI7-645	BI7-646		BI7-642		BI5-344		BI7-6I5	
	I	I	II	I	II	I	II	I	II
SiO_2	49,82	54,38	54,36	58,5I	58,5I	65,00	64,99	66,43	66,43
TiO_2	0,82	I,03	I,22	0,80	0,70	0,80	0,67	0,52	0,50
Al_2O_3	I9,29	I5,50	I5,50	I6,95	I6,95	I5,22	I5,22	I5,4I	I5,40
Cr_2O_3	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I
FeO*	I0,50	I2,I0	I2,08	7,86	7,86	6,77	6,79	4,35	4,35
MnO	0,I9	0,23	0,23	0,I6	0,22	0,I5	0,I4	0,I3	0,I2
MgO	4,89	3,53	3,57	2,94	2,92	2,06	2,09	I,42	I,4I
CaO	I0,88	8,26	8,30	8,08	8,07	5,02	5,04	4,62	4,62
Na_2O	2,I4	2,63	3,09	3,I3	2,99	3,72	3,92	3,84	3,86
K_2O	0,I9	0,67	0,32	0,60	0,76	0,96	0,86	I,I5	I,02
Rb	8	I3	I3,4	I0	I4,9	8	I4		8,5
Ba	I20	200	200	240	229	220	34I		234
Sr	290	325	375	290	37I	230	369		243
Cr	5I	30	60	3I	29	<I0	30		I0,5
Co	34	30	24	I5	27	I2	I6		I2
Ni	I5	I5	I2,9	I0	9	5	I0		4,8
La	6,7	5,3	II,2	8,4	6,I	6,45	II,9		6,9
Sm	3,9	2,4	6,5	3,I5	2,7	4,4	4,4		4,7
Yb	3,2	2,7	5,4	4,85	3,I	5,6	6,7		5,9
M_x,%	28,52Пл 6,0I0л 4,95Кпр I,25Мт	0,97Пл 0,260л 5,28Кпр 5,26Мт		I8,23Пл 7,5IКпр I,950пр 2,33Мт		2,34Пл I,I30л 2,30Кпр 2,63Мт			
F ,%	58,35	87,3		69,38		93,54			
$\sum r^2$	0,4	0,I		0,I		0,02			

смешении 37,6% высокоглиноземистого базальта (обр. 5918) и 62,4% дацита (обр. 5912; $\Sigma r^2 = 0,6$). Аналогично для кальдеры Львиная пасть андезит (обр.B15-642) можно получить при взаимодействии 50,4% базальта (обр.B17-645) с 50,1% дацита (обр.B17-615; $\Sigma r^2 = 0,6$) или при смешении 42,8% того же базальта с 57,2% дацита (обр.B15-344; $\Sigma r^2 = 0,68$). Однако для подводного вулкана 6.10 в тыловой зоне дуги ни андезиты (обр.B15-88/3), ни зндезито-базальты (обр.B15-88/5) не могут быть получены при смешении расплавов высокомагнезиального базальта (обр.BI5-88/6) и риодацита (обр.B15-88/1): сумма квадратов разностей Σr^2 оказалась соответственно равна 7,8 и 8,9.

3.2.6. Заключение

Наблюдающиеся различия в ассоциациях и составе породообразующих минералов фронтальной и тыловой зон Курильской дуги связаны, с одной стороны, с различиями в химическом и редкоэлементном составе расплавов, а с другой - с разными термодинамическими условиями их кристаллизации (в первую очередь, с различиями расплавов по fO_2 и X_{H2O}).

Действительно, такие особенности состава минералов лав тыловой зоны по сравнению с соответствующими минералами лав фронтальной зоны, как повышенное содержание K, Ba, Sr и пониженное - Fe в плагиоклазах; повышенная магнезиальность оливинов, клинопироксенов и титаномагнетитов из пород основного состава; повышенное содержание Ti в клинопироксенах из пород основного-среднего состава, Ti - в титаномагнетитах базальтов, Cr - в клинопироксенах базальтов, а также наличие только в лавах этой зоны слюды, (Cr-A1)- шпинели и достаточно широкое распространение в них акцессорного циркона - прямо коррелируются с обогащением лав тыловой зоны по отношению к лавам фронтальной зоны K, Ba, Sr, Zr, РЗЭ, а пород основного состава также Mg, Cr, Ti и обеднением всех пород железом (8,9; см. также разд.3.1).

С другой стороны, резкое различие в распространенности амфиболеодержащих и двупирокееновых ассоциаций вкрапленников в лавах фронтальной и тыловой зон дуги,а также различие в них трендов эволюции пироксенов свидетельствуют о том, что кристаллизация магматических расплавов в этих зонах протекала при разных значениях fo_2 и X_{H2O} более низких - в лавах фронтальной зоны. Для fO_2 это подтверждается прямым определением летучести кислорода по магнетит-ильменитовому геотермометру; а для X_{H2O} - следует из сравнения природных данных с данными экспериментальных работ. Установлено также, что ликвидусные температуры кристаллизации плагиоклаза лав тыловой зоны ниже, чем лав фронтальной зоны.

Заметим, что к сходному выводу о латеральной изменчивости содержания H_2O и температур кристаллизации в четвертичных магмах северо-восточной Японии (во фронтальной зоне выше температуры кристаллизации расплавов и ниже концентрация H_2O) пришел на основании изучения ассоциаций вкрапленников М.Сакуяма (238). Сходные данные были также приведены ранее для вулканических поясов Камчатки С39).

Проведенные модельные расчеты показывают, что разные по кремнекислотности лавы как фронтальной, так и тыловой зоны дуги могут быть связаны друг с другом с помощью механизма кристаллизационной дифференциации при условии участия в кумулусе магнетита.

Отмеченная в некоторых андезитах и дацитах тыловой зоны обратная зависи----ь ортопироксенов и плагиоклазов с обогащением микролитов по сравнению с вкрапленниками соответственно Mg и Ca, присутствие как в породах тыловой, так и Фронтальной зоны неравновесных кварц-оливиновых ассоциаций вкрапленников, а также резко различных по составу генераций вкрапленников плагиоклаза - все это является, по-видимому, следствием достаточно широкого проявления процессов смешения магматических расплавов. В ряде случаев проявление процессов смешения подтверждается наличием гетеротакситовых (с резко различным составом полос) лав и пемз, описанных ранее на вулканах Головнина, Менделеева, в кальдере Немо (34) и установленных в ходе работ НИС "Вулканолог" на вулкане Броутона. Данные модельных расчетов также указывают на возможность образования некоторых андезитов за счет смешения кислых и основных расплавов.

3.3. ИЗОТОПНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В последние годы началось активное изучение четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги в отношении изотопного состава Sr, Nd, O, Be. В существенной мере эти работы были стимулированы детальными геолого-петрологическими и геохимическими исследованиями, проводившимися в пределах Курильской островной дуги экспедициями НИС "Вулканолог", по материалам которых получена значительная часть изотопных данных (9,35,62,162). Другая часть данных получена в результате работ, проведенных на Курильских островах сотрудниками ИГЕМ АН СССР (62), ГИН АН СССР (62) и МГУ. Во всех опубликованных статьях с той или иной степенью детальности рассматриваются вопросы изотопной зональности, так что здесь мы в основном лишь суммируем наблюдения разных авторов.

3.3.1. Sr- изотопная зональность

В настоящее время опубликовано более 170 анализов изотопного состава стронция для лав 46 четвертичных вулканов Курильской островной дуги, из которых 14 являются подводными. С учетом же данных по северному (Южная Камчатка) и южному (северо-восточный Хоккайдо) окончаниям дуги количество определений превышает 220 для 64 вулканов (табл.19). Определения эти получены в лабораториях ГИН АН СССР (33,35,159), ИГЕМ АН СССР (9,62), Копенгагенского университета (175), а для участка северо-восточного Хоккайдо - в геологической службе Японии (199,203)[I].

В целом вариации величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в четвертичных лавах Курильской островной дуги (0,70271-0,70433) лежат в пределах, характерных скорее для энсиматических (внутриокеанических), чем для энсиалических островных дуг. Так, по сводке (211) величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в лавах островных дуг Идзу, Марианской, Бисмарка, Фиджи, Южно-Сандвичевой изменяются в интервале 0,7031-0,7043 при величине средних 0,7036-0,7038 и количестве определений для каждого случая от 24 до 54. Сходные, хотя и более низкие, интервалы вариаций Sr- изотопных отношений для лав дуги Фиджи приведены в работе (188) (0,70305-0,70390), для дуги Идзу-Огасовара - в работе (229) (0,7034-0,7039), а для лав островных дуг Идзу, Марианской, Новобританской, Алеутской - в работе (249) (0,70317-0,70378). В то же время для энсиалических островных дуг эти величины обычно выше. Так, во фронтальной зоне северо-восточной Японской дуги величины Sr-изотопных отношений лежат в пределах 0,7038-0,7045 (228), а для дуги юго-западной Японии - еще выше - 0,70357-0,70684 (216).

Как было показано ранее (31,35), для разных по кремнекислотности вулканических пород Курильской островной дуги не устанавливаются систематические различия в величине Sr- изотопных отношений. Это положение хорошо иллюстрируется данными табл.20, согласно которым средние-основные лавы отдельных участков и вулканов Курильской дуги статистически не различаются по величине отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$. В принципе то же можно сказать о составе лав и родственных включений, а также валовом составе лав, вкрапленников в них и минералов родственных включений. Это позволяет использовать весь массив анализов для рас-

[I]Следует отметить, что данные, полученные для одних и тех же образцов лав для участка дуги северо-восточного Хоккайдо в разные годы, сильно отличаются (199,203). Ранее (35) мы пользовались материалами из работы (203;, здесь - более поздние данные (199).

чета средних значений величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ отдельных вулканов и групп вулканов на разных участках дуги (см. табл.19).

Полученные средние значения для отдельных вулканов использованы для построения карты Sr- изотопной зональности Курильской островной дуги (рис.87), а средние для разных участков дуги - для проверки статистической значимости отличий Sr- изотопных отношений для этих участков (табл.21). Как следует из рис. и табл.21, на всем протяжении дуги значение Sr- изотопных отношений в тыловой зоне ее ниже, чем во фронтальной, хотя интервалы определений частично перекрываются, а разница в средних для разных участков дуги в целом невелика и заметно колеблется (0,00023 - для Южной Камчатки, 0,00007 - для поперечной зоны Броутона и 0,00041 -для Южных Курил). Попарное сравнение средних значений величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для лав фронтальной и тыловой зон каждого участка с помощью t- критерия Стьюдента показывает, однако", что выявленные отличия в каждом случае, за исключением участка поперечной зоны Броутона, являются существенными. При этом различия между дисперсиями для всех сравниваемых пар (кроме Южных Курил) по F-критерию Фишера незначимы. Таким образом, следует признать, что, несмотря на заметные вариации отношений Sr/Sr в лавах на отдельных участках дуги, сходный размах колебаний и в общем небольшое по абсолютным значениям отличие средних значений этих величин для лав фронтальной и тыловой зон, в пределах Курильской островной дуги существует статистически значимая поперечная Sr-изотопная зональность, нарушающаяся лишь в центре дуги, в месте "излома" ее в районе пролива Буссоль.

Вдоль дуги по каждой из вулканических зон величины отношений Sr/Sr также заметно изменяются: минимальные значения наблюдаются в центре дуги (участок поперечной зоны Броутона), а к северному и южному окончаниям ее они постепенно возрастают, причем максимальные значения по каждой зоне достигаются на участке северо-восточного Хоккайдо (см. табл.21). При этом размах колебаний величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в лавах фронтальной зоны заметно выше, чем в лавах тыловой зоны. Сравнение средних для разных по простиранию дуги с помощью методов математической статистики,проведенное нами ранее (35), показало существенное различие их для участков фронтальной зоны и однородность - для тыловой. Однако использование новых дополнительных данных собственно по Курилам (175), а также новых данных по северо-восточному Хоккайдо (199) показывает, что и в тыловой зоне Курильской островной дуги средние значения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ статистически неоднородны (табл.22) и, следовательно, наблюдающуюся Sr-изотопную зональность и во фронтальной и в тыловой зоне дуги следует считать статистически значимой. При этом во фронтальной зоне дуги существенно отличаются друг от друга все участки, кроме Южных Курил и северо-восточного Хоккайдо. В тыловой зоне продольная зональность статистически значимо проявляется на концах дуги: средние значения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ на трёх собственно Курильских участках тыловой зоны дуги в первом приближении можно считать однородными, тогда как участки Южной Камчатки и северо-восточного Хоккайдо значимо отличаются от них повышенными величинами Sr-изотопных отношений (см. табл.22). При этом среднее значение отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ для участков тыловой зоны собственно Курил (0,70302+0,00011, n = 48) в точности ответствует значению, рассчитанному ранее (35,62).

Принципиально та же картина зональности получается, если рассматривать только минимальные значения Sr-изотопных отношений в лавах различных участ- дуги (35). Такой подход имеет определенную идеологическую основу, так как

Таблица I9

Изотопный состав стронция в лавах Курильской островной дуги

Участок дуги	Местоположение	Зона	Вулкан	n	X	б	$X_{min} - X_{max}$	H,км	Источник информации
Ю.КМЧ	о-в Парамушир, п-ов Камчатка	Ф	Ксудач	I6	0,70340	0,00007	0,70325-0,70347	I40	I59, I75
		Ф	Ильинский	6	0,70328	0,00009	0,7032I-0,7034I	I40	I59
		П	Горелый	2	0,703I7	0,00006	0,703II-0,70323	I55	Н.д.
		Т	Опала	I	0,7030I	-	-	200	Н.д.
		Т	Большие Иголки	I	0,703I6	-	-	I95	35
		Т	Явинский	2	0,70308	-	0,70304-0,703I2	I90	35
		Т	Ухо	I	0,70330	-	-	I90	35
		Ф	Эбеко	7	0,703I5	0,00008	0,70306-0,70333	I47	32,I75
		Ф	Неожиданный	5	0,70323	0,00008	0,70309-0,7033I	I46	I75
		Ф	Ветровой	7	0,703I5	0,000I6	0,70294-0,70335	I45	I75
		Ф	Вернадского	4	0,70320	0,00007	0,70308-0,70327	I43	I75
		Ф	Чикурачки	I	0,703I4	-	-	I47	62
	о-в Онекотан	Ф	Немо	I	0,703I8	-	-	I30	62
		Ф	3.I3	I	0,70326	-	-	I40	62
С.К.	о-в Экарма	П	Экарма	I	0,703II	-	-	I55	62
	о-в Кетой	Ф	Кетой	I	0,7033I	-	-	I38	35
	о-в Янкича	Ф	Ушишир	I	0,703II	-	-	I35	62
	о-в Симушир	Ф	Уратман	8	0,70322	0,000II	0,70304-0,70338	I33	Н.д.
		Ф	Прево	6	0,7032I	0,00009	0,703I0-0,70334	I32	33,35
		Ф	Заварицкого	29	0,70327	0,000I2	0,7030I-0,70339	I3I	33,62, I75
	о-в Атласова	Т	Алаид	23	0,70306	0,00007	0,70293-0,703I4	I90	33,62, I75
		Т	I.I (Григорьева)	I	0,70297	-	-	205	35
		Т	2.I (Челячкина)	I	0,70284	-	-	200	62
		Т	2.3. (Авось)	I	0,70297	-	-	I85	62
	о-в Чиринкотан	Т	Чиринкотан	I	0,703I3	-	-	I87	62
	о-в Маканруши	Т	Маканруши	I	0,70305	-	-	I70	62
		П	5.6 (Лисянского)	I	0,70306	-	-	I52	62
		П	5.5	I	0,703I6	-	-	I67	62
		Т	5.4 (Пегас)	I	0,70309	-	-	I76	62
		Т	5.3	I	0,70298	-	-	I85	62
ИЗБ	о-в Симушир	Ф	Мильна	7	0,70302	0,00008	0,70290-0,703I2	I40	33,35, Н.д.
		Ф	Горящая Сопка	I	0,703I0	-	-	I45	Н.Д.
	о-в Чирпой	П	Чирпой	I	0,703I9	-	-	I80	62
		П	6.II (кальдера Горшкова)	I	0,70287	-	-	I75	62
	о-в Броутона	Т	Броутона	8	0,70295	0,000II	0,7027I-0,70306	2I7	62,35
		Т	6.I0	5	0,70296	0,00009	0,70287-0,703I2	225	35,62
		Т	6.7	I	0,70326	-	-	-	62
Ю.К	о-в Итуруп	Ф	Демон	I	0,70322	-	-	I44	62
		Ф	Кальдера Медвежья	I	0,703I7	-	-	I38	35
		Ф	Львиная пасть	I	0,70346	-	-	I36	35
		Ф	Бературубе	I	0,7034I	-	-	I23	62
	о-в Кунашир	Ф	Менделеева	I2	0,70347	0,00004	0,7034I-0,70355	I29	35,I75
		Ф	Горячий пляж	I	0,70407	-	-	I29	62
		Ф	Головнина	5	0,70349	-	0,70349-0,70360	I23	33,62, I75
		Ф	Фрегат	3	0,70358	0,00006	0,7035I-0,70365	-	35
		П	Руруй	I	0,70323	-	-	I52	62
		П	Тятя	5	0,70330	0,00007	0,70324-0,70343	I38	35,I75
	о-в Итуруп	П	Атсонупури	I	0,703I6	-	-	I52	Н.д.
		П	Чирип	I	0,70294	-	-	I73	35
		П	Богдана Хмельницкого	I	0,70293	-	-	I68	62
		Т	8.I7	I	0,703I2	-	-	I85	35
		Т	8.I	2	0,70305	-	0,70280-0,7033I	207	35
		Т	8.I0	I	0,703II	-	-	I64	35

Окончание табл. 19

Участок дуги	Местоположение	Зона	Вулкан	n	X	б	$X_{min} - X_{max}$	H,км	Источник информации
СВХ	о-в Хоккайдо	П	Shiretoko-iwozan	I	0,70325	-	-	I50	I99
		П	Rausodake	I	0,70327	-	-	I44	I99
		Ф	Atsanupuri	I	0,70336	-	-	I38	I99
		Ф	Mashu	4	0,70348	0,00003	0,70347-0,70353	I30	I99
		Ф	Kutcharo	2	0,70342	-	0,70336-0,70348	I4I	I99
		Ф	Акан	2	0,70355	-	0,70353-0,70357	I33	I99
		Ф	Ме-Акан	2	0,70363	-	0,70358-0,70368	I32	I99
		П	Shikaribetsu	2	0,70425	-	0,704I7-0,70433	I58-	I99
		П	Tokachi	I	0,70356	-	-	I73	I99
		Т	Shokanbetsu	I	0,7034I	-	-	-	I99
		Т	Rishiri	3	0,70327	0,00020	0,70306-0,70345	-	I99

Примечание: Участки дуги: Ю.КМЧ - Южно-Камчатский; СК - Северо-Курильский; ПЗБ - поперечной зоны Броутона; ЮК - Южно-Курильский; СВХ - северо-восточного Хоккайдо. Зона: Ф - фронтальная, П - промежуточная, Т - тыловая. Цифры в графе "вулкан" - номер подводного вулкана по каталогу; n - количество анализов, X - среднее значение, б - стандартное отклонение, $X_{min} - X_{max}$ - вариации значений; H - глубина до сейсмофокальной зоны. В графе "Источник информации" буквы Н.д. - неопубликованные данные, полученные В.С.Григорьевым (ГИН).

Таблица 20

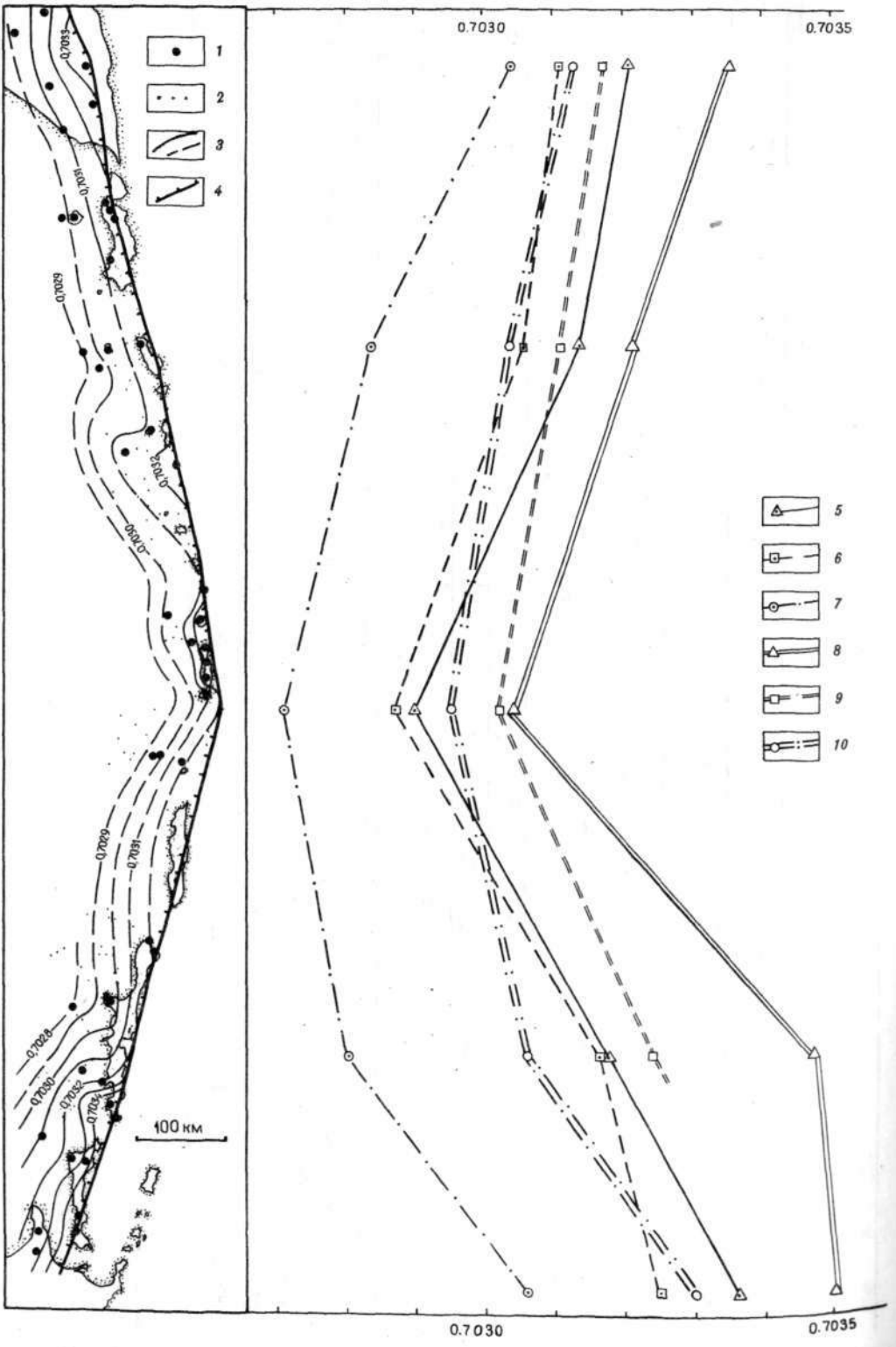
Статистические параметры распределения величин отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в разных по основности лавах Курильской островной дуги и оценки параметров сравнения средних пар основные-средние породы

Зона дуги	Участок дуги, вулкан	Базальты, андезито-базальты			Андезиты, андезито-дациты			Лациты, риодациты			t-критерии Стьюдента	
		n	x	б	n	x	б	n	x	б	t	t q=0,05
Фронтальная	Южно-Камчатский	5	0,70331	0,00009	5	0,70343	0,00013	I	0,70337	-	I,70	2,3I
	Северо-Курильский	32	0,70320	0,00012	34	0,70324	0,00009	5	0,70315	0,00010	I,55	2,00
	Южно-Курильский	9	0,70344	0,00009	9	0,70346	0,00012	4	0,70348	0,00006	0,40	2,I2
Тыловая	Южно-Камчатский	5	0,703I5	0,000II	I	0,703I2	-	-	-	-	-	-
	Северо-Курильский	25	0,70304	0,00008	3	0,70307	0,00006	-	-	-	0,62	2,06
	Южно-Курильский	3	0,70296	0,000I4	3	0,70296	0,00002	2	0,703II	-	-	-
Фронтальная	Кальдера Заварицкого	I2	0,70324	0,00010	I0	0,7033I	0,00006	4	0,703I6	0,000II	I,94	2,09

Таблица 2I

Статистические параметры распределения величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги и оценки критериев сравнения средних и дисперсий для пар фронтально-тыловая зона

Участки дуги	$^{87}Sr/^{86}Sr$									t- критерий Стьюдента		F-критерий Фишера	
	Фронтальная зона			Промежуточная зона			Тыловая зона			$t_{выч.}$	$t_{табл.}$ при q= 0,05	$F_{выч.}$	$F_{табл.}$ при q= 0,05
	n	x	б	n	x	б	n	x	б				
Южно-Камчатский	22	0,70336	0,00009	2	0,703I7	0,00006	5	0,703I3	0,00010	5,06	2,06	I,23	2,84
Северо-Курильский	76	0,70322	0,000II	3	0,703II	0,00004	30	0,70304	0,000II	7,59	I,98	I,00	I,62
Поперечная зона Броутона	6	0,70302	0,00007	3	0,70305	0,00013	I3	0,70295	0,00013	I,23	2,II	3,45	4,68
Южно-Курильский	28	0,70347	0,00010	I0	0,70324	0,00013	5	0,70306	0,00019	7,30	2,04	3,6I	2,73
Северо-восточный Хоккайдо	II	0,70350	0,00009	3	0,70402	0,0004I	4	0,70330	0,00017	3,02	2,I6	3,56	3,7I


0.7030
0.7035
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
0.7035
0.7031
0.7029
0.7033
0.7030
0.7029
0.7031
0.7028
0.7030
0.7032
0.7034
100 км
0.7030
0.7035

подразумевает, что минимальные значения ближе всего соответствуют первичным изотопным меткам субстрата, а любое загрязнение ведет к увеличению Sr-изотопных отношений. Однако при таком методе анализа материалов невозможно провести статистическую проверку значимости наблюдающихся различий или сходства.

Заметим, что концентрация Rb, Sr, а также величина отношения Rb/Sr в лавах тыловой зоны дуги выше, чем в лавах фронтальной зоны (см. разд.3.1). Такое соотношение между величинами отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Rb/Sr указывает, по-видимому, на геологически недавнее обогащение Rb источника магматических расплавов в тыловой зоне дуги.

Наличие поперечной Sr-изотопной зональности, аналогичной установленной в пределах Курильской островной дуги (при сходной геохимической зональности в отношении Rb, Sr и величины Rb/Sr), показано для ряда других островных дуг, например для северо-восточной части Японской дуги (228), Идзу-Огасовара (229) Фиджи, Восточных Алеут, Сулавеси (Индонезия), Новой Зеландии (186,187). Так, в северо-восточной Японии величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменяется от 7038-0,7045 во фронтальной части дуги до 0,70311-0,70313 в глубоком тылу ее (228), В пределах восточной части Алеут (включая п-ов Аляска) вариации величины Sr-изотопного отношения во фронтальной части дуги лежат в пределах 0,70291-0,70369 (x = 0,70323, n = 45)[1], а в тыловой (острова Амак и Богослов) - 0,70279-0,70316 (x = 0,70302, п = 15) (205,217,219).

Случаи проявления в островных дугах продольной Sr-изотопной зональности менее известны, хотя и встречаются. Так, анализ литературных материалов по фронтальной зоне Алеутской дуги (205,217,219,224,230,249) показывает, что вдоль дуги от п-ова Аляска к центральным Алеутам наблюдается постепенное уменьшение минимальных значений величин отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$: 0,70305 - п-ов Аляска; 0,70291 - Восточные Алеуты; 0,70284 - Центральные Алеуты, а затем в западных Алеутах снова повышение - 0,70301. Однако средние значения -изотопных отношений остаются практически неизмененными: соответственно 0,70328 (п= 20, 0,70320 (n = 34), 0,70323 (n = 42) и 0,70321 (n= 5). При этом считается, что кора в районе п-ова Аляска и о-ва Унимак континентальная, на восточных Алеутах - промежуточная, а в районе Центральных и Западных Алеут - океаническа

Для большинства вулканов Курильской островной дуги, изученных в отношении изотопного состава стронция, были получены оценки глубин до сейсмофокальной зоны. Расчеты проведены нами на основе карты изоглубин до центральной плоскости сейсмофокальной зоны, опубликованной в работе (143). Полученные оценки в большинстве случаев достаточно хорошо согласуются с более ранними данными

Средние значения рассчитанные нами.

Рис. 87. Распределение величины отношени $^{87}Sr/^{86}Sr$ в четвертичных лавах Курильской осровной дуг. На карте показаны изолинии средних значений. На карте: 1 - вулканы, по которым имеются определения величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ в лавах; 2 - изолинии средних значений указанных величин, 3 - вулканический фронт. На графике: 4-6 - минимальные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в лавах фронталной (4), промежуточной (5) и тыловой (6) зоны: 7-9 - средние значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в лавах фронтальной (7),промежуточной (8) и тыловой зоны

Таблица 22

Статистические оценки критериев сравнения величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ для отдельных участков Курильской островной дуги

Сравниваемые участки фронтальной зоны	Число наблюдений n	Критерий Стьюдента для К-объектов		Сравниваемые участки тыловой зоны	Число наблюдений n	Критерий Стьюдента для К-объектов	
		$t_{выч.}$	$\frac{t_{0,05}}{k};f$			$t_{выч.}$	$\frac{t_{0,05}}{k};f$
Южная Камчатка	I43	$t_1 = 3,I4$	2,62	Южная Камчатка	57	$t_1 = I,45$	2,66
Северные Курилы		$t_2 = I9,33$		Северные Курилы		$t_2 = 0,63$	
Поперечная зона Броутона		$t_3 = 7,I6$		Поперечная зона Броутона		$t_3 = 3,47$	
Южные Курилы		$t_4 = I8,30$		Южные Курилы		$t_4 = 0,I8$	
Северо-восточный Хоккайдо		$t_5 = 8,40$		Северо-восточный Хоккайдо		$t_5 = 4,74$	
Южная Камчатка	I37	$t_1 = I,96$	2,62	Южная Камчатка	53	$t_1 = 2,33$	2,68
Северные Курилы		$t_2 = 24,3$		Северные Курилы		$t_2 = 0,82$	
Южные Курилы		$t_3 = I2,40$		Поперечная зона Броутона		$t_3 = 3,43$	
Северо-восточный Хоккайдо		$t_4 = 8,00$		Южные Курилы		$t_4 = 0,67$	
Южная Камчатка	6I	$t_1 = 6,24$	2,47	Северные Курилы	48	$t_1 = I,43$	2,48
Южные Курилы		$t_2 = 2,29$		Поперечная зона Броутона		$t_2 = 2,47$	
Северо-восточный Хоккайдо		$t_3 = 2,33$		Южные Курилы		$t_3 = 0,74$	
Южные Курилы Северо-восточный Хоккайдо	39	$t = 0,86$	2,02				

(118) и лишь для поперечной зоны Броутона и профиля о-в Парамушир-о-в Атласова заметно различаются. Анализ соотношения значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ для отдельных вулканов и соответствующих глубин до сейсмофокальной зоны, проведенный нами ранее (35), показал наличие между этими величинами значимой отрицательной линейной корреляции. Расчет по новым значениям глубин (рис.88) подтвердил правомерность этого вывода: значение коэффициентов линейной корреляции $r = -0,65$ при $t_{выч} = 11,97$ и $t_{0,05} = 1,97$.

Однако указанная зависимость может рассматриваться как линейная, по-видимому, только в первом приближении. Так, значения коэффициента корреляции, рассчитанные отдельно для разных участков дуги*, неодинаковы, а для поперечной зоны Броутона величина r вообще меньше критической, что не подтверждает наличие здесь линейной корреляции (табл.23). Напомним, что ранее для этого участка дуги было показано статистическое отсутствие различий между средними значениями Sr-изотопных отношений в лавах фронтальной и тыловой зон. При этом среднее значение отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в лавах поперечной зоны Броутона - 0,70298 ($n = 22$) близко к среднему для лав тыловой зоны Курил - 0,70302 ($n = 48$).

Таблица 23

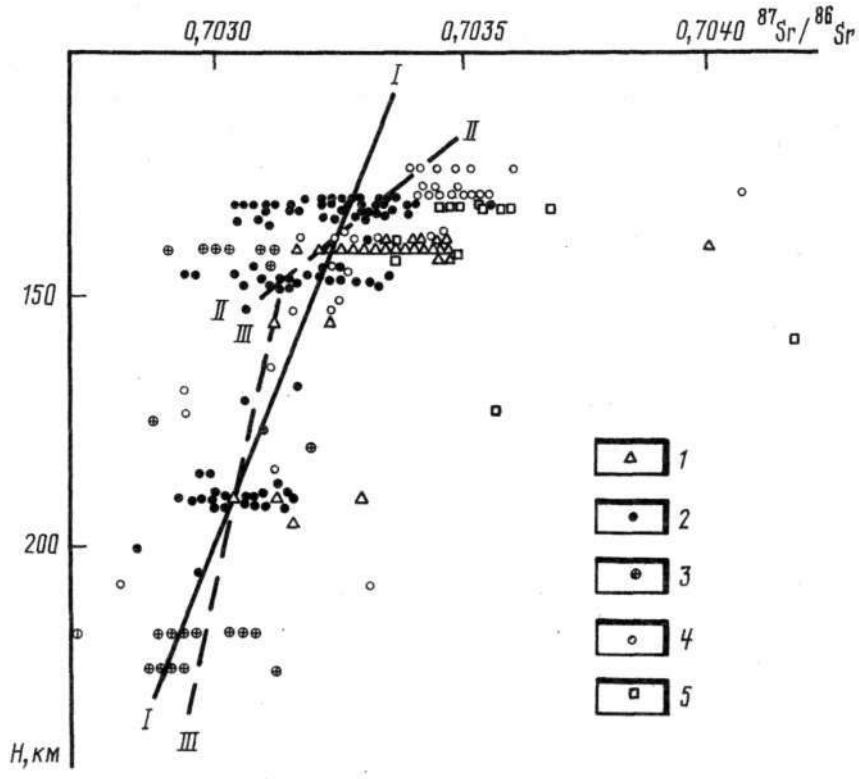
Статистические оценки значимости коэффициентов линейной корреляции r_{xy} между величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$ и глубиной

Район	n	r_{xy}	t-критерий Стьюдента	
			$t_{выч}$	$t_{0,05;f}$
Курильская островная дуга (в целом)	I98	-0,65	II,97	I,97
Собственно курильская часть дуги	I62	-0,69	I2,06	I,97
Южно-Камчатский участок	30	-0,57	3,67	2,05
Северо-Курильский участок	I04	-0,65	8,64	I,98
Участок поперечной зоны Броутона	22	-0,33	I,56	2,08
Южно-Курильский участок	36	-0,78	7,27	2,03
Собственно курильская часть дуги с вулканами, для которых $H \leq I50$ км	I06	-0,54	6,54	I,98
Собственно курильская часть дуги с вулканами, для которых $H > I50$ км	56	-0,42	3,40	2,00

Примечание: n - число наблюдений; r_{xy} - коэффициент корреляции; $t_{выч}$ - вычисленное значение критерия t ; $t_{0,05}$, f - табличное значение критерия t при 5%-ном уровне значимости и f степенях свободы.

Более внимательный анализ рис.88 показывает заметное различие характера вариаций величины Sr-изотопных отношений для вулканов с малыми и большими значениями глубин до сейсмофокальной зоны H.При,малых значениях H (II5-I50 км величины Sr-изотопных отношений колеблются в широких пределах (от 0,7029-0,7030 до 0,7039-0,7041), тогда как при увеличении H (до 180 км и более) размах вариаций уменьшается и значения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ асимптотически приближаются к некой постоянной величине, лежащей в пределах 0,70280-0,70310. Такой вид зависимости близок к показательной или гиперболической функции, что,

*Такой расчет для участка северо-восточного Хоккайдо не проводился в связи с ограниченностью исходных данных



Р и с.88. Соотношение величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в лавах четвертичных вулканов Курильской островной дуги с глубиной до сейсмофокальной зоны Н

1-5 - участки дуги: I - Южно-Камчатский, 2 - Северо-Курильский, 3 - поперечной зоны Броутона, 4 - Южно-Курильской, 5 - северо-восточный Хоккайдо. I-III - линии регрессии для вулканов собственно Курильской части дуги: I - для всех вулканов, II - для вулканов с Н 150 км, III - для-вулканов с Н 150 км. Уравнение регрессии: I) $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70381-4,0510^{-6}$ Н, II) $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70481-1$ I 0^{-6} Н, Ш) $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70350-2,44\ 10^{-6}$ Н

по-видимому, имеет определенный геологический смысл, указывая на гетерогенность магм и наличие по крайней мере двух источников их.

Первый источник - это вещество со значениями Sr-изотопных отношений, лежащими в указанных пределах и, возможно, отвечающими недеплетированной островодужной мантии. В качестве Sr-изотопной метки его можно принять либо среднее значение, полученное для лав тыловой зоны собственно Курил, - 0,7030+0,0001 (см. также (62)), либо по другой интерпретации - минимальное из обнаруженных в курильских лавах значение (0,70271).

Второй источник - вещество с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr > 0,7040$. Смешение материала этих источников в разной пропорции дает весь наблюдающийся спектр частных значений Sr- изотопных отношений. При этом слабоконтаминированные лавы встречаются в основном на вулканах с большими значениями Н (в тыловой зоне), тогда как для лав вулканов с малыми значениями Н (во фронтальной зоне) степень контаминации в целом намного выше, хотя и сильно колеблется.

Подробно вопрос о причинах изотопной зональности и источниках магматических расплавов разбирается в разд.4.

3.3.2. Nd-изотопная зональность

В 26 образцах четвертичных лав Курильской островной дуги, отобранных в основном в рейсах НИС "Вулканолог", выполнены определения изотопного состава неодима. Определения проводились Д.З.Журавлевым в ИГЕМ АН СССР на масс-спектрометре МИ-1320. Охарактеризовано 26 вулканов, в том числе 9 подводных (табл.24). В тех же образцах, где выполнен изотопный анализ Nd, определен и изотопный состав Sr(9,62).

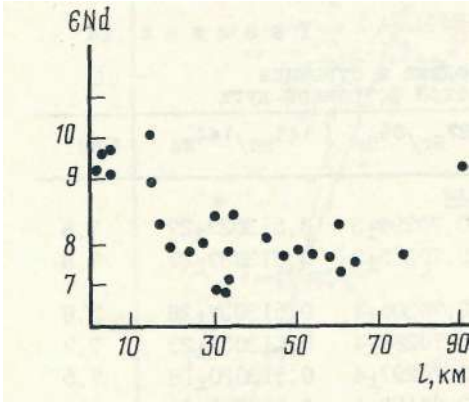
Таблица 24

Результаты изотопного анализа неодима и стронция в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги

Номер образца	Порода	Местоположение	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ϵNd
		Северные Курилы			
BII-575	Б	Т, Алаид	0,70299±3	0,5I3027±27	7,6
4/2-8I	АБ	Ф, о-в Парамушир, в.Чикурачки	0,703I5±3	0,5I3037±27	7,8
BII-506	АБ	Т, в.Маканруши	0,70305±4	0,5I3037±28	7,8
BII-72/5	Б	Т., п.в.2.I Белянкина,	0,70284±4	0,5I3035±23	7,7
BII-75/3	АБ	Т, п.в.2.3 Авось	0,70297±4	0,5I3020±I9	7,5
830I	АБ	Ф, о-в Онекотан, кальд.Немо	0,70I38±4	0,5I3I0I±20	9,0
BII-527	А	Т. в.Чиринкотан	0,703I3±4	0,5I30I2±23	7,3
BII-572	А	П, в.Экарма	0,703II±3	0,5I3086±I7	8,7
BII-II3/2	А	Ф, п.в.3.II Ловушки	0,70326±3	0,5I3I28±28	9,6
BII-549	Д	Ф, о-в Янкича, в.Ушишир	0,703II±5	0,5I3I04±26	9,I
I40-8I	А	Ф, о-в Симушир, кальд.Заварицкого	0,70304±3	0,5I3I53±I8	I0,I
5I5-30/I	А	Т, п.в.5.4 Пегас	0,70298±4	0.5I3034±26	7,7
BI5-29/I	А	Т, п.в.5.4 Пегас	0,70309±8	0,5I3054±I6	8,I
BI5-25/2	Б	П, п.в.5.6 Лисянского	0,703I6±4	0,5I2993±8	6,9
BI5-27/I	АБ	П, п.в.5.6 Лисянского	0,70306±3	0,5I3036±I7	7,8
		Поперечная зона Броутона (Центральные Курилы)			
I35-8I	А	Ф, о-в Симушир; в.Мильна	0,70290±4	0,5I3046±20	8,0
BI5-86/I	Б	Т, п.в. Вавилова	0,70326±5	0,5I3II2±22	9,3
BI5-307	А	Т, о-в Броутона	0,70306±5	0,5I3073±2I	8,5
BI5-327	А	П, о-в Чирпой, в.Черного	0,703I9±5	0,5I3090±24	8,8
BI5-40/I	Б	П, п.кальд.6.II Горшкова	0,70287±5	0,5I304I±24	7,9
		Южные Курилы			
BI5-404	Б	Ф, о-в Итуруп, в.Демон	0,70322±4	0,5I3066±2I	8,4
I07/8I	А	Ф, о-в Итуруп, в.Берутарубе	0,7034I±4	0,5I3III±I7	9,2
I77/8I	А	П, о-в Итуруп, в.Хмельницкого	0,70293±4	0,5I3035±48	7,7
II3/8I	А	П, о-в Итуруп, в.Атсонупури	0,703I6±3	0,5I2992±I9	6,9
36/I5-77	А	П, о-в Кунашир, в.Руруй	0,70323±5	0,5I3003±I9	7,I
38/20-77	Р	Ф, о-в Кунашир, в.Менделеева	0,70407±5	0,5I3I35±27	9,7
40/8-88	А	Ф, о-в Кунашир, к.Головнина	0,70340±5	0,5I3I33±20	9,7

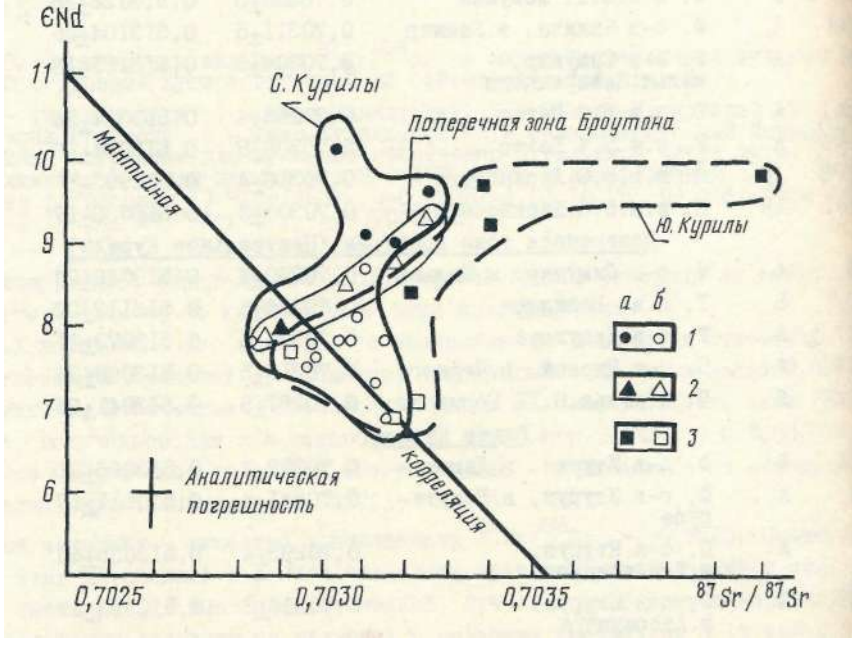
Принятые сокращения: Б- базальт, АБ - андезито-базальт, А - андезит, Д - Дацит, Р - риолит, Ф - фронтальная зона, П - промежуточная зона, Т - тыловая зона, в - вулкан, п.в. - подводный вулкан, кальд. - кальдера

Анализ показывает, что значение Є Nd в лавах зависит от положения вулканов относительно вулканического фронта (рис.89): максимальные значения Є Nd равные 9-10, наблюдаются на вулканах, расположенных вблизи фронта, тогда как с удалением от него значения Є Nd уменьшаются до 7-8. Таким образам, в пределах Курильской островной дуги наблюдается достаточно отчетливая поперечная Hd- изотопная зональность, сходная со Sr изотопной зональностью.



Р и с.89. Соотношение величины Nd в лавах четвертичных вулканов Курильской островной дуги с расстоянием от вулканического фронта (I)

На диаграмме соотношения изотопных характеристик Sr и Nd , данные для четвертичных вулканитов Курильской островной дуги (рис.90), занимают в целом довольно компактную область (=0,03$ по $^{143}Nd/^{144}Nd$ и 0,08$ по $^{87}Sr/^{86}Sr$),



Р и с.90. Изотопные характеристики Sr и Nd в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - участки дуги: I - Северо-Курильский, 2 - поперечной зоны Броутона, 3 - Южно-Курильский, а - лавы фронтальной, б - тыловой и промежуточной зоны

хорошо совпадающую с областями для островных дуг Идзу, Алеутской, Марианской, Новой Британии (рис.91). В пределах этой области наблюдается уменьшение величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ и εNd при переходе от фронтальной к тыловой зоне дуги. При этом фигуративные точки анализов лав тыловой зоны лежат в области так называемой мантийной корреляции (182), а лав фронтальной зоны - несколько смещены вверх и вправо - в сторону больших значений $^{87}Sr/^{8}Sr$ и εNd (см. рис.90).

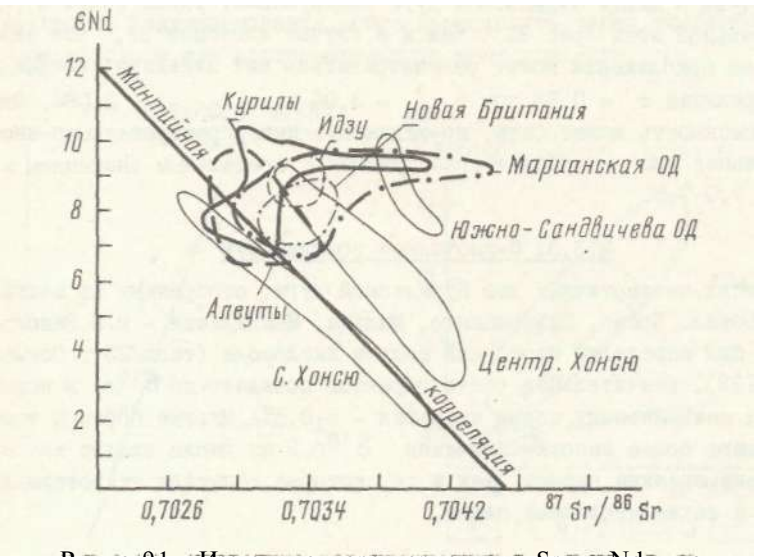


Рис.91. Изотопные характеристики Sr и Nd в лавах некоторых островных дуг. Данные по островным дугам из работ 181,183,194,217,227.

Лишь для поперечной зоны Броутона зональность, как и в случае Sr-изотопны отношений, нарушается. Образец андезита с вулкана Мильна о-ва Симушир (фронтальная зона) попадает в поле пород тыловой зоны, а образец андезита вулкана Чирпой, о-в Чирпой (промежуточная зона), и базальта подводного вулкана 67 (тыловая зона) - в поле пород фронтальной зоны. При этом базальт вулкана 6.7 по особенностям вещественного состава, включая данные по РЗЭ, соответствует породам фронтальной зоны дуги, и возможно, появление его в тылу дуги связано с ледовым разносом. Однако два других образца отобраны из наземных вулканов и действительно представляют некое исключение. Добавим, что лавы вулкана Мильна по своим геохимическим характеристикам резко отличаются от лав фронтальной зоны (91) (см. также разд.3.3.1).

Установленный на Курильской ОД тип поперечной изотопной зональности островодужных лав отличается от типов зональности для вулканов Центрального и Се--рного Хонсю, описанных в работе (227), где в первом случае от фронтальной к тыловой зоне наблюдается уменьшение εSr и возрастание εNd, а во втором - обратная картина. Таким образом, можно констатировать, что характер поперечизотопной зональности может быть различным, будучи, по-видимому, обусловленным неодинаковым вкладом различных источников в состав генерируемых в островодужных обстановках магм.

Сравнение изотопных данных для Северных и Южных Курил с помощью диаграммы εNd - $^{87}Sr/^{86}Sr$ (см. рис.90) показывает, что поля фигуративных трчек разных по простиранию участков Курильской островной дуги практически совпадают для

тыловых зон и несколько различаются для фронтальных. При этом смещение полей происходит за счет небольшого увеличения значения отношения $^{87}Sr/^{8}\cdot Sr$ от Северных к Южным Курилам при практически постоянной величине εNd. Эти данные еще раз показывают отсутствие в пределах Курильской островной дуги продольной зональности по изотопному составу Nd при наличии такой зональности по изотопному составу Sr по крайней мере во фронтальной зоне дуги (см. разд.3.3.1).

Величина εNd в лавах Курильской дуги обнаруживает также связь с глубиной до сейсмофокальной зоны (рис.92). Как и в случае изотопов Sr, эта зависимость в первом приближении может рассматриваться как линейная: коэффициент линейной корреляции r =0,53 при $t_{выч}$ = 3,06 и $t_{0,05;24}$ = 2.064. Однако и здесь эта зависимость может быть, по-видимому, интерпретирована по-иному - как показательная или гиперболическая функция с предельным значением в лавах тыловой зоны 7,0-7,5.

3.3.3. O-изотопная зональность

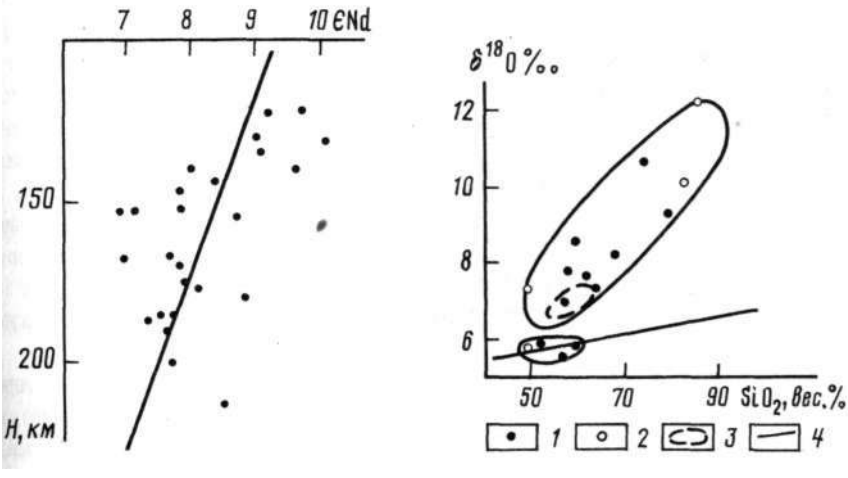
В 14 образцах четвертичных лав Курильской дуги, отобранных из шести вулканов: Алаид, Эбеко, Прево, Заварицкого, Мильна, Менделеева,- В.И.Виноградовым с соавторами был определен изотопный состав кислорода (табл.25). Согласно этим данным (33), значительная часть образцов попадает по δ^{18}.о в нормальный для глубинных неизмененных пород интервал - 6+ -0,5‰. . Многие образцы тем не менее обнаруживают более высокие значения δ^{18}.о. В их число входят как петрографически неизмененные породы, так и те, которые испытали гидротермальную переработку, а также некоторые пемзы.

Таблица 25

Изотопный состав о и Sr в современных лавах Курильской островной дуги (33)

Образец	Вулкан	Порода	$\delta^{18}O$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	SiO_2
		Фронтальная зона			
I869	Эбеко	Измененный андезит	+I0,8	0,70322	79,94
I872		Свежий андезит	+8,7	0,703I2	59,83
I960	Прево	Андезит	+7,8	0,70334	58,II
2009		То же	+7,7	0,70327	6I,98
I958	Заварицкого (купол I957 г.)	"	+5,9	0,70356	59,04
I963		Пемза	+8,3	0,703I5	68,02
I96I	Тятя	Базальт	+5,9	0,70324	5I,54
2074		Пемза	+9,4	0,70368	78,62
I959	Менделеева	Андезит	+7,0	0,70348	62,93
200I		То же	+5,6	0,70355	56,27
I975	Мильна	"	+7,0	0,70302	57,66
		Тыловая зона			
I824	Алаид	Субщелочной базальт	+7,4	0,70295	49,52
I83I		То же (прорыв Олимпийский, I972 г.)	+5,8	0,70293	49,62
2038		Пемза	+I0,2	0,70468	82,28
2042		То же	+I2,4	0,70470	85,38

На диаграмме $\delta^{18}O$-SiO_2 отчетливо выделяются два широких тренда (рис.93). Часть точек, отвечающих составу пород вулканов Тятя, Заварицкого и Мильна, группируются вблизи линии, характеризующей фракционирование изотопов кислорода в процессе-магматической дифференциации. Согласно В.И.Виноградову С33), соответствующие породы можно рассматривать как образованные или преобразованные при высоких температурах. Если вещество коры и участвовало в их образовании, то изотопный состав его кислорода был уравновешен с кислородом мантийного происхождения. Уравновешивание могло происходить через высокотемпературные растворы морского или континентального происхождения.



Р и с.92. Соотношение величины Nd в лавах четвертичных вулканов Курильской островной дуги с глубиной до сейсмофокальной зоны Н. Уравнение линии регрессии: Nd = II,I6-0,0I8H

Ри с.93. Соотношение величины ^{18}O и концентраций SiO_2 в четвертичных лавах Курильской островной дуги 33

1,2 - Курилы: I - фронтальная зона, 2 - тыловая зона; 3 - поле андезитов Японской островной дуги; 4 - линия, характеризующая фракционирование изотопов о в процессе магматической дифференциации: 3,4 - по 215

Другая группа точек на рис.93 располагается выше линии изотопного равновесия (вулканы: Алаид, Эбеко, Прево, Заварицкого, Мильна, Тятя и Менделеева). Соответствующие им вулканиты не могли образоваться в ходе магматической дифференциации с фракционированием изотопов кислорода. Для обеспечения значений $\delta^{18}O$ в них выдвигаются различные модели, предусматривающие участие в магматическом процессе осадочного компонента или относительно низкотемпературных гидротермально-измененных пород типа пропилитов. Точки, располагающиеся в верхней части диаграммы, отвечают пемзам, нередко присутствующим в лавах вулканов Алаид и Тятя в виде включений.

Сравнение значений $\delta^{18}O$ для лав вулканов тыловой и фронтальной зон Курильской дуги не выявляет их различия. Одновременно существенных отличий не устанавливается и с андезитами Японской островной дуги, где также отсутствует зональность по изотопному составу кислорода (215,216). Согласно точке зрения В.И.Виноградова (33), это свидетельствует о контаминации магматических расплавов курильских вулканов коровым веществом.

3.3.4. Be-изотопная зональность

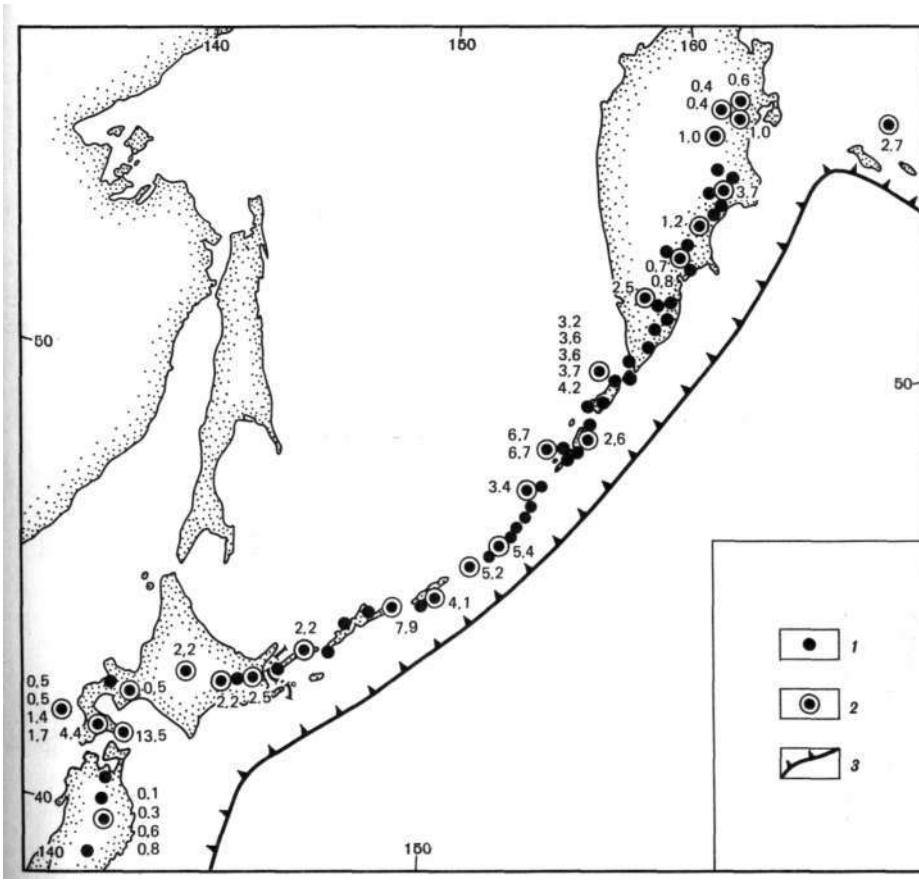
В 13 образцах - продуктах исторически датированных извержений девяти вулканов Курильской островной дуги - выполнены 14 определений количества изотопа Be (табл.26). Такие же данные получены для 10 образцов восьми вулканов Камчатки (II определений). Кроме того, для трех образцов курильских лав и двух - камчатских определены концентрации стабильного изотопа ^{9}Be. Это первые материалы по изотопам Be для Курило-Камчатской островодужной системы. Анализы выполнены в отделе земного магнетизма Института Карнеги в г.Вашингтоне, США, под руководством профессора Ф.Тера. Первичные материалы и их предварительный анализ опубликованы в (162, 221).

Интерес к изучению Be в лавах определяется тем обстоятельством, что этот короткоживущий космогенный изотоп (период полураспада 1,5 млн лет) может рассматриваться как геохимический трассер, фиксирующий участие океанических осадков в процессах магмообразования в островодужных системах. ^{10}Be накапливается в пелагических осадках, покрывающих дно океана, где концентрация его на 3 порядка превышает концентрацию в базальтах срединно-океанических хребтов и океанических островов ($1*10^{9}$ против $<1*10^{6}$ ат/г). Соответственно в лавах островных дуг в случае участия в магмагенезисе исходных для них расплавов пелагических осадков должно наблюдаться повышенное ($>1*10^{6}$ ат./г) содержание ^{10}Be по сравнению с лавами вулканов, не связанных с зонами субдукции (237,244).

Установлено, что в образцах курильских лав Be присутствует в количестве $(2,2\text{-}7,9)10^{6}$ ат./г, тогда как в лавах камчатских вулканов его содержание значительно ниже и варьирует от нуля до $3,7*10^{6}$ ат./г, причем лишь для двух вулканов - Опала и Крашенинникова - количество определенного ^{10}Be превышает $1,2*10^{6}$ ат./г. Заметим, что, согласно многим исследователям, курильский сегмент Курило-Камчатской островодужной системы не заканчивается на широте Северных Курил, а продолжается на территорию Камчатского полуострова, захватывая южную его часть вплоть до Начикинской складчато-глыбовой поперечной зоны, аналогично тому, как на юге курильский сегмент продолжается на территорию о-ва Хоккайдо. Таким образом, одна из полученных "высоких" цифр (вулкан Опала) относится, скорее всего, к курильскому сегменту Курило-Камчатской островодужной ситемы, хотя сам вулкан располагается на п-ове Камчатка.

Анализ полученных результатов показывает, что на северном и южном флангах курильского сегмента, там, где островная дуга переходит на более консолидированные структуры, наблюдается тенденция к уменьшению содержаний ^{10}Be (рис.94), что позволяет говорить о проявлении в пределах дуги продольной зональности по ^{10}Be. Подчеркнем, что эта тенденция прямо противоположна характеру изменения вдоль дуги величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, которое на флангах дуги увеличивается (см. разд. о Sr-изотопной зональности).

Вместе с тем в области сочленения Курильской дуги с дугой Хонсю содержание Be во фронтальной части дуги резко возрастает (244). При этом на юго-востоке о-ва Хоккайдо наблюдается последовательное уменьшение концентрации Be от фронта к тылу дуги: $13,5*10^{6}$ ат./г для вулкана Эсан, $4,4*10^{6}$ - для вулкана Камагатаки и $1,5*10^{6}$ ат./г для вулкана Осима-Осима (рис.94), т.е. имеет место отчетливая поперечная зональность. Интересно отметить, что дальше на юг содержание Be опять уменьшается и на о-ве Хонсю для вулканов Фунагата и Фудзи составляет менее $1*10^{6}$ ат./г, т.е. лежит в тех же пределах, что и для большинства вулканов Камчатки. Можно предположить, что подобный харак-



Р и с.94. Латеральные вариации величины ^{10}Be в современных лавах Курильской островной дети, Камчатки и Северной Японии

I - действующие вулканы; 2 - вулканы, в лавах которых определены концентрации ^{10}Be; цифры - значения концентраций в 10^{6} ат./г; 3 - Курило-Камчатский глубоководный желоб. Данные по Японии приведены по 244

тер распределения Be обусловлен каким-то масштабным процессом, на который локально наложены более мелкие процессы. Так, в частности, наличие двух противоположных по направленности и длительно существующих океанских течений, с юга и севера сходящихся у о-ва Хоккайдо, вполне могло привести к значительно более быстрому накоплению там осадочного материала, обогащенного ^{10}Be, субдуцирование которого вызвало появление отмеченного тренда. При этом, несомненно , очень важную роль играла и региональная специфика основных геодинамических параметров процесса субдукции на разных участках Курило-Камчатской системы- угла наклона и скорости конвергенции литосферных плит, наличие продольных и поперечных тектонических нарушений в районе глубоководного желоба, а также вещественный состав и мощность осадков, покрывающих Тихоокеанскую плиту.

Отметим также относительно повышенное содержание ^{10}Be ($6,7*10^{6}$ ат./г - по определениям в двух образцах) в лавах вулкана Чиринкотан в тыловой зоне Се--рных Курил. Лавы вулканов Креницына на о-ве Онекотан и Сарычева на о-ве Матуа, расположенных в 70-100 км от него, соответственно к северу и югу и во

Таблица 26

Содержание ^{10}Be, ^{9}Be в современных лавах Курило-Камчатской островодужной системы и Северной Японии

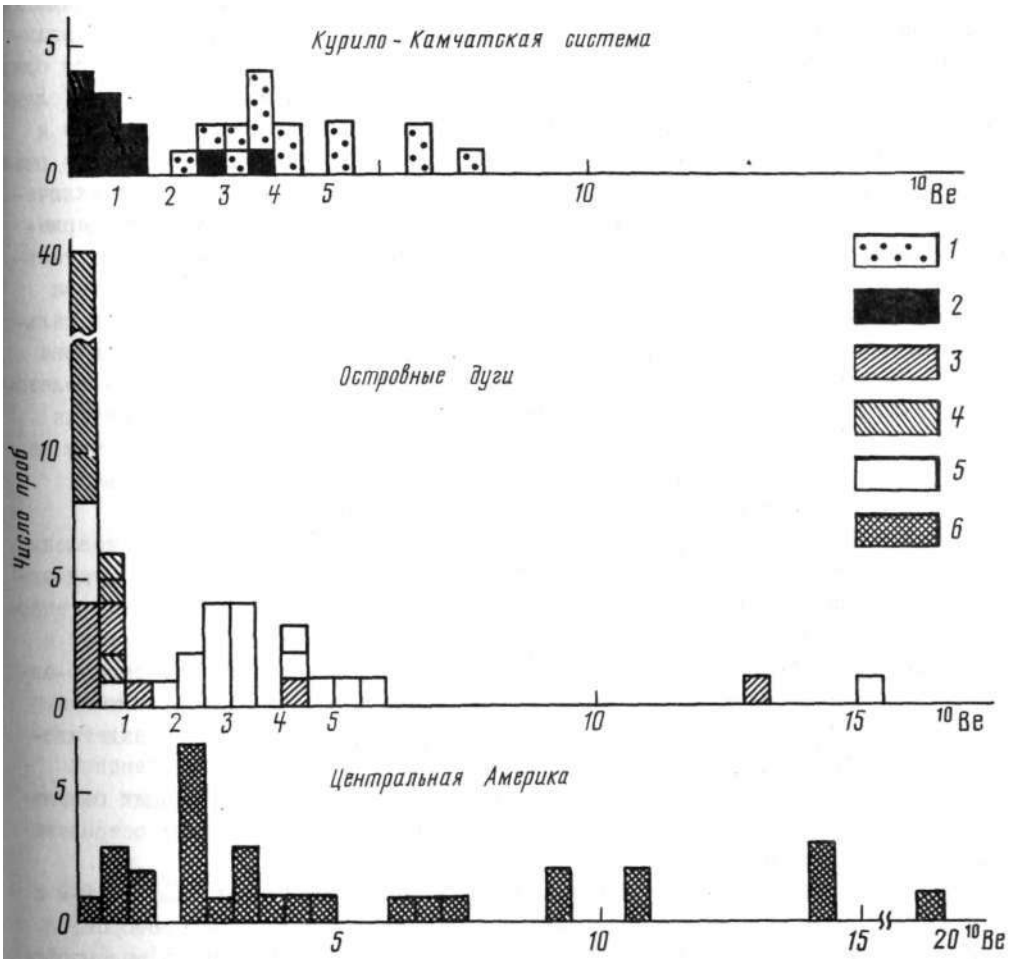
№ п/п	Вулкан, остров	Дата извержения	Порода	Номер образца	Структурная зона	^{10}Be, г/т	^{9}Be, г/т	$^{10}Be/^{9}Be$ (10^{-11})
			Курилы					
I.	Тятя, о-в Кунашир	I973	Базальт	8342/2	Фронтальная	2,2	0,40	8,2
2.	Медвежий, о-в Итуруп	I882	Андезит	BI5-392	-"-	7,9	0,26	45,5
3.	Берга, о-в Уруп	I937	-"-	III-Б	-"-	4,I	-	-
4.	Черного, о-в Чирпой	I857	-"-	B-I5-325	-"-	5,2	0,44	I7,7
5.	Заварицкого, о-в Симушир	I957	-"-	ФБ-37	-"-	5,4	-	-
6.	Серычева, о-в Матуа	I976	Андезито-базальт	M-764	-"-	3,4	0,46	II,I
7.	Чиринкотан, о-в Чиринкотан	I980	Андезит	B-II-527	Тыловая	6,7	0,83	I2,I
8.	Тоже	I980	-"-	B-II-527A	-"-	6,7	-	-
9.	Креницына, о-в Онекотан	I952	-"-	8322/3	Фронтальная	2,6	-	-
0.	Алаид, о-в Атласова	I934	Базальт	2/3-8I	Тыловая	3,6	-	-
I.	Тоже	I972	-"-	B-II-575	-"-	3,6;3,7	0,69	7,8
2.	-"-	I972	-"-	B-II-576	-"-	3,2	-	-
3.	-"-	I98I	-"-	A-3(6) A-8I	-"-	4,2	0,69	9,I
			Камчатка					
4.	Опала	500(^{14}C)	Риолит	86-204	Тыловая	2,5	-	-
5.	Авачинский	I938	Андезито-базальт	29I47	Фронтальная	0,7;0,8	0,35	3,0
6.	Карымский	I976	Андезит	Кр-4-76	-"-	I,2	0,70	2,6
7.	Крашенинникова	I400(^{14}C)	Дацит	629/2	-"-	3,7	-	-
8.	Толбачик	I975	Базальт	60I0	Тыловая	I,0	0,4I	3,7
I9.	-"-	I976	-"-	ТОЛ-I	-"-	0,0	-	-
20.	Безымянный	I977	Андезит	6462	Фронтальная	I,0	-	-
2I.	Ключевской	I932	Андезито-базальт	3-8	-"-	0,4	-	-
22.	-"-	I983	-"-	II5/83	-"-	0,4	0,67	0,9
23.	Шивелуч	I980 ?	Андезит	8037	-"-	0,6	0,69	I,3
			Северная Япония					
24.	Раусудаке, о-в Хоккайдо	?	?	?	-"-	2,5	-	-
25.	Меакан, о-в Хоккайдо	?	?	?	-"-	2,2	-	-
26.	Такачи, о-в Хоккайдо	?	?	?	Тыловая	2,2	-	-
27.	Турумаи, о-в Хоккайдо	?	Андезит	0805-04	Фронтальная	0,5	-	-
28.	Усу, о-в Хоккайдо	I978	-"-	0805-03	-"-	0,2	-	-
29.	Эсан, о-в Хоккайдо	?	?	0805-0I2	-"-	I3,5	0,2	9I,9
30.	Камагадаке, о-в Хоккайдо	?	-"-	0805-02	-"-	4,4	0,37	I7,9
3I.	Осима-Осима, о-в Осима-Осима	I74I(?)	Базальты, дациты	0805-0I	Тыловая	0,5;0,5	0,57	3,9
32.	Фунагата, о-в Хонсю		Базальт, андезит	?	Фронтальная	0,8;0,6 0,3;0I	-	-
33.	Фудзи, о-в Хонсю	864	Базальт	0803-03	-"-	0,2	-	-

Примечание: Проанализированы образцы из следующих коллекций: НИС "Вулканолог" - 2,4,7,8; А.В.Колоскова - 1,9; Б.Н.Пискунова - 3; Г.Б.Флерова - 5; В.Н.Андреева - 6,20; А.А.Цветкова - 10; Г.П.Авдейко - 13; И.В.Мелекесцева - 14; М.Ю.Пузанкова - 15; И.Б.Симбирева - 16; В.В.Пономаревой - 17; О.Н.Вольница - 18; Д.И.Фрих-Хара - 19; А.Н.Озерова - 21,22; Ю.М.Дубика - 23.

фронтальной зоне содержат лишь (2,6-3,4)10^6 ат./г ^{10}Be. Вряд ли следует искать объяснение этим фактам исходя из предпосылки о большей доле осадочного компонента в магматическом источнике тыловой зоны по сравнению с магматическим источником фронтальной зоны. Как известно, вулкан Чиринкотан расположен примерно в 250 км от оси глубоководного желоба, а расстояние до сейсмофокальной зоны под ним составляет около 190 км. Исходя из теоретических представлений о тектонике плит маловероятно, что степень контаминации островодужного источника осадочным материалом будет возрастать по мере удаления от фронта конвергирующих плит и заглубления зоны Заварицкого-Беньофа. Поэтому мы считаем, что наличие относительно обогащенных ^{10}Be пород в тылу курильского сегмента островодужной системы, как и любых других островных дуг Мирового океана, скорее всего, является не закономерным, а случайным событием, например за счет существования грабенов или "карманов" на поверхности субдуцируемой плиты в области ее перегиба, где мощность молодых осадков, а следовательно, и суммарное количество ^{10}Be в них резко повышены. Подобные явления задокументированы, в частности, в районе Японского и Центральноамериканского глубоководных желобов и обусловлены тектоническими причинами (154,220). В пользу подобной интерпретации свидетельствуют особенности распределения ^{10}Be в лавах вулканов северо-восточного Хонсю, где, как уже отмечалось, на фоне низких концентраций этого изотопа во фронтальной зоне, к северу и югу от юго-западной оконечности о-ва Хоккайдо, в пределах сравнительно узкой поперечной зоны, наблюдаются значительно более высокие содержания ^{10}Be, последовательно убывающие от фронта к тылу дуги.

В целом курильский сегмент Курило-Камчатской островодужной системы вполне сопоставим с такими дугами, как, например, Алеутская, а также с Центральноамериканскими Кордильерами (Гватемала, Никарагуа), для которых ранее было установлено участие осадочного компонента в процессе магмогенезиса (244). в то же время количество ^{10}Be в камчатских лавах, за указанным исключением, соизмеримо с количеством ^{10}Be в породах Зондской и Марианской островных дуг, дуги Хальмахера, а также абиссальных толеитах и молодых платобазальтах (траппах), не превышающим 1,0*10^6 ат./г (рис.95). Причины подобного характера распределения Be, по-видимому, могут быть следующие: I) большая степень распада Be в осадках камчатского сегменте дуги, вызываемая более длительной их транспортировкой до уровней магмогенерации (Камчатка ~2,4; Курилы ~2,1 млн лет). Простейшие расчеты показывают, что камчатские лавы за счет этого должны быть в среднем на 15% беднее ^{10}Be, чем курильские; 2) разубоживание в районе Камчатки наиболее молодых, обогащенных ^{10}Be пелагических осадков, составляющих верхнюю часть субдуцируемой осадочной колонны, терригенным материалом с низким содержанием ^{10}Be (скв.192 Д*ДР); 3)преимущественная аккреция верхнего слоя осадочной колонны вблизи Камчатки и его субдукция в районе Курил; 4) значительная контаминация камчатских лав веществом древней континентальной коры; 5) преимущественное вхождение осадочного компонента в источник курильских магм по сравнению с камчатским источником.

Таким образом, в пределах Японо-Курилокамчатской островодужной состемы наблюдается продольная зональность концентраций ^{10}Be в лавах, а в отдельных участках этой системы и поперечная зональность.



Р и с.95. Распространение ^{10}Be в лавах островных дуг и активных континентальных окраин

I - Курилы; 2 - Камчатка; 3 - Япония; 4 - Зондские, Марианские острова и дуга Хальмахера; 5 - Алеуты; 6 - Центральная Америка; 3-6 - приведены по 244

3.4. ЗОНАЛЬНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЛАВАХ

Описанию включений в лавах Курильской островной дуги посвящена специальная монография (155). Более новые данные приводятся в целом ряде публикаций (36,44,59,121,161), причем в части из них специально рассматриваются лишь недавно обнаруженные на Курилах ультраосновные включения (36,161). Поэтому здесь мы остановимся только на сравнительной характеристике включений из вулканитов фронтальной и тыловой зон дуги, основываясь как на собственных, так и на литературных данных.

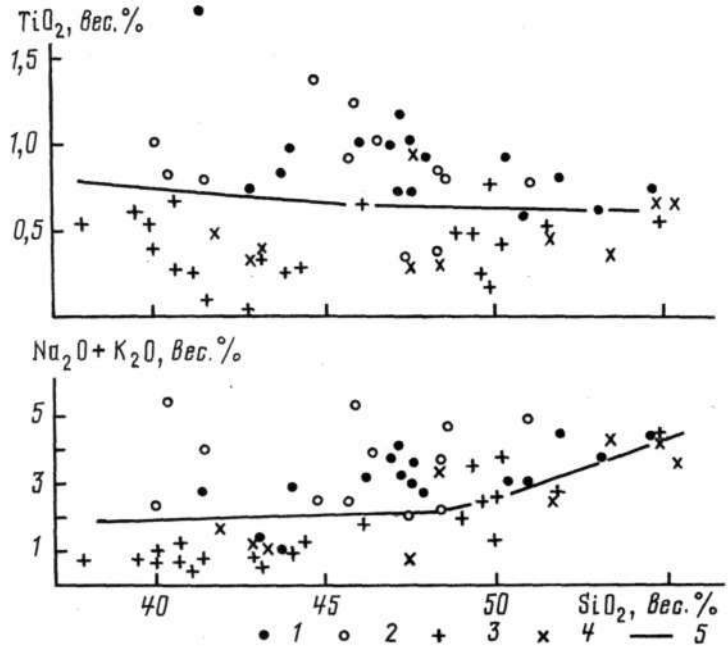
Глубинные включения в лавах фронтальной зоны обнаружены на многих вулканах по всему простиранию дуги от о-ва Парамушир на севере до о-ва Кунашир на юге. Представлены они преимущественно разнообразными оливин-пироксеновыми

габброидами (габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты), среди которых выделяется специфическая группа крупнокристаллических анортитовых разностей (аллювалиты, троктолиты, эвкриты). Наряду с габброидами постоянно встречаются близкие к ним по составу пироксен-плагиоклазовые (+ оливин) кристаллические сланцы. Среди редких типов включений отмечены биотит-пироксен-плагиоклазовые и зеленые сланцы, плагиоклаз-пироксеновые и гранат-пироксен-плагиоклазовые гнейсы (вулканы о-ва Парамушир). В ряде случаев наблюдаются гранитоидные включения (вулканы островов Парамушир, Симушир, Кунашир). Находки амфиболсодержащих габброидов, диоритов, а также ультраосновных включений в лавах фронтальной зоны единичны. Так, амфиболовые габбро обнаружены на вулкане Сарычева (о-в Матуа), амфиболовые диориты - на вулкане Мильна (о-в Симушир) и в кальдере Головнина (о-в Кунашир). Амфиболиты установлены на вулкане Татаринова (о-в Парамушир). Наконец, в плиоценовом субвулканическом массиве мыса Шелехова на о-ве Парамушир наряду с включениями амфиболовых габброидов отмечены включения горнблендитов, на вулканах Татаринова, Чикурачки, Эбеко на том же острове - включения плагиоклазовых пироксенитов, а на вулкане Медвежьем (о-в Итуруп) встречен ксенолит серпентинита (59,155).

В тыловой зоне Курильской островной дуги глубинные включения установлены в базальтах вулкана Алаид (габбро, амфиболовые габбро, гипербазиты), андезитах вулкана Чиринкотан (амфиболовые габброиды, кристаллические сланцы, гипербазиты), андезитах вулкана Броутона (амфиболовые габброиды, гипербазиты) и базальтах побочного подводного конуса (подводный вулкан 6.10), на северо-западном подводном склоне его - гипербазиты. Кроме того, отдельные включения полнокристаллических амфиболовых габбро встречаются в андезитах и андезито-дацитах подводных вулканов Южно-Итурупской, Броутонской и Чиринкотанской групп, а микроксенолиты гипербазитов - в шлифах из амфиболсодержащих базальтов, андезито-базальтов и андезитов ряда подводных вулканов между островами Чиринкотан и Броутона.

В наиболее представительной коллекции включений, собранной нами в 11-м и 15-м рейсах НИС "Вулканолог" на вулкане Чиринкотан, соотношение габброидов, метаморфических пород и гипербазитов примерно 10:1:1. Габброиды и метаморфические породы здесь обычно амфиболсодержащие, причем в метаморфических породах, кроме того, нередко встречается биотит. Преобладающий тип габброидов - оливин- и амфиболсодержащие габбро-нориты, встречаются также габбро-анортозиты и габбро. Среди метаморфических пород преобладают амфибол-пироксен-плагиоклазовые сланцы, а среди гипербазитов - плагиоклазсодержащие шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты (37). Нередко проявляется процесс габброизации включений метаморфических пород и гипербазитов, выражающийся в образовании вокруг них оторочек, а внутри - прожилков и неправильных пятнистых выделений амфибол-пироксеновых габброидов.

Таким образом, устанавливается довольно существенная разница в ассоциациях и составе глубинных включений, проявленных в лавах фронтальной и тыловой зон Курильской дуги. Так, в вулканитах фронтальной зоны практически отсутствуют включения ультраосновного состава, тогда как в лавах тыловой зоны не установлены гранитоидные включения. Среди включений габброидов и кристаллических сланцев в вулканитах фронтальной зоны развиты почти исключительно разновидности с безводными парагенезисами темноцветных минералов. В составе габброидных включений в вулканитах тыловой зоны преобладают амфиболсодержащие разности, причем анортитовые габбро здесь крайне редки (вулкан Алаид) и не-



Р и с.96. Содержание щелочей и титана в габброидах и метаморфических включениях в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1,2 - включения в лавах фронтальной, 3,4 - тыловой зоны; 5 - линия, разграничивающая поля состава включений из разных вулканических зон. 1,3 - габброиды: 2,4 - метаморфические породы. Использованы данные (155), а также неопубликованные данные авторов

редко также содержат амфибол. Включения метаморфических пород в вулканитах тыловой зоны, как правило, амфибол- и биотитсодержащие. Включения габброидов и метаморфических пород в лавах фронтальной и тыловой зон Курильской дуги различаются также по химическому и редкоэлементному составу (рис.96, табл.27). Последние заметно обогащены TiO_2, щелочами, а также Rb, Ba, Sr, Ni, Cr, Zn и обеднены Co, V, Pb и Sn.

Заметим, что различия, наблюдающиеся в минеральном, химическом и редкоэлементном составе габброидных и метаморфических включений в лавах фронтальной и тыловой зон Курильской дуги соответствуют проявленной здесь поперечной минералогической и геохимической зональности четвертичных вулканитов, что указывает, по-видимому, на родственность включений и лав. Родственность эту можно трактовать двояко: либо включения представляют собой продукты глубинной кристаллизации магматических расплавов, либо они являются отторженцами среды магмообразования. В первом варианте часть включений можно, по-видимому, рассматривать как протокумулаты, возникшие на ранних этапах дифференциации магматических расплавов, тогда как другую - как обломки интрузивных пород, образовавшихся при полной кристаллизации не дошедших до поверхности слабодифференцированных магматических расплавов. При этом следует допустить, что часть таких протокумулатов и интрузий была метаморфизирована на уровне амфиболитовой или гранулитовой фации глубинности.

Таблица 27

Химический и редкоэлементный состав габброидных и метаморфических включений в лавах северного участка Курильской островной дуги

Компонент	I	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	46,00	48,63	47,04	46,5I	40,9I	47,97	42,64	43,2I	50,93
TiO_2	0,93	0,67	0,52	0,98	0,42	0,63	0,42	0,97	0,36
Al_2O_3	I8,84	20,08	20,0I	I6,42	I8,32	I9,63	20,84	I7,65	20,08
Fe_2O_3	6,0I	3,65	5,26	6,03	7,85	3,33	6,75	8,78	4,30
FeO	4,79	6,34	5,70	6,76	5,8I	6,08	5,4I	5,93	4,57
MnO	0,20	0,I8	0,I6	0,25	0,23	0,I3	0,I2	0,I8	0,08
MgO	7,78	6,08	5,96	9,33	9,60	9,I2	6,79	II,26	6,I0
CaO	I2,02	II,96	I2,0I	I0,22	I4,87	8,38	I4,23	6,48	8,25
Na_2O	2,24	I,83	2,07	2,59	0,63	2,86	I,27	2,I9	2,76
K_2O	0,46	0,34	0,44	0,44	0,I3	0,37	0,I3	2,32	I,22
P_2O_5	0,I7	0,05	0,I0	0,I8	0,06	0,I5	0,07	0,I4	0,I9
П.П.П.	0,29	0,2I	0,68	0,I7	0,97	I,I9	I,00	0.44	0.98
	99,73	I00.02	99,95	99,85	99,80	99,84	99,67	99,55	99.82
Rb	II	7	6	5	7	2	3	5	2
Li	8,3	3,5	-	I2	-	-	-	64	-
Ba	3,9	3,I	-	23	-	-	-	2,9	-
Sr	2I0	I30	-	470	-	-	-	840	-
V	770	3I0	-	635	-	-	-	440	-
Cr	365	460	-	435	-	-	-	420	-
Co	I82	I33	-	290	-	-	-	I5I	-
Ni	38	79	-	43	-	-	-	48	-
Pb	76	42	-	II9	-	-	-	84	
Sn	2,8	7,0	-	4,9	-	-	-	4,5	-
n_2	I,8	3,2	-	2,8	-	-	-	I,9	-
	8	4	-	4	-	-	-	5	

примечание: I-3 - габброиды: 1 - тыловая зона дуги, о-в Чиринкотан; 2,3 - фронтальная зона дуги: 2 - о-в Онекотан, 3 - о-в Парамушир: 4-9 - метаморфические породы: 4 и 8 - тыловая зона дуги, о-в Чиринкотан; 5,6,7,9 - фронтальная зона дуги, о-в Парамушир; 4 - амфибол-пироксен-плагиоклазовые сланцы; 5 - оливин-пироксен-плагиоклазовые сланцы; 6 - пироксен-плагиоклазовые сланцы; 7 - амфиболиты; 8,9 - биотит-пироксен-плагиоклазовые сланцы. 1,2,4,8 - данные авторов, 3,5,6,7,9 - по материалам (I55). п - количество анализов для подсчета среднего: n_1 - для силикатных анализов, n_2 - для редких элементов.

4. ПРИРОДА ЗОНАЛЬНОСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МАГМ

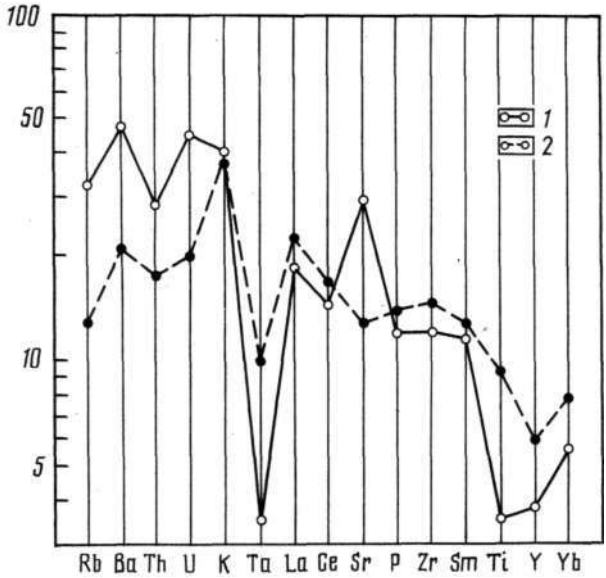
4.1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Приведенные и обсужденные в предыдущих главах работы данные однозначно свидетельствуют о наличии в пределах Курильской островной дуги поперечной зональности, проявленной на всех уровнях: морфоструктурно-тектоническом, минеральном, геохимическом, изотопном, распределения и состава включений. При этом чрезвычайно важно подчеркнуть, что эта зональность исключительно ярко проявляется на расстоянии первых десятков километров вкрест простирания дуги, а в направлении с севера на юг на расстоянии сотен и тысяч километров выражена значительно слабее.

Даже при беглом анализе изложенного в первых главах этой работы материала обращает на себя внимание тот факт, что подводные вулканы тыловой зоны Курильской дуги расположены на восточном склоне или даже на дне глубоководной впадины Охотского моря (Курильская котловина). Поскольку считается (51), что ее происхождение определяется разрывом и растяжением континентальной коры, заманчиво было бы связать с процессом задугового спрединга и генезис вулканитов тыловой зоны Курильской островной дуги, тем более что величины Sr- изотопных отношений в лавах тыловой зоны Курил и базальтах окраинных морей спредингового типа идентичны, составляя в обоих случаях в среднем 0,7030 (35,62, 164). Однако целый ряд геохимических данных не согласуется с этим предположением.

Во-первых, лавы, связанные с задуговым спредингом, обычно отвечают по составу базальтам, тогда как в тыловой зоне Курил присутствуют породы широкого петрографического спектра - от базальтов до риодацитов, причем в пределах Южно-Курильского блока, где котловина окраинного моря выражена наиболее ярко, кислые породы распространены наиболее широко. Кроме того, среди базальтов тыловой зоны Курил совсем не встречаются низкокалиевые толеитовые разности - наиболее характерный тип пород для окраинных морей спредингового типа.

Во-вторых, высококалиевые субщелочные и нормальные по щелочности базальты тыловой зоны Курил сильно отличаются от субщелочных базальтов окраинных морей спредингового типа по геохимическим особенностям: резко пониженными концентрациями Ti, в среднем пониженными содержаниями Mg, Ni, Cr, Fe, Na, легких РЗЭ, Ta, Nb, Zr, Y, Yb, пониженными значениями отношений Na_2O/K_2O и по--шенными - Ba/La, La/Ta, La/Nb и повышенными концентрациями Al, K, Rb, Ba, Sr, U,Th (табл.8), (164). На, графике нормированных по недеплетированной мантии концентраций гигромагматофильных редких элементов базальты тыловой зоны Курил сохраняют все особенности распределения, присущие островодужным лавам (см. заключение в разд. "Геохимическая зональность"), главными из них являются глубокий Nb(Ta) - минимум и резкий Sr- максимум (43,197), тогда



Р и с.97. Диаграмма нормированного по недеплетированной мантии распределения редких элементов в базальтах тыловой зоны Курил (1) и субщелочных базальтов окраинных морей спрединового типа (2). Использованы средний состав базальтов Курил (табл.8) и средний состав субщелочных базальтов окраинных морей (164). Состав недеплетированной мантии по (251)

как в субщелочных базальтах окраинных морей спрединового типа Sr- максимум отсутствует, хотя Nd(Ta)- минимум сохраняется (рис.97). По данным П.Е.Холма (197), Sr-максимум отсутствует и в толеитах окраинных морей океанического типа, а в толеитах окраинных морей континентального типа он хоть и наблюдается, но выражен весьма слабо. Если допустить вслед за *(А3)*, что наличие Sr-максимума в островодужных магмах связано с присутствием в источнике их плагиоклаза (основного минерала-концентратора Sr), следует признать отличие в составе исходных субстратов для магматических расплавов Курил и окраинных морей спрединового типа. Об отличии в составе исходных субстратов свидетельствуют и данные по изотопии Nd: в лавах тыловой зоны Курил зафиксированы относительно низкие изотопные отношения ($\varepsilon Nd = 7,8$), тогда как в базальтах окраинных морей величина εNd в среднем равна 8,5 (164).

Таким образом, латеральная зональность вещественного состава, наблюдающаяся в продуктах четвертичного вулканизма Курил, проявлена исключительно в пределах магматических серий островодужного типа. Лишь лавы вулканов о-ва Ришири, расположенного на крайнем юге дуги, в глубоком тылу о-ва Хоккайдо, которые по своим геохимическим характеристикам (в частности, высоким значениям отношений Na_2O/K_2O при повышенной общей щелочности) резко отличаются от лав других вулканов тыловой зоны Курил, могут быть связаны с за дуговым спредингом.

В чем же причина возникновения зональности? Как было показано ранее (7.9.62), предположительно указанный феномен - результат неоднородности источника генерирующихся в Курильской дуге магматических расплавов в вещественном и изотопном планах, другими словами, две области генерации магм отвечают соответственно фронтальной и тыловой структурно-формационным зонам. Что же привело к возникновению гетерогенности магматического источника под Курильской островной дугой? Теоретически она может быть связана лишь с изменением его вещественного состава (однокомпонентный источник) либо с изменением роли одной или нескольких его составляющих в общем балансе масс плавящегося субстрата (многокомпонентный источник). Под однокомпонентным нами понимается чисто

мантийный источник при ничтожно малом вкладе корового сиалического или симатического материала. Заметим, однако, что "однокомпонёнтность" мантийного источника - понятие достаточно условное, так как в областях перехода от океана к континенту, где размещаются островные дуги, исключительно важную роль играют флюиды, изменяющие элементный и изотопный состав мантийных пород. Как следует из анализа реалистических моделей островодужного магмогенезиса, потенциальными составляющими многокомпонентного источника могут служить мантия, лежащая выше сейсмофокальной зоны (так называемый мантийный клин), материал субдуцируемой океанической плиты (осадки и породы второго слоя океанической коры), вещество фундамента островной дуги, морская вода.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные об изотопном и редкоэлементном составе пород Курильской дуги, а также соображения о роли флюидной фазы позволяют обозначить роль каждого из потенциальных компонентов многокомпонентного источника в процессе образования курильских магм.

4.2. Роль фундамента

Коровый материал докайнозойского фундамента Курильской островной дуги, по-видимому, не оказывал значительного воздействия на формирование изотопных характеристик Nd и Sr в продуктах четвертичного вулканизма. Хотя изотопные отношения Sr и изменяются как вкрест простирания Курильской дуги, так и вдоль нее, их значения не зависят от кремнекислотности пород (см. разд. "Изотопная зональность"). Поэтому вряд ли можно всерьез говорить о сколько-нибудь существенной роли древнего сиалического субстрата в образовании средних и кислых курильских магм, даже учитывая его значительную мощность в фундаменте Южных и Северных Курил. По данным В.И.Виноградова С32), а также М.Ю.Хотина с соавт. (159), современные значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах сиалического метаморфического фундамента Камчатки колеблется от 0,7060 до 0,7083.

В то же время нельзя отрицать возможность контаминации магматических расплавов курильского сегмента дуги породами меланократового фундамента типа известного на Восточной Камчатке с изотопными метками Sr, в среднем равными 0,7038 (159), в силу незначительных различий в Sr-изотопных параметрах пород мафического фундамента и курильских лавах. Если предположить, что в лавах тыловой структурной зоны Курил изотопные отношения Sr первичны, а повышение их значений во фронтальной зоне связано с процессом ассимиляции расплавами вещества древнего мафического фундамента, то в этом случае необходимо допустить усвоение 30% и более такого материала, что маловероятно. Справедливость подобного заключения ранее была убедительно доказана для Алеутской островной дуги (205), где изотопные характеристики Sr и Nd В четвертичных вулканитах также не зависят от типа строения коры. Весьма показательным в этом отношении является и факт совпадения на диаграмме Nd-бSr полей четвертичных вулканитов самых различных островодужных систем, заложенных на коре как океанического, так и континентального типа (см. рис.91).

Анализ данных, приведенных в табл.24, свидетельствует о том, что некоторое повышение величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в вулканитах Северных и Южных Курил происходит на фоне постоянных значений отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, а это указывает на вероятную контаминацию магматических расплавов стронцием морской воды. Принимая во внимание малую правдоподобность модели, предусматривающей прямое взаимодействие магмы и больших объемов морской воды и относительную "сухость"

расплавов фронтальной зоны, можно допустить, что отчасти повышенные значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в продуктах извержений вулканов, расположенных на фронте дуги, обусловлены локальной ассимиляцией магмами гидротермально-измененных коровых пород, вмещающих промежуточные и близповерхностные магматические резервуары. Наличие подобных резервуаров, магматических очагов или камер для Камчатки и Курил надежно задокументировано геофизическими методами(21). Согласно ряду авторов (31,68), величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в термальных водах о-ва Итуруп и п-ова Камчатка варьируют в интервале 0,7033-0,7066, а отношения Sr/Nd в них такие же, как в морской воде. В процессе гидротермального изменения пород, вмещающих магматические резервуары и камеры, такими термальными водами может происходить повышение изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ при неизменных $^{143}Nd/^{144}Nd$. Большая часть привнесенного Sr в таких породах находится в воде вторичного карбоната и может быть легко мобилизована в результате термального воздействия магмы. Изотопные эффекты от такого процесса будут неотличимы от эффектов, вызванных прямой ассимиляцией магмой морской воды. Однако в качестве глобального этот механизм нам представляется маловероятным.

Итак, суммируя изложенное можно констатировать, что влияние кристаллического вещества земной коры на изотопный состав Nd и Sr в четвертичных вулканитах Курильской дуги весьма мало, хотя, безусловно, и не равно нулю, о чем свидетельствуют данные, полученные В.И.Виноградовым (см. разд. "Изотопная зональность") по изотопному составу кислорода. Можно утверждать, что изотопный состав Sr в вулканитах фронтальной зоны был существенно изменен, тогда как изотопный состав Sr в тыловой зоне и Nd - в обеих зонах остался без изменения. Это позволяет предположить, что формирование изотопных параметров Sr и Nd происходило в основном на глубинных уровнях - в области мантийного клина или субдуцируемой океанической плиты.

4.3. Роль осадков

Пелагические глины и карбонатные осадки, слагающие основную массу осадочного слоя океанической коры, резко отличаются от островодужных вулканитов по изотопным характеристикам Nd и Sr. Поэтому, допуская участие осадков в островодужном магмагенезисе, мы автоматически должны предположить, что измеренные величины $\varepsilon Nd_{изм}$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{изм}$ в породах Курильской дуги соотносятся с аналогичными характеристиками неосадочного компонента магматического источника следующим образом: $\varepsilon Nd_{ист} > \varepsilon Nd_{ирм}$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{ист} > (^{87}Sr/^{86}Sr)_{изм}$ (9,62). Единственными известными и широко распространенными резервуарами с такими изотопными метками являются базальты срединных хребтов (MORB) и их мантийный источник (мантия типа M0RB). Таким образом, возможны по крайней мере две модели происхождения островодужных магм с участием океанических осадков: I) частичное плавление мантии типа M0RB в области мантийного клина под воздействием флюида, возникающего при дегидратации (плавлении) осадков в зоне субдукции; 2) частичное плавление в зоне субдукции смеси базальтов M0RB и осадков (второго и первого слоев океанической коры). Строго говоря, вторая модель предполагает смешение не двух, а трех компонентов (плюс вещество мантии, которое в этом случае не обязательно является мантией типа M0RB), тем не менее основные выводы можно сделать при рассмотрении упрощенного варианта. Для объяснения поперечной зональности Курильской островной дуги необходимо

сделать одно из следующих допущений: а) резкое различие вещественного состава осадков во фронтальной и тыловой зонах дуги; б) плавление гидратированных базальтов M0RB во фронтальной зоне дуги и свежих - в тыловой, причем относительный вклад осадочного материала в плавящемся субстрате должен возрастать от фронта к тылу дуги. Маловероятность этих допущений очевидна. Таким образом, участие значительных объемов осадков не только не может объяснить наблюдаемую картину поперечной изотопной зональности, но даже противоречит установленной закономерности.

Существенный вклад в решение вопроса о роли осадков представляют данные, полученные в последнее время по изотопному составу ^{10}Be (162,188,220,221, 237). Они свидетельствуют о том, что доля осадков, участвующих в процессах выплавления островодужных магм, может значительно варьировать, что в большей степени определяется соотношением аккреционных и субдукционных явлений в области глубоководного желоба. Есть дуги, такие, в частности, как Курильская, Алеутская и Японская (северная часть), где зафиксированы сравнительно высокие концентрации ^{10}Be, достигающие $(13\text{-}15)10^{6}$ ат./г, и в то же время известны дуги, такие, как Марианская, Зондская и Хальмахера, лавы которых содержат не более $1x10^{6}$ ат./г, что соизмеримо с содержанием ^{10}Be в M0RB, базальтах океанских островов и молодых континентальных платобазальтах.

Количественная оценка доли осадочного компонента в островодужном магмогенезисе может быть сделана по формуле (244) $z = fz_0 S\, exp(-л\, 1/V)$, где z_0 - содержание ^{10}Be (в ат./г) в лаве; $\overline{z}$ = 5*109 ат./г - средняя концентрация ^{10}Be в пелагических осадках Тихого океана; S - скорость осадконакопления (в см/год) на поверхности океанической плиты вблизи глубоководного желоба; $л = 4{,}62*10^{-7}$ $год^{-1}$ - скорость распада ^{10}Be; h - мощность осадочной колонны, см; T - скорость конвергенции литосферных плит, см/год; 1 - длина траектории (в см) по зоне Заварицкого-Беньофа от оси глубоководного желоба до корней вулканов; f - доля осадочного компонента в лаве. Исходные параметры и результаты модельных расчетов для различных островных дуг Мирового океана и активных континентальных окраин приведены в табл.28. Применительно к Курильской дуге они хотя и свидетельствуют об участии пелагических осадков в образовании исходных магм, но не позволяют поднять верхний предел такого участия выше *4%* (в среднем *2%).* Указанная величина является, по-видимому, одной из наиболее типичных для островных дуг в целом и несколько отличается от оценок, полученных с помощью других изотопных методов (171,227), согласно которым верхний предел содержания осадков в островодужном магматическом источнике может составлять 10-12% (Малые Антильские острова, о-в Хонсю и др.).

На диаграмме ^{10}Be/^{9}Be-Be точки курильских и камчатских лав образцов образуют отчетливый широкий рой с отрицательным наклоном (рис.98). Согласно (222) такой характер корреляции может являться результатом процессов смешения. Ес-ли это действительно так, то имеющиеся данные свидетельствуют о том, что маг-мы выплавляющиеся из контаминированной осадками мантии, впоследствии взаимодействовали с каким-то веществом с низким содержанием ^{10}Be и высоким Be. Компонентом с высоким содержанием ^{9}Be могут быть "древние" осадки, небольшие по объему выплавки из "неконтаминированной" мантии, выплавки из субдицируе-мой океанской коры (без покрова молодых осадков), более древней островодуж-ной или континентальной коры. К сожалению, имеющихся данных пока явно недо-статочно, чтобы углубляться в детали этих процессов. Однако следует подчер-

Таблица 28

Исходные параметры и результаты моделирования процесса вовлечения осадков субдуцируемой океанической плиты в островодужный магмогенез

Параметр	Островные дуги					
	Камчатская	Курильская	Алеутская	Японская	Центральноамериканская	Марианская
S, м/млн лет	22	20	I8	23	29	I,4
h, м	400	300	505	600	428	500
l, км	345	230	260	320	I80	2I5
V, см/год	9,5	9,5	6,5	5,6	8,5	7,4
S/h, млн лет$^{-I}$	0,055	0,067	0,036	0,038	0,068	0,0028
l/V, млн лет	3,6	2,4	4,0	5,7	2,I	2,9
Модальное количество ^{10}Be·($I0^6$ ат./г)	0-3,7	2,2-7,9	2,3-I5,3	0,2-I3,5	0,6-24,0	0,I-I,0
Среднее	I,0	4,0	3,5	2,3	6,5	0,3
Расчетный средний % осадочного компонента в лаве	I	2	6	7	3	4

Примечание: Расчетные параметры для Курильской и Камчатской дуг взяты из (49,I48,200); данные по другим островным дугам - по (244).

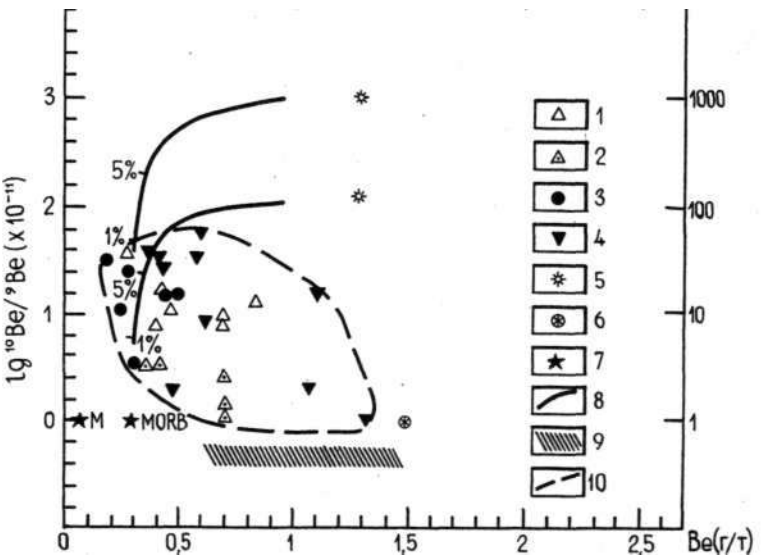


Рис. 98. Положение состава островодужных лав на диаграмме

I - Курилы; 2 - Камчатка; 3 - Новая Британия; 4 - Центральная Америка; 5 - пелагические осадки (верхний значок - прикровельная, нижний - приподошвенная часть осадочной колонны); 6 - средний состав континентальной коры; 7 - средний состав пород мантии (М) и базальтов срединно-океанических хребтов (MORB); 8 - линии смешения магм и пелагических осадков, цифры - процент осадочного компонента (содержание ^{10}Be в лавах на уровне MORS, введена коррекция на время субдукции 3,8 млн лет); 9 - поле состава базальтов океанских островов; 10 - поле состава островодужных пород

кнуть, что отрицательные тренды проявлены совершенно отчетливо и для других островных дуг, в частности Новобританской и Центральноамериканских Кордильер (222). Эти данные указывают на малую вероятность моделей, предполагающих значительную (>=10%) контаминацию магм субдуцируемыми пелагическими осадками. Скорее всего, на происхождение островодужных магм влияет еще один фактор. Таким фактором может быть варьирующая степень плавления (при различной доли участвующих осадков) или смешение магм, происходящих из "контаминированной" таким образом мантии с каким-то третьим компонентом из числа указанных. Имеющиеся данные о содержании и распределении микроэлементов и изотопных параметрах островодужных лав не противоречат ни той, ни другой гипотезе.

4.4. Роль степени плавления

Начиная с работ Куно, многие исследователи для объяснения разницы в степени обогащения литофильными редкими элементами лав фронтальной и тыловой зоны островных дуг используют представление о различной степени плавления однородного мантийного источника 223,238 .При этом предполагается,что лавы тыловых зон островных дуг, обогащенные литофильными редкими элементами,образуются при меньшей степени частичного плавления, чем лавы фронтальных зон дуг, обедненные этими элементами. Однако в последние года установлено, что лавы тыловых зон, во всяком случае некоторых дуг (Японии, Курил), имеют в целом более высокую магнезиальность и обогащены тугоплавкими элементами группы железа - Cr и Ni (5,9,210). Для объяснения этого феномена И.Куширо предположил, что образующиеся при большей степени частичного плавления мантийного источника толеитовые магмы фронтальных зон дуг до излияния на поверхность сильно дифференцируются, тогда как субщелочные магмы тыловых зон дуг быстро и без существенного фракционирования достигают поверхности. Основано это предположение на следующих аргументах: большем обьеме вулканитов фронтальной зоны, чем тыловой; большей плотностью первичных высокомагнезиальных толеитовых расплавов, чем первичных субщелочных расплавов; более высокой напряженностью поля сжатия во фронтальной зоне, чем в тыловой. Вследствие двух последних причин скорость подьема расплавов во фронтальной зоне меньше, чем в тыловой, где они легко достигают поверхности, часто формируя моногенные вулканы. Одним из важнейших аргументов автор считает также присутствие ультраосновных включений исключительно в тыловой зоне Японской островной дуги.

Однако имеющиеся петрографические и геохимические данные не позволяют согласиться с точкой зрения И.Куширо. Во-первых, результаты изотопных исследований убедительно свидетельствуют о различиях в величинах Sr-изотопных отношений во фронтальной и тыловой зонах Курил, причем эти различия не являются следствием малоглубинной коровой контаминации и, очевидно, связаны с гетерогенностью магматических источников. Во-вторых, в ходе работ НИС "Вулканолог" Установлено, что моногенные базальтовые вулканы в тыловой зоне Курил чрезвычасто редки (см. разд. "Каталог..."), тогда как на северном (о-в Парамушир) и южном (о-в Кунашир) флангах курильского сегмента, по данным (123), имеются лавовые плато, сформированные при одноактных трещинных вулканических извержениях. В-третьих, несмотря на существенную разницу концентраций в базальтах Фронтальной и тыловой зон калия и литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr, Th, U, La, Ce), содержания глинозема, титана, иттербия и иттрия остаются практически одинаковыми (соответственно в среднем: Al_2O_3 - 18,7 и 18,1%

TiO_2 - 0,8 и *0,9%;* Yb - 2,39 и 2,29 г/т; Y - 17,8 и 18,5 г/т). В-четвертых, хотя в лавах фронтальной зоны Курил, как и Японии, ультраосновные подули действительно отсутствуют, на Восточной Камчатке в лавах вулканов этой зоны - Авачинского, Козельского, Кроноцкого - встречаются многочисленные включения дунитов, гарцбургитов, верлитов, кортландитов (78,79,121). Кроме того, добавление к составу лав фронтальной зоны состава широко распространенных здесь базитовых включений неминуемо повысит валовую глиноземистость пород (вследствие высокой глиноземистости включений). Наконец, по некоторым данным, основанным на подсчетах объемов вулканических пород (110), интенсивность вулканизма в тыловой зоне Курильской дуги значительно выше, чем во фронтальной.

4.5. Гетерогенность мантии

Сравнительно малый вклад корового материала и осадков в формирование изотопных характеристик Nd и Sr и геохимических параметров четвертичных вулканитов Курильской островной дуги позволяет предполагать, что ее вещественная зональность может быть связана с латеральной гетерогенностью мантийного клина. Возникновение этой гетерогенности, в свою очередь, может быть обусловлена различной степенью переработки мантийного субстрата во фронтальной и тыловой частях дуги. По поводу характера и возникновения этой гетерогенности можно высказать два предположения. Одно из них основано на представлении о большей длительности вулканизма во фронтальной зоне Курильской дуги, чем в тыловой. Оно базируется на радиологических датировках магматических пород Малой и Большой Курильской гряд и сравнении их геологической истории с геологической историей Алеутских островов (206,207,531). Если мантия под Курильской дугой и была первоначально гомогенной, то к настоящему времени ее вещественный состав во фронтальной зоне должен был значительно измениться вследствие продолжительной и интенсивной проработки расплавами и флюидами. В результате произошло расщепление "островодужной" мантии на два резервуара - фронтальный и тыловой. Тыловой мантийный резервуар по составу, видимо, отвечает необедненной крупнокатионными литофильными элементами "островодужной" мантии и обладает изотопными характеристиками $\epsilon Nd = 7,8+-1,0$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70300+-2$. Повышенные значения ϵNd во фронтальном мантийном резервуаре может быть обусловлено деплетированностью некогерентными магмофильными элементами мантии за длительный период вулканизма, что привело к повышению в ней отношения Sm/Nd и соответственно возрастанию отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ до значений 0,51308-0,51315 ($\epsilon Nd = 8,6-10,1$). В результате процесса длительного деплетирования мантийного резервуара фронтальной зоны следовало бы ожидать понижения величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в соответствующих молодых вулканитах, однако в действительности наблюдается обратная картина (средние значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для разных участков дуги лежат в пределах 0,70322-0,70350). В рамках этой модели объяснением этому феномену может быть предположение об усвоении расплавами гидротермально-измененных пород, в генезисе которых участвовала морская вода.

Вторая модель предполагает более значительную проработку фронтального мантийного резервуара флюидами, выделяющимися при дегидратации субдуцируемой океанической плиты. Последующее плавление таких проработанных участков мантяв дает расплавы, неотличимые по значениям отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$и $^{87}Sr/^{86}Sr$ от магматических выплавок непосредственно из гидратированных MORB. Более подробно эта модель будет рассмотрена в следующем разделе.

4.6. Роль флюидов

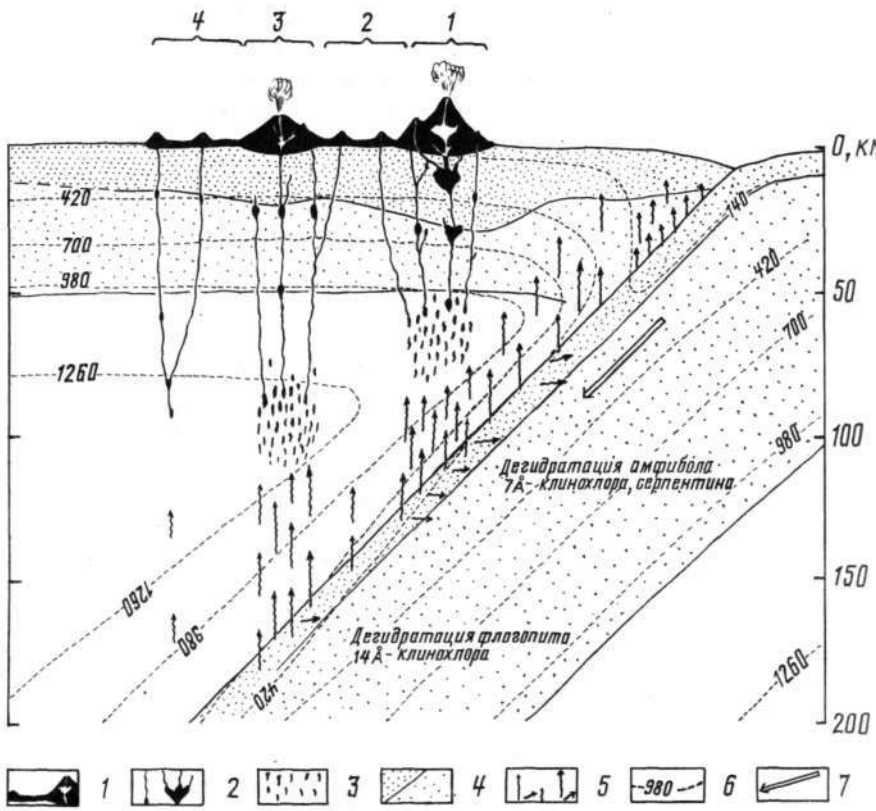
Роль летучих в магмообразовании на материале Курило-Камчатской островодужной системы впервые была обоснована Э.И.Пополитовым и О.Н.Волынцом (121). Согласно этой модели, при погружении океанической плиты происходит высвобождение гигроскопической вода, содержащейся в межзерновых прослойках осадков, а также в порах и трещинах магматических пород кристаллической части океанической коры и, возможно, литосферной мантии. Основная масса выделяется при температуре до 105°С, т.е. на глубинах до 30-50 км. Так как глубина до сейсмофокальной зоны под вулканическим фронтом не менее 100 км, вряд ли этот уровень отделения воды может быть непосредственно связан с очагами магмообразования. Вместе с тем часть этой воды идет на метаморфизацию пород с образованием вторичных водосодержащих минералов - эпидотов, хлоритов, амфиболов и гидрослюд, т.е. остается в пределах поддвигаемой океанической плиты.

Следующий уровень отделения летучих обусловлен, по-видимому, дегидратацией водосодержащих минералов, в основном цеолитов и глинистых минералов. Цеолиты составляют основу безкарбонатного вещества медленно накапливающихся глубоководных осадков и являются также продуктами низкотемпературных вторичных изменений вулканических пород. Дегидратация их при атмосферном давлении происходит в несколько этапов в интервале от 200 до 700°С, полная дегидратация - иногда до 1000°С (147). Большинство глинистых минералов также дегидратируются в этом же интервале температур. Естественно, что температурные пределы устойчивости цеолитов, глинистых и других водосодержащих минералов в условиях высокого давления будут отличаться от тех, которые получены экспериментально при атмосферном давлении. Тем не менее широкий температурный интервал дегидратации цеолитов, смектитов, эпидотов и других водосодержащих минералов позволяет предположить, что хотя бы часть из них дегидратируется под вулканическим фронтом, поставляя летучие, снижая температуру плавления в пределах мантийного клина. Часть летучих, очевидно, идет на формирование водосодержащих минеральных фаз, устойчивых при более высоких (P-T)-условиях.

Судя по расчетам реакций дегидратации в системе K_2o-Na_20-MgO-FeO-Al_20 - $Si0_2$-H_2O при погружении литосферной плиты (180) и учитывая температурную модель С.Хонды и С.Уеды (198) применительно к курильской зоне субдукции, можно предположить, что оба уровня отделения летучих - на вулканическом фронте и в тылу островной дуги - обусловлены дегидратацией разных модификаций хлорита, а также гидрослюд и серпентина. Дополнительным источником воды на фронте может служить также дегидратация амфиболов. Углекислый газ, водород и другие летучие компоненты высвобождаются при разложении карбонатов осадков и других минеральных фаз.

Возможно, существует и другой механизм, с которым связаны оба уровня отделения летучих. Например, как полагает И.Тацуми (241), во фронтальной зоне может происходить дегидратация амфибола, а в тыловой - дегидратация флогопита из нижней части мантийного клина (а не из поддвигающейся плиты), вещество которого вовлечено в наведенное конвективное движение за счет погружения. Дегидратация амфибола при этом должна происходить на глубине ~ 100 км, что примерно соответствует подошве мантийного клина под вулканическим фронтом, флогопита - на глубине ~190 км, что несколько более глубины до подошвы мантийого клина под тыловой зоной. Для более обоснованного рассмотрения условий отделения летучих, их состава и влияния на генерацию магм под островными дугами необходимы дополнительные эксперименты и математическое моделирование

процесса. Здесь же мы хотим подчеркнуть идею существования двух зон генерации магм - фронтальной и тыловой, обусловленных двумя уровнями отделения летучих. В схематическом виде развиваемая модель магмообразования представлена на рис.99.



Р и с.99. Модель магмообразования под Курильской островной дугой

I - вулканические зоны (цифрами обозначены: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая, 4 - затухание активности в тылу дуги); 2 - промежуточные очаги магмы и подводящие каналы; 3 - очаги генерации магмы; 4 - литосфера по 198 с нижней границей коры по 66 ; 5- направление движения летучих, отделяющих от поддвигаемой плиты; 6 - геоизотермы, по 198 ; 7 - направление поддвига Тихоокеанской плиты

Исходя из рассмотренной схемы дегидратации количество флюидов, отделяющихся от субдуцируемой океанической плиты, на фронте дуги должно быть больше, а состав их ближе к составу морской воды, чем в тыловой зоне.

Это обстоятельство, а также большая степень переработки мантийного вещества фронтальной зоны, по-видимому, во многом обусловливают наблюдаемую разницу в изотопном составе Sr и Nd в лавах обеих поперечных зон Курильской дуги. Судя по повышенным концентрациям *Rb* и более высоким отношениям Rb/Sr в лавах тыловой зоны, следовало бы ожидать положительную корреляцию величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ с глубиной до сейсмофокальной зоны. На деле же наблюдается противоположная картина (35). Наличие такого феномена может быть связано с тем, что обогащение магмогенерирующего субстрата Rb произошло сравни-

тельно недавно и частично увязывается с привносом этого эелемента в область генерации магмы потоком флюидов.

Согласно экспериментальным данным И.Тацуми С24I), при дегидратации пород субдуцируемой океанической плиты происходит вынос одновременно с водой и ряда других элементов: Cs, Rb-Ba, K-Sr, La-Sm, ТЪ, Y, Yb (элементы расположены в порядке их относительной подвижности от наиболее к наименее подвижным), причем Nd в этой системе остается инертным и не выносится с флюидом. Показана также высокая подвижность Be, что позволяет высказать предположение о флюидном переносе и изотопа ^{10}Be (242). Таким образом, за счет водного флюида источники островодужных магм могут быть существенно обогащены Cs, Rb, Ba, K, в меньшей степени - Sr и La, лишь незначительно - Sm, Tb, Y и Yb и не могут быть обогащены Nb. Однако существование Nb- минимума в островодужных вулканитах связано, по-видимому, не только с тем, что Nb не добавляется в источник за счет флюидов, но и с сохранением в источнике реститовых окисных Ti- фаз, единственных из обычных породообразующих минералов-концентратов этого элемента (252). Относительная стабильность этих фаз должна наблюдаться только в условиях повышенных P_{H2O} и f_{O2}, что обычно и считается характерным для зон генерации островодужных магм (186); о чем свидетельствуют находки габброизированных с амфиболом и флогопитом включений перидотитов в лавах Камчатки и Курил (36,79), а также сложных включений, в которых перидотиты сосуществуют с амфиболовым габбро и амфиболитами (60). Геохимическая нагрузка флюидов определяется также длительностью их взаимодействия с веществом мантии,из которой флюиды экстрагируют некогерентные элементы, в первую очередь крупнокатионные литофильные. Длина пути, пройденного флюидами до области плавления в тыловой зоне больше и соответственно содержание некогерентных элементов во флюиде, участвующем в плавлении, там выше, чем во фронтальной зоне. Кроме того, флюид тыловой зоны более длительное время взаимодействует с веществом коры при более высоких Т и Р, что еще более увеличивает его нагрузку некогерентными элементами.

Таким образом, предположение об образовании магматической зональности Курильской островной дуги в результате взаимодействия флюидов с веществом верхней мантии представляется вполне реальным.

Суммируя изложенные данные, можно констатировать, что каждый из рассмотренных механизмов в той или иной степени ответственен за ту картину латеральной вещественной зональности, которую мы наблюдаем в Курильской островной дуге. Авторам представляется наиболее привлекательной флюидная модель, позволяющая в максимальной степени увязать имеющиеся данные по геохимической, минеральной и изотопной зональностнм и даже зональному распределению включений в лавах. Вместе с тем в рамках этой модели не находит пока удовлетворительного объяснения тот факт, что во фронтальной зоне, где флюидов в очагах магмообразования, казалось бы, должно быть больше, в лавах и включениях наблюдаются ассоциации безводных темноцветных минералов, а в тыловой зоне - водосодержащие. с амфиболом и биотитом, минеральные ассоциации. В соответствии с представлениями некоторых исследователей (123) это связано с тем, что родоначальные магмы образуются при повышенных давлениях воды, но осушаются в близповерхностных магматических очагах. Поскольку последние наиболее характерны для Фронтальных зон дуг (210), вероятность осушения магм в этих зонах более высокая. Возможно также, что отличие в минеральных ассоциациях разных зон объясняется различием не в объемах, а в качественном составе флюидной фазы (123).

В заключение отметим, что систематические различия в составе вулканических пород фронтальной и тыловой зон островных дуг (117, 186,209,210,238) и намечающийся бимодальный характер плотности вулканических центров и объема вулканических пород не только для Курил, но также для Японии (90,210) и ряда других островных дуг Мирового океана свидетельствует о том, что наличие двух мантийных резервуаров и соответственно двух областей повышенной магмогенерации: под фронтальной и тыловой зонами островных дуг - по-видимому, весьма типично. Это обстоятельство, очевидно, следует учитывать при дальнейшей разработке проблемы происхождения островодужных магм и при проведении региональных геодинамических реконструкций.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ТАБЛИЦЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ЛАВ И МИНЕРАЛОВ ИЗ ЛАВ ПОДВОДНЫХ И НАЗЕМНЫХ ВУЛКАНОВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Примечание к табл.1 приложения:

1. Номера вулканов соответствуют таковым в Каталоге подводных вулканов и гор после буквы "п". Например, 6.II соответствует номеру 9-пб.П в каталоге.

2. В номерах образцов заложена информация о рейсе и номере станции. Например, в номере ВI7-32/5 ВI7 - означает 17-й рейс НИС "Вулканолог", 32 - номер станции, 5 - номер конкретного образца.

3. Звездочками помечены анализы измененных пород и чужеродного материала, в основном материала ледового разлома.

4. Двумя звездочками помечены анализы гомеогенных включений в лавах.

5. В скобках даны результаты анализа v, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, выполненные атомно-абсорбционным методом и приведенные к значениям по спектральным анализам, путем введения соответствующих коэффициентов систематических расхождений.

Хи-мический и редкоэлементный состав лав подводных вулканов Курильской островной дуги. Номера вулканов (I.I, 1.3 и др.)

Компонент	I.I (Григорьева)												
	Образец												
	ВII-52/I7	ВII-52/I	ВII-52/I8	ВII-52/I4	ВII-52/2I	ВII-52/20	ВII-5I/I	ВII-52/22	ВII-52/I3	ВII-52/I5	ВII-52/6	ВII-52/I9	ВII-52/I6
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II	I2	I3*
SiO_2	45,57	45,58	45,60	46,5I	47,26	47,46	47,60	47,69	47,84	50,I4	52,I6	52,45	44,76
TiO_2	I,03	0,82	I,0I	I,00	I,07	I,08	0,84	I,07	I,03	0,84	0,95	I,08	I,03
Al_2O_3	I8,84	I9,76	I8,79	I8,74	I9,25	I9,28	I6,69	I9,57	I9,22	20,96	I8,28	I7,86	I7,75
Fe_2O_3	9,08	7,3I	8,5I	8,38	7,08	7,34	7,04	5,67	5,84	6,23	5,04	7,40	9,26
FeO	2,42	3,I0	3,I4	2,33	3,95	3,68	3,I4	5,2I	4,85	2,06	6,28	2,I2	I,26
MnO	0,I9	0,I7	0,I9	0,I9	0,I8	0,I8	0,I8	0,I8	0,I8	0,I4	0,20	0,I8	0,I7
MgO	5,26	5,3I	5,24	4,33	5,I6	5,04	8,04	4,75	5,24	2,67	3,65	3,44	5,95
CaO	II,95	II,64	II,72	I0,7I	I0,98	II,04	II,50	I0,96	I0,9I	8,98	7,72	7,34	9,24
Na_2O	2,34	2,52	2,44	2,86	2,80	2,68	2,55	2,74	2,86	3,49	2,77	3,64	2,66
K_2O	I,37	I,37	I,39	2,II	I,53	I,52	I,34	I,54	I,55	2,4I	I,I3	3,06	I,86
P_2O_5	0,29	0,34	0,30	0,40	0,23	0,23	0,29	0,23	0,24	0,38	0,60	0,54	0,33
П.П.П.	I,46	I,7I	I,50	2,26	0,I6	0,II	0,66	0,05	0,20	I,48	0,88	0,63	5,69
Сумма	99,82	99,63	99,84	99,85	99,63	99,66	99,87	99,58	99,59	99,82	99,56	99,79	99,98
Rb	24	28	23	34	24	24	3I	22	27	50	32	70	28
Li	5	2	5	8	5	5	4	5	5	8	I	9	I2
Ba	200	230	200	400	200	200	297	200	300	400	550	500	300
Sr	670	940	660	680	640	620	750	640	630	670	870	6I0	630
V	(340)	(435)	(340)	(290)	(370)	(370)	(270)	(360)	(360)	(230)	(320)	(230)	(380)
Cr	(20)	(26)	(20)	(20)	(23)	(25)	(I8I)	(2I)	(27)	(20)	(I5)	(20)	(26)
Co	(39)	(35)	(44)	(39)	(39)	(39)	(39)	(40)	(35)	(33)	(27)	(30)	(39)
Ni	(I8)	(20)	(20)	(I8)	(20)	(I8)	(96)	(20)	(3I)	(I8)	(I0)	(I8)	(25)
Cu	(I00)	(I08)	(II0)	(95)	(I70)	(I70)	(77)	(I30)	(I30)	(I20)	(I04)	(96)	(II0)
Zn	(94)	(I38)	(I00)	(9I)	(98)	(97)	(98)	(96)	(II2)	(87)	(86)	(I30)	(84)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
W	0,42	–	0,39	0,29	0,27	0,33	–	0,48	0,48	0,54	–	0,75	0,29
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
B	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
U	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	I.3												
	Образец												
	B24-34/2	B24-34/II	B24-34/6	B24-34/I0	B24-34/4	B24-34/5	B24-34/9	B24-34/8	B24-34/I	B24-35/2	B24-35/I	B24-35/4	B24-35/3
	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I	22	23	24	25	26
SiO_2	5I,0I	54,70	54,72	54,76	54,76	54,80	55,00	55,27	57,9I	6I,20	6I,27	6I,4I	6I,49
TiO_2	0,74	0,62	0,6I	0,60	0,6I	0,59	0,55	0,59	0,62	0,33	0,34	0,33	0,32
Al_2O_3	I8,37	I9,0I	I9,0I	I9,03	I9,25	I8,96	I8,75	I8,95	I9,0I	I8,96	I8,97	I8,77	I9,09
Fe_2O_3	5,57	3,30	3,03	3,23	3,II	3,47	3,69	2,64	3,52	3,I2	2,08	2,34	2,I3
FeO	4,76	4,67	4,85	4,94	5,48	4,94	4,58	5,39	3,50	2,05	2,84	2,69	2,62
MnO	0,I7	0,I9	0,I8	0,I9	0,I8	0,I9	0,20	0,I9	0,I6	0,I4	0,I4	0,25	0,I4
MgO	4,07	3,77	3,79	3,69	3,56	3,67	3,70	3,33	2,I3	2,03	2,0I	I,98	I,9I
CaO	I0,92	9,59	9,60	9,2I	9,54	9,39	9,72	9,07	8,I9	7,84	7,90	7,7I	7,86
Na_2O	2,6I	2,72	2,70	2,7I	2,82	2,68	2,48	2,69	3,I0	3,I2	3,04	3,I0	3,I7
K_2O	0,44	0,57	0,52	0,6I	0,60	0,59	0,49	0,56	0,58	0168	0,66	0,68	0,68
P_2O_5	0,I4	0,20	0,27	0,I2	0,II	0,I8	0,I4	0,I2	0,22	0,09	0,08	0,08	0,08
П.П.П.	I,07	0,44	0,6I	0,64	0,I4	0,54	0,24	0,82	0,67	0,27	0,33	0,38	0,26
Сумма	99,87	99,79	99,93	99,75	99,92	99,99	99,55	99,63	99,6I	99,84	99,70	99,77	99,79
Rb	8	7	I0	7	7	9	2	8	I4	I2	I0	I0	I2
Li	5	3	4	3	5	5	25	5	6	I0	I0	I0	I0
Ba	I50	200	200	200	200	I50	200	200	200	200	300	300	300
Sr	360	440	450	340	420	430	350	430	480	280	290	280	290
V	578	(230)	(230)	(2I5)	224	(230)	(230)	320	I65	I38	90	(I30)	(I45)
Cr	53	(27)	(24)	(24)	24	(24)	(52)	38	I7	I4	I3	(24)	(24)
Co	37	(2I)	(I9)	(I4)	2I	(24)	(20)	29	20	I6	I3	(I7)	(I4)
Ni	26	(I5)	(I5)	(I5)	I6	(I5)	(I6)	I6	9,I	II	6,8	(I5)	(I5)
Cu	I43	(23)	(2I)	(3I)	2I	(27)	(46)	600	2I	I4	8,9	(I3)	(I2)
Zn	I20	(I45)	(92)	(I20)	92	(97)	(95)	(92)	94	(70)	70	(69)	(68)
Pb	I,6	-	-	-	I,I	-	-	-	I,8	-	3,5	-	-
Sn	I,3	-	-	-	I,3	-	-	-	I,0	-	I,0	-	-
W	0,2I	-	-	-	0,24	-	-	-	0,30	-	0,39	-	-
MO	I,0	-	-	-	I,0	-	-	I,0	I,0	4,7	3,2	-	-
Be	0,60	0,60	-	0,50	0,45	0,40	0,70	-	0,45	-	0,45	0,50	0,45
B	44	78	-	66	50	59	75	-	38	-	26	29	22
F	300	300	-	I50	460	270	400	-	480	-	720	I80	I40
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,46	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,60	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	I.3									2.I (Белянкина)			
	Образец												
	B24-35/5	B24-34/I2	B24-35/7	B24-35/6	B24-35/8	B24-35/9	B24-34/3	B24-34/I3	B24-35/I0	BII-72/5	BII-72/3	BI7-49/3	BI7-49/7
	27	28	29**	30**	3I*	32*	33*	34*	35*	36	37	38	39
SiO_2	6I,77	63,64	49,76	50,86	47,68	55,I0	56,24	56,32	57,7I	46,6I	46,65	47,I6	47,79
TiO_2	0,32	0,4I	0,76	0,69	0,94	0,84	0,82	0,43	0,82	I,06	I,I4	I,09	I,03
Al_2O_3	I8,85	I7,I7	20,I4	20,2I	I9,27	I6,95	I7,76	I7,5I	I9,40	I8,30	I8,00	I8,42	I8,65
Fe_2O_3	2,I0	2,54	5,34	4,96	4,37	2,59	2,98	3,35	3,48	4,66	5,I0	4,00	3,99
FeO	2,76	2,62	5,30	4,85	5,39	6,9I	6,II	3,68	3,02	6,20	6,I0	6,82	6,46
MnO	0,I5	0,I6	0,I9	0,I6	0,I6	0,I7	0,I8	0,I6	0,I0	0,I9	0,I9	0,I9	0,I7
MgO	I,92	2,02	4,42	4,02	4,36	3,85	3,30	3,0I	I,7I	5,06	5,20	5,38	5,I6
CaO	7,69	6,I5	II,07	I0,69	II,72	8,46	8,02	7,63	8,2I	II,50	II,67	II,67	II,56
Na_2O	3,I0	3,48	2,28	2,58	2,74	2,97	3,33	3,I5	3,48	3,34	2,94	2,83	2,7I
K_2O	0,68	I,0I	0,38	0,42	0,47	0,9I	0,9I	0,69	I,28	2,0I	I,64	I,62	I,58
P_2O_5	0,08	0,I2	0,II	0,II	0,I7	0,I3	0,I4	0,08	0,I3	0,I9	0,I7	0,20	0,20
П.П.П.	0,28	0,43	0,I5	0,I8	2,68	0,8I	0,27	3,65	0,40	0,64	I,03	0,20	0,22
Сумма	99,72	99,79	99,90	99,74	99,98	99,70	99,55	99,69	99,76	99,60	99,66	99,59	99,52
Rb	I0	I5	5	5	I	I6	II	–	2I	26	20	I7	23
Li	I0	I0	5	4	4	7	7	–	7	4	4	9	I
Ba	300	300	I50	200	I50	200	200	300	300	600	300	360	350
Sr	280	220	320	330	680	3I0	330	240	280	760	750	I090	I090
V	(I45)	96	722	734	538	(375)	343	–	(300)	630	640	(5I5)	(450)
Cr	(24)	I8	3	3	3	(32)	2I	–	(24)	сл.	сл.	(I5)	(I8)
Co	(I6)	I2	37	33	27	(29)	25	–	(I9)	27	25	(35)	(35)
Ni	(I5)	9,9	I9	I8	I7	(I5)	20	–	(I5)	2I	22	(I8)	(I8)
Cu	(I2)	I9	23	25	I47	(65)	57	–	(3I)	I60	I30	(I35)	(I30)
Zn	(70)	(79)	I20	I20	86	(97)	88	–	(86)	I00	I00	(I25)	(I30)
Pb	–	–	I,0	I,0	I,8	–	2,4	–	–	2,I	2,9	–	–
Sn	–	–	I,7	I,0	I,4	–	I,3	–	–	I,0	I,4	–	–
W	–	0,45	0,63	0,2I	0,I5	–	0,33	–	–	0,60	0,30	–	–
Mo	–	3,8	I,0	I,0	I,0	–	I,0	–	–	–	–	–	–
Be	0,90	–	0,50	0,55	0,70	–	0,50	0,40	0,70	I,0	0,50	–	–
B	3I	–	29	22	25	–	I05	78	I7	II	I0	–	–
F	450	–	II00	300	250	–	380	I40	I90	760	740	–	–
U	–	0,55	–	–	–	–	0,54	0,32	–	I,I5	I,I	I,2	–
Th	–	0,90	–	–	–	–	0,83	Не обн.	–	2,0	2,I	2,0	–
Nb	–	–	–	–	–	–	–	=I,5	–	0,9	0,9	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Не обн.	Не обн.	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	II0	95	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,7	0,5	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	2.I (Белянкина)						2.2 (Смирнова)					2.3 (скалы "Авось"	
	BI7-49/4	BI7-49/5	BII-72/2	BII-49/6	BI7-49/I	BI7-49/2	BII-73/8	BII-73/I3	BII-73/I0	BII-73/I	BII-73/6	BII-74/5	BII-74/I
	40	4I	42	43	44	45	46	47	48	49*	50*	5I	52
SiO_2	47,94	48,I7	48,42	48,48	48,60	48,93	54,25	60,42	67,05	45,24	56,4I	48,50	49,55
TiO_2	I,0I	I,05	0,77	I,06	I,05	0,96	0,80	0,55	0,33	I,08	0,56	0,85	0,98
Al_2O_3	I8,25	I8,25	I8,50	I8,36	I9,48	I8,I5	I8,II	I6,45	I5,90	I4,I3	I8,06	I8,99	I8,I3
Fe_2O_5	4,20	4,II	3,96	4,42	3,45	3,92	4,24	3,I9	I,67	5,75	3,67	3,33	4,43
FeO	6,74	6,9I	6,95	6,29	6,32	6,56	4,40	2,60	I,7I	2,73	2,78	5,55	4,85
MnO	0,I7	0,I9	0,I5	0,I9	0,2I	0,I8	0,I7	0,I5	0,I0	0,I4	0,26	0,23	0,I6
MgO	5,I5	5,20	5,02	5,I2	4,98	5,I7	3,95	2,45	I,I5	8,09	2,65	4,82	5,43
CaO	II,57	II,57	I0,79	II,57	I0,89	II,43	8,85	6,0I	3,97	8,24	7,7I	I0,32	I0,66
Na_2O	2,79	2,89	2,78	2,72	2,70	2,92	3,09	3,87	3,80	4,93	2,87	2,97	3,04
K_2O	I,56	I,66	I,63	I,65	I,6I	I,56	I,69	2,76	2,3I	0,86	2,08	I,74	I,73
P_2O_5	0,I6	0,20	0,20	0,20	0,27	0,I8	0,25	0,I3	0,I4	0,I6	0,27	0,25	0,I9
П.П.П.	Не обн.	0,28	I,04	0,I6	0,20	0,0I	0,3I	I,2I	I,94	8,87	2,65	2,07	0,5I
Сумма	99,54	99,95	I00,2I	I00,59	99,76	99,97	I00,II	99,79	I00,07	I00,I2	99,97	99,62	99,66
Rb	22	22	24	I8	27	25	58	65	59	7	52	22	20
Li	Не обн.	4	4	Сл.	6	2	7	I0	6	7	5	6	6
Ba	340	4I0	340	420	250	440	470	670	520	380	800	380	540
Sr	I090	III0	870	I060	690	I090	640	590	500	250	780	850	750
V	(475)	(460)	(775)	(500)	(740)	720	(475)	240	(I55)	(430)	(330)	(605)	660
Cr	(I7)	(20)	(I5)	(9I)	(27)	3	(42)	20	(26)	(I2)	(2I)	(26)	38
Co	(34)	(36)	(44)	(35)	(44)	46	(20)	II	(5)	(32)	(I6)	(36)	29
Ni	(I7)	(I8)	(I8)	(I8)	(I8)	I7	(32)	I5	(II)	(I5)	(I4)	(28)	35
Cu	(I34)	(I36)	(I00)	(I35)	(II0)	I90	(II6)	27	(I8)	(5I)	(63)	(90)	I30
Zn	(92)	(II6)	(90)	(I0I)	(I30)	90	(92)	76	(57)	68	(79)	(78)	79
Pb	–	–	–	–	–	3,2	–	6,6	–	4,0	–	–	3,0
Sn	–	–	–	–	–	I,3	–	I,I	–	I,0	–	–	I,0
W	–	–	–	–	0,24	–	0,36	0,75	–	0,26	0,54	–	0,48
Mo	–	–	–	–	–	I,0	–	–	–	–	–	–	–
Be	–	–	0,75	–	0,35	0,35	0,90	0,80	0,65	0,65	0,80	0,70	0,85
B	–	–	I3	–	26	9	23	I7	I9	I4	I5	I7	I5
F	–	–	280	–	400	330	3I0	240	3I0	340	250	2I0	280
U	I,I5	–	I,0	–	–	I,4	–	–	–	–	–	–	I,2
Th	2,0	–	2,0	–	–	2,3	–	–	–	–	–	–	I,9
Nb	–	–	–	–	–	–	–	3,6	2,2	4,3	–	–	I,4
Ta	–	–	–	–	–	–	–	0,2	Не обн.	0,4	–	–	Не обн.
Zr	–	–	–	–	–	–	–	270	I80	I90	–	–	I60
Hf	–	–	–	–	–	–	–	3,0	4,0	0,3	–	–	I,3

Продолжение табл. I

Компонент	2.3 (скалы "Авось")										2.4		2.5
	Образец												
	BII-76/4	BII-75/I3	BII-74/2	BII-76/I	BII-75/4	BII-75/I	BII-74/6	BII-74/3	BII-75/3	BII-75/2	BII-80/4	BII-80/3	BII-79/I
	53	54	55	56	57	58	59	60	6I	62	63	64	65
SiO_2	49,70	49,90	50,32	50,50	5I,57	5I,92	53,28	53,68	54,I8	54,44	60,6I	62,23	48,I6
TiO_2	0,83	0,69	0,92	0,79	0,87	0,85	0,66	0,7I	0,69	0,63	0,55	0,38	0,87
Al_2O_3	I6,52	I7,80	I8,44	I7,43	I8,78	I8,58	I7,60	I6,70	I7,80	I8,54	I7,I7	I6,96	I6,38
Fe_2O_3	3,54	I,93	4,59	4,4I	4,25	3,23	3,08	4,28	3,26	2,9I	4,I5	3,04	4,90
FeO	5,03	5,20	4,I7	3,82	3,8I	4,76	4,45	3,37	4,24	3,88	I,88	2,85	5,9I
MnO	0,I7	0,I7	0,I6	0,I7	0,I6	0,I7	0,22	0,I7	0,I7	0,22	0,I2	0,I5	0,I7
MgO	8,84	5,90	5,20	6,72	4,97	5,38	5,09	5,45	4,73	4,I4	I,9I	I,90	7,53
CaO	I0,75	I0,90	I0,73	I0,60	I0,05	I0,22	9,55	I0,06	9,I7	8,5I	6,55	5,34	I0,85
Na_2O	2,56	3,54	2,96	3,I0	3,05	2,88	2,97	2,79	2,97	3,05	4,I3	3,72	3,29
K_2O	I,45	2,02	I,77	I,55	I,65	I,54	I,63	I,78	I,70	I,74	I,89	2,78	I,54
P_2O_5	0,22	0,22	0,20	0,I8	0,23	0,25	0,25	0,20	0,25	0,27	0,I6	0,I6	0,I8
П.П.П.	0,09	I,44	0,22	0,32	0,38	0,II	I,29	0,65	0,6I	I,99	0,72	0,79	0,60
Сумма	99,70	99,7I	99,68	99,59	99,77	99,83	I00,07	99,84	99,77	I00,32	99,84	I00,30	I00,43
Rb	23	–	2I	23	33	40	36	25	35	44	28	52	20
Li	6	–	6	6	6,5	7	8	7	8	9	5	6	5
Ba	550	–	500	440	420	440	500	900	770	570	670	860	200
Sr	730	–	740	760	780	890	790	730	820	930	530	900	520
V	(4I5)	–	(585)	540	(4I5)	(535)	(550)	(430)	420	(395)	I50	I00	4I0
Cr	(25)	–	(35)	260	(47)	(58)	(I06)	(II0)	75	(52)	27	I7	240
Co	(3I)	–	(29)	2I	(27)	(25)	(25)	(29)	20	(I9)	I5	8,5	22
Ni	(II0)	–	(27)	7I	(67)	(30)	(I3)	(39)	3I	(I9)	I4	I0	79
Cu	(40)	–	(II0)	65	(65)	(75)	(56)	(62)	40	(54)	I6	II	I00
Zn	7I	–	79	72	79	(90)	(94)	79	57	(95)	47	47	83
Pb	2,6	–	3,2	3,I	5,0	–	–	3,5	4,0	–	3,3	4,8	2,0
Sn	I,0	–	I,2	I,7	I,I	–	–	I,0	I,I	–	I,0	I,I	I,4
W	0,48	–	0,36	30	0;54	–	–	0,30	I,50	0,27	–	0,82	I05
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	0,80	–	0,85	0,80	0,70	I,05	0,80	I,I5	0,90	0,90	0,85	0,80	0,95
B	I0	–	6I	I9	49	I9	I8	5I	I5	I9	I4	2I	I4
F	500	–	240	360	600	680	460	670	320	290	230	280	570
U	–	–	–	–	0,90	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	–	–	–	–	2,50	–	–	–	–	–	–	–	–
Nb	I,8	–	I,7	2,0	I,8	–	–	I,4	2,0	–	3,0	2,7	I,7
Ta	Не обн.	–	Не обн.	Не обн.	Не обн.	–	–	Не обн.	Не обн.	–	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Zr	I20	–	I80	I60	II5	–	–	200	I25	–	I40	I75	I05
Hf	2,6	–	I,3	2,0	I,7	–	–	Не обн.	2,0	–	2,5	Не обн.	I,2

Продолжение табл. I

Компонент	2.5 (плато Порфирит)											2.6	2.7
	Образец												
	BII-78/4	BII-8I/8	BII-78/3	BII-8I/I	BII-78/7	BII-78/6	BII-78/5	BII-8I/4	BII-8I/3	BII-8I/2	BII-82/I	BII-83/2	B25-49/I
	66	67	68	69	70	7I	72	73	74	75*	76*	77	78
SiO_2	52,94	53,25	55,56	56,42	57,3I	57,45	57,9I	58,60	6I,92	64,70	53,24	54,54	56,30
TiO_2	0,82	0,77	0,65	0,58	0,63	0,69	0,57	0,6I	0,70	0,39	0,72	0,65	0,75
Al_2O_3	I8,23	I8,26	I8,50	I9,05	I7,9I	I7,69	I7,94	I7,46	I7,I8	I6,64	2I,I9	I7,89	I7,0I
Fe_2O_3	2,88	4,26	2,80	2,84	4,02	3,74	3,38	3,72	2,83	2,4I	2,26	2,49	3,64
FeO	4,37	4,02	3,79	3,30	2,08	2,5I	2,78	2,I9	2,36	2,59	6,67	4,68	6,II
MnO	0,2I	0,I6	0,20	0,3I	0,I5	0,I4	0,I5	0,I5	0,05	0,I9	0,24	0,22	0,I8
MgO	4,24	4,I3	3,6I	2,30	3,44	3,62	3,23	3,I3	2,22	I,90	2,52	3,66	3,I3
CaO	8,68	8,94	7,55	8,35	7,5I	7,68	7,30	7,29	6,64	5,5I	9,I8	8,2I	7,90
Na_2O	2,92	2,97	3,2I	3,20	3,I9	3,07	3,24	3,57	3,63	3,80	2,70	3,22	3,I4
K_2O	I,96	2,05	2,I8	2,2I	2,33	2,4I	2,05	2,38	I,94	I,I9	0,62	I,85	0,99
P_2O_5	0,28	0,24	0,28	0,29	0,22	0,20	0,2I	0,I6	0,24	0,II	0,I7	0,23	0,I5
П.П.П.	2,I0	0,69	2,I6	I,30	I,I8	0,72	I,28	I,I6	0,96	0,48	0,60	2,84	0,I7
Сумма	99,83	99,74	I00,49	I00,I5	99,97	99,92	I00,04	99,59	I00,69	99,7I	I00,II	I00,48	99,48
Rb	42	38	45	64	44	48	56	56	–	I2	8	47	I9
Li	5	6	5	Не обн.	I0	9	8	5	–	I0	4	4	8
Ba	500	520	720	640	790	680	680	690	330	2I0	I30	420	I50
Sr	820	800	700	950	800	7I0	700	700	360	340	400	600	360
V	(620)	(520)	(4I5)	(4I5)	(240)	(395)	(420)	340	–	–	(320)	(3I0)	(I90)
Cr	(25)	(23)	(38)	(I2)	(28)	(30)	(28)	I4	–	–	(I5)	(73)	(20)
Co	(23)	(I9)	(2I)	(I3)	(2I)	(I7)	(I6)	20	–	–	(32)	(28)	(26)
Ni	(I3)	(7)	(I3)	(I3)	(30)	(I7)	(I6)	I3	–	–	(5)	(36)	(I8)
Cu	(84)	(53)	(36)	(60)	(22)	(38)	(2I)	24	–	–	(78)	(38)	(75)
Zn	(9I)	8I	(87)	(92)	62	69	(64)	54	–	78	(I00)	(70)	(I05)
Pb	–	3,I	–	–	4,0	5,0	–	4,4	–	6,9	–	–	–
Sn	–	I,2	–	–	I,0	I,0	–	I,0	–	I,0	–	–	–
W	0,36	0,63	–	–	0,33	0,36	0,48	0,48	–	0,90	–	–	–
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	0,70	0,55	0,70	0,90	0,75	0,70	0,60	0,80	–	0,30	0,45	0,70	–
B	I9	40	22	I7	78	24	26	2I	–	58	35	25	–
F	9I0	740	560	290	630	760	I30	280	–	80	240	360	–
U	–	–	–	–	–	–	–	I,8	I,6	0,6	0,46	–	0,54
Th	–	–	–	–	–	–	–	5,5	4,3	0,9	0,94	–	0,83
Nb	–	I,6	–	–	2,2	2,I	–	2,0	–	I,7	–	–	–
Ta	–	Не обн.	–	–	Не обн.	Не обн.	–	Не обн.	–	Не обн.	–	–	–
Zr	–	I30	–	–	I35	I60	–	I45	–	95	–	–	–
Hf	–	I,2	–	–	I,5	2,4	–	2,0	–	I,5	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	2.7						2.8						
	Образец												
	B25-49/3	B25-48/3	B25-48/4	B25-49/2	B25-49/4	B25-47/I	B25-46/40	B25-46/6	B25-46/I5	B25-46/4	B25-46/I2	B25-46/3	B25-46/II
	79	80	8I	82*	83*	84*	85	86	87	88	89	90	9I
SiO_2	58,37	59,98	60,67	49,42	49,70	54,94	52,28	53,00	53,I0	55,07	55,53	55,54	57,I7
TiO_2	0,88	0,83	0,83	0,77	0,75	0,69	I,I2	0,70	0,84	0,63	0,7I	0,63	0,98
Al_2O_3	I5,54	I5,I9	I5,I4	I9,00	20,00	I7,96	I6,04	I6,02	I8,56	I8,59	I8,45	I8,50	I5,4I
Fe_2O_3	2,53	I,68	2,82	4,2I	4,I0	2,76	4,5I	3,04	3,76	4,I7	3,40	4,04	3,35
FeO	6,6I	8,30	5,96	7,79	6,55	4,70	8,I7	4,38	6,38	3,8I	5,28	3,27	7,97
MnO	0,20	0,I9	0,I8	0,I9	0,I7	0,I5	0,2I	0,I5	0,I7	0,I6	0,2I	0,I6	0,22
MgO	2,53	2,24	2,06	4,08	3,95	4,02	4,3I	8,06	2,8I	3,29	3,70	3,24	2,79
CaO	6,50	5,86	5,84	I0,78	I0,84	8,I4	8,97	8,32	9,36	8,38	8,50	8,43	6,75
Na_2O	3,56	3,75	3,89	2,22	2,46	3,I4	3,00	3,I3	2,87	3,20	2,90	3,03	3,7I
K_2O	I,50	I,I5	I,2I	0,37	0,48	I,90	0,85	I,59	0,96	I,84	0,84	I,92	I,00
P_2O_5	0,25	0,24	0,34	0,I3	0,09	0,23	0,I8	0,I9	0,I5	0,23	0,I7	0,23	0,I8
П.П.П.	0,96	0,29	0,40	0,27	0,34	0,93	0,33	I,I2	0,45	0,40	0,I8	0,68	0,32
Сумма	99,43	99,I5	99,34	99,24	99,42	99,59	99,32	99,74	99,4I	99,82	99,52	99,73	99,22
Rb	25	23	2I	II	II	38	I5	33	I9	35	I8	32	I9
Li	5	9	9	6	6	8	7	8	5	6	4	9	7
Ba	I50	200	200	I50	I50	400	I50	400	I50	600	I50	500	I50
Sr	3I0	290	290	370	520	740	290	470	330	7I0	480	7I0	300
V	(I70)	(88)	(96)	(280)	(320)	(200)	(370)	(I90)	(280)	260	(I30)	I90	(I90)
Cr	(20)	(2I)	(20)	(20)	(20)	(32)	(23)	(330)	(20)	I6	(20)	I2	(20)
Co	(26)	(25)	(26)	(43)	(38)	(26)	(36)	(33)	(25)	25	(23)	36	(29)
Ni	(I0)	(2I)	(I0)	(I8)	(I8)	(I8)	(I8)	(I20)	(I8)	2I	(I8)	I8	(I0)
Cu	(44)	(60)	(5I)	(II0)	(I20)	(63)	(I60)	(7I)	(II0)	50	(I8)	I00	(62)
Zn	(I60)	(I20)	(I20)	(97)	(I02)	(I05)	(I40)	(I04)	(I30)	(I30)	(7I)	(82)	(I30)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
W	–	–	–	–	–	–	0,45	0,60	–	0,66	–	0,48	–
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3,0	–	3,0	–
Be	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,70	–	0,90	–
B	–	–	–	–	–	–	–	–	–	35	–	50	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	260	–	200	–
U	–	–	–	–	–	I,2	0,39	I,4	–	I,4	0,38	–	–
Th	–	–	–	–	–	4,0	I,I	3,4	–	4,0	I,2	–	–
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	2.8											3.I (Эдельштейна)	
	Образец												
	B25-46/2B	B25-46/2A	B25-46/I	B25-46/2Б	B25-46/I8	B25-46/9	B25-46/2Б вк	B25-46/7	B25-46/8	B25-46/I6	B25-46/5	BI7-5I/6	BI7-5I/3
	92	93	94	95	96	97	98**	99*	I00*	I0I*	I02*	I03	I04
SiO_2	57,77	57,93	57,99	58,28	63,45	63,68	48,86	48,88	52,40	52,62	58,56	52,85	54,I4
TiO_2	0,54	0,54	0,54	0,54	0,7I	0,84	0,90	0,98	0,76	0,8I	0,64	0,78	0,47
Al_2O_3	I8,67	I8,43	I8,35	I8,45	I4,00	I4,84	I8,38	I6,8I	I7,I3	I8,60	I8,4I	I8,4I	I9,I9
Fe_2O_3	3,47	3,22	3,5I	3,39	2,74	I,94	5,34	3,86	2,67	I,90	3,62	3,90	4,50
FeO	3,05	2,98	2,76	2,66	5,32	5,78	4,04	9,84	7,87	8,89	3,20	3,86	3,46
MnO	0,I5	0,I5	0,I6	0,I4	0,I8	0,I7	0,I7	0,24	0,I7	0,I9	0,I7	0,20	0,I4
MgO	2,95	2,93	3,02	2,96	I,32	I,42	5,36	5,II	5,29	2,62	2,37	4,88	3,75
CaO	7,66	7,6I	7,67	7,7I	4,3I	4,8I	I0,46	I0,30	9,47	9,37	6,89	9,46	8,II
Na_2O	3,I5	3,I7	3,25	3,20	4,06	4,43	2,62	2,37	2,86	3,I6	4,3I	2,96	2,77
K_2O	I,98	I,93	I,96	2,00	I,52	I,42	I,48	0,4I	0,70	0,60	0,56	I,46	I,46
P_2O_5	0,2I	0,2I	0,22	0,20	0,2I	0,27	0,2I	0,I0	0,I3	0,I6	0,I8	0,25	0,32
П.П.П:	0,05	0,58	0,30	0,I9	I,48	0,I6	0,87	0,I5	0,08	0,I9	0,74	I,0I	I,32
Сумма	99,7I	99,74	99,78	99,79	99,33	99,47	99,73	99,05	99,36	99,II	99,66	I00,02	99,63
Rb	4I	42	36	39	26	26	29	8	I4	8	8	28	22
Li	I0	8	I0	I0	I4	7	6	6	6	7	7	6	7
Ba	600	600	600	700	200	300	500	I50	Не обн.	I50	200	450	530
Sr	740	720	740	740	260	290	750	300	330	4I0	360	980	390
V	(I70)	I80	I80	(I70)	(50)	(44)	280	(480)	(270)	(200)	(I05)	220	(275)
Cr	(20)	II	I2	(20)	(20)	(20)	24	(20)	(49)	(20)	(20)	93	(66)
Co	(I6)	I4	I5	(I3)	(I7)	(I3)	36	(40)	(40)	(27)	(I3)	28	(24)
Ni	(I0)	I2	I4	(I0)	(I0)	(I0)	27	(I8)	(3I)	(I8)	(I0)	38	(I5)
Cu	(34)	25	40	(30)	(42)	(30)	62	(I70)	(I50)	(I50)	(46)	57	(27)
Zn	(96)	(77)	(7I)	(9I)	(I20)	(I30)	(8I)	(I50)	(I40)	(I30)	(230)	I00	(87)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5,4	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	I,5	–
W	0,48	–	0,63	0,25	I,7I	–	0,36	–	0,57	–	–	0,28	0,54
Mo	–	I,0	I,0	–	–	–	I,0	–	–	–	–	I,0	–
Be	–	0,85	0,85	–	–	–	0,80	–	–	–	–	0,45	0,80
B	–	39	34	–	–	–	30	–	–	–	–	3I	42
F	–	300	320	–	–	–	4I0	–	–	–	–	250	360
U	I,7	I,6	I,7	I,8	–	0,5	–	–	–	–	0,25	–	I,40
Th	5,I	4,7	4,4	4,2	–	I,45	–	–	–	–	0,28	–	3,50
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4,0	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Не обн.	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	I00	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3,4	–

Продолжение табл. I

Компонент	3.I (Эдельштейна)								3.4	3.5			
	Образец												
	BI7-5I/I	BI7-5I/2	BI7-5I/4	BI7-5I/5	BI7-5I/7	BI7-5I/I0	BI7-5I/9	BI7-5I/8	B25-43/I	B25-40/5	B25-40/2	B25-40/4	B25-40/I
	I05	I06	I07	I08	I09*	II0*	III*	II2*	II3*	II4**	II5**	II6	II7
SiO_2	54,80	54,89	54,9I	57,68	53,27	47,33	52,02	54,5I	55,54	54,49	55,I5	57,68	59,62
TiO_2	0,63	0,67	0,60	0,43	0,77	0,7I	0,87	0,89	0,72	0,67	0,66	0,60	0,52
Al_2O_3	I9,52	I8,65	I8,26	I7,78	I6,9I	I9,80	I7,94	I8,25	I7,26	I7,82	I7,73	I7,23	I6,89
Fe_2O_3	2,95	3,65	6,29	2,7I	3,00	4,65	6,56	2,78	5,76	3,8I	2,82	2,59	2,73
FeO	3,30	4,22	2,25	3,3I	4,94	4,40	4,76	6,82	3,9I	4,20	4,49	3,8I	3,4I
MnO	0,2I	0,I9	0,22	0,II	0,23	0,I3	0,2I	0,22	0,I9	0,20	0,25	0,I4	0,25
MgO	3,98	3,88	3,37	3,37	7,20	4,67	4,20	3,32	4,02	3,9I	4,24	3,74	3,07
CaO	8,60	8,73	8,02	6,59	9,48	I2,23	9,78	8,8I	7,30	8,00	8,62	7,47	6,6I
Na_2O	2,82	3,I7	3,30	2,97	2,93	2,32	2,66	3,32	2,55	3,I7	2,92	3,06	3,36
K_2O	I,52	I,5I	I,60	2,27	0,86	0,I2	0,62	0,72	0,2I	I,92	I,6I	2,04	2,09
P_2O_5	0,36	0,27	0,28	0,30	0,I7	0,2I	0,I2	0,I8	0,08	0,2I	0,23	0,22	0,2I
П.П.П.	0,83	0,59	I,28	I,47	0,I7	3,58	0,03	0,36	2,29	I,2I	0,68	I,03	I,07
Сумма	99,52	I00,42	I00,38	99,49	99,93	I00,I5	I00,27	I00,I8	99,82	99,67	99,43	99,64	99,87
Rb	35	I6	30	59	I2	4	6	6	4	48	22	44	49
Li	7	2	7	8	2	2	2	Сл.	6	9	II	9	I0
Ba	530	460	620	470	370	Не обн.	I50	I70	I50	500	400	400	400
Sr	370	780	890	320	9I0	440	5I0	590	230	600	560	540	530
V	(260)	300	260	(245)	350	440	250	280	(250)	200	(I80)	I60	I50
Cr	(70)	66	28	(85)	280	96	I40	3	(20)	I5	(99)	72	42
Co	(2I)	22	32	(20)	24	45	39	28	(26)	I9	(26)	20	I4
Ni	(I8)	24	I9	(I5)	80	35	32	I0	(I8)	25	(56)	35	27
Cu	(26)	I6	26	(33)	35	200	II0	I40	(49)	50	(47)	400	40
Zn	(I08)	I00	I50	(90)	II0	II0	I40	I20	(I20)	(85)	(70)	(67)	(77)
Pb	-	6,0	8,3	-	4,3	I,7	4,I	4,7	-	-	-	-	-
Sn	-	I,6	2,I	-	I,4	I,3	3,2	I,7	-	-	-	-	-
W	0,39	0,36	-	0,45	-	-	-	-	2,I3	0,66	I,05	I,05	I,32
Mo	-	I,0	I,0	-	I,0	I,0	I,0	I,0	-	3,0	-	2,0	4,0
Be	I,00	0,50	0,55	0,80	0,50	0,I5	0,30	0,45	-	I,0	-	0,85	0,65
B	35	2I	47	75	20	7	30	37	-	36	-	38	38
F	300	240	I90	270	I60	360	I50	400	-	240	-	3I0	280
U	I,50	-	-	-	-	-	0,46	-	-	-	-	I,7	I,8
Th	3,50	-	-	-	-	-	0,70	-	-	-	-	4,4	6,I
Nb	I,5	I,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	Не обн.	Не обн.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	I50	I65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	2,4	2,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	3.7 (Макарова)						3.I0						
	Образец												
	B24-33/2	B24-33/6	B24-33/4	B24-33/5	B24-33/I	B24-33/3	BI7-50,4	BI7-50/I2	BI7-50/I	BI7-50/2	BI7-50/5	BI7-50/3	BI7-50/6
	II8	II9	I20	I2I*	I22*	I23*	I24	I25	I26	I27	I28	I29	I30
SiO_2	52,68	54,59	54,73	48,45	52,00	55,I0	52,29	52,40	52,43	52,79	52,92	53,68	53,8I
TiO_2	0,8I	0,82	0,82	0,59	0,64	0,7I	0,83	0,96	0,79	0,86	0,55	0,70	0,76
Al_2O_3	I8,29	I7,69	I7,72	I5,29	2I,84	I8,I6	I8,I6	I8,77	20,06	I8,36	I9,20	20,96	I9,36
Fe_2O_3	3,50	4,29	4,97	7,06	2,08	6,43	4,94	3,29	2,40	3,25	2,78	3,37	3,4I
FeO	4,58	4,04	3,05	0,00	5,84	2,77	5,84	7,00	6,9I	6,9I	6,I5	4,76	5,48
MnO	0,23	0,38	0,56	8,84	0,I6	0,38	0,22	0,23	0,25	0,23	0,I8	0,I8	0,20
MgO	4,62	3,60	3,65	3,I7	2,86	3,5I	4,46	4,36	3,27	4,I9	4,I2	2,65	3,35
CaO	9,44	7,75	7,84	6,56	II,06	8,72	9,56	9,68	I0,05	9,48	9,53	9,64	9,43
Na_2O	3,I7	3,64	3,73	3,72	2,87	3,04	2,37	2,69	2,55	2,56	2,85	3,II	3,08
K_2O	I,55	I,86	I,89	I,87	0,34	0,46	0,52	0,39	0,50	0,46	0,62	0,58	0,58
P_2O_5	0,25	0,29	0,29	0,28	0,I2	0,I6	0,II	0,II	0,I2	0,I2	0,I7	0,I3	0,I4
П.П.П.	0,33	0,54	0,4I	3,94	0,I5	0,30	0,50	0,06	0,07	0,42	0,68	0,22	0,I3
Сумма	99,5I	99,55	99,7I	99,89	99,65	99,76	99,80	99,84	99,40	99,63	99,75	99,98	99,73
Rb	28	36	35	–	7	7	4	4	3	2	II	Сл.	2
Li	6	9	I0	–	6	6	4	2	Не обн.	2	7	"	Сл.
Ba	500	600	600	I200	I50	200	I70	II0	I20	II0	70	I50	I00
Sr	520	490	490	5I0	360	340	580	600	630	620	440	540	570
V	307	349	405	–	(245)	(200)	(280)	220	2I0	(220)	(260)	I40	(2I5)
Cr	73	I8	20	–	(24)	(24)	(I3)	3	I00	(I4)	(24)	II	(I5)
Co	25	23	29	–	(29)	(I9)	(34)	35	36	(30)	(27)	32	(25)
Ni	35	30	29	–	(I5)	(I5)	(I5)	8,5	6,3	(I5)	(I5)	5,6	(I2)
Cu	64	4I	63	–	(84)	(I8)	(4I)	2I	26	(32)	(3I)	I9	(4I)
Zn	(99)	(II4)	(II6)	–	(99)	(79)	(I30)	75	95	(73)	(I06)	8I	(97)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	4,2	4,2	–	–	5,2	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	I,6	3,I	–	–	I,5	–
W	–	–	–	–	–	–	–	–	I5	0,48	–	0,39	0,36
Mo	I,0	6,4	I3,0	–	–	–	–	I,0	I,0	–	–	I,0	–
Be	I,0	0,85	0,65	0,80	0,45	0,45	–	0,I5	0,30	–	I,30	0,30	–
B	64	47	44	90	42	7I	–	25	40	–	40	60	–
F	340	440	300	270	I20	220	–	250	2I0	–	450	300	–
U	–	–	I,5	–	0,I6	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	–	–	4,0	–	0,23	–	–	–	–	–	–	–	–
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	3,3	4,3	–	2,7	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	Не обн.	Не обн.	–	Не обн.	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	65	70	–	80	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	3,3	3,5	–	3,2	–

Продолжение табл. I

Компонент	3.I0							3.II				3.I2	
	Образец												
	BI7-50/8	BI7-50/7	BI7-50/II	BI7-50/I0	BI7-50/I3	BI7-50/9	BI7-50/I4	ФБ-I	ФБ-2	ФБ-4	ФБ-5	BII-III/6	BII-III/4
	I3I	I32	I33	I34	I35	I36*	I37*	I38*	I39*	I40*	I4I*	I42	I43
SiO_2	53,9I	54,25	56,42	6I,75	60,73	52,88	59,38	54,86	55,I9	57,2I	57,0I	54,28	54,98
TiO_2	0,66	0,65	0,75	0,49	0,65	0,5I	0,96	0,74	0,75	0,60	0,73	I,07	0,72
Al_2O_3	20,II	2I,74	I7,48	I8,22	I8,0I	20,60	I5,90	I7,02	I6,50	I5,92	I6,33	I6,29	20,33
Fe_2O_3	3,46	2,8I	4,68	2,23	4,07	2,97	2,98	4,69	6,52	3,40	5,27	3,I6	4,06
FeO	5,I2	4,45	4,49	3,48	2,29	5,30	5,48	4,50	2,60	4,40	2,96	9,29	3,95
MnO	0,26	0,2I	0,2I	0,27	0,I6	0,22	0,I9	0,2I	0,I8	0,I6	0,I8	0,22	0,23
MgO	3,42	2,35	3,57	2,I0	I,68	4,03	2,28	3,57	3,60	4,I8	3,06	4,48	3,0I
CaO	I0,I0	9,88	8,69	7,23	6,45	9,02	6,60	8,0I	7,70	5,69	7,34	8,2I	8,85
Na_2O	2,4I	3,29	3,03	3,37	3,78	2,43	4,09	3,08	3,46	4,4I	3,33	2,76	2,76
K_2O	0,35	0,44	0,70	0,5I	0,83	0,86	I,I4	0,6I	0,53	I,6I	0,58	0,66	0,48
P_2O_5	0,I3	0,I5	0,I0	0,I5	0,22	0,2I	0,26	0,II	0,09	0,07	0,I0	0,II	0,I6
П.П.П.	0,0I	0,08	0,II	0,06	I,07	I,37	0,22	2,79	3,79	2,26	2,28	0,94	0,78
Сумма	99,94	I00,30	I00,00	99,86	99,94	I00,42	99,48	I00,I9	I00,86	99,9I	99,77	I00,45	I00,3I
Rb	2	2	I2	I	2	I0	4	5	4	I9,5	5,6	6	4
Li	4	Не обн.	2	2	Сл.	4	3	4	4	8,5	4,9	6	5
Ba	*Не обн.*	*То же*	*220*	*I30*	*I40*	*90*	*290*	*I90*	*I80*	*220*	*I90*	*II0*	*I50*
Sr	*700*	*700*	*330*	*670*	*400*	*400*	*490*	*330*	*270*	*200*	*330*	*360*	*390*
V	(I25)	75	340	(65)	(9I)	(I60)	I40	(395)	(395)	(3I0)	(290)	(800)	(345)
Cr	(42)	4	I5	(25)	(I3)	(24)	3	(42)	(9)	(30)	(24)	(20)	(I4)
Co	(25)	I7	38	(24)	(II)	(23)	54	(I8)	(I9)	(23)	(I4)	(32)	(I9)
Ni	(I7)	3,I	I4	(I0)	(5)	(I5)	6,3	(5)	(5)	(27)	(I5)	(I3)	(5)
Cu	(47)	5,6	25	(22)	(26)	(II)	60	(67)	(44)	(35)	(46)	(2I8)	(5I)
Zn	(88)	85	95	(59)	(76)	(II6)	I30	(90)	(I00)	(68)	(75)	(I24)	(II7)
Pb	-	4,8	5,5	-	-	-	I2,0	-	-	-	-	-	-
Sn	-	I,6	I,6	-	-	-	2,8	-	-	-	-	-	-
W	0,45	-	-	0,27	0,36	0,30	0,27	-	-	-	-	-	0,27
Mo	-	I,0	3,2	-	-	-	I,0	-	-	-	-	-	-
Be	-	0,I5	0,20	-	-	0,75	0,75	0,25	0,20	-	0,40	0,35	0,35
B	-	I8	76	-	-	4I	74	I6	I3	-	-	33	26
F	-	230	I20	-	-	I90	I80	380	420	-	3I0	260	I20
U	-	-	0,73	-	-	-	0,74	-	-	-	-	-	0,25
Th	-	-	I,I0	-	-	-	I,60	-	-	-	-	-	0,60
Nb	-	5,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	Не обн.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	2,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл.I

Компонент	3.I2			3.I3				3.I4				3.I5	3.I6
	Образец												
	BII-III/7	BII-III/I	BII-III/3	BII-II2/I	BII-II3/2	BII-II3/I	BII-II3/3	B25-39/I	B25-38/I	B25-39/2	B25-I07/2	BII-I07/I	BII-I09/I
	I44	I45	I46	I47	I48	I49*	I50	I5I	I52	I53	I54*	I55	I56
SiO_2	56,04	56,72	57,90	58,76	53,0I	54,93	55,84	60,78	62,24	62,50	50,06	55,50	53,64
TiO_2	0,8I	0,62	0,93	I,0I	0,90	0,73	0,66	0,43	0,48	0,47	0,75	0,74	0,72
Al_2O_5	I8,74	2I,07	I9,08	I5,8I	2I,2I	I6,80	I7,I7	I6,93	I6,45	I6,54	I9,5I	I7,74	I8,65
Fe_2O_3	2,53	2,II	I,9I	3,96	2,44	4,00	4,23	2,5I	2,00	I,58	2,85	4,0I	4,42
FeO	5,73	4,46	3,92	4,II	5,32	5,40	5,33	2,60	3,09	3,48	6,93	3,08	2,39
MnO	0,2I	0,23	0,23	0,I5	0,I6	0,I8	0,2I	0,47	0,I4	0,I2	0,I7	0,I6	0,I8
MgO	4,03	2,45	3,67	3,I3	2,82	3,90	3,98	2,I6	I,85	I,82	4,59	4,69	5,66
CaO	8,2I	8,85	6,37	7,34	I0,30	8,80	8,I5	5,7I	4,56	4,48	II,53	8,2I	7,93
Na_2O	2,95	2,76	4,II	3,23	3,06	3,I3	2,60	3,77	4,02	3,98	2,33	2,98	2,84
K_2O	0,84	0,48	I,52	0,72	0,34	I,20	0,68	2,05	2,80	2,78	0,47	I,85	I,85
P_2O_5	0,I9	0,26	0,23	0,24	0,04	0,I4	0,09	0,20	0,20	0,20	0,I7	0;34	0,26
П.П.П.	0,7I	0,34	0,52	I,66	0,II	I,39	0,65	2,07	I,74	I,62	0,08	I,I2	0,98
	I00,39	I00,35	I00,39	I00,02	99,7I	I00,60	99,59	99,76	99,65	99,64	99,43	I00,42	99,52
Rb	I4	4	20	4	6,5	I6	6	43	65	65	II	38	-
Li	4	6	II	6	3,0	6	7	I2	I0	I0	4	6	-
Ba	I80	I40	350	90	I40	I60	I60	600	600	600	I50	660	530
Sr	430	520	500	390	4I5	340	350	6I0	440	440	320	680	420
V	(420)	(I80)	(295)	(2I5)	(290)	(485)	(520)	(88)	(70)	(70)	(250)	(390)	(I90)
Cr	(24)	(20)	(42)	(24)	(24)	(38)	(22)	(28)	(33)	(22)	(35)	(94)	(I03)
Co	(22)	(25)	(26)	(I9)	(24)	(25)	(26)	(22)	(I3)	(I3)	(32)	(25)	(26)
Ni	(28)	(37)	(42)	(I5)	(I5)	(5)	(5)	(43)	(I0)	(I0)	(I8)	(58)	(I42)
Cu	(38)	(I6)	(36)	(I6)	(49)	(54)	(3I)	(I7)	(I7)	(I7)	(90)	(43)	(29)
Zn	(77)	(73)	(89)	(76)	(83)	(82)	(93)	(73)	(68)	(70)	(98)	(93)	(65)
Pb	-	-	-	-	-	--	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	-	2,28	-	-	-	-	-	0,5I	0,54	I,38	-	0,42	0,33
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	0,80	0,35	I,30	-	-	0,35	0,30	-	-	-	-	I,0	0,60
B	40	I5	30	-	-	59	32	-	-	-	-	28	29
F	320	230	I80	-	-	400	230	-	-	-	-	320	400
U	-	0,46	I,5	0,2	-	-	0,33	2,0	2,0	-	-	I,3	I,7
Th	-	0,5I	2,4	0,6	-	-	0,77	5,9	5,8	-	-	3,8	4,3
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	--	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	3.I6		3.I8		3.I9								
	Образец												
	BII-I08/7	BII-I08/I2	BII-II0/7	BII-II0/4	B25-36/5	B25-36/I	B25-36/7	B25-36/3	B25-36/8	B25-36/I0	B25-36/II	B25-36/4	B25-36/9
	I57	I58	I59	I60	I6I	I62	I63	I64	I65	I66	I67	I68	I69
SiO_2	58,92	59,54	53,74	55,88	49,26	49,42	50,64	5I,33	5I,83	54,05	56,03	56,84	57,5I
TiO_2	0,69	0,55	0,74	0,69	I,I9	0,72	0,8I	I,23	0,77	0,66	0,73	0,67	0,77
Al_2O_3	I8,44	I8,48	I9,88	I8,45	I6,62	I4,79	I7,86	I6,75	I7,I0	I8,78	I7,36	I7,2I	I7,86
Fe_2O_3	4,79	3,6I	5,50	4,50	5,25	2,96	9,74	3,53	5,59	2,44	3,06	4,34	2,I6
FeO	I,I5	2,I3	2,5I	2,39	8,I6	5,84	2,69	8,80	3,95	6,32	5,57	3,86	6,07
MnO	0,I6	0,37	0,I6	0,I8	0,2I	0,I8	0,23	0,29	0,20	0,I6	0,I8	0,I4	0,I7
MgO	3,2I	0,8I	3,72	4,I8	5,33	I0,I6	3,95	3,43	5,87	4,06	4,07	3,46	2,I6
CaO	6,37	7,5I	9,28	8,07	I0,I2	I2,69	I0,09	9,I0	I0,20	9,48	8,65	7,57	7,76
Na_2O	3,35	4,I7	3,I9	2,84	2,35	2,I5	2,46	2,62	2,80	2,52	2,84	3,26	3,38
K_2O	2,29	2,40	I,4I	I,4I	0,75	0,68	0,40	0,86	I,I3	0,65	0,6I	0,59	I,08
P_2O_5	0,27	0,30	0,2I	0,2I	0,22	0,I4	0,08	0,29	0,I7	0,II	0,I0	0,II	0,I5
П.П.П.	0,63	0,46	0,II	0,70	0,29	0,22	0,79	0,76	0,07	0,37	0,26	I,68	0,33
Сумма	I00,27	I00,33	I00,45	99,50	99,2I	99,50	99,73	99,0I	99,70	99,6I	99,48	99,76	99,42
Rb	4I	62	22	26	II	9	4	I3	I6	8	6	6	I5
Li	7	7	8	7	6	4	6	5	7	6	4	4	9
Ba	770	950	290	4I0	200	I50	I50	200	300	I50	200	200	200
Sr	580	690	590	570	280	380	3I0	320	470	290	300	300	320
V	(265)	(I70)	(500)	(535)	(350)	(230)	(320)	(260)	(250)	(230)	(220)	(I80)	(I60)
Cr	(23)	(40)	(40)	(38)	(26)	(4I0)	(26)	(20)	(72)	(33)	(20)	(20)	(20)
Co	(I6)	(I4)	(26)	(22)	(38)	(50)	(3I)	(34)	(3I)	(I7)	(I3)	(22)	(I3)
Ni	(48)	(37)	(I3)	(33)	(I8)	(I50)	(I8)	(I8)	(40)	(I8)	(I8)	(I8)	(I0)
Cu	(37)	(22)	(I00)	(30)	(II0)	(27)	(I60)	(I20)	(I20)	(97)	(63)	(8I)	(I20)
Zn	(75)	(92)	(98)	(82)	(I30)	(87)	(I00)	(I40)	(95)	(89)	(84)	(I40)	(I00)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
W	0,63	0,42	0,36	0,36	0,75	0,I8	–	0,8I	0,57	–	–	–	0,66
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	0,70	I,0	0,70	0,50	–	–	–	–	–	–	–	–	–
B	38	32	26	20	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	250	2I0	380	I00	–	–	–	–	–	–	–	–	–
U	–	–	–	–	–	0,5	0,I4	0,82	–	–	–	–	–
Th	–	–	–	–	–	I,2	0,35	I,8	–	–	–	–	–
Nb	–	–	–	2,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	Не обн.	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	II5	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	3,4	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	3.I9	3.20		4.3									
	Образец												
	B25-36/2	B25-37/I9	B25-37/I8	B25-35/5	B25-35/6	B25-35/3	B25-35/4	B25-35/I0	B25-35/9	B25-35/8	B25-35/II	B25-35/2	B25-35/I
	I70	I7I	I72	I73	I74	I75	I76	I77	I78	I79	I80	I8I*	I82*
SiO_2	59,20	50,I8	53,75	54,94	55,88	56,20	56,72	56,87	60,4I	6I,I7	6I,56	45,32	48,57
TiO_2	0,85	I,I9	0,83	0,59	0,64	0,6I	0,68	0,60	0,50	0,48	0,47	0,92	0,89
Al_2O_3	I6,34	I5,89	I8,47	I7,I4	I8,28	I8,97	I9,58	I8,42	I6,68	I6,44	I6,56	I9,25	I9,59
Fe_2O_3	3,42	5,76	2,43	4,83	3,I6	I,84	2,I6	3,29	2,44	2,42	3,27	3,60	4,I2
FeO	5,39	7,8I	7,29	3,45	4,3I	4,99	4,24	4,20	3,77	3,63	2,69	4,76	5,30
MnO	0,26	0,22	0,20	0,I5	0,I7	0,I4	0,I4	0,I6	0,I3	0,I2	0,07	0,I6	0,I4
MgO	2,5I	4,94	2,76	5,98	4,I6	3,47	2,4I	3,93	3,58	3,52	3,07	3,79	4,44
CaO	6,84	9,74	8,83	8,72	9,0I	8,50	8,06	8,5I	7,37	7,00	6,47	I4,63	I0,73
Na_2O	3,92	2,58	3,37	2,6I	2,87	3,I4	3,52	2,90	3,I9	3,I0	3,24	2,53	2,80
K_2O	0,53	0,62	0,77	0,77	0,67	0,9I	I,I8	0,75	I,00	I,08	I,I5	0,70	0,58
P_2O_5	0,I0	0,I7	0,I5	0,I0	0,II	0,I5	0,20	0,II	0,09	0,I0	0,09	0,I6	0,I4
П.П.П.	0,I7	0,05	0,42	0,47	0,35	0,66	0,70	0,I2	0,53	0,55	I,I0	3,73	2,40
Сумма	99,56	99,I7	99,30	99,78	99,60	99,59	99,60	99,64	99,7I	99,63	99,77	99,55	99,67
Pb	8	II	8	II	8	I3	I4	II	I6	22	I9	4	I2
Li	6	6	6	8	6	6	7	8	8	I2	I5	8	I4
Ba	200	200	200	200	I50	200	200	I50	300	200	300	I50	I50
Sr	360	260	400	350	380	420	370	370	3I0	3I0	300	I030	450
V	(I40)	(390)	(I80)	(I70)	(I90)	(I60)	(I40)	(200)	(I40)	(I30)	(I30)	(320)	(270)
Cr	(20)	(27)	(20)	(I00)	(70)	(42)	(20)	(3I)	(47)	(55)	(26)	(53)	(45)
Co	(2I)	(40)	(25)	(23)	(3I)	(29)	(2I)	(32)	(20)	(23)	(25)	(32)	(38)
Ni	(I0)	(I8)	(I8)	(I30)	(38)	(34)	(I8)	(I8)	(25)	(42)	(29)	(50)	(49)
Cu	(42)	(I60)	(I70)	(52)	(70)	(58)	(45)	(30)	(I8)	(30)	(52)	(I60)	(I20)
Zn	(I40)	(I40)	(I05)	(76)	(I30)	(76)	(82)	(84)	(90)	(70)	(82)	(84)	(98)
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	-	-	-	0,54	-	0,60	0,63	-	0,54	0,84	0,84	0,42	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	0,25	-	0,37	-	3,I	-	-	0,6	0,8	-	-
Th	-	-	0,50	-	0,90	-	I,6	-	-	I,6	I,5	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	4.4 Образец B25-33/3Б	B25-33/4В	B25-33/4Б	B25-33/3А	B25-33/2А	B25-33/3В	B25-33/5	B25-33/4Г	B25-33/6	B25-33/7	B25-33/4А	B25-33/9	B25-33/2
	I83	I84	I85*	I86	I87*	I88	I89	I90	I9I	I92*	I93	I94*	I95
SiO_2	50,I9	50,39	50,83	50,94	52,03	52,I0	52,II	52,53	52,70	52,84	53,04	53,33	57,96
TiO_2	0,93	I,08	0,59	I,00	0,86	0,79	0,79	0,75	0,72	0,87	0,73	0,7I	0,70
Al_2O_3	I7,43	I9,58	I8,63	I8,88	I9,82	I8,05	I7,92	I6,86	I6,68	I7,0I	I6,89	I7,86	I7,60
Fe_2O_3	2,37	I,93	2,75	2,02	2,40	I,64	2,79	3,09	2,I4	3,49	2,32	3,5I	2,44
FeO	6,47	7,63	5,93	5,30	7,25	6,20	5,I2	4,58	5,30	7,63	5,39	6,02	4,3I
MnO	0,I5	0,I4	0,I5	0,I3	0,I8	0,I5	0,I5	0,I6	0,I7	0,I9	0,I5	0,I6	0,I6
MgO	6,98	3,36	5,69	5,29	3,I5	5,68	6,I7	7,39	6,38	4,80	7,05	4,55	3,56
CaO	9,93	9,45	II,77	I0,63	I0,II	9,98	9,67	9,5I	9,8I	9,73	9,I3	I0,33	7,38
Na_2O	2,84	3,5I	2,I4	3,09	2,95	2,9I	2,99	2,93	2,90	2,53	2,94	2,50	3,28
K_2O	I,24	I,53	0,27	I,30	0,54	I,I6	I,I2	I,I2	I,I5	0,42	I,I3	0,22	I,36
P_2O	0,20	0,24	0,07	0,2I	0,II	0,I8	0,I8	0,20	0,I9	0,I2	0,I9	0,07	0,I6
П.П.П.	0,62	0,36	0,60	0,69	0,I5	0,47	0,66	0,37	I,20	0,33	0,6I	0,I9	0,69
Сумма	99,42	99,23	99,42	99,49	99,26	99,33	99,69	99,52	99,34	99,3I	99,60	99,48	99,6I
Rb	2I	26	3	22	4	I9	20	20	22	9	25	4	23
Li	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	7	5	9
Ba	300	300	I50	300	I50	300	300	300	200	I50	300	I50	300
Sr	430	5I0	230	480	330	480	490	480	480	270	460	220	380
V	(260)	(320)	(230)	(290)	(250)	(250)	(250)	(230)	(230)	(I90)	(200)	(260)	(200)
Cr	(I50)	(33)	(8I)	(I40)	(20)	(I40)	(I30)	(3I0)	(330)	(27)	(330)	(42)	(42)
Co	(40)	(26)	(36)	(29)	(32)	(30)	(35)	(34)	(36)	(44)	(34)	(36)	(23)
Ni	(I34)	(36)	(40)	(98)	(I8)	(I0I)	(I03)	(I46)	(I50)	(3I)	(I60)	(34)	(23)
Cu	(80)	(73)	(98)	(67)	(80)	(65)	(42)	(56)	(52)	(83)	(49)	(60)	(46)
Zn	(77)	(88)	(77)	(7I)	(84)	(75)	(88)	(74)	(85)	(I07)	(75)	(I02)	(80)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
W	0,39	0,42	–	0,30	–	0,36	–	0,28	–	–	0,63	–	0,48
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
B	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
U	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,8
Th	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	I,9
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	4.5 (о-ва Среднего)												
	Образец												
	B25-34/I0	B25-34/I	B25-34/4	B25-34/I2	B25-34/9	B25-34/7	B25-34/8	B25-34/5	B25-34/6	B25-34/II	B25-34/I3	B25-34/I6	B25-34/I4
	I96	I97	I98	I99	200	20I	202	203	204	205	206	207	208
SiO_2	52,44	52,49	52,56	52,62	52,66	52,75	52,85	53,05	53,82	53,86	53,94	54,33	6I,83
TiO_2	0,72	0,7I	0,7I	0,7I	0,72	0,7I	0,72	0,70	0,94	0,7I	0,70	0,74	0,77
Al_2O_3	I8,5I	I8,I8	I8,I2	I8,26	I8,36	I8,33	I8,24	I7,47	I7,69	I8,25	I8,I5	I8,69	I6,I3
Fe_2O_3	2,42	2,77	2,23	2,30	2,50	2,25	2,2I	2,30	2,53	2,40	2,03	2,80	3,52
FeO	6,73	6,29	6,73	6,73	6,55	6,82	6,82	7,27	7,72	6,55	6,73	5,66	3,86
MnO	0,I6	0,I7	0,I6	0,I6	0,I6	0,I7	0,I6	0,I8	0,20	0,I7	0,I7	0,I6	0,I8
MgO	4,63	4,98	4,82	4,75	4,74	4,78	4,76	4,73	3,70	4,7I	4,64	3,62	2,I2
CaO	I0,40	I0,49	I0,38	I0,3I	I0,45	I0,44	I0,40	I0,04	8,4I	9,24	9,34	9,49	5,95
Na_2O	2,44	2,5I	2,50	2,44	2,39	2,45	2,5I	2,67	3,32	2,70	2,66	2,90	3,98
K_2O	0,53	0,5I	0,53	0,52	0,5I	0,49	0,52	0,44	0,43	0,60	0,62	0,7I	0,95
P_2O_5	0,I0	0,I0	0,I0	0,I0	0,I0	0,I0	0,I2	0,08	0,I2	0,II	0,I2	0,I2	0,I7
П.П.П.	0,I8	0,26	0,54	0,34	0,2I	0,I4	0,I6	0,40	0,30	0,20	0,27	0,37	0,II
Сумма	99,26	99,46	99,38	99,26	99,33	99,4I	99,47	99,34	99,I9	99,49	99,35	99,58	99,59
Rb	5	9	I0	6	6	9	9	7	6	8	II	9	I3
Li	6	4	5	6	6	5	6	6	6	6	6	6	7
Ba	I50	I50	I50	I50	I50	I50	I50	I50	I50	I50	I50	I50	200
Sr	270	270	270	270	270	270	260	240	3I0	290	280	260	320
V	(250)	220	(250)	(250)	I80	(250)	(250)	(250)	(2I0)	200	(200)	200	(I05)
Cr	(30)	29	(32)	(28)	23	(34)	(33)	(30)	(20)	34	(36)	27	(20)
Co	(40)	34	(35)	(39)	28	(38)	(36)	(35)	(30)	32	(38)	30	(I7)
Ni	(I8)	22	(I8)	(I8)	I9	(20)	(20)	(I8)	(I8)	28	(I8)	I9	(I0)
Cu	(I20)	78	(I20)	(I20)	I00	(I30)	(I20)	(92)	(68)	68	(78)	69	(I7)
Zn	(87)	93	(I50)	(94)	II0	(98)	(89)	(I04)	(I20)	93	(II0)	I20	(I05)
Pb	–	4,7	–	–	3,4	–	–	–	–	3,3	–	4,4	–
Sn	–	I,6	–	–	I,5	–	–	–	–	2,8	–	I,7	–
W	0,30	0,54	–	–	–	0,I8	–	0,54	0,30	–	0,57	–	0,6
Mo	–	I,2	–	–	I,4	–	–	–	–	I,8	–	2,0	–
Be	–	0,35	–	–	0,60	–	–	–	–	0,65	–	0,60	–
B	–	65	–	–	94	–	–	–	–	II0	–	II8	–
F	–	220	–	–	I80	–	–	–	–	230	–	240	–
U	–	0,I6	–	–	–	–	–	0,28	–	–	0,28	–	0,54
Th	–	0,50	–	–	–	–	–	0,40	–	–	0,80	–	I,3
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	4.6 (Рикорда) Образец B25-32/3	B25-32/2	B25-32/5	B25-32/6	B25-32/4	B25-32/II	B25-32/I2	B25-32/I	B25-32/I6	B25-32/I5	B25-32/9	B25-32/7	B25-32/I3
	209	2I0	2II	2I2	2I4	2I4	2I5	2I6	2I7	2I8	2I9	220	22I
SiO_2	48,69	49,86	50,00	50,05	50,I6	50,54	50,62	55,II	56,45	57,45	59,0I	60,48	6I,28
TiO_2	0,66	0,84	I,0I	I,02	0,95	0,70	0,82	0,80	0,72	0,86	0,79	I,I9	0,74
Al_2O_3	I7,82	I7,68	I7,99	I8,63	I8,92	I9,57	I9,40	I6,9I	I7,05	I6,79	I7,93	I5,23	I7,57
Fe_2O_3	3,76	2,56	3,6I	3,33	3,95	2,46	3,62	2,25	3,I2	3,50	2,29	3,I2	5,6I
FeO	7,00	7,99	7,63	7,27	6,47	7,04	6,I8	6,02	4,99	5,7I	4,63	5,66	I,II
MnO	0,I7	0,I7	0,20	0,I7	0,I8	0,I7	0,I7	0,I5	0,I6	0,I7	0,I3	0,I7	0,I4
MgO	7,32	6,33	4,84	4,38	4,69	4,97	4,29	4,82	3,83	3,4I	2,I6	2,2I	I,62
CaO	II,77	II,03	I0,38	II,2I	II,I3	II,46	II,63	8,77	7,I9	7,62	7,78	6,63	6,83
Na_2O	I,74	2,I6	2,67	2,25	2,42	2,2I	2,I0	2,84	3,23	3,44	3,36	3,57	3,80
K_2O	0,I6	0,32	0,32	0,34	0,I9	0,22	0,32	0,94	0,70	0,66	0,95	0,99	0,68
P_2O_5	0,06	0,II	0,27	0,I4	0,I3	0,07	0,I5	0,I5	0,I6	0,I5	0,I9	0,24	0,I6
П.П.П.	0,22	0,25	0,45	0,50	0,I9	0,I0	0,I8	0,67	I,98	0,30	0,38	0,03	0,3I
Сумма	99,38	99,30	99,38	99,29	99,37	99,32	99,47	99,46	99,60	99,48	99,6I	99,52	99,87
Rb	5	7	6	7	5	6	9	I7	II	I0	I7	I6	I0
Li	4	6	5	5	5	5	4	6	I3	7	5	6	5
Ba	I50	I50	I50	I50	I50	I50	I50	200	200	200	200	300	200
Sr	I90	200	270	260	250	250	220	260	280	220	280	220	260
V	(280)	(290)	(320)	(3I0)	(300)	(280)	(300)	(220)	(I80)	(230)	(I70)	(220)	(90)
Cr	(I20)	(8I)	(34)	(55)	(58)	(33)	(4I)	(65)	(30)	(20)	(20)	(20)	(20)
Co	(52)	(47)	(35)	(34)	(35)	(40)	(46)	(29)	(25)	(34)	(22)	(2I)	(I3)
Ni	(I8)	(72)	(I8)	(I8)	(I8)	(I8)	(I8)	(42)	(I8)	(I0)	(I0)	(I0)	(I0)
Cu	(69)	(I00)	(72)	(77)	(40)	(59)	(90)	(42)	(35)	(29)	(30)	(74)	(30)
Zn	(I08)	(I08)	(II7)	(II0)	(II7)	(83)	(96)	(92)	(87)	(I03)	(90)	(I29)	(77)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
W	0,33	0,36	0,30	–	0,27	0,45	0,42	–	–	0,28	–	–	0,25
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
B	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
U	–	–	–	0,I8	–	–	–	–	–	–	–	–	0,4
Th	–	–	–	0,52	–	–	–	–	–	–	–	–	0,9
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	4,6			5.I (Юбилейный)									
	Образец												
	B25-32/I0	B25-32/8	B25-32/I4	B24-2/7	B24-3I/2	B24-2/3	B24-2/I2	B24-2/8	B24-2/6	B24-2/II	B24-3I/3	B24-3I/5	B24-3I/I
	222	223	224*	225	226	227	228	229	230	23I	232	233	234
SiO_2	67,86	69,I8	59,97	54,96	55,76	55,86	55,92	55,92	56,02	56,03	56,20	56,2I	56,23
TiO_2	0,67	0,60	0,46	0,77	0,73	0,74	0,73	0,74	0,75	0,72	0,72	0,7I	0,7I
Al_2O_3	I4,I8	I4,I8	I7,74	I8,49	I8,5I	I8,76	I8,52	I8,59	I8,62	I8,42	I8,58	I8,37	I8,49
Fe_2O_3	3,I6	I,52	2,64	2,33	I,99	2,57	2,08	2,70	2,3I	2,42	2,I6	I,90	2,I6
FeO	2,42	3,56	2,9I	4,20	4,35	3,70	4,20	3,48	4,02	3,9I	4,06	4,53	4,06
MnO	0,I5	0,I6	0,I9	0,I6	0,I5	0,I6	0,I5	0,I5	0,I6	0,I5	0,I6	0,I5	0,I5
MgO	I,I5	0,89	2,25	4,20	3,87	3,73	3,78	3,69	3,65	3,66	3,72	3,69	3,6I
CaO	4,0I	3,59	6,36	8,I9	7,9I	7,96	7,83	7,94	7,82	7,82	7,75	7,66	7,85
Na_2O	4,43	4,72	3,64	3,88	3,85	3,92	3,97	3,96	3,94	3,98	3,90	3,87	3,94
K_2O	0,87	0,89	I,83	I,74	I,74	I,76	I,79	I,77	I,82	I,84	I,78	I,80	I,8I
P_2O_5	0,I9	0,I6	0,26	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,29	0,28	0,27	0,29	0,28
П.П.П.	0,69	0,30	I,44	0,I3	0,4I	0,2I	0,24	0,34	0,23	0,23	0,26	0,32	0,22
Сумма	99,80	99,75	99,72	99,69	99,62	99,69	99,56	99,63	99,68	99,54	99,63	99,58	99,58
Rb	26	I0	34	39	42	42	50	4I	47	43	44	43	44
Li	2I	6	9	I0	I0	I0	II	II	II	II	II	II	II
Ba	300	300	400	600	700	600	600	600	600	600	700	600	600
Sr	220	220	720	580	580	580	560	590	570	570	570	570	580
V	(45)	(45)	(I00)	293	264	(260)	(275)	(275)	(275)	(275)	(260)	(260)	257
Cr	(20)	(20)	(2I)	43	52	(47)	(46)	(46)	(45)	(45)	(47)	(48)	46
Co	(I0)	(I0)	(20)	22	20	(I4)	(I4)	(I4)	(I4)	(20)	(I7)	(I6)	I6
Ni	(I0)	(I0)	(I0)	30	30	(3I)	(3I)	(3I)	(22)	(28)	(3I)	(37)	23
Cu	(I0)	(I2)	(I7)	32	39	(35)	(35)	(34)	(33)	(35)	(32)	(33)	27
Zn	(I02)	(I0I)	(77)	(70)	6I	(69)	(76)	(73)	(72)	(85)	(70)	(70)	55
Pb	-	-	-	-	2,8	-	-	-	-	-	-	-	2,8
Sn	-	-	-	-	I,0	-	-	-	-	-	-	-	I,0
W	0,2I	0,72	-	0,30	0,30	-	-	-	-	-	-	-	0,39
Mo	-	-	-	2,0	3,2	-	-	-	-	-	-	-	4,3
Be	-	-	-	-	I,25	0,90	-	-	-	-	I,60	0,85	0,60
B	-	-	-	-	57	44	-	-	-	-	55	38	28
F	-	-	-	-	320	250	-	-	-	-	290	230	270
U	-	0,42	-	-	-	I,7	-	I,6	I,7	-	-	-	-
Th	-	I,25	-	-	-	4,3	-	4,0	4,5	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	5.I (Юбилейный) Образец												
	B24-2/4	B24-2/5	B24-3I/4	B24-32/I	B24-32/2	B24-2/2	B24-2/I	B24-32/4	B24-32/3	B24-32/I0	B24-32/I2	B24-32/II	B24-32/6
	235	236	237	238	239	240	24I	242	243	244**	245**	246**	247**
SiO_2	56,28	56,65	56,83	6I,30	6I,30	6I,32	6I,48	6I,5I	6I,53	5I,I4	5I,73	5I,84	5I,9I
TiO_2	0,7I	0,7I	0,69	0,47	0,46	0,48	0,46	0,46	0,47	0,98	0,95	0,94	0,94
Al_2O_3	I8,63	I8,49	I8,53	I7,72	I7,60	I7,76	I7,8I	I7,76	I7,77	I9,07	I8,88	I9,I4	I9,II
Fe_2O_3	2,82	2,92	2,49	2,04	I,93	I,96	2,03	2,00	2,II	4,45	4,64	4,64	4,97
FeO	3,45	3,I2	3,4I	2,73	2,84	2,84	2,69	2,62	2,48	4,04	3,50	3,86	3,50
MnO	0,I5	0,I5	0,I5	0,I5	0,I5	0,I5	0,I5	0,I4	0,I5	0,I7	0,I6	0,I7	0,I7
MgO	3,49	3,58	3,53	2,0I	2,0I	I,95	I,93	2,0I	I,94	4,20	4,32	4,I4	3,73
CaO	7,65	7,58	7,6I	5,43	5,47	5,40	5,37	5,44	5,38	9,I8	9,25	9,09	8,77
Na_2O	4,0I	4,06	3,96	4,30	4,I7	4,38	4,36	4,29	4,33	3,90	3,54	3,70	3,87
K_2O	I,82	I,87	I,84	2,20	2,I8	2,I7	2,2I	2,25	2,2I	I,45	I,47	I,30	I,50
P_2O_3	0,28	0,28	0,27	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,23	0,29	0,27	0,24	0,30
П.П.П.	0,30	0,27	0,22	I,I3	I,28	I,03	0,93	0,95	I,I0	0,92	I,0I	0,74	0,84
Сумма	99,63	99,73	99,60	99,77	99,69	99,74	99,72	99,73	99,75	99,83	99,75	99,85	99,65
Rb	46	46	45	I34	96	I32	60	II0	II0	35	30	32	37
Li	II	I2	II	I3	I3	I3	I3	I3	I4	7	7	7	7
Ba	600	600	600	700	800	800	800	700	700	500	500	400	600
Sr	570	570	580	560	550	550	550	550	500	600	590	6I0	600
V	(245)	(260)	(260)	II8	(I45)	(I45)	I47	(I30)	I26	380	(345)	(360)	379
Cr	(45)	(4I)	(45)	I3	(26)	(24)	20	(26)	I4	I9	(32)	(24)	3
Co	(I4)	(I4)	(I7)	I0	(I4)	(I4)	7,9	(I4)	I3	27	(30)	(29)	I8
Ni	(24)	(22)	(3I)	8,9	(I5)	(I9)	II	(I5)	9,3	I8	(I8)	(I5)	I3
Cu	(36)	(30)	(32)	I0	(28)	(20)	I5	(I8)	I3	59	(48)	(48)	5I
Zn	(93)	(70)	(70)	(75)	I00	(64)	73	(60)	(62)	(82)	(77)	(85)	73
Pb	-	-	-	-	3,I	-	3,8	-	-	-	-	-	I,3
Sn	-	-	-	-	2,0	-	I,0	-	-	-	-	-	I,0
W	-	-	-	0,54	-	-	0,42	-	0,39	-	-	-	0,23
Mo	-	-	-	3,6	-	-	2,6	-	I,0	5,0	-	-	I,0
Be	I,00	-	I,00	I,30	0,95	I,20	I,30	-	-	0,55	0,70	I,00	0,95
B	56	-	45	59	5I	54	63	-	-	25	28	30	33
F	I80	-	4I0	2I0	I40	290	220	-	-	270	360	400	320
U	I,8	-	-	2,2	2,0	2,0	2,2	2,2	2,I	-	-	-	I,I
Th	5,0	-	-	6,4	5,4	5,2	5,7	6,0	5,7	-	-	-	2,8
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	—	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	5.I (Юбилейный)										5.3		
	Образец												
	B24-32/9	B24-32/8	B24-32/5	B24-32/7	B24-32/I8	B24-32/I5	B24-32/I3	B24-32/I4	B24-32/I7	B24-32/I6	BI5-30/2	BI5-30/I	BI5-30/3
	248**	249**	250**	25I**	252**	253**	254**	255**	256**	257**	258	259	260*
SiO_2	5I,94	52,30	52,86	53,84	54,I4	54,27	54,80	55,I8	55,67	58,04	56,62	58,52	54,30
TiO_2	0,94	0,87	0,85	0,7I	0,73	0,69	0,77	0,74	0,58	0,64	0,50	0,42	0,89
Al_2O_3	I8,87	I8,94	I8,65	I9,38	I8,89	I9,26	I8,86	I8,5I	I8,87	I8,II	I8,75	I8,4I	I7,79
Fe_2O_4	4,35	4,30	4,I2	4,39	4,09	3,84	3,8I	3,92	3,I0	3,45	I,56	I,54	3,06
FeO	4,22	3,95	4,58	3,05	3,36	3,68	4,04	3,77	3,95	2,87	4,04	3,82	7,09
MnO	0,I8	0,I7	0,I7	0,25	0,I7	0,23	0,I6	0,2I	0,20	0,I8	0,I7	0,22	0,20
MgO	3,8I	3,83	3,35	3,30	3,36	3,23	3,26	3,38	2,55	2,44	4,76	3,57	4,80
CaO	8,7I	8,75	8,2I	8,72	8,39	8,I9	7,83	7,98	7,42	6,38	7,48	6,80	9,04
Na_2O	4,02	3,89	3,97	3,54	3,57	3,83	3,7I	3,55	3,93	4,26	3,20	3,23	2,56
K_2O	I,54	I,48	I,57	I,26	I,47	I,45	I,60	I,54	I,64	I,98	I,60	I,62	0,45
P_2O_5	0,3I	0,30	0,32	0,32	0,3I	0,29	0,25	0,22	0,38	0,26	0,33	0,28	0,I0
П.П.П.	0,82	0,99	0,8I	0,80	I,I0	0,72	0,63	0,75	I,I7	I,2I	0,94	I,3I	0,0I
Сумма.	99,75	99,60	99,5I	99,6I	99,64	99,74	99,76	99,79	99,52	99,86	99,95	I00,I0	I00,27
Rb	36	35	39	36	34	37	47	42	42	49	58	53	5
Li	8	9	8	8	I0	7	I0	9	I0	I3	II	I3	6
Ba	500	500	500	500	500	600	500	500	600	600	370	500	50
Sr	6I0	590	590	640	600	660	600	590	650	590	840	860	3I0
V	(330)	(320)	(34I	242	(230)	(245)	247	35I	(I70)	200	I40	I00	(430)
Cr	(24)	(24)	I8	I5	(28)	(24)	7,9	3	(28)	3	80	28	(25)
Co	(24)	(26)	22	I6	(I6)	(I7)	20	I8	(I5)	I8	22	I8	(27)
Ni	(I5)	(I5)	I8	II	(I6)	(I5)	I5	I2	(I6)	II	82	60	(I3)
Cu	(53)	(48)	47	I7	(33)	(2I)	42	24	(I6)	30	27	I8	(58)
Zn	(87)	(82)	85	80	(83)	(95)	(86)	78	(83)	72	I30	II0	(93)
Pb	-	-	3,I	2,I	-	-	-	I,7	-	3,2	5,5	5,5	-
Sn	-	-	I,9	I,2	-	-	-	I,2	-	I,0	2,0	I,8	-
W	-	-	0,60	0,30	-	-	0,36	-	-	I,7I	0,45	0,60	-
Mo	-	-	4,4	6,0	-	-	6,6	3,0	-	3,9	I,5	2,0	-
Be	0,85	I,45	0,75	I,25	0,85	I,00	0,70	0,95	I,00	0,95	0,80	0,65	0,30
B	23	30	46	2I	3I	26	28	2I	2I	35	42	34	27
F	320	250	450	330	280	380	3I0	380	200	380	I30	320	I50
U	-	-	I,4	-	-	-	-	-	-	-	-	2,0	-
Th	-	-	4,0	-	-	-	-	-	-	-	-	4,0	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Компонент	5.4 (Пегас)				5.5			5.6 (Лисянского)					
	Образец												
	BI5-29/2	BI5-29/3	BI5-29/I	BI5-29/4	BI5-25/I	BI5-25/2	BI5-25/3	BI5-28/I	BI5-28/2	BI5-28/3	BI5-27/I	BI5-27/2	BI5-27/3
	26I	262	263	264	265	266	267*	268*	269	270	27I	272	273*
SiO_2	55,59	55,79	57,39	59,65	5I,44	52,06	47,84	50,2I	53,07	53,40	56,00	59,2I	53,60
TiO_2	0,65	0,6I	0,87	0,46	0,79	0,89	0,69	0,84	0,8I	0,83	0,7I	0,75	0,88
Al_2O_3	I8,90	I8,76	I7,63	I8,33	I8,23	I8,34	20,I3	I7,3I	20,97	20,44	I8,60	I7,07	I7,45
Fe_2O_3	2,92	2,40	I,77	2,9I	2,33	2,83	I,82	2,88	2,64	2,29	2,58	2,93	5,3I
FeO	3,68	4,04	4,74	2,78	5,39	6,02	8,I7	5,39	4,02	4,76	4,I9	4,22	6,02
MnO	0,I7	0,I7	0,I6	0,I9	0,I5	0,I8	0,I8	0,I9	0,I5	0,I5	0,I7	0,I7	0,23
MgO	4,64	4,23	3,7I	2,64	5,83	4,58	6,63	5,25	2,87	2,90	3,62	3,55	3,73
CaO	8,06	7,87	6,70	6,3I	II,07	I0,02	I2,50	II,49	9,7I	9,32	8,39	7,03	9,3I
Na_2O	2,80	2,94	3,59	3,80	2,43	2,65	I,52	2,66	2,89	3,60	3,I9	3,I9	2,62
K_2O	I,48	I,47	I,94	I,7I	0,94	I,2I	0,I7	0,95	I,39	I,45	I,44	I,77	0,5I
P_2O_5	0,27	0,27	0,35	0,33	0,I8	0,I7	0,06	0,I9	0,24	0,2I	0,25	0,I9	0,II
П.П.П.	0,86	I,I8	0,86	I,I8	0,54	0,77	0,09	2,53	I,03	0,60	0,79	0,I3	0,04
Сумма	I00,02	99,73	99,7I	I00,I9	99,92	99,7I	99,62	99,88	99,3I	99,95	99,93	I00,I5	99,73
Rb	30	30	40	50	I9	23,7	6	I8	30	32	3I,3	28	7
Li	9	II	II	II	6	7	4	5	7	7	7	I0	6
Ba	420	400	560	620	200	260	Не обн.	270	3I0	360	320	370	Не обн
Sr	580	580	490	570	500	530	220	500	590	560	500	400	320
V	250	(260)	290	I00	(395)	500	(485)	(395)	(260)	(325)	3I0	240	380
Cr	50	(45)	50	I6	(I75)	30	(62)	(8I)	(I7)	(20)	32	I9	3
Co	27	(2I)	20	I5	(25)	28	(36)	(45)	(I7)	(2I)	32	20	28
Ni	5I	(7I)	39	I6	(II4)	32	(83)	(88)	(I2)	(2I)	24	I8	I6
Cu	20	(26)	7I	I5	(7I)	I00	(39)	(76)	(70)	(75)	55	I7	63
Zn	II0	(65)	II0	I20	(72)	I60	(72)	(74)	(92)	(72)	I25	I40	I90
Pb	4,8	–	7,6	6,7	–	5,6	–	–	–	–	6,0	6,3	4,6
Sn	I,7	–	2,3	I,9	–	2,2	–	–	–	–	2,I	2,3	2,3
W	0,30	0,30	0,30	0,5I	0,54	0,28	–	0,66	–	0,33	0,33	0,39	0,24
Mo	I,0	–	I,0	I,0	–	I,0	–	–	–	–	I,0	I,0	I,0
Be	0,70	0,60	0,65	0,80	0,60	I,I0	0,45	0,60	0,75	0,60	0,50	I,00	0,65
B	22	22	30	25	20	20	24	25	25	29	32	I9	28
F	290	290	470	290	340	200	3I0	250	290	370	700	250	330
U	I,I5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,95	I,5	–
Th	3,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,3	2,9	–
Nb	2,0	–	4,2	–	–	I,2	–	–	–	–	3,I	2,3	–
Ta	Не обн.	–	Не обн.	–	–	0,I	–	–	–	–	Не обн.	0,I	–
Zr	II5	–	2I0	–	–	90	–	–	–	–	I85	I80	–
Hf	2,9	–	3,8	–	–	2,2	–	–	–	–	I,5	4,0	–

Продолжение табл. I

Компонент	6.I (Дальнебуссольский)										6.2 (Обручева)		
	Образец												
	B24-25/6	B24-25/7	B24-25/5	B24-25/4	B24-25/2	B24-26/I	B24-25/3	B24-25/8	B24-25/9	B24-25/I0	BI7-II/7	BI7-9/I	BI7-I0/2
	274	275	276	277	278*	279*	280*	28I*	282*	283*	284*	285*	286*
SiO_2	53,29	53,37	53,54	53,73	48,30	52,60	57,92	59,49	6I,86	65,03	5I,39	52,92	6I,06
TiO_2	0,76	0,75	0,75	0,74	I,24	0,80	0,74	0,54	I,05	0,44	0,75	0,77	0,68
Al_2O_3	I6,7I	I6,83	I6,60	I6,66	I7,72	I9,29	I7,22	I5,26	I5,25	I7,57	I6,69	I9,34	I5,I0
Fe_2O_3	I,06	I,89	2,48	I,55	5,I9	2,50	2,90	3,50	3,58	I,42	5,49	3,58	I,86
FeO	6,29	5,30	4,94	5,66	5,39	7,I8	5,66	4,76	3,77	2,48	3,66	6,20	3,74
MnO	0,I9	0,29	0,22	0,I9	0,I5	0,3I	0,24	0,I4	0,I2	0,07	0,20	0,28	0,I0
MgO	6,34	6,09	6,24	6,I9	5,94	3,89	3,32	4,I9	I,47	0,79	5,28	4,45	3,I8
CaO	8,77	8,60	8,48	8,54	I0,33	9,55	7,60	6,73	4,34	4,63	3,54	9,68	4,93
Na_2O	3,I2	3,22	3,I4	3,I8	3,07	2,92	3,05	2,93	4,78	4,45	3,65	I,73	2,57
K_2O	I,60	I,70	I,65	I,74	0,7I	0,33	0,68	0,63	I,87	0,95	4,89	0,75	3,I0
P_2O_5	0,2I	0,22	0,2I	0,2I	0,09	0,I2	0,II	0,06	0,26	0,I0	0,06	0,I5	0,I6
П.П.П.	0,94	I,I8	I,20	0,99	I,32	0,I6	0,0I	I,36	I,I3	I,79	4,23	0,I5	3,20
Сумма	99,30	99,47	99,5I	99,43	99,47	99,35	99,46	99,6I	99,55	99,76	I00,02	99,99	99,70
Rb	33	39	34	34	–	––	–	–	4I	–	I00	I2	7I
Li	6	9	6	6	–	–	–	–	7	–	I4	22	28
Ba	400	400	500	400	400	200	200	200	700	300	230	I00	750
Sr	420	430	420	430	520	360	200	I40	280	340	360	450	270
V	272	(275)	292	(290)	–	–	–	–	(86)	–	640	240	I40
Cr	289	(354)	254	(250)	–	–	–	–	(27)	–	II0	23	200
Co	26	(34)	26	(29)	–	–	–	–	(I4)	–	38	30	I6
Ni	85	(I20)	73	(94)	–	–	–	–	(I5)	–	I8	I8	I8
Cu	48	(47)	36	(48)	–	–	–	–	(I6)	–	45	25	II
Zn	(76)	(I20)	(79)	(76)	–	–	–	–	(67)	–	90	I00	83
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	6,6	4,4	I8,0
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,3	I,7	4,3
W	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mo	3,2	–	3,5	–	–	–	–	–	–	–	6,4	I,0	I,0
Be	0,75	0,40	0,55	I,00	–	–	0,45	0,50	I,70	–	0,30	0,35	0,70
B	38	30	30	4I	–	–	48	36	32	–	24	39	23
F	300	270	330	300	––	–	290	320	530	–	300	I00	520
U	–	–	–	–	–	–	0,68	–	–	–	–	–	3,0
Th	–	–	–	–	–	–	0,85	–	–	–	–	–	I0,I
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл.

Компонент	6.3 Образец B25-27/3	B25-27/I3	B25-27/I	B25-27/2	B25-27/I2	B25-28/I4	B25-28/I5	B25-28/I2	B25-28/II	B25-28/2	B25-28/I0	B25-28/I3	B25-28/I
	287	288	289	290	29I	292	293	294	295	296	297	298	299
SiO_2	48,02	48,33	48,39	48,46	49,78	50,79	50,93	5I,0I	5I,94	53,86	55,0I	56,09	56,38
TiO_2	0,96	0,94	0,94	0,92	0,90	0,78	0,77	0,78	0,8I	0,68	0,65	0,60	0,59
Al_2O_3	I8,22	I8,I4	I8,I4	I8,38	I9,32	I6,94	I6,92	I6,99	I8,47	I8,28	I8,I0	I7,54	I7,49
Fe_2O_3	3,05	2,64	3,29	2,59	3,I4	5,54	3,0I	3,09	3,97	3,80	3,42	2,34	4,24
FeO	5,48	6,38	5,57	6,55	5,66	4,04	6,38	6,02	4,58	4,20	4,3I	5,03	2,5I
MnO	0,I4	0,I6	0,I4	0,I6	0,I6	0,22	0,I8	0,I9	0,I9	0,I8	0,I8	0,I7	0,24
MgO	8,06	8,4I	7,46	6,74	4,90	6,35	6,I4	6,I3	4,58	4,0I	3,66	3,56	3,05
CaO	I0,74	I0,57	I0,64	I0,46	I0,35	I0,09	I0,02	I0,I3	9,39	8,40	7,90	7,65	7,I4
Na_2O	2,74	2,62	2,64	2,69	2,77	2,65	2,80	2,69	2,9I	3,I6	3,35	3,28	3,67
K_2O	I,07	I,03	I,I5	I,I8	I,35	I,II	I,I3	I,I2	I,38	I,5I	I,56	I,59	I,79
P_2O_5	0,25	0,24	0,24	0,27	0,29	0,2I	0,20	0,2I	0,25	0,26	0,25	0,23	0,27
П.П.П.	0,89	0,0I	0,89	I,02	0.93	0,96	0,89	I,08	I,I4	I,32	I,22	I,45	I,78
	99,63	99,47	99,52	99,45	99,58	99,7I	99,42	99,48	99,65	99,69	99,64	99,57	99,I5
Rb	20	II	I5	I7	2I	33	20	I5	20	20	24	26	29
Li	5	4	4	6	7	II	6	6	5	7	I0	7	II
Ba	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	300	400	400
Si	6I0	6I0	6I0	700	830	620	630	620	690	650	630	680	670
V	270	(260)	2I0	(260)	300	(I40)	230	(250)	I90	I70	I60	(I70)	(I60)
Cr	I70	(I60)	I30	(85)	3I	(20)	I00	(96)	28	I7	I7	(34)	(20)
Co	35	(44)	3I	(35)	27	(27)	3I	(43)	22	29	2I	(22)	(22)
Ni	I40	(I20)	II0	(I40)	45	(I8)	7I	(65)	30	24	23	(20)	(45)
Cu	54	(45)	60	(69)	72	(30)	57	(6I)	54	47	46	(45)	(38))
Zn	I20	(77)	84	(82)	9I	(94)	93	(92)	II0	85	92	(83)	(94)
Pb	I,8	–	2,9	–	3,2	–	3,2	–	3,6	4,6	5,4	–	–
Sn	2,I	–	I,8	–	2,2	–	I,7	–	2,I	I,6	2,0	–	–
W	0,36	0,72	0,48	0,60	0,60	0,48	0,23	0,36	0,48	0,I9	0,54	0,54	–
Mo	9,0	–	4,9	–	2,5	–	2,6	–	I,9	I,9	2,6	–	–
Be	0,60	–	0,90	0–	0,80	–	0,75	–	I,00	0,85	0,85	–	–
B	25	–	46	–	43	–	25	–	36	28	5I	–	–
F	400	–	320	–	550	–	300	–	390	380	390	–	–
U	–	0,56	–	–	–	–	–	–	0,8	0,84	–	–	I,I
Th	–	I,6	–	–	–	–	–	–	2,2	I,8	–	–	2,8
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zz	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	6.3									6.4		6.6	6.7
	Образец												
	B25-28/9	B25-28/4	B25-28/7	B25-28/6	B25-28/5	B25-27/I5	B25-28/8	B25-28/I6	B25-27/I4	B25-30/5	B25-3I/I	BI7-8/2	BI7-86/3
	300	30I	302	303	304	305*	306*	307*	308*	309*	3I0*	3II	3I2
SiO_2	57,46	59,20	59,54	59,58	59,66	5I,05	5I,68	57,99	67,40	5I,98	57,79	59,76	54,68
TiO_2	0,57	0,47	0,46	0,46	0,46	0,90	0,99	0,55	0,48	0,80	0,80	0,63	0,82
Al_2O_3	I7,67	I7,68	I7,72	I7,69	I7,58	20,86	I6,52	I7,69	I4,75	I8,84	I6,60	I6,I7	I6,97
Fe_2O_3	2,58	2,79	2,78	2,69	3,05	7,36	7,II	0,27	I,50	2,02	2,60	2,94	3,27
FeO	4,22	2,9I	2,87	2,80	2,55	I,28	4,27	6,64	3,8I	7,79	5,93	4,94	4,22
MnO	0,I7	0,2I	0,I8	0,20	0,I7	0,09	0,I4	0,I7	0,08	0,I8	0,I7	0,I7	0,I7
MgO	3,04	2,42	2,28	2,29	2,24	2,89	4,83	2,90	I,60	4,56	3,36	3,5I	6,26
CaO	7,I6	6,50	6,39	6,36	6,30	5,94	7,0I	6,93	4,76	9,92	7,93	7,65	9,62
Na_2O	3,49	3,65	3,60	3,70	3,83	3,70	3,34	3,64	3,74	2,73	3,35	2,8I	2,88
K_2O	I,64	I,78	I,79	I,82	I,83	2,65	0,83	I,7I	I,06	0,30	0,86	0,74	I,53
P_2O_5	0,23	0,25	0,25	0,26	0,26	0,35	0,I3	0,23	0,09	0,I0	0,24	0,27	0,2I
П.П.П.	I,29	I,8I	I,86	I,83	I,89	2,80	3,05	I,23	0,35	0,I0	0,I2	0,I6	0,09
Сумма	99,56	99,73	99,77	99,7I	99,85	99,96	99,73	99,89	99,65	99,3I	99,53	99,76	99,94
Rb	28	30	72	3I	32	59	26	I6	I8	2	I5	8	24
Li	II	I0	I0	II	I0	9	3	6	I0	5	5	8	7
Ba	400	400	400	400	400	I300	200	400	300	I50	200	200	400
Sr	690	730	730	730	720	990	250	690	2I0	270	290	I80	530
V	I40	(I05)	(I05)	I00	(I05)	(I05)	(320)	(240)	(I00)	(240)	(I90)	I80	360
Cr	I7	(20)	(20)	I2	(20)	(58)	(20)	(I00)	(20)	(23)	(24)	37	2I0
Co	26	(I3)	(I3)	II	(I3)	(26)	((43)	(38)	(I4)	(3I)	(3I)	20	35
Ni	I9	(I0)	(I0)	I2	(I0)	(6I)	(I8)	(72)	(I0)	(I8)	(I0)	I7	87
Cu	36	(20)	(22)	24	(I6)	(66)	(I20)	(65)	(26)	(84)	(28)	28	30
Zn	80	(76)	(I08)	I00	(77)	(90)	(II7)	(I08)	(77)	(95)	(I0I)	I20	I00
Pb	5,2	-	-	4,6	-	-	-	-	-	-	-	5,I	2,8
Sn	I,6	-	-	I,4	-	-	-	-	-	-	-	I,7	2,2
W	0,72	0,5I	0,57	-	I,05	-	-	-	-	-	-	-	0,39
Mo	2,7	-	-	I,4	-	-	-	-	-	-	-	I,0	2,3
Be	0,80	-	-	I,I0	-	-	-	-	-	-	-	0,25	0,80
B	30	-	-	50	-	-	-	-	-	-	-	50	20
F	400	-	-	380	-	-	-	-	-	-	-	360	650
U	-	I,I	-	-	-	-	-	0,6I	-	-	-	I,55	-
Th	-	3,4	-	-	-	-	-	I,7	-	-	-	I,7	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	6.7		6.8				6.I0						
	Образец												
	BI5-86/I	BI5-86/2	BI5-87/3	BI5-87/4	BI5-87/I	BI5-87/2	BI7-I4/I	BI7-I4/2	BI5-88/6	BI5-43/I	BI7-I3/2	BI5-43	BI5-43/4
	3I3*	3I4*	3I5	3I6	3I7*	3I8*	3I9	320	32I	322	323	324	325
SiO_2	5I,60	56,82	58,87	66,00	5I,52	5I,64	47,82	48,37	48,97	49,94	50,06	50,05	50,48
TiO_2	0,83	0,79	0,7I	0,66	0,77	0,64	0,9I	0,93	0,85	0,90	0,86	I,20	0,88
Al_2O_3	I8,57	I7,39	I7,05	I4,75	I9,62	I8,20	I8,20	I8,00	I5,48	I7,36	I7,60	I6,89	I7,27
Fe_2O_3	2,70	3,66	3,48	I,5I	3,87	4,0I	2,42	2,34	2,2I	2,27	I,43	0,93	2,I5
FeO	7,II	5,39	3,32	4,58	5,88	7,06	6,20	6,56	6,73	5,75	6,9I	6,90	5,84
MnO	0,I9	0,I8	0,I9	0,I6	0,23	0,I9	0,I6	0,I8	0,I7	0,I8	0,I7	0,I2	0,I6
MgO	5,26	4,I8	3,29	I,52	5,43	3,50	8,20	8,I7	I0,68	8,58	8,50	8,72	9,0I
CaO	I0,67	8,54	7,4I	4,I2	9,99	9,90	I0,40	I0,I3	II,44	I0,I0	I0,35	I0,I8	I0,28
Na_2O	2,25	2,45	3,40	3,53	2,42	2,84	2,8I	2,8I	I,90	3,27	2,63	2,92	2,I9
K_2O	0,30	0,86	I,55	2,I8	0,52	0,68	I,24	I,26	0,79	I,28	I,08	I,22	I,20
P_2O_5	0,I0	0,II	0,I7	0,I7	0,I4	0,I5	0,30	0,30	0,I5	0,28	0,I8	0,35	0,25
П.П.П.	0,44	0,I9	0,7I	0,32	0,I3	0,84	0,76	0,52	0,07	0,I8	0,50	0,83	0,I9
Сумма	I00,02	I00,I8	I00,I5	99,58	I00,52	99,65	99,42	99,57	99,44	I00,09	I00,27	I00,3I	99,90
Rb	3	I6	30	44	4	4	34	34	I2	26	24	-	22
Li	5	7	9	I6	4	6	6	6	4	7	6	-	6
Ba	870	220	350	560	60	I30	280	390	200	400	270	-	320
Sr	360	420	480	260	390	400	640	520	480	750	480	-	740
V	500	(450)	(240)	I00	550	500	300	(285)	(535)	380	540	-	(470)
Cr	64	(28)	(26)	3	32	37	250	(228)	(400)	320	460	-	(I88)
Co	32	(28)	(I8)	I9	40	32	25	(39)	(43)	40	28		(40)
Ni	39	(22)	(25)	7	32	30	I20	(I20)	(209)	I40	I60	-	(I98)
Cu	60	(56)	(22)	60	64	22	74	(50)	(53)	69	93	-	(47)
Zn	I30	(I02)	(53)	I40	200	I80	II0	(I20)	(78)	I50	I30	-	(74)
Pb	2,5	-	-	I3,0	4,6	4,0	3,9	-	-	4,4	5,0	-	-
Sn	I,4	-	-	2,9	2,0	2,5	2,0	-	-	I,9	I,5	-	-
W	0,24	-	-	0,63	0,24	0,33	-	-	-	0,24	-	-	-
Mo	I,0	-	-	3,3	I,0	I,0	3,8	-	-	I,0	I,0	-	-
Be	0;50	0,40	0,55	0,65	0,55	0,65	0,75	-	0,60	0,70	0,55	-	0,95
B	25	24	2I	93	25	28	2I	-	I7	20	I7	-	I8
F	350	430	470	II50	300	280	320	-	540	350	220	-	240
U	0,I2	-	-	-	0,45	-	-	-	0,80	0,85	0,80	I,0	-
Th	0,26	-	-	-	0,52	-	-	-	I,3	2,3	2,2	2,6	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,2	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	230	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,I	-	-	-

Компонент	6.I0									Докальдерный комплекс 6.II			
	Образец												
	BI5-43/2	BI5-43/3	BI5-89/I	BI5-88/5	BI5-88/3	BI7-I4/7	BI7-I4/8	BI7-88/I	BI7-88/I	BI5-338	BI5-330	BI5-332	BI5-337
	326	327	328	329	330	33I	332	333	334	335	336	337	338
SiO_2	50,73	50,89	55,04	56,23	62,59	67,09	68,60	70,50	7I,2I	53,07	54,56	54,59	54,66
TiO_2	0,87	0,9I	0,64	0,82	0,53	0,24	0,26	0,24	0,23	0,82	0,8I	0,75	0,88
Al_2O_3	I7,30	I7,30	I7,99	I7,30	I6,66	I3,25	I3,82	I3,73	I4,II	I7,03	I6,78	I7,08	I7,24
Fe_2O_3	2,08	2,48	2,45	3,90	3,29	2,90	0,73	0,90	0,I0	3,38	3,30	3,32	4,23
FeO	5,93	5,66	5,66	3,50	I,89	2,05	I,98	I,32	2,06	5,I8	4,94	6,20	5,66
MnO	0,I7	0,I7	0,I9	0,I6	0,I5	0,20	0,I4	0,II	0,I0	0,I7	0,I7	0,I9	0,22
MgO	8,85	8,96	3,55	5,50	2,55	0,69	0,7I	0,62	0,62	7,I5	6,I9	5,29	4,26
CaO	9,96	I0,3I	8,I6	8,63	5,66	I,86	2,04	2,I5	2,02	9,54	9,07	9,60	9,65
Na_2O	2,36	2,72	3,23	2,73	3,40	4,26	4,28	4,25	3,56	2,59	2,70	2,28	2,5I
K_2O	I,27	I,I6	I,60	I,62	2,27	3,30	3,39	3,I2	3,I3	0,97	I,I0	0,80	0,56
P_2O_5	0,27	0,26	0,28	0,20	0,I9	0,07	0,06	0,I2	0,07	0,I8	0,I5	0,09	0,I4
П.П.П.	0,II	0,I8	0,57	0,0I	0,86	3,83	3,76	2,7I	2,63	0,52	0,03	0,I6	0,92
Сумма	99,88	I0I,00	99,36	I00,58	I00,04	99,77	99,82	99,77	99,84	I00,60	99,74	I00,03	I00,93
Rb	24	24	28	30	52	72	70	74	76	I6	I7	I3	7
Li	7	5	I0	8	I3	I8	I6	I8	I7	7	7	6	3
Ba	280	380	550	390	620	870	850	740	880	I90	270	I50	I90
Sr	740	720	640	600	530	I50	I50	255	420	440	430	360	340
V	4I0	(480)	(275)	430	270	36	36	(70)	66	(455)	340	(4I5)	(585)
Cr	340	(240)	(22)	I40	77	-	I3	(24)	I8	(I86)	200	(32)	(I9)
Co	39	(4I)	(24)	32	I2	9	I0	(I4)	6	(34)	32	(23)	(28)
Ni	I40	(I95)	(43)	79	38		20	(I5)	I8	(I06)	78	(I4)	(I8)
Cu	54	(52)	(49)	32	37	36	4,4	(5)	I6	(77)	37	(54)	(II7)
Zn	I40	(75)	(82)	I25	I00	59	43	(40)	76	(98)	II0	(II0)	(96)
Pb	4,0	-	-	6,5	7,9	I3,0	9,3	-	6,9	-	I4,0	-	-
Sn	I,8	-	-	I,7	I,9	2,0	2,0	-	2,I	-	I,6	-	-
W	I,2	0,60	-	0,24	0,54	I5	-	0,27	I,77	-	0,40	-	-
Mo	I,0	-	-	I,0	3,3	I,0	I,0	-	5,0	-	I,0	-	-
Be	I,05	I,35	I,00	0,90	0,90	0,60	0,50	0,85	0,85	0,80	0,55	0,25	0,65
B	20	I8	23	23	23	40	34	I06	26	26	28	35	I9
F	420	340	220	600	470	330	2I0	290	320	280	440	270	230
U	-	-	-	I,45	-	-	-	3,0	3,0	-	0,8	-	-
Th	-	-	-	3,20	-	-	-	7,0	7,3	-	I,9	-	-
Nb	2,6	-	-	-	-	4,0	-	-	2,8	-	-	-	-
Ta	Не обн.	-	-	-	-	Не обн.	-	-	0,2	-	-	-	-
Zr	I45	-	-	-	-	I90	-	-	I35	-	-	-	-
Hf	2,2	-	-	-	-	4,0	-	-	2,4	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	6.II	Кальдерный комплекс 6.II								Посткальдерный комплекс 6.II			
	Образец												
	BI5-33I	BI5-40/2	BI7-6/I	BI7-6/2	BI5-40/3	BI5-336	BI5-333	BI5-335	BI5-334	BI5-90/5	BI5-90/I	BI5-90/3	BI5-90/6
	339	340	34I	342	343	344	345	346	347	348	349	350	35I
SiO_2	57,9I	55,36	55,6I	57,43	57,47	65,44	68,33	70,06	7I,38	50,38	52,I0	52,65	52,72
TiO_2	0,78	0,65	I,I6	I,I5	I,I0	0,52	0,64	0,59	0,59	0,48	0,77	0,67	0,59
Al_2O_3	I6,6I	I7,I5	I5,46	I5,44	I6,57	I4,48	I4,46	I4,I5	I4,35	I6,24	I7,63	2I,47	I7,46
Fe_2O_3	3,28	I,72	2,54	2,99	3,28	I,09	I,84	2,57	I,43	2,63	2,74	2,I5	2,3I
FeO	5,57	7,53	8,62	7,45	6,38	4,94	3,68	2,46	2,60	6,38	7,09	5,I2	6,02
MnO	0,I7	0,I7	0,I9	0,I9	0,20	0,I4	0,I6	0,I0	0,I2	0,I7	0,I9	0,I5	0,I6
MgO	4,I4	3,24	3,23	3,I4	3,54	I,07	0,90	0,59	0,65	I0,50	6,00	3,57	7,4I
CaO	8,I8	8,22	6,97	6,95	8,03	3,34	3,2I	2,57	2,75	II,63	9,80	I0,60	II,05
Na_2O	2,46	3,I6	3,62	3,78	3,22	4,32	3,96	3,98	3,80	I,05	2,09	2,49	I,59
K_2O	I,09	I,35	I,45	I,44	I,I3	I,69	2,00	2,2I	2,08	0,35	0,5I	0,66	0,5I
P_2O_5	0,II	0,40	0,23	0,23	0,28	0,I2	0,I0	0,09	0,04	0,07	0,I2	0,I2	0,I0
П.П.П.	0,I2	0,84	0,78	0,48	0,I7	2,6I	0,46	0,50	0,00	0,I9	0,II	0,06	0,05
Сумма	I00,I8	99,79	99,3I	99,7I	I0I,03	99,76	99,74	99,87	99,79	I00,09	99,I5	99,7I	99,87
Rb	20	20	27	27	28	28	36	32	28	4	8	I3	7
Li	7	9	9	II	I3	I5	I8	I5	6	3	4	7	5
Ba	270	250	370	290	420	420	520	500	520	I00	I20	220	I50
Sr	350	390	280	280	340	230	220	290	200	320	370	470	380
V	320	(380)	6I0	660	200	(86)	3I	2I	(86)	360	460	360	(465)
Cr	22	(208)	36	42	250	(22)	7	2	(I0)	360	40	20	(280)
Co	28	(25)	28	36	I8	(5)	I2	7	(5)	52	40	3I	(38)
Ni	2I	(5)	I6	I7	6	(5)	8,I	7	(5)	I00	32	26	(74)
Cu	50	(54)	82	II0	20	(20)	38	I7	(24)	72	60	I20	(66)
Zn	I20	(I20)	I70	I30	I50	(87)	I00	II0	(73)	I20	I90	I25	(80)
Pb	6,0	-	I0,0	7,8	II,0	-	9,I	I2,0	-	2,0	4,I	4,4	-
Sn	2,3	-	2,5	I,9	2,8	-	2,2	2,7	-	I,5	2,0	2,0	-
W	0,5I	-	-	-	0,48	0,48	0,66	0,63	-	0,24	-	0,27	-
Mo	I,0	-	4,I	4,0	4,3	-	3,6	4,9	-	I,0	I,0	I,0	-
Be	0,55	0,60	0,60	0,65	0,90	0,50	0,50	0,55	0,40	0,55	I,0	0,50	0,50
B	48	53	96	9I	87	47	9I	43	36	2I	28	25	20
F	330	380	I40	200	I000	530	700	340	520	480	270	450	250
U	-	-	I,0	I,I	-	2,0	-	-	-	-	-	0,50	-
Th	-	-	2,0	2,4	-	3,2	-	-	-	-	-	0,90	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	6.II							6.I2а				6.I2б	
	Образец												
	BI5-90/4	BI5-90/2	BI5-39/I	BI7-7/I	BI5-40/I	BI5-4I/2	BI5-4I/I	BI5-9I/I	BI5-9I/2	BI5-9I/3	BI7-4/I	BI7-5/2	BI7-5/I
	352	353	354*	355*	356*	357*	358*	359	360*	36I*	362*	363	364
SiO_2	52,8I	53,20	50,54	5I,29	5I,7I	54,I3	6I,I7	5I,54	54,04	62,24	66,99	5I,63	56,93
TiO_2	0,67	0,68	0,78	0,75	0,92	0,84	0,87	0,67	0,82	0,52	0,50	0,93	0,97
Al_2O_3	2I,32	20,88	I7,74	I8,90	I7,I3	I8,27	I6,96	I8,02	I6,35	I7,24	I5,46	20,25	I7,2I
Fe_2O_3	2,62	2,23	3,89	3,67	3,44	6,74	I,64	I,62	2,54	3,I7	I,02	2,84	2,63
FeO	4,94	5,30	7,27	5,75	4,25	2,56	4,49	8,II	6,02	2,42	2,44	6,20	6,43
MnO	0,I4	0,I5	0,20	0,I7	0,I8	0,I5	0,II	0,22	0,I7	0,I9	0,09	0,I7	0,2I
MgO	3,53	3,48	6,79	5,43	7,73	3,6I	3,20	6,23	6,58	2,4I	I,I4	3,27	3,I4
CaO	I0,53	I0,53	II,48	II,39	9,47	8,37	4,I5	II,05	9,40	5,78	2,I6	I0,49	7,98
Na_2O	2,8I	2,56	I,96	2,28	3,04	2,85	2,II	2,03	2,34	3,42	3,43	3,49	3,59
K_2O	0,67	0,66	0,4I	0,38	I,47	0,8I	0,88	0,44	I,00	2,I6	5,48	0,46	0,55
P_2O_5	0,I2	0,I2	0,09	0,07	0,29	0,I4	0,I4	0,09	0,I5	0,20	0,II	0,II	0,I5
П.П.П.	0,I8	0,00	0,2I	0,I9	0,5I	I,98	3,75	0,22	0,34	0,48	I,I9	0,03	0,II
Сумма	99,98	99,79	I00,94	I00,26	I00,I4	I00,45	99,52	I00,24	99,75	I00,23	I00,0I	99,87	99,90
Rb	9	II	5	6	39,4	I3	I7	3	I7	48	I72	5	5
Li	6	6	4	4	7	20	I8	5	6	9	66	5	6
Ba	200	I60	60	I30	350	I90	380	80	220	600	580	II0	230
Sr	450	440	400	230	650	3I0	360	290	650	590	270	430	370
V	(345)	460	(7I5)	530	260	(380)	(86)	400	430	I70	48	280	I70
Cr	(2I)	26	(I80)	I40	220	(92)	(22)	34	250	20	I4	I2	II
Co	(24)	32	(43)	3I	36	(I9)	(I4)	34	4I	I5	I2	3I	30
Ni	(37)	28	(I8)	35	I00	(5)	(I6)	32	I00	22	7,2	8,3	7,3
Cu	(80)	I20	(83)	83	4I	(60)	(36)	I20	78	I7	I6	62	I7
Zn	(66)	I30	(95)	I30	I80	(I40)	(70)	I70	I30	I00	69	I20	I20
Pb	-	4,I	-	3,0	4,9	-	-	3,5	4,5	6,8	I9	2,8	5,4
Sn	-	2,0	2	I,I	I,8	-	-	I,7	I,8	I,9	2,5	I,3	I,8
W	-	-	-	-	0,27	-	-	0,57	0,33	0,5I	-	0,I9	0,36
Mo	-	I,0	-	I,0	I,0	-	-	I,0	3,0	I,0	5,0	I,0	I,0
Be	0,30	0,60	0,40	0,I0	0,55	0,75	0,60	0,35	0,55	I,00	I,70	0,25	0,30
B	20	28	2I	27	I8	3I	35	49	45	I5	2I	35	36
F	I80	280	280	I00	400	650	500	I90	470	260	480	80	I60
U	0,50	0,60	-	0,23	0,85	-	-	0,25	0,8	260	5,5	-	-
Th	I,20	I,I0	-	0,35	2,60	-	-	0,30	I,7	-	I4,8	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

продолжение табл. I

Компонент	6.I3								6.I4				
	Образец												
	BI7-44/I	BI7-46/5	BI7-46/4	BI7-46/I	BI7-46/2	BI7-44/2	BI7-45/2	BI7-44/3	B24-27/I	B24-27/2	B24-27/3	B24-27/5	B24-27/4
	365	366	367	368	369	370	37I	372	373	374	375	376	377
SiO_2	52,40	54,99	55,29	56,06	60,I3	60,60	50,05	50,78	49,69	50,59	50,94	5I,I7	5I,28
TiO_2	0,6I	0,73	0,73	0,74	0,6I	0,69	0,80	0,93	0,6I	0,66	0,69	0,73	0,73
Al_2O_3	I8,38	I7,90	I7,74	I8,28	I7,30	I6,34	I8,90	I9,33	20,20	I9,59	I9,23	20,I2	20,57
Fe_2O_3	2,77	2,20	2,85	2,70	3,4I	4,28	4,97	3,I6	2,7I	3,I4	3,32	3,48	3,89
FeO	4,9I	5,66	4,40	4,06	3,I6	2,98	4,92	4,3I	6,73	6,84	6,9I	6,II	5,30
MnO	0,I3	0,I5	0,I4	0,I6	0,I6	0,I5	0,I8	0,3I	0,I7	0,I8	0,I9	0,I8	0,I6
MgO	5,48	3,8I	4,03	3,92	2,85	2,92	4,82	2,25	5,78	5,46	5,63	4,30	4,05
CaO	9,07	8,46	8,29	8,28	6,74	5,84	9,83	9,34	II,08	I0,52	I0,35	I0,69	I0,80
Na_2O	2,84	3,49	2,84	3,27	3,37	3,82	2,75	3,59	2,00	2,54	2,I5	2,85	2,44
K_2O	I,60	I,55	I,65	I,4I	I,98	I,55	0,33	I,45	0,35	0,39	0,48	0,49	0,45
P_2O_5	0,23	0,I9	0,I5	0,I7	0,I5	0,I3	0,I3	0,22	0,08	0,I0	0,I4	0,I2	0,I0
П.П.П.	I,33	0,6I	I,54	0,65	0,I0	0,63	I,92	4,I0	0,I6	0,I5	0,04	0,2I	0,08
Сумма	99,75	99,74	99,65	99,70	99,96	99,9I	99,60	99,77	99,26	99,57	I00,00	I00,03	99,7I
Rb	34	I2	24	26	I6	I4	4	I2	4	8	II	8	7
Li	6	5	I	3	6	2	6	Сл.	4	5	5	8	5
Ba	250	330	430	450	480	250	I40	370	I50	200	200	I50	200
Sr	300	550	420	570	590	400	5I0	550	400	420	470	440	450
V	(3I5)	(220)	(240)	240	220	220	460	220	345	420	(345)	360	(345)
Cr	(I85)	(73)	(58)	58	I3	I3	32	30	29	29	(24)	(24)	(24)
Co	(30)	(23)	(25)	38	28	25	5I	24	37	27	(44)	(29)	(29)
Ni	(56)	(I8)	(I9)	26	I0	6,9	I9	I8	27	22	(I6)	(I8)	(I5)
Cu	(52)	(56)	(56)	4I	I4	22	I00	72	65	50	(5I)	(28)	(52)
Zn	(I07)	(I20)	(I0I)	240	83	I20	I30	95	(I00)	(8I)	(77)	(75)	(70)
Pb	-	-	-	7,3	3,0	6,3	2,4	5,8	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	I,6	I,4	I,8	I,9	I,7	-	-	-	-	-
W	0,30	0,54	-	-	0,42	-	-	-	0,2I	-	-	-	-
Mo	-	-	-	I,0	I,0	I,0	I,0	4,9	I,0	I,0	-	-	-
Be	0,70	-	-	0,55	0,45	0,35	0,35	0,40	0,45	0,40	0,45		
B	47	-	-	40	20	70	I0	I2	84	50	47	-	32
F	320	-	-	400	I30	I30	2I0	I90	230	240	I70	-	I70
U	0,8I	-	I,I	I,0	I,I	-	0,20	-	0,I9	0,26	-	-	-
Th	2,25	-	2,3	2,2	2,9	-	0,35	-	0,60	0,80	-	-	-
Nb	-	-	-	2,I	-	I,3	-	2,I	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	Не обн.	-	Не обн.	-	Не обн.	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	I65	-	I30	-	I30	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	2,0	-	3,4	-	2,6	-	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	6.I4 Образец B24-27/8	B24-27/I2	B24-27/I0	B24-27/7	B24-27/I3	B24-27/6	B24-27/I5	B24-27/9	B24-30/3	B24-27/I4	B24-27/II	B24-30/I	B24-30/2
	378	379	380	38I	382	383	384	385	386	387	388	389	390
SiO_2	5I,33	5I,35	5I,62	5I,83	5I,92	52,27	53,09	55,93	57,90	58,39	58,44	48,6I	48,89
TiO_2	0,76	0,83	0,66	0,89	0,89	0,70	0,7I	0,78	0,82	0,72	0,68	0,84	0,76
Al_2O_3	I8,55	I9,23	2I,I0	I8,98	I9,04	I8,66	I8,89	I9,54	I7,08	I7,35	I6,89	I6,49	I6,98
Fe_2O_3	3,00	3,28	2,00	3,I5	3,79	2,60	3,69	2,I4	3,5I	2,76	2,48	2,78	2,57
FeO	7,99	6,55	6,46	7,09	6,37	7,63	6,02	5,57	5,30	5,2I	5,03	7,09	6,65
MnO	0,20	0,I8	0,I6	0,20	0,20	0,I8	0,I9	0,I8	0,I6	0,I5	0,I6	0,I7	0,20
MgO	5,35	4,85	3,68	4,26	4,37	4,9I	4,39	2,64	3,I8	3,I6	3,0I	8,48	7,49
CaO	9,88	I0,22	I0,89	9,93	9,9I	9,63	9,49	8,75	7,5I	7,53	6,98	II,64	I2,0I
Na_2O	2,34	2,69	2,38	2,79	2,78	2,44	2,52	3,24	3,34	3,25	3,30	2,43	2,49
K_2O	0,47	0,5I	0,48	0,54	0,50	0,50	0,67	0,82	0,89	I,08	I,32	0,8I	0,67
P_2O_5	0,II	0,II	0,II	0,I2	0,I2	0,I3	0,I3	0,I8	0,I2	0,I3	0,I4	0,I4	0,I2
П.П.П.	0,II	0,I4	0,06	0,I3	0,I5	0,27	0,I5	0,08	0,I0	0,09	0,I6	0,56	I,39
Сумма	99,89	99,96	99,60	99,92	99,70	99,42	99,67	99,72	99,74	99,67	99,62	I00,07	I00,05
Rb	8	7	7	8	7	I0	I0	I3	I3	I9	25	II	–
Li	5	5	6	5	6	6	7	8	8	I0	9	4	–
Ba	200	200	I50	200	200	200	200	200	300	200	400	200	200
Sr	420	420	490	420	430	430	420	470	270	350	370	440	490
V	338	(405)	306	(4I5)	(432)	(345)	390	2I9	356	238	223	375	–
Cr	24	(53)	27	(24)	(27)	(24)	I8	3	I8	20	I7	400	–
Co	28	(36)	2I	(27)	(36)	(36)	24	I4	20	20	20	38	–
Ni	I7	(2I)	I2	(I5)	(I5)	(I5)	I4	6,2	I3	9,6	II	I08	–
Cu	70	(85)	72	(82)	(82)	(69)	69	95	35	37	26	66	–
Zn	II0	(II6)	69	(92)	(I0I)	(76)	I30	90	(93)	84	86	(86)	–
Pb	2,2	–	2,0	–	–	–	4,5	2,5	–	2,2	5,I	–	–
Sn	I,0	–	I,0	–	–	–	I,I	I,2	–	I,5	I,8	–	–
W	0,24	–	0,25	–	–	–	0,26	0,27	0,28	0,30	0,30	–	–
Mo	I,0	–	I,0	–	–	–	I,0	I,0	I,0	I,0	4,9	I,0	–
Be	0,65	–	0,35	0,65	0,45	0,40	0,60	0,50	0,40	0,25	0,75	0,60	0,35
B	50	–	56	57	52	56	63	74	96	78	I65	28	29
F	370	–	290	200	360	I60	I80	230	290	260	5I0	220	400
U	0,32	–	–	–	–	–	0,43	–	–	–	I,0	0,62	0,5
Th	0,70	–	–	–	–	–	I,I	–	–	–	2,7	I,I	I,2
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	6.I4				7.2		7.3						
	Образец												
	B24-30/6	B24-30/4	B24-30/5	B24-27/I6	BI7-I7/3	BI7-I7/2	BI7-I5/I	BI7-I5/5	BI7-I6/I	BI7-I5/2	BI7-I5/4	BI7-I5/3	BI7-I5/9
	39I	392	393	394*	395*	396*	397	398	399*	400*	40I*	402*	403*
SiO_2	52,56	53,58	54,74	62,37	52,58	55,27	5I,42	56,79	50,I8	5I,78	58,27	6I,25	6I,78
TiO_2	0,90	I,02	0,76	0,56	I,20	I,I3	0,96	0,77	0,75	0,90	0,80	0,65	0,57
Al_2O_3	I8,94	I7,99	I8,20	I5,44	I5,I4	I7,36	I7,44	I6,50	I7,4I	2I,I3	I6,06	I5,29	I4,95
Fe_2O_3	3,95	3,97	3,97	4,I9	2,68	4,78	3,00	2,09	3,42	2,64	2,63	3,63	3,63
FeO	5,03	5,66	3,82	I,69	I0,78	3,59	4,76	4,76	7,66	4,22	6,20	3,34	4,06
MnO	0,I8	0,I9	0,I7	0,II	0,25	0,2I	0,I9	0,I6	0,22	0,I6	0,I6	0,I5	0,I5
MgO	3,73	3,82	3,62	I,72	4,22	2,5	4,97	5,25	4,75	2,57	3,90	3,26	3,50
CaO	9,48	8,78	8,47	4,84	9,30	5,0I	I0,97	8,I0	I0,I2	8,73	7,50	7,I9	6,I9
Na_2O	3,36	3,45	3,44	3,75	2,37	4,53	2,80	3,09	2,I9	3,26	2,73	2,86	3,09
K_2O	I,28	0,99	I,59	2,60	0,38	0,67	I,29	I,86	0,6I	0,80	I,I2	0,93	0,36
P_2O_5	0,22	0,I9	0,20	0,I5	0,I3	0,3I	0,I8	0,20	0,I5	0,I7	0,II	0,I0	0,06
П.П.П.	0,0I	0,05	0,77	2,46	0,I3	4,42	I,72	0,I3	2,20	3,29	0,06	0,23	I,49
Сумма	99,67	99,63	99,80	99,93	99,I6	99,9I	99,70	99,7I	99,66	99,60	99,54	99,90	99,84
Rb	2I	I4	–	44	6	I8	26	40	6	I2	23	I3	I
Li	7	7	–	9	4	5I	5	I0	28	6	8	7	I4
Ba	400	300	400	500	Не обн.	470	360	520	Не обн.	I90	250	I90	I90
Sr	540	490	540	360	240	330	460	520	290	440	200	I40	I90
V	(390)	334	–	(I70)	(595)	(I35)	(325)	(235)	(405)	(I55)	(280)	(I80)	(2I5)
Cr	(27)	I2	–	(24)	(I20)	(3I)	(I33)	(I45)	(74)	(35)	(59)	(59)	(45)
Co	(24)	I9	–	(I4)	(35)	(25)	(36)	(3I)	(38)	(30)	(29)	(28)	(27)
Ni	(I6)	II	–	(I5)	(I7)	(9)	(30)	(34)	(22)	(36)	(22)	(I9)	(I7)
Cu	(69)	I9	–	(29)	(85)	(I4)	(72)	(53)	(90)	(30)	(58)	(32)	(28)
Zn	(95)	(I08)	–	(58)	(I66)	(I73)	(II5)	(88)	(I39)	(II9)	(85)	(7I)	(92)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	—	–	–	–	–	–	–	—
W	–	0,30	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mo	–	I,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	–	0,50	–	0,55	–	–	–	–	–	–	–	–	–
B	–	33	–	55	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	390	–	240	–	–	–	–	–	–	–	–	–
U	–	0,7	I,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	–	I,4	3,5	–	–	–	–	—	–	–	–	–	–
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	7.4												
	Образец												
	BI7-I5/8	B25-25/3	B25-25/I	B25-25/6	BI7-20/3	B25-25/2	BI7-I9/I	BI7-20/2	B25-25/9	B25-25/7	BI7-20/II	BI7-20/7	BI7-20/9
	404*	405	406	407	408	409	4I0	4II	4I2	4I3	4I4	4I5	4I6*
SiO_2	77,04	48,20	49,94	52,42	52,52	52,93	54,33	55,00	60,93	6I,05	62,50	67,54	50,63
TiO_2	0,24	0,93	I,04	0,78	I,0I	0,86	I,02	0,73	0,4I	0,57	0,56	0,44	I,24
Al_2O_3	II,54	I6,04	I9,80	I7,8I	I7,22	I8,9I	I7,40	I7,20	I7,30	I6,85	I5,72	I3,59	I7,58
Fe_2O_3	I,52	2,92	3,05	5,28	4,64	2,42	2,63	2,78	2,93	2,43	3,74	0,70	5,42
FeO	I,58	6,55	5,39	4,09	4,40	6,02	5,84	6,38	2,55	3,38	2,84	5,06	3,23
MnO	0,07	0,I5	0,I3	0,24	0,I4	0,I5	0,I7	0,I8	0,20	0,I5	0,08	0,04	0,I4
MgO	0,76	9,82	4,2I	3,92	4,93	4,I0	4,0	4,40	I,74	2,80	2,22	3,60	4,83
CaO	0,52	II,08	I0,60	8,39	9,60	8,85	8,28	8,78	5,08	6,30	6,08	I,92	7,54
Na_2O	3,64	2,27	3,07	3,I5	2,94	3,20	3,27	2,57	4,06	3,56	3,25	2,69	3,93
K_2O	I,I7	0,84	I,I9	I,47	I,28	I,37	I,7I	0,92	2,54	I,92	I,29	I,72	I,9I
P_2O_5	0,05	0,I8	0,25	0,40	0,22	0,23	0,23	0,I2	0,27	0,I8	0,07	0,I0	0,82
П.П.П.	I,8I	0,43	0,79	I,60	0,74	0,52	0,54	0,40	I,77	0,49	I,20	I,95	2,47
Сумма	99,55	99,42	99,48	99,60	99,67	99,5I	99,43	99,47	99,82	99,74	99,52	99,40	99,85
Rb	30	I3	I9	27	I6	24	38	I4	43	42	I2	36	I6
Li	2I	4	5	8	6	7	3I	5	9	II	45	32	6
Ba	320	200	300	400	240	400	240	220	500	500	300	660	I090
Sr	90	460	580	640	600	630	530	260	600	5I0	I90	200	I260
V	(65)	(250)	(260)	(200)	(325)	(230)	(3I0)	(325)	(60)	(I40)	(I95)	(90)	(260)
Cr	(34)	(420)	(35)	(22)	(92)	(37)	(39)	(II2)	(20)	(23)	(I2)	(75)	(I34)
Co	(26)	(52)	(30)	(30)	(3I)	(33)	(29)	(30)	(I8)	(2I)	(25)	(20)	(3I)
Ni	(I2)	(I70)	(49)	(23)	(25)	(52)	(9)	(I6)	(I0)	(20)	(I4)	(I8)	(28)
Cu	(I9)	(68)	(80)	(5I)	(45)	(74)	(6I)	(52)	(I8)	(22)	(23)	(63)	(72)
Zn	(65)	(75)	(76)	(9I)	(85)	(83)	(89)	(I36)	(85)	(63)	(62)	(97)	(I72)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
W	–	0,5I	0,42	–	–	0,5I	–	–	0,63	0,84	–	–	–
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
B	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
U	–	–	0,8	0,88	0,95	–	I,65	0,55	–	I,8	–	–	–
Th	–	–	I,9	3,I	3,25	–	4,00	I,30	–	5,6	–	–	–
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл.1

Компонент	7.4							7.5					7.7
	Образец												
	BI7-20/8	B25-25/8	BI7-20/5	BI7-20/4	BI7-20/I	BI7-20/I0	BI5-20/6	BI5-83/2	BI5-83/3	BI5-83/I	BI5-83/I0	BI5-83/6	BI5-80/5
	4I7*	4I8*	4I9*	420*	42I*	422*	423*	424	425	426*	427*	428*	429
SiO_2	5I,26	52,06	52,29	53,05	54,I4	60,48	62,02	54,36	56,62	64,I6	57,52	62,72	52,28
TiO_2	I,I7	0,70	0,73	0,88	0,9I	0,47	0,57	0,63	0,80	0,50	0,6I	0,8I	0,96
Al_2O_3	I9,30	I7,I8	I9,I2	I7,63	I6,8I	I6,74	I5,8I	I5,I7	I7,23	I5,84	I7,I9	I5,78	I7,63
Fe_2O_3	4,09	7,86	2,90	3,22	3,I3	3,25	3,72	I,64	2,66	0,95	4,63	I,43	2,59
FeO	4,94	Не обн.	7,27	4,85	5,66	2,26	2,66	6,I9	4,49	5,03	2,79	3,56	6,36
MnO	Не обн.	3,52	0,20	0,I6	0,27	0,25	0,I5	0,I3	0,I3	0,I3	0,I5	0,I2	0,I8
MgO	3,90	3,59	3,88	4,94	3,97	2,48	2,66	6,96	2,88	I,38	3,76	I,90	4,49
CaO	I0,44	7,73	I0,29	9,55	8,50	5,06	5,62	9,22	7,95	5,99	8,07	4,66	9,08
Na_2O	2,55	3,42	2,24	2,84	3,09	4,05	3,79	2,9I	3,09	3,I3	3,27	3,03	2,83
K_2O	0,4I	I,59	0,3I	I,4I	I,36	I,83	0,87	I,39	I,72	I,60	0,9I	0,62	I,29
P_2O_5	0,I6	0,22	0,I2	0,24	0,I7	0,24	0,09	0,I2	0,25	0,08	0,I9	0,I6	0,30
П.П.П.	0,97	2,20	0,04	0,95	I,39	2,64	2,09	I,04	I,48	I,I0	0,44	4,79	I,50
Сумма	99,37	I00,II	99,39	99,75	99,4I	99,80	I00,03	99,76	99,30	99,89	99,53	99,95	99,49
Rb	3	25	6	I8	I6	28	4	2I	40	32	7	7	23
Li	4	57	4	54	45	I8	42	6	6	88	6	60	5
Ba	300	500	60	340	280	640	I70	I90	420	360	250	280	260
Sr	5I0	6I0	2I0	730	490	340	220	320	390	320	230	300	430
V	(325)	(I80)	(3I0)	(3I0)	(300)	(9I)	(I29)	(380)	(295)	(275)	(I75)	(85)	(550)
Cr	(50)	(20)	(20)	(II2)	(8I)	(25)	(I5)	(I78)	(36)	(40)	(I0)	(I6)	(62)
Co	(36)	(22)	(3I)	(3I)	(3I)	(I4)	(20)	(35)	(I9)	(24)	(II)	(6)	(27)
Ni	(I8)	(3I)	(I7)	(27)	(II)	(I6)	(I3)	(84)	(5)	(3I)	(9)	(5)	(77)
Cu	(58)	(29)	(53)	(77)	(54)	(I6)	(I5)	(84)	(43)	(I24)	(27)	(34)	(58)
Zn	(96)	(88)	(I87)	(90)	(83)	(II6)	(I68)	(78)	(85)	(I04)	(62)	(90)	(I09)
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	-	6,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	-	-	-	-	-	-	-	0,45	0,60	0,70	0,45	0,55	0,65
B	-	-	-	-	-	-	-	24	22	I6	2I	25	20
F	-	-	-	-	-	-	-	440	770	580	270	440	460
U	0,55	-	-	-	I,25	-	-	0,70	-	0,95	-	-	-
Th	I,20	-	-	-	3,0	-	-	2,0	-	3,50	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл. I

Компонент	7.7						7.8		7.I0			7.II	
	Образец												
	BI5-80/4	BI5-80/6	BI5-80/6a	BI5-80/3	BI5-80/I	BI5-80/I2	BI5-77/I	BI5-77/2	BI5-8I/3	BI5-8I/I	BI5-8I/2	B25-24/3	B25-24/I
	430	43I	432	433	434*	435*	436	437*	438	439	440	44I	442
SiO_2	52,50	53,3I	54,80	62,25	52,88	6I,34	50,80	5I,72	54,I4	55,62	55,82	56,22	56,54
TiO_2	I,02	0,7I	0,72	0,55	I,05	0,85	I,22	0,83	0,66	0,83	0,78	0,66	0,65
Al_2O_3	I7,8I	I6,98	I6,26	I6,43	I7,35	I5,5I	I8,33	20,2I	I8,22	I7,95	I7,45	I8,00	I8,03
Fe_2O_3	2,73	2,96	2,I0	2,52	4,I7	3,33	3,06	0,6I	4,72	2,45	3,50	2,66	2,74
FeO	5,99	4,99	5,39	3,37	3,74	5,92	5,99	7,43	4,II	5,04	5,06	4,74	4,45
MnO	0,20	0,30	0,20	0,I5	0,I4	0,I8	0,I9	0,I7	0,I3	0,I7	0,I7	0,I6	0,I6
MgO	4,28	5,22	5,22	2,I9	4,59	I,90	4,59	2,49	3,78	3,28	3,80	3,55	3,52
CaO	8,37	9,I2	8,37	6,I6	9,72	6,I9	9,22	8,72	8,35	7,82	7,86	7,69	7,67
Na_2O	3,24	3,0I	2,87	3,52	2,97	3,69	2,90	3,52	3,I3	3,I7	3,27	3,09	3,05
K_2O	I,44	I,50	I,80	I,92	I,20	0,98	I,29	0,54	I,66	I,77	I,66	I,58	I,56
P_2O_5	0,40	0,2I	0,2I	0,I7	0,34	0,2I	0,32	0,2I	0,27	0,30	0,25	0,23	0,23
П.П.П.	I,55	I,36	I,66	0,60	2,20	0,28	I,58	2,87	0,92	I,24	0,86	0,9I	0,85
Сумма	99,53	99,67	I00,24	99,83	I00,35	I00,38	99,49	99,62	I00,09	99,65	I00,48	99,53	99,5I
Rb	28	–	54	–	I8	II	27	4	42	36	30	32	28
Li	6	–	9	–	64	7	6	66	8	47	55	6	6
Ba	440	436	4I0	480	300	250	220	I00	450	440	370	400	400
Sr	600	4I0	690	370	400	300	580	660	570	430	390	400	3I0
V	(450)	–	(380)	(395)	(390)	(225)	(465)	(240)	(240)	(380)	(380)	(I70)	(I60)
Cr	(30)	–	(I40)	(22)	(238)	(I0)	(28)	(64)	(94)	(46)	(26)	(26)	(26)
Co	(23)	–	(29)	(I8)	(40)	(I3)	(22)	(25)	(20)	(I8)	(2I)	(29)	(29)
Ni	(58)	–	(8)	(20)	(77)	(5)	(20)	(5)	(32)	(3I)	(5)	(I8)	(I8)
Cu	(40)	–	(50)	(28)	(68)	(2I)	(76)	(II8)	(44)	(6I)	(36)	(3I)	(3I)
Zn	(99)	–	(95)	(97)	(84)	(I22)	(II0)	(75)	(80)	(87)	(97)	(I05)	(94)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
W	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,48	0,48
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	0,80	–	0,85	0,90	0,45	0,40	0,80	0,65	0,60	0,60	0,60	–	–
B	22	–	22	20	29	I2	2I	24	I7	25	26	–	–
F	480	–	700	I80	430	350	400	340	570	680	430	–	–
U	I,50	–	–	–	–	–	–	–	I,3	I,9	I,3	–	I,4
Th	3,20	–	–	–	–	–	–	–	4,3	4,3	3,0	–	3,5
Nb	–	–	–	–	3,5	–	4,0	3,0	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	Не обн.	–	Не обн.	Не обн.	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	I60	–	270	I80	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	I,8	–	2,2	Не обн.	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	7.IIa				7.I2				7.I6				
	Образец												
	B25-24/2	B25-24/7	B25-24/5	B25-24/6	BI5-73/I	BI5-73/I2	BI5-73/5	BI5-73/2	BI7-42/6	BI7-42/4	BI7-42/3	BI7-42/2	BI7-42/I
	443	444	445	446	447	448	449*	450*	45I	452	453	454	455
SiO_2	56,59	57,86	57,86	58,62	6I,24	6I,60	53,88	60,74	50,44	53,49	55,3I	58,72	69,50
TiO_2	0,66	0,59	0,55	0,56	0,60	0,43	I,02	0,85	0,72	0,73	0,88	0,72	0,64
Al_2O_3	I8,02	I7,94	I7,90	I7,7I	I7,3I	I7,40	I7,59	I5,80	I6,70	I7,27	I6,85	I7,00	I4,78
Fe_2O_3	2,70	2,53	2,94	2,83	I,76	2,II	2,56	2,64	4,03	I,57	I,82	3,02	I,65
FeO	4,67	4,I7	3,92	3,70	2,45	2,62	5,I5	3,74	5,47	5,75	5,66	4,24	I,69
MnO	0,I6	0,I6	0,I6	0,I7	0,I8	0,I8	0,I7	0,I9	0,I8	0,I5	0,I5	0,I4	0,05
MgO	3,56	3,02	3,0I	2,84	I,22	I,08	4,49	I,89	5,22	6,05	4,94	3,20	0,39
CaO	7,57	6,94	6,99	6,66	4,54	4,5I	8,80	5,I9	II,2I	9,50	7,37	7,I9	3,34
Na_2O	3,I2	3,I0	3,24	3,3I	4,34	4,05	2,77	3,82	2,4I	3,0I	3,23	3,26	4,20
K_2O	I,56	I,76	I,60	I,69	3,7I	3,48	I,29	I,6I	I,07	I,38	I,97	I,59	2,20
P_2O_5	0,23	0,28	0,25	0,29	0,26	0,20	0,23	0,36	0,20	0,I9	0,23	0,I2	0,I4
П.П.П.	0,78	I,I6	0,66	I,24	I,95	2,I8	I,60	3,4I	I,86	0,8I	I,0I	0,35	I,30
Сумма	99,66	99,56	99,59	99,70	99,56	99,84	99,55	I00,24	99,5I	99,90	99,43	99,55	99,95
Rb	28	36	3I	38	89	96	2I	32	26	32	33	I5	I2
Li	6	7	6	7	6	I0	68	3	6	I	6	I	4
Ba	400	400	400	600	640	570	260	450	300	400	340	370	730
Sr	4I0	470	450	470	430	720	420	360	670	640	600	270	I70
V	(I60)	(I30)	(II5)	(I20)	(85)	(85)	(380)	(I05)	(360)	(255)	260	280	(90)
Cr	(26)	(20)	(20)	(20)	((I0)	(I0)	(42)	(I0)	(323)	(303)	200	26	(22)
Co	(25)	(I6)	(2I)	(I4)	(5)	(5)	(23)	(8)	(34)	(29)	29	28	(5)
Ni	(I8)	(I8)	(I8)	(I8)	(5)	(35)	(20)	(5)	(III)	(46)	6I	II	(4)
Cu	(34)	(30)	(25)	(2I)	(I0)	(I0)	(60)	(3I)	(89)	(66)	58	I8	(I8)
Zn	(84)	94	(9I)	(85)	(83)	(82)	(88)	(I08)	(89)	(98)	(I43)	(97)	(73)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
W	–	0,96	–	0,72	0,30	0,36	–	–	–	–	0,48	0,42	–
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3,3	6,0	–
Be	–	–	–	–	I,00	0,80	0,60	0,50	–	0,90	I,90	0,70	–
B	–	–	–	–	24	22	22	I9	–	67	95	80	–
F	–	–	–	–	750	400	570	490	–	250	380	230	–
U	I,2	–	–	–	3,0	–	–	I,8	–	–	–	–	I,8
Th	3,6	–	–	–	6,9	–	–	4,3	–	–	–	–	6,0
Nb	–	–	–	–	I5,6	–	3,0	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	0,5	–	Не обн.	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	230	–	265	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	2,3	–	I,5	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	8.I								8.2				
	Образец												
	BI7-4I/I	BI7-4I/6	BI7-4I/5	BI7-4I/3	BI7-4I/4	BI7-4I/2	BI7-4I/I3	BI7-4I/I2	BI7-40/I	BI7-40/5	BI7-40/3	BI7-40/4	BI7-40/6
	456	457	458	459	460	46I	462*	463*	464	465	466	467	468
SiO_2	50,79	5I,I4	5I,I7	5I,58	5I,73	52,47	55,04	59,23	52,5I	5I,88	52,20	52,42	52,73
TiO_2	0,76	0,87	0,86	0,78	0,7I	0,8I	0,8I	0,76	0,78	0,80	0,8I	0,80	0,79
Al_2O_3	I6,90	I7,49	I7,38	I7,37	I6,88	I6,70	I8,09	I6,52	I8,8I	I9,I0	I8,78	I8,90	I8,66
Fe_2O_3	I,82	2,97	2,90	2,07	2,07	I,42	3,9I	2,80	3,23	2,78	3,38	3,54	3,47
FeO	6,47	5,57	5,48	5,93	6,29	6,65	4,67	4,70	4,59	5,00	4,76	4,22	4,53
MnO	0,I6	0,I6	0,I6	0,I6	0,I6	0,I5	0,I7	0,I8	0,I5	0,I7	0,I7	0,I6	0,I8
MgO	7,90	6,23	7,00	6,70	7,05	6,90	3,64	2,92	4,9I	4,62	4,70	4,59	4,83
CaO	9,95	9,90	9,77	9,80	9,90	I0,I0	7,88	6,87	9,I9	9,66	9,52	9,46	9,2I
Na_2O	2,70	2,53	2,66	2,74	2,70	2,74	3,07	3,47	2,48	2,8I	2,63	2,93	3,06
K_2O	I,36	I,46	I,45	I,38	I,32	I,36	I,34	I,65	I,48	I,60	I,55	I,50	I,63
P_2O_5	0,2I	0,23	0,24	0,2I	0,23	0,22	0,I9	0,I6	0,24	0,3I	0,33	0,32	0,33
П.П.П.	0,7I	I,II	0,69	0,73	0,8I	0,65	0,93	0,25	I,24	I,00	0,9I	0,74	0,33
Сумма	99,73	99,70	99,77	99,45	99,85	I00,I7	99,76	99,54	99,8I	99,73	99,76	99,6I	99,75
Rb	38,5	47	53	50	44	29	I4	I8	34	23	40	28	39
Li	5	2	3	2	4	Сл.	Сл.	I	6	4	Не обн.	2	Не обн.
Ba	285	420	300	240	350	290	370	420	440	400	400	390	400
Sr	625	750	750	690	730	560	620	330	905	860	860	880	800
V	(285)	230	360	(300)	(285)	(320)	220	4I0	(300)	(260)	I60	(270)	I70
Cr	(275)	340	400	(252)	(295)	(I05)	I5	I4	(72)	(74)	48	(54)	79
Co	(32)	26	32	(30)	(32)	(30)	I6	I6	(30)	(29)	23	(28)	22
Ni	(I03)	I00	I00	(99)	(II0)	-	I0	I0	(24)	(25)	35	(23)	32
Cu	(68)	I20	66	(70)	(7I)	(7I)	I7	I8	(38)	(37)	44	(4I)	46
Zn	(85)	92	97	(II9)	(II3)	(II9)	I20	78	(9I)	(97)	94	(87)	I00
Pb	-	2,I	2,0	-	-	-	5,4	5,2	-	-	2,3	-	2,I
Sn	-	I,3	I,I	-	-	-	I,9	I,I	-	-	I,2	-	I,0
W	0,25	0,42	0,96	-	-	-	2,85	0,84	0,66	-	0,5I	-	0,33
Be	0,90	I,20	I,30	I,35	-	I,75	I,0	0,70	I,30	I,20	I,0	I,35	I,30
B	I48	90	66	88	-	206	68	80	58	5I	47	52	45
F	470	380	400	470	-	4I0	I90	240	560	540	340	400	380
U	-	-	I,I6	I,3	-	I,2	-	2,0	I,7	0,95	I,I5	I,2	-
Th	-	-	2,5	2,8	-	2,4	-	4,2	2,7	3,2	3,0	2,8	-
Nb	-	2,3	I,8	-	-	-	I,8	2,3	-	-	-	2,0	2,7
Ta	-	Не обн.	Не обн.	-	-	-	Не обн.	Не обн.	-	-	-	Не обн.	Не обн.
Zr	-	95	I80	-	-	-	II0	I20	-	-	-	I20	II5
Hf	-	2,2	I,8	-	-	-	2,0	I,7	-	-	-	2,0	2,5
Mo	-	2,I	6,2	-	-	-	2,6	6,8	-	-	2,5	-	3,0

Продолжение табл. I

Компонент	8.2				8.4								
	Образец												
	BI7-40/I0	BI7-40/8	BI7-40/7	BI7-40/9	BI7-39/2	BI7-37/I	BI7-38/7	BI7-37/I3	BI7-37/I3	BI7-39/6	BI7-39/4	BI7-39/3	BI7-37/4
	469	470	47I	472	473	474	475	476	477	478	479	480	48I
SiO_2	54,37	55,32	55,63	6I,64	48,46	49,29	50,50	50,52	50,79	53,60	54,40	54,89	54,90
TiO_2	0,56	0,63	0,6I	0,57	I,0I	0,99	0,88	0,96	0,93	0,88	0,77	0,80	0,8I
Al_2O_3	I7,58	I8,46	I8,34	I6,I3	I7,03	I7,89	I9,4I	I9,25	I9,03	I6,94	I6,I4	I7,60	I7,6I
Fe_2O_3	I,02	2,7I	2,63	2,66	4,II	4,0I	3,33	I,72	2,27	4,I3	2,57	3,3I	3,28
FeO	5,84	5,2I	4,40	3,48	5,28	4,79	5,42	5,84	5,39	4,56	6,38	4,56	4,58
MnO	0,I7	0,I8	0,I7	0,I5	0,I2	0,I4	0,20	0,I3	0,I3	0,2I	0,I6	0,I6	0,I7
MgO	5,30	3,9I	3,93	2,3I	8,I7	5,9I	4,06	3,35	3,85	5,22	4,96	3,77	3,86
CaO	9,00	8,06	8,II	5,58	II,3I	II,38	9,75	II,90	II,75	8,67	9,I8	8,59	8,22
Na_2O	3,0I	2,82	2,83	3,37	2,38	2,53	2,76	2,90	2,84	2,94	2,48	3,I2	3,26
K_2O	I,30	I,72	I,70	2,00	I,22	I,I7	I,29	I,36	I,32	I,3I	I,40	I,54	I,70
P_2O_5	0,30	0,3I	0,I7	0,25	0,25	0,20	0,24	0,I4	0,I4	0,I5	0,I6	0,I7	0,I9
П.П.П.	I,26	0,85	0,93	I,64	0,95	I,35	I,55	I,8I	I,34	I,I6	0,66	I,25	I,06
Сумма	99,7I	99,60	99,64	99,79	I00,30	99,65	99,42	99,88	99,78	99,77	99,26	99,86	99,66
Rb	34	67	60	3I	24	23	I8	3I	28	47	32	29	28
Li	4	I0	Сл.	4	6	4	3	6	2	3	4	59	Не обн.
Ba	350	450	450	540	290	380	450	330	300	290	300	535	480
Sr	630	830	900	260	790	660	470	440	480	290	300	590	450
V	(I95)	I90	I20	I60	(440)	(550)	230	(430)	(4I0)	(300)	(305)	(275)	360
Cr	(23I)	200	40	22	(650)	(204)	36	(I02)	(99)	(259)	(68)	(I48)	27
Co	(30)	25	24	20	(5I)	(42)	34	(35)	(28)	(29)	(34)	(23)	I9
Ni	(43)	32	3I	22	(I60)	(56)	22	(I5)	(I4)	(49)	(I6)	(I5)	I4
Cu	(48)	22	20	24	(36)	(56)	I00	(89)	(77)	(72)	(7I)	(38)	30
Zn	(I30)	(I29)	II0	I30	(I02)	(I30)	II0	(I02)	(79)	(I05)	(I22)	(95)	I00
Pb	–	–	2,8	6,I	–	–	5,0	–	–	–	–	–	5,I
Sn	–	–	I,0	I,2	–	–	I,5	–	–	–	–	–	I,2
W	0,42	I5	0,39	0,8I	I5	0,24	0,25	–	–	–	–	–	0,33
Be	I,60	I,30	2,I0	0,70	I,I0	0,55	0,95	0,60	0,75	–	0,85	0,80	I,I5
B	62	I05	I00	II8	7I	40	5I	87	I04	–	46	46	I60
F	450	I80	300	300	350	430	280	480	400	–	460	440	400
U	–	–	–	–	–	I,0	–	–	–	0,90	–	I,5	I,60
Th	–	–	–	–	–	2,4	–	–	–	3,20	–	6,2	4,60
Nb	–	–	2,6	3,2	–	–	I,4	–	–	–	–	–	I,8
Ta	–	–	Не обн.	0,8	–	–	Не обн.	–	–	–	–	–	Не обн.
Zr	–	–	I20	II0	–	–	II0	–	–	–	–	–	II0
Hf	–	–	2,6	I,6	–	–	2,2	–	–	–	–	–	I,8
Mo	–	3,2	2,9	2,0	3,0	–	I,8	–	–	–	–	–	4,2

Продолжение табл. I

Компонент	8.4												8.8
	Образец												
	BI7-39/3	BI7-39/8	BI7-39/I4	BI7-39/5	BI7-39/9	BI7-39/I0	BI7-38/3	BI7-38/I	BI7-38/2	BI7-39/I	BI7-39/II	BI7-38/I0	BI7-34/2
	482	483	484	485	486	487	488	489	490	49I*	492*	493*	494
SiO_2	55,00	55,86	56,74	57,29	57,39	57,89	60,08	60,93	6I,24	44,44	50,95	5I,63	55,87
TiO_2	0,76	0,78	0,60	0,78	0,68	0,72	0,35	0,5I	0,50	0,98	0,88	I,II	0,65
Al_2O_3	I7,66	I6,87	I7,94	I7,38	I6,66	I7,07	I7,73	I7,32	I6,9I	I6,I7	I9,76	I5,83	I7,59
Fe_2O_3	2,83	2,80	2,86	3,43	2,7I	2,77	2,I8	3,2I	2,74	3,85	2,08	7,73	3,26
FeO	5,48	4,76	4,94	4,06	6,2I	4,24	2,96	2,I9	2,62	4,20	7,54	I,83	3,59
MnO	0,I6	0,I7	0,23	0,I8	0,I6	0,I6	0,I4	0,50	0,I6	0,I7	0,I6	0,I7	0,I6
MgO	4,09	3,23	3,04	2,99	3,64	3,34	2,08	2,32	2,24	6,92	3,22	3,0I	3,80
CaO	8,30	8,32	7,7I	7,02	7,45	7,I2	6,06	6,I4	5,90	I4,65	I0,59	I7,I4	7,55
Na_2O	2,87	2,89	2,90	3,25	2,64	3,I3	3,5I	3,35	3,45	2,I0	2,33	0,35	3,07
K_2O	I,32	I,67	I,54	I,59	I,33	I,96	2,60	2,73	2,75	I,II	0,72	0,II	I,98
P_2O_5	0,I7	0,I8	0,20	0,23	0,I3	0,I8	0,24	0,2I	0,20	0,22	0,I0	0,49	0,22
П.П.П.	0,84	I,22	0,62	0,99	0,60	0,99	I,93	0,22	I,03	4,88	0,60	0,68	2,00
Сумма	99,53	99,78	99,37	99,2I	99,6I	99,63	99,86	99,69	99,8I	99,69	98,94	I00,09	99,82
Rb	26	38	2I	23	25	22	47	74	62	8	I6	I	45
Li	4	I	Сл.	Не обн.	Не обн.	Сл.	7	8	Не обн.	20	Не обн.	I	6
Ba	440	300	540	540	360	540	800	840	820	260	I20	I30	890
Sr	520	400	550	470	260	420	600	720	600	900	300	3500	540
V	(280)	(290)	(I80)	(205)	(2I5)	(205)	(I65)	90	(I60)	(350)	(345)	(280)	220
Cr	(66)	(I00)	(I2)	(57)	(73)	(29)	(29)	I6	(I3)	(I43)	(2I)	(95)	62
Co	(27)	(33)	(2I)	(22)	(25)	(2I)	(I7)	I8	(I9)	(37)	(32)	(24)	34
Ni	(I4)	(33)	(I3)	(7)	(20)	(I3)	(7)	20	(7,3)	(39)	(I6)	(25)	I8
Cu	(44)	(24)	(34)	(20)	(36)	(28)	(I5)	8,2	(6,8)	(75)	(94)	(I2)	24
Zn	(82)	(98)	(92)	(89)	(I05)	(I07)	(73)	87	(64)	(94)	(94)	(52)	II0
Pb	–	–	–	–	–	–	–	3,0	–	–	–	–	7,4
Sn	–	–	–	–	–	–	–	I,0	–	–	–	–	I,2
W	–	0,60	–	–	–	–	–	I,20	I,44	–	–	–	0,36
Be	I,20	0,95	I,I0	I,I5	–	0,90	–	I,75	I,55	–	–	–	I,60
B	I55	52	6I	64	–	45	–	76	9I	–	–	–	78
F	200	630	530	380	–	440	–	440	250	–	–	–	320
U	–	–	–	–	–	2,I0	–	3,45	–	–	–	–	2,7
Th	–	–	–	–	–	4,70	–	7,50	–	–	–	–	7,3
Nb	–	–	–	–	–	–	–	4,5	–	–	–	–	3,3
Ta	–	–	–	–	–	–	–	0,2	–	–	–	–	Не обн.
Zr	–	–	–	–	–	–	–	2I5	–	–	–	–	I30
Hf	–	–	–	–	–	–	–	3,0	–	–	–	–	2,7
Mo	–	3,0	–	–	–	–	–	7,9	4,2	–	–	–	3,I

Продолжение табл. I

Компонент	8.8			8.9	8.I0								
	Образец												
	BI7-34/I	BI7-35/I	BI7-33/I	BI7-36/I	BI7-26/3	BI7-25/7	BI7-26/4	BI7-26/5	BI7-25/6	BI7-26/2	BI7-25/5	BI7-25/2	BI7-26/I
	495	496	497	498*	499	500	50I	502	503	504	505	506	507
SiO_2	56,36	64,72	65,I7	57,50	5I,48	52,4I	53,04	53,27	54,35	57,70	57,96	58,62	58,73
TiO_2	0,63	0,29	0,28	0,55	0,88	0,8I	0,77	0,75	0,75	0,55	0,57	0,53	0,52
Al_2O_3	I7,69	I4,09	I3,I4	I7,2I	I8,47	I9,07	I8,04	I8,02	I8,38	I8,47	I7,93	I8,22	I8,06
Fe_2O_3	2,29	2,07	2,23	3,3I	4,I9	I,I2	4,48	4,58	3,78	3,40	2,83	3,59	2,72
FeO	4,85	I,40	I,47	3,74	4,78	6,47	3,9I	3,62	4,04	3,I9	3,59	2,55	3,0I
MnO	0,I6	0,I7	0,I4	0,27	0,I6	0,I4	0,I5	0,I8	0,I9	0,I7	0,I9	0,I9	0,I9
MgO	3,54	I,I8	I,I9	2,98	4,80	3,60	3,74	3,66	3,65	2,00	2,37	2,2I	I,80
CaO	7,45	3,22	3,08	6,I9	I0,05	9,65	8,72	8,58	8,70	7,37	6,89	7,04	6,73
Na_2O	2,94	4,20	4,07	3,34	2,49	3,24	3,08	3,I3	3,I4	3,3I	3,73	3,53	3,4I
K_2O	I,98	3,03	3,08	I,4I	I,88	I,90	2,09	2,II	2,I0	2,55	2,53	2,64	2,53
P_2O_5	0,2I	0,I5	0,I5	0,27	0,3I	0,27	0,22	0,I7	0,24	0,27	0,24	0,29	0,2I
П.П.П.	I,I2	5,34	6,44	2,66	0,20	0,85	I,23	I,45	0,I2	0,42	0,75	0,44	I,4I
Сумма	99,27	99,95	I00,53	99,53	99,74	99,53	99,57	99,79	99,54	99,40	99,66	99,93	99,57
Rb	48	73	77	I8	29	42	47	47	43	–	54	5I	70
Li	Сл.	II	6	Не обн.	4	2	7I	70	3	–	2	6	I2
Ba	830	I250	I080	500	660	700	750	705	830	990	960	I070	995
Sr	400	350	360	360	780	6I0	8I0	835	730	925	550	660	790
V	(245)	(65)	44	(I65)	560	(325)	(360)	(345)	(330)	–	(I95)	I50	(I70)
Cr	(52)	(36)	5,7	(35)	54	(II5)	(57)	(53)	39	–	(20)	7	(24)
Co	(27)	(I5)	5,2	(I5)	24	(20)	(27)	(30)	I8	–	(I7)	I6	(I4)
Ni	(I2)	(6)	2,4	(6)	24	(II)	(I5)	(I5)	I4	–	(I3)	4,6	(I5)
Cu	(33)	(I2)	I,5	(22)	53	(63)	(20)	(26)	22	–	(47)	4,9	(I6)
Zn	(I06)	(62)	74	(96)	80	(I03)	(99)	(I0I)	87	–	(97)	97	(I65)
Pb	–	–	I8,0	–	3,5	–	–	–	4,4	–	–	6,2	–
Sn	–	–	I,3	–	I,3	–	–	–	I,I	–	–	I,2	–
W	0,45	0,66	I,98	–	0,30	0,45	0,39	–	0,54	–	–	0,63	–
Be	–	–	I,85	–	0,95	0,95	0,50	I,05	0,95	I,I0	I,25	I,55	0,80
B	–	–	I42	–	49	80	46	52	48	64	69	74	66
F	–	–	300	–	680	550	560	560	700	540	880	250	430
U	2,4	–	–	–	2,0	–	2,I0	I,55	–	2,8	–	–	2,65
Th	7,I	–	–	–	4,5	–	6,05	5,30	–	7,9	–	–	8,5
Bn	–	4,7	–	–	2,0	–	–	–	I,8	–	–	4,2	–
Ta	–	0,3	–	–	Не обн.	–	–	–	Не обн.	–	–	0,2	–
Zr	–	I20	–	–	I05	–	–	–	II5	–	–	I80	–
Hf	–	2,2	–	–	2,0	–	–	–	2,4	–	–	3,8	–
Mo	–	–	6,4	–	2,9	–	–	–	2,0	–	–	I,0	–

Продолжение табл. I

Компонент	8.I0			8.II									
	Образец												
	BI7-25/I	BI7-25/4	BI7-25/8	BI7-24/7	BI7-24/3	BI7-24/8	BI7-24/I	BI7-24/6	BI7-24/I6	BI7-24/II	BI7-24/9	BI7-24/4	BI7-24/I3
	508	509	5I0*	5II	5I2	5I3	5I4	5I5	5I6	5I7*	5I8*	5I9*	520*
SiO_2	58,84	60,88	5I,47	52,73	55,00	57,32	58,42	58,9I	59,78	53,54	53,79	54,85	57,6I
TiO_2	0,4I	0,4I	I,4I	0,9I	0,8I	0,79	0,47	0,67	0,63	0,78	0,96	0,8I	0,7I
Al_2O_3	I8,77	I8,I3	I5,I2	I8,23	I7,62	I8,II	I6,47	I6,55	I6,56	I7,77	I7,90	20,58	I6,87
Fe_2O_3	2,40	2,64	3,75	2,86	3,83	3,49	I,94	2,I7	3,95	I,93	4,36	3,05	4,34
FeO	3,92	2,77	9,43	5,46	4,76	4,40	5,06	4,63	3,86	8,44	6,82	4,40	4,35
MnO	0,I8	0,I5	0,2I	0,I7	0,I9	0,I8	0,I3	0,I5	0,I6	0,I9	0,I9	0,I2	0,I6
MgO	I,57	I,68	5,07	4,28	3,28	3,22	3,3I	2,98	3,2I	4,45	2,80	I,82	3,5I
CaO	6,I7	6,06	9,69	9,93	7,86	7,50	6,98	7,00	6,95	9,40	8,60	9,07	7,I6
Na_2O	3,56	3,43	2,49	2,77	3,37	3,38	2,97	2,89	3,00	2,74	2,89	3,2I	2,58
K_2O	3,07	2,70	0,67	I,35	I,6I	I,27	I,68	I,76	I,44	0,36	0,5I	0,I6	0,73
P_2O_5	0,23	0,22	0,I6	0,I6	0,23	0,22	0,I8	0,I4	0,I8	0,08	0,I3	0,I6	0,05
П.П.П.	0,43	0,49	0,28	0,52	0,97	0,24	I,99	I,29	0,0I	0,05	0,57	I,46	I,5I
Сумма	99,64	99,66	99,20	99,38	99,55	99,67	99,60	99,65	99,73	99,73	99,52	99,7I	99,59
Rb	7I	66	8	I5	22	I8	33	28	40	5	6	2	8
Li	2	Сл.	4	4	6	6	58	8	2	3	4	6	34
Ba	I350	I240	I60	250	430	430	460	420	580	90	I40	I70	240
Sr	430	420	320	400	400	690	330	270	440	3I0	270	830	3I0
V	(I05)	(I55)	(6I0)	(350)	(245)	(260)	(2I5)	(I80)	(2I0)	(350)	(360)	(I45)	(265)
Cr	(I8)	(84)	(46)	(45)	(22)	(I4)	(85)	(48)	(24)	(42)	(24)	(2I)	(34)
Co	(I6)	(I4)	(28)	(30)	(27)	(28)	(23)	(26)	(24)	(37)	(32)	(27)	(29)
Ni	(I5)	(II)	(I9)	(I7)	(I6)	(I4)	(25)	(I6)	(I4)	(I5)	(I6)	(I3)	(I6)
Cu	(25)	(I9)	(I02)	(58)	(37)	(23)	(34)	(25)	(23)	(36)	(53)	(I4)	(48)
Zn	(84)	(89)	(I29)	(I50)	(I06)	(80)	(79)	(98)	(83)	(I63)	(I68)	(I07)	(92)
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
W	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	I,35	2,20	0,55	0,80	I,00	–	0,50	I,00	I,I0	–	0,75	–	0,45
B	36	54	80	I08	49	–	65	65	II0	–	32	–	88
F	350	4I0	450	500	260	–	460	450	230	–	270	–	290
U	–	–	–	–	I,63	I,40	I,40	–	–	–	–	–	–
Th	–	–	–	–	3,80	3,80	4,30	–	–	–	–	–	–
Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Продолжение табл. I

Компонент	8.II			8.I2			8.I4			8.I7			
	Образец												
	BI7-24/I2	BI7-24/2	BI7-24/I4	BI7-22/3	BI7-22/I	BI7-22/5	BI7-28/I	BI7-28/2	BI7-28/3	BI7-32/I	BI7-3I/4	BI7-3I/5	BI7-3I/I
	52I*	522*	523*	524*	525*	526*	527	528	529*	530	53I	532	533
SiO_2	58,86	59,24	69,86	50,95	53,23	57,00	6I,29	6I,29	68,29	63,03	63,84	63,95	64,03
TiO_2	I,03	0,65	0,35	0,84	0,86	0,56	0,44	0,44	0,40	0,47	0,39	0,38	0,42
Al_2O_3	I6,69	I8,3I	I4,35	I8,35	I7,43	I7,75	I6,05	I6,85	I5,84	I6,76	I6,I4	I6,34	I6,2I
Fe_2O_3	2,52	I,93	I,I3	5,66	4,57	2,94	2,02	2,20	0,88	2,33	I,97	I,65	2,36
FeO	6,02	5,I3	0,6I	5,60	5,84	3,9I	3,63	2,62	2,9I	2,55	2,48	2,73	2,07
MnO	0,23	0,II	0,06	0,I9	0,I9	0,I9	0,I4	0,I3	0,05	0,I5	0,I4	0,I5	0,I6
MgO	2,58	I,63	0,63	4,07	4,74	3,02	2,04	2,II	0,80	2,II	I,59	I,47	I,64
CaO	6,7I	7,75	2,77	9,44	9,29	7,4I	5,03	5,5I	I,76	5,75	4,95	4,79	5,29
Na_2O	3,79	3,7I	0,00	2,37	2,58	3,5I	3,II	3,60	3,79	3,53	3,64	3,99	3,77
K_2O	0,95	0,96	5,I0	0,44	0,42	I,79	2,4I	2,36	3,46	2,27	2,34	2,40	2,20
P_2O_5	0,29	0,I2	0,03	0,I2	0,09	0,26	0,20	0,I9	0,II	0,I8	0,I4	0,I4	0,2I
П.П.П.	0,0I	0,52	4,99	I,48	0,I4	I,28	3,29	2,38	I,26	0,62	2,00	I,77	I,24
Сумма	99,7I	I00,06	99,89	99,46	I00,02	I00,I0	99,7I	99,85	99,65	99,80	99,8I	99,8I	99,65
Rb	I2	58	230	6	6	34	65	55	52	54	54	45	58
Li	Сл.	I0	5	4	6	8	4	6	22	II	5	Сл.	I2,5
Ba	300	300	I70	I30	I30	6I0	870	830	I380	890	940	880	860
Sr	490	2900	50	330	340	640	270	280	340	480	430	300	490
V	(I30)	(2I5)	(65)	(445)	(350)	(I80)	78	(I30)	62	88	(II0)	63	(I20)
Cr	(I4)	(35)	(7)	(2I8)	(45)	(34)	I2	(7)	2I	I8	(7)	I2	(8)
Co	(I9)	(I7)	(I2)	(32)	(32)	(25)	24	(I5)	7,4	I2	(I2)	I2	(I7)
Ni	(II)	(I5)	(8)	(I9)	(I6)	(I5)	23	(I2)	8	7,2	(8)	6,4	(I2)
Cu	(I8)	(II)	(5)	(49)	(47)	(23)	I8	(24)	7,6	8,4	(I2)	I0	(I7)
Zn	(90)	(98)	(54)	(I34)	(I39)	(II7)	72	(59)	38	55	(76)	84	(88)
Pb	-	-	-	-	-	-	3,7	-	6,2	3,4	-	7,I	-
Sn	-	-	-	-	-	-	I,5	-	I,7	I,0	-	I,2	-
W	-	-	-	-	-	-	I,II	-	2,40	0,63	-	2,6I	-
Be	I,I5	0,65	-	-	-	-	0,95	I,25	I,5	I,I0	I,I5	0,90	0,75
B	48	28	-	-	-	-	89	I85	II5	53	50	87	4I
F	560	430	-	-	-	-	250	320	560	200	550	330	360
U	0,80	0,60	-	-	0,35	-	-	20,3	-	2,I	2,5	2,7	2,7
Th	I,50	I,40	-	-	0,50	-	-	8,0	-	7,I	7,5	7,2	7,8
Nb	-	-	-	-	-	-	4,5	-	7,0	2,4	-	2,2	-
Ta	-	-	-	-	-	-	0,7	-	0,3	0,5	-	Не обн.	-
Zr	-	-	-	-	-	-	99	-	I80	I30	-	I30	-
Hf	-	-	-	-	-	-	I,5	-	2,8	I,8	-	I,8	-
Mo	-	-	-	-	-	-	I0	-	20	2,5	-	6,5	-

Окончание табл. I

Компонент	8.I7						I.2					
	Образец											
	BI7-3I/3	BI7-32/2	BI7-3I/2	BI7-32/5	BI7-3I/8	BI7-3I/3	I425-II	I425-9	I425-8	I425-I	I425-I0	I425-3
	534	535	536	537**	538**	539**	540	54I	542*	543*	544	545
SiO_2	64,I8	64,60	64,68	52,78	53,08	53,94	46,53	47,48	48,60	49,60	49,60	57,24
TiO_2	0,38	0,4I	0,39	0,72	0,67	0,80	I,I2	0,85	I,I0	0,83	0,89	0,65
Al_2O_3	I6,I6	I6,42	I6,2I	I8,47	I8,24	I8,49	I7,90	I7,70	I9,40	I8,20	2I,50	I7,70
Fe_2O_3	I,7I	2,I8	I,8I	5,69	4,26	4,92	7,60	6,58	6,87	5,45	3,90	6,74
FeO	2,62	2,30	2,87	3,57	4,52	3,34	4,68	5,49	3,09	4,46	4,60	2,84
MnO	0,I5	0,I5	0,I5	0,20	0,20	0,20	0,I8	0,20	0,I0	0,I3	0,I2	0,20
MgO	I,46	I,54	I,45	3,60	3,50	3,5I	4,80	4,95	3,60	4,30	2,70	3,I0
CaO	4,78	5,05	4,79	8,8I	8,8I	8,79	II,20	I0,95	8,70	9,I0	9,50	7,20
Na_2O	3,79	4,I0	3,79	3,20	3,I3	3,3I	2,48	2,57	3,24	3,08	2,94	3,38
K_2O	2,29	2,34	2,43	I,57	I,53	I,55	I,I7	I,23	I,I7	I,32	I,42	0,84
P_2O_5	0,I5	0,I5	0,I5	0,27	0,29	0,20	0,47	0,63	0,23	0,43	0,34	0,I7
П.П.П.	2,I0	0,59	0,99	0,97	I,34	0,70	I,5I	0,90	4,I2	2,85	I,84	0,32
Сумма	99,85	99,9I	99,78	99,85	99,57	99,76	99,64	99,53	I00,22	99,75	99,43	I00,38
Rb	36	70	5I	38	29	32	II	I5	-	24	24	I2
Li	2	8	2	Сл.	3	Сл.	6	7	-	I4	6	6
Ba	920	680	860	460	440	440	240	220	-	360	3I0	290
Sr	470	240	400	650	650	240	8I0	600	-	720	II00	590
V	(II0)	(II0)	58	(350)	(350)	230	5I0	2I0	400	400	I30	260
Cr	(7)	(36)	I5	(34)	(25)	I8	32	29	47	47	I5	3I
Co	(I0)	(I7)	II	(22)	(24)	26	29	35	32	32	20	26
Ni	(8)	(9)	II	(II)	(8)	6,4	3I	34	33	33	I4	I7
Cu	(I2)	(I8)	II	(27)	(29)	I6	63	I07	-	52	42	34
Zn	(80)	(52)	52	(87)	(I02)	(92)	I40	88	-	60	70	69
Pb	-	-	4,I	-	-	-	I,2	2,I	-	2,6	I,6	3,0
Sn	-	-	I,2	-	-	-	I,4	2,0	-	I,2	I,5	I,3
W	-	-	0,84	-	-	0,24	-	-	-	-	-	-
Be	0,90	I,I5	I,0	-	-	0,95	0,55	0,65	-	0,70	0,60	0,80
B	I00	39	83	-	-	47	37	36	-	56	55	I8
F	350	360	340	-	-	900	550	870	-	350	450	280
U	2,7	2,6	2,9	-	-	I,4	-	-	-	-	-	-
Th	6,9	7,3	7,I	-	-	3,3	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	2,7	-	-	I,8	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	0,2	-	-	Не обн.	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	I50	-	-	I25	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	2,4	-	-	2,7	-	-	-	-	-	-
Mo	-	-	4,2	-	-	2,2	-	-	-	-	-	-

Содержание редкоземельных элементов в лавах вулканов Курильской островной дуги

482-483

I. Парамуширская группа

№ п/п	Проба	Вулкан	SiO_2	K_2O	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y
I	B24/34/4	I.3	54,76	0,60	7,0	I4,0	–	I0,0	2,9	I,4	4,I	–	4,9	I,2	3,3	2,8	0,49	22
2	B24/34/I		57,9I	0,58	5,0	I0,0	–	9,5	3,0	I,0	3,8	–	4,2	I,I	3,I	2,7	0,42	23
3	АЛ-I	Алаид	49,2I	I,50	25,0	36,0	4,0	I9,0	5,8	0,85	5,0	–	3,2	0,52	2,4	2,3	0,52	23
4	BII-575*		49,75	I,72	II,I9	23,6I	–	4,46	4,I3	2,26	–	0,42	–	–	–	2,34	0,33	–
5	BII-575**				II,7	28,6	–	I7,7	4,4I	I,38	–	–	3,8	–	2,25	2,I6	–	–
6	4/8-8I*	Н I	56,60	I,03	I3,94	23,77	–	20,88	3,8I	I,79	–	0,62	–	–	–	2,34	0,5I	–
7	B25-867	Чикурачки	50,95	0,54	5,5	I4,0	–	II,0	2,9	I,I	3,I	–	3,8	0,77	2,0	2,I	0,33	20
8	B25-866		5I,0I	0,54	8,5	I4,0	–	II,0	2,9	I,0	3,I	–	3,8	0,79	2,4	2,3	0,44	I7
9	B25-862		52,00	0,78	I0,0	I8,0	–	I0,0	3,0	0,8	4,0	–	3,9	I,0	2,5	2,I	0,33	I9
I0	B25-864		54,06	I,03	I2,0	22,0	–	I7,0	4,2	I,4	4,I	–	5,0	I,3	2,8	2,8	0,50	25
II	B25-865		57,40	0,80	7,3	I9,0	2,5	II,0	4,7	I,2	4,5	–	3,6	0,83	3,0	2,3	0,35	I9
I2	B25-86I	Пик Фусса	55,36	2,38	22,0	38,0	4,3	22,0	4,3	I,3	6,I	–	3,8	0,76	2,6	2,0	0,24	I8
I3	B25-860		55,66	2,36	I6,0	3I,0	4,4	I4,0	4,5	I,4	4,5	–	2,8	0,64	2,I	I,7	0,25	I6
I4	B25-856		57,56	2,67	I3,0	29,0	3,7	I5,0	4,2	I,0	4,4	–	2,9	0,62	2,0	I,8	0,23	I4
I5	B25-847		49,8I	I,50	II,0	24,0	2,5	I2,0	4,3	0,9	3,6	–	2,3	0,7	I,7	I,4	0,2I	I6
I6	B25-832		50,62	I,62	I8,0	32,0	3,2	I9,0	4,2	I,0	4,3	–	4,0	I,0	2,4	2,6	0,29	I9
I7	B25-836	Ширинки	5I,05	I,65	I6,0	28,0	3,5	I5,0	4,7	I,I	5,I	–	3,2	0,85	2,5	2,3	0,25	I7
I8	B25-820		53,76	I,95	I9,0	34,0	3,6	I9,0	3,6	I,2	4,4	–	4,6	I,0	2,6	2,3	0,39	I9
I9	B25-840		54,74	2,I9	23,0	37,0	3,7	I9,0	3,7	I,4	5,2	–	4,6	I,I	3,0	2,7	0,38	20
20	B25-848		57,44	I,80	I8,0	37,0	4,2	I8,0	4,3	I,3	3,9	–	3,5	0,75	2,2	2,5	0,34	I8
2I	B25-846		58,74	2,06	25,0	38,0	4,I	22,0	4,2	I,I	5,5	–	4,3	I,2	3,0	2,5	0,30	20
							2. Поперечная зона Макануруши											
22	BII-72/3	2.I	46,65	I,64	I3,0	2I,0	–	I4,0	6,2	I,7	2,0	–	I,7	0,46	–	3,5	0,60	20
23	BII-72/5		46,6I	I,85	8,6	I7,0	–	9,6	3,4	I,2	4,7	–	3,4	0,73	2,I	I,9	0,23	I9
24	BII-72/5*				9,66	I8,36	–	–	4,9I	2,I3	–	–	–	–	–	2,32	0,35	–
25	BII-72/5**				I0,I	24,I	–	I6,7	4,52	I,43	–	–	3,84	–	2,26	2,06	–	–
26	BII/73/I3	2.2	60,42	2,76	22,0	3I,0	3,4	I5,0	2,5	0,6	2,5	–	2,2	0,6	I,9	2,0	0,20	I9
27	BII-74/I	2.3	49,55	I,73	8,4	I9,0	–	I5,0	2,5	0,8	3,4	–	3,8	0,74	2,I	2,3	0,29	20
28	BII-76/I		50,50	I,55	I3,0	3I,0	2,7	I3,0	4,0	I,2	2,6	–	2,6	0,68	2,3	2,2	0,23	I9
29	BII-75/3		54,I8	I,70	I5,0	25,0	–	I5,0	2,8	0,7	3,4	–	3,6	0,9I	–	2,5	0,3	I8
30	BII-75/3*				I0,28	25,8	–	–	2,65	I,36	–	0,39	–	–	–	I,98	0,27	–
3I	BII-80/4	2.4	60,6I	I,89	I2,0	28,0	–	I3,0	2,8	I,5	2,I	I,0	2,6	0,6	I,9	I,9	0,20	I6
32	BII-80/3		62,23	2,78	25,0	46,0	–	I7,0	4,0	I,3	2,9	0,5	2,3	0,7	–	2,5	0,29	I7
33	BII-79/I	2.5	48,I6	I,54	8,2	I6,0	–	I4,0	2,7	I,3	2,6	–	2,9	0,6	–	I,5	–	I3
34	BII-8I/4		58,60	2,38	I5,0	22,0	–	I3,0	2,6	0,8	2,2	0,5	3,I	0,7	–	2,I	–	I6
35	59I8	К.	5I,06	0,42	3,I	4,7	–	7,0	2,0	0,9	3,0	–	2,5	–	–	3,0	–	I8
36	830I	Немо	55,67	I,09	4,4	II,0	–	7,0	3,0	0,7	3,3	0,54	2,8	I,0	–	3,3	0,39	2I
37	830I*		55,67	I,09	4,88	II,I2	–	–	2,64	I,44	–	0,68	–	–	–	2,67	0,48	–
38	830I**				4,85	I2,6	–	8,87	2,65	0,83	–	–	3,55	–	2,39	2,45	–	–
39	Н – 3		60,45	I,I4	I0,0	32,0	–	20,0	9,5	3,3	8,5	I,7	9,7	2,2	7,0	8,9	0,6	53
40	59I2		66,20	I,30	7,0	I4,0	I,2	I2,0	3,9	I,6	3,9	I,4	5,8	I,3	4,5	4,4	0,54	32
4I	5806/I	Тао-Русыр	52,2I	0,80	2,9	4,9	–	6,5	2,0	0,8	2,2	–	2,9	0,67	I,7	2,I	0,27	I5
42	832I		6I,76	I,28	I4,0	28,0	–	I7,0	8,7	I,6	9,0	I,5	6,8	2,3	6,0	6,4	0,77	44
43	8300/5		62,95	I,70	I0,0	20,0	2,9	I4,0	5,2	2,I	6,2	–	6,3	I,5	4,0	4,6	0,49	30
44	BII-506	Макан-Руши	54,48	I,82	II,0	30,0	2,8	I3,0	3,I	I,2	3,0	–	2,4	0,54	2,0	2,3	0,I9	I7
45	BII-506*				I4,2I	23,63	–	–	3,94	I,63	–	0,59	–	–	–	2,I3	0,38	–
46	BII-77/6		56,55	2,53	2I,0	32,0	5,0	I5,0	4,5	I,5	2,6	–	2,4	0,55	–	2,0	0,34	I7
							3. Чиринкотанская группа											
47	BI7-50/I	3.I0	52,43	0,50	3,5	8,9	–	8,0	2,6	0,7I	3,8	–	4,5	I,0	3,0	2,7	0,50	22
48	ФБ-I*	3.II	54,86	0,6I	2,86	4,08	–	–	I,5	0,96	–	0,72	–	–	–	3,7I	0,I6	–
49	BII-II3-2	3.I3	53,0I	0,34	I,46	4,65	–	–	I,86	I,02	–	0,24	–	–	–	3,3	0,37	–
50	BII-II3/2				I,89	5,55	–	5,07	I,83	0,82	–	–	2,96	–	2,0	2,0	–	–
5I	BII-II3/3		55,84	0,68	2,43	9,63	–	–	2,75	I,I	–	0,39	–	–	–	2,92	0,28	–
52	BII-I07/I	3.I5	55,50	I,85	I8,39	27,44	–	–	4,55	I,46	–	0,55	–	–	–	3,23	0,25	–
53	BII-I09/I	3.I6	53,64	I,85	I8,59	35,58	–	–	4,25	I,62	–	0,60	–	–	–	2,45	0,25	–
54	BII-I08/I2		59,54	2,40	25,29	40,39	–	–	4,9I	I,60	–	0,24	–	–	–	2,97	0,26	–

Продолжение табл. 2

№ п/п	Проба	Вулкан	SiO_2	K_2O	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y
55	BII-II0/4	3.I8	55,58	I,4I	I3,76	20,93	–	–	3,54	I,3I	–	0,I5	–	–	–	2,76	0,23	–
56	P-56*	Н 2	59,7I	0,99	7,32	I4,69	–	–	2,79	I,27	–	0,50	–	–	–	3,0I	0,37	–
57	BII-572	Экарма	57,65	I,I6	7,9	I3,0	–	I2,0	2,4	0,96	3,0	–	3,8	0,78	2,0	2,7	0,20	I7
58	BII-572*				4,89	I2,26	–	–	2,4	I,29	–	0,43	–	–	–	3,3I	0,47	–
59	BII-II4/3		5I,64	I,75	I5,5	28,76	–	–	4,84	I,62	–	0,53	–	–	–	3,62	0,26	–
60	BII-539**		58,I6	2,I2	2I,I	47,5	–	25,2	4,9I	I,4I	–	–	3,50	–	I,96	I,78	–	–
6I	BII-527*	Чиринкотан	58,00	2,I0	I6,53	29,II	–	–	4,22	2,II	–	0,48	–	–	–	2,58	0,4I	–
62	BII-527**				I7,3	37,4	–	I9,8	4,33	I,25	–	–	3,35	–	2,I6	2,29	–	–
63	BII-536		44,00	0,08	3,9	–	–	2,4	–	0,I0	–	–	–	–	–	0,23	–	I,7
64	BI5-305/7		42,80	0,I8	2,3	3,5	–	2,7	2,0	0,25	0,6	–	–	–	–	0,70	–	6,5
65	BI5-305/I7		48,5I	2,II	9,6	I6,0	I,9	I3,0	2,9	0,50	3,6	–	4,3	0,78	2,I	2,6	0,30	I5
66	BII-559*	Н 3	5I,I2	I,20	9,06	2I,28	–	–	3,57	I,2I	–	0,36	–	–	–	3,08	0,23	–
							4. Группа Расшуа											
67	B25-34/I	4.5	52,49	0,5I	4,6	8,5	I,3	7,0	2,2	0,73	3,2	–	3,4	0,78	2,4	I,9	0,30	I8
68	B25-34/9		52,66	0,5I	4,3	I0,0	I,2	7,7	2,8	0,60	3,I	–	3,0	0,70	2,3	I,6	0,I9	I5
69	B25-34/II		53,86	0,60	5,0	I2,0	I,6	7,3	2,4	0,78	3,3	–	3,7	0,77	2,4	I,9	0,22	I7
70	B25-34/I6		54,33	0,7I	5,5	I3,0	I,8	8,6	3,I	0,60	5,4	–	4,2	0,95	3,0	2,6	0,34	I5
7I	BII-549*	Н 4	65,63	0,98	3,74	8,27	–	–	2,34	I,54	–	0,44	–	–	–	2,79	0,40	–
72	BII-549*				5,08	II,I5	–	–	2,5I	I,I7	–	0,52	–	–	–	2,43	0,33	–
							5. Симуширская поперечная зона											
73	BI5-30/2*	5.3	56,62	I,60	23,4	39,76	–	32,93	4,86	I,65	–	0,44	–	–	–	I,44	0,24	–
74	BI5-30/I*		58,52	I,62	25,83	40,97	–	24,9I	3,76	I,27	–	I,30	–	–	–	I,30	0,I8	–
75	BI5-29/I	5.4	57,39	I,94	I2,0	25,0	2,5	I6,0	4,9	I,5	3,8	0,80	4,4	0,90	2,6	2,6	0,40	I6
76	BI5-25/2*	5.5	52,05	I,2I	I2,5I	27,47		–	4,47	I,64	–	0,34	–	–	–	3,I3	0,23	–
77	BI5-27/I	5.6	56,00	I,44	I2,0	27,0	3,4	I3,0	4,5	0,72	3,5	–	3,2	0,66	2,4	2,4	–	I8
78	P-52*	Н 5	54,I9	0,59	5,83	II,63	–	–	3,24	I,28	–	0,59	–	–	–	3,0	0,37	–
79	ФБ-48	Н 6	54,40	0,54	5,3	9,5	–	9,9	2,5	0,87	3,2	–	5,3	0,90	3,0	2,7	0,60	I9
							6. Поперечная зона Броутона											
80	B25-27/I	6.3	48,39	I,I5	I2,0	32,0	4,0	I7,0	5,2	I,3	5,5	–	3,9	0,80	2,I	2,I	0,27	20
8I	B25-27/I2		49,78	I,35	I2,0	28,0	4,4	I6,0	6,3	I,3	5,3	–	3,9	0,90	2,4	2,4	0,29	I9
82	B25-28/II		5I,94	I,38	I5,0	3I,0	3,8	I6,0	5,0	I,0	4,9	–	3,7	0,7I	2,I	I,9	0,26	I6
83	B25-28/I0		55,0I	I,56	I7,0	33,0	4,6	I5,0	4,6	0,9	4,6	–	3,3	0,7I	I,9	2,0	0,27	I7
84	B25-28/6		59,58	I,82	I9,0	40,0	5,I	I9,0	4,6	0,9	4,2	–	2,7	0,62	I,7	I,4	–	I6
85	BI5-86/I	6.7	5I,60	0,30	3,6	6,6	–	6,6	2,8	I,0	2,7	–	4,3	0,78	–	2,7	–	20
86	BI5-43/I	6.I0	49,94	I,28	I4,0	3I,0	–	I5,0	4,4	I,I	3,0	–	3,3	0,70	–	2,2	0,24	I7
87	BI5-88/5*		56,23	I,62	I6,59	I7,I	–	–	4,8I	I,92	–	0,20	–	–	–	3,6I	0,34	–
88	BI5-88/I		7I,2I	3,I3	I9,0	33,0	2,8	II,5	2,5	0,4	2,0	–	2,2	–	–	I,4	–	II
					6.II	Докальдерный комплекс. О-в Чирпой, п-ов Лапка												
89	BI5-330		54,56	I,I0	II,0	I9,0	–	I4,0	4,3	0,89	3,5	–	4,3	0,70	–	2,6	0,I6	2I
90	BI5-33I		57,9I	I,09	I0,0	22,0	2,2	I5,0	4,5	I,3	3,2	0,64	4,I	0,67	2,4	3,2	0,30	23
9I	BI5-33I*				7,32	I5,4	–	–	3,54	I,36	–	0,40	–	–	–	3,35	0,42	–
						Кальдерный комплекс. Ст. BI5-40												
92	BI5-40/I*	Подв. кальд. Горшкова	5I,7I	I,47	I6,0I	24,29	–	–	4,87	I,92	–	0,9I	–	–	–	2,48	0,26	–
						Посткальдерный комплекс. О-в Брат Чирпоев												
93	BI5-90/I		52,I0	0,5I	6,I	9,5	–	7,4	3,4	0,68	2,2	–	3,0	0,59	2,3	2,2	0,I5	47
94	BI5-90/2		53,20	0,66	II,0	23,0	–	I6,0	3,9	0,88	2,3	–	3,4	0,50	–	2,5	0,I4	I7
						О-в Чирпой, вулкан Черного												
95	BI5-329		56,34	0,87	I0,0	I9,0	–	I3,0	4,4	I,2	3,9	–	5,2	0,75	–	3,5	0,I6	26
96	BI5-327		6I,I6	I,44	I0,8	22,09	–	–	5,03	I,38	–	0,89	–	–	–	4,64	0,52	–
97	BI5-323		60,07	I,26	I0,0	I9,0	–	I2,0	4,2	I,0	3,3	–	4,3	I,00	3,I	3,2	0,25	–
						О-в Чирпой, вулкан Сноу												
98	BI5-322		60,37	I,29	I3,0	28,0	–	I5,0	4,7	2,0	4,5	–	5,2	I,00	–	4,0	0,I8	28
99	BI5-9I/I*	6.I2a	5I,54	0,44	57,74	22,3	–	–	2,23	0,83	–	–	–	–	–	0,83	0,28	–
I00	BI5-9I/2		54,04	I,00	II,0	20,0	2,7	I5,0	3,7	0,97	4,I	0,88	4,6	0,98	–	2,4	0,29	20
I0I	BI7-44/3	6.I3	50,78	I,45	I4,0	30,0	3,0	I9,0	3,7	I,6	5,I	–	6,I	0,93	2,4	3,9	0,66	I6
I02	B24-27/I	6.I4	49,69	0,35	7,0	I6,0	–	I3,0	2,2	0,68	2,7	–	2,6	0,60	I,6	I,5	0,I7	I4
I03	B24-27/9		55,93	0,82	I0,0	22,0	2,7	I3,0	3,6	I,I	3,6	–	3,I	0,72	2,3	2,3	0,25	I9
I04	B24-27/II		59,44	I,32	20,0	40,0	–	2I,0	5,0	I,2	4,3	–	3,7	0,76	2,6	2,5	0,39	2I

Окончание табл. 2

№ п/п	Проба	Вулкан	SiO_2	K_2O	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y
I05	Р-3I	К. Заварицкого	52,92	0,38	4,5	II,0	-	7,8	2,6	0,84	3,I	-	3,0	0,68	2,2	2,0	0,24	I8
I06	I40/8I*		53,85	0,39	3,85	9,II	-	-	2,99	I,67	-	0,98	-	-	-	3,78	0,50	-
I07	I40/8I**				4,68	I3,I	-	I0,4	3,26	I,I4	-	-	4,49	-	2,94	2,9I	-	-
I08	Р-34		54,59	0,35	5,5	I2,0	-	I2,0	2,7	0,80	4,0	-	3,5	0,78	2,6	2,3	0,23	3I
I09	Р-35		59,23	0,59	6,0	I4,0	I,7	II,0	3,2	I,3	4,2	-	4,5	I,05	3,2	3,I	0,42	26
II0	Р-39		65,8I	0,63	5,7	I4,0	-	I4,0	3,8	I,4	5,7	-	5,7	I,2	4,0	3,7	0,4I	3I
III	BI5-307	Н 7	59,52	2,I2	30,0	47,0	4,3	24,0	5,6	I,3	3,7	-	4,4	0,8	-	3,0	0,2I	2I
II2	BI5-3I3/I		73,I3	3,I8	2I,0	32,0	2,6	I2,0	2,6	0,84	2,2	-	2,3	0,32	-	I,6	-	I2
						7. Северо-Итурупская группа												
II3	BI5-80/I	7.7	52,88	I,20	II,0	I6,0	2,0	I2,0	3,2	I,0	2,6	-	2,9	0,68	2,2	2,3	-	I6
II4	BI5-77/I	7.8	50,80	I,29	II,0	26,0	2,7	I6,0	4,5	0,9	4,2	-	4,5	0,90	3,4	3,0	-	24
II5	BI5-77/2		5I,72	0,54	7,0	I4,0	-	9,3	3,4	I,I	3,3	-	3,7	0,75	2,7	I,9	-	20
II6	BI5-73/5	7.I2	53,88	I,29	8,9	20,0	2,3	I3,0	4,0	I,0	3,4	0,60	4,I	0,76	2,8	2,7	-	I7
II7	BI5-73/I		6I,24	3,7I	22,0	40,0	2,6	2I,0	3,6	I,I	4,0	I,30	4,2	0,80	2,5	2,5	0,35	I7
II8	BI5-393	К. Медвежья	49,84	0,24	I,8	2,8	-	4,2	I,5	0,20	I,7	-	2,7	0,6	I,I	I,8	-	I4
II9	BI5-404*		5I,2I	0,50	3,65	I5,0	-	-	2,35	I,24	-	0,04	-	-	-	I,49	0,30	-
I20	BI5-392		57,96	0,87	3,6	8,9	I,3	7,4	3,6	0,8	3,I	-	4,5	0,89	3,2	3,2	-	2I
I2I	BI5-390		60,64	0,68	5,6	I0,0	I,I	8,2	3,9	0,8	3,3	I,I	4,6	0,90	3,3	3,5	-	20
						8. Южно-Итурупская группа												
I22	BI7-4I/5	8.I	5I,I7	I,45	I7,0	43,0	3,4	I7,0	4,5	I,0	5,2	-	5,4	0,75	2,I	2,I	0,48	I6
I23	BI7-40/5	8.2	5I,88	I,60	20,0	39,0	2,8	23,0	5,2	I,6	4,6	-	4,4	0,70	I,6	I,7	0,35	I9
I24	BI7-40/7		55,63	I,70	22,0	44,0	5,0	22,0	4,5	I,3	4,9	-	4,2	0,86	I,8	2,4	0,34	I6
I25	BI7-40/9		6I,64	2,00	I8,00	4I,0	4,7	I7,0	3,8	0,9	3,8	-	3,9	0,8I	I,7	2,4	0,50	I8
I26	BI7-35/I	8.8	64,72	3,03	28,0	66,0	7,3	20,0	3,5	0,42	3,3	-	2,0	0,45	I,2	I,6	0,35	I3
I27	BI7-25/7	8.I0	52,4I	I,90	23,0	43,0	4,6	23,0	5,6	I,85	5,7	-	4,6	0,92	2,2	2,4	0,55	I8
I28	BI7-25/6		54,35	2,I0	28,0	49,0	4,9	26,0	5,2	I,8	5,4	-	4,9	0,87	2,2	2,2	0,48	I6
I29	BI7-25/2		58,62	2,64	38,0	70,0	6,7	32,0	5,6	2,0	5,3	I,I	4,4	0,9I	2,0	I,9	0,56	I7
I30	BI7-32/8	8.I7	53,08	I,53	I7,0	33,0	3,6	I8,0	4,7	I,5	4,9	-	5,0	0,86	2,3	2,7	0,45	I8
I3I	BI7-32/I	К. Львиная пасть	63,03	2,27	2I,0	42,0	2,4	I9,0	3,6	I,2	4,I	-	3,3	0,72	I,7	2,0	0,47	I4
I32	BI7-3I/2		64,68	2,43	2I,0	43,0	5,0	I7,0	3,9	0,73	3,6	-	2,4	0,38	I,4	2,0	0,30	I6
I33	BI5-348		48,96	0,32	I0,0	2I,0	2,0	II,5	2,7	0,48	2,9	-	3,6	0,77	I,7	I,7	0,30	I6
I34	BI5-355		5I,76	0,58	6,7	I3,0	-	I0,0	3,9	I,3	5,I	-	7,2	I,25	3,0	3,2	0,65	23
I35	BI5-36I		55,38	0,48	5,3	9,5	-	8,3	2,4	0,95	3,4	-	4,3	I,0	2,2	2,7	0,32	I9
I36	BI5-347		58,34	0,68	8,I	I4,0	I,6	7,8	2,4	0,80	6,5	-	5,6	I,5	5,2	5,7	0,87	24
I37	BI5-345		62,I4	0,88	8,6	I6,0	I,5	I4,0	3,9	I,8	6,2	0,9	6,5	I,5	3,5	4,0	0,93	26
I38	BI5-367		64,56	I,04	7,8	I8,0	I,8	I3,0	4,3	I,3	6,5	I,6	6,4	I,7	4,3	8,0	0,50	24
I39	BI5-375		65,I8	I,00	5,I	I5,0	-	20,0	4,5	2,0	5,8	-	6,9	I,5	3,3	3,2	0,54	33
I40	BI5-340		74,8I	I,04	I2,0	25,0	3,5	I9,0	4,9	I,I	5,I	-	5,4	I,5	3,7	3,9	0,36	33

Примечание к табл.2 приложения:

* - анализ выполнен инструментальным нейтронно-активационным методом.

** - анализ выполнен методом изотопного разбавления. Остальные анализы выполнены химико-спектральным методом с предварительным обогащением.

НI - о-в Парамушир. б.Шелихова, береговые обрывы.
Н2 - в.Кунтомintар (о-в Шиашкотан).
Н3 - в.Райкоке.
Н4 - в.Ушишир (о-в Янкича).
Н5 - в.Кетой.
Н6 - в.Уратман (о-в Симушир).
Н7 - в.Броутона.
Н8 - В.Менделеева (о-в Кунашир).

Таблица 3

Средний химический и редкоэлементный состав лав наземных вулканов островов Курильской островной дуги

Компонент	Остров Атласова, Вулкан Алаид	Остров Парамушир, Вулкан шл. конуса А		Эбеко		р.Юрьева		5	Чикурачки			пик Фусса	
		2	I	4	2	3	2	2	4	2	I	6	4
SiO_2	49,57	50,28	55,70	50,98	53,37	5I,72	57,47	56,68	5I,49	55,22	57,40	55,60	57,77
TiO_2	0,99	I,I2	I,20	0,84	0,76	0,85	0,72	0,74	0,77	0,83	0,65	0,67	0,59
Al_2O_3	I8,49	I8,89	I6,90	I8,3I	I7,90	I7,9I	I7,64	I8,00	20,78	I9,I8	I8,9I	I8,I3	I7,62
Fe_2O_3	4,32	5,25	4,54	4,60	4,69	4,34	4,5I	2,86	3,28	2,78	2,98	4,98	4,03
FeO	6,08	4,69	4,08	5,22	4,40	4,79	3,05	3,90	5,55	5,26	4,40	2,74	2,66
MnO	0,20	0,I8	0,I9	0,I9	0,I8	0,I7	0,I7	0,I2	0,I7	0,20	0,22	0,I7	0,I7
MgO	4,78	4,0I	3,I8	4,69	4,05	4,80	2,9I	3,48	3,84	2,75	2,46	3,22	2,9I
CaO	9,7I	9,97	7,52	9,98	9,09	9,70	6,77	7,73	I0,30	7,89	7,88	8,I0	7,20
Na_2O	3,22	2,76	2,92	2,80	2,77	3,02	3,57	3,22	2,68	3,76	3,6I	3,24	3,36
K_2O	I,86	0,77	I,94	I,4I	I,69	I,50	2,II	I,25	0,66	I,00	0,80	2,44	2,67
P_2O_5	0,32	0,2I	0,20	0,20	0,I9	0,I8	0,22	0,29	0,I6	0,29	0,29	0,28	0,25
П.П.П.	0,35	I,90	2,09	0,42	0,56	0,48	0,46	I,72	0,20	0,36	н/о	0,25	0,54
Rb	37,7	I3,6	34	24,5	4I	27,3	42,5	44,5	7,5	II,5	I2	6I,2	73,5
Li	6,3	3,5	6	5	8	6	9	3,8	4,5	7	6	9,3	II,8
Ba	425	I80	280	220	330	333	500	4I5	200	350	200	500	500
Sr	650	460	330	590	495	380	380	445	625	575	580	623	575
V	48I	550	565	475	360	502	28I	225	208	I45	98	I92	I55
Cr	24	30	-	-	-	56	I5	24	I5	I0	6	II,5	I3
Co	32	30	25	34,5	33	33	22,5	20	28	I9	I3	25	24
Ni	24	I6	I9	-	-	30	II	27	I7	9	6	I4	I4,5
Cu	II8	269	233	50,5	92	8I	39	60	83,5	9I	26	50,5	48,5
Zn	92	II2	98	I07,5	I30	89	77	89,5	67,5	88	82	88	83,5
Pb	7,6	-	-	-	-	2,95	3,2	-	2,35	4,8	3,0	3,05	5,I5
Sn	2,5	-	-	-	-	I,35	I,0	-	3,3	3,25	I,5	I,5	I,55
W	0,49	-	-	-	-	0,27	0,69	-	0,47	0,45	0,30	0,73	0,95
Mo	-	-	-	-	-	I,0	2,9	-	I,4	I,9	I,8	2,I	3,0
Be	0,86	0,65	-	0,85	0,80	0,67	0,75	-	0,58	0,93	0,70	I,2	I,I
B	36	8	-	70	92	38	70	-	36	59	42	44	56
F	470	220	-	405	330	270	375	-	3I5	380	200	345	365
U	I,28	-	-	-	-	0,86	I,4	-	0,3I	0,36	0,3I	I,85	I,9
Th	2,80	-	-	-	-	2,32	3,5	-	0,75	0,85	0,75	4,7	5,6
Nb	4,6	-	-	-	-	-	-	-	I,6	I,35	2,4	3,0	2,9
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	I00	-	-	-	-	-	-	-	40	I6	85	I28	I45
Hf	5,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,8	2,8

Продолжение табл. 3

Компонент	Анциферова, Вулкан Ширинки			Онекотан, Вулкан Кальдера Немо				Кальдера Тао-Русыр				Маканруши, Маканруши	
	6	I0	2	9	II	II	I2	5	8	20	5	2	II
SiO_2	50,82	54,74	58,09	50,9I	55,24	6I,52	66,95	5I,53	55,56	59,97	64,93	49,83	55,I8
TiO_2	0,78	0,69	0,55	0,9I	0,73	0,8I	0,66	0,70	I,02	0,90	0,76	0,90	0,70
Al_2O_3	I8,57	I8,I2	I7,96	I7,8I	I6,82	I5,44	I4,43	I8,70	I6,40	I5,66	I5,4I	I8,I9	I7,67
Fe_2O_3	3,60	4,22	3,79	5,I2	3,2I	3,20	3,08	5,40	3,39	3,07	I,97	5,04	3,77
FeO	5,95	3,50	3,I3	6,I9	5,98	4,87	3,02	4,66	6,82	5,49	3,78	4,92	3,62
MnO	0,I9	0,I7	0,I9	0,2I	0,I9	0,2I	0,I9	0,I9	0,I9	0,I9	0,I5	0,I9	0,I7
MgO	4,66	3,9I	2,70	4,92	4,48	2,05	I,20	4,75	3,49	2,42	I,59	4,84	4,46
CaO	9,85	8,39	7,36	I0,I2	8,52	5,84	4,08	I0,05	8,60	6,60	4,67	II,04	8,07
Na_2O	2,93	3,38	3,42	2,60	3,03	3,90	4,I9	2,45	3,06	3,59	4,08	2,62	3,09
K_2O	I,62	2,I4	I,93	0,43	0,90	I,07	I,34	0,64	0,98	I,33	I,52	I,I6	I,92
P_2O_5	0,25	0,28	0,28	0,I0	0,08	0,I2	0,I2	0,07	0,I4	0,I6	0,I7	0,20	0,2I
П.П.П.	0,26	0,20	0,35	0,74	0,54	0,75	0,56	0,66	0,37	0,4I	I,05	I,05	I,07

Продолжение табл. 3

Компонент	Анциферова			Онекотан								Маканруши	
	Вулкан												
	Ширинки			Кальдера Немо				Кальдера Тао-Русыр				Маканруши	
	6	I0	2	9	II	II	I2	5	8	20	5	2	II
Rb	33,8	49,5	48,5	7,7	I2,4	I2,6	I7,5	9,2	I3,0	22,2	27,5	I6,5	37,9
Li	6,8	8,6	I0	4,I	9,I	9,7	I2,4	6,9	7,6	8,4	I0	6,5	7,2
Ba	300	420	500	I07	236	3I5	373	I73	239	335	424	220	488
Sr	668	635	675	36I	344	324	265	380	357	333	320	655	654
V	233	205	I75	550	398	I85	83	405	483	259	65	583	367
Cr	I9	33	II,5	52	64	37	I8	3I	25	I6	I8	34	85
Co	3I	23,5	I8	32	27	I5	II	28	28	I4	6,5	29	25
Ni	I8	27	I0,5	25	34	9,8	8,4	I5	I9	6,4	5	45	5I
Cu	89	6I	32,5	II9	86	39	40	82	I23	62	I4,5	72,5	54
Zn	II6	89	85,5	99	84	99	94	75	92	98	90,5	93,5	80
Pb	3,7	3,I	3,8	2,9	4,8	6,9	I0,I5	3,2	2,5	8,7	–	2,6	3,95
Sn	I,9	I,6	I,65	I,0	I,0	I,2	I,5	I,0	I,0	I,5	–	I,0	I,2
W	0,60	0,73	0,83	0,42	0,42	0,53	0,72	0,4I	0,48	0,53	0,60	0,35	0,63
Mo	2,05	I,9	2,3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	I,I5	I,05	I,I3	0,40	0,44	0,38	0,54	0,33	0,36	0,5I	0,58	0,60	0,8I
B	29,5	40	32,5	8,5	38	3I	47	26,5	27	40	–	43,5	27
F	390	380	435	308	283	349	390	303	40I	4I3	380	3I0	400
U	–	I,47	I,95	0,I5	0,40	0,49	I,0	0,28	0,83	0,9	0,83	–	I,53
Th	–	3,63	4,I	0,45	0,70	I,05	I,7	0,65	I,45	I,7	I,40	–	3,97
Nb	3,9	3,3	2,9	I,0	I,I	I,4	2,3	I,6	2,5	I,7	–	2,I	I,95
Ta	–	–	–	–	–	–	0,45	–	–	–	–	–	0,3
Zr	II0	I50	I40	300	II0	I50	I6I	95	I75	200	–	II5	I98
Hf	3,6	4,2	3,75	6,3	2,4	I,7	3,9	I,0	2,0	3,0	–	I,8	I,45

Продолжение табл. 3

Компонент	Шиашкотан			Экарма		Чиринкотан			Райкоке		
	Вулкан										
	Кунтоминтар			Экарма		Чиринкотан			Райкоке		
	I	5	3	4	I4	I	I	I8	8	3	I
SiO_2	52,I5	65,63	58,38	56,40	57,49	5I,64	55,90	57,99	52,I5	53,9I	59,54
TiO_2	0,74	0,80	0,66	0,68	0,7I	0,78	0,63	0,63	0,76	0,77	0,78
Al_2O_3	I8,39	I6,94	I6,97	I7,56	I7,30	I7,23	I7,99	I8,I8	I8,24	I8,88	I6,80
Fe_2O_3	5,95	3,40	4,98	3,0I	3,24	4,I2	2,60	3,47	3,53	3,29	2,85
FeO	3,77	6,47	3,05	5,II	4,2I	5,30	4,22	3,0I	5,40	4,97	5,26
MnO	0,26	0,2I	0,I5	0,I5	0,I7	0,I9	0,I6	0,2I	0,I7	0,I8	0,I7
MgO	3,50	2,92	2,87	3,84	3,87	6,0I	4,38	3,08	5,I9	3,93	3,06
CaO	8,37	7,62	6,56	8,27	8,I3	I0,8I	7,69	7,35	9,93	8,89	6,64
Na_2O	3,38	3,38	3,4I	3,64	2,97	2,56	2,83	3,53	2,98	3,5I	3,29
K_2O	0,49	0,70	0,70	I,08	I,29	I,75	I,62	2,05	I,I4	I,3I	I,26
P_2O_5	0,I2	0,I3	0,I4	0,I3	0,II	0,I5	0,35	0,27	0,I9	0,I5	0,I5
П.П.П.	2,92	I,46	2,22	0,34	0,3I	0,28	I,38	0,38	0,20	0,I9	0,44
Rb	9,5	9,8	8,5	20,3	20,5	42	36	46,I	2I,2	I9,2	–
Li	6,5	5,3	5	7,8	8,4	7	7,7	II,3	6,5	8,2	–
Ba	I20	2I3	I90	275	270	500	–	672	297	307	330
Sr	4I0	387	400	345	36I	730	680	720	533	6I7	600
V	I90	232	220	278	30I	425	–	284	523	300	–
Cr	4	2I	3I	22	33	I34	–	44	65	–	–
Co	40	24	II	23,5	22,5	30	–	I4	34	26	–
Ni	7,6	I3	8,5	I9	I8	I50	–	I8	43	2I	–
Cu	38	84	29,5	50,5	49	60	–	46	II8	II0	–
Zn	8I	8I	67	I07,5	87	93	–	86	9I,5	85	–
Pb	3,3	3,I	–	–	4,05	–	–	6,9	–	–	–
Sn	I,5	I,4	–	–	I,25	–	–	I,6	–	–	–
W	0,33	0,48	0,45	0,54	0,5I	0,30	–	0,43	0,42	–	–

Продолжение табл. 3

Компонент	Шиашкотан			Экарма		Чиринкотан			Райкоке		
	Вулкан										
	Кунтоминтар			Экарма		Чиринкотан			Райкоке		
	I	5	3	4	I4	I	I	I8	8	3	I
Mo	I,0	I,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	0,25	0,33	0,60	0,50	0,54	0,60	0,85	0,85	0,77	0,73	0,55
B	I7	I0	32	25	34	22	–	2I	26	–	–
F	380	307	450	450	342	400	280	347	337	540	420
U	–	–	–	–	I,0	–	–	3,05	I,27	–	–
Th	–	–	–	–	I,93	–	–	4,6	2,60	–	–
Nb	–	–	–	3,0	I,45	2,8	–	2,5	2,95	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	95	228	I40	–	I70	I08	–	–
Hf	–	–	–	3,3	0,9	4,0	–	I,9	3,I		

Продолжение табл. 3

Компонент	Матуа			Расщуа			Янкича			Кетой			
	Вулкан												
	Пик Сарычева			Расщуа			Ушишир			Кетой			
	I	II	I	I	5	II	4	II	4	23	3	3	I
SiO_2	5I,37	54,83	58,00	50,33	55,I3	59,65	55,I5	60,52	66,I2	50,76	55,30	57,73	64,37
TiO_2	0,69	0,84	0,66	0,87	0,76	0,70	0,95	0,7I	0,63	0,82	0,70	0,80	0,78
Al_2O_3	20,33	I8,26	I8,06	I9,80	I7,27	I7,I9	I7,66	I7,08	I6,I2	I9,75	I7,94	I6,59	I5,24
FeO	4,92	3,4I	4,24	2,72	3,94	2,46	4,37	3,I2	2,I6	3,57	4,I9	3,98	2,I8
MnO	4,94	5,26	3,50	6,65	5,55	4,47	4,99	4,07	2,66	5,87	5,07	4,75	3,56
MgO	0,I7	0,I9	0,I9	0,45	0,20	0,I7	0,I9	0,I9	0,I6	0,I7	0,I7	0,I7	0,I8
CaO	4,05	3,85	2,93	4,30	3,96	3,52	3,80	2,65	I,40	4,37	3,83	3,65	I,53
Na_2O	I0,7I	8,70	7,73	I0,50	8,58	5,99	8,03	7,34	4,76	I0,4I	8,I9	7,40	4,46
K_2O	2,54	3,I8	3,26	3,I3	2,82	3,06	3.39	3,52	4,40	2,63	2,75	3,07	4,I5
P_2O_5	0,43	I,05	I,05	0,34	0,69	0,93	0,67	0,62	I,0I	0,55	0,95	I,04	I,72
	0,II	0,23	0,I7	0,I0	0,I0	0,I4	0,I3	0,I6	0,I6	0,I2	0,I4	0,I2	0,22
П.П.П.	0,I5	0,40	0,02	I,II	0,78	I,56	0,46	0,26	0,22	0,84	0,77	0,37	I,28
Rb	I4	II,4	I6	Сл.	7,8	8,I	7,5	6,2	8,2	8,I	9,0	I4,7	2I
Li	7	5,6	7	4	5,0	6,0	5,5	7,4	6,6	4,4	7,0	7,7	4
Ba	200	285	300	I00	I90	2I0	I5I	I63	2I7	I47	I85	240	300
Sr	330	495	480	320	290	257	36I	365	367	33I	358	3I0	300
V	269	330	I95	475	352	277	235	2II	65	362	360	323	96
Cr	3	I8	3	42	30,5	I8	33	29	I9,5	38	30	27	5,9
Co	I9	22	I9	I9	33	I9	2I	20	8,5	34	27	27	I0
Ni	I0	I2	7,5	I2	I4	I2	I3	I2,5	I0,5	20	I2	I4	4,4
Cu	2I	45	22	I20	97,5	68	28	30	I5	68	60	7I	II
Zn	75	85	90	I00	99	95	70	73	64	II0	II3	9I	I20
Pb	3,8	3,9	3,5	–	5,5	4,7	–	2,3	3,I	4,4	5,45	3,2	8,0
Sn	I,0	I,65	I,3	–	I,9	I,85	–	I,0	I,0	I,9	I,65	I,6	I,7
W	0,33	0,29	0,I8	–	0,27	0,39	0,24	0,38	0,4I	0,48	0,30	0,62	0,5I
Mo	I,0	I,0	I,0	–	2,0	I,0	–	–	–	I,0	I,0	I,0	4,0
Be	0,70	0,75	0,60	0,30	0,43	0,54	0,37	0,5I	0,49	0,38	0,38	0,46	0,50
B	96	65	52	28	57	52	I5,5	30	27	23	24,5	86	I50
F	270	348	250	240	257	296	583	357	335	2I5	325	333	420
U	–	0,56	–	–	0,42	0,46	–	0,34	0,37	0,33	0,42	–	–
Th	–	I,50	–	–	0,60	0,8I	–	0,69	0,77	0,57	0,94	–	–
Nb	–	–	–	–	–	–	–	I,3	I,65	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	0,3	–	–	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	I65	I25	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	0,5	I,65	–	–	–	–

Компонент	Симушир											
	Вулкан											
	Уратман			Кальдера Заварицкого				Прево	Мильна			
	7	I4	5	3	8	I0	4	3	I	5	2	I
SiO_2	5I,95	54,60	59,29	52,08	54,20	60,I7	65,9I	6I,05	52,I3	56,09	57,59	68,39
TiO_2	0,79	0,9I	0,85	0,90	0,88	0,83	0,76	0,74	0,I8	0,85	0,82	0,33
Al_2O_3	I9,I0	I8,I4	I6,97	I8,09	I7,83	I6,II	I4,77	I7,40	I8,58	I7,6I	I7,I3	I4,98
Fe_2O_3	4,27	3,60	3,I5	3,58	3,45	2,86	2,I8	3,63	I0,I6*	9,I8*	7,74*	I,77
FeO	5,57	5,35	5,07	7,55	6,4I	5,46	3,77	3,I5				I,04
MnO	0,I8	0,20	0,20	0,22	0,I9	0,20	0,20	0,I5	0,I8	0,I7	0,I9	0,II
MgO	4,42	3,95	2,22	4,26	3,84	2,55	I,30	I,97	5,78	3,85	3,79	I,2I
CaO	9,82	8,65	6,22	I0,05	9,4I	6,78	4,42	6,69	9,99	8,03	7,56	2,77
Na_2O	2,68	3,I7	3,97	2,35	2,9I	3,89	4,40	4,I5	2,57	3,I7	3,33	4,06
K_2O	0,46	0,65	0,96	0,39	0,42	0,55	0,89	0,75	0,46	I,07	I,34	2,4I
P_2O_5	0,I3	0,I5	0,20	0,I5	0,I5	0,I6	0,I8	0,I7	0,I6	0,I6	0,I9	0,09
П.П.П.	0,40	0,65	0,6I	0,69	0,58	0,I8	0,84	0,I4	–	0,05	0,2I	2,47
Rb	I0,3	I0,4	I2,9	3,5	7,0	6,2	8	I6,3	II	20,8	32,2	55
Li	6	5,4	9,0	6	4,4	I6,7	I2	I0,7	32	7,6	8,9	4
Ba	II0	I82	248	80	I28	I6I	290	243	I70	266	322	490
Sr	325	36I	298	285	264	252	208	273	450	380	358	370
V	362	328	92	638	439	I29	92	I52	325	293	245	70
Cr	3I	38	I6,5	58	82,5	20	I8	I7	I37	24	72,5	35
Co	26	28	I9	25	27	23	I2	I9	36	28	27	I4
Ni	I4	20	5,4	I7	I7,5	9,6	I0	6,8	36	I5	28	I8
Cu	53	7I	29	74	72	88	36	35	54	50,5	56	9
Zn	I35	I33	I28	III	I00	I25	I20	I05	77	92	87,5	58
Pb	3,85	6,0	7,6	–	–	I7,0	–	–	–	–	–	–
Sn	I,75	2,0	2,35	–	–	I3,0	–	–	–	–	–	–
W	0,47	0,30	0,49	–	–	–	–	–	–	0,44	0,48	0,48
Mo	I,0	I,7	I,2	–	–	I,0	–	–	–	–	–	–
Be	0,45	0,38	0,37	0,43	0,42	0,53	0,58	–	–	0,70	–	–
B	30	28	42	27	23	37,5	I9	–	–	–	–	–
F	I55	267	372	288	262	3I3	3I7	–	–	620	–	–
U	0,3I	0,40	0,6I	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	0,63	0,85	I,62	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Nb	0,5	I,6	2,I	I,I	I,I	0,85	I,5	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	65	85	200	60	75	95	97,5	–	–	–	–	–
Hf	I,4	0,4	3,5	I,4	I,3	I,95	2,I	–	–	–	–	–

Продолжение табл. 3

Компонент	Чирпой						Брат Чирпоев		Броутона			
	Вулкан											
	Чирпой		Черного			Сноу	Брат Чирпоев		Броутона			
	3	I	I	8	I	4	7	5	I	I4	I3	6
SiO_2	52,62	56,34	55,08	60,30	65,74	59,43	5I,94	54,05	5I,53	55,3I	60,07	72,84
TiO_2	0,82	0,82	0,78	0,74	0,66	0,74	0,63	0,73	0,94	0,80	0,65	0,27
Al_2O_3	I7,94	I7,20	I6,47	I5,95	I5,I8	I6,I2	I8,7I	I8,2I	I7,25	I7,23	I6,79	I4,I6
Fe_2O_3	2,72	3,87	2,27	2,37	I,36	2,70	2,59	2,64	3,I9	3,34	2,67	I,II
FeO	6,94	5,30	7,09	5,I3	4,76	5,32	6,2I	6,I5	4,54	3,97	3,34	0,78
MnO	0,I8	0,I9	0,I8	0,I5	0,I5	0,I6	0,I7	0,I7	0,I5	0,I8	0,I5	0,07
MgO	4,80	4,I5	4,76	3,I4	I,33	3,42	5,99	4,45	7,97	5,56	3,56	0,64
CaO	I0,I4	8,53	8,60	6,98	4,39	7,27	I0,60	9,49	9,I0	8,27	6,42	2,00
Na_2O	2,73	3,I3	2,59	3,07	4,II	3,I5	2,2I	2,68	3,02	2,98	3,35	3,85
K_2O	0,59	0,87	0,79	I,38	I,80	I,23	0,59	0,94	I,46	I,64	2,I9	3,I4
P_2O_5	0,II	0,I4	0,I0	0,I3	0,I4	0,I2	0,I9	0,24	0,25	0,24	0,20	0,07
П.П.П.	0,II	0,09	I,29	0,34	0,06	0,I0	0,I2	0,I5	0,29	0,43	0,73	0,96
Rb	7,5	I2,5	2I,7	2I,5	20	20	9,4	I4,6	25	3I,2	38,5	66,3
Li	6,6	7,I	8,I	9,9	I0	9,5	5,3	5,6	7	6,3	9,0	5
Ba	I57	I70	I80	296	240	298	I55	2I4	290	43I	577	848

Продолжение табл. 3

Компонент	Чирпой						Брат Чирпоев		Броутона			
	Вулкан											
	Чирпой		Черного			Сноу	Брат Чирпоев		Броутона			
	3	I	I	8	I	4	7	5	I	I4	I3	6
Sr	369	368	3I5	293	300	300	389	326	690	57I	5I7	335
W	380	480	390	288	420	I93	4I6	474	300	286	2I4	34
Cr	38	32	22	22,5	22	22	II3	44	375	I27	59	4
Co	36	36	32	2I	29	I8	37	32	34	26	I6	4
Zn	28	28	27	I3	26	I6	44	2I	I20	7I	29	4
Cu	I20	I70	I08	57	47	3I	8I	72	24	47	3I	3,7
Zn	I50	I40	75	I02	I25	98	II7	II7	76	95	80	56
Pb	4,0	5,0	–	6,65	8,0	6,5	3,5	4,45	–	5,8	6,I5	4,05
Sn	I,9	I,8	–	2,05	2,0	2,0	I,7	I,95	–	I,85	I,75	I,45
W	0,24	0,72	0,24	0,63	0,54	–	0,26	–	0,I8	0,37	0,87	0,56
Mo	I,0	I,0	–	I,0	3,8	I,0	I,25	I,0	–	3,65	I,5	I,5
Be	0,58	0,65	0,50	0,52	0,55	0,52	0,53	0,42	–	0,78	0,7I	0,73
B	30	30	35	50	63	50,5	23	33,5	–	I9	2I	4,5
F	305	485	355	588	500	407	287	2I0	–	4I7	479	220
J	0,50	0,60	0,70	I,I	–	–	0,49	0,68	I,I5	I,40	I,98	2,9
Th	0,90	0,70	I,20	2,2	–	–	I,05	I,4I	2,4	3,48	4,8	7,6
Yb	–	–	–	–	3,0	–	–	–	4,6	3,I5	3,4	4,05
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,25
Zr	–	–	–	–	I80	–	–	–	I75	I40	I75	2I8
Hf	–	–	–	–	6,0	–	–	–	2,9	3,I	3,I	3,25

Продолжение табл. 3

Компонент	Уруп							Итуруп			
	Вулкан										
	Колокол	Трезуб	Берга	Залив Наталии				Кальдера Медвежья			
	2	3	3	3	6	6	I	I5	I	5	I
SiO_2	60,24	58,89	59,06	5I,87	54,0I	59,69	69,46	50,59	53,66	60,2I	66,48
TiO_2	0,67	0,67	0,68	0,85	0,73	0,66	0,54	0,84	0,82	0,76	0,74
Al_2O_3	I6,75	I6,72	I7,07	I9,93	I8,52	I7,2I	I5,04	I8,89	I8,86	I6,24	I3,90
Fe_2O_3	2,48	3,28	3,79	3,I7	3,II	3,02	2,52	3,09	3,02	3,03	2,6I
FeO	4,86	5,I8	3,74	5,63	5,43	4,05	I,89	7,38	5,76	4,80	3,45
MnO	0,I6	0,I6	0,I6	0,I9	0,I8	0,I6	0,I3	0,I9	0,I8	0,I4	0,II
MgO	3,07	3,23	3,08	4,23	4,08	3,I4	0,85	4,83	4,08	2,97	I,I3
CaO	6,99	6,85	6,96	I0,I2	8,7I	7,33	2,4I	I0,7I	8,58	6,96	4,42
Na_2O	3,29	3,I4	3,29	2,78	3,08	3,I6	4,66	2,II	2,65	3,06	3,55
K_2O	I,07	0,96	0,93	0,44	0,76	I,02	I,I5	0,40	0,69	0,79	I,45
P_2O_5	0,I2	0,I2	0,II	0,I9	0,I3	0,I2	0,I2	0,09	0,I2	0,I0	0,I3
П.П.П.	0,I5	0,62	0,93	0,67	I,I7	0,23	I,2I	0,64	I,00	0,89	I,9I
Rb	I6,4	I3,8	I5,0	5,5	8,3	I4,8	27	6,2	8	I0,7	33
Li	8,2	6,9	7,I	5,5	5,8	5,3	2,5	4,9	6,4	8,7	3
Ba	227	240	276	I73	I68	285	255	I27	I70	208	300
Sr	368	320	354	330	348	322	I70	298	3I0	262	I30
V	245	230	250	350	282	200	24	474	4I0	235	9I
Cr	24	3I	23	75	49	I9	3	40	36	I6	3I
Co	2I	23	22	27	28	I8	6,5	35	27	20	20
Ni	I4	24	I4	54	23	5	2	22	I5	I2	I4
Cu	29,5	46	28	57	39	38	I,7	82	58	44,5	62
Zn	80	90	97	89	99	99	74	I23	94	I03	90
Pb	–	–	–	–	4,0	–	7,4	5,6	–	–	–
Sn	–	–	–	–	I,7	–	2,I	2,5	–	–	–
W	–	–	–	–	–	–	0,45	0,2I	0,27	3,60	0,87
Mo	–	–	–	–	I,0	–	I,0	–	–	–	–
Be	0,60	0,45	0,50	0,45	0,36	0,50	0,4I	0,33	0,35	0,33	–
B	82	50	32	I7	4I	30,5	93,5	I7	I9	34	–
F	300	263	336	280	246	345	330	278	300	340	–
U	–	–	–	–	–	–	–	0,20	0,45	0,5I	–
Th	–	–	–	–	–	–	–	0,42	I,3	0,69	–

Продолжение табл.3

Компонент	Уруп							Итуруп			
	Вулкан										
	Колокол	Трезуб	Берга	Залив Наталии				Кальдера Медвежья			
	2	3	3	3	6	6	I	I5	I	5	I
Nb	-	-	-	-	-	-	I,8	0,4	-	0,9	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	235	35	-	II3	-
Hf	-	-	-	-	-	-	5,6	0,4	-	2,55	-

Продолжение табл.

Компо-	Итуруп												
	Вулкан												
	Чирип			Богдана Хмельницкого			Атсонупури		Кальдера Львиная пасть				42
	I	2	6	3	5	I	24	I	I9	I7	8	II	I
SiO_2	52,46	53,69	58,67	5I,7I	54,0I	6I,48	50,32	53,32	50,00	55,0I	59,28	65,60	55,37
TiO_2	0,72	0,82	0,80	0,97	0,93	0,52	I,03	I,I3	0,78	0,87	0,83	0,73	I,02
Al_2O_3	I7,90	I7,7I	I6,69	I7,85	I7,89	I7,0I	I9,I3	I6,22	I9,94	I7,32	I6,72	I4,96	I7,76
Fe_2O_3	3,I7	2,77	I,77	3,25	3,09	2,65	3,60	3,56	3,32	3,49	3,39	2,I0	3,28
FeO	5,55	5,43	5,73	5,48	5,24	2,9I	7,56	8,44	7,03	6,33	4,70	4,02	6,47
MnO	0,I6	0,I6	0,I5	0,I6	0,I7	0,I2	0,22	0,26	0,I8	0,I9	0,I7	0,I6	0,I7
MgO	5,72	5,42	3,60	5,70	4,25	2,23	4,20	4,25	4,68	3,73	2,70	I,54	4,06
CaO	8,54	8,34	6,70	9,43	8,5I	4,75	I0,7I	8,86	II,03	8,93	7,60	5,07	8,68
Na_2O	2,90	3,I9	3,56	3,03	3,22	3,43	2,42	2,89	2,0I	2,7I	3,I7	3,90	2,7I
K_2O	I,54	I,66	2,I2	I,44	I,6I	I,96	0,52	0,62	0,30	0,57	0,72	I,06	0,2I
P_2O_5	0,42	0,27	0,I9	0,23	0,2I	0,I5	0,I5	0,I8	0,08	0,I5	0,I6	0,I6	0,I4
П.П.П.	0,44	0,60	0,I0	0,73	0,8I	2,59	0,28	0,5I	0,49	0,46	0,52	0,75	0,38
Rb	4I	43,5	56	34	43	27	I0,2	I0	5,8	9,0	II,0	I2,7	8,2
Li	7	8	I0,5	6	7,6	9	3,8	6	4	4,8	7,2	I0,5	4,6
Ba	430	350	445	270	385	470	I57	I30	98	I64	232	293	I08
Sr	490	520	435	435	420	300	5I2	450	309	296	260	246	I70
V	300	268	244	343	237	I30	4I0	220	658	459	229	95	345
Cr	200	I52	97,5	I24	48	I6	34	3	47,5	38	23	I9	57
Co	37	28,5	26,5	3I,5	26	I5	35	27	33	26	23	II,I	30
Ni	79	77,5	27	43,5	20	I2	I9	6,8	I4,6	I2	7,6	5,4	I5
Cu	48	32,5	44	46,5	57	42	64	32	66	55	32	I7	4I
Zn	I20	84,5	I06	I2I,5	I06	64	I28	I30	III	II3	I36	II5	II0
Pb	-	2,6	7,5	I,8	6,4	7,4	2,55	2,8	5,75	2,3	5,0	6,9	-
Sn	-	I,7	I,9	I,2	I,6	3,3	I,6	I,4	I,I	I,05	I,5	I,35	-
W	-	0,48	0,7I	0,33	I,I4	-	0,27	0,33	0,I8	0,25	I,43	0,39	-
Mo	-	2,0	5,3	I,0	2,7	I,6	2,3	I,0	2,7	I,3	5,3	2,4	-
Be	-	I,0	I,38	I,05	0,98	0,95	0,70	0,75	0,24	0,27	0,30	0,36	-
B	-	47	62	34	5I	I05	4I,5	72	I9,5	23	33,5	43	-
F	-	600	430	360	245	360	280	440	3I8	282	293	500	-
U	I,5	I,48	I,87	I,00	I,I7	I,45	0,49	-	0,I4	0,49	0,6I	0,72	-
Th	4,0	3,93	4,87	2,63	3,47	5,4	0,84	-	0,23	0,8I	I,30	I,6	-
Nb	I,7	3,6	2,8	I,9	2,4	2,8	0,65	0,90	0,6	I,5	I,5	I,2	-
Ta	-	0,2	-	-	0,4	0,4	-	-	-	-	-	-	-
Zr	I20	I75	I60	90	I50	2I5	I08	75	II0	82,5	I45	II8	-
Hf	2,6	3,6	4,2	I,6	3,0	4,0	2,0	2,0	2,7	2,65	3,0	I,75	-

Продолжение табл

Компонент	Кунашир								
	Вулкан								
	Тятя		Руруй	Менделеева		Головина			
	II	3	I	I3	8	3	3	2I	I
SiO_2	5I,2I	53,5I	57,08	60,95	70,72	50,30	55,55	62,26	64,20
TiO_2	0,84	I,09	0,96	0,79	0,57	0,80	0,73	0,69	0,63
Al_2O_3	I7,66	I8,09	I7,77	I6,I4	I3,7I	I9,32	I7,20	I5,95	I5,I7
Fe_2O_3	3,94	3,39	I,69	2,84	2,I2	2,83	3,0I	3,23	3,50
FeO	7,47	7,03	6,80	4,75	2,47	7,99	6,06	3,98	2,80
MnO	0,I9	0,I8	0,I3	0,I6	0,I0	0,I8	0,I7	0,I5	0,I2

Окончание табл. 3

Компонент	Кунашир								
	Вулкан								
	Тятя		Руруй	Менделеева		Головина			
	II	3	I	I3	8	3	3	2I	I
MgO	4,80	3,50	3,86	2,80	0,94	4,9I	4,34	2,49	2,II
CaO	9,99	9,0I	7,I0	6,69	3,85	II,39	8,78	6,68	5,6I
Na_2O	2,80	2,99	2,87	3,37	4,0I	I,59	2,42	3,00	3,36
K_2O	0,66	0,86	I,I8	0,62	I,02	0,I6	0,30	0,52	0,63
P_2O_5	0,23	0,I9	0,I9	0,I0	0,06	0,07	0,07	0,08	0,02
П.П.П.	0,32	0,60	0,72	0,65	0,68	0,39	I,52	I,03	I,80
Rb	9,2	I4,7	40,4	6,4	I2,4	I,6	2,8	6,6	8,0
Li	6,6	7	6,0	I0,I	6,7	3,5	5,7	8,8	7,8
Ba	I49	248	335	202	3I8	I20	I75	252	280
Sr	322	4I0	240	223	I74	257	204	I86	I80
V	503	463	300	5I	29	570	290	2I8	I45
Cr	I28	30	5I	6,3	7,2	I40	II0	32	8,2
Co	25	33	34	3	6,I	4I	32	I5,5	I4
Ni	I6	I4	27	I7	3,8	29	I5	8	5
Cu	65	88	35	-	3,3	69	4I	I8	20
Zn	II4	I25	I0I	-	70	I02	97	86	87
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	-	-	-	-	0,69	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	3,4	-	-	-	-
Be	0,66	0,80	-	0,47	0,52	0,25	0,35	0,3I	0,25
B	28	-	-	I3,5	I6	6	7	35	-
F	399	5I0	-	295	399	350	233	226	370
U	-	-	-	0,50	0,92	0,34	-	0,38	-
Th	-	-	-	0,9I	I,7	0,9I	-	0,80	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 4

Состав породообразующих минералов из лав подводных вулканов Курильской островной дуги

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	n
		Вулкан 2.I					I. Базальт				BI7-49/I			
Пл	В.я.	47,74	0,02	32,8I	0,00	-	0,65	0,02	0,04	I6,I8	2,0I	0,I7	99,64	3
Пл	В.К.	45,09	0,02	33,49	0,00	-	0,70	0,02	0,06	I7,7I	I,2I	0,II	98,4I	2
Пл	В.о	49,56	0,0I	3I,05	0,0I	-	0,76	0,02	0,06	I4,59	2,89	0,29	99,24	3
Пл	М	52,66	0,04	28,66	0,02	-	I,I0	0,04	0,I3	II,76	4,I4	0,6I	99,I6	3
Ол	В.я	37,44	0,00	0,00	0,02	-	25,88	0,58	35,56	0,25	0,02	0,00	99,75	2
Ол	В.к	37,74	0,00	0,00	0,00	-	25,59	0,55	35,75	0,28	0,0I	0,00	99,92	2
Ол	Сфк	37,55	0,0I	0,00	0,00	-	26,02	0,95	35,2I	0,43	0,0I	0,00	I00,I8	-
Ол	М	37,23	0,03	0,02	0,00	-	27,I8	0,68	33,53	0,37	0,0I	0,00	99,05	3
Кпр	В.я	49,56	0,80	4,I6	0,0I	-	8,58	0,2I	I8,I3	2I,99	0,I0	0,00	98,54	I0
Кпр	В.к	49,72	0,7I	3,72	0,0I	-	9,05	0,27	I2,99	2I,45	0,09	0,00	98,0I	3
Кпр	М	50,2I	0,93	4,07	0,0I	-	9,87	0,37	I2,70	20,I9	0,4I	0,I9	98,97	5
Мт	В	0,02	7,63	5,94	0,04	50,49	32,87	0,43	4,II	0,00	0,00	0,00	I0I,53	2
Мт	Вкл	0,00	7,20	5,94	0,07	50,90	32,I4	0,44	4,20	0,00	0,00	0,00	I00,89	I
Мт	Вкл	0,0I	7,38	6,46	0,02	50,0I	32,24	0,39	4,3I	0,28	0,0I	0,00	I0I,II	3
Ст	Мез	55,08	0,97	I7,05	0,45	-	7,86	0,I8	I,85	6,50	4,66	4,03	98,64	3
		Вулкан 2.I					2. Базальт				BII-72/5			
Ол	В	38,62	0,00	0,00	0,00	-	24,94	0,67	35,40	0,00	0,00	0,00	99,93	3
Кпр	В	50,3I	0,77	4,02	0,00	-	8,39	0,23	I4,49	2I,76	0,I2	0,00	I00,09	4
Мт	В	0,43	7,77	7,I2	0,00	48,72	3I,33	0,44	5,I3	0,04	0,00	0,00	I00,98	3

Компонент	Кунашир								
	Вулкан								
	Тятя		Руруй	Менделеева		Головина			
	II	3	I	I3	8	3	3	2I	I
MgO	4,80	3,50	3,86	2,80	0,94	4,9I	4,34	2,49	2,II
CaO	9,99	9,0I	7,I0	6,69	3,85	II,39	8,78	6,68	5,6I
Na_2O	2,80	2,99	2,87	3,37	4,0I	I,59	2,42	3,00	3,36
K_2O	0,66	0,86	I,I8	0,62	I,02	0,I6	0,30	0,52	0,63
P_2O_5	0,23	0,I9	0,I9	0,I0	0,06	0,07	0,07	0,08	0,02
П.П.П.	0,32	0,60	0,72	0,65	0,68	0,39	I,52	I,03	I,80
Rb	9,2	I4,7	40,4	6,4	I2,4	I,6	2,8	6,6	8,0
Li	6,6	7	6,0	I0,I	6,7	3,5	5,7	8,8	7,8
Ba	I49	248	335	202	3I8	I20	I75	252	280
Sr	322	4I0	240	223	I74	257	204	I86	I80
V	503	463	300	5I	29	570	290	2I8	I45
Cr	I28	30	5I	6,3	7,2	I40	II0	32	8,2
Co	25	33	34	3	6,I	4I	32	I5,5	I4
Ni	I6	I4	27	I7	3,8	29	I5	8	5
Cu	65	88	35	-	3,3	69	4I	I8	20
Zn	II4	I25	I0I	-	70	I02	97	86	87
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-
W	-	-	-	-	0,69	-	-	-	-
Mo	-	-	-	-	3,4	-	-	-	-
Be	0,66	0,80	-	0,47	0,52	0,25	0,35	0,3I	0,25
B	28	-	-	I3,5	I6	6	7	35	-
F	399	5I0	-	295	399	350	233	226	370
U	-	-	-	0,50	0,92	0,34	-	0,38	-
Th	-	-	-	0,9I	I,7	0,9I	-	0,80	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 4

Состав породообразующих минералов из лав подводных вулканов Курильской островной дуги

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	n
		Вулкан 2.I				I. Базальт					ВI7-49/I			
Пл	В.я.	47,74	0,02	32,8I	0,00	-	0,65	0,02	0,04	I6,I8	2,0I	0,I7	99,64	3
Пл	В.К.	45,09	0,02	33,49	0,00	-	0,70	0,02	0,06	I7,7I	I,2I	0,II	98,4I	2
Пл	В.о	49,56	0,0I	3I,05	0,0I	-	0,76	0,02	0,06	I4,59	2,89	0,29	99,24	3
Пл	М	52,66	0,04	28,66	0,02	-	I,I0	0,04	0,I3	II,76	4,I4	0,6I	99,I6	3
Ол	В.я	37,44	0,00	0,00	0,02	-	25,88	0,58	35,56	0,25	0,02	0,00	99,75	2
Ол	В.к	37,74	0,00	0,00	0,00	-	25,59	0,55	35,75	0,28	0,0I	0,00	99,92	2
Ол	Сфк	37,55	0,0I	0,00	0,00	-	26,02	0,95	35,2I	0,43	0,0I	0,00	I00,I8	-
Ол	М	37,23	0,03	0,02	0,00	-	27,I8	0,68	33,53	0,37	0,0I	0,00	99,05	3
Кпр	В.я	49,56	0,80	4,I6	0,0I	-	8,58	0,2I	I8,I3	2I,99	0,I0	0,00	98,54	I0
Кпр	В.к	49,72	0,7I	3,72	0,0I	-	9,05	0,27	I2,99	2I,45	0,09	0,00	98,0I	3
Кпр	М	50,2I	0,93	4,07	0,0I	-	9,87	0,37	I2,70	20,I9	0,4I	0,I9	98,97	5
Мт	В	0,02	7,63	5,94	0,04	50,49	32,87	0,43	4,II	0,00	0,00	0,00	I0I,53	2
Мт	Вкл	0,00	7,20	5,94	0,07	50,90	32,I4	0,44	4,20	0,00	0,00	0,00	I00,89	I
Мт	Вкл	0,0I	7,38	6,46	0,02	50,0I	32,24	0,39	4,3I	0,28	0,0I	0,00	I0I,II	3
Ст	Мез	55,08	0,97	I7,05	0,45	-	7,86	0,I8	I,85	6,50	4,66	4,03	98,64	3
		Вулкан 2.I				2. Базальт					ВII-72/5			
Ол	В	38,62	0,00	0,00	0,00	-	24,94	0,67	35,40	0,00	0,00	0,00	99,93	3
Кпр	В	50,3I	0,77	4,02	0,00	-	8,39	0,23	I4,49	2I,76	0,I2	0,00	I00,09	4
Мт	В	0,43	7,77	7,I2	0,00	48,72	3I,33	0,44	5,I3	0,04	0,00	0,00	I00,98	3

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	n
		Вулкан 2.3					3. Базальт						ВII-76/I	
Ол	В	39,73	0,00	0,2I	0,00	-	I8,77	0,38	4I,52	0,2I	0,00	0,00	I00,82	2
Кпр	В	5I,03	0,52	5,I2	0,20	-	5,70	0,I2	I4,I7	2I,48	0,I8	0,00	98,52	2
Мт	В	0,00	8,3I	3,5I	0,23	49,55	34,55	0,50	2,67	0,22	0,00	0,00	99,54	I
		Вулкан 2.5					4. Базальт						ВII-80/3а	
Пл	В	49,27	0,04	32,I8	0,20	-	0,5I	0,00	0,07	I4,75	2,36	0,I6	99,54	I
Ол	В	40,33	0,00	0,00	0,00	-	I2,63	0,22	47,23	0,I9	0,00	0,00	I00,60	3
Кпр	В	5I,0I	I,50	3,53	0,00	-	8,29	0,28	I5,59	I9,I7	0,28	0,00	99,65	3
		Вулкан 2.5					5. Базальт						ВII-79/I	
Пл	В	47,I5	0,00	34,I4	0,00	-	0,8I	0,00	0,I5	I6,I5	I,I6	0,06	99,62	I
Ол	В	40,II	0,00	0,I4	0,00	-	I7,II	0,33	43,09	0,26	0,00	0,00	I0I,04	2
Кпр	В	5I,92	0,68	4,28	0,00	-	8,I0	0,20	I4,62	20,04	0,3I	0,00	I00,I5	3
		Вулкан Маканруши					6. Андезито-базальт						ВII-506	
Ол	В	39,58	0,00	0,00	0,00	-	I4,70	0,25	43,8I	0,20	0,00	0,00	98,54	I
Кпр	В	5I,68	0,43	3,03	0,00	-	6,43	0,29	I4,93	22,45	0,07	0,00	99,3I	3
Мт	В	0,64	7,2I	2,59	0,00	5I,58	33,6I	0,65	2,09	0,II	0,00	0,00	98,48	I
Пл I	В													
		Вулкан 3.I					7. Андезит						ВI7-5I/5	
Пл I	В	47,28	0,0I	33,80	0,04	-	0,53	0,03	0,08	I6,34	I,77	0,I2	99,99	3
Пл II	В	54,25	0,0I	29,28	0,04	-	0,32	0,03	0,03	II,40	4,30	0,36	I00,02	8
Пл	В.о	5I,49	0,0I	30,82	0,07	-	0,54	0,02	0,04	I3,28	3,37	0,27	99,9I	8
Пл	М	53,I7	0,02	29,63	0,03	-	0,65	0,0I	0,06	I2,25	3,87	0,39	I00,08	5
Кпр	В.я	50,7I	0,67	4,99	0,I5	-	6,67	0,I6	I4,67	20,46	0,I4	0,00	98,62	II
Кпр	В.к	50,37	0,86	4,02	0,07	-	9,I2	0,29	I3,44	I9,50	0,28	0,0I	97,96	2
Кпр	В.о	50,92	0,6I	2,94	0,05	-	9,66	0,46	I4,07	I9,82	0,I6	0,0I	98,70	2
Кпр	М	5I,25	0,53	33,05	0,0I	-	I0,77	0,44	I5,63	I6,37	0,I7	0,05	98,27	2
Опр	В.я	53,62	0,04	0,63	0,I3	-	20,40	I,58	2I,93	0,77	0,02	0,00	99,I2	4
Опр	В.к	53,28	0,I0	0,6I	0,03	-	20,05	I,49	2I,63	I,30	0,04	0,0I	98,54	2
Опр	М	53,92	0,2I	I,74	0,08	-	I6,8I	0,64	23,64	I,80	0,04	0,30	99,I8	4
Амф	В.я	45,84	I,75	7,80	0,I0	-	I3,29	0,43	I3,60	II,II	I,3I	0,84	96,07	5
Амф	В.к	46,43	I,39	7,67	0,I2	-	I3,2I	0,47	I3,44	I0,89	I,40	0,74	95,76	2
Би	В.я	36,3I	4,40	I3,65	0,09	-	I5,34	0,I7	I4,II	0,0I	0,68	9,39	94,I5	3
Би	В.к	36,67	4,26	I3,94	0,05	-	I4,56	0,I4	I4,93	0,02	0,56	9,40	94,63	2
Мт	В.я	0,00	4,88	I,79	0,06	58,33	33,83	0,70	I,I2	0,00	0,03	0,00	I0I,24	2
Мт	В.к	0,02	5,I0	I,94	0,07	58,37	34,I3	0,59	I,I8	0,00	0,00	0,00	I0I,40	2
Мт	М	0,I3	7,74	2,37	0,02	52,42	35,85	0,57	I,55	0,0I	0,00	0,00	I00,65	3
Ст	Мез	76,53	0,39	II,I5	0,02	-	I,I5	0,03	0,04	0,50	I,76	5,96	97,53	4
		Вулкан Чиринкотан					8. Базальт						ВII-II4/3	
Пл	В.я	47,47	0,0I	34,I3	0,02	-	0,54	0,0I	0,03	I6,25	I,82	0,09	I00,36	4
Пл	В.о	54,69	0,00	28,45	0,00	-	0,48	0,05	0,I2	II,I0	4,09	0,29	99,27	I
Пл	М	50,64	0,0I	30,69	0,02	-	0,88	0,05	0,I0	I3,72	3,I5	0,28	99,54	5
Ол	В.я	40,I5	0,00	0,02	0,04	-	I2,45	0,2I	45,94	0,I2	0,05	0,00	98,97	5
Ол	В.о	38,76	0,02	0,08	0,04	-	22,04	0,62	37,49	0,20	0,03	0,00	99,28	4
Кпр	В.я	5I,64	0,6I	3,89	0,I7	-	7,5I	0,3I	I4,I8	2I,I6	0,I5	0,00	99,62	6
Кпр	В.к	53,3I	0,35	I,95	0,00	-	8,29	0,39	I4,50	20,43	0,22	0,03	99,47	2
Кпр	В.о	50,50	I,7I	2,98	0,03	-	II,38	0,56	I4,86	I6,9I	0,23	0,02	99,I7	I
Кпр	М	50,66	0,89	4,27	0,06	-	9,63	0,35	I3,73	I9,I3	0,I4	0,I0	98,95	7
П ж	В.о	52,60	0,73	2,66	0,0I	-	I4,5I	0,70	2I,39	6,24	0,30	0,04	99,I8	3
Опр	В.я	55,29	0,I5	0,74	0,02	-	I7,43	I,02	24,76	I,04	0,00	0,00	I00,45	I
Опр	В.к	54,66	0,I3	0,56	0,I5	-	I7,I6	I,I0	24,46	I,25	0,03	0,00	99,50	I
Опр	М	54,86	0,2I	I,65	0,05	-	I6,6I	0,89	23,85	I,77	0,I9	0,I2	I00,I9	5
Амф	В.я	43,65	2,II	I0,82	0,07	-	II,39	0,26	I4,00	II,3I	2,05	0,66	96,32	6
Амф	В.к	44,I6	2,25	9,94	0,04	-	II,74	0,38	I4,33	II,22	I,96	0,64	96,66	3
Шп	Вкл	0,32	0,73	22,95	32,3I	I2,88	I8,6I	0,33	I0,96	0,00	0,06	0,00	99,04	2
Мт	В	0,07	7,50	2,99	0,02	54,93	34,46	0,55	2,97	0,02	0,08	0,00	I03,58	2
Мт	М	I,32	I0,I3	2,35	0,05	47,39	36,60	0,68	2,20	0,20	0,I6	0,00	I0I,07	3
Ст I	Вкл	63,28	I,24	I7,53	0,00	-	2,26	0,03	0,69	2,76	3,8I	6,0I	97,62	I
Ст II	Мез	66,88	0,4I	I7,43	0,02	-	2,27	0,07	0,36	4,00	3,9I	3,55	98,90	4

Продолжение табл. 4

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	n
		Вулкан Чиринкотан					9. Андезит				ВII-527			
Пл	В	46,I4	–	34,53	–	–	0,47	0,04	0,05	I5,78	I,77	0,77	98,94	I
Кпр	В	52,90	0,30	2,44	0,06	–	7,60	0,57	I5,36	20,64	0,28	–	I00,I5	2
Опр	В	54,30	0,I7	I,80	0,03	–	I5,30	0,65	26,95	I,07	0,04	–	I00,32	I
Амф	В	42,79	2,89	8,80	–	–	I7,7I	0,29	I4,54	2,05	0,7I	–	94,3I	I
Мт	В	0,00	7,66	0,25	0,2I	–	8I,56*	I,I4	I,88	0,I8	–	–	92,88	3
		Вулкан 3.II					I0. Андезит				ФБ-5			
Пл	В.я	49,64	0,00	3I,59	0,0I	–	0,66	0,03	0,04	I4,58	2,95	0,03	99,52	6
Пл	В.к	53,03	0,0I	29,39	0,0I	–	0,74	0,03	0,03	I2,24	4,36	0,09	99,93	3
Пл	М	54,09	0,00	28,36	0,03	–	I,0I	0,02	0,05	I0,98	4,86	0,22	99,62	5
Кпр	В.я	52,20	0,3I	I,46	0,0I	–	I0,9I	0,50	I3,64	I9,85	0,I2	0,00	99,00	4
Кпр	В.к	5I,95	0,33	I,63	0,02	–	II,47	0,5I	I3,I9	I9,64	0,23	0,00	98,97	2
Опр	В.я	53,0I	0,I4	0,76	0,0I	–	22,46	I,00	2I,5I	I,46	0,0I	0,00	I00,36	3
Опр	В.к	53,28	0,I7	0,76	0,0I	–	2I,80	0,90	2I,77	I,50	0,03	0,00	I00,22	2
Мт	В.я	0,05	I0,I	2,I9	0,03	49,33	39,42	I,59	0,58	0,0I	0,II	0,00	I03,64	3
Мт	В.к	0,I5	I0,58	I,99	0,0I	47,98	39,57	I,24	0,66	0,04	0,II	0,00	I02,33	2
		Вулкан 3.I3					II. Андезито-базальт				ВII-II3/2			
Пл	В.я	46,72	0,0I	34,60	0,0I	–	0,77	0,02	0,06	I7,06	I,33	0,03	I00,6I	6
Пл	В.к	48,38	0,02	33,70	0,02	–	0,82	0,03	0,07	I6,27	I,99	0,I3	I0I,33	3
Пл	Вкл	56,40	0,03	27,I3	0,02	–	I,02	0,02	0,I5	I0,00	5,39	0,29	I00,45	2
Пл	М	55,78	0,03	27,79	0,02	–	I,07	0,09	0,06	I0,54	4,97	0,25	I00,52	I2
Кпр	В.я	52,87	0,38	2,I8	0,I4	–	I0,I0	0,34	I4,28	I9,54	0,20	0,00	I00,04	I
Кпр	В.к	52,42	0,38	2,32	0,02	–	I0,27	0,42	I3,92	I9,66	0,I4	0,00	99,55	I
Кпр	М	5I,I4	0,77	I,32	0,05	–	I9,32	0,64	II,82	I4,66	0,I3	0,00	99,85	8
Пж	В.о	5I,78	0,30	I,55	0,29	–	24,78	0,78	I7,00	3,99	0,09	0,00	I00,58	4
Пж	М	5I,69	0,3I	0,80	0,07	–	27,04	0,89	I4,57	5,24	0,0I	0,00	I00,72	II
Опр	В.я	53,8I	0,2I	I,68	0,08	–	I9,24	0,60	22,70	I,87	0,05	0,00	I00,I4	4
Опр	В.к	53,82	0,28	I,48	0,0I	–	I9,5I	0,60	22,27	2,I3	0,04	0,00	I00,I3	I
МТ	Вкл	0,I5	8,06	4,49	0,07	52,II	36,74	0,34	2,27	0,00	0,I9	0,00	I04,4I	3
Мт	Сфк	0,II	I6,40	I,6I	0,05	38,45	45,80	0,48	0,94	0,00	0,04	0,00	I03,89	3
Мт	М	0,40	I7,56	0,88	0,07	32,72	45,25	0,53	0,66	0,I6	0,09	0,00	98,33	5
Ст	Вкл	80,II	0,25	II,97	0,06	–	0,60	0,0I	0,07	0,53	4,34	3,94	I0I,86	5
		Вулкан 3.I6					I2. Андезито-базальт				ВII-I09/I			
Пл	В.я	49,99	0,0I	3I,94	0,02	–	0,57	0,03	0,04	I4,34	2,88	0,I7	99,99	7
Пл	В.о	54,47	0,02	27,68	0,02	–	0,92	0,03	0,26	II,09	4,52	0,40	99,4I	3
Пл	М	56,06	0,05	26,7I	0,04	–	0,86	0,0I	0,06	9,86	4,77	0,72	99,I4	5
Ол	В.я	38,77	0,0I	0,00	0,03	–	I4,40	0,24	44,I2	0,I2	0,09	0,00	97,78	4
Ол	В.к	38,25	0,02	0,0I	0,04	–	I7,I9	0,35	40,76	0,I3	0,03	0,00	96,78	3
Кпр	В.я	48,43	0,77	6,00	0,34	–	6,77	0,I7	I4,09	20,56	0,I9	0,0I	97,33	3
Кпр	В.к	50,75	0,9I	3,22	0,09	–	9,I5	0,35	I3,82	I9,65	0,27	0,02	98,23	5
Кпр	В.о	50,39	0,53	3,5I	0,I2	–	7,66	0,28	I4,46	20,I0	0,I4	0,0I	97,20	6
Опр	В.я	53,54	0,I5	I,74	0,0I	–	I5,72	0,57	25,40	I,43	0,04	0,00	98,70	4
Опр	В.к	53,46	0,I7	I,53	0,06	–	I8,08	0,93	22,80	I,I9	0,I3	0,I3	98,48	5
Опр	М	52,39	0,23	I,65	0,07	–	I6,57	0,69	24,52	I,54	0,08	0,04	97,78	3
Амф	В.я	40,96	I,87	I2,89	0,03	–	I3,I0	0,23	I3,84	I0,92	I,72	0,44	96,00	8
Амф	В.к	44,82	2,69	I0,4I	0,I4	–	I6,35	0,44	II,38	I0,32	I,98	0,22	99,75	3
Амф	В.о	40,75	I,32	I4,04	0,06	–	I5,05	0,26	I5,64	8,57	I,37	0,II	97,I8	I
Шп	Вкл	0,24	0,75	23,47	25,99	I6,38	I8,89	0,34	I0,27	0,0I	0,02	0,00	96,36	8
Хмт	Вкл	0,II	8,35	5,23	9,43	37,68	30,92	0,47	4,89	0,I4	0,0I	0,00	97,23	2
Мт	В	0,I6	6,79	3,04	0,45	52,92	33,55	0,50	2,42	0,06	0,03	0,00	99,92	4
Мт	М	0,95	I0,56	I,97	0,32	44,39	36,27	0,68	I,99	0,I4	0,09	0,03	97,39	4
Ст I	Мез	63,I0	0,23	I8,99	0,I0	–	I,00	0,04	0,07	5,I3	4,I9	2,53	95,38	2
Ст II	Мез	73,62	0,58	II,66	0,03	–	I,55	0,06	0,06	0,4I	I,58	5,6I	95,I6	4
		Вулкан 4.6					I3. Андезит				B25-32/7			
Пл I	В.я	52,34	0,02	30,28	0,0I	–	0,8I	0,0I	0,06	I2,88	3,77	0,08	I00,26	6
Пл II	В.я	47,75	0,00	34,6I	0,00	–	0,57	0,02	0,03	I7,48	I,36	0,02	99,83	4
Пл	В.к	53,30	0,04	29,2I	0,02	–	0,94	0,02	0,06	II,85	4,37	0,II	99,92	3
Пл	М	57,29	0,05	26,56	0,00	–	I,09	0,0I	0,04	9,I8	5,48	0,29	99,99	7

Продолжение табл. 4

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	n
Кпр	В.я	5I,89	0,48	I,99	0,0I	-	I2,25	0,39	I3,80	I8,66	0,05	0,00	99,52	4
Кпр	В.к	5I,88	0,48	I,88	0,0I	-	I2,72	0,37	I3,53	I8,37	0,06	0,00	99,30	3
Кпр	В.о	50,94	0,62	I,60	0,0I	-	I7,40	0,52	I2,I7	I5,98	0,04	0,00	99,28	9
Кпр	Вкл	5I,8I	0,47	I,89	0,03	-	I2,II	0,36	I3,6I	I8,63	0,05	0,00	98,96	2
Сав	М	50,39	I,07	I,5I	0,02	-	22,I2	0,62	I0,52	I4,24	0,06	0,04	I00,59	3
Мав	М	49,9I	0,69	I,II	0,0I	-	24,03	0,56	I0,64	II,54	0,03	0,00	98,52	4
Пж	М	5I,I8	0,42	0,83	0,0I	-	25,97	0,77	I4,04	6,39	0,0I	0,00	99,62	7
Пж	В.о	5I,79	0,5I	0,86	0,0I	-	26,0I	0,76	I5,6I	4,69	0,02	0,00	I00,26	4
Опр	В.я	52,85	0,3I	I,I9	0,0I	-	2I,9I	0,64	20,9I	I,92	0,02	0,00	99,76	2
Опр	В.к	53,0I	0,29	0,96	0,0I		22,02	0,62	20,86	I,93	0,0I	0,00	99,7I	2
Мт	Сфк	0,06	I8,68	2,20	0,06	30,49	47,08	0,54	0,70	0,00	0,00	0,00	99,8I	2
Мт	М	0,24	2I,72	I,26	0,03	22,37	48,83	0,59	0,34	0,I0	0,00	0,00	95,38	2
Мт	Вкл	0,0I	I2,43	3,66	0,04	42,37	39,76	0,40	2,I7	0,I3	0,00	0,00	I00,97	2
		Вулкан 4.6					I4. Риодацит				B25-32/8			
Пл I	В.я	49,23	0,00	32,I	0,0I	-	0,55	0,04	0,02	I5,24	2,69	0,03	I00,02	2
Пл I	В.о	5I,54	0,0I	30,2I	0,0I	-	0,57	0,0I	0,03	I3,54	3,68	0,03	99,63	3
Пл II	В.о	54,40	0,00	28,35	0,00	-	0,44	0,00	0,0I	II,37	4,83	0,04	99,44	I
Пл II	В.я	54,6I	0,0I	28,45	0,0I	-	0,4I	0,02	0,02	I0,94	4,95	0,06	99,48	3
Пл II	В.к	55,36	0,03	27,86	0,0I	-	0,44	0,04	0,03	9,85	5,39	0,I6	99,I7	2
Пл	М	57,I4	0,03	26,6I	0,0I	-	0,69	0,02	0,0I	9,04	5,87	0,3I	99,73	3
Кпр	В.я	5I,86	0,24	0,94	0,02	-	I3,93	0,74	II,73	I9,53	0,I5	0,00	99,I4	2
Кпр	В.к	50,89	0,52	2,I2	0,00	-	I2,9I	0,69	I2,03	I9,88	0,05	0,00	99,08	I
Пж	В.о	49,80	0,2I	0,48	0,02	-	30,85	I,79	I2,4I	2,73	0,03	0,00	98,32	2
Пж	В.о	50,4I	0,26	0,46	0,00	-	30,46	I,79	II,94	4,34	0,02	0,00	99,68	2
Пж	М	50,36	0,47	I,87	0,00	-	30,33	I,80	I0,96	4,I4	0,I2	0,00	I00,05	5
Опр	В.я	5I,67	0,2I	0,78	0,02	-	26,68	I,33	I8,38	I,62	0,00	0,00	99,69	5
Опр	В.к	50,96	0,20	0,6I	0,0I	-	26,03	I,26	I7,53	I,59	0,00	0,00	98,I9	0
Опр	Сфк	52,72	0,I6	0,56	0,0I	-	25,98	I,I7	I8,30	I,53	0,03	0,00	I00,46	I
Опр	М	49,07	0,I9	0,65	0,59	-	23,0I	I,I2	I6,8I	I,58	0,05	0,23	93,3I	I
Мт	В	0,00	I4,89	2,4I	0,04	39,37	43,I2	0,74	I,3I	0,00	0,00	0,00	I0I,89	2
Мт	Сфк	0,4I	I6,62	I,68	0,03	35,70	44,37	0,97	I,0I	0,00	0,00	0,00	I00,79	I
Мт	М	0,0I	I7,I6	I,58	0,00	36,02	45,25	0,97	0,84	0,05	0,00	0,00	I00,88	I
Ил	Сфк	0,0I	48,5I	0,63	0,03	8,7I	39,86	I,3I	I,63	0,02	0,0I	0,00	I00,72	2
Ил	Вкл	0,0I	47,69	0,64	0,00	I0,92	39,38	I,I6	I,56	0,03	0,03	0,00	I0I,42	2
		Вулкан 5.3					I5. Андезито-базальт				BI5-30/2			
Пл	В.я	46,30	0,02	34,99	0,02	-	0,73	0,03	0,06	I7,80	I,I9	0,02	I0I,I6	2
Пл	В.к	5I,3I	0,05	3I,03	0,0I	-	I,06	0,02	0,09	I4,02	3,23	0,08	I00,90	2
Пл	М	54,I2	0,09	29,09	0,00	-	I,4I	0,03	0,I2	II,97	4,07	0,I5	I0I,04	4
Кпр	В.я	5I,46	0,46	2,I7	0,02	-	II,5I	0,35	I4,42	I8,34	0,20	0,00	98,93	2
Кпр	В.к	5I,88	0,43	I,89	0,00	-	II,78	0,39	I4,54	I7,90	0,20	0,00	99,0I	2
сАв	М	52,00	0,46	I,33	0,0I	-	20,45	0,58	I5,45	9,62	0,I8	0,02	I00,09	3
Пж	М	52,I8	0,34	0,70	0,0I	-	22,66	0,65	I8,I7	4,9I	0,06	0,00	99,68	4
Опр	В.я	54,04	0,23	I,I5	0,00	-	20,95	0,56	22,65	I,88	0,03	0,00	I0I,49	4
Опр	В.к	53,97	0,24	I,23	0,0I	-	20,69	0,53	22,73	I,90	0,0I	0,00	I0I,3I	3
Мт	В.я	0,I2	9,I7	3,94	0,08	48,85	36,26	0,3I	2,64	0,00	0,00	0,00	I0I,37	I
Мт	В.к	0,I4	8,83	4,04	0,07	48,05	35,46	0,29	2,59	0,03	0,04	0,00	99,53	I
Мт	Вкл	0,II	9,43	3,69	0,07	47,79	36,46	0,35	2,40	0,00	0,00	0,00	I00,29	I
Мт	М	0,22	I2,87	I,98	0,00	39,85	40,82	0,40	0,69	0,20	0,04	0,00	97,08	I
СтI	Мез	74,I7	0,9I	II,65	0,00	-	3,86	0,07	0,I6	I,80	I,02	I,93	95,06	4
СтII	Мез	66,I8	0,42	I6,85	0,00	-	2,09	0,00	0,08	4,83	2,90	0,83	94,29	I
		Вулкан 5.6					I6.Андезит				BI5-27/2			
Пл	В.я	54,90	0,00	28,35	0,00	-	0,52	0,04	0,03	II,04	3,85	0,32	99,05	2
Пл	В.к	54,3I	0,02	28,47	0,0I	-	0,59	0,02	0,06	II,47	3,78	0,24	98,97	2
Пл	М	53,60	0,04	28,56	0,0I	-	0,65	0,02	0,04	II,70	3,57	0,30	98,48	9
Кпр	В.я	53,20	0,33	I,43	0,0I	-	8,70	0,44	I4,20	20,90	0,I7	0,00	99,37	I
Кпр	В.к	52,39	0,35	I,50	0,00	-	8,67	0,37	I4,40	2I,I3	0,I4	0,00	98,95	I
Кпр	М	50,9I	0,58	2,76	0,02	-	9,34	0,39	I4,50	20,I2	0,I4	0,0I	98,77	2
Опр	В.я	54,0I	0,I3	0,70	0,00	-	I9,09	0,92	23,70	I,I2	0,0I	0,00	99,68	4

Продолжение табл. 4

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	n
Опр	В.к	54,I0	0,20	I,23	0,0I	–	I8,0I	0,77	24,38	I,24	0,04	0,00	99,98	4
Опр	М	53,85	0,23	I,I4	0,0I	–	I6,90	0,6I	24,50	I,55	0,02	0,00	98,82	7
Мт	В.я	0,03	I0,I7	I,75	0,03	45,60	36,49	0,64	I,64	0,05	0,03	0,00	96,43	2
Мт	В.к	0,20	9,24	I,78	0,0I	47,I8	35,87	0,52	I,52	0,09	0,05	0,00	96,46	I
Мт	Вкл	0,0I	9,84	2,29	0,00	45,99	35,70	0,56	2,09	0,98	0,00	0,00	97,46	I
Мт	М	0,08	I2,05	I,50	0,08	42,I2	38,75	0,73	I,25	0,03	0,0I	0,00	96,60	5
Ст	Мез	75,82	0,36	I2,40	0,02	–	I,02	0,03	0,I6	I,6I	2,58	4,09	98,I0	7
Кв	М	98,88	0,06	0,65	0,0I	–	0,I0	0,0I	0,02	0,03	0,I9	0,02	99,97	3
		Вулкан 6.I0					I7.Базальты				BI5-88/6; BI5-43/7			
Пл	В.я	50,39	0,05	3I,I9	0,00	–	0,84	0,00	0,I0	I4,3I	2,96	0,29	I00,I3	6
Пл	В.к,М	49,39	0,05	32,0	0,00	–	0,95	0,0I	0,I2	I5,00	2,65	0,I8	I00,35	I2
Ол	В.я	39,65	0,0I	0,0	0,02	–	I2,7I	0,22	46,I6	0,I7	0,0I	0,00	98,95	9
Ол	В.к,М	39,46	0,0I	0,0	0,02	–	I6,38	0,30	42,4I	0,24	0,02	0,00	98,84	8
Кпр	В.я	46,9I	I,I5	7,46	0,58	–	6,45	0,II	I3,35	22,44	0,20	0,0I	98,65	3
Кпр	В.я	52,64	0,44	3,93	0,3I	–	5,20	0,I3	I5,87	22,32	0,06	0,06	I00,9I	7
Кпр	В.к,М	49,88	0,82	4,66	0,I0	–	8,09	0,2I	I4,38	20,68	0,2I	0,02	99,05	I8
Шп	Вкл	0,23	0,42	2I,60	38,63	9,52	I4,42	0,26	I3,37	0,0	0,II	0,0	98,56	I
		Вулкан 6.I0					I8. Андезито-базальт				BI5-88/5			
Пл	В.я	53,3I	0,02	29,40	0,00	–	0,49	0,0I	0,02	II,73	4,40	0,38	99,76	5
Пл	В.к,М	5I,86	0,04	29,77	0,0I	–	0,92	0,02	0,03	I2,58	3,98	0,32	99,53	9
Сан	М	62,72	0,06	20,60	0,0	–	0,58	0,03	0,0	2,26	7,99	3,94	I0I,I9	I
Ол	В.я	38,37	0,0I	0,0I	0,03	–	20,2I	0,44	40,24	0,II	0,02	0,0	99,45	9
Кпр	В.я	5I,72	0,43	2,36	0,05	–	7,45	0,34	I4,73	2I,03	0,2I	0,00	98,35	8
Кпр	В.к,М	5I,I5	0,66	2,82	0,02	–	9,45	0,35	I4,30	I9,60	0,24	0,0I	98,60	9
Опр	В.я	53,66	0,25	I,56	0,05	–	I6,50	0,70	24,8I	I,32	0,03	0,0	98,88	I0
Опр	М	53,29	0,30	I,68	0,02	–	I7,26	0,64	23,88	I,76	0,03	0,0I	99,I5	5
Шп	Вкл	0,22	2,57	I3,36	25,96	23,54	26,04	0,49	5,82	0,02	0,I3	0,0	98,I6	2
Мт	Вкл	0,07	I0,29	2,37	0,03	44,98	36,33	0,53	I,98	0,03	0,0	0,0	96,62	2
		Вулкан 6.I0					I9. Андезит				BI5-88/3			
Пл	В.я	57,3I	0,02	26,93	0,0I	–	0,2I	0,0I	0,02	9,I9	5,95	0,37	I00,02	2
Пл	В.к,М	56,77	0,0I	27,34	0,02	–	0,43	0,03	0,03	9,72	5,4I	0,42	I00,I8	5
Ол	В.я	38,89	0,00	0,00	0,04	–	I2,52	0,I9	46,23	0,I6	0,04	0,0	99,07	3
Ол	В.к,М	40,83	0,0	0,0I	0,0I	–	I3,63	0,27	42,80	0,I9	0,0	0,0	97,74	2
Кпр	М	53,I9	0,22	I,II	0,03	–	7,92	0,56	I4,50	2I,26	0,I3	0,07	98,98	I
Опр	В.я	53,83	0,I5	I,23	0,02	–	I7,70	I,38	23,80	0,85	0,02	0,0	98,98	7
Опр	М	54,20	0,I3	0,93	0,0I	–	I6,50	I,07	24,85	I,0I	0,03	0,0	98,73	6
Амф	В.я	49,7I	I,I2	6,I9	0,0I	–	II,I0	0,56	I5,66	I0,87	I,20	0,38	96,79	5
Амф	М	44,60	2,39	9,39	0,0I	–	I2,07	0,27	I3,43	II,I8	I,74	0,65	95,72	2
Би	В.я	37,59	4,24	I3,87	0,02	–	I4,06	0,24	I4,9I	–	0,80	9,I3	94,85	6
Мт	В.я	0,03	5,I8	I,72	0,26	56,20	32,9I	0,69	I,30	0,0I	0,06	0,0I	98,36	2
Ил	В.я	0,03	33,3I	0,24	0,02	29,83	28,29	0,76	I,6I	0,0	0,0	0,0	96,09	I
Ст	Вкл	75,87	0,I5	I0,88	0,04	–	I,0	0,09	0,I8	0,63	I,44	5,I7	95,44	2
		Вулкан 6.I0					20. Риодацит				BI5-88/2			
Пл	В.я	59,67	0,0	25,72	0,0I	–	0,23	0,02	0,02	7,38	6,90	0,43	I00,38	3
Пл	В.к	57,20	0,0	27,38	0,0	–	0,30	0,04	0,0I	9,05	6,09	0,3I	I00,38	2
Амф	В.я	49,79	I,04	6,43	0,02	–	II,68	0,66	I5,66	I0,57	I,22	0,28	97,35	8
Би	В.я	37,32	3,62	I3,93	0,02	–	I4,08	0,27	I4,97	0,0	0,6I	8,92	93,74	8
Мт	В.я	0,02	4,29	I,53	0,06	59,67	33,02	0,94	0,95	0,0I	0,04	0,0	I00,53	5
Ил	В.я	0,02	37,85	0,I7	0,03	28,03	29,55	I,37	I,8I	0,0	0,02	0,0	98,88	4
Ст	Мез	77,43	0,I0	I2,I2	0,03	–	0,68	0,06	0,I2	0,94	3,53	3,86	98,86	2
		Вулкан 6.II					2I. Базальт				BI5-90/I			
Пл	В.я	46,35	0,0	34,39	0,03	–	0,80	0,03	0,05	I6,33	I,46	0,03	99,46	3
Пл	М	55,83	0,I7	26,89	0,02	–	I,92	0,05	0,I4	9,56	4,8I	0,29	99,68	7
Кпр	В.я	50,47	0,4I	4,65	0,II	–	8,03	0,I8	I4,90	20,I9	0,I7	0,0	99,II	8
Опр	В.я	53,90	0,20	I,38	0,0I	–	I7,93	0,48	25,68	I,75	0,04	0,00	I0I,37	4
Пж	М	54,05	0,45	2,II	0,0I	–	22,20	0,65	I8,36	5,74	0,20	0,03	I03,8	2
Мт	В.я	0,07	7,28	5,49	0,09	53,69	34,69	0,30	3,46	0,00	0,00	0,00	I05,6	I
Мт	М	0,05	7,94	4,73	0,I4	52,28	35,76	0,36	2,84	0,0I	0,03	0,00	I04,I4	3
Ст	Мез	66,00	0,88	I7,03	0,00	–	4,64	0,06	0,I5	4,94	3,9I	I,7I	99,34	I

Продолжение табл. 4

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	n
		Вулкан 6.II				22. Андезито-базальт					BI5-90/2			
Пл	В.я	44,63	0,0I	35,58	0,0I	–	0,62	0,03	0,02	I8,79	0,62	0,02	I00,34	5
Пл	М	5I,63	0,06	30,I6	0,0I	–	I,07	0,02	0,II	I3,65	3,32	0,2I	I00,25	6
Кпр	В.я	5I,7I	0,44	3,09	0,0I	–	9,I8	0,30	I4,33	20,2I	0,20	0,00	99,49	6
Опр	В.я	54,I2	0,I7	I,77	0,0I	–	I5,63	0,40	26,I9	I,57	0,03	0,00	99,88	II
Пж	М	52,82	0,35	I,49	0,0I	–	20,04	0,63	I9,I4	5,II	0,II	0,0I	99,6I	6
сАв	М	52,I7	0,48	2,87	0,04	–	I7,93	0,56	I6,80	9,06	0,I0	0,04	I00,05	2
Мт	В.я	0,09	7,73	4,29	0,II	48,4I	34,68	0,34	2,I0	0,0I	0,0I	0,00	97,74	3
Мт	М	0,II	I2,75	2,I6	0,07	39,75	40,24	0,40	0,97	0,II	0,00	0,00	96,57	I
Ст	Мез	7I,92	0,76	I3,49	0,0I	–	2,99	0,06	0,I8	2,60	2,34	2,76	97,II	3
		Вулкан 6.II				23. Андезит					BI5-327			
Пл	В.я	54,37	0,04	29,40	0,03	–	0,73	0,03	0,06	II,48	4,38	0,I8	I0I,07	2
Пл	М	54,84	0,04	29,20	0,02	–	0,65	0,02	0,03	II,42	4,94	0,I9	I0I,35	2
Кпр	В.я	5I,86	0,42	I,80	0,0I	–	I0,94	0,4I	I4,I2	20,02	0,25	0,00	99,84	4
Кпр	М	52,40	0,37	I,48	0,0I	–	I0,72	0,43	I4,I5	I9,93	0,26	0,02	99,77	2
Опр	В.я	53,73	0,2I	0,95	0,0I	–	20,22	0,63	23,28	I,53	0,04	0,00	I00,60	II
Опр	М	52,56	0,25	I,02	0,0I	–	23,63	0,8I	20,09	I,64	0,03	0,0I	I00,08	5
Мт	В.я	0,II	I0,82	2,30	0,04	47,3I	39,34	0,42	I,47	0,00	0,0I	0,00	I0I,8I	5
Мт	М	0,57	I6,II	I,33	0,05	36,25	43,07	0,62	I,43	0,I0	0,0I	0,00	99,54	4
Ст	Мез	78,86	0,48	I0,95	0,00	–	2,38	0,03	0,I5	0,69	0,69	2,77	97,00	4
		Вулкан 6.I2а				24. Базальт					BI5-9I/I			
Пл	В.я	48,66	0,02	33,4I	0,03	–	0,9I	0,0I	0,II	I5,70	2,56	0,06	I0I,47	4
Пл	В.к	50,02	0,03	32,48	0,0I	—	I,02	0,0I	0,I0	I5,I3	2,92	0,03	I0I,75	3
Пл	М I	50,0I	0,02	32,24	0,02	–	I,I9	0,00	0,I4	I4,84	3,03	0,09	I0I,56	3
Пл	М I	53,I9	0,04	30,77	0,00	–	I,40	0,04	0,I4	I2,9I	4,I3	0,I5	I02,78	2
Пл	М III	59,48	0,27	23,77	0,00	–	I,59	0,02	0,I0	8,79	4,56	0,48	99,06	I
Ол	В.я	37,89	0,00	0,02	0,00	–	27,93	0,39	35,56	0,I9	0,02	0,00	I02,00	5
Ол	В.к	37,35	0,02	0,00	0,00	–	29,72	0,43	33,I4	0,I9	0,0I	0,00	I00,86	3
Кпр	В.я	5I,57	0,37	3,06	0,07	–	8,85	0,25	I4,76	20,88	0,I7	0,00	99,98	8
Кпр	В.к	5I,39	0,39	2,35	0,03	–	II,I6	0,29	I4,8I	I8,70	0,I8	0,00	99,30	8
Кпр	М	5I,75	0,30	3,I4	0,07	–	9,58	0,30	I6,I5	I8,I0	0,2I	0,00	99,60	2
сАв	М	50,89	0,6I	I,8I	0,0I	–	I9,22	0,5I	I3,87	I2,80	0,I2	0,00	99,84	6
Пж	М	52,30	0,28	I,06	0,0I	–	2I,99	0,54	I8,I7	6,00	0,II	0,00	I00,46	7
Мт	Вкл	0,I6	II,28	3,I5	0,I8	44,I4	40,85	0,27	0,74	0,20	0,00	0,00	I00,98	I
Мт	М	0,28	I3,79	2,28	0,II	39,92	43,24	0,36	0,43	0,I6	0,I0	0,00	I00,57	4
Ст	Мез	64,96	0,53	2I,38	0,0I	–	I,37	0,05	0,09	6,I8	6,20	0,47	I0I,23	I
Кв	Мез	96,72	0,II	I,53	0,00	–	0,33	0,02	0,05	0,I4	0,48	0,03	99,4I	2
		Вулкан 8.2				25. Базальт					BI7-40/I			
Пл	В.я	47,80	0,0I	32,70	0,0I	–	0,7I	0,03	0,08	I5,43	2,42	0,I3	99,34	6
Пл	В.к	53,54	0,03	27,83	0,0I	–	0,93	0,04	0,25	I0,9I	4,78	0,4I	98,73	4
Пл	М	53,83	0,05	28,56	0,0I	–	I,08	0,0	0,I8	II,70	4,62	0,35	I00,38	2
Пл	М	60,33	0,27	22,42	0,0	–	I,I8	0,03	0,03	7,08	5,23	2,I8	98,74	I
Кпр	В.я	5I,37	0,58	3,0I	0,0I	–	8,56	0,32	I5,I7	I9,52	0,25	0,0	98,73	6
Кпр	В.к	52,45	0,52	2,85	0,0I	–	8,3I	0,3I	I5,25	I9,68	0,24	0,0I	99,63	3
Опр	В.я	52,92	0,27	I,89	0,0I	–	I5,03	0,56	26,92	I,44	0,I2	0,0I	99,I6	4
Опр	В.к	54,62	0,I9	0,75	0,02	–	I6,I9	0,65	25,32	I,64	0,07	0,0	99,45	2
Опр	М	54,I3	0,28	I,37	0,0I	–	I6,42	0,66	24,94	I,82	0,I0	0,06	99,79	6
Мт	Вкл	0,I5	7,46	4,I7	0,I6	50,62	32,I2	0,43	3,73	0,I7	0,0I	0,00	99,02	3
Мт	М	0,II	I0,I5	3,05	0,I3	46,64	36,I3	0,55	2,68	0,0I	0,04	0,0	99,43	4
Ст	Мез	68,44	0,86	I3,96	0,02	–	2,72	0,09	0,09	I,08	4,33	5,00	96,59	3
		Вулкан 8.4				26. Базальт					BI7-37/I			
Пл	В.я	46,I0	0,02	35,03	0,02	–	0,73	0,02	0,05	I7,25	I,32	0,09	I00,6I	8
Пл	В.к	54,07	0,05	29,I6	0,0I	–	0,93	0,0I	0,I6	II,60	4,50	0,48	I00,90	7
Пл	М	55,33	0,07	28,43	0,02	–	I,05	0,00	0,I0	I0,52	4,96	0,65	I0I,I2	6
$Ол_I$	В.я	39,03	0,00	0,00	0,03	–	I6,I3	0,24	43,78	0,I5	0,00	0,00	99,35	2
$Ол_I$	В.к	37,94	0,0I	0,02	0,00	–	2I,27	0,40	39,40	0,20	0,06	0,00	99,30	2
$Ол_2$	В.я	37,76	0,00	0,0I	0,0I	–	24,34	0,4I	37,09	0,I9	0,0I	0,00	99,82	4
$Ол_2$	В.к	37,20	0,02	0,00	0,02	–	27,87	0,52	33,70	0,3I	0,00	0,00	99,63	2

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	n
Ол	М	37,57	0,0I	0,00	0,00	–	24,84	0,46	35,29	0,39	0,0I	0,00	98,58	I
Кпр	В.я	50,58	0,5I	5,04	0,44	–	5,I7	0,09	I4,22	22,5I	0,I3	0,00	98,69	7
Кпр	В.к	50,20	0,90	3,74	0,02	–	I0,I3	0,29	I3,45	I9,54	0,23	0,0I	98,5I	5
Кпр	М	50,65	0,89	2,66	0,02	–	II,I4	0,36	I3,75	I8,74	0,23	0,0I	98,44	4
Мт	Вкл	0,I9	7,89	6,8I	0,39	47,25	33,08	0,33	3,94	0,07	0,05	0,00	I00,0I	5
Мт	М	0,II	I3,04	3,50	0,II	39,94	39,23	0,47	2,37	0,I5	0,06	0,00	98,97	3
		Вулкан 8.I0				27. Андезито-базальт					BI7-26/4			
Пл	В.я	49,97	0,0I	32,3I	0,00	–	0,60	0,0I	0,05	I4,64	2,63	0,I7	I00,39	6
Пл	В.к	52,87	0,00	30,35	0,0I	–	0,54	0,03	0,04	I2,56	3,86	0,30	I00,56	3
Пл	М	56,29	0,03	27,09	0,0I	–	0,96	0,04	0,23	9,92	4,9I	0,69	I00,I7	8
$Кпр_I$	В.я	53,42	0,29	3,08	0,47	–	5,40	0,I3	I5,63	2I,94	0,I2	0,00	I00,49	3
$Кпр_I$	В.к	53,3I	0,35	2,66	0,06	–	8,06	0,42	I4,57	20,80	0,I2	0,00	I00,35	2
$Кпр_{II}$	В.я	49,05	0,78	6,28	0,07	–	8,28	0,20	I2,77	2I,90	0,I4	0,00	99,48	5
$Кпр_{II}$	В.к	53,55	0,33	2,30	0,00	–	9,58	0,53	I4,35	I9,25	0,2I	0,I5	I00,25	2
$Кпр_{III}$	В.Сфк.я	52,57	0,33	2,46	0,02	–	8,93	0,58	I3,83	20,50	0,22	0,00	99,44	5
$Кпр_{III}$	В.Сфк.к	53,I7	0,29	I,88	0,0I	–	9,06	0,63	I4,55	20,02	0,22	0,0I	99,84	4
Опр	Сфк.я	55,00	0,II	0,75	0,00	–	I6,86	0,99	24,56	I,48	0,00	0,00	99,76	I
Опр	Сфк.к	54,4I	0,II	0,54	0,00	–	I7,96	I,2I	22,76	I,82	0,00	0,0I	98,82	I
Опр	М	54,90	0,II	0,9I	0,02	–	I6,99	0,98	24,37	I,62	0,03	0,00	99,93	8
Мт	В.я	0,07	5,87	4,0I	0,05	55,24	34,28	0,62	I,88	0,0I	0,00	0,00	I02,03	3
Мт	В.к	0,I5	7,05	2,82	0,05	52,96	34,90	0,67	I,65	0,06	0,I3	0,00	I00,44	2
Мт	М	0,45	9,70	I,69	0,04	47,67	36,87	0,98	I,25	0,78	0,02	0,00	99,45	2
		Вулкан 8.I0				28. Андезит					BI7-26/2			
$Пл_I$	В.я	47,24	0,00	34,83	0,0I	–	0,62	0,00	0,02	I6,97	I,58	0,09	I0I,36	3
$Пл_{II}$	В.я	52,22	0,00	3I,08	0,0I	–	0,40	0,03	0,0I	I3,0I	3,82	0,23	I00,8I	6
Пл	В.к	56,79	0,0I	28,03	0,00	–	0,38	0,0I	0,02	9,78	5,66	0,43	I0I,I3	5
Пл	М	59,97	0,0I	25,32	0,0I	–	0,43	0,03	0,04	7,6I	6,3I	I,02	I00,76	5
Сан	М	62,63	0,00	23,33	0;00	–	0,33	0,0I	0,03	5,05	6,35	3,05	I00,77	I
Кпр	Сфк.я	52,38	0,29	2,48	0,02	–	8,42	0,34	I4,49	2I,07	0,I0	0,0I	99,60	3
Кпр	Сфк.к	50,38	0,60	4,06	0,00	–	9,64	0,78	I2,36	2I,02	0,26	0,07	99,I7	4
Кпр	М	5I,00	0,53	3,65	0,0I	–	9,72	0,87	I2,I8	20,78	0,22	0,II	99,07	I0
Амф	В.я	42,42	I,72	II,89	0,0I	–	I4,I2	0,43	I2,I2	II,39	2,06	0,94	97,II	5
Амф	В.к	43,88	I,6I	I0,49	0,0I	–	I5,07	0,54	II,25	II,45	I,79	I,03	97,I2	2
Амф	М	42,88	I,7I	II,2I	0,02	–	I5,47	0,57	II,58	II,3I	I,92	I,03	97,I0	5
Мт	В	0,I3	4,66	2,47	0,02	58,94	33,04	I,28	I,28	0,06	0,05	0,00	I0I,93	4
Мт	М	0,32	4,83	I,06	0,03	57,97	32,I8	I,52	I,0I	0,26	0,00	0,00	99,I8	I
Ст	Мез	78,93	0,II	II,38	0,0I	–	0,63	0,05	0,38	I,24	2,82	5,65	I0I,I9	4
		Вулкан 8.I7				29. Дацит					BI7-3I/I			
Пл	В.я	58,92	0,00	26,35	0,02	–	0,27	0,02	0,0I	8,32	6,09	0,42	I00,42	5
Пл	В.к	57,38	0,00	26,84	0,0I	–	0,32	0,04	0,03	9,I8	5,75	0,37	99,92	4
Пл	М	53,73	0,00	29,42	0,00	–	0,34	0,02	0,0I	II,8I	4,3I	0,30	99,33	4
Амф	В	47,86	0,99	7,49	0,0I	–	I4,07	0,84	I3,I6	I0,97	I,I7	0,46	97,02	II
Амф	М	47,96	I,02	7,75	0,02	–	I3,74	0,73	I3,22	I0,88	I,20	0,47	96,99	9
Би	В	37,65	3,76	I4,47	0,00	–	I6,69	0,36	I3,29	0,03	0,58	9,24	96,07	3
Би	М	37,04	3,76	I3,96	0,02	–	I5,97	0,33	I3,39	0,00	0,69	9,33	94,49	4
Мт	Сфк	0,03	4,02	I,5I	0,02	6I,45	33,54	I,05	0,75	0,00	0,04	0,00	I02,40	5
Ст	Вкл	77,78	0,I0	I2,48	0,0I	–	0,87	0,09	0,03	I,I0	I,62	5,82	99,9I	3
Ст	Мез	79,05	0,06	II,95	0,0I	–	0,43	0,04	0,02	I,37	3,00	3,79	99,72	4

П р и м е ч а н и е : Обозначение минералов: Пл - плагиоклаз; Сан - щелочной полевой шпат, Ол - оливин. Кпр - клинопироксен, Сав - субкальциевый авгит, Мав - малокальциевый авгит, Пж - пижонит, Опр - ортопироксен, Амф - амфибол, Би - биотит, Шп - шпинель, Мт - титаномагнетит, Хмт - хром-титаномагнетит, Ил - ильменит, Ст - стекло, Кв - кварц.

Обозначения фаз: В - вкрапленники: В.я - ядра, В.к - краевые зоны, В.о - оторочки вокруг вкрапленников, Мгк - мегакристы, Сфк - субфенокристы, М - микролиты, Вкл - включения во вкрапленниках минералов, Мез - мезостазис, цементирующий микролиты, п - количество анализов для подсчета среднего.

Обр. 2-6,9 - анализировались в ИГЕМ АН СССР, м/з "Cameca", аналитики Г.Н.Муравицкая (2,6), М.В.Цветкова (3-5,9).

Остальные образцы анализировались в ИВ ДВО АН СССР, м/з "Camebax", аналитики В.В.Ананьев, Г.П.Пономарев, Т.М.Философова, В.М.Чубаров.

Таблица 5

Таблица 5

Состав породообразующих минералов из лав некоторых наземных вулканов Курильской островной дуги

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O		n
		1. Базальт					5906/I			Кальдера Тао-Русыр, о-в Онекотан				
Пл	В	52,0I	0,00	28,97	0,00	-	I,26	0,00	0,I7	I2,40	3,33	0,I7	98,3I	I
Кпр	В	5I,I0	0,4I	I,95	0,00	-	II,74	0,46	I4,47	I7,96	0,34	0,00	98,43	2
Опр	В	52,I0	0,I9	I,04	0,00	-	20,8I	0,68	22,33	I,80	0,00	0,00	98,95	3
Мт	В	0,00	9,76	3,I9	0,I9	45,7I	36,36	0,36	2,09	0,08	0,00	0,00	97,74	I
		2. Базальт					59I8			Кальдера Немо, о-в Онекотан				
Пл	В	45,29	0,00	34,88	0,00	-	0,59	0,00	0,05	I7,08	0,88	0,00	98,77	I
Ол	В	38,84	0,00	0,I8	0,06	-	23,33	0,48	35,84	0,2I	0,00	0,00	98,94	6
Мт	В	0,32	7,68	4,56	0,II	47,39	35,00	0,38	I,69	0,II	0,00	0,00	97,24	2
		3. Андезито-базальт					830I							
Пл	В	44,69	0,00	36,49	0,00	-	0,36	0,00	0,I0	I5,59	I,00	0,00	98,23	I
Ол	В	40,34	0,00	0,00	0,00	-	I5,80	0,28	42,70	0,I4	0,00	0,00	99,26	2
Кпр	В	53,38	0,30	2,20	0,00	-	7,I7	0,34	I6,90	I9,09	0,I8	0,00	99,56	3
Опр	В	53,68	0,I7	0,76	0,00	-	20,26	0,90	23,I3	I,20	0,00	0,00	I00,I0	3
Мт	В	0,34	9,59	2,I9	0,00	45,94	35,98	0,28	I,79	0,04	0,00	0,00	96,I5	I
		4. Андезит					Н-3							
Пл	В	50,87	0,00	30,50	0,00	-	0,80	0,00	0,I0	I4,38	4,39	0,00	I0I,04	I
Кпр	В	5I,7I	0,42	I,54	0,00	-	II,60	0,50	I4,60	I8,26	0,32	0,00	98,95	3
Опр	В	53,68	0,32	I,40	0,00	-	I9,2I	0,68	22,30	2,20	0,00	0,00	99,79	I
Мт	В	0,64	9,69	3,59	0,00	45,07	36,25	0,40	2,0I	0,I0	0,00	0,00	97,75	I
		5. Дацит					59I2							
Кпр	В	52,09	0,45	I,53	0,02	-	I3,77	0,72	I2,83	I6,94	0,32	0,00	98,67	2
Опр	В	5I,9I	0,23	0,90	0,00	-	24,73	I,I6	I8,46	I,73	0,05	0,00	99,I7	4
Мт	В	I,24	I,99	2,74	0,I0	57,87	3I,35	0,23	0,00	0,00	0,09	0,00	99,6I	I
		6. Риодацит					59I3/4							
Пл	В.я	56,76	0,00	28,I9	0,02	-	0,39	0,03	0,03	I0,I3	5,30	0,I4	I00,99	6
Пл	В.к	56,62	0,00	28,02	0,06	-	0,43	0,04	0,07	9,99	5,44	0,I5	I00,82	3
Кпр	В.я	53,39	0,2I	I,00	0,00	-	I2,2I	0,68	I2,70	20,42	0,I7	0,00	I00,78	5
Кпр	В.к	52,7I	0,2I	I,08	0,02	-	I3,I5	0,8I	I2,42	I9,46	0,20	0,00	I00,06	4
Опр	В.я	53,20	0,I2	0,46	0,0I	-	26,I7	I,33	I0,40	I,40	0,II	0,00	I0I,20	4
Опр	В.к	53,20	0,I3	0,54	0,0I	-	26,I5	I,37	I8,3I	I,34	0,04	0,00	I0I,09	2
Опр	М	52,65	0,I2	0,49	0,06	-	26,I6	I,28	I8,53	I,44	0,08	0,00	I00,8I	5
Мт	Вкл	0,I0	I0,65	I,8I	0,04	48,26	39,29	0,7I	I,20	0,04	0,05	0,00	I02,I5	5
Мт	М	0,24	9,79	I,89	0,00	49,75	38,55	0,82	I,09	0,04	0,00	0,00	I02,I7	I
Ил	В+Вкл	0,06	45,75	0,I6	0,03	I5,07	36,8I	0,95	I,96	0,I9	0,04	0,00	I0I,02	4
Ил	М	I,30	44,I7	0,42	0,08	I5,39	35,40	I,09	I,99	0,08	0,00	0,00	99,92	I
Ст	Мез	78,58	0,28	I2,3I	0,0I	-	2,09	0,09	0,I9	I,69	2,64	2,II	99,99	4
		7. Дацит					BII-549			Вулкан Ушишир, о-в Янкича				
Пл.I	В.я	54,39	0,0I	29,29	0,00	-	0,49	0,0I	0,06	II,58	4,93	0,08	I00,84	3
Пл.I	В.к	52,I5	0,0I	30,20	0,02	-	0,7I	0,00	0,33	I3,03	3,80	0,07	I00,32	3
Пл.II	В.я	50,40	0,02	32,34	0,00	-	0,32	0,02	0,0I	I4,46	2,72	0,07	I00,36	2
Пл.II	В.к	56,00	0,00	28,72	0,00	-	0,4I	0,03	0,04	I0,74	5,35	0,II	I0I,40	I
Пл	М	53,I8	0,0I	29,6I	0,03	-	0,65	0,04	0,03	I2,00	4,8I	0,I3	I00,48	3
Кпр	В.я	48,04	0,88	6,I4	0,0I	-	I0,I5	0,29	I2,82	I9,9I	0,I5	0,00	98,39	3
Кпр	В.к	52,09	0,40	2,99	0,00	-	I0,79	0,54	I3,49	I8,82	0,I5	0,06	99,33	3
Кпр	Сфк	50,39	0,74	3,80	0,02	-	II,25	0,48	I3,56	I8,66	0,I5	0,00	99,05	2
Кпр	М	54,75	0,08	0,43	0,00	-	II,78	I,I4	I5,I2	I7,20	0,05	0,00	I00,55	I
сАв	В.о	53,47	0,83	2,77	0,02	-	I2,I2	0,8I	I6,79	I3,08	0,52	0,02	I00,49	2
Опр	В.я	53,50	0,06	0,77	0,0I	-	22,64	I,96	20,87	0,60	0,02	0,00	I00,43	3
Опр	В.к	53,I4	0,03	0,7I	0,00	-	22,80	2,00	20,75	0,63	0,02	0,00	I00,08	I
Опр	Сфк	54,09	0,I3	I,26	0,00	-	I7,72	0,69	23,94	I,52	0,02	0,00	99,37	4
Опр	В.о	53,22	0,I5	I,68	0,00	-	I9,72	0,98	23,0I	I,45	0,02	0,00	I00,23	3
Опр	М	53;06	0,I5	I,04	0,0I	-	I8,56	0,85	22,93	I,62	0,02	0,00	98,24	4
Амф	В.я	49,II	0,87	6,42	0,0I	-	I4,07	0,76	I4,53	9,87	I,23	0,06	96,93	4
Амф	В.к	49,2I	0,96	6,33	0,0I	-	I3,83	0,74	I4,4I	I0,04	I,20	0,04	96,77	4

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O		n
Мт	Сфк	0,06	6,5I	2,37	0,03	54,55	35,80	0,65	0,83	0,00	0,05	0,00	I00,86	3
Мт	М	0,24	9,82	I,I9	0,02	48,I7	37,80	0,90	0,82	0,04	0,0I	0,00	99,0I	2
Ст.I	Вкл	82,50	0,25	9,I7	0,00	-	2,23	0,I8	0,5I	I,I5	I,73	2,I5	99,86	2
Ст.II	Мез	74,I4	0,I0	I2,30	0,0I	-	I,99	0,I0	0,87	3,22	3,82	I,00	97,64	3
Ст.III	Мез	80,02	0,22	I0,66	0,00	-	I,33	0,07	0,I6	I,92	3,76	I,55	99,70	2
		8. Андезито-базальт					ФБ-48			Кальдера Броутона, о-в Симушир				9-43
Пл	Мгк	44,58	0,0I	35,47	0,0I	-	0,57	0,02	0,04	I9,I2	0,38	0,00	I00,20	5
Пл	В.о	55,02	0,09	27,39	0,03	-	0,99	0,03	0,09	I0,48	4,I0	0,3I	98,54	2
Ол	Вкл	39,56	0,0I	0,03	0,03	-	I9,4I	0,3I	40,64	0,I4	0,04	0,00	I00,I7	3
Пл	В.я	48,3I	0,02	32,49	0,03	-	0,79	0,04	0,05	I6,03	I,74	0,06	99,56	2
Пл	В.к	49,50	0,02	3I,28	0,0I	-	0,86	0,03	0,09	I5,05	2,08	0,06	98,98	2
Пл	М	57,53	0,06	27,0I	0,02	-	I,26	0,04	0,05	9,63	4,II	0,4I	I00,I2	5
Кпр	В.я	5I,29	0,44	I,92	0,05	-	II,02	0,50	I3,77	I9,86	0,I0	0,00	98,95	I
Кпр	В.к.	52,57	0,33	I,86	0,00	-	II,I0	0,53	I4,3I	I9,53	0,I3	0,00	I00,36	I
Кпр	Вкл	5I,55	0,53	I,06	0,00	-	I5,58	0,56	I2,74	I6,80	0,I9	0,00	99,0I	2
Кпр	М	52,03	0,53	I,26	0,00	-	I6,33	0,53	I3,4I	I5,88	0,I7	0,00	I00,I4	2
сАв	М	50,95	0,46	0,97	0,00	-	22,32	0,72	I3,94	I0,86	0,I4	0,00	I00,I6	I
Пж	М	52,08	0,37	0,79	0,02	-	24,80	0,75	I6,I8	4,89	0,08	0,02	99,99	7
Опр	В.я	53,99	0,I9	I,05	0,02	-	I9,36	0,68	23,06	I,67	0,03	0,00	I00,05	2
Опр	В.к	54,44	0,23	I,I6	0,02	-	I9,I4	0,57	23,22	I,65	0,03	0,00	I00,46	2
Мт	В.я	0,I0	II,89	2,53	0,08	42,49	38,85	0,42	I,7I	0,00	0,08	0,00	98,I5	2
Мт	В.к	0,I2	II,90	2,65	0,09	42,30	39,II	0,40	I,59	0,03	0,02	0,00	98,22	2
Мт	М	0,I3	I2,47	I,03	0,0I	42,70	40,I9	0,42	0,93	0,07	0,04	0,00	97,75	2
Ил	Вкл	0,09	46,39	0,I4	0,02	I2,07	37,I6	0,75	2,I9	0,I4	0,05	0,00	99,00	I
		9. Андезито-базальт					ФБ-48			Кальдера Броутона, о-в Симушир				9-43
Пл	В.я	57,38	0,02	28,I3	0,00	-	0,37	0,02	0,02	9,63	5,44	0,54	I0I,55	3
Пл	В.к	55,2I	0,02	29,53	0,03	-	0,53	0,0I	0,03	I0,94	4,79	0,43	I0I,52	3
Пл I	М	49,I9	0,03	32,56	0,02	-	0,8I	0,02	0,07	I5,I7	2,62	0,I6	I00,65	5
Пл II	М	53,50	0,04	29,87	0,0I	-	0,7I	0,02	0,05	II,98	4,I9	0,37	I00,74	7
Кпр	В.я	5I,94	0,46	2,49	0,02	-	8,49	0,32	I4,70	2I,II	0,27	0,00	99,80	6
Кпр	В.к	5I,86	0,49	2,78	0,0I	-	8,53	0,33	I4,84	20,94	0,29	0,00	I00,07	3
Опр	В.я	55,22	0,II	0,40	0,0I	-	I9,34	0,9I	24,4I	0,90	0,02	0,0I	I0I,33	2
Опр	В.к	55,28	0,II	0,35	0,00	-	I8,98	0,95	24,I0	0,82	0,00	0,0I	I00,6I	I
Опр	М	54,4I	0,I8	0,88	0,0I	-	I9,47	0,84	23,24	I,32	0,04	0,05	I00,42	8
Мт	В.я	0,06	8,I4	3,04	0,I8	52,29	37,26	0,42	I,5I	0,00	0,06	0,00	I02,95	I
Мт	В.к	0,03	7,85	3,I4	0,I3	52,90	37,0I	0,42	I,55	0,02	0,00	0,00	I03,05	I
Мт	М	0,I9	6,5I	I,I4	0,06	56,32	35,78	0,43	0,80	0,I8	0,04	0,00	I0I,45	2
Ст	Мез	78,34	0,38	I2,84	0,00	-	0,75	0,0I	0,06	0,57	3,00	6,77	I02,74	6
		I0. Базальт					BI7-645			Кальдера Львиная пасть, о-в Итуруп				
Пл	В.я	46,44	0,00	35,2I	0,02	-	0,74	0,0I	0,09	I7,70	I,I4	0,02	I0I,36	7
Пл	В.о	53,39	0,00	29,99	0,00	-	I,I8	0,03	0,08	I3,20	3,83	0,I9	I0I,89	I
Пл	М	55,68	0,04	27,49	0,0I	-	I,67	0,0I	0,II	I0,8I	4,52	0,3I	I00,65	6
Ол	В.я	37,84	0,00	0,00	0,0I	-	28,90	0,55	33,87	0,I6	0,03	0,00	I0I,36	7
Ол	В.к	37,30	0,0I	0,00	0,0I	-	30,96	0,62	3I,56	0,20	0,05	0,00	I00,7I	4
Кпр	В.я	52,I4	0,36	3,I8	0,08	-	9,50	0,26	I4,4I	I9,75	0,I4	0,00	99,82	6
Кпр	В.к	52,9I	0,33	I,70	0,00	-	I3,27	0,49	I4,28	I6,60	0,06	0,00	99,64	2
Кпр	В.о	52,55	0,34	2,25	0,02	-	II,68	0,40	I4,63	I7,94	0,09	0,00	99,89	5
Сав	М	52,43	0,45	I,92	0,02	-	I9,87	0,77	I5,30	9,39	0,2I	0,00	I00,36	7
мАв	М	5I,99	0,49	2,73	0,04	-	I6,5I	0,63	I3,3I	I3,56	0,39	0,0I	99,66	4
Пж	В.о	53,72	0,26	I,00	0,04	-	2I,47	0,79	I7,99	5,I2	0,I2	0,00	I00,49	2
Пж	М	5I,65	0,34	I,I3	0,02	-	23,34	0,85	I6,22	5,57	0,07	0,00	99,I9	4
Опр	В	54,25	0,I8	I,99	0,0I	-	I7,77	0,47	24,35	I,83	0,03	0,00	I00,88	6
Мт	В	0,09	7,I0	3,5I	0,25	53,25	34,83	0,38	2,30	0,06	0,00	0,00	I0I,79	4
Мт	М	0,36	I0,20	I,23	0,02	47,97	38,92	0,4I	0,82	0,28	0,20	0,00	I00,42	2
Ил	М	0,07	45,65	0,07	0,03	I4,75	37,80	0,56	I,54	0,29	0,I4	0,00	I00,89	I
		II. Андезито-базальт					BI7-646			Кальдера Львиная пасть, о-в Итуруп				
Пл	М	53,85	0,05	28,07	0,0I	-	I,38	0,02	0,06	II,52	4,73	0,43	I00,I2	7
Кпр	Сфк	49,44	0,85	3,28	0,00	-	I5,9I	0,42	I2,60	I6,38	0,I5	0,00	99,03	5
Сав	М	5I,I5	0,62	2,I6	0,00	-	I9,77	0,6I	I3,I2	I2,58	0,20	0,02	I00,22	4

Продолжение табл. 5

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O		n
Пж	В.о	5I,99	0,33	I,I2	0,0I	-	23,68	0,73	I7,08	5,27	0,07	0,00	I00,27	7
Опр	Сфк	52,40	0,27	I,I8	0,0I	-	22,47	0,58	20,54	2,I9	0,04	0,00	99,68	4
Мт	В	0,08	I2,56	2,09	0,04	42,82	40,20	0,42	I,52	0,II	0,05	0,00	99,87	4
МТ	М	0,2I	I3,27	I,02	0,0I	4I,87	4I,64	0,44	0,75	0,22	0,00	0,00	99,43	2
		I2. Андезит					BI7-642							
Пл	В.я	46,56	0,00	34,I3	0,0I	-	0,87	0,02	0,06	I6,90	I,62	0,03	I00,22	4
Пл	В.к	55,52	0,04	27,34	0,05	-	0,92	0,04	0,08	I0,0I	5,86	0,36	I00,22	2
Пл	В.о	5I,27	0,0I	30,83	0,02	-	0,89	0,02	0,0I	I3,5I	3,60	0,I6	I00,3I	3
Пл	М	5I,33	0,02	30,79	0,0I	-	I,II	0,02	0,05	I3,09	3,40	0,I8	I00,00	4
Кпр	В.я	5I,88	0,35	I,7I	0,02	-	I0,I7	0,43	I3,82	I9,55	0,I0	0,00	98,04	3
Кпр	В.о	5I,89	0,40	I,2I	0,00	-	I4,89	0,53	I2,35	I7,42	0,22	0,0I	98,9I	2
Кпр	М	5I,37	0,52	I,24	0,00	-	I8,00	0,62	I2,I0	I4,97	0,39	0,00	99,2I	2
Пж	В.о	5I,94	0,26	0,67	0,0I	-	25,80	0,86	I6,2I	3,76	0,09	0,00	99,6I	7
Пж	М	5I,36	0,28	0,67	0,02	-	26,28	0,92	I4,68	4,70	0,II	0,00	99,02	8
Опр	В	53,26	0,I5	0,79	0,02	-	20,78	0,73	22,03	I,57	0,03	0,00	99,35	5
Мт	М	0,27	I3,00	I,05	0,04	40,7I	4I,34	0,4I	0,39	0,0I	0,08	0,00	97,29	3
		I3. Дацит					BI5-344							
Пл	В.я	53,68	0,0I	29,55	0,0I	-	0,65	0,02	0,04	II,74	4,40	0,08	I00,I8	6
Пл	В.к	53,75	0,02	29,26	0,0I	-	0,75	0,02	0,04	II,42	4,59	0,I4	I00,00	5
Пл	М	57,4I	0,05	26,86	0,02	-	I,I3	0,02	0,02	8,86	6,I5	0,44	I00,96	5
Ол	В.я	37,73	0,00	0,00	0,0I	-	25,50	0,27	35,60	0,II	0,00	0,00	99,24	6
Ол	В.к	36,54	0,02	0,00	0,02	-	33,37	0,76	29,59	0,I7	0,00	0,00	I00,47	8
Кпр	В.я	5I,09	0,49	2,I2	0,0I	-	I2,52	0,6I	I3,05	I8,58	0,05	0,00	98,52	3
Кпр	В.к	5I,35	0,45	2,2I	0,00	-	I2,85	0,92	I2,90	I8,85	0,08	0,00	99,6I	2
Кпр	В.к	50,82	0,53	0,97	0,00	-	I8,00	0,83	II,48	I6,3I	0,04	0,00	98,99	I
Сав	М	5I,88	0,48	2,98	0,00	-	I9,08	0,75	9,94	II,44	0,26	0,09	96,9I	I
Пж	В.о	5I,44	0,34	0,63	0,II	-	27,2I	I,08	I4,56	4,48	0,05	0,00	99,9I	6
Пж	В.о	50,06	0,35	0,65	0,0I	-	28,43	I,I5	I3,36	4,46	0,03	0,00	98,50	4
Пж	М	50,75	0,37	0,79	0,0I	-	28,7I	I,I7	I3,52	4,45	0,0I	0,00	99,78	9
Опр	В.я	52,64	0,20	0,60	0,02	-	23,7I	0,98	I9,84	I,66	0,0I	0,00	99,66	4
Опр	В.к	53,02	0,20	0,78	0,02	-	23,25	I,05	20,05	I,68	0,02	0,00	I00,07	2
Опр	В.к	49,47	0,I0	0,I5	0,04	-	38,32	I,43	9,74	I,57	0,0I	0,00	I00,82	2
Мт	В	0,00	I2,33	2,80	0,0I	44,27	4I,I2	0,56	I,34	0,00	0,00	0,00	I02,43	3
Мт	М	0,28	I3,00	0,83	0,00	39,54	4I,32	0,34	0,05	0,I6	0,0I	0,00	95,53	I
		I4. Дацит					BI7-6I5							
Пл	В.я	55,02	0,00	28,98	0,02	-	0,38	0,03	0,02	II,23	5,06	0,I0	I00,84	4
Пл	В.к	55,50	0,00	28,38	0,0I	-	0,38	0,02	0,03	I0,76	5,5I	0,I3	I00,72	2
Кпр	В.я	53,2I	0,I8	I,I7	0,0I	-	9,II	0,65	I3,84	2I,03	0,I0	0,00	99,30	2
Кпр	В.к	53,9I	0,I8	I,09	0,06	-	9,I8	0,70	I3,40	20,99	0,25	0,0I	99,75	I
Кпр	Сфк	53,47	0,I5	I,02	0,00	-	9,08	0,63	I3,7I	2I,I0	0,I6	0,00	99,33	I
Опр	В.я	54,3I	0,I3	0,59	0,02	-	20,89	I,50	22,42	I,02	0,06	0,00	I00,94	3
Опр	В.к	53,92	0,I2	0,5I	0,02	-	2I,05	I,40	22,06	0,93	0,00	0,00	I00,0I	2
Опр	Сфк	54,30	0,08	0,50	0,00	-	20,78	I,37	22,78	0,97	0,02	0,00	I00,80	I
Амф	В.я	48,25	I,37	6,50	0,0I	-	I2,69	0,53	I4,86	I0,79	I,46	0,I8	96,65	I
Амф	В.к	47,8I	I,43	6,70	0,00	-	I2,99	0,44	I4,69	I0,86	I,57	0,I6	96,65	I
Мт	В.я	0,04	6,32	I,70	0,02	55,I7	34,5I	0,68	I,22	0,00	0,20	0,00	99,87	I
Мт	Сфк	0,09	6,28	I,75	0,02	55,43	34,38	0,7I	I,34	0,00	0,I2	0,00	I00,I2	I
Мт	Вкл	0,I3	6,II	I,80	0,02	55,83	33,92	0,73	I,52	0,00	0,00	0,00	I00,04	I
Ст	Вкл	75,42	0,24	II,5I	0,05	-	I,53	0,06	0,33	I,72	3,I9	I,83	95,89	I
		I5. Андезито-дацит					M00I		Кальдера Менделеева, о-в Кунашир					
Пл	В	56,06	0,02	26,85	0,0I	-	0,38	0,02	0,04	9,49	5,85	0,I3	98,85	4
Пл	М	50,I7	0,0I	3I,63	0,0I	-	0,86	0,03	0,II	I4,77	2,84	0,07	I00,50	7
Ол	В	38,38	0,0I	0,02	0,00	-	24,75	0,39	37,II	0,I4	0,03	0,00	I00,83	3
Кпр	В	52,83	0,I5	0,86	0,0I	-	9,82	0,60	I3,67	2I,23	0,23	0,00	99,40	3
Кпр	М	5I,85	0,57	3,63	0,00	-	I4,67	0,4I	I4,79	I3,37	0,I4	0,00	99,43	2
Опр	В	52,54	0,I2	0,76	0,02	-	22,I2	I,I0	2I,38	I,I6	0,05	0,00	99,25	II
Опр	М	53,60	0,24	I,63	0,0I	-	I7,25	0,5I	23,99	2,02	0,00	0,00	99,25	3
Мт	В	0,42	7,73	I,86	0,03	53,22	35,8I	0,60	I,54	0,03	0,04	0,00	I0I,28	4
Опр	М	59,64	0,23	4,88	0,0I	-	I8,03	0,67	I5,39	2,0I	0,7I	0,79	I02,37	I

Минерал	Фаза	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O		n
Ст.I	Вкл	73,40	0,I8	II,46	0,0I	-	2,00	0,II	0,28	I,83	I,55	I,55	92,37	3
Ст.II	Вкл	76,95	0,3I	II,66	0,02	-	I,73	0,06	0,I2	I,84	I,99	2,34	97,02	4
Ст.III	Вкл	89,54	0,02	6,72	0,05	-	0,8I	0,03	0,06	0,98	I,76	0,98	I0I,I5	6
		I6. Гомеогенное включение					M00I							
Опр	В	52,54	0,3I	2,87	0,02	-	I7,04	0,46	22,32	3,73	0,06	0,00	99,35	2
Ст	Мез	73,42	0,30	I2,89	0,0I	-	I,87	0,06	0,36	2,83	2,50	2,08	96,32	5
		I7. Риодацит					BI5-340							
Пл	В.я	56,65	0,0I	27,36	0,0I	-	0,44	0,00	0,03	9,7I	5,84	0,07	I00,I2	5
Пл	В.к	57,39	0,00	26,87	0,0I	-	0,44	0,02	0,02	9,05	6,2I	0,I4	I00,I5	4
Мт	В.я	0,40	8,66	I,78	0,00	49,22	35,68	I,22	I,I5	0,03	0,00	0,00	98,I5	I
Мт	В.к	0,2I	8,65	I,83	0,03	49,38	35,94	0,98	I,20	0,00	0,22	0,00	98,42	I
Ил	В.я	0,0I	4I,44	0,03	0,02	2I,69	32,73	I,22	I,87	0,00	0,05	0,00	99,06	I
Ил	В.к	0,03	40,68	0,08	0,00	2I,75	3I,86	I,28	I,95	0,0I	0,00	0,00	97,65	I
Ст.I	Мез	8I,58	0,23	II,75	0,0I	-	0,34	0,0I	0,0I	I,87	4,07	0,78	I00,67	3
Ст.II	Мез	79,20	0,23	II,27	0,00	-	I,54	0,09	0,37	I,92	4,46	0,8I	99,89	3
		I7. Габбро					M84I7							
Пл	В	44,40	0,0I	34,96	0,00	-	0,63	0,00	0,04	I9,I3	0,70	0,0I	99,88	I
Пл	М	52,23	0,04	29,I2	0,0I	-	I,23	0,02	0,2I	I3,38	3,6I	0,05	99,90	2
Ол	В	38,07	0,00	0,00	0,00	-	24,79	0,35	36,I6	0,I5	0,59	0,00	I00,I2	I
Кпр	В	50,97	0,36	2,77	0,0I	-	8,I2	0,23	I4,25	2I,76	0,II	0,00	98,58	2
Опр	М	53,I3	0,33	2,39	0,04	-	20,5I	0,77	20,56	2,52	0,II	0,00	I00,33	I
Ст	Мез	63,72	0,97	I6,I5	0,0I	-	6,98	0,I6	0,63	7,0I	3,I7	0,45	99,25	2
		I8. Андезито-дацит					I8403		Кальдера Головнина, о-в Кунашир					
Пл	В.я	48,33	0,0I	32,24	0,0I	-	0,59	0,02	0,07	I5,73	2,32	0,02	99,34	5
Пл	В.к	49,55	0,0I	32,05	0,00	-	0,6I	0,03	0,04	I5,II	2,7I	0,03	I00,I4	3
Пл	Сфк	49,7I	0,0I	3I,29	0,00	-	0,78	0,00	0,I5	I4,05	2,90	0,05	98,94	2
Пл	Сфк.к	5I,36	0,0I	30,67	0,00	-	0,63	0,00	0,03	I2,9I	3,73	0,04	99,39	I
Пл	М	52,74	0,00	29,9I	0,00	-	0,83	0,03	0,07	I2,57	3,98	0,05	I00,I8	4
Опр	В	52,46	0,I5	0,59	0,0I	-	24,00	0,92	I9,55	I,3I	0,09	0,00	99,08	4
Опр	М	5I,92	0,I9	I,34	0,00	-	23,24	0,88	I9,63	I,42	0,0I	0,00	99,63	3
Мт	В	0,03	II,79	I,70	0,03	44,43	40,I2	0,6I	0,93	0,00	0,09	0,00	99,73	3
Ст.I	Мез	70,2I	0,I7	I5,70	0,0I	-	0,68	0,02	0,03	2,77	6,65	I,33	97,0I	2
Ст.II	Мез	93,83	0,2I	4,27	0,02	-	0,49	0,02	0,04	0,6I	I,28	0,57	I0I,34	5
		I8A. Гомеогенное включение					I8403							
Пл	В	47,I2	0,00	32,57	0,03	-	0,76	0,00	0,07	I6,88	I,8I	0,03	99,27	I
Пл	Сфк	47,90	0,02	32,37	0,00	-	0,76	0,00	0,I3	I6,54	2,22	0,02	99,97	I
Пл	М	48,62	0,05	3I,62	0,0I	-	0,80	0,02	0,I0	I5,68	2,55	0,02	99,47	4
Опр	М	52,92	0,I8	I,77	0,00	-	I9,8I	0,73	2I,39	2,47	0,03	0,00	99,30	2
Мт	В	0,2I	II,72	I,37	0,04	44,36	40,22	0,57	0,68	0,II	0,03	0,00	99,22	I
Ст	Мез	79,78	0,27	II,24	0,03	-	0,88	0,03	0,00	I,6I	2,6I	2,86	99,3I	2
		I9. Ол-Пр-Ан-включение					I8408							
Пл	В	44,02	0,00	35,36	0,0I	-	0,58	0,0I	0,04	I9,72	0,50	0,00	I00,24	3
Ол	В	37,26	0,0I	0,02	0,00	-	23,93	0,40	37,45	0,I7	0,0I	0,00	99,25	4
Кпр	В	50,92	0,36	3,6I	0,II	-	7,I8	0,I8	I4,34	22,74	0,I3	0,00	99,57	2

Примечание: I. Обозначение минералов и фаз см. в предыдущей таблице. 2. Обр.8 (ФБ-48) - из коллекции Г.Б.Флерова; обр.15 (M00I), 17-19 - из коллекции Ю.М.Дубика. 3. В обр.8 (ФБ-48) анализировался мегакрист плагиоклаза с оторочкой и включением оливина. 4. Обр.1-5 анализировались в ИГЕМАН СССР, м/з "Сашпеса", аналитики Г.Н.Муравицкая и М.В.Цветкова; остальные образцы анализировались в ИВ ДВО АН СССР, м/з "Самебах", аналитики В.В.Анантьзв, Г.П.Пономарев, Т.М.Философова, В.М.Чубаров.

Таблица 6

Состав рудных минералов в вулканических породах Курильской островной дуги

Минерал	Фаза	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO	MgO	ZnO	Сумма	f	n
	I. Фронтальная зона				I. Базальт		Вулкан 6.I2а				ВI5-9I/I		
Мт	М	I4,25	2,09	0,II	38,36	43,03	0,38	0,00	0,55	0,II	98,88	97,78	I0
Мт	Вкл.Ш	3,76	8,77	0,34	53,07	32,72	0,45	0,00	2,I3	0,09	I0I,33	89,72	2
Мт	Вкл.Ш	5,39	9,3I	0,I5	48,88	34,9I	0,43	0,00	I,67	0,07	I00,8I	92,24	I
Мт	Вкл.Ш	7,20	5,02	0,23	50,86	34,78	0,40	0,00	2,40	0,09	I00,89	89,03	3
					2. Базальт		Кальдера Львиная пасть, о-в Итуруп						
Мт	В	6,75	3,95	0,37	53,83	34,7I	0,45	0,00	2,32	0,I2	I02,50	89,47	5
Мт	Сфк	7,87	2,74	0,27	53,II	36,26	0,45	0,00	I,94	0,07	I02,66	9I,38	6
Мт	М	9,70	I,55	0,08	49,29	37,83	0,45	0,00	I,37	0,I2	I00,39	92,76	24
Мт	Вкл.I	I0,23	I,85	0,07	47,24	38,92	0,45	0,00	0,9I	0,I0	99,77	96,07	3
Мт	Вкл.II	5,89	4,53	0,27	55,0I	33,32	0,36	0,00	2,79	0,08	I02,25	87,I6	I3
Мт	Вкл.Ш	7,28	3,92	0,20	52,30	34,24	0,39	0,00	2,7I	0,06	I0I,I0	87,77	2
Мт	Вкл.IУ	6,45	4,52	0,2I	53,07	33,44	0,36	0,00	2,78	0,II	I00,94	87,2I	7
ХМт	Вкл.II	6,53	3,49	3,49	5I,40	32,02	0,38	0,00	3,69	0,I3	I0I,I3	83,I7	3
	II. Промежуточная зона				3. Базальт. Вулкан Богдана Хмельницкого, о-в Итуруп.						ВI7-668		
Шп	Вкл.II	I,I3	I7,09	20,53	29,I0	27,50	0,47	0,02	4,99	0,32	I0I,I5	76,25	5
Мт	В	2,II	4,46	0,27	62,60	28,I6	0,48	0,00	3,69	0,08	I0I,85	8I,38	3
Мт	Сфк	I3,09	2,63	I,44	4I,2I	40,08	0,5I	0,00	2,25	0,I3	I0I,34	9I,0I	5
Мт	М	I0,8I	I,26	0,26	46,38	39,6I	0,3I	0,00	0,77	0,I3	99,53	96,66	2I
Мт	Вкл.I	I4,II	2,58	0,I4	39,94	39,98	0,54	0,00	2,64	0,I4	I00,07	89,63	5
Мт	Вкл.II	II,54	3,63	I,06	43,63	39,09	0,53	0,00	2,I4	0,I4	I0I,76	9I,23	8
Мт	Вкл.Ш	II,4I	2,68	0,50	44,84	38,65	0,45	0,00	2,09	0,I2	I00,74	9I,27	I6
Мт	Вкл.IУ	I3,8I	2,I7	0,I7	40,97	40,II	0,48	0,00	2,40	0,II	I00,22	90,53	3
Хмт	В	I,66	9,67	3,53	52,22	29,76	0,48	0,00	2,65	0,22	I00,I9	86,5I	I
Хмт	Вкл.II	I,48	6,4I	I2,96	46,05	29,86	0,46	0,00	2,20	0,08	99,79	88,57	I
Хмт	Вкл.Ш	I0,0I	4,82	4,3I	4I,46	35,II	0,45	0,00	3,66	0,09	99,9I	84,46	I2
Ил	Сфк	47,77	0,I3	0,27	II,38	35,72	0,64	0,00	3,82	0,08	99,8I	84,23	3
Ил	М	44,43	0,I2	0,09	I4,79	36,64	0,45	0,00	I,67	0,05	98,24	92,56	3
Ил	Вкл.II	47,72	0,20	0,25	II,86	35,55	0,63	0,00	3,90	0,04	I00,I5	84,I0	3
Ил	Вкл.Ш	42,42	I,I8	0,85	I7,48	32,75	0,5I	0,00	3,44	0,04	98,67	84,09	2
	Ш. Тыловая зона				4. Базальт		Вулкан Чиринкотан				ВII-II4/3		
Шп	Вкл.II	0,84	22,I8	29,74	I5,56	I8,83	0,38	0,05	I0,65	0,I5	99,38	48,I3	2I
Шп	Вкл.Ш	0,58	2I,47	32,97	I3,07	I8,92	0,37	0,07	I0,30	0,I3	97,88	5I,24	2
Мт	В	7,09	2,53	0,I0	55,II	34,7I	0,63	0,00	2,26	0,I2	I02,55	89,76	I5
Мт	Сфк	8,I0	2,46	0,08	52,77	35,3I	0,65	0,00	2,30	0,I4	I0I,8I	89,76	I0
Мт	М	9,85	2,22	0,08	48,62	36,I2	0,70	0,00	2,45	0,09	I00,I3	89,4I	I2
Мт	Вкл.I	7,4I	2,45	0,I3	53,92	34,62	0,60	0,00	2,33	0,I2	I0I,58	89,46	I
Мт	Вкл.Ш	7,03	3,20	0,I2	52,95	33,6I	0,57	0,00	2,57	0,09	I00,I4	88,20	8
Мт	Вкл.Ш*	9,58	2,35	0,I2	48,79	35,60	0,7I	0,00	2,57	0,I4	99,86	88,82	3
			4. Базальт			Вулкан Чиринкотан					ВII-II4/3		
Мт	Вкл.IУ	7,60	2,63	0,I3	53,56	34,84	0,64	0,00	2,35	0,II	I0I,86	89,44	2
Мт	Вкл.IУ*	8,88	2,33	0,08	50,59	35,26	0,67	0,00	2,50	0,I5	I00,46	89,46	2
Хмт	Вкл.Ш	5,27	6,38	6,89	45,82	29,24	0,45	0,00	4,57	0,I2	98,74	78,II	4
Ил	Вкл.Ш	3I,88	0,45	0,07	38,76	23,54	0,58	0,00	2,74	0,06	98,08	83,I3	3
			5. Андезито-базальт			Вулкан 3.I6					ВII-I09/I		
Шп	Вкл.II	0,86	2I,08	27,II	I8,45	20,4I	0,39	0,I2	9,38	0,I8	97,98	55,63	I8
Мт	В	7,46	3,64	0,I9	52,74	34,72	0,49	0,00	2,57	0,I0	I0I,9I	88,50	6
Мт	Сфк	7,72	3,00	0,29	52,36	36,22	0,56	0,00	2,I9	0,06	I0I,40	90,I8	2
Мт	М	II,I3	I,6I	0,I7	45,66	37,77	0,76	0,00	2,04	0,I2	98,86	9I,30	I8
Мт	Вкл.I	3,22	I,90	0,05	62,25	3I,62	0,64	0,00	I,62	0,I5	I0I,45	9I,77	2
Мт	Вкл.Ш	7,60	3,30	0,49	50,55	33,73	0,57	0,00	2,62	0,I3	98,99	88,0I	9
Мт	Вкл.IУ	7,70	2,90	0,25	5I,29	34,I2	0,63	0,00	2,43	0,I0	99,42	88,89	9
Мт	Вкл.IУ*	I0,73	I,65	0,22	46,76	37,I4	0,7I	0,00	2,09	0,I3	99,43	9I,06	7
Мт	Вкл.IУ	5,90	3,88	0,22	56,98	I9,35	0,46	0,00	I0,8I	0,II	97,72	50,70	I
Хмт	Вкл.	3,58	7,66	I2,03	40,98	27,00	0,46	0,03	4,77	0,2I	96,70	76,38	I
Хмт	Вкл.Ш	9,38	3,5I	4,66	42,99	34,26	0,59	0,00	3,38	0,I0	99,87	85,I4	6
Хмт	Вкл.IУ	7,2I	3,54	I,30	52,2I	34,57	0,57	0,00	2,48	0,I2	I02,00	88,83	I

Окончание табл. 6

Минерал	Фаза	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	NiO	MgO	ZnO	Сумма	f	n
		6. Базальт				Вулкан 6.I0					BI6-88/6		
Шп	М	0,75	I9,0I	35,94	I2,59	I9,24	0,36	0,08	9,98	0,II	98,06	52,50	I0
Шп	Вкл.I	I,09	2I,0I	28,29	I6,22	I8,35	0,26	0,I2	I0,88	0,I4	97,I6	48,98	I
Шп	Вкл.П	0,58	20,3I	35,78	I2,6I	I6,26	0,3I	0,I0	I2,00	0,I0	98,06	43,84	3I
Шп	Вкл.Ш	0,77	I9,79	32,88	I4,36	I9,I7	0,32	0,09	I0,II	0,I8	98,09	5I,97	I
		7. Андезито-базальт				Вулкан 6.I0					BI5-88/5		
Шп	Вкл.П	0,86	24,67	27,90	I4,53	I6,96	0,82	0,06	II,7I	0,28	97,79	46,03	2
Мт	В	4,97	I,80	0,II	59,30	33,52	0,76	0,00	I,48	0,I3	I02,97	92,85	I2
Мт	Сфк	5,3I	2,I0	0,II	57,20	33,6I	0,56	0,00	I,48	0,I2	I00,49	92,82	I2
Мт	М	5,97	I,72	0,07	56,69	34,20	0,70	0,00	I,44	0,I2	I00,9I	93,I6	8
Мт	Вкл.Ш	5,29	I,78	0,I3	58,25	33,45	0,64	0,00	I,66	0,II	I0I,3I	92,04	8
Мт	Вкл.У	4,93	2,33	0,I2	57,97	32,36	0,59	0,00	2,07	0,I4	I00,5I	89,92	3
Ил	В	35,90	0,29	0,06	32,56	27,I9	0,62	0,00	2,63	0,04	99,29	85,57	I
Ил	М	36,69	0,38	0,07	30,92	28,26	0,98	0,00	I,76	0,05	98,II	90,36	6
Ил	Вкл.Ш	37,23	0,30	0,07	28,64	28,II	I,07	0,00	2,55	0,08	98,05	86,52	3
Ил	Вкл.У	38,63	0,47	0,05	24,32	28,90	I,80	0,00	2,45	0,04	96,66	87,57	2

Примечание к табл.6 приложения.

Обозначение минералов: Шп - шпинель, Мт - титаномагаетит, Хмт - хром-титаномагнетит, Ил - ильменит.

Обозначение Фаз: В - вкрапленники, Сфк - субфенокристы. М - микролит, Вкл - включения во вкрапленниках минералов, Вкл.1 - в Пл., Вкл.П - в Ол., Вкл.Ш - в Кпр., Вкл.ГГ- в Опр., Вкл.У - в Амф. х - в краевых зонах Опр и Кпр. n - количество анализов для расчета среднего.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В I98I-I987 гг. было проведено шесть рейсов НИС "Вулканолог", направленных на изучение подводных вулканов Курильской островной дуги. В этих рейсах выполнено около 40 тыс. км профильных геофизических исследований (эхолотный промер, сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитная съемка), проведено 167 результативных драгировок подводные вулканов. Данные по химическому составу поднятых пои драгировании пооод (545 полных силикатных анализов, более 450 анализов литофильных редких элементов, 140 анализов РЗЭ и др.) приведены в приложении. Для минеральной характеристики вулканических пород использовано более 2000 микрозондовых определений состава минералов. Изотопы Sr определены в 220, Nd - в 27 и ^{10}Be - в 14 пробах.

В результате этих исследований был составлен каталог, включающий 97[1] подводных вулканов,по 80 из них получены данные о составе слагающих вулканы пород. Такой каталог составлен впервые в мировой практике. Большинство вулканов четвертичного возраста, причем 30 из них, имеющих прямую намагниченность в соответствии с современным полем, сформировались в последние 0,7 млн лет. Некоторые из этих вулканов несут признаки современной активности. Кроме того, имеется ряд обратно намагниченных подводных вулканов с большой мощностью осадков, перекрывающих их подножия, а в некоторых случаях - перекрывающие даже плоские вершины. Такие вулканы, по-видимому, имеют плиоцен-раннечетвертичный возраст. Во всяком случае, они заведомо возникли ранее 0,7 млн лет, т.е. последней инверсии полюсов.

Для получения сопоставимых петрогеохимических данных наряду с подводными проводилось изучение и субаэральных вулканов. В пределах Курильской островной дуги насчитывается 105 четвертичных субаэральных вулканов, 42 из них активные. Совместный анализ субаэральных и подводных вулканитов позволил выявить структурно-вещественную зональность, проявленную в пространственно-структурном распределении вулканов, химическом и минеральном составе слагающих их пород, изотопных характеристиках лав и составе выносимых ими включений. Важно подчеркнуть, что зональность исключительно ярко проявляется на расстоянии первых десятков километров вкрест дуги, а на расстоянии сотен и тысяч километров вдоль дуги выражена значительно слабее.

В пространственном распределении вулканов прослеживается отчетливая поперечная зональность с бимодальным характером изменения количества вулканов и их площадной плотности вкрест дуги (см. рис.6,7). В направлении от вулканического фронта к тыловой части .дуги выделяются четыре зоны: фронтальная, где площадная плотность $б$ наиболее высокая - около 5 вулканов на 1000 км ; промежуточная ($б$ =1); тыловая ($б$ = 2-2,6) - второй пик активности вулканов и затухания вулканической активности ($б$ = 0,4).

Ширина вулканической дуги и ее зон на северном участке дуги меньше, чем на южном. Это объясняется разным наклоном сейсмофокальной плоскости при пря-

---

[1]Новый 97-ой вулкан обнаружен после подготовки монографии 379

мом поддвиге на Северных Курилах и косом - на Южных Курилах. В целом ширина всей дуги и отдельных ее зон обратно коррелируется с углом наклона сейсмофокальной плоскости.

Во фронтальной зоне вдоль дуги вулканы располагаются приблизительно равномерно, тогда как в тыловой зоне имеются протяженные участки без вулканов.

Для пространственного положения вулканов характерно то, что почти все они группируются в цепочки, имеющие косую, реже поперечную или субпараллельную ориентировку относительно общего простирания дуги. Такие цепочки, по-видимому, маркируют магмоподводящие разломы в земной коре. Даже в пределах одной цепочки, пересекающей разные зоны, плотность вулканических центров, как правило, выше во фронтальной и тыловой зонах дуги, чем в промежуточной.

Большинство подводных вулканов (84%) приурочены к тыловой и промежуточной зонам, тогда как во фронтальной зоне резко преобладают субаэральные вулканы (87%). Вулканы фронтальной и тыловой зон резко различаются по петрогеохимическим, минералогическим, изотопным и другим характеристикам. Субаэральные и подводные вулканы, располагающиеся в пределах одной зоны, идентичны.

Лавы тыловой зоны по сравнению с фронтальной обогащены K, Rb, Ba, Sr, U, Th, Ni, Cr, РЗЭ и др. и обеднены Fe и V. Особенности поперечной и продольной -зональности отчетливо проявлены на картах изоконцентраций отдельных элементов и их отношений (см. рис.31-34, 37-45, 47-59 и др.). На диаграмме нормированного распределения гигромагматофильных элементов относительно недеплетированной мантии (см. рис.69) видно, что даже минимальные содержания этих элементов в лавах тыловой зоны выше или примерно равны максимальным содержани ям тех же элементов во фронтальной зоне. Общий же характер распределения гигромагматофильных элементов в лавах как фронтальной, так и тыловой зоны типично островодужный.

Поперечная зональность в распределении РЗЭ проявлена в том, что на графиках нормированного их распределения относительно хондритов (см. рис.63,64) для лав фронтальной зоны характерен субгоризонтальный (толеитовый) тренд, а для тыловой - наклонный (известково-щелочной). Эти различия более отчетливо проявлены на графике $La/Yb-SiO_2$ (см. рис.65). Дискретный характер различий подчеркивается тем, что фигуративные точки лав промежуточной зоны на этом графике занимают не промежуточное положение, а располагаются в поле лав либо фронтальной, либо тыловой зоны.

В пространственном распределении изотопов Sr и Nd также видна поперечная и значительно слабее продольная зональность (см. рис.87-89). Низкие маятийные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ характерны для тыловой зоны, а более высокие - для фронтальной. На графике соотношения изотопов стронция и неодима (см. рис.90) лавы тыловой зоны располагаются на линии мантийной корреляции, а фронтальной - загрязнены, по-видимому, морской водой и осадками. Об участии осадков в магмообразовании свидетельствуют повышенные концентрации ^{10}Be - (2,2-7,9) x 10^6 ат./г - в лавах вулканов Курильской островной дуги (см. рис.94).

Отчетливые различия между фронтальной и тыловой зонами также проявлены в минеральных ассоциациях и в составе минералов (см. рис.71). Для андезитов и дацитов фронтальной зоны характерны двупироксеновые ассоциации фенокристов, а для аналогичных лав тыловой зоны характерны амфибол- и биотитесодержащие ассоциации. Базальты тыловых зон содержат среди акцессорных минералов шпинель и циркон, которых нет в лавах фронтальной зоны. Плагиоклазы тыловой зоны менее кальциевые с более высокими концентрациями Ba, Sr и к и более низкими

Fe, чем плагиоклазы фронтальной зоны. Содержание ортоклазовой молекулы в Плагиоклазах тыловой зоны более чем в 2 раза выше, чем в таковых фронтальной зоны (см. рис.73). Имеются различия в составе оливинов, пироксенов и других минералов. Фенокристаллы клинопироксена в тыловой зоне представлены обычно диопсидом и салитом, тогда как в тыловой зоне - авгитом (см. рис.77).

Различия в ассоциациях и составе минералов отражают различия не только состава расплавов, но и условий кристаллизации. Судя по магнетит-ильменитовому геотермометру, лавы тыловой зоны имеют более высокую фугитивность кислорода (см. рис.85), а широкое проявление водосодержащих мафических минералов указывает на высокое парциальное давление воды в них по сравнению с лавами фронтальной зоны.

Различный характер магм фронтальной и тыловой зон подчеркивается также составом глубинных включений, выносимых лавами. Ультраосновные ксенолиты характерны для лав тыловой зоны, а в лавах фронтальной зоны обычные гранитные включения. Последние в лавах тыловой зоны неизвестны.

Бимодальный характер пространственного распределения вулканов вкрест дуги и резкие различия химического и минерального состава лав фронтальной и тыловой зон дуги и состава выносимых ими включений позволили обосновать модель магмообразования, характерной чертой которой являются две области генерации магмы (см. рис.99). Очаги генерации магмы возникают в зоне максимальных температур в пределах мантийного клина под воздействием летучих, отделяющихся от поддвигаемой плиты. Две области генерации магмы, по-видимому, обусловлены двумя этапами отделения летучих компонентов при определенных (P-T)-условиях. Такими этапами могут быть дегидратация амфибола, серпентина и 7 A°-клинохлора для фронтальной зоны и дегидратация флогопита и 14A°-клинохлора для тыловой зоны, которые происходят на глубинах примерно 100-130 и 160-190 км. Эти глубины могут несколько варьировать в зависимости от других условий. В этой связи следует подчеркнуть, что при больших углах наклона на участке Северных Курил глубина до сейсмофокальной зоны на 5-10 км ниже, чем на Южных Курилах. Примерно такая же разница глубин сохраняется и для тыловой зоны (см. табл.3). Главными факторами, определяющими различный состав лав фронтальной и тыловой зон являются количество и состав участвующих в плавлении флюидов, состав плавящегося субстрата и степень частичного плавления. Контаминация корой играет подчиненную роль.

Следует подчеркнуть, что в рамках предложенной модели, так же как и в других моделях магмообразования островных дуг, не находит пока удовлетворительного объяснения тот факт, что во фронтальной зоне, где флюидов в очагах магмообразования должно быть больше, чем в тыловой зоне, в лавах и включениях наблюдаются ассоциации безводных минералов, а в тыловой зоне - водосодержащих.

Представления о том, что родоначальные магмы на фронте дуги формируются при повышенных давлениях H_2O, но осушаются в приповерхностных магматических очагах (123), недостаточно обоснованы. Ведь во фронтальной зоне дуги есть и Дифференцированные, и недифференцированные вулканы с безводными мафическими минералами, а в тыловой зоне встречаются дифференцированные вулканы, но с водосодержащими минералами. Разрешение этого противоречия возможно при более детальных геохимических и изотопных исследованиях на дифференцированных и недифференцированных вулканах как во фронтальной, так и в тыловой зоне дуги.

В заключение хотелось бы подчеокнуть, что систематические и однотипные различия в составе вулканических пород фронтальных и тыловых участков практически всех островных дуг свидетельствуют о том, что наличие двух областей генерации магм носит, по-видимому, общий для островных дуг характер. Это обстоятельство следует учитывать в любых моделях магмообразования и петрогенезиса вулканических пород островных дуг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун, Пискунов В.Н., Федорченко В.И. Соотношение содержания окиси калия и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны // Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток, 1981. С.55-77.

2. Абдурахманов А.И., Пискунов Б.Н. . Сергеев И.Г., Федорченко В.И. Зулкан Алаид (Курильские острова; // Восточно-Азиатские островные системы (тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1978. С.85-107.

3. Абдурахманов А.И. . Родионова Р.И. . Федорченко В.И. Геохимическая зональность четвертичных вулканитов Курильской островной дуги и некоторые вопросы петрологии // Океанический магматизм: эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С.169-184.

4. Удупахманов А.И., Федорченко В.И. Закономерности распределния лития, рубидия и стронци в четвертичных лавах Курильских островов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 6. С.11-20.

5. Абдурахманов А.И. , Федорченко В.И. Закономерности распределения элементов группы железа в четвертичных лавах Курильских островов // Там же. 1983. № 3. С.10-24.

6. Абдурахманов А.И., Федорченко В.И., Родионова Р.И. Геохимические особенности и зональность состава четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С.28-44.

7. Авдейко Г.П. Закономерности распределения вулканов Курильской островноц дуги // ДАН. СССР. 1989. Т.304, № 5. С.II96-I200.

8. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н. и др. Геохимическая зональность четвертичных лав Курильской островной луги // Там же. 1985. Т.282, № 4. С.958-961.

9. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н. и др. Вариации вещественного состава и изотопных отношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение //Океанический магматизм: эволюция, геологические корреляции. М.: Наука, 1986. С.153-169.

10. Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Антонов А.Ю. Вулканизм Курильской островной дуги: структурно-петрологические аспекты и проблемы магмообразования // Вулканология и сейсмология. 1989. №4.

11. Авдейко Г.П., Гавриленко Г.М., Черткова Л.В. и др. Подводная газогидротермальная активность на северо-западном склоне о-ва Парамушир (Курильские острова) // Там же. 1984, №6. С.66-81.

12. Авдейко Г.П., Краснов С.Г. Сульфидные руды и их связь с подводными вулканами и гидротермами островных дуг //Там же. 1985. № 4. С.26—39.

13. Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б. и др. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. // Бюл.вулканолог.ст. ДВНЦ АН СССР. 1974. №50. С.64-80.

14. Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 192 с.

15. Аверьянова В.Н. Глубинная сейсмотектоника островных дуг. М.: Наука, 1975. 220 с.

16. Аношин Г.Н. Золото в магматических горных породах. Новосибирск: Наука, 1977. 193 с.

17. Антипин В.С., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. М.: Наука, 1984. 253 с.

18. Антипин В.С. . Перепелов А.Б., Пампура В.Д. и др. Закономерности распределения редкоземельных элементов в эволюционном ряду вулканических пород Гамченской структуры (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1987. Т.297, 1 4. С.951-955.

19. Антонов А.Ю., Волынец О.Н., Авдейко Г.П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохи-

мия магматических пород современных и древних активных зон. Новосиоирск: Наука: 1987. С.36-55.

20. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.

21. Балеста СТ. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.

22. Баранов Б.В., Монин А.С. О Курило-Алеутской субдукции // ДАН СССР. 1985. Т.28Г, № 6. С.I328-I33I.

23. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф. и др. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги // Тр.лаб.вулканологии. 1958. Вып.13. С.71-87.

24. Бондаренко В.И.. Надежный А.М. Акустические неоднородности осадочного чехла в районе предполагаемого газогидротермального выхода у о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С.100-104.

25. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 107 с.

26. Васильев Б.И., Кичина Е.Н. О геологическом строении района Кунаширского пролива и подводного продолжения п-ов Сиретоко (Охотское море) //Геология дна Дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С.12-23.

27. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.

28. Вейцман П.С. Особенности глубинного строение Курило-Камчатской зона // Физика Земли. 1965. № 9. С.13-30.

29. Вейцман П.С., Гальперин Е.И., Зверев СМ. и др. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги // Изв.АН СССР. Сер. геол. 1961. № I. С.81-86.

30. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С.535-572.

31. Виноградов В.И., Вакин Е.А. Изотопный состав стронция термальных вод Камчатки // ДАН СССР. 1983. Т.273, № 4. С.965-968.

32. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М. Возраст метаморфизма Срединного хребта Камчатки // Изв.АН СССР. Сер.геол. I988. №9. С.30-38.

33. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покров-ский Б.Т. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги - ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986. С.78-103.

34. Волынец О.Н. Гетеротакситовые лавы и пемзы // Проблемы глубинного магматизма. Новосибирск: Наука, 1979. С.I8I-I96.

35. ВолынецО.Н., Авдейко Г.П., Виноградов В.И. , Григорьев В.С. Изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеанская геология. 1988. № I. С.19-27.

36. ВолынецО.Н., Авдейко Г.П. . Цветков А.А. и др. Гипербазитовые включения в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1989а. № 2.

37. Волынец О.Н. Авдейко Г.П.. Цветков А.А. и др. Минералогическая зональность четвертичных лав Курильской островной дуги: ассоциации минералов, вариации состава, условия кристаллизации //Там же. 19896. №

38. Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Антипин В.С. Петрология и геохимия щелочных и субщелочных лав как индикатор геодинамического режима островных дуг // Геология и геофизика. 1986а. № 8. С.10-17.

39. Волынец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н.. Перепелов А.Б. Геохимические типы вулканических серий островодужной системы Камчатки // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика (оперативные информационные материалы). Иркутск: Институт геохимии СО АН СССР, 1987а. С.34-55.

40. Волынец О.Н.. Антипин В.С.. Перепелов А.Б. и др. Редкие земли в позднекайнозойских высококалиевых вулканических породах

Камчатки // Геохимия вулканитов различных геодинамических оостановок. Новосибирск: Наука, 1986б. С.149-165.

41. Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М., Пархоменко В.С. Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // ДАН СССР. 1987б. Т.293, № 3 с. 685-688.
42. Волынец О.Н..Ермаков В.А..Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение // Бюл.вулканолог станций. 1976. № 52. С.II5-I26.
43. Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Шанцер А.Е., Мелекесцев И.В. Курило-Камчатская островная дуга: Камчатский сегмент // Петрология и геохимия островных луг и окраинных морей. М.: Наука, 1987в.
44. Волынец О.Н., Щека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил //Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С.124-167.
45. Воробьев В.М.,Кочергин Е.В., Красный М.П. Изученность района исследований магнитометрическими методами // Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1975. Вып.38. С.II-I6.
46. Гавриленко Г.М., Храмов СВ. Железомарганцевые образования подводных склонов Курильской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986. № 2. С.97-100.
47. Гайнанов А.Г., Исаев В.И., Удинцев Г.Б. Магнитные аномалии и морфология дна островных дуг северо-западной части Тихого океана // Океанология. 1968. Т.8, вып.6. с.1017-1024.
48. Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.М. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 108 с.
49. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. К.С.Сергеева, М.Л.Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987.
50. Геохимия изотопов в офилитах Полярного Урала / М.И.Буякайте, В.И.Виноградов, А.А.Савельева и др. М.: Наука, 1983. 181 с.
51. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 160 с.
52. Говоров И.Н., Говоров Г.И. Геохимия вулканических пород островных луг // Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. С.238-258.
53. Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М. Магматизм Малой Курильской гряды по геохрологическим и геологическим данным // ДАН СССР. 1983. Т.270, б 3. С.664-668.
54. Городницкий А.М. . Каминский В.А. . Литвинов Э.М. Шимараев В. П. Природа магнитных объектов земной коры Курило-Охотской переходной зоны // Морская геология и геофизика: Экспресс-информ. М.: ВИЭМС. 1977. № 2. С.20-36.
55. Горбатенко С.А., Ковалюх Н.Н. Скорость осадконакопления в Охотском море в голоцене и верхнем плейстоцене по данным радиоуглеродных датировок и изотопной стратиграфии // Космическое вещество. Киев: Наук.думка, 1986. С.136-139.
56. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
57. Гущенко И.И. Извержения вулканов мира: Каталог. М.: Наука, 1979. 476 с.
58. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман' Дж. Породообразующие минералы / Цепочечные силикаты. М.: Мир, 1965. Т.2. 406 с.
59. Ермаков В.А., Волынец О.Н., Колосков А.В. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С.293-312.
60. Ермаков В.А..Фарберов А.И., Хотин М.Ю., Ванде-Кирков Ю.В. Включения габброидов и амфиболитов в вулканических и родах Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С.67-123.

61. Ерохов В.Ф., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Петрохимические особенности лав подводных вулканов Курильских островов // Тр. Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975. Вып.35. С.21-26.

62. Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З. и др. Латеральные вариации изотопных отношений неодима и стронция в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение // Геохимия. 1985. №J2. С.I723-I736.

63. Журавлев Д.З., Чернышев Н.В., Аганова А.А., Сердюк Н.К. Прецезионный изотопный анализ в изверженных породах // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1983. № 12. С.23-40.

64. Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях // Там же. 1946. № 2. С.3-II.

65. Злобин Т.К. Строение литосферы и глубинные структуры Больших и Малых Курил // ДАН СССР. 1986. Т.289, № 6. С.I454-I457.

66. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.

67. Злобин Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.И. Новые данные о стооении земной коры центральной части Курильской островной дуги // ДАН СССР. 1987. Т.293, № I. С. 185-188.

68. Знаменский В.С., Журавлев Д.З. Об источниках катионов термальных вод Южных Курильских островов (с учетом изотопно-геохимических данных по РЗЭ и 00) // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С.33-45.

69. Золотарев Б.П., Кравченко СМ. . Соболев С.Ф. О корреляции содержаний калия и урана в четвертичных базальтоидах Большой Курильской островной дуги. //Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973. С.I73-I8I.

70. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В. и др. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от о-ва Парамушир // Океанология. 1987. Т.27, вып.5. С.795-800.

71. Иодер F.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.

72. Исландия и Срединный океанический хребет. М.: Наука, 1978. 195 с.

73. Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В. Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.

74. Камчатка, Курильские и Командорские острова: История развития рельефа. М.: Наука, 1974. 440 с.

75. Кичина Н.П., Неверова Ю.Л., Остапенко В.Ф. Новые данные о подводных вулканах акватории о-ва Симушир (Курильские острова) // Геология дна северо-запада Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С.61-65.

76.. Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Щелочные базальты подводного вулкана Белянкина (Охотское море) // ДАН СССР. 1977. Т.232, № I. С.205-

77. Козлов В.Д., Расщупкина О.С. Распределение молибдена в палеозойских гранитоидах Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 1965. № 12. С.I459-I469.

78. Колосков А.В., Волынец О.Н., Пополитов Э.И. Минералогия и геохимия ультраосновных включении в четвертичных вулканитах Камчатки // Мантийные ксенолиты и проб.ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С.86-95.

79. Колосков А.В., Хотин М.Ю. Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки // Включения в вулканических порОДах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С.36-66.

80. Корнев О.С., Неверов Ю.П., Остапенко В.Ф. и др. Результаты геологического драгирования в Охотском море на НИС "Пегас" (21-й рейс) // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С.36-51.

81. Косминская И.П., Зверев СМ., Вейцман Р.С., Тулина Ю.В. Общие черты строения земной коры переходной зоны // Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. С.274-293.

82. Косыгин В.Ю., Сеначин В.Н., Лютая Л.М., Ромашова О.Н. Гравитационные аномалии и их связь со строением земной коры и верхней мантии в районе Средних Курил // Тихоокеан.геология. 1986, №3. С.74—79.

83. Кочергин Е.В. Структура аномального магнитного поля акваторий прилегающих к Южным Курильским островам с Тихоокеанской стороны (по данным гидромагнитной съемки) // Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к ТИХОМУ океану. Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1970. Вып.24, № 2. С.147-154.

84. Кочергин Е.В. .Павлов Ю.А., Сергеев К.Ф. Геомагнитные аномалии Курильской и Рюкю островных систем. М.: Наука, 1980. 126 с.

85. Кравченко С.М.,Зайцев Е.И., Золотарев Б.П. и др. Уран и торий в дифференцированных базальтовых сериях Дальнего Востока, Сибири, Урала и Малого Кавказа // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С.II5-I20.

86. Кравченко СМ., Семенов Г.С. Гамма-спектрометрическое определение урана, тория и калия в кайнозойских базальтах, андезитах и дацитах Курильских островов и Малого Кавказа // ДАН СССР. 1970. Т.193, № 2. С.437-440.

87. Красный М.Л., Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о-в Сахалин-о-в Итуруп-Тихий океан // Океанская геология. 1985. № 6. С36-48.

88. Красный М.Л., Кочергин Е.В. Общие закономерности аномального магнитного поля в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Геомагнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1975. Вып.38. С.98-124.

89. Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 252 с.

90. Куширо И. Генезис магмы островных дуг на примере Японских дуг // Докл. 87-й Междунар. геолог, конгр.: Петрология. Секц.С09. М.: Наука, 1984. Т.9. СI22-I3I.

91. Леонова Л. Л. Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977. С.148-157.

92. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. 1979. № 2. С. 179-198.

93. Леонова Л.Л., Легейдо В.А. Олово в современных и четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Там же. 1975. № 9. С.I300-I308.

94. Леонова Л.Л., Легейдо В.А. Фазовое распределение олова в четвертичных вулканитах Камчатки и Курильских островов // Там же. №10. С. 1452-1458.

95. Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. Геохимия урана и тория в вул-вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 102 с.

96. Лобковский Л.И. Поле температур и тепловой поток в области разделения восходящего потока жидкости // Комплексные исследования в Мировом океане. М.: ВИНИТИ, 1975. С.175-179.

97. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

98. Магматические горные породы: Классификация. Номенклатура/Петрография. / Под. ред. В.И.Гоньшаковой. М.: Наука, 1983. ч. 1,2. 768 с.

99. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 254 с.

100. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 204 с.

101. Минералы. Силикаты с лентами кремнекислородных тетраэдров. М.: Наука, 1981. Т.3, вып.3. 398 с.

102. Надежный А.М. Сейсмоакустические исследования на новом подводном вулкане в системе Курильской островной дуги // Вулканологические исследования на Камчатке. Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии. 1988. С.69-73.

103. Надежный А.М., Бондаренко В.И., Егоров Ю.О., Дубровский В.Н. Сейсмоакустические аномалии Охотского моря: ареалы распространения и природа // Там же. С.II5-II7.

104. Орлова Л.П., Леонова Л.Л., Цыханский В.Д. Геохимия циркония и гафния в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия. 1979. Jf II. С.I644-I65I.

105. Остапенко В.Ф., Кичина Е.Н. Вещественный состав лав подводных вулканов Курильской дуги // Геология дна дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С.24-45.

106. Пампура В.Д., Антипин В.С..Петров Л.Л. и др. Геохимическая аномалия бора в четвертичных эффузивах Гамченской вулканической структуры (Восточная Камчатка) // ДАН СССР. 1985. Т.282, №4. С.962-966.

107. Пампура В.Д., Волынец О.Н. ,Пополитов Э.И. Геохимические особенности четвертичных вулканитов // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. С.66-76.

108. Перельман А.И., Борисенко Е.Н., Очерки геохимии меди в зоне гипергенезиса // Вопросы геохимии. М.: Наука, 1962. С.30-99.

109. Перепелов А.Б. ,Базанова Л.И. ,Флоренский И.В, Балуев Э.И. Геохимическая эволюция позднекайнозоиского магматизма юго-восточного Фланга Малкинско-Петропавловской зоны поперечных разломных дислокаций // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С.165-179.

110. Петров А.В., Злобин Т.К. Результаты глубинного сейсмического зондирования о-ва Кунашир // Сов.геология. 1982. № 3. С.II7-I22.

111. Петров Л.Л., Волынец О.Н., Пампура В.Д., Пополитов Э.И. Распределение бериллия и фтора в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1982. №2. С.12-21.

112. Петров Л.Л. .Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Распределение Be и летучих (B, F) в продуктах последовательных извержений некоторых вулканов Камчатки и Курил // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск: Наука. 1984. С.162-170.

113. Петрохимическая зональность четвертичных островных дуг на северо-западе Тихого океана. М.: Наука, 1984. 94 с.

114. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции / Под ред. Э.Н.Эрлиха. М.: Наука, 1966. 279 с.

115. Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.

116. Пискунов Б.Н. Петрохимическая систематика высокоглиноземистых базальтов и распределение их типов в структуре Курильской островной дуги // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: паука, 1977. С.158-166.

117. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.

118. Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун. Соотношение состав-глубина для вулканов Курильской островной дуги и ее петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979.№ 4. С.57-67.

119. Пискунов Б.Н., Сергеев К.Ф. ,Федорченко В.И. Курильская островная дуга // Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от коры Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976. С.189-229.

120. Попеко В.А., Воинова И.П., Зуенко В.В. Анализ тренда петрохимических характеристик четвертичных базитов Курильской островной гряды //ДАН СССР. 1978. Т.243, № 5. С.I250-I254.

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

122. Пополитов Э.И., ЛеоноваЛ.Л., Знаменский Е.Б., Цыхаханс кий В.Д. Распределение Nb и Та в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги // Геохимия. 1976. № I. С.29-35.

123. Происхождение вулканических серий островных дуг / Т.И.Фролова, И.А.Бурикова, А.В.Гущин и др. М.: Недра, 1985. 275 с.

124. Пузанков Ю.М. Уран и торий в кремнекислых вулканических породах Камчатки // ДАН СССР. 1983. Т.268, № 2. С.441-444.

125. Пузанков Ю.М. Уран и торий в кайнозойских базальтоидах Камчатки //Там же. 1984. Т.279, № 2. С.463-467.

126. Пузанков Ю.М., Бобров В.А., Шестель С.Т. Редкие земли в четвертичных вулканитах Камчатки и породах кристаллического фундамента // Там же. Т.275, № I. С.I77-I8I.

127. Рехарский В.И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М.: Наука, 1973. 268 с.

128. Русинова СВ., Сыворотким В.Л. Нижне плейстоценовые лавовые плато Курильской островной дуги и ее латеральная неоднородность // Бюл.МОИП. Отд.геол. 1988. 63, № 5. С.I30-I3I.

129. Селянгин О.Б. Петрогенезис базальт-дацитовой серии в связи с эволюцией вулканоструктур. М.: Наука, 1987. 149 с.

130. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 238 с.

131. Сергеев К.Ф., Ким Чун Ун, Кочергин Е.В., Ромашова О.Н. Строение и геодинамические особенности литосферы Курильской островной системы // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С29-4I.

132. Сергеев К.Ф., Ким Чун Ун, Ромашова О.Н. О соотношении сейсмичности Курильской островной системы с изостатическим состоянием ее земной коры // Тихоокеан.геология. 1984. № 2. С.90-93.

133. Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 1976. № I. С.70-86.

134. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях: Тепловой поток и тектоника // Вулканология и сейсмология. 1979. № I. С.59-73.

135. Смирнов Я.Ю., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях: Оценка глубинных температур и мощности литосферы // Там же. 1980, № 2, С.3-I8.

136. Сноу, капитан. Курильская гряда (перевод флота капитана I ранга А.Новаковского с англ.изд. 1897) // Записки Об-ва изучения Амурского края. Владивосток, 1902. Т.8, вып.1. 119 с.

137. Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материала к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги // Сов.геология, 1963. №3..С.II3-I23.

138. Строение дна Охотского моря / Под ред. В.В.Белоусова, Г.Б.Удинцева. М.: Наука, 1981. 176 с.

139. Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973. 209 с.

140. Суворов А.А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975. 103 с.

141. Сычев П.М., Веселов О.В., Волкова Н.А., Соинов В.В. Тепловой поток и геодинамика западной части Тихого океана // Тихоокеан.геология. 1982. № 6. С.43-53.

142. Тараканов Р.З. Фокальные зоны и их роль в развитии островодужных систем // Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ. 1981. С.53-66.

143. Тараканов Р.З. О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // Строение сейсмофокальных зон / Отв.ред. Ю.М.Пущаровский. М.: Наука, 1987. С.11-26.

144. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И. Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С.67-77.

145. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 230 с.

146. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Г.С.Гнибиденко, Т.Г.Быкова, О.В.Веселов и др. М.: Наука, 1980. 180 с.

147. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.

148. Тихий океан: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Кн.1,2. 419 с.

149. Токарев П.И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. 1959. Вып.17. С.156-182.

150. Токарев П.И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 3. С.15-30.

151. Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 230 с.

152. Туезов И.К..Красный М.П.,Соловьев О.Н., Кочергин Е.В. О природе Восточно-Курильской магнитной аномалии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № I. С.90-93.

153. Тулина Ю.В. Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных Курильских островов // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С.90-96.

154. Уеда С. Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980. 214 с.

155. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск: Наука, 1975. 139 с.

156. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С.91-107.

157. Флеров Г.Б., Иванов Б.В., Андреев В.Н. и др. Вещественный состав продуктов извержения вулкана Алаид в 1981 г. //Там же. 1982. № 6. С.28-43.

158. Хасегава А.,Умино Т., Таґаки А. Двухслойная структура глубинной сейсмической зоны островной дуги Северо-Восточной Японии // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток, 1978. С.68-75.

159. Хотин М.Ю., Виноградов В.Н., Волынец О.Н. и др. Изотопный состав стронция в анортитсодержащих включениях вулканитов Камчатки и породах фундамента // ДАН СССР. 1983. Т.271, № 5. С.I222-I225.

160. Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 130 с.

161. Цветков А.А., Авдейко Г.П. Лерцолитовые включения в лавах извержения 1980 г. вулкана Чиринкотан, Курильские острова (первая находка) //ДАН СССР. 1982. Т.267, №5. С.II99-I203.

162. Цветков А.А., Гладков Н.Г., Волынец О.Н. Проблема субдукции и изотоп ^{10}Be в лавах Курило-Камчатской островной дуги // Там же. 1989. Т.

163. Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона // Новосибирск: Наука: 1984. 199 с.

164. Шараськин А.Я. Общая характеристика глубоководных котловин окраинных морей // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М: Наука, 1987. С.246-262.

165. Шарков Е.В., Цветков А.А. Проблема серий магматических пород (петрологические аспекты) // Вулканология и сейсмология. 1987. № I. с.30-41.

166. Шевченко Ю.С. Подводные вулканы Курильской островной дуги. Новосибирск: Наука, 1988. 126 с.

167. Шеменда А.И. Моделирование механизма раскрытия некоторых типов краевых морей // Океанология. 1985. Т.25, вып.2. С.265-273.

168. Шереметьева Г.Н., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. Миоцен-плиоценовые отложения южной чести Охотского моря (21-и рейс НИС "Пегас") // Геологическое строение Охотоморского региона. Владивосток, 1982. С.107—108.

169. Anderson R.N., Belong S.E., Schwaz W.M. Thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab // J. Geol. 1978. Vol. 86. P. 731-739.

170. Andesites: Orogenic andesites and related rocks / Ed. R. S.Thrope. L.: Wiley, 1982. 730 p.

171. Arculus R.J., Johnson R.W. Island arc magma sources: A geochemical assesment of the roles of slabderived components and crustal contamination // Geochem. J.1981. Vol. 15, N 3. P. 109-133.

172. Arth J.G.,Baker P. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas // Geology. 1976. Vol. 4, N 9. P. 534-536.

173. Avdeiko G.P., Khubunaja S.A., Vande-Kirkov Yu.V. Petrography and chemical composition of the lava flows from the Emperor Seamounts, BSBP, Leg 55 // Initial reports of the BSBP. Wash. (B.C.), 1980. Vol. 55. P. 571-584.

174. Bailey J.C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // Chem. Geol. 1981. Vol. 32. P. 139-154.

175. Bailey J.C, Larsen 0., Prolova T.I. Strontium isotope variations in lower Tertiary-Quaternary volcanic rocks from the Kurile island arc // Contrib. Miner, and Petrol. 1987. Vol. 95. P. 155-165.

176. Basaltic volcanism on the terrestrial planets / Ed. M.M.Kaula et al. N.Y. etc.: Pergamon press, 1981. 1286 p.

177. Boynton W.W. Geochemistry of the rare elements» Meteoritic study // Rare earth element geochemistry. N.Y.: Elsevier, 1984. P. 63-107.

178. Creager J.S., Sho1 1 B.W. et al. Initial reports of the BSBP. Wash. (B.C.), 1973. Vol. 19. XX, 913 p.

179. Cremer V. Die MisChrist alibildung in Sistem Chromit-Magnetit-Hercynit zwishen 1000° und 500°C // Neues Jb. Miner. Abh. 1969. Bd. 3, N 5. S. 184-205.

180. Be1any J.M., Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic consequences of dehydratation of subduction oceanic crust to 100 kbar at 800°C // Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278, N 5. P. 638-686.

181. Be Paolo B.J., Johnson R.W. Magma genesis in the New Britain island arc: Constraint from Nd and Sr-isotoper and trace-element patterns // Contrib. Miner, and Petrol. 1979. Vol. 70, N 4. P. 367-379.

182. Be Paolo B.J., Wasserburg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Nd/^{144}Nd$ // Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3, N12. P. 743-746.

183. Be Paolo B.J., Wasserburg G.J. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies // Ibid. 1977. Vol. 4. P. 465-468.

184. Bungan M.A., Lindstrom M.H., McMillan N.J. et al. Open system magmatic evolution of the Taos plateu volcanic field, Northern New Mexico. 1. Petrology and geochemistry of the Servibetta basalt // J. Geophys. Res. B. 1986. Vol.91, N 6. P. 5999-6028.

184. Ewart A., Taylor S.R. Trace element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand: Phenocryst date // Contrib. Miner, and Petrol. 1969. Vol. 22. P. 127-146.

185. Ger1ach B.C., Prey P.A., Moreno-Roa H., L*opez-Escobar L. Recent volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle region, Southern Andes, Chile (40,5°S): Petrogenesis of evolved lavas // J. Petrol. 1988. Vol. 29, N 2. P. 333-382.

186. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. B. etc.: Springer, 1981. 390 p.

187. Gill J.B. Sr-Pb-Nd isotopic evidence that both MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Piji // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 68, N 3. P. 443-458.

188. Gill J.B., Johnson W., Morris O.D. Excess ^{238}U, ^{226}Ra and ^{10}Be in New Britain arc magmas // EOS. 1987. Vol. 68. P. 1522.

189. Gnibidenko H.S. The Sea of Okhotsk-Kurile Islands ridge and Kurile-Kamchatka trench // The ocean basins and margins. N.Y.; L.: Plenum press, 1985. Vol. 7A: The Pacific Ocean. P. 377-418.

190. Gorshkov G.S. Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Napoli: Intern. Volcan. Assoc, 1958. Pt 4: Kuril Islands. 99 p.

191. Gorton M.P. The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides // Geochim. et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41, N 9. P. 1257-1270.

192. Hanson G.N. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1980. Vol. 8. P. 371-406.

193. Hasegawa A., Umino N., Takagi A. Double-planed structure of the deep seismic zone in the north-eastern Japan arc // Tectonophysics. 1978. Vol. 47, N 1/2. P. 43-58.

194. Hawkesworth C.J., O'Nions, Pankhurst R.Y. et al. A geochemistry of island arc and back-arc tholeites from the Scotia Sea // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36. P. 253-262.

195. Hickey R.L., Prey P.A., Gerlach D.C. Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern volcanic zone of the Andes (34°41°S) trace element and isotopic evidence for contribution from subducted oceanic crust, mantle and continental crust // J. Geophys. Res. B. 1986. Vol. 91, N 6. P. 5963-5983.

196. Hilde T.W., Isezaki N., Wogeman J.M. Mesozoic seafloor spreading in the North Pacific // The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin. Wash. (D.C), 1976. P. 205-228. (Geophys. Monogr.; Vol. 19).

197. Holm P.E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // Chem. Geol. 1985. Vol. 51. P. 303-323.

198. Honda S., Uyeda S. Thermal process in subduction zones - a review and preliminary on the origin of arc volcanism // Arc volcanism: Physics and tectonics. Tokyo: TERRAPUB, 1983. P. 117-140.

199. Ikeda Y., Katsui Y., Kurasawa H. Origin of lateral variations in $^{87}sr/^{86}Sr$ ratios of Quaternary volcanic rocks from the Kurile arc in Hokkaido, Japan // J. Pac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. 1987. Vol. 22, N 2. P. 325-333.

200. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C), 1973. Vol. 19. P. 879.

201. Jakes P., Gill J.B. Rare earth elements and the island arc tholeitic series // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9, N 1. P. 17-28.

202. Jakes P., White A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 1. P. 29-39.

203. Katsui Y., Oba Y., Ando S. et al. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan // J. Pac. Sci. Hokkaido, North Japan // J. Pac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV. 1978. Vol. 18, N 3. P. 449-484.

204. Kay R.W. Geochemical constraint on the origin of Aleutian magmas // Island arcs, deep sea trenches and back arc basin. Wash. (D,C.), 1977. P. 229-242. (Amer. Geophys. Union. Maurice Enring Ser.; N 1).

205. Kay R.W., Sun D.-S., Lee-Hu G.N. Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian islands and Pribilof islands, Alaska // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42. P. 263-273.

206. Kimura G. Oblique subduction and collision: Forearc tectonics of the Kurile arc // Geology. 1986. Vol. 14. P.404-407.

207. Kimura G., Tamaki K. Tectonic framework of the Kurile arc since its initiation // Formation of active Ocean Margins / Ed. N.Nasu et al. Tokyo: TERRAFUB, 1985. P. 641-676.

208. Kudo A.W., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer // Contrib. Miner, and Petrol. 1970. Vol. 25, N 1. P. 52-65.

209. Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas // Bull. Volcanol. Ser. II. 1959. Vol. 20, P. 37-76.

210. Kushiro I. On the lateral variations in chemical composition and volume of Quaternary volcanic rocks across Japanese arcs // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1983. Vol. 18. P. 435-447.

211. Leeman W.P. The influence of crustal structures on compositions of subduction-related magmas // Ibid. N 1/4. P. 561-588.

212. Mann A.C. Trace element geochemistry of high alumina basalt-andesite-dacite-rhyodacite lavas of the main series of Santorini volcano, Greek // Contrib. Miner, and Petrol. 1983. Vol. 84. P. 43-57.

213. Marcelot G. Geochimie des lavas de l'ile d'Erromando (Nouvells Hebrides): Implication petrogenetiques // Bull. Soc. geol. Prance. 1981. T. 23, N 4. P. 367-376.

214. Marsh B.D., Garmichael I.S.E. Benioff zone magmatism // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79, N 8. P. 1196-1206.

215. Matsuhisa Y. Oxigen isotopic compositions of volcanic rocks from east Japan Islands and their bearing on petrogenesis // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1979. Vol. 5, N 3/4. P. 271-296.

216. Matsuhisa Y., Kurasawa H. Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from the central and western Japan arcs: Evaluation of contribution of crustal components to the magmas // J. Volcanol. and Geocherm. Res. 1983. Vol. 18, N 1/4. P. 483-510.

217. McCulloch M.T., Perfit M.R. $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian arc magmas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 56, N 1. P. 167-179.

218. Minster J.B., Jordan T.H. Present-day plate motions // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83, NB11. P. 5331-5354.

219. Morris J.D., Hart S.R. Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Gold Bay and Amak Island, Aleutians and implications for mantle structure // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. Vol. 47. P. 2015-2030.

220. Morris J.D., Tera P., Brown L. et al. ^{10}Be evidence for sediment recycling in island arc volcanics. 2. The Central American arc // EOS. 1985. Vol. 18. P. 421.

221. Morris J.D., Harmon R.S., Lopez-Escobar L. et al. ^{10}Be, Sr, 0 and Pb isotope evidence for sediment subduction in the Southern Andes // J. S. Amer. Stud. 1989. Vol. 15. P. 384-398.

222. Morris J.D., Tera P. ^{10}Be and ^{9}Be in mineral separates and whole rocks from volcanic arcs: Implications for sediment subduction // Geochim. et cosmochim. acta. 1989. Vol. 5.

223. Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. Vol. 274, N 4. P. 321-355.

224. Myers J.D., March B.D., Sinna K.A. Strontium isotopic and selected trace element variation between two Aleutian volcanic center (Adak and Atka): Implications for the development of arc volcanic plumbing systems // Contrib. Miner, and Petrol. 1985. Vol. 91, N 3. P. 221-233.

225. Nicholls I.A., Harris K.L. Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids // Geochim. et cosmocnim. acta. 1980. Vol. 44, N 2. Г. 287-308.

226. Nicholla I.H., Ringwood A.E. Effect of water on olivine stability in tholeites and production of silica-saturated magmas in the island-arc environment // J. Geol. 1973. Vol. 81, N 3. P. 285-300.

227. Nohda S., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol.52, N 2. P. 264-276.

228. Notsu K. Strontium isotope composition in volcanic rock from the Northeast Japan arc // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1983. Vol. 17, N 1/4. P. 531-548.

229. Notsu K., Isshiki H., Hirano M. Comprehensive strontium isotope study of Quaternary volcanic rocks from the Isu-Ogasawara arc // Geochem. J. 1983. Vol. 17, N 6. P. 289-302.

230. Nye C.J., Reid M.R. Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians: Implication for arc magmatism //J. Geophys. Res. B. 1986. Vol. 91, N 10. P. 10271-10287.

231. Onuma N., Hirano M., Isshiki N. Genesis of basalt magmas and their derivatives under the Izu Islands, Japan, inferred Sr/Ca-Ba/Ca systematics //J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1983. Vol. 18. P. 511-529.

232. Pearce J.A., Norry N.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nd variations in volcanic rocks // Contrib. Miner, and Petrol. 1979. Vol.69. P. 33.

233. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Ibid. 1976. Vol. 58, N 1. P. 63-81.

234. Popolitov E.I., Volynets O.N. Geochemistry of Quaternary volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka Island arc // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1982. Vol. 12, N 3/4. P. 299-316.

235. Powell R., Powell M. Gepthermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: A reappraisal // Miner. Mag. 1977. Vol. 41. P. 257-263.

236. Richard P., Shimizu N., Allegre C.J, $^{143}Nd/^{144}Nd$ a natural tracer: A natural application to oceanic basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 31. P. 269-278.

237. Ryan J.G., Langmuir C.H. Berillium systematics in young volcanic rocks: Implications for ^{10}Be // Geochim. et cosmochim. acta. 1988. Vol. 52. P. 237-244.

238. Sakuyama M. Lateral variations of H_2O contents in Quaternary magmas of northeastern Japan // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 43, N 1. P. 103-111.

239. Sleep N.H., Toksoz M.N. Evolution of marginal basins // Nature. 1973. Vol. 233, N 4250. P. 548-550.

240. Snow H. Notes on the Kurile Island. L., 1897.

241. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbit R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted litosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks //J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1986. Vol. 29, N 1/4. P. 303-309.

242. Tatsumi Y., Isoyama H. Transportation of beryllium with H_2O at high pressures: Implication for magma genesis in subduction zones // Geophys. Res. Lett. 1988. Vol. 15, N 2. P. 180-183.

243. Tanakadate H. Morphological development of the volcanic islet Taketomi in the Kuriles // Proc. Jap. Acad. 1942. Vol. 10, N 8. P. 494-497.

244. Tera P., Brown L., Morris J., Sacks I.S. et al. Sediment incorporation in island arc magmas: Inferences from ^{10}Be // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. Vol. 50. P. 535-550.

245. Ueda A., Sakai H. Sulfur isotope study of Quaternary volcanic rocks from the Japanese island arc //Ibid. 1984. Vol. 48, N 9. P. 1825-1848.

246. Watts A.W., Kogan M.G., Bodine J.H. Gravity field of the Northwest Pacific Ocean basin and its margin: Kurile Island arc-trench system. Wash. (D.C.), 1978. (Geol. Soc. Amer. Map and Chart Ser.; MCS-7).

247. Wedepohl K.H. Untersuchungen zur Geochemie des Zink // Geochim. et cosmochim. acta. 1953. Vol. 3, N 2/3. P. 93-142.

248. Wedepohl K.H. Tholeitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. 1981. Bd. 68, N 3. S. 110-119.

249. White W.M., Patchett J. Hf-Nd-Sr isotopes and incomatible element abundances in island areas: Implications for magma origins and crust-mantle evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67, N2, P. 167-185.

250. Whitford D.J., Nicholls I.S., Taylor S.R. Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas acroas the Sunda arc in Java and Bali // Contrib. Miner, and Petrol. 1979. Vol.70, N 3. P. 341-356.

251. Wood D.A. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for midoceanic ridge basalts from geochemical evidence *II* J. Geol. 1979. Vol. 7. P. 499-503.

252. Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships simple and complex system // Contrib. Miner, and Petrol. 1973. Vol. 42, IT 2. P. 109-124.

253. Wood D.A., Joren J.L., Marsh N.G. et al. Major and trace element variations in basalts from the North Phillippine Sea drilling during Deep Sea Drilling Project Leg 58: A comparative study of back-arc basin basalts with lava series from Japan and Mid-Ocean ridges// Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.), 1980. Vol. 58. P. 877-894.

254. Yasui M., Kishii T., Sudo K. Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea. (1) // Oceanogr. Mag. 1967. Vol. 19, N 1. P. 87-94.

255. Yoshida T., Aoki K.I., Ishikawa K.I. et al. Blew tal abundances in some basaltic rocks from the Japan arc adjacent aid // Res. Rep. Lab. Nucl. Sci. Tohoku Univ. 1982. Vol. 15, N 2. P. 239-249.