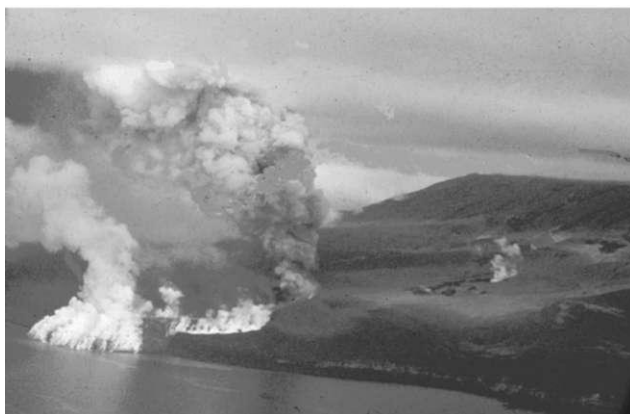


АКАДЕМИЯ НАУК СССР СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт вулканологии

Г. С. ГОРШКОВ

ВУЛКАНИЗМ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1967

УДК 551.21 (571.66)

Работа состоит из двух частей. В первой из них приводятся подробные данные о всех голоценовых вулканах и большинстве плейстоценовых вулканических массивов. Для каждого вулкана приведены данные о форме, строении, петрографии и истории развития. Отдельная глава посвящена петрографическим и петрохимическим особенностям курильских лав. Все вулканологические данные увязаны с особенностями строения земной коры и верхней мантии. В монографии впервые в мировой вулканологической литературе приводятся такие подробные данные по большому кругу вопросов, на столь обширной территории.

Во второй части рассматриваются петрохимические особенности, а также имеющиеся сведения о строении земной коры и верхней мантии в островных и вулканических дугах, внутри-океанических и внутриконтинентальных вулканах Тихоокеанской области. На большом новом материале подтверждаются выводы о мантийном питании вулканов и о существовании двух главных классов пород — океанического и континентального. Дается схема эволюции вулканизма, как отображение эволюции верхней мантии.

Книга рассчитана на геологов широкого профиля, а также геофизиков и геохимиков.

БИБЛИОТЕКА института вулканологии.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема происхождения и развития островных дуг в последние десятилетия привлекает к себе пристальное внимание ученых самых различных специальностей. Именно к этим областям приурочены самые мощные современные геологические процессы; здесь же происходит переработка одного типа земной коры в другой. Только поняв до конца современные процессы, можно с полной уверенностью судить о процессах прошлого. Инициатором работ по проблеме островных дуг в нашей стране (на примере Курило-Камчатской дуги) был акад. А. Н. Заварицкий, который, начиная с 1946 г., неоднократно поднимал этот вопрос на страницах научной печати. Он отмечал «удобство» Курило-Камчатской дуги для изучения: Камчатский участок дуги доступен исследованиям геологическими методами, Курильский участок — частью одинарный, частью двойной, но не осложнен такими явлениями, как, например, пересечение дуг, имеющими место в Японии.

Большую роль в островных дугах имеют процессы вулканизма, поэтому одной из первых задач акад. А. Н. Заварицкий считал изучение вулканов и вулканических явлений на Курильских островах. Выполнение этой миссии в значительной мере легло на долю автора этих строк, который, начиная с 1946 г., правда с большими перерывами, проводил здесь вулканологические работы.

Вначале задачи были довольно ограниченными — предполагалось просто описать вулканы (в первую очередь действующие) и составляющие их породы.

После 1957 г., когда в результате работ по программе Международного геофизического года в районе Курильской островной дуги выяснились основные черты строения земной коры и верхней мантии, стало возможным сопоставить особенности вулканизма с особенностями глубинного строения дуги. Постепенно выросла концепция о «сквозькоровом» характере вулканизма, о его связи непосредственно с большими глубинами — с верхней мантией Земли.

Первая работа автора в этом направлении была опубликована в 1956 г., еще до «Проекта Верхней Мантии». В этой работе было обращено внимание на явление поглощения поперечных сейсмических волн в магматическом очаге Ключевской группы вулканов. На этой основе глубина залегания очага была оценена в 60—80 км. Работа эта вызвала определенный интерес и была опубликована в нескольких изданиях за рубежом. В дальнейшем идея о непосредственной связи вулканов с верхней мантией была развита независимо от первого направления — на основе петрохимического изучения вулканических пород на Курильских островах. Наметившиеся выводы потребовали дополнительного петрохимического анализа вулканических лав из многих вулканических областей мира.

Одновременно близкие идеи поддерживались и развивались у нас Ю. М. Шейнманом, а за рубежом — Г. А. Макдональдом. В последние годы в поддержку этой точки зрения стали выступать многие ученые; из зарубежных исследователей можно отметить доктора Зена (Индонезия), который прямо развивает наши идеи на материале вулканов Индонезии, и доктора Рингвуда (Австралия), который провел ряд интереснейших физико-химических экспериментов. Интересные исследования по петро-химии, геофизике и геохимии ведутся также в США и Японии. По-видимому, идея об исключительно мантийном питании вулканов и о малой роли явлений ассимиляции и контаминации материала земной коры находит все больше сторонников.

Идеи автора в этом направлении были опубликованы в нескольких статьях и докладах, в рамках которых не было возможности привести исходный фактический материал. Поэтому, быть может, не всегда идеи автора звучали достаточно убедительно. В этой книге приведен большой фактический материал по петрохимии всей тихоокеанской вулканической области. В ходе работы выяснилось, что большинство старых анализов страдает неточностями, поэтому мы старались использовать химические анализы, выполненные преимущественно после 1940 г.

Настоящая работа фактически состоит из двух частей. Первая часть является описанием Курильской островной дуги; здесь приведены основные сведения об истории изучения вулканов, подводном рельефе и глубинном строении дуги, но главное внимание уделено описанию вулканов, и в этом отношении значительная часть материала приводится впервые.

Вторая часть (заключительная) посвящена изложению фактического материала по петрохимии и глубинному строению вулканических зон Тихого океана и его обрамления, а также общим вопросам связи вулканизма с верхней мантией Земли. Рассматривая эту работу как некоторый итог предшествующих исследований вулканов Курильской островной дуги, автор считает ее началом более детального изучения.

В первую очередь необходимо количественное изучение распределения различных типов пород, детальное петрографическое описание их, сравнительное геохимическое изучение лав на коре разного типа и геофизическое исследование глубинной структуры вулканов.

В заключение автор считает своим долгом поблагодарить своих спутников и помощников в экспедициях на вулканы Курильских островов: В. И. Лымарева — участника первой (1946 г.), наиболее длительной и, пожалуй, наиболее трудной экспедиции, сотрудников бывшей Лаборатории вулканологии АН СССР — Н. К. Классова, И. И. Товарову, В. А. Бернштейна, И. И. Гущенко, К. И. Шмуловича и Г. Е. Богоявленскую, которая была начальником отряда во всех последних экспедициях

СТРОЕНИЕ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ

Цепь Курильских островов протягивается от южной оконечности Камчатки до о-ва Хоккайдо, как бы соединяя эти две области и в то же время отделяя от Тихого океана внутреннее Охотское море. В целом гряда островов образует слегка выпуклую к востоку дугу, которая входит в систему островных дуг, опоясывающих с востока материк Азии. Подобно другим островным дугам, Курильские острова отделены от ложа океана глубоководным желобом, а от континента — впадиной внутреннего моря.

Острова Курильской дуги разделяются на две гряды — Малую и Большую.

Малая Курильская гряда является продолжением п-ова Немуро (о-ва Хоккайдо) и тянется в северо-восточном направлении на 105 км. Сюда входит 8 небольших островков (Танфильева, Анучина, Юрий, Демина, Зеленый, Полонского, острова Лисьи и Шишки) высотой не более 30—40 м и о-в Шикотан, имеющий довольно значительные размеры (9 x 28 км) и высоту 413 м. Далее к северо-востоку от о-ва Шикотан тянется подводный хребет (хребет Витязя).

Большая Курильская гряда протягивается на 1150 км от мыса Лопатки на Камчатке до п-ва Сиретокко на Хоккайдо; сюда входит 16 более или менее крупных островов и ряд скал, из которых скалы Каменные Ловушки обычно также прибавляют к числу островов. Особенности подводного рельефа и строения земной коры (о чем ниже будет сказано более подробно) позволяют разбить Большую Курильскую гряду на три части: северную, центральную и южную; в свою очередь, Северные Курильские острова широким Четвертым Курильским проливом делятся на два звена — северное и южное.

К северному звену Северных Курильских островов относятся острова Шумшу и Парамушир. В южное звено Северных Курил входят острова: Онекотан, Харимкотан, Шиашкотан и скалы Каменные Ловушки. К Центральным Курильским островам относятся: Райкоке, Матуа, Расшуа, Уши-шир, Кетой и Симушир. Наконец, к Южным Курильским островам принадлежат небольшие острова Черные Братья (о-в Чирпой и Брат Чирпоев) и крупные острова — Уруп, Итуруп и Кунашир.

Ряд островов, лежащих к западу от основной цепи (Алаид, Ширинки, Моканруши, скалы Авось, Экарма, Чиринкотан и Броутона), обычно также относят к Большой Курильской гряде, однако детали подводного рельефа и петрохимические отличия их лав, о чем в соответствующих местах монографии будет сказано подробнее, заставляют нас выделить эту группу островов как самостоятельную — Западную зону Большой Курильской гряды.

Таким образом, Курильская дуга является двойной: цепь Малых Курильских островов и хребет Витязя образуют внешнюю невулканическую дугу, а Большая Курильская гряда составляет внутреннюю вулканическую дугу. Эта последняя может быть, в свою очередь, подразделена на главную и западную зоны. Детали строения отдельных островов будут приведены при описании вулканов.

Все острова Курильской гряды по существу являются только вершинами крупного горного сооружения, скрытого ниже уровня моря. Поэтому подводный рельеф следует рассмотреть подробнее (рис. 1).

Детали строения подводной части Курильской дуги, дна Охотского моря и прилегающих частей Тихого океана были изучены главным образом экспедициями Института океанологии АН СССР на э/с «Витязь» в 1949—1959 гг. (Безруков, Удинцев, 1954; Удинцев, 1954, 1955, 1957; Канаев и Ларина, 1959; Затонский и др., 1961).

Подводная часть Курильской дуги имеет характер довольно сложного горного сооружения. Это сооружение состоит из двух параллельных горных хребтов, отстоящих один от другого на 75—100 км. Внутренний хребет, вершины которого образуют цепь Больших Курильских островов, тянется непрерывно от Камчатки до Хоккайдо. Внешний хребет (хребет Витязя) почти полностью скрыт под водами Тихого океана, и только в его юго-западном окончании над водой поднимается небольшая цепь островов Малой Курильской гряды.

В средней части Курильской гряды между проливами Буссоль и Крузенштерна внешний хребет разорван, так что фактически существуют два внешних хребта — Северный и Южный. В своих конечных частях они тесно смыкаются с внутренним хребтом, образуя единое горное сооружение.

Характерной особенностью обоих звеньев внешнего хребта является выровненная вершинная поверхность. В направлении к средней части гряды эта поверхность понижается, разделяясь на ряд последовательных

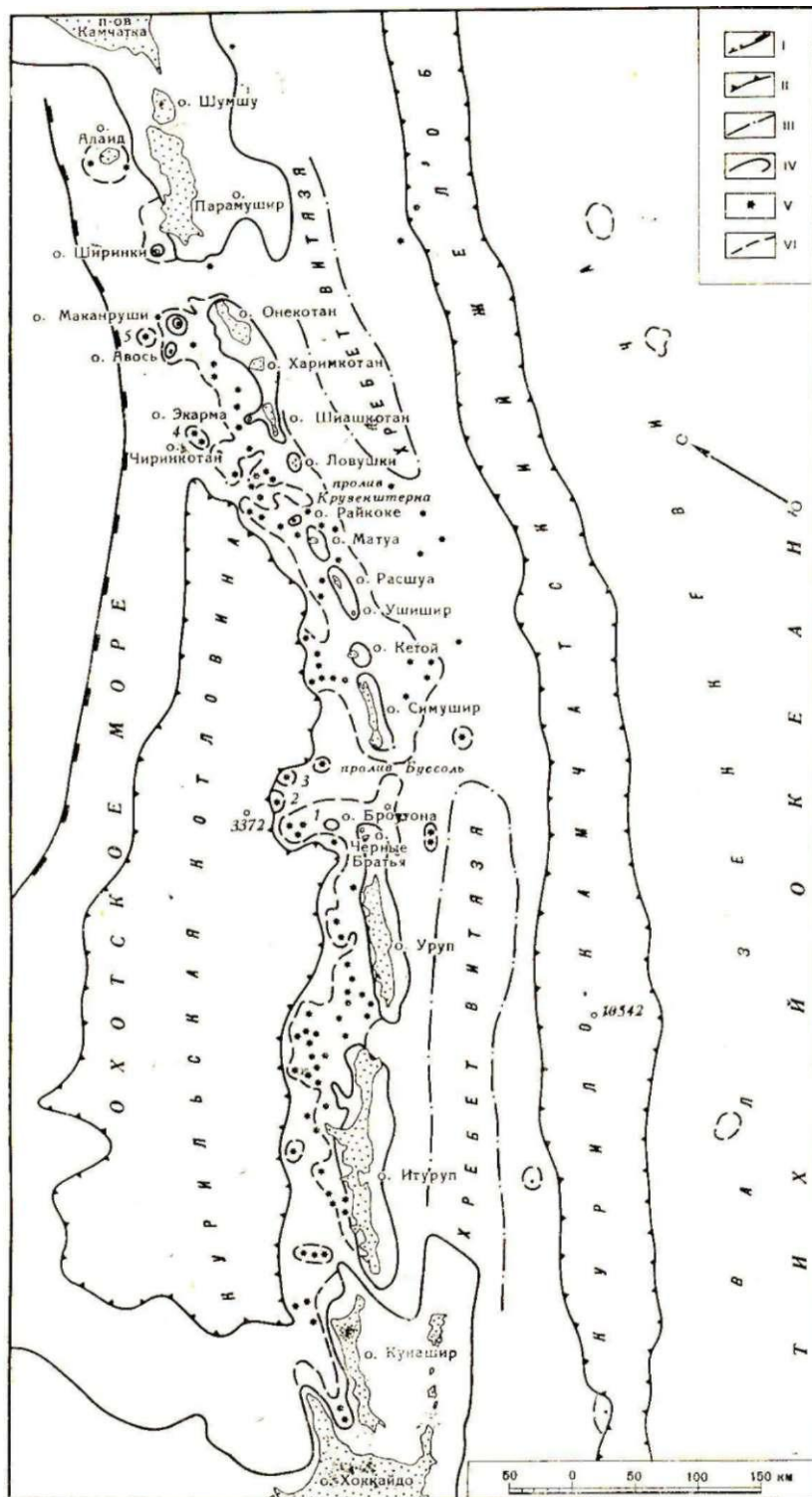


Рис. 1. Схема строения Курильской дуги и ее обрамления

I — край материковой отмели; II — край ложа Курильской котловины Охотского моря и контур Курило-Камчатского желоба; III — контур хребта Витязя; IV — край островной отмели (подводная терраса 130м); V — подводные вулканы; VI — подножие подводных вулканических сооружений: 1 — вулкан Вавилова, 2 — вулкан Обручева, 3 — вулкан Миронова, 4 — вулкан Эдельштейна, 6 — вулкан Белянкина (по Затонскому и др., 1961).

ступеней. Между проливами Буссоль и Надежда какие-либо следы существования внешнего хребта отсутствуют.

Близ окончания обоих звеньев внешнего хребта между ним и внутренним хребтом располагаются четко выраженные продольные желоба глубиной до 2000 м по отношению к гребню внешнего хребта. По дну северного продольного желоба из района о-ва Шиашкотан спускается крупная подводная долина. Огибая южное окончание северного звена внешнего хребта, эта долина выходит на склон Курило-Камчатского глубоководного желоба. Долина имеет крутые склоны и узкое дно, глубина ее достигает 200 м.

В средней пологой части отмечены хорошо сформированные береговые валы — признак деятельности суспензионных потоков.

В отличие от внешнего хребта цоколь островов Большой Курильской гряды имеет характер единого горного сооружения. Пролиты между отдельными островами редко превышают глубину в 500 м, и только два пролива составляют исключение: пролив Крузенштерна достигает глубины 1920 м, а пролив Буссоль — 2318 м. Эти два пролива глубоко рассекают цоколь внутреннего хребта, всего на 1 км с небольшим не доходя до дна Курильской котловины Охотского моря, и делят хребет на три звена: северное — от о-ва Парамушир до о-ва Шиашкотан и скал Каменные Ловушки, среднее — от о-ва Райкоке до о-ва Симушир и южное — от островов Черные Братья до о-ва Кунашир. Эти два самых глубоких пролива, несомненно, являются тектоническими образованиями типа грабена. Ось грабена пролива Буссоль проходит перпендикулярно к простиранию дуги островов, ближе к побережью о-ва Симушир. Ось грабена пролива Крузенштерна близка к меридиональному простиранию и рассекает цоколь островов в косом направлении. Другие относительно более глубокие проливы (Четвертый Курильский, Фриза, Екатерины) скорее всего также относятся к образованиям типа грабенов.

У берегов большинства островов Большой Курильской гряды отчетливо выражена береговая отмель, край которой расположен на глубине в среднем 130—140 м.

Со стороны Охотского моря внутренний хребет Курильской гряды четко ограничен глубоководной Курильской котловиной. Склоны хребта имеют сравнительно крутой уклон (до 10—20°). Местами переход ко дну котловины выражен довольно резким переломом, но в большинстве случаев склоны хребта в нижней части выполаживаются и постепенно переходят в дно котловины. Максимальная глубина Курильской котловины (к северо-западу от пролива Буссоль) достигает 3372 м. Дно ее представляет идеально ровную с небольшим уклоном к юго-востоку поверхность глубиной 3350 м. Плоское дно котловины имеет очертания сильно вытянутого к северо-востоку треугольника шириной 120 миль (около 220 км) и длиной 600 миль (около 1100 км). В районе пролива Крузенштерна плоское дно выклинивается, и далее к северо-востоку до о-ва Алаид прослеживается крупная ветвящаяся подводная долина. Верхняя часть этой долины (до скал Авось) имеет крутые склоны и большую глубину (до 200 м) и является, по всей вероятности, тектонической. Ниже долины расширяется и несет следы суспензионных потоков. Границей Курильской котловины на западе является подводный цоколь Сахалино-Хоккайдинской горной системы. С северо-запада Курильская котловина ограничена уступом континентального склона, который протягивается к южной оконечности Камчатки, проходя всего в 30 км к северо-западу от о-ва Алаид.

К юго-востоку от хребтов Курильской гряды протягивается Курило-Камчатский глубоководный желоб, входящий в систему желобов западной части Тихого океана. Этот желоб протягивается на длину 2200 км от района Камчатского мыса на северо-востоке, где он пересекается с Алеутским желобом, до южной оконечности о-ва Хоккайдо на юго-западе, где он смыкается с Японским желобом. В плане желоб имеет слегка дугообразную форму, а его ось параллельна простиранию Курильской островной дуги. Расстояние между осями желоба и внутреннего хребта колеблется от 180 км в средней части гряды до 200—220 км — у северных островов.

В пределах изобаты 6000 м длина желоба составляет 2000 км, а ширина — от 20 до 60 км. Самая глубоководная часть желоба располагается в его южной части. Изобата в 9000 м очерчивает часть желоба примерно от северного окончания о-ва Уруп до южной оконечности о-ва Итуруп длиной около 550 км и шириной всего в 5 км. В 180 км к юго-востоку от пролива Фриза расположена максимальная глубина желоба — 10 542 м. Превышение вулканов в этой части дуги над дном желоба составляет около 11 700 м.

Курило-Камчатский желоб имеет характерный V-образный поперечный профиль: северо-западный склон достигает высоты 6—10 км, а юго-восточный — всего 2—5 км. Крутизна склонов в верхней части не превышает 5—6°, а книзу увеличивается до 20—25°. Склоны повсеместно разбиты тектоническими уступами и ступенями. Склоны уступов достигают уклонов в 45° и более, а на поверхности ступеней уклон составляет всего несколько минут. Почти повсюду дно желоба представляет узкую ровную поверхность аккумулятивного выравнивания. В самой глубокой южной части ширина плоского дна достигает 1 км и в остальной части, как правило, не превышает 5 км, лишь местами расширяясь до 8—10 км.

С океанической стороны Курило-Камчатского желоба, по самому краю ложа Тихого океана, протягивается пологая, широкая структура — вал Зенкевича. Этот вал имеет небольшую высоту — всего 200—300 м над дном северо-западной котловины Тихого океана, но ширина его очень велика — 300—400 км.

На сводовой части вала Зенкевича обнаружено 16 подводных гор высотой до 3400 м; вершины этих гор находятся от поверхности на глубине 1700—1900 м. Наряду с этими крупными горами, широко развиты более низкие и широкие холмы высотой от 100 до 300 м.

В целом переходная зона от материка Азии к Тихому океану имеет весьма сложное строение: внешний и внутренний хребты Курильской дуги образуют двойную антиклиналь, разделенную промежуточным синклинальным прогибом. От погруженной континентальной платформы Охотского моря эта сложная антиклиналь отделена глубокой синклиналию Курильской впадины, а от океанической платформы — синклиналию Курило-Камчатского желоба.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНОВ

Курильские острова стали известны только с начала XVIII столетия. Правда, европейцы увидели эти острова полувеком раньше, но ни плавание голландцев Фриза и Схепа в 1643 г. у южных Курил (Witsen, 1646); ни походы спутника Дежнева — Федота Алексеева в 1649 г. (Крашенинников, 1755; Миллер, 1758; и казака М. Стадухина в 1656 г. (Сгибнев, 1869; через Первый Курильский пролив на севере гряды в силу различных причин не привели к географическому открытию гряды островов.

Самые первые сведения о существовании цепи островов к югу от Камчатки были получены в Москве в 1701 г. от первооткрывателя Камчатки пятидесятника Владимира Атласова. В конце своего первого камчатского похода, на исходе 1697 г., он вышел к устью современной реки Голы-гиной и увидел отсюда о-в Алаид. В своей второй «скаске», записанной 10 февраля 1701 г. в Сибирском приказе в Москве, он показал: «А против первые Курильские реки на море видел как бы острова есть, и иноземцы сказывают, что там острова есть ...» (Оглоблин, 1891, стр. 16).

Немного раньше, в декабре 1700 г., известный сибирский картограф С. У. Ремезов встретился в Тобольске с возвращавшимся в Москву В. Атласовым и получил от него сведения о Камчатке и островах. По этим данным С. У. Ремезов составил первую карту Камчатки и на южной оконечности полуострова поместил надпись: «земля Курилска на озере и на островах» — это было первое упоминание о Курильских островах.

В 1706 г. камчатский приказчик Василий Колесов направил к югу полуострова партию казаков в 50 человек во главе с Михаилом Наседкиным. Эта партия достигла самой южной оконечности Камчатки — мыса Лопатки. В. Колесов писал в Якутск воеводе Д. А. Траурнихту: «посылал де он Василей в Курилскую землю служилых людей и пришед служилые люди ему сказали: проведывали де они от Курилского острогу далее юв Нос земли, и с того де места дале земли в Нос нет, пришло море, только видеть в море за перелевами земли, а проведать той земли не на чем, судов морских и судовых припасов нет» (Памятники... XVIII века, ч. 1, стр. 422).

Позже сам М. Наседкин в якутской приказной палате сообщил тому же Д. А. Траурнихту несколько более подробные сведения (Памятники... XVIII века, ч. 2, стр. 502—503). Сведения Наседкина чрезвычайно заинтересовали Сибирский приказ, и иркутский губернатор князь В. И. Гагарин в инструкции якутскому воеводе Д. Траурнихту от 17 марта 1710 г. писал: «которые острова в море значат... против Камчатской земли, и те острова проведывать с великим прилежным радением» (Памятники... XVIII века, ч. 2, стр. 522).

В свою очередь, якутский воевода Д. Траурнихт, в ведении которого находилась Камчатка, при отправлении очередного камчатского приказчика В. Савостьянова 9 сентября 1710г. наказывал: «И тебе Васелью... поделав суды, какие прилично, за перелевами на море земли и людей как мочно проведывать... и той земли учинить особый чертеж» (Памятники... XVIII века, ч. 1, стр. 422—423).

Этот наказ был исполнен в следующем году. В августе 1711 г. партия казаков во главе с атаманом Данилой Анциферовым и есаулом Иваном Козыревским пересекла Первый Курильский пролив. Впервые русские люди высадились на Курилах; остров Шумшу был присоединен к России. В своей челобитной Петру I они сообщили: «с того Носу мы раби твои в мелких судах и байдаром за перелевами на море на островах были...» (Памятники... XVIII века, ч. 1, стр. 462).

В 1713 г. приказчик камчадалских острогов В. Колесов отправил на Курильские острова партию казаков во главе с Иваном Козыревским. Козыревский был на трех северных островах — Шумшу, Парамушир, Маканруши (Кукумива) — и формально присоединил к России остров Парамушир. По опросу он собрал сведения обо всех островах вплоть до Матмая (Хоккайдо). В отписке Д. Траурнихту в 1713 г. В. Колесов писал: «и он Иван с Камчацкого Носу за перелевы со служилыми людьми ходил и подал... за своею рукою доезд... и тем островам чертеж, даже и до Мат-манского острова» (Памятники... XVIII века, ч. 1, стр. 542—543; ч. 2, стр. 46).

Сведения, собранные в 1713 г. И. Козыревским, были одной из важнейших вех на пути изучения Курильских островов, и в течение более полувека все сведения о Курилах основывались почти исключительно на этих данных.

Описание Козыревского было довольно точным в числе и расположении островов, а многие названия островов дошли почти без изменений до нашего времени.

Данные Козыревского были использованы при составлении многих карт, в том числе известной карты Елчина. До нашего времени дошел «Чертеж Камчадалского Носу и морским островам», выполненный И. Козыревским в 1726 г. в Якутске для капитана Беринга (Огрызко, 1953). Этот чертеж был позже использован Г. Ф. Миллером, который в

1737 г. по якутским архивным материалам составил первую сводку о Курильских островах. Эта сводка в значительной мере вошла в соответствующую главу «Описания земли Камчатки» С. П. Крашенинникова (1755), переведенной на многие западноевропейские языки, и в «Описание морских путешествий» самого Миллера (1758), в немецком оригинале она была опубликована в 1774 г. как приложение к книге Стеллера (Steller, 1774).

Первое упоминание об островах между Камчаткой и Японией на русском языке содержится в заметке об Иване Козыревском в газете «Санкт-петербургские ведомости» от 26 марта 1730 г. В том же году шведский офицер Табберт (Страленберг), плененный в 1709 г. под Полтавой и пробывший 13 лет в ссылке в Сибири, издал описание севера и востока Европы и Азии (Stralenberg, 1730). В этом труде, среди многих других данных, он использовал также данные Атласова и Козыревского о Камчатке и Курилах.

На «чертеже» И. Козыревского 1726 г. приведены первые сведения о вулкане на одном из Курильских островов: «...четвертый остров, Арау-макутан¹ называемой, нежилой. На нем находится огнедышущая гора». Эти сведения использованы у Крашенинникова (1755) и Миллера (1758). Тот факт, что среди десятков курильских вулканов отмечен только один, свидетельствует о том, что в год похода Козыревского (1713 г.) этот вулкан имел извержение. Там же приведены довольно смутные данные, которые, быть может, свидетельствуют об извержении на о-ве Чирпой: «... с Китаю слышна на Чирпие пушечная пальба» (Крашенинников, 1755; Muller, 1774).

В 1721 г. по личному повелению Петра I на Курильские острова были посланы геодезисты И. М. Евреинов и Ф. Ф. Лужин. На казенной «лодии» они доходили до «Шестого острова» и сделали первые геодезические определения положения островов северной половины гряды. И. Евреинов и Ф. Лужин первыми установили, что острова простираются от Камчатки не прямо к югу, а к юго-западу. По данным геодезистов, они доходили до 49°18' с. ш. (Евтеев, 1950), но, судя по их определению мыса Лопатки, в их числение вкралась систематическая ошибка и фактически они доходили до 48°06' с. ш., т. е. до о-ва Матуа²

В 1724 г. И. К. Кириллов составил карту северо-востока Азии, где на основании карты Евреинова и Лужина и отчасти И. Козыревского еще без названия были нанесены и Курильские острова. По поручению Петра I эта карта была передана Я. В. Брюсом И. Гоману, который издал ее в 1725 г. в своем атласе (Homan, 1725). Это была первая публикация карты Курил.

Экспедиция Василия Шестакова, посетившая в 1730 г. первые пять островов (Миллер, 1758; Сгибнев, 1869), ничего не добавила к данным Козыревского.

¹ Теперь IV остров — Харимкотан.

² Относительно того, до какого места доходили Евреинов и Лужин, данные разных авторов сильно расходятся.

В 1738 г. начальник Курильского отдела Второй Камчатской экспедиции капитан Шпанберг ходил на гукоре «Архангел Михаил» с Камчатки вдоль Курил до о-ва Уруп. В 1739 г. капитан Шпанберг на том же корабле и капитан Вальтон на дубель-шлюпке «Надежда» прошли и положили на карту всю гряду Курильских островов. В 1742г. капитаны Шпанберг и Шельтинг повторили плавание. К сожалению, какие-либо сведения о вулканах в журналах Шпанберга, Вальтона и Шельтинга отсутствуют (Соколов. 1851).

В 1738 г. С. П. Крашенинников посылал на Северные Курильские острова казака С. Плишкина с толмачом М. Лепехиным. Они сделали опись четырех островов и доставили сведения о курящихся вулканах на Алаиде и Парамушире (Крашенинников, 1755).

В -40-х и 50-х годах XVIII столетия ясачные сборщики доходили до 16 острова (Симушир), но их походы не приносили новых данных.

В 1761 г. сибирский губернатор Соймонов поручил главному командиру Анадырского, Охотского и Камчатских островов подполковнику Пле-ниснеру получить подробные сведения о всех Курильских островах; была составлена подробная, инструкция. Выполнение этого поручения началось только в 1766 г. В 1766—1769 гг. сотник Иван Черный прошел всю гряду до севера Итурупа и составил очень подробное и чрезвычайно толковое описание всех посещенных им островов. «Журнал» Черного лег в основу подробной сводки о Курильских островах, составленной начальником Иркутской навигационной школы — секунд-майором Татарино-вым (1785). Полностью «Журнал» был опубликован сто лет спустя в сводке А. Полонского (Черный, 1871).

Можно сказать, что экспедиция И. Черного внесла самый большой вклад в познание Курильских островов. В течение более ста лет — до самого конца XIX столетия, данные Черного являлись фундаментом наших знаний о Курильских островах. Он приводит описание некоторых извержений, иногда очень красочные. Например: «12-й остров Мутова (теперь Матуа). На нем сопка, коя, по объявлению курильцев, в недавних годах преужасно горела, причем по всему острову разметало камня так, что и летающих птиц во многом числе оными убивало... коренье, кое там, как видно было, все выгорело и заматано камнем». Или: «16-й остров Симусыр... на нем 4 сопки... 2-я сопка Итанкой (теперь Пик Прево), верх у нея плоский, прежде горела и от того стоящий на подножии ея лес сланцевый и коренья все выгорело». Среди различных очень подробных географических сведений он приводит данные о 26 сопках на 18 островах (не считая

Алаида и Парамушира), в том числе для 12 сопок сведения о недавних извержениях или продолжающейся активности.

28 ноября 1772 г. иркутский губернатор генерал-поручик Бриль дал подробную инструкцию вновь назначенному главному командиру Камчатки премьер-майору Бему. Один из пунктов инструкции предлагал «обстоятельно проведать и описать все Курильские острова» (Полонский, 1871).

В 1773 г. по поручению Академии наук на Курилы на большой байдаре ходил «сибирский дворянин» Антипин (1775), доставивший для музея Академии различные «достопамятности». С 1775 г. иркутский купец Лебедев-Ласточкин при поддержке Бема пытался организовать промыслы морского зверя в районе о-ва Уруп; одновременно ему поручались задания — привести в подданство жителей Южных Курильских островов и установить торговую связь с Японией.

В течение 1775—1785 гг. доверенные лица Лебедева-Ласточкина Антипин и Шабалин несколько раз плавали из Охотска и с Камчатки на парусных судах и байдарках на о-в Уруп. В первый же год судно «Николай» было разбито у берегов Урупа. Еще один корабль разбился в следующем году на Камчатке, а в 1780г. цунами выкинуло на берег Урупа бригантину «Наталья». В деловом отношении все это предприятие принесло одни убытки, но вместе с тем были получены новые данные обо всей Курильской гряде. В 1776 г. Шабалин и штурманский ученик Очередин доходили до гавани Аткис на о-ве Матмай (42^л20' с. ш.), где произошла первая встреча русских с японцами. В 1779 г. Антипин и Шабалин вновь достигли о-ва Матмай.

Из всего изложенного видно, что вся Курильская гряда, вплоть до Японии, стала известна в России в 1713 г. после похода И. Козыревского на о-в Парамушир. В 1738 г. все острова гряды были пройдены и положены на карту участниками Второй Камчатской экспедиции, а в 60-х и 70-х годах XVIII столетия они были описаны уже достаточно подробно.

В начале XVIII столетия на юге о-ва Матмай (Хоккайдо) было постоянное японское поселение. Северная часть острова и Курильские острова в это время еще не были известны и объединялись в довольно неопределенное понятие Эзо (северные земли). На японской карте, датируемой 1730 г. (Teleki, 1909, карта XI), Курил еще нет. Видимо, к середине XVIII столетия японцы продвинулись по побережью Матмая далее на север; судя по японским источникам, приводимым в книге А. Позднеева (1909), о существовании островов Кунашир и Итуруп в Японии стало известно в 1750—1760 гг. По описанию И. Черного, незадолго до его путешествия, т. е. в середине 60-х годов XVIII столетия, японцы стали посещать о-в Кунашир. Остров Итуруп, по-видимому, был одновременно посещен Черным и японцами. На о-ве Уруп первый японец-чиновник Моганаи Токунаи побывал в 1786 г., а более северные острова были посещены только в XIX столетии. В 1799 г. японцы начали колонизировать Итуруп; между Японией и Россией «de facto» была установлена граница по проливу, разделяющему острова Уруп и Итуруп. По Симодскому трактату от 26 января 1855 г. эта граница была признана юридически.

Но вернемся к результатам поездок Антипина и Шабалина: в 1781 г. Антипин уехал в Иркутск и представил новые данные о Южных Курилах³ и о встрече с японцами на Матмае. Новыми, по сравнению с данными Черного, были сведения об извержении вулкана на севере о-ва Итуруп и об извержении на о-ве Райкоке в 1778 г.⁴

³ В том числе образцы пирита и халькопирита с о-ва Уруп.

⁴ В силу разного рода опечаток и ошибок это извержение иногда датируется также 1777 и 1780 гг.

Об извержении Райкоке на Камчатке стало известно еще до Антипина: извержение разразилось внезапно, и под градом вулканических бомб погиб сотник Черный (брат автора «Журнала»), возвращавшийся с 14 спутниками-курильцами с о-ва Матуа на Камчатку. В 1779 г. об этом сообщили на Камчатку, и начальник Камчатки Рейникен послал на Райкоке сотника Секерина «для описания и положения на план, каким видом остров состоит от прорыва горелой сопки» (Pallas, 1781; Полонский, 1871). Это была, так сказать, первая русская специально вулканологическая экспедиция. Сотрудник Секерин входил в 60-х годах XVIII столетия в команду И. Черного и вместе с ним бывал на Райкоке раньше. Поэтому он смог детально описать вид острова до и после извержения; к сожалению, рисунки, на которые имеются ссылки в немецком издании статьи Татаринова, не сохранились.

Сводка М. Татаринова, о которой упоминалось выше, объединяла данные И. Черного и И. Антипина. Иркутский генерал-губернатор Ф. Н. Кличка представил это описание в Академию наук, и оно было опубликовано в 1785 г. (Татаринов, 1785). Но двумя годами раньше П. С. Паллас опубликовал ее с незначительными изменениями и дополнениями на немецком языке, без указания автора, в IV томе своего журнала «Neue Nordische Beitrage», снабдив только примечанием «по русскому оригиналу». Поэтому сначала в Западной Европе, а затем и у нас автором этой выдающейся сводки стали считать Палласа. В 1792 г. эта сводка вышла анонимно в Ульме. Позже основатель Российско-Американской компании купец Г. ТТГе-лехов включил это описание с некоторыми сокращениями в одну из своих книг (Шелехов, 1812). Таким образом, одна и та же работа стала приписываться трем разным авторам. Сличение текстов устанавливает их полную идентичность. Справедливость требует указать, что действительным автором сводки был наименее известный из них — М. Татаринов и что по меньшей мере ⁸/4 этой сводки взяты из журнала И. Черного.

На карте Курильских островов, составленной Антипиным и Очереди-ным после 1780 г. (возможно, в 1785 г.), имеется дополнительное указание на существование действующего вулкана также на о-ве Уруп (Атлас, 1964, карта № 159).

В самом конце XVIII столетия Курильские острова были посещены экспедициями Кука (Cook, 1784), Лаперуза (La Perouse, 1797) и Броутона (Broughton, 1804), но эти экспедиции почти не внесли ничего нового.

В 1790 г. член русской экспедиции Биллингса и Сарычева сержант геодезии Гилев описал первые восемь островов: эти данные вошли в атлас Сарычева (1826).

В 1805 г. И. Ф. Крузенштерн во время первого русского кругосветного путешествия описал северную половину Курильской гряды, сделал ряд астрономических определений и дал многим географическим объектам, в том числе и вулканам, русские названия, которые сохранились до нашего времени (Крузенштерн, 1812). В Атласе воспроизведены рисунки многих вулканов (1809). В 1811 г. В. М. Головнин продолжил описание и астрономические определения Курил от Матуа до Кунашира (Головнин, 1819). В итоге плаваний Крузенштерна и Головнина карта Курильских островов приняла свои действительные очертания; в дальнейшем она подверглась лишь относительно небольшим уточнениям. Были пополнены также сведения о вулканах, особенно в южной части гряды, а количество действующих вулканов стало на четыре больше.

В 1830 г. Курильские острова были переданы в ведение Российско-Американской компании (Тихменев, 1861). На севере Симушира, в бухте Броутона, была выстроена контора компании, а еще в 1828 г. было восстановлено поселение и на о-ве Уруп (оно существовало с 1795 по 1805 г.). Острова входили в Российско-Американскую компанию вплоть до ее ликвидации в 1869 г. Ежегодные плавания судов компании на Курилы позволили уточнить карты островов, новые данные были частично включены в Атлас Кашеварова (1847 г.) и полностью сведены в Атлас и «Гидрографических замечаниях к Атласу» капитана Тебенькова (1852). Капитан Тебеньков с 1825 г. находился на службе Российско-Американской компании, а с 1845 г. стал правителем компании. В своих работах он использовал корабельные журналы судов компании с 1782 г. Тебеньков приводит много новых сведений. Специально вулканам и их извержениям посвящена статья служащего компании П. Дорошина (1870), который работал в компании с 1848 г.

В 1864 г. Перрей (Perrey, 1864) сделал первую попытку составить критическую сводку об извержениях Курильских вулканов. По тому времени это была очень хорошая работа, в которой была использована вся имевшаяся тогда литература на западноевропейских языках. Перрей пытался критически сопоставить и оценить данные различных авторов и выявить накопившиеся неточности и ошибки. В известной мере это ему удалось, но, не зная русского языка, он не мог использовать русские первоисточники, и часть ошибок им не была устранена.

Первый период русских исследований был закончен. К этому времени в русской литературе было описано 25 действующих вулканов.

В 1878 г. английский сейсмолог на японской службе Дж. Мильн объехал все острова гряды и по наблюдениям с борта корабля дал описание вулканов (Milne, 1879). Он насчитал 52 хорошо сформированных пика, из которых 9 отнес к действующим вулканам. В 1885 г. Мильн побывал на Кунашире и Итуруп. В 1886 г. он опубликовал большую сводку о вулканах Курильских островов, в которую, помимо своих наблюдений, включил данные, собранные английским зверопромышленником капитаном Сноу, и все литературные данные, собранные Перреем. Согласно сводке Мильна, на Курилах имеется 23 потухших и 16 действующих вулканов. В 1897 г. капитан Сноу опубликовал свои «Заметки о Курильских островах» (имеется русский перевод, 1902 г.), где описаны все острова и извержения нескольких вулканов. В дальнейшем, до 1946 г., вулканологических исследований, охватывавших всю гряду, не проводилось, и все последующие вулканологические сводки базировались преимущественно на работе Мильна.

Японская литература о вулканах Курильских островов довольно скудна и преимущественно ограничена краткими сводками извержений (Takanodate, 1925, 1931, 1934, 1935, 1939). Более подробному изучению подверглись только Алайд с его побочным кратером Такетоми, возникшим в 1934 г. (Кино, 1935), Харимкотан, в связи с его сильным извержением в 1933 г. (Немото, 1934), и вулкан Трезубец (Дзигоку) на о-ве Уруп (Немо-то, 1937). В этих работах дается не только морфологическая характеристика, но приведены также первые сведения по петрографии и химизму лав. К сожалению, две последние работы, напечатанные в малораспространенном издании на японском языке, остались вне Японии мало известными. Краткие сведения о некоторых вулканах встречаются в геологических работах и кратких вулканологических заметках, преимущественно на японском языке. Геологическая карта Курильских островов с данными о расположении вулканов и сводная работа о курильских вулканах (Немото, 1958) появились в 50 — 60-х годах XX столетия. В этих работах использованы уже наши данные.

В 1945 г., по условиям Потсдамского соглашения, вся гряда Курильских островов была возвращена в состав Советского Союза. Имевшиеся на 1945 г. данные о вулканизме Курильских островов были обобщены акад. А. Н. Заварицким (1946). Он отмечал 23 действующих вулкана, 3 пункта подводных извержений и 7 потухших вулканов.

В 1946 г. начался третий этап изучения Курильских островов — на этот раз детального и всестороннего.

Первой в этом районе, начиная с апреля 1946 г., работала гидрографическая экспедиция Тихоокеанского флота. По предложению акад. А. Н. Заварицкого Академия наук СССР прикомандировала к этой экспедиции, для изучения вулканов, автора настоящей работы. За семь месяцев экспедиционных работ были посещены острова: Алаид, Шумшу, Парамушир, Онекотан, Харимкотан, Шиашкотан, Экарма, Матуа, Расшуа, Черные Братья, Уруп и Шикотан, Кроме того, с борта корабля были осмотрены все остальные острова гряды.

В это же время на южных островах гряды (Уруп, "Итуруп, Кунашир, Шикотан) работала комплексная экспедиция Приморского филиала Географического общества. Геоморфолог этой экспедиции Г. В. Корсунская получила о вулканах ряд новых данных, результаты которых были опубликованы в ряде статей (Корсунская, 1948, и др.). Наблюдения на некоторых вулканах о-ва Итуруп проводил также географ Ю. К. Ефремов.

Результаты наших исследований значительно расширили существовавшие представления о вулканах Курильских островов. Число всех вулканов было оценено цифрой порядка 80 (Горшков, 1948), а 36—37 из них (не считая двух подводных) были отнесены к категории действующих. Краткие результаты наших работ были подготовлены к печати в начале 1947 г., но статья была опубликована только через 16 лет (Заварицкий, Горшков, 1963). В 1954 г. автор опубликовал сводку об извержениях вулканов с начала XVIII столетия по 1952 г. (Горшков, 1954). В эту сводку было включено краткое описание всех действующих и некоторых потухших вулканов, сделанное автором преимущественно на основании собственных наблюдений 1946 г. Здесь же впервые были помещены фотографии многих вулканов.

В 1947 — 1948 гг. под руководством Г. М. Власова (Дальневосточное геологическое управление) изучались серные месторождения на островах Кунашир и Итуруп. Аналогичные работы, начиная с 1953 г., проводились Камчатским геологическим управлением на о-ве Парамушир (Власов, 1958, 1960).

С 1950 г. Институт океанологии АН СССР на э/с «Витязь» начал изучение вод, примыкающих к Курильской гряде. Результатом этих исследований явились многочисленные, очень важные работы по морфологии южной части Охотского моря и прикурильской части Тихого океана (Безруков, Удинцев, 1953; Удинцев, 1955, 1957; Затонский и др., 1961). Одна из работ была специально посвящена подводным вулканам (Безруков и др., 1958).

В 1951 г. автор принял участие в рейсе на э/с «Витязь». Были осмотрены острова от Алаида до Урупа и впервые получен петрографический материал с островов Ширинки и Чиринкотан.

В 1952 г. автор изучал геологическое строение о-ва Шикотан и вулканы юга о-ва Кунашир. В 1953 г. были изучены вулканы о-ва Парамушир. В 1954 г. работы проводились на вулканах Грозный и Тебеньков (о-в Итуруп), и на о-ве Матуа, а затем с воздуха были осмотрены все без исключения острова Большой Курильской гряды. В итоге этого «тура» работ были опубликованы «Каталог действующих вулканов Курильских островов», обобщающая сводка по действующим вулканам Курил, а также работы о вулканах и петрографии лав о-ва Парамушир (Горшков, 1954, 1957, 1958; Горшков, Богоявленская, 1962).

Вулканы о-ва Кунашир изучались в 1954 — 1955 гг. Е. К. Мархининым (1959). Главным итогом этой работы было первое петрографическое описание трех вулканов острова.

В 1951 г. и в последующие годы геологию Курильских островов изучал Ю. С. Желубовский и др., работы которых были обобщены в 31 томе «Геологии СССР» (1964).

В 1957 — 1958 гг. крупные геофизические работы по программе МГГ проводили здесь Институт физики Земли (Гальперин, Косминская) и другие организации, в последующие годы тот же институт продолжал сейсмологическое изучение Южных Курил (начальник экспедиции С. А. Федотов). В результате этих работ был сделан чрезвычайно крупный вклад в на-

С 1958 г. по 1964 г. на Курильских островах, преимущественно Центральных, проводились большие вулканологические исследования Лабораторией вулканологии АН СССР, а позже Институтом вулканологии АН СССР, под руководством и в значительной мере при личном участии автора.

1958 г. Острова Кунашир, Симушир (Г. С. Горшков, И. И. Товарова).

1959 г. Острова Симушир, Кетой, Ушишир, Итуруп, Парамушир (Г. С. Горшков, И. И. Гущенко, Г. Е. Богоявленская, совместно с К. К. Зе-леновым).

1960 г. Остров Итуруп (И. И. Гущенко, Г. Е. Богоявленская), о-в Парамушир (Г. С. Горшков, Г. Е. Богоявленская).

1961 г. Острова Онекотан, Чиринкотан, Харимкотан, Шиашкотан, Симушир (Г. Е. Богоявленская, К. И. Шмулович).

1962 г. Острова Онекотан, Симушир, Парамушир (Г. С. Горшков, Г. Е. Богоявленская, К. И. Шмулович), Черные Братья (Г. Е. Богоявленская, К. И. Шмулович).

1963 г. Острова Харимкотан, Шиашкотан (Г. С. Горшков, Г. Е. Богоявленская), Чиринкотан, Экарма (Г. Е. Богоявленская), Парамушир, Симушир (К. И. Шмулович).

1964 г. Острова Онекотан, Харимкотан, Шиашкотан, Экарма, Чиринкотан, Матуа, Райкоке (Г. Е. Богоявленская).

Результаты этих работ были опубликованы только частично (Горшков, 1960, 1962; Богоявленская, Горшков, 1965).

С 1960 по 1963 г. в северной части о-ва Парамушир работали вулканологи СахКНИИ АН СССР под руководством В. Н. Шилова. Пока опубликованы только предварительные результаты этих работ (Родионова и др., 1963, 1964). Вулканологи этого института посетили также некоторые другие острова.

В 1962 г. сотрудники Института вулканологии АН СССР Е. К. Мар-хинин и Д. С. Стратула провели маршрутные исследования на Центральных Курильских островах. Ими были впервые собраны породы с островов Маканруши, Райкоке и Броутона (1965 г.).

Объем работ, выполненных после 1945 г. и особенно после 1953—1957 г., совершенно не соизмерим со всем тем, что было сделано ранее. Теперь стали известны основные особенности геологического строения островов, изучено строение земной коры, характер изменений гравитационного и магнитного полей, дана картина рельефа дна примыкающих частей Охотского моря и Тихого океана и т. д.

Уже опубликованные сведения о Курильских островах дают общее представление и о вулканизме. Однако значительная часть вулканологических материалов, полученных в последние годы нашими экспедициями, еще не опубликована.

В настоящей работе сведены результаты вулканологических исследований, выполненных в 1946—1964 гг. под руководством автора в Лаборатории вулканологии АН СССР, а затем в Институте вулканологии АН СССР. Используются также опубликованные до конца 1965 г. данные других исследователей.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

В 1957—1958 гг. по программе МГГ было произведено комплексное геофизическое исследование зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, важным звеном которой является район Курильских островов. Эти работы включали глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), аэромагнитную и гравиметрическую съемки. Кроме того, с 1948 г. на Камчатке, а позже и на Курильских островах стала развиваться сеть региональных сейсмических станций, которая совместно с данными сейсмосети СССР позволила получить много нового для познания особенностей сейсмического режима этой области. Начиная с 1958 г. на Южных Курилах работала Тихоокеанская сейсмическая экспедиция, которая проводила здесь детальные сейсмологические исследования.

В итоге всех этих исследований область Курильской дуги в геофизическом отношении оказалась одной из наиболее изученных.

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Район Курильских островов, вместе с Камчаткой, является наиболее сейсмичной областью СССР. Зона 8—9-балльных землетрясений охватывает все острова. Нередко землетрясения сопровождаются образованием волн цунами, которые оказываются еще более разрушительными, чем сами землетрясения.

Не удивительно, что южная часть Курильских островов, вместе с Японией, была первой областью, где установлено существование землетрясений с глубиной очага более 60 км — так называемых глубокофокусных (Wadati, 1935).

Первым из русских ученых, обратившим внимание на проблему глубокофокусных землетрясений, в частности на Курильских островах, был акад. А. Н. Заварицкий (1946). Он отметил существование фокальной зоны очагов землетрясений, падающей под углом около 40° от «впадины Тускарора» (теперь Курило-Камчатский желоб) в сторону континента на глубину до 700 км, а также тот важный факт, что действующие вулканы расположены там, где фокальная зона подходит к земной поверхности на расстояние 100—150 км. Акад. А. Н. Заварицкий (1946), сравнивая масштаб геологических процессов в земной коре с масштабами процессов в оболочке Земли, первым пришел к выводу о том, что «глубокие движения литосферы могут быть причинами (первичными), а складчатость, разрывы и альпийская тектоника в земной коре — следствиями (вторичными)» (стр. 7—8). Таким образом, А. Н. Заварицкий предвосхитил те идеи, которые позже были положены в основу «Проекта Верхней Мантии».

Выводы А. Н. Заварицкого о существовании фокальной зоны очагов землетрясений, основанные на телесеизмических данных, в последующие годы, с развитием региональной сейсмосети, были подтверждены и уточнены (Монахов, Тараканов, 1955, и др.). Особенно интересны результаты детальных наблюдений на Южных Курилах, проведенные в 1958—1962 гг. (Федотов и др., 1961, 1963). По этим данным, очаги землетрясений располагаются еще более компактно и закономерно, чем это представлялось ранее по записям удаленных сейсмостанций. Большинство очагов размещается под континентальным склоном Курильского глубоководного желоба на глубинах от 0 до 200 км.

Очаги землетрясений образуют отчетливую фокальную зону, падающую под острова. В поперечном разрезе эта зона имеет клиновидную форму «толщиной» в 40—50 км в верхней части и сходящую на нет на глубинах около 200 км. Под островами Большой Курильской гряды фокальная зона проходит на глубине 150—180 км (рис. 2).

Вторая, гораздо более слабая сейсмическая зона тянется вдоль Охотского побережья Больших Курильских островов. Здесь часто происходят слабые поверхностные землетрясения с глубиной не более 20—30 км.

Напряжения в очагах землетрясений (Балакина, 1962; Аверьянова, 1965; Udias, Staudes, 1964) действуют преимущественно в горизонтальном направлении перпендикулярно простиранию дуги.

Образующиеся разрывы имеют простирание, параллельное дуге с различными углами падения (45—75°), в сторону континента. Движения имеют характер взброса, при котором континентальная часть надвигается на океаническую; область глубоководного желоба испытывает опускание.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование)

В прикурильской части переходной зоны было проведено 15 профилей ГСЗ общей длиной 5430 км (рис. 3), из них 5 проходили перпендикулярно дуге в Охотском море (с севера на юг профили: 9-М, 14-М, 6-М, 1-М и 5-М), 6 профилей выходили в океан (с севера на юг профили: 9-0, 14-0, 4-0, 6-0, 1-0 и 5-0), 4 профиля пересекали о-в Итуруп с севера на юг и с востока на запад (профили 2-М, 2-0, 3-М и 3-0) и один профиль (15-0) проходил вдоль Курило-Камчатской впадины между профилями 9-0 и 14-0.

В итоге работ по ГСЗ была получена довольно полная картина строения земной коры в этом районе (Гальперин, 1958; Гальперин и др., 1958; Васильев и др., 1960; Аверьянов и др., 1961; Вейцман и др., 1961; Косминская и др., 1963). Полные результаты были опубликованы в 1964 г. в сборнике «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану».

По данным ГСЗ было установлено, что земная кора имеет здесь мозаичное строение. Западная граница области типично океанической коры приблизительно совпадает с дном Курило-Камчатского желоба. Типично континентальная кора, грубо говоря, протягивается от Южного Сахалина к району пролива Крузенштерна, а к югу от этой линии располагается обширный участок с корой так называемого «переходного» типа, в которой в последние годы И. П. Косминская выделила «субокеанический» и «субконтинентальный» типы. Как известно, в конце 40-х и начале 50-х годов нашего столетия с развитием методов ГСЗ было установлено принципиальное различие в строении земной коры на континентах и океанах.

В океанических областях земная кора состоит из одного слоя консолидированных пород мощностью 5—8 км с V_p , равной 6,6—7,0 км/сек. Выше следует тонкий слой осадков (1 км) и 5-километровый слой воды. Общая мощность океанической коры, включая воду и осадки, составляет 10—15 км.

Кора континентального типа имеет более сложное строение и гораздо большую мощность. Выше границы М, как и на океанах, следует слой с V_p , равной 6,6—7,0 км/сек, а еще выше залегает мощный слой с V_p , равной 5,5—5,0 км/сек. Граница между этими двумя слоями называется границей Конрада. Еще выше лежат рыхлые осадки. Мощность двух основных слоев непостоянна; суммарная мощность континентальной коры составляет в среднем 35 км.

Слой с V_p , равной 5,5—6,0 км/сек, часто условно называют «гранитным», а ниже лежащий слой — «базальтовым». Однако никакого петрографического значения этим названиям обычно не придают. Забвение этой условности порождало много недоразумений. Мы также будем употреблять название «гранитный слой» и «базальтовый слой», не придавая им петрографического значения, а лишь как синонимы словам «слой с сейсмической скоростью, равной 5,5—6,0 км/сек» и «слой с сейсмической скоростью, равной 6,5—7,0 км/сек». Принимая во внимание все вышесказанное, можно определить океаническую кору как тонкую однослойную, сложенную «базальтовым слоем». Континентальная кора является мощной двухслойной, состоящей из «гранитного и базальтового слоев».

Как уже говорилось, И. П. Косминская выделила в переходной зоне еще два типа земной коры: субокеанический и субконтинентальный.

Субокеанический тип коры отличается от океанического главным образом значительно большей толщиной осадков — 3—6 км, вместо 0,5—1,0 км в океанах. Мощность «базальтового слоя» в субокеанической коре также бывает иногда увеличена.

Субконтинентальная кора напоминает субокеаническую; она также состоит из осадочного и «базальтового» слоев. Однако скорости в субконтинентальной коре, в так называемом «базальтовом слое», имеют промежуточное между «гранитным» и «базальтовым» значение, а именно 6,3 км/сек. Местами скорости увеличиваются до нормального «базальтового» значения 6,6 км/сек, и в этом случае обычно появляется тонкий слой со скоростью, близкой к гранитной (5,0 км/сек). Эти данные позволили И. Г. Косминской считать, что рассматриваемый тип земной коры стоит ближе к континентальному, нежели к океаническому.

После этих вводных замечаний вернемся к рассмотрению строения земной коры в районе Курильских островов. Как уже говорилось, строение земной коры в значительной мере неоднородно (рис. 4).

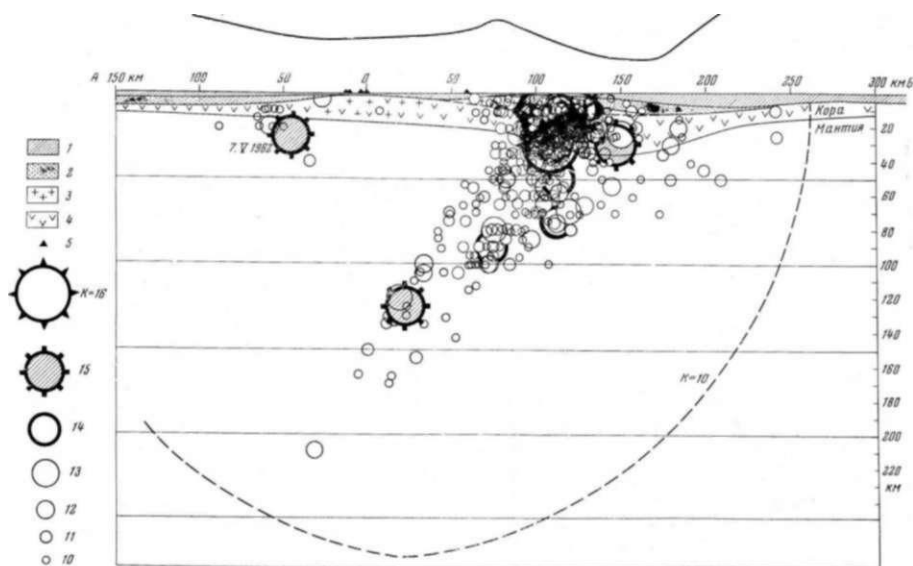
Вся область к востоку от оси Курило-Камчатского желоба подстилается корой типичного океанического типа. В северной части гряды, вдоль профиля 9-0, мощность осадков в океанической части составляет приблизительно 1 км, а мощность «базальтового слоя» с граничной скоростью

6,4 км/сек составляет 6—8 км. Граница М проходит на глубине 12—14 км. По направлению к островам граница М полого погружается, и под осью желоба глубина ее составляет 18 км. Граничная скорость в мантии под океаном равна 8,5 км/сек, а под валом Зенкевича уменьшается до 7,7 км/сек. Сходная картина наблюдается в центральной (профиль 4-0) и южной (профили 1-0, 6-0) частях гряды. Так, например, на профиле 1-0 на расстоянии 310 км от берегов о-ва Итуруп глубина границы М составляет 11

км и по мере приближения к оси желоба постепенно увеличивается. Весьма интересной особенностью на профиле 1-0 в промежутке между осью желоба и 300—350 км является чередование узких блоков (шириной 20—50 км) мантии с резко различной граничной скоростью: 7,8—8,0 км/сек. и 8,9 км/сек. Далее, от 350 километра до конца профиля (450 км), скорость остается постоянной — 8,7 км/сек.

В северной части гряды по профилям 9-0 и 14-0 океанический тип коры по оси желоба резко сменяется континентальным типом. Выше «базальтового слоя» сразу же появляется «гранитный слой» с граничной скоростью 5,0—5,5 км/сек; мощность его здесь невелика — от 2 до 6 км. Этот слой по оси желоба перекрыт осадками мощностью до 1,5 км. Под западным склоном желоба и под островным шельфом мощность осадков и «базальтового слоя» значительно увеличивается (до 6 км у первого до 22 км у второго), а граница М погружается до глубины в 30—33 км. Ближе к островам граница М немного повышается. По другую сторону островов - в Охотском море — на профиле 9-М также прослежена континентальная кора мощностью до 30 км с маломощным «гранитным слоем» и более мощным «базальтовым».

Таким образом, в северной части Курило-Камчатского желоба происходит резкая смена коры океанического типа корой континентальной. Последняя имеет здесь относительно маломощный (до 8 км) «гранитный слой» и значительно более мощный «базальтовый» (до 20—22 км). Отметим, что в материковой части — на профиле Магадан — Колыма — соотношения мощности слоев существенно иные: «гранитный слой» имеет мощность 20 км, а «базальтовый» — 12—13 км.



островов

1-вода; 2 — осадки; 3 — «гранитный слой»; 4 — «базальтовый слой»; 5 - сейсмические станции (Федотов и др., 1963). Кружками обозначены эпицентры землетрясений с их энергетическими классами

Рис. 2. Расположение землетрясений в районе Курильских

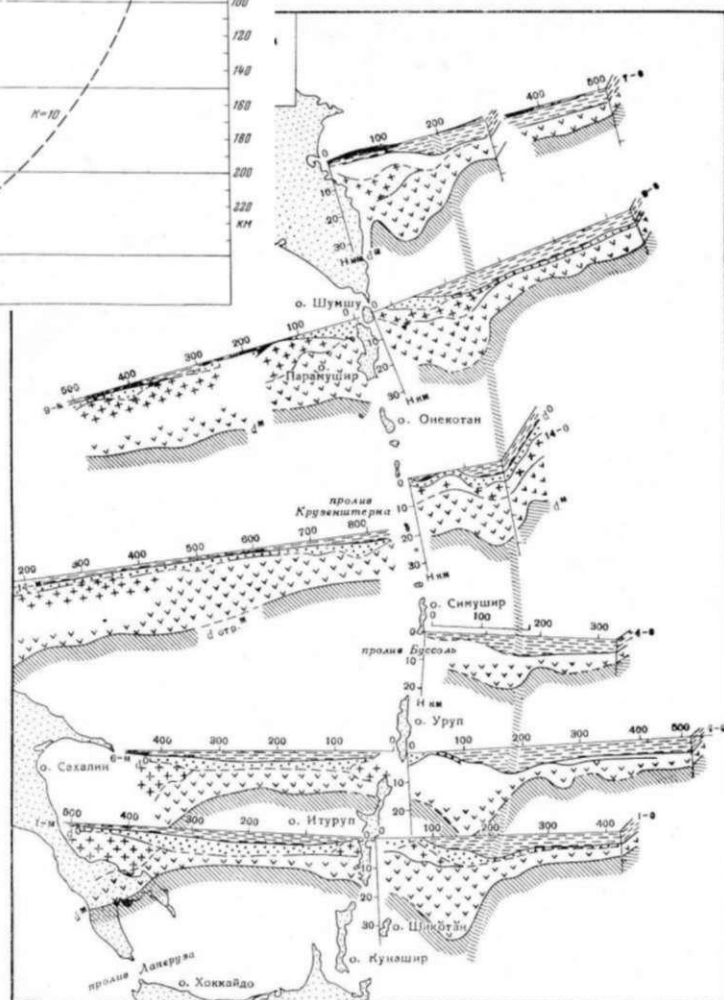


Рис. 3. Схема расположения профилей ГСЗ 1 — линии профилей ГСЗ; 2 — вода; 3 — осадки; 4, — «гранитный слой»; 5 — «базальтовый слой»; 6 — поверхность М; 7 — ось глубоководного желоба (Вейцман, 1965).

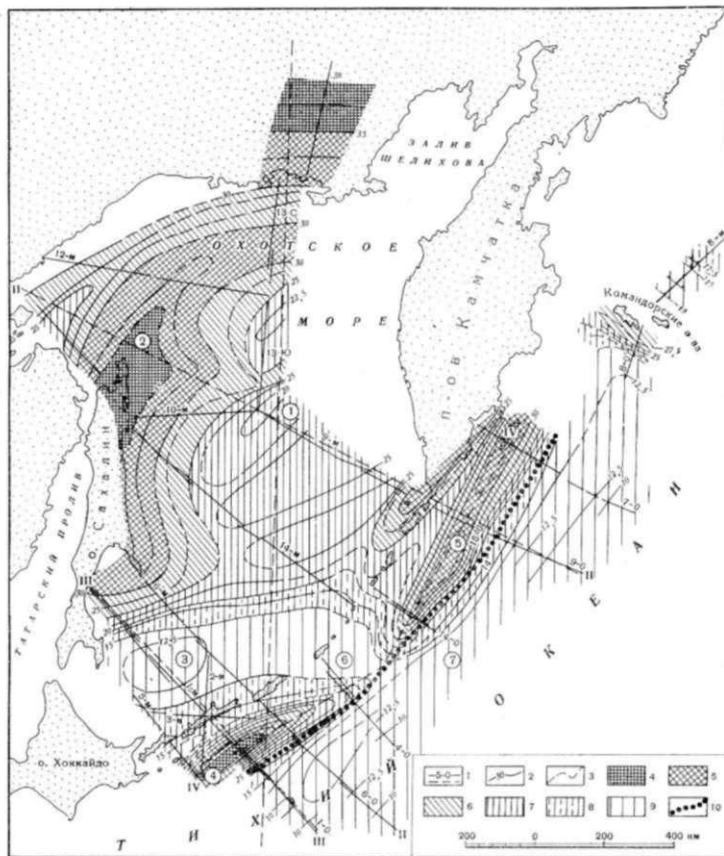


Рис. 4. Схема глубины залегания поверхности М

1 — линии профилей; 2 — изолинии глубин по уверенным данным; 3 — то же, по неуверенным данным; 4 — глубина границы М более 35 км; 5 — глубина границы М от 30 до 35 км; 6 — глубина границы М от 25 до 30 км; 7 — глубина границы М от 20 до 25 км; 8 — глубина границы М от 15 до 20 км; 9 — глубина границы М менее 15 км; 10 — ось глубоководного Курило-Камчатского желоба. На карте выделены наиболее крупные структуры: (цифры в кружках): 1 — Охотская возвышенность (плато); 2 — Западно-Охотский прогиб; 3 — Южно-Охотский выступ; 4 — Южно-Курильский прогиб; 5 — Северо-Курильский выступ; 6 — Центрально-Курильский выступ; 7 — Тихоокеанский выступ

В центральной части гряды (профиль 4-0) у оси Курило-Камчатского желоба мощность «базальтового слоя» составляет 9—10 км. Под западным склоном желоба мощность земной коры увеличивается до 17—20 км, причем увеличение идет как за счет осадков (до 3,5 км), так и за счет «базальтового слоя» (до 14 км). Такой тип коры — «базальто-осадочный», с несколько увеличенной мощностью — был назван «субокеаническим» (Косминская и др., 1963). Несколько севернее профиля 4-0,

судя по распределению аномалий силы тяжести, кора типично океанического типа образует к западу от оси глубоководного желоба глубокий «залив» и подходит почти к о-ву Симушир. На расстоянии 50—60 км от о-ва Симушир общая мощность земной коры составляет 13 км, из которых 7 приходится на «базальтовый слой», 3 — на рыхлые осадки и 3 — на слой воды.

Ближе к островам поверхность «базальтового» слоя (и, по-видимому, граница М) полого (под углом в 4°) поднимается, и мощность рыхлых осадков соответственно уменьшается. Следует отметить, что граничная скорость в слое ниже рыхлых осадков составляет здесь 6,3 км/сек, и является как бы промежуточной между «гранитной» (5,5—6,0 км/сек) и «базальтовой» (6,5—7,0 км/сек). Общая мощность коры — менее 15 км. Как видим, строение земной коры в области Центральных Курил весьма своеобразное, хотя в публикациях последних лет оно было отнесено также к «субокеаническому» типу.

В южной части Курильской зоны (профили 1-0, 6-0) к западу от оси глубоководного желоба граница М круто погружается и в 120 км от о-ва Итуруп достигает глубины 36 км. Именно значительная мощность и

послужила основанием для выделения здесь континентального типа коры, хотя строение ее резко отлично от континентального: мощность «базальтового слоя» ($V_p = 6,6$ км/сек) составляет 26 км, выше следует 7-километровый слой рыхлых осадков ($V_p = 2,8$ км/сек) и 3-километровый слой воды.

Ближе к островам граница М достаточно круто (68) поднимается, появляется «надбазальтовый слой», а мощность осадков уменьшается. «Надбазальтовый слой» в этой части зоны в описании первичного материала по ГСЗ (Тулина, Миронова, 1964) условно назван «гранитным». Однако там же подчеркнута аномально малая сейсмическая скорость (5,0, вместо 5,5 км/сек). По всей вероятности, «надбазальтовая толща» сложена вулканическими породами. Эта толща не имеет повсеместного распространения, а встречается пятнами. Одно из таких «пятен» приурочено к подводному хребту Витязя. По оси хребта мощность надбазальтовой толщи составляет 7 км, а осадки практически отсутствуют. Мощность «базальтового слоя» здесь равна 17–18 км, & глубина границы М достигает 25–26 км. Еще ближе к островам мощность надбазальтовой толщи снова уменьшается и на расстоянии 40–45 км от островов сходит на нет. Таким образом, тот блок земной коры в районе Южных Курил, который в описании результатов работ ГСЗ (Тулина, Миронова, 1964; Косминская и др., 1964) назван континентальным, сопоставим с континентальным только по общей мощности — до 36 км. Фактически же он может рассматриваться как «субокеанический» («базальтовая» толща в 20–26 км), нагруженный мощным (до 7 км) слоем вулканических пород.

Наконец, в приостровной части Южных Курил строение земной коры также своеобразно. Здесь кора тоже двухслойная. Верхний, осадочный слой имеет мощность не более 3–4 км; второй слой, мощностью до 16 км, имеет «промежуточную» сейсмическую скорость — 6,3 км/сек. Местами в области южных островов встречаются маломощные прослои со скоростями, близкими к «гранитной» (4,3–5,5 км/сек). Глубина границы М в районе о-ва Уруп достигает 16 км, о-ва Итуруп — 18 км. Этот тип коры был назван И. П. Косминской «субконтинентальным».

К западу от Южных Курил граница М плавно поднимается от уровня 15–18 км до глубины около 13 км. Кора в Курильской впадине Охотского моря имеет двухслойное базальто-осадочное строение с нормальной скоростью «базальтового слоя» 6,6–6,8 км/сек. На профиле 1-М мощности осадочного и «базальтового» слоев приблизительно равны и составляют в сумме 10 км. На профиле 6-М мощность осадков уменьшается до 2,5–3 км, а мощность «базальтового слоя» увеличивается до 7–10 км. Этот тип земной коры также был назван «субокеаническим», хотя существенно отличается от «субокеанического» типа центральной части островов или склона желоба. По существу, в южной части Охотского моря мы имеем тонкую океаническую кору, нагруженную мощным слоем рыхлых осадков. Очень четко это видно на карте мощности консолидированной коры (рис. 5).

Говоря о скоростях на границе М, мы уже отмечали, что, «з-л & жмч' ГСЗ, эти скорости на различных участках сейсмических профилей имели различное значение. В этом отношении чрезвычайно интересными и важными являются результаты упоминавшегося уже детального изучения сейсмичности Южных Курил (Федотов, 1963; Федотов и др., 1961, 1963, 1964). По этим данным, в области Курильской островной дуги скорость продольных сейсмических волн на границе М меньше, чем обычно, и равна 7,7 км/сек (вместо «нормальных» 8,1 км/сек). Такое значение скорости сохраняется до глубины 80 км, а затем незначительно увеличивается. Лишь на глубине 125 км скорость достигает значения 8,1 км/сек. Зона уменьшающихся сейсмических скоростей в верхних частях мантии (зона Гутенберга), которая наблюдается всюду в континентальных и океанических областях Земли, здесь, на Курилах, отсутствует или выражена очень нечетко. На фоне низких значений скорости на глубинах 60–110 км и особенно на 80–90 км сильно возрастает поглощение поперечных сейсмических волн. Зона такого аномального строения верхней части мантии чрезвычайно четко совпадает с зоной современного вулканизма. По обе стороны от полосы современных вулканов, т. е. в Охотском море и в Тихом океане, мантия имеет обычное, нормальное строение и свойства с сейсмической скоростью на границе М 8,0–8,1 км/сек.

Таким образом, строение верхней мантии в вулканической зоне Курильской дуги отличается вполне определенными особенностями: слой пониженных скоростей внутри мантии (слой Гутенберга, или волновод) отсутствует. Вместе с тем сейсмические скорости на границе М существенно ниже, чем в прилегающих, невулканических зонах. Если судить по аналогии с Камчаткой, Японией и другими вулканическими районами, о чем

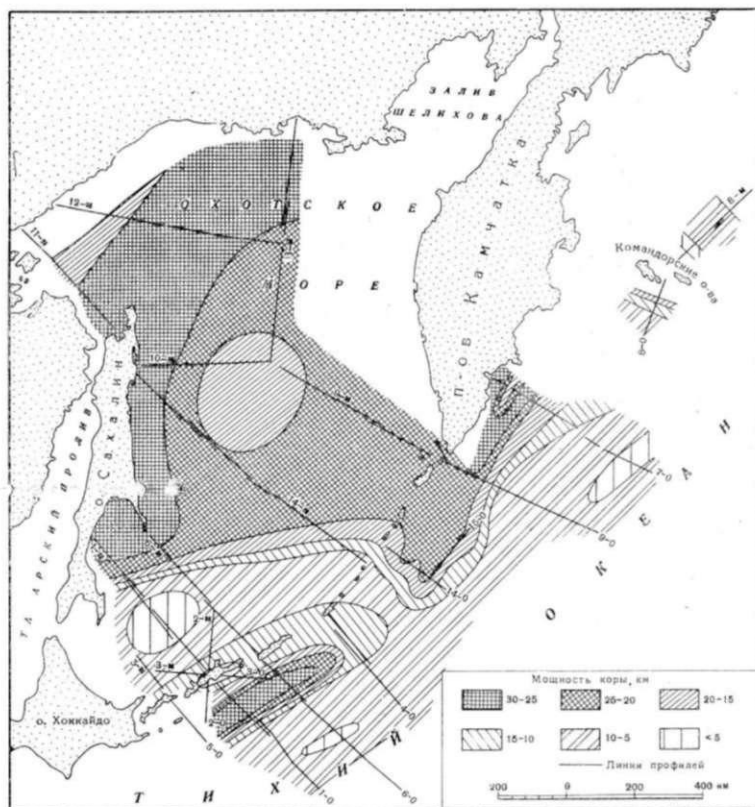


Рис. 5. Схема мощности консолидированной земной коры (Косминская и др., 1964)

будет сказано в соответствующем месте, то такое строение мантии присуще всей Курильской дуге с юга до севера.

Вместе с тем, как говорилось, строение земной коры по простиранию дуги неоднородно. На Северных Курилах кора имеет более или менее типичное континентальное строение. Центральные Курилы подстилаются корой «субокеанического типа», фактически весьма близкой к обычной океанической, но нагруженной толщей вулканических пород. Здесь типично океаническая кора глубоким «заливом» вдается в сторону гряды, почти доходя до островов Симушир и Кетой.

Строение земной коры Южных Курил также своеобразно. Консолидированная кора здесь

однослойна, сейсмические скорости в ней имеют промежуточное значение (6,3 км/сек). Выше следует слой осадков в 3—4 км, а общая мощность едва достигает 18 км. Этот тип коры был назван «субконтинентальным».

ГРАВИТАЦИОННОЕ И МАГНИТНОЕ ПОЛЯ

Гравиметрические исследования на Курилах проводились в 1951—1954 гг. (Гайнанов, 1955) и в период МГГ (Веселов и др., 1961; Гайнанов, Смирнов, 1962; Гайнанов, 1963). По характеру аномалий Буге весь район можно разделить на 4 зоны со следующими особенностями: 1) Северная часть Охотского моря, включая о-в Сахалин — близкие к нулю аномалии с переходом в слабо положительные или слабо отрицательные, что обычно свойственно континентальным платформам; 2) Курильская котловина Охотского моря, в которой наблюдаются интенсивные положительные аномалии, типичные для океанических областей; 3) Курильские острова и Курильский глубоководный желоб, являющиеся для нас самым интересным районом, характеризуются двойным минимумом аномалий, разделенным небольшим вторичным максимумом. При этом самый глубокий минимум приходится на западный склон Курильского желоба, а к оси желоба приурочен максимальный градиент Δg ; 4) район Тихого океана за осью желоба, где вновь наблюдаются интенсивные положительные аномалии.

В редукции Фая картина несколько проще: аномалии Фая близки к изостатическим и резко меняются только в Прикурильской зоне. Над Охотским морем аномалии слабо положительны; над восточным склоном внутреннего хребта — небольшой максимум, сменяющийся глубоким минимумом над западным бортом желоба. Затем следует небольшой максимум и выполаживание аномалий. Рис. 6 дает характеристику строения земной коры и ход аномалий Буге и Фая по разрезу от о-ва Сахалин через о-в Итуруп к Тихому океану.

Уже давно было установлено, что аномалии Буге обусловлены глубиной залегания границы М. Были построены соответствующие графики корреляционной зависимости, которые использовались для определения мощности земной коры в условиях отсутствия прямых данных. В области Курильских островов профили ГСЗ совпадали с гравиметрическими профилями. Это дало возможность вычислить соответствующие аномалии Буге. Оказалось, что в области Курильских островов и вала Зенкевича между наблюдаемыми и вычисленными аномалиями имеется весьма заметное различие, которое может быть объяснено только изменением плотности подкорового вещества. Остаточные аномалии исчезают, если принять, что под Курильскими островами мантия разуплотнена на величину $0,1 \text{ г/см}^3$ до глубины 50—60 км, а при переходе к океану уплотнена на ту же величину до глубины 30—40 км (Гайнанов, 1964; Гайнанов и др.,

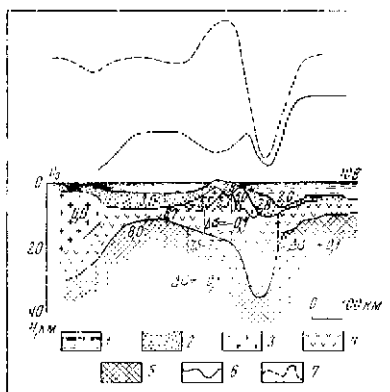


Рис. 6. Сводный разрез земной коры и аномалии гравитационного поля для профиля от о-ва Сахалин через Южные Курилы в Тихий океан

1 — вода; 2 — осадки; 3 — «гранитный слой»; 4 — «базальтовый слой»; 5 — мантия; 6 — ход аномалий Буге; 7 — ход аномалий Фая

1965). По другой интерпретации (Лившиц, 1965) разуплотнение, как и в первом варианте, охватывает верхи мантии под островами и составляет величину $0,11 \text{ г/см}^3$, а уплотнение мантии совпадает с фокальной зоной землетрясений и составляет $0,06 \text{ г/см}^3$.

Аэромагнитная съемка проводилась во время МГГ, охватила всю область Охотского моря, Курильских островов и прилегающих частей Тихого океана. Съемка проводилась на постоянной высоте в 2000 м (Соловьев, 1962; Соловьев, Гайнанов, 1963). По этим данным четко выявляются два типа аномального поля: 1) изометрические с относительно небольшой интенсивностью (100—200 у) аномалии — в северной части Охотского моря и Курильской впадине Охотского моря, 2) интенсивные (до 700 у) узкие полосовые аномалии вдоль Курильской гряды и на примыкающих к ней участках Тихого океана.

Курильской впадине Охотского моря отвечает область отрицательного поля, которая с северо-запада обрамлена зоной положительных аномалий. На фоне этой глубокой магнитной депрессии выступает узкая зона резко возмущенного поля Большой Курильской гряды с интенсивными положительными и отрицательными аномалиями. Установить какую-либо связь между расположением островов и распределением локальных аномалий не представляется возможным. Однако вполне определенно намечается приуроченность пониженных значений АТ к Большой гряде, а повышенных — к Малой.

С востока Курильская гряда обрамлена линейной зоной интенсивных положительных аномалий АТ, местами разделенных узкими магнитными минимумами. По своему положению эта зона отвечает западному (континентальному) борту глубоководного желоба и уверенно прослеживается от о-ва Хаккайдо до Командорских островов. Эта зона, по-видимому, отображает зону вертикальных разломов и сбросов, отражающихся и в подводном рельефе (см. главу I).

Ось глубоководного желоба выражена в магнитном поле не особенно четко и проходит в зоне слабо отрицательного поля. У Южных Курил желоб со стороны океана ограничен новой системой линейных магнитных аномалий, напоминающих зону Курильских аномалий. Однако характер поля здесь не типичен для океана в целом и затухает на широте пролива Буссоль.

На большей части Тихого океана наблюдается спокойное поле с близким к нулю значением аномалий. Местами выступают линейные положительные аномалии до 400 у. Возможно, они отображают трещинные излияния лав на дне океана.

В целом непосредственная связь между характером магнитного поля и структурой земной коры или рельефом дна моря отсутствует. Что касается локальных аномалий района Большой Курильской гряды, то они скорее всего связаны с излияниями основных лав. Так как на границе плиоцена и плейстоцена имела место смена направления магнитного поля (Поспелова, 1960), то излияния лав различного возраста могли обусловить интенсивные положительные и отрицательные аномалии АТ.

Для различных районов переходной зоны были рассчитаны верхние (h^1) и нижние (h^2) границы магнитовозмущающих масс (Гайнанов, Соловьев, 1963; Гайнанов, 1964). Для океанических областей, примыкающих к южным и центральному острову Курильской дуги, получены следующие величины: $h^1 = 4-16 \text{ км}$, $h^2 = 18-34 \text{ км}$, а у Курильского глубоководного желоба $h^2 = 40 \text{ км}$. Таким образом, в этой части Тихого океана верхние кромки магнитовозмущающих масс заложены в «базальтовом» слое и, возможно, даже в верхней мантии; в верхней мантии заложены и нижние кромки. Подтверждением тому, что причиной магнитных аномалий в океанической области являются неоднородности верхней мантии, может служить также приуроченность полосовых аномалий с отрицательными значениями АТ к зонам с повышенными (до 8,7—8,9 км/сек) значениями скоростей в подкорковых частях мантии (Гайнанов, 1964; Тулина, 1965).

В области Большой Курильской гряды определено: $h^1 = 1-4 \text{ км}$, $h^2 = 6-9 \text{ км}$. Эти данные указывают скорее всего на влияние лавовых потоков различной мощности и возраста. Вместе с этим следует отметить, что при большей детальности магнитометрических работ, вероятно, можно было бы обнаружить питающие вулканы каналы — «столбы», идущие прямо из мантии, какие были обнаружены на Гавайях (Malahoff, Woollard, 1965).

Геофизические исследования на Курилах позволяют достаточно полно характеризовать состав и строение земной коры и подкорковых частей мантии. Мы остановились на геофизической стороне весьма подробно, ибо эти данные в последующих главах послужат фундаментом для сопоставления особенностей вулканизма со строением земной коры и с верхней мантией.

Наиболее древними породами в пределах Курильских островов являются отложения верхнего мела, развитые в Малой Курильской гряде. Впервые они были отмечены еще в конце прошлого столетия (Jimbo, 1890) и позже охарактеризованы фаунистически Саса (Sasa, 1934), который выделял «формацию Сикотан» и «извержение породы Матакотан».

В настоящее время советские геологи (Желубовский, Прялухина, 1964) объединяют отложения верхнего мела в шикотанскую серию, которая подразделяется на две свиты: нижнюю матакотанскую и верхнюю - малокурильскую.

Матакотанская свита сложена вулканогенными породами: лавами (в том числе шаровыми и подушечными), туфоконгломератами и туфобрекчиями от базальтового до андезитового состава. В верхней части появляются туфогенные песчаники. По минералогическим и химическим особенностям все эти породы относятся к той же известково-щелочной серии, как и современные породы. Мощность матакотанской свиты равна 400 м.

Малокурильская свита перекрывает матакотанскую в ряде мест согласно, в других — с небольшим угловым несогласием. Эта свита сложена преимущественно туфогенными песчаниками, алевритами и аргиллитами с прослоями и линзами мергелей и известковистых песчаников. В этих отложениях была найдена фауна *Inoceramus shikotanensis*, остатки других иноцерам, белемнитов и аммонитов, которые определяют возраст свиты как кампан-маастрихский или сантон-кампанский (Sasa, 1934; Желубовский, Прялухина, 1964). Мощность этой свиты достигает 200-300 м.

На отложениях шикотанской серии с резким угловым несогласием (камчатская фаза складчатости) залегает сильно дислоцированная толща эффузивно-пирокластических пород, объединяемая в зеленую свиту, условно относимую к палеогену. Нижняя часть зеленой свиты состоит из туфобрекчий и туфов основного состава с прослоями базальтов и пироксеновых андезитов; в верхней части доминируют лавы пироксено-вого андезита и андезито-базальта. Мощность свиты — 400—500 м.

На контакте между верхнемеловыми и палеогеновыми (?) породами на о-ве Шикотан внедряются габброидные интрузивы. Их возраст — позднемеловой или нижнепалеогеновый. Центральные части этих массивов сложены оливиновыми габбро с 49% SiO₂, состоящими из плагиоклаза (60—65%), оливина (25—28%) и клинопироксена (2—5%) с единичными зернами биотита и кварца и с апатитом и магнетитом (до 5%) в качестве аксессуаров. К краям оливиновые габбро переходят в габбро-нориты или лейкократовые габбро с 51,5—52,5% SiO₂. От оливиновых габбро их отличает большее содержание плагиоклаза, присутствие гиперстена и иногда — роговой обманки. Кроме габброидных интрузий, на о-ве Шикотан встречаются небольшие массивы габбро-диорита и диорита.

Фундамент Большой Курильской гряды сложен только третичными породами. Детальное стратиграфическое расчленение их затруднено малым содержанием органических остатков и преимущественно вулканогенным характером толщ. По решению Охинского стратиграфического совещания (1959 г.) третичные образования Большой Курильской гряды расчленены на три серии: среднепарамуширскую [верхний олигоцен (?)— нижний миоцен], итурупскую (средний миоцен) и утесную (верхний миоцен-плиоцен).

Среднепарамуширская серия выделена впервые в 1955 г. Г. М. Власовым.

Породы этой серии известны на всех крупных островах, где имеют различные местные названия — на островах Парамушир и Шумшу хамадинская, капаринская и шумновская свиты; урупская свита — на о-ве Уруп, свита р. Жемчужной — на о-ве Итуруп и кунаширская свита — на о-ве Кунашир. Все эти толщи характеризуются присутствием в нижней части эффузивных туфогенных пород основного и среднего состава, почти повсеместно дислоцированных и пропштитизированных; в верхней части в туфогенных песчаниках встречается фауна раннего миоцена: *Palliolium (Dellectopecten) kriljonensis* L. Krisht., *Pododesmus schmidt* L. Krisht., *Mytilus miocenium* L. Krisht., *Modiolus solla* Slod., *Yoldiaptivoensis* Slod., *Tellina aragonia* Ball и др. Мощность этой серии достигает 2500 м.

Аналогом этой серии в Японии является «формация зеленых туфов», относимая к нижнему миоцену.

Итурупская серия (средний миоцен) объединяет куйбышевскую свиту Итурупа, свиты: горячего пляжа, ловцовскую и алахинскую на Кунашире, а также токотанскую — на Урупе и охотскую — на Парамушире. Эта серия несогласно перекрывает нижележащую среднепарамуширскую, дислоцированную во время Курильской фазы складчатости. Для итурупской серии характерно развитие туфов и туффитов кислого состава, белесых туфогенных пород и туфодиамитов. Мощность толщ серии около 2000 м. Породы этой серии не подверглись региональному гидротермальному изменению, процесс пропилитизации развит только вдоль отдельных тектонических зон. В туффитовых песчаниках и алевритах часто встречаются остатки морской фауны и флоры *Acila (Truncacila) sp.*, *Yoldia thraciaeformis (Storer)*, *Palliolium (Dellectopecten) peckhami* Gabb., *P. (D) randolphi* Dall, *Lima (Limatula) kova tschensis* Ilyina, *Cuspidaria (Cardionya) kovatschensis* Ilyina, *Solemia tokunagai*, *Nuculana crassatelloides* Laut и др.

Эти формы частью встречаются в миоцене Японии, в ваемпольской серии Камчатки и среднем миоцене Сахалина. Породы итурупской свиты были дислоцированы в алеутскую фазу складчатости, а вышележащий плиоцен почти не дислоцирован.

Утесная серия (верхний миоцен — плиоцен) выделена в 1951 г. Ю. С. Желубовским. Породы этой серии широко развиты на Итуруп, Парамушире и, вероятно, на Уруп, а также на Кунашире, где плиоцен еще не отделен от четвертичных пород. Эта серия — преимущественно эффузивно-пирокластическая, часто встречается липаритовая и дацитовая пемза. Серия характеризуется резкой фациальной изменчивостью при относительно спокойном залегании. Общая мощность толщи этой серии достигает 2800 м.

Разные исследователи выделили в утесной серии несколько свит, близких по возрасту и литологически, но разобшенных территориально: свиты океанская и мыса Округлого на Парамушире, свиты дербашевская и парамуширская — на Парамушире и Шумшу, быстринская — на Уруп, рыбаковская, мыса Пржевальского, парусная и р. Осенней — на Итуруп.

Находки фауны здесь многочисленны, в том числе определены следующие формы: *Pecten cf. kurosavensis* Yok., *P. (Swiftopecten) cf. nanakita-ensis* Nakamura, *P. (Pallium) ex. gr. swiftii* Bern., *Modiolus Wajampolkensis* Slod., *Septifer cf. hirsutus* Lam., *Cardium (Cerastoderma) cf. tigi-lense* Slod., *Natica janthostoma* Desh и др.

Свита утесной серии имеет много общего с алнейской серией Камчатки, а также с серией Вакканай на Хоккайдо. К. Ф. Сергеев (1963) выделяет между среднепарамуширской и итурупской сериями еще одну — курильскую серию, куда он относит свиты Горячего пляжа (Кунашир) и шумновская (Парамушир). По его данным, стратиграфия третичных отложений Большой Курильской гряды представляется в следующем виде: 1) среднепарамуширская серия (олигоцен — нижний миоцен), мощность не менее 2500—2800 м; 2) курильская серия (нижний — средний миоцен), мощность 1300—1500 м; 3) итурупская серия (средний — верхний миоцен), мощность 2200—2500 м; 4) утесная серия (верхний миоцен — плиоцен), мощность не менее 1600 м.

Общая мощность третичных отложений, по К. Ф. Сергееву, составляет на юге 3000 м, а на севере гряды возрастает до 7000 м.

Утесная серия, в свою очередь, по Г. П. Вергунову и А. Ф. Прялухиной (1963), может быть подразделена на две согласно залегающие свиты — парамуширскую, обнажающуюся преимущественно на флангах дуги, и парусную, которая слагает фундамент четвертичных вулканов центральной части дуги. Обе свиты эти авторы относят к плиоцену.

На многих островах Большой Курильской гряды известны выходы гранитоидных интрузий. Они были обнаружены в конце прошлого века на о-ве Кунашир, а позже изучены на о-ве Уруп (Немото, 1936) и о-ве Парамушир (Хирабаяси, 1941). Галька гранитоидных пород встречается на Итуруп, а также на Онекотане, Шиашкотане и других островах Центральных Курил, что отмечал еще Хирабаяси. Однако детально неинтрузии были изучены только в последние годы (Неверов и др., 1963; Сергеев, 1963; Сергеев, Сергеева, 1963; Вергунов, Власов, 1964).

На Кунашире массивы гранитоидов сложные, многофазные: они образованы кварцевыми диоритами (60% SiO₂) и плагиигранитами (до 73,5% SiO₂), а также гранодиоритами (65—68% SiO₂). На Уруп интрузивные массивы сложены гранодиоритами в центральной части с переходом к кварцевым диоритам к периферии. На Парамушире неинтрузии в центре сложены кварцевыми диоритами (60% SiO₂), а к контактам переходят к диоритам (56,5—57,5% SiO₂), габбро-диоритам (55% SiO₂) и, наконец, лейкократовым габбро (47,5% SiO₂). Аналогичные породы встречаются в виде ксенолитов среди кальдерной пирокластики на Центральных Курилах.

Относительно возраста гранитоидных интрузий единого мнения нет. Ю. С. Желубовский относит все молодые интрузии к среднему миоцену, а Г. П. Вергунов выделяет раннемиоценовые и позднемиоценовые интрузии, однако убедительные доказательства их разного возраста отсутствуют.

Данные абсолютного определения возраста, выполненные в Магаданской геохронологической лаборатории (Фирсов, 1964), расходятся с полевыми определениями. К-Аг определения шести образцов с островов Кунашир и Уруп дали возраст 6 ± 1,5 млн. лет, т. е. нижний — средний плиоцен.

ТЕКТОНИКА

Сведения о тектоническом строении Курильских островов еще более ограничены, нежели данные по стратиграфии. Среди исследователей нет даже единого мнения по самому общему вопросу: является Курильская дуга геосинклиналью или нет.

Некоторые геологи (Петрушевский, 1964) отрицают геосинклинальный характер Курильской дуги, другие (Горячев, 1960) принимают здесь существование геосинклинального режима, но делают это с большими оговорками. В. В. Белоусов и Е. М. Рудич (1960) относят Курильскую дугу к «дугам второго типа», которые развиваются на месте старой геосинклинальной системы.

Но, пожалуй, большинство геологов считает Курильскую дугу современной геосинклинальной системой. К числу таких геологов принадлежит и автор этой книги.

Выше уже говорилось, что в подводном рельефе можно видеть отображение сложной системы синклиналей и антиклиналей. Еще более четко эта система выделяется, если «снять» покров рыхлых, неконсолидированных осадков.

В ходе работ по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) вдоль основных профилей была определена также мощность осадочной толщи (Зверев, 1964). По этим данным, на возвышенностях внешнего и внутреннего хребтов мощность осадков сравнительно невелика и составляет, в общем, менее 2 км. Работы по сгущенной сети профилей в районе Южных Курильских островов показали здесь весьма сложную структуру осадков. Зоны пониженной мощности осадков (до 1 км и менее) захватывают, по видимому, о-в Кунашир, часть о-ва Итуруп и значительный участок прикурильских вод Охотского моря к северо-западу от о-ва Уруп. Непосредственно у о-ва Уруп отмечено повышение мощности рыхлых осадков до 3—4 км. В связи с многочисленными излияниями вулканических лав (скорости около 5 км/сек), перемежающихся с пирокластическими и осадочными породами, картина распределения осадков во внутреннем хребте очень сложна и по имеющейся сети профилей не может быть интерполирована в деталях.

В южном звене внешнего хребта у о-ва Шикотан мощность осадков составляет около 2,5 км, против о-ва Итуруп — менее 1 км, а против о-ва Уруп осадочная толща на поверхности внешнего хребта практически отсутствует. В северном звене — у о-ва Шиашкотан мощность осадков составляет около 1 км.

В продольных желобах между внешними и внутренними хребтами мощность осадочной толщи резко возрастает (до 4 км в осевой части), и в кровле консолидированной коры более четко, нежели в морфологии дна моря, выделяются два крупных прогиба — Южно-Курильский и Северо-Курильский. Глубины этих прогибов достигают 4 км у о-ва Итуруп и 8 км — на траверзе о-ва Шиашкотан.

Мощность осадков на дне Курильской котловины Охотского моря весьма значительна. В юго-западной части котловины мощность осадков достигает 5,5—6 км. Локальная узкая зона с мощностью слоя осадков до 4,5 км отмечена против о-ва Матуа. Изопахита осадков мощностью в 3 км очерчивает контур обширной впадины кровли консолидированной коры — Южно-Курильскую котловину, которая протягивается далеко к северо-востоку за границы Курильской котловины дна Охотского моря и доходит до Южной Камчатки. Глубина залегания кровли фундамента в этой котловине доходит на значительных площадях до 8—9 км, а мощность консолидированной коры в южной части котловины едва достигает 5 км.

Весьма значительную мощность (до 1 км) имеют осадки в верхней и средней частях западного склона Курило-Камчатского желоба. По мере приближения к оси желоба мощность осадков уменьшается до 2 км.

Восточный склон желоба и ложа океана покрыты осадочной толщей мощностью в 0,5—2 км. Следует отметить различие в структуре осадков восточного и западного склонов Курило-Камчатского глубоководного желоба. На ложе океана и на прилегающем восточном склоне желоба подошва слоистых осадков практически совпадает с кровлей консолидированного фундамента, т. е. осадки на всю их глубину находятся здесь в состоянии первичной слоистости. На западном, континентальном склоне глубоководного желоба и на островном шельфе слоистыми являются только верхние 0,5—1,0 км осадков. Нижняя, большая часть осадочной толщи характеризуется сложной структурой, а фундамент имеет пониженные для «базальтового слоя» скорости.

Такая разница в соотношении слоистых осадков с общей мощностью слоистой толщи на восточном и западном склонах желоба может свидетельствовать как о существенно различных условиях осадконакопления, так и о различии в тектонических воздействиях, приводящих к нарушению правильной слоистости и коренной переработке первичной структуры осадков на западном склоне впадины и практически не оказывающих влияния на ее восточном склоне.

В целом в области Курило-Камчатского глубоководного желоба располагается крупное линейное погружение кровли консолидированной коры — Курильский желоб — коры, восточный склон которого практически совпадает со склоном желоба в дне океана и началом краевого океанического вала, а ось несколько смещена к западу по отношению к оси глубоководного желоба. Отметки глубин кровли фундамента достигают здесь значений от 6 до 11 км.

Таким образом, в рельефе кровли консолидированной коры с еще большей контрастностью подчеркнуты главные антиклиналы и синклинали Курильской геосинклинальной системы.

Эта система включает Южно-Охотскую котловину, двойную антиклиналь Курильского вала и Курильский желоб.

Антиклиналь Курильского вала разбита многочисленными продольными и поперечными разломами и, видимо, может рассматриваться как горст-антиклиналь.

Что касается отдельных островов, то Курильские острова Большой Курильской гряды рассматриваются (Горячев, 1960) как крупные, осложненные разломами симметричные антиклиналы, разделенные синклиналами проливов. Оси синклиналей (островов) несколько отклоняются от общего простираания дуги к северу, образуя систему эшелонных или кулисных, на что обратил внимание еще Токуда (Tokuda, 1931). Кулисообразное расположение складок отмечается лишь для южных и северных островов Большой Курильской гряды. Центральная группа островов протягивается цепочкой в общекурильском направлении.

На севере структуры Курил переходят на Камчатку, а на юге кулисы вулканических цепей через п-ов Сиретоко переходят на о-в Хоккайдо, где резко изгибаются к западу, и на западном побережье этого острова пересекаются с вулканической зоной Насу.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

С точки зрения вулканологии, стратиграфии четвертичные отложения представляют исключительный интерес. К сожалению, этот вопрос для островов Курильской гряды практически почти совершенно не разработан.

Мы попытаемся коротко разобрать только два, в общем, тесно связанных вопроса: соотношения морских террас и историю оледенений. В своих выводах об истории того или иного вулканического центра мы основывались на соотношениях с террасами и экзарационными формами рельефа, т. е. применяли геоморфологический метод. Какие-либо определения флоры или фауны не производились.

Автор был, по-видимому, первым, кто обратил внимание на двукратное оледенение на о-ве Парамушир (Горшков, 1954), и использовал это обстоятельство для выделения вулканов и вулканогенных образований различного возраста. На основании аналогий такое разделение было проведено и на некоторых других вулканах (Горшков, 1958). В первой работе отмечалось, что оба оледенения были горно-долинными. Первое из них было более мощным, и ледники его доходили до современного берега. Ледники же второго оледенения наложились уже на выработанный рельеф.

Оледенениям Северных Курильских островов много внимания уделил Г. М. Власов (1958, 1959). По его представлениям, первое оледенение, предположительно нижнечетвертичного времени, было полупокровным: ледники не выходили к современному берегу моря, а оканчивались на высоких (250—400 м) морских террасах. Второе оледенение, предположительно верхнечетвертичного времени, было долинным, и ледники доходили до берега моря, сливаясь с 15—20-метровой террасой. Оба оледенения, по мнению Г. М. Власова (1959), были синхронны крупным трансгрессиям.

На основании общих соображений интересные взгляды высказаны Ю. Ф. Чемяковым (1959, 1961). В северной части Тихого океана, в частности в Курило-Камчатской зоне, по его данным, отмечаются 4 цикловые террасы, связанные с эвстатическим изменением уровня океана: 1) 1,5—3,0 м; 2) 4—8 м; 3) 15—20 м («курильская») и 4) 25—30 м («гавайская»). Кроме того, отмечается подводная терраса глубиной 70—100 м («японская»). Две низкие (первые) террасы относятся к голоценовому времени и соответствуют послеледниковому климатическому оптимуму. Терраса высотой 15—20 м отвечает «второму верхнемежледниковью», разделяющему ранний и поздний вюрм, или интерстадиалу между айовской стадией и висконсином. Терраса высотой 25—30 м относится к сангамонскому (рисс-вюрмскому) межледниковью. Кстати, отметим, что терраса аналогичной высоты на Чукотке охарактеризована фаунистически как рисс-вюрмская (Петров, 1963). Наконец, 70—100-метровую подводную террасу Ю. Ф. Чемяков относит к «первому верхнеледниковью», т. е. к раннему вюрму. Относительно положения и возраста подводной террасы мы скажем несколько слов дальше. Что же касается соображений Ю. Ф. Чемякова о надводных террасах, они кажутся нам вполне убедительными.

По данным Ю. Ф. Чемякова, на Дальнем Востоке было три оледенения: самое раннее — среднечетвертичное, отвечающее илинойскому в Северной Америке или рисскому в Европе, и два последующих — скорее всего фазы единого верхнечетвертичного (висконсинского или вюрмского) оледенения.

Г. М. Власов наиболее распространенной из террас на Курильских островах считает 15—20-метровую, на основании чего Ю. Ф. Чемяков называет ее «курильской». В. Ф. Канаев (1960), определявший высоту террас на всех Курильских островах, отмечает «среди большого количества разновысотных террас... не имеется четко выраженных уровней, которые прослеживались бы на всех островах. Только терраса высотой в 20—30 м наиболее широко развита на большинстве островов гряды» (стр. 221). Таким образом, цикловой террасой Курильских островов является как будто терраса высотой не 15—20 м, а 20—30 м, т. е. отвечающая, по Ю. Ф. Чемякову, «гавайской».

В последующие годы морены были обнаружены не только на Парамушире, но и на островах Маканруши, Итуруп, Симушир, Расшуа и Уруп. На южных островах было отмечено только одно оледенение (Канаев, 1960, 1961).

Согласно нашим последним исследованиям, включая массовую обработку аэроснимков, на Курильских островах имеются следы двух оледенений. Эти следы выражены как моренами, так и экзарационными формами рельефа. Отчетливее всего следы оледенений видны на северных островах (особенно на Парамушире), но они также обнаружены на островах центральной части гряды и на островах Уруп, Итуруп и в северной части о-ва Кунашир.

Первое оледенение было более мощным и на о-ве Парамушир, а возможно, и на о-ве Онекотан было полупокровным. Все основные речные долины являются троговыми. Над поверхностью ледников, на вершинах хребтов возвышались только отдельные нунатаки и остатки водораздельных плато. Вся центральная часть острова — район хребта Левинсон-Лессинга — была почти полностью подо льдом. Здесь ледники покрывали и плоские водораздельные пространства и по трогам спускались не только до

современного берега, но во многих местах выходили далеко за современную береговую линию. В частности, ледники северной части хребта Вернадского полностью перекрывали современный о-в Шумшу.

Южнее площадь ледников сокращалась, и они приобретали чисто горно-долинный характер. Но даже на о-ве Уруп они покрывали у подножия хребтов большие площади, а на о-ве Итуруп, например, полностью заполняли обширную кальдеру Медвежью. Ледниковые формы рельефа встречены вплоть до северной части о-ва Кунашир.

Морены первого оледенения перемыты и переотложены вместе с материалом 20—30-метровой террасы. Перемыты морены именно первого оледенения, а не второго, которые, как считал Г. М. Власов, «переходят в отложения 15—20-метровой террасы».

Второе оледенение на севере гряды было горно-долинным. Ледники второго оледенения в большинстве случаев использовали трюги первого оледенения, но на водораздельных пространствах отсутствовали. Ледники спускались до современного берега моря и, вероятно, местами выходили дальше.

Морены второго оледенения, в отличие от первого, вложены в 20—30-метровую террасу и не затронуты трансгрессией.

На центральных островах гряды второе оледенение почти не оставило следов, а начиная с о-ва Уруп отмечаются лишь небольшие морены на высоте 1000—1200 м. Такие небольшие морены второго оледенения встречены и на о-ве Итуруп, но на Кунашире они уже не обнаружены.

Таким образом, наши исследования показали, что первое оледенение охватывало все острова Большой Курильской гряды, и было на севере полупокровным, а на юге — горно-долинным и частью «типа маласпина». Второе оледенение также охватывало почти все острова, и на севере было горно-долинным, а на юге — приближалось к коровому.

Возраст второго оледенения — несомненно, вюрмский (висконсинский). Первое оледенение предшествовало трансгрессии, давшей террасу высотой в 20—30 м. Согласно существующему в настоящее время представлению, эта терраса является сангамонской (рисс-вюрмской) по возрасту, и в этом случае первое оледенение определяется как иллинойское (рисское). Однако не исключено, что указанная терраса имеет более молодой возраст и ее формирование связано с внутривюрмским интерстадиалом. В этом случае первое оледенение сильно «омоложается» и должно быть отнесено к раннему вюрму.

Впредь, до более детальных исследований, мы относим первое оледенение к иллинойсу (рисскому времени), а второе — к висконсину (вюрму).

Вулканы и вулканические образования могут быть разделены на: 1) послеледниковые — голоценовые; это — лучше всего устанавливаемая группа, возраст которой не превышает 10—11 тыс. лет.; 2) межледниковые, отвечающие сангамонскому времени, 80—170 тыс. лет; 3) доледниковые — старше 220 тыс. лет (возрастные границы по Романкевичу и др., 1964). В некоторых случаях могут быть выделены более дробные подразделения, например, позднеледниковые (11—30 тыс. лет) и т. д. В других случаях определяются только две возрастные группы: голоцен и доледниковые, охватывающие в этом случае все образования старше 11 тыс. лет. Возрастные соотношения по возможности приводятся для каждой вулканической постройки.

Дополнительные указания о возрасте могут дать соотношения тех или иных вулканов с подводной террасой (особенно небольших островов и изолированных вулканов).

Выше мы упоминали, что Ю. Ф. Чемяков выделял 70—100-метровую подводную террасу, по его мнению, ранневюрмского возраста (50—80 тыс. лет). Подводной террасы такой глубины на Курильских островах нет, но почти повсюду отмечается терраса глубиной 130 м (Затонский и др., 1961). Такой же глубины подводная терраса известна на Аляске и у берегов Северной Америки. Возраст растительных остатков, полученных из буровой скважины на поверхности этой террасы, оказался равным 17—25 тыс. лет (Емегу, 1958), т. е. датирован поздним висконсином (поздний вюрм).

Таким образом, отсутствие следов этой террасы вокруг отдельных островов или прибрежных вулканов определяет их возраст как голоценовый. Этот дополнительный признак четко совпадает с отсутствием каких-либо следов ледниковой обработки вершины или склонов. Подробности об этом приведены при описании отдельных вулканов.

Форма этой террасы прямо указывает на поздневисконсинскую палеогеографию, а изменения ее уровня — на голоценовые тектонические движения.

На рис. 1 с некоторыми исправлениями нанесены границы 130-метровой подводной террасы по карте Л. К. Затонского, В. Ф. Канаева и Г. Б. Удинцева (1961). Из этой схемы видно, что в позднем висконсине острова Парамушир и Шумшу составляли единое целое с Камчаткой, а Кунашир и Малая Курильская гряда — с Хоккайдо (и Сахалином). От о-ва Онокотан до о-ва Шиашкотан протягивался единый крупный остров. Объединены также были острова Расшуа и Ушишир, а также Черные Братья и Уруп. Другие острова имели совершенно иные очертания, а такой крупный остров, как Алаид, еще не существовал. Более детальные наблюдения, в том числе, эхолотные работы на э/с «Геолог», показали, что на охотской стороне островов 130-метровая подводная терраса во многих случаях обрезана сбросами большой амплитуды. В частности, большой сброс, или система сбросов, идет по западной окраине Центральных Курильских островов от Матуа до Симушира.

Наиболее подробные данные о глубине края островной отмели опубликованы для района о-ва Парамушир (Канаев, Ларина, 1959, рис. 2). По этим данным западный край отмели проходит на глубине 120 — 130 м. а восточный, соответствующий подводному хребту Витязя, — на глубине от 140—150 до 260 м. Исходя из этого, можно утверждать, что в голоценовое время область Большой Курильской гряды не испытывала заметных тектонических движений, а область подводного хребта Витязя опустилась на глубину до 130 м. Это опускание, вероятно, связано с продолжающимся опусканием Курило-Камчатского желоба.

ВУЛКАНЫ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Изучение вулканов Курильской дуги было нашей основной задачей, и их описанию мы уделили главное внимание. Всего в настоящей работе описано 160 четвертичных наземных вулканов и вулканических групп, т. е. в два раза больше, чем в наших же предшествующих сводках. Из этого числа 104 вулканических сооружения действовало в голоценовое время. В одной из предшествующих сводок (Горшков, 1958) мы оценивали это число в 51—52, т. е. результаты наших последних исследований позволили увеличить и это количество в два раза. Если же сопоставить число ныне известных вулканов с тем, что было известно до 1946 г. (см., например, Заварицкий, 1946), то итог нашей работы по изучению вулканизма Курильской дуги выглядит довольно внушительно — открыто и описано более 100 новых вулканов и среди них несколько действующих. Кроме того, описаны десятки других вулканов, которые ранее были известны только по названию. Быть может, упоминать свои «заслуги» не очень скромно, но, оглядываясь на пройденный путь, я не могу не чувствовать некоторого удовлетворения.

Говоря о количестве открытых и описанных вулканов, следует иметь в виду, что в это число включены отдельные конусы так называемого «линейно-гнездового» характера, но сложные изолированные вулканы, такие, например, как вулкан Кетой или кальдера Медвежья (о-в Итуруп) — со многими центрами, — рассматриваются как один вулкан. Не учитывались и побочные конусы.

Новая обширная страна подводного вулканизма на Курилах была открыта экспедициями Института вулканологии АН СССР на кораблях «Витязь» и «Крылатка». Если ранее на основании морских карт можно было догадываться о существовании здесь полутора десятков подводных вулканов, то в сводке 1958 г. (Безруков и др., 1958) описано уже 47 подводных конусов, а на последней по времени карте (Затонский и др., 1961) в районе собственно Курильской дуги нанесено 89 подводных конусов. Кроме того, более десятка подводных конусов обнаружено в районе хребта Витязя и на склоне Курильского желоба.

Общее число наземных и подводных вулканов в районе Курильских островов составляет, таким образом, не менее 250 (см. схему расположения вулканов, рис. 7).

ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ

Значительное количество подводных вулканов обнаружено и в пределах самой Курильской дуги, и в ее обрамлении. Первые работы э/с «Витязь» и «Крылатка» в 1949—1955 гг. принесли нам сведения о 47 подводных вулканах, которые были достаточно подробно описаны (Безруков и др., 1958). В результате работ по программе МГГ число подводных вулканов более чем удвоилось, и на итоговую карту подводного строения Курило-Камчатской дуги нанесено 102 подводных вулкана (Затонский и др., 1961). К сожалению, описание подводных вулканов, открытых после 1955 г., не приводится. Расположение этих вулканов показано, см. на рис. 1. Несомненно, дальнейшие исследования приведут к открытию еще некоторого числа подводных вулканов, а вулканическая природа других может не подтвердиться, но общие закономерности их распределения уже достаточно ясны.

К востоку от Большой Курильской гряды вулканических гор очень мало. На карте 1960 г. (Затонский и др., 1961) на северо-западном склоне Курильского желоба нанесено всего четыре вулкана. На хребте Витязя подводные вулканы отсутствуют, но в «разрыве» хребта, к востоку от центральных Курил, имеется восемь вулканов. В этом же районе, к востоку от о-ва Симушир, на подводном цоколе его имеются четыре вулканических конуса, которые, собственно говоря, относятся уже к Большой Курильской гряде.

Подавляющее число подводных вулканов (89) относится к внутреннему вулканическому хребту и его западному склону. В осевой части внутреннего вулканического хребта — в проливах между островами Большой Курильской гряды и в непосредственной близости от островов — насчитывается 15—18 подводных вулканов.

Главная масса вулканов (70—75 конусов, или $\frac{3}{4}$ всех известных подводных вулканов) расположена к западу от главной зоны Больших Курильских островов — на северо-западном склоне внутреннего хребта и частью даже на дне Курильской котловины Охотского моря. Большая часть этих вулканов объединяется в цепочки вулканических массивов, а некоторые возвышаются в виде изолированных конусов.

Значительная часть этих вулканов была описана П. Л. Безруковым с соавторами (1958), поэтому, чтобы не повторяться, отметим лишь основные особенности и наиболее интересные вулканы и группы.

Не считая подводных паразитических конусов вулкана Алаид.

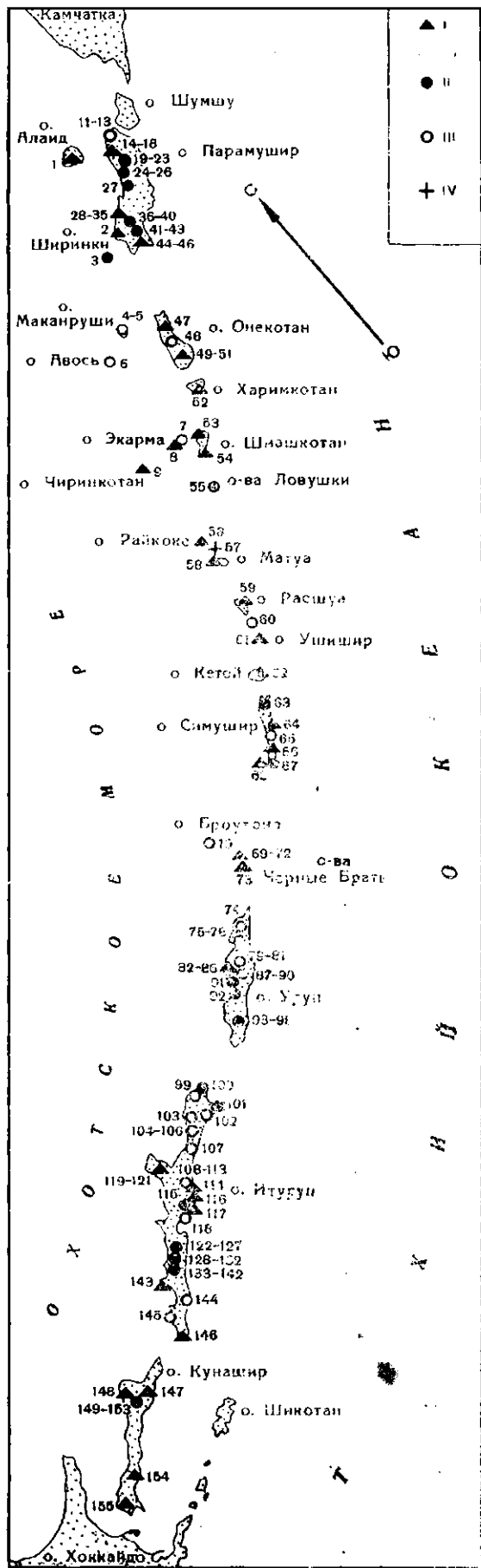


Рис. 7. Схема расположения голоценовых и главных плейстоценовых вулканов Курильской островной дуги

I — действующие вулканы; II — голоценовые вулканы III — плейстоценовые вулканы; IV — пункты датированных подводных извержений (плейстоценовые постройки в линейно-гнездовых группах в список частично не включены)

Вулканы западной зоны: 1 — о-в Алаид, 2 — Пик Фусса, 3 — Ширинки, 4—5 — вулканы о-ваМаканруши, 6 — вулкан Авось, 7— 8 — вулканы о-ва Экарма (один действующий и один — плейстоценовый); 9 — Чиринкотан; 10 — Броутона. Вулканы главной зоны:

о-в Парамушир: 11—13 — вулканы группы Ветренного (не менее 3-х конусов), 14—18—вулканы группы Эбеко (5 голоценовых конусов, в т. ч. 1 — действующий); 19—23 — вулканы группы Богдановича, 24—26 — вулканы группы Вернадского, 27 — вулкан Ферсмана; 28—35 — вулканы группы Чикурачки-Татаринова (8 голоценовых конусов, в т. ч. 2 —действующие), 36— 40 — вулканы группы Ломоносова, 41—43 — вулканы группы Архангельского — Белоусова, 44—46 — вулканы группы Карпинского (3 голоценовых конуса, в т. ч. 2 — действующие); о-в Онекотан: 47 — Пик Немо, 48 — Вулкан Шестакова, 49— 51 — группа вулканов Тао-Русыр (1 — действующий — Пик Креницына, 2 — плейстоценовых); о-в Харимкотан: 52 — Вулкан Харимкотан; о-в 1 Шиашкотан: 53 — группа вулкана Синарка; 54 — Вулкан Кунтоминтар; Скалы Ловушки; 55 — вулкан Ловушки; о-в Райкоке: 56 — вулкан Райкоке, 57 — подводные извержения 1924 г. о-в Матуа: 58 — вулкан Матуа; о-в Расгуа: 59 — вулкан Расгуа, скалы Среднего; 60 — вулкан Среднего; о-в Ушишир: 61 — Вулкан Ушишир; о-в Кетой: 62 — вулкан Кетой. о-вСимутир: 63 — вулкан У ратман. 64—Пик Прово; 65 — вулкан Иканмикот. 66 — Кальдера Заварицкого. 67 — вулкан Мильна. 68 — Горящая Сопка; о-ва Черные Вратья: 69—72—вулканы о-ва Чирпой (1 — действующие, 2—плейстоценовые). 73—вулкан Брат Чирноев; ое Уруп: 74 — вулкан Десантный. 75—78 — вулканы сев. части хр. Шокальского и вулкан Антипина, 79—81 вулканы южной части хр. Шокальского, 82—86 вулканы группы Колокол (5 голоценовых конусов, в т. ч. 2 — действующие); 87—90 вулканы хр. Петра Шмидта, 91—вулкан Три Сестры. 92—вулкан Рудакова, 93— 98—вулканы хр. Криштофовича; о-в Итуруп: 99 — вулканы группы Камуй, 100 — Вулкан Демон, 101 — вулканы группы кальдеры Медвежьей, 102 — Кальдера Цирк, 103 — Массив Сибеторо, 104— 106—группа конусов Торный — Голец, 107 — Кальдера перешейка Ветрового, 108—113 — плейстоценовые конусы хр. Грозного, 114 — Вулкан Баранского, 115 - вулкан Тебенькова, 116 — Кратер Мачеха, 117— Группа вулкана Грозного, 118 — вулкан Мотонупури-119— 121 — группа п-ов Чирип (3 голоценовых постройки, в т. ч. 2 — действующие), 122— 127—группа конусов Буревестник, 128—132 — группа конусов Богатырь, 133— 142 — группа конусов Стокан, 143 — Вулкан Атсо-нупури, 144 — Кальдера Урбич, 145 —Кальдера Львиная Пасть. 146—вулкан Берутарубе; о-в Кунашир: 147— вулкан Тятя. 148 — Вулкан Руруй. 149—153 — группа вулканов Смирнова (доледниковый вулкан с 4 голоцено-выми центрами), 154—вулкан Менделеева. 155—вулкан Головкина

Располагаясь вдоль западного склона внутреннего хребта (Большой Курильской гряды), подводные вулканы заметно концентрируются в зонах самых глубоких проливов (Крузенштерна, Буссоль и Фриза). При этом некоторая часть подводных конусов располагается уже за пределами горного сооружения — прямо на дне Курильской котловины Охотского моря. К числу таких вулканов относится самый высокий подводный вулканический массив, названный именем С. И. Вавилова. Этот массив располагается в 30 км к северо-западу от о-ва Броутона. Самая высокая (из трех) вершина возвышается на 2400 м над дном Курильской котловины и достигает отметки 681 м. Крутизна конуса

в верхней части достигает 21—22°, а к подножию выполаживается до 12—14°.

К северу от массива Вавилова со дна Курильской котловины поднимаются два изолированных подводных вулкана — Обручева и Миронова. Вулкан Обручева находится по соседству с самой глубокой отметкой Охотского моря. Это — массив с основанием 15 X 19 км и высотой до 2000 м над дном котловины. Вершина достигает отметки 1227 м, а крутизна склонов в верхней части доходит до 24°,5. Вулкан Миронова — сравнительно небольшой; диаметр основания его около 10 км, а высота всего 700 м над дном котловины (отметка вершины — 2540 м).

Большая группа вулканов к северу от пролива Крузенштерна также заходит на дно Курильской котловины. Упомянем среди них изолированный массив вулкана Эдельштейна. Он расположен в 22 км к северу от о-ва Чиринкотан (который, кстати говоря, сам является вершиной подводного вулкана на дне Курильской котловины). Диаметр основания вулкана Эдельштейна составляет 15 км, крутизна склонов превышает 16°. Высота вулкана над дном котловины равна 1600 м, а вершина достигает отметки 660 м.

Совершенно исключительное положение среди всех подводных вулканов занимает вулкан Белянкина. Он находится в 24 км к северо-западу от о-ва Маканруши и расположен не только за пределами горного сооружения внутреннего хребта, но даже по другую сторону Курильской котловины — уже на ее северо-западном склоне. Диаметр основания вулкана Белянкина составляет 6 км, крутизна склонов конуса доходит до 21°; он поднимается на высоту в 1500 м над дном моря, а отметка вершины равна 552 м.

На Курильских островах достоверно зарегистрировано единственное подводное извержение, которое произошло 15 февраля 1924 г. близ о-ва Матуа. С определением местоположения этого подводного извержения произошла путаница, поэтому приводим дословный перевод оригинального сообщения (Tanakadate, 1927): «Во время активности Райкоке наблюдались подводные извержения в двух пунктах в окрестностях Банзио-ива (теперь островок Топорковый), расположенного близ о. Матуа (155° E, 48°20'N) в 12 морских милях от о-ва Райкоке». Здесь пункт извержения указан точно и определенно, однако координаты о-ва Матуа даны с большой ошибкой или опечаткой и указывают на точку в Курильском желобе в 70 морских милях от о-ва Райкоке (вместо 12 морских миль, по тексту) и далеко от о-ва Матуа и от островка Топоркового.

Различные авторы произвольно «переносили» пункт этого извержения в различные места — к северу от о-ва Райкоке, к скалам Каменные Ловушки и даже в Четвертый Курильский пролив.

На современных морских картах к северу от о-ва Матуа и островка Топоркового протягивается узкий хребтик относительно небольших глубин. Видимо, на этом хребтике и расположены два подводных вулкана, извергавшиеся в 1924 г.

Сведения о петрографическом составе пород подводных вулканов отсутствуют или, во всяком случае, не опубликованы. По всей вероятности, породы подводных вулканов на гребне хребта будут соответствовать породам островов Большой Курильской гряды, а подводные вулканы на западном склоне хребта — вулканам Западной зоны (см. ниже).

НАЗЕМНЫЕ ВУЛКАНЫ

Острова Большой Курильской гряды, а вместе с ними и вулканы можно разделить на две зоны: первая из них, которую можно назвать «Главная вулканическая зона», приурочена к осевой части внутреннего вулканического хребта. Эта зона, включающая все крупные острова и значительную часть более мелких, протягивается непрерывной цепью от островов Шумшу и Парамушир на севере до о-ва Кунашир на юге и включает 16 островов.

К западу от северной половины этой главной зоны более или менее бессистемно рассеяно еще 6 островов (7 — включая о-в Броутона), составляющих вторую — Западную вулканическую зону. Острова этой зоны расположены на западном склоне внутреннего хребта и на склоне Курильской котловины Охотского моря, а о-в Чиринкотан и скалы Авось поднимаются прямо со дна этой котловины.

Эта группа островов отличается от первой не только географическим положением, но и петрографическими и химическими особенностями лав, что и позволило нам выделить «западную вулканическую зону». В нее входят острова: Алаид, Ширинки, Маканрупш, Экарма, Чиринкотан, Броутона и скалы Авось. К этой же группе по особенностям петрографии и химизма относится также изолированный Пик Фусса на западном побережье о-ва Парамушир. К «западной зоне» принадлежит и большинство подводных вулканов.

Мы начнем наше описание с вулканов «западной зоны», но для сохранения географической целостности Пик Фусса будет описан вместе с вулканами о-ва Парамушир, а о-в Броутона — вместе с вулканами южной группы.

Нижеследующее описание вулканов составлено зимой 1963/64 г. практически целиком на материалах собственных исследований. Из опубликованных работ были заимствованы только описания извержений и некоторые петрографические определения пород (частью вулкан Алаид, вулкан Трезубец на о-ве Уруп и Тятя — на о-ве Кунашир).

В последующие два года (1964 и 1965) появились предварительные-публикации результатов детального изучения вулканов хребта Вернадского на о-ве Парамушир, проводившиеся в течение ряда лет вулканологами Сахалинского комплексного института СО АН СССР (В. Н. Шилов, В. И. Федорченко и др.). Эти результаты в основном совпадают с нашими; некоторые дополнения вулканологов СахКНИИ отмечены в подстрочных примечаниях. В эти же годы были опубликованы материалы, полученные на Центральных Курилах в 1962 г. Е. К. Мархининым и Д. С. Стратулой, откуда были заимствованы данные о петрографии лав вулканов Броутона и Маканруши, которые не были посещены нашими экспедициями.

Описание всех вулканов составлено заново, с учетом обработки аэросъемки. Во многих случаях настоящее описание расходится с данными, опубликованными нами или другими исследователями ранее. Эти различия в большинстве случаев специально не оговариваются, и приводимые новые данные должны рассматриваться как более точные.

Для всех вулканов и вулканических групп нами составлены схемы строения. Следует учесть, что эти схемы во многих случаях упускают некоторые черты рельефа, но подчеркивают те детали, которые важны в вулканологическом отношении. Не выдержан также масштаб изображений: чаще всего прикратерные части изображены в большем масштабе, чем подножие. Тем не менее эти схемы должны помочь в описании тех или иных сложных вулканов.

Вулканы Западной зоны

В западную зону входит 7 островов: Алаид, Ширинки, Маканруши, Авось, Экарма, Чиринкотан и Броутона. Сюда же относится Пик Фусса (о-в Парамушир)². Всего в этой группе насчитывается 10 вулканов, из них 5 — голоценовых (4 относятся к категории действующих).

Остров Алаид

Алаид — самый северный и наиболее высокий остров Курильского архипелага. Это одиночный вулкан, образующий изолированный остров, который поднимается из вод Охотского моря в 20 км к северо-западу от берегов о-ва Парамушир и имеет в плане очертания овала, вытянутого с юго-востока на северо-запад в направлении приблизительно 300—310°. Длина острова достигает 17 км, ширина — 12—13 км, площадь — 158 км².

Вулкан Алаид — почти правильный, сильно усеченный конус, склоны которого образуют типичный несколько вогнутый профиль логарифмической кривой (рис. 8). Древний вершинный кратер диаметром около 1,5 км сильно разрушен и широко открыт к югу; гребень его хорошо сохранился в виде полукольца только в северной половине. Наивысшая точка вулкана, так называемый Пик Главный, — 2339 м над ур. м. — расположена в северо-восточной части гребня. Подводные террасы в районе острова отсутствуют, и фактически конус поднимается прямо со дна.

Два последних вулкана будут описаны в других разделах.



Рис. 8. Вулкан Алаид, вид с о-ва Парамушир

моря, глубина которого здесь достигает приблизительно 600 м. Таким образом, общая высота конуса приближается к 3000 м.

Под крутым обрывом уцелевшей части гребня кратера находится сравнительно небольшой внутренний шлаковый конус, который можно рассматривать как центральный конус, а гребень — как сомму вулкана. Диаметр основания центрального конуса равен почти 1 км. На вершине

расположен замкнутый

кратер диаметром около 0,5 км и глубиной около 100 м. В понижении между обрывом соммы и склоном центрального конуса находится небольшой полукольцевой фирн-ледник. Другой фирновый ледничок спускается с внутреннего обрыва западной части соммы, огибая центральный конус с запада. Наряду с этим, на дне кратера центрального конуса, где, казалось бы, должен скапливаться снег, его почти нет, а на довольно пологих внутренних склонах кратера снег отсутствует вообще. По всей вероятности, это связано с еще продолжающейся термальной деятельностью центрального конуса, хотя дымков фумарол там теперь не заметно (по летним наблюдениям 1954 г.).

Склоны вулкана в верхней части покрыты сплошным плащом рыхлых шлаков и шлаковых бомб. Общая окраска вершины слегка розоватая от массы красных бомб. Окраска бомб убедительно свидетельствует не только о том, что они были выброшены в раскаленном состоянии, но и о том, что они длительное время оставались настолько горячими, что мог происходить процесс окисления закисных соединений железа в окисные. Это явление наблюдается и на некоторых других вулканах Курил.

Вулкан Алаид, радующий глаз правильностью своих форм и идеальной сохранностью склонов при наблюдении с севера, с юга представляет иную картину. Здесь разрушен не только гребень древнего кратера, но и верхняя часть склонов вулкана. Широкая и глубокая депрессия протягивается от вершины к юго-юго востоку по азимуту приблизительно 170°. В обрывах этой депрессии видно типичное для стратовулканов чередование лав и пирокластических продуктов. По всей вероятности, это образование возникло вместе с древним вершинным кратером в результате мощного направленного взрыва. Некоторую роль играло, по-видимому, ослабление этой части вулкана в результате тектонических напряжений. На мысль об этом наводит уступ в вершине ручья Кривого как бы продолжающий к северо-северо-западу указанную депрессию и напоминающий тектонический уступ. Ширина этой депрессии составляет 1,5—2,0 км, а глубина в верхней части доходит почти до 300 м. Продукты извержений центрального конуса заполняют депрессию; к низу высота стенок ее постепенно уменьшается и депрессия сливается со склоном, а пирокластика центрального конуса (вероятно, вместе с материалом направленного взрыва) образует здесь веерообразный шлейф, спускающийся до берега моря.

¹ Нижняя, более пологая часть склонов вулкана заросла высоким густым кустарником и прорезана системой радиально расходящихся ручьев. Берега острова по большей части обрываются к морю крутыми уступами (до 250 м в южной части), в которых также хорошо видно слоистое строение вулкана с заметным преобладанием пирокластики над лавами.

Подножие конуса, как и его склоны, покрыто рыхлым пирокластическим материалом. Лавы главной постройки обнажаются только в юго-восточной части острова в районе мысов Лава и Сиандрин. Кроме того, лавы «просвечивают» сквозь покров почвы и пирокластики в восточной части острова, в районе мыса Сердитого.

У основания конуса и в нижней части его склонов располагаются довольно многочисленные небольшие побочные кратеры со шлаковыми конусами (рис. 9). Можно насчитать 32 таких конуса (вероятно, фактически число их больше), но большинство из них сильно разрушено. Следы кратера более или менее отчетливо сохранились только у 11 конусов. Большинство конусов являются чисто шлаковыми, но из некоторых излились лавовые потоки. Нередко в этом случае кратер имеет форму подковы, через разорванную часть которой изливалась лава. Выше всех расположен побочный конус Паразит — на высоте 1023 м над ур. м. на юго-западном склоне конуса. Из него до берега моря спускается узкая лента лавового потока, образуя мыс Подгорный. Хорошо сохранилась цепочка из трех кратеров у северо-восточного основания конуса. Все побережье от мыса Правого до мыса Хитрого на протяжении около 3 км залито лавами этих конусов. Самый большой и очень хорошо сохранившийся конус расположен в юго-восточном углу острова — сопочка Особая. Этот конус имеет диаметр основания около 600 м и диаметр кратера

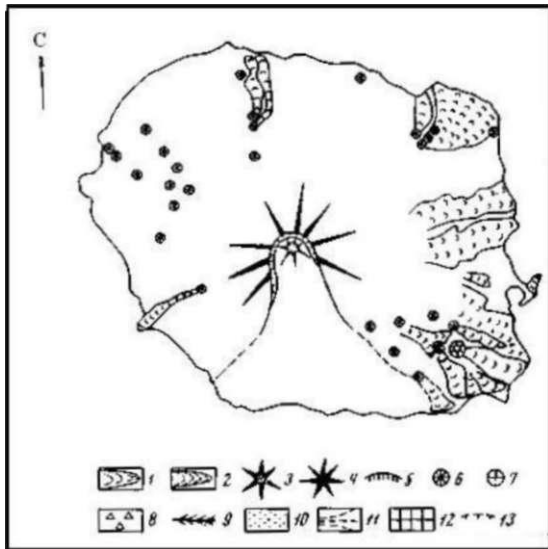


Рис. 9. Схема строения вулкана Алаид

1— лавовые потоки молодые; 2— лавовые потоки более древние; 3— конус с кратером; 4— купол; 5 — обрывы; 6 — побочные конусы; 7 — фумарольные поля; 8— морена; 9— горный хребет; 10 — пирокластические отложения; 11 — склоны; 12 — фундамент; 13 — борта ледниковых долин (трогов)

В настоящее время вершинный кратер Алаида совершенно спокоен, но в более отдаленные времена он нередко проявлял бурную активность. В 30—40-х годах XVIII столетия вулкан проявлял фумарольную деятельность, затем надолго затих. Начиная с 1790 г. он стал с различными интервалами выбрасывать темный «дым» с пеплом, а в феврале 1793 г. находился в состоянии бурного извержения. Пенел, «похожий на грубый ружейный порох», выпал слоем в 10 см на Южной Камчатке на расстоянии в 120 км от Алаида. Сильные извержения отмечены также в июне 1854 г. и

в июле 1860 г. Последнее извержение из вершинного кратера произошло в 1894 г.

В различных сводках приводятся даты извержений этого вулкана: 1770, 1789, 1821, 1828, 1829, 1843, 1848 и 1858 гг. Однако они ошибочны. Время извержений побочных кратеров неизвестно. Только один кратер — Такетоми — возник на глазах человека в 1933—1934 гг. Это извержение и его продукты были детально изучены японскими вулканологами.

Извержению предшествовали сильные толчки, начавшиеся 20 октября 1933 г. и ощущавшиеся на островах Нарамушир и Шумшу на расстоянии более 50 км от вулкана. 17 ноября 1933 г. жители о-ва Шумшу с расстояния в 50 км увидели у восточного берега Алаида громадные клубы черного «дыма». Это было начало подводного извержения. 14 января 1934 г. над водой показался небольшой вулканический островок высотой около 20 м. 26 января к месту извержения исследователи подошли на корабле. Было установлено, что новый островок поднялся примерно в полумиле (морской) от восточного берега о-ва Алаид, где прежде отмечались глубины в 20—50 м. Диаметр островка составлял около 200 м, высота — 50 м. На вершине находился подковообразный кратер, открытый к северо-востоку. Через каждые один-два часа происходили мощные стром-болианские взрывы, поднимавшие тучу пепла на высоту до 3 км. В апреле высота нового конуса достигла уже 130 м над ур. м. Через пониженную северо-восточную часть кратера вытекал поток лавы; там, где лава достигала воды, поднимались густые белые облака водяного пара. В июне у подножия конуса открылась новая лавовая бокка, из которой вытек поток лавы, образовавший плоское плато размером 200 X 250 м и высотой 10—15 м над ур. м. Кратер в это время был заполнен глыбовой лавой, небольшой поток ее вылился на северо-восточный склон конуса и распространился поверх плато. В это время конус имел диаметр 800 м, высоту 145 м. Вершинный кратер, сохранивший подковообразную форму, имел диаметр 300 м. К августу 1934 г. извержение прекратилось, и конус нового побочного кратера, сложенный пеплом и шлаками, стал быстро разрушаться с севера и востока морскими волнами. Рыхлый материал переотлагался у западного и южного берегов островка, формируя две песчаные косы. Зимой 1935/36 г. восточная коса достигла о-ва Алаид, превратив Такетоми в полуостров. В конце 1946 г. Такетоми причлился к главному острову второй косой. Между пересыпями осталось соленое озеро, а в 1959 г. южная коса была прорвана морем и образовалась небольшая бухта.

Лавы и шлаки Такетоми по минералогическому и химическому составу совершенно подобны лавам главного вулкана.

Остров Ширинки

Вулкан Ширинки образует изолированный остров, поднимающийся из вод Охотского моря в 15 км к западу от Пика Фусса. Остров имеет очертания почти правильного круга диаметром в 3 км. Сильно усеченный конус вулкана поднимается на 761 м над ур. м. Вершинный кратер диаметром приблизительно в 750 м окружен венцом скал и широко открыт в южном направлении. Приблизительно по середине кратера проходит широтная насыпь со скальными выходами; видимо, это остатки экструзивного купола. В южной части кратера расположен небольшой купол (диаметром около 450 м), от которого вниз по склону оттянулся небольшой язык лавового потока. В нескольких местах по склонам конуса от кратера спускаются потоки лав, которые доходят до берега моря. Большая часть склонов покрыта пемзовидной пирокластикой. В восточной части острова обнажаются остатки более древней постройки с моноклиальным падением пород к востоку³ (рис. 10, 11).

Среди молодых пород преобладают несколько щелочные рогообманковые андезиты. В андезитовой пемзе с подводного склона вулкана во



Рис. 10. Вулкан Ширинки

Судя по аэроснимкам, остатки восточной постройки, вопреки опубликованным данным (Мархинин, Стратула, 1965), следов кратера не имеют.

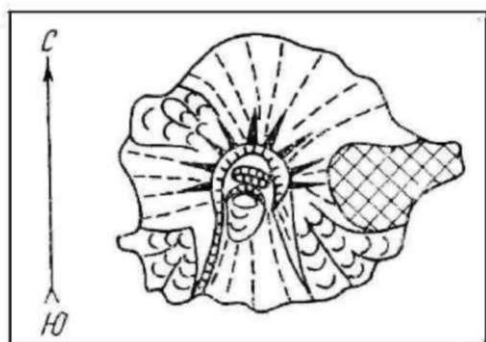


Рис. 11. Схема строения вулкана Ширинки (Условные обозначения см. на рис. 9)

вкрапленниках преобладает обычная зеленая роговая обманка. Подчиненное значение имеет Лабрадор № 50—69. Иногда плагиоклаз зональный; ядро № 58—66, краевые зоны — № 49—55. Основная масса гиалиновая. В роговообманковых андезитах из наземных лавовых потоков во вкрапленниках преобладает Лабрадор № 50—52, затем следует роговая обманка, большей частью бурая; кроме того, имеется примесь авгита. Основная масса — гиалопилитовой структуры. В основании конуса встречены также авгитовые андезиты без роговой обманки.

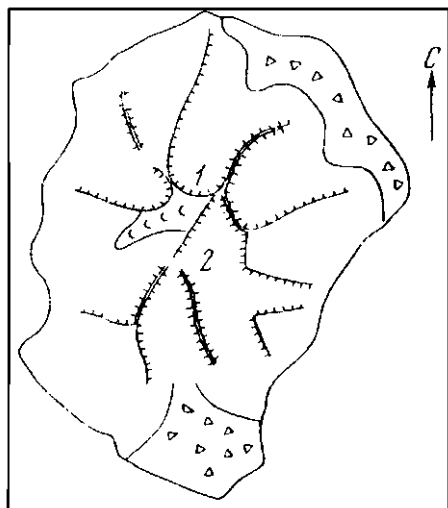
Возраст современной постройки послеледниковый, причем вершинный купол, безусловно, очень молодой, исторический, хотя прямые данные об извержениях на Ширинки отсутствуют.

Наличие вокруг острова подводной 140-метровой террасы и присутствие в восточной части фрагмента более древней постройки позволяют считать, что современный конус возник на остатках более древнего, доледникового вулкана.

Остров Маканруши

Остров Маканруши расположен в Охотском море, в 30 км к северо-западу от северного берега о-ва Онекотан, от которого отделен Пятым Курильским проливом (пролив Евреинова). Остров вытянут в меридиональном направлении и имеет размеры 6х9 км, площадь его равна 49 км².

Остров Маканруши подвергся двукратному оледенению; южная, низменная часть острова (мыс Полуденный) сложена выходящей из трога мореной, по-видимому, второго оледенения. По всей вероятности, вулканическая деятельность закончилась здесь еще в доледниковое время. Поэтому ясных вулканических форм не сохранилось. Все склоны сильно эродированы ледниковой и водно-эрозионной деятельностью; небольшой участок первичного склона сохранился лишь в одном месте. Поэтому очень трудно судить о первоначальной форме вулкана. Несомненно, эруптивный центр существовал в точке, обозначенной на схеме (рис. 12) цифрой 1. По всей вероятности, еще один центр находился близ точки 2. Не исключена возможность, что деятельность имела здесь «линейно-гнездовый характер»⁴ и существовало несколько тесно расположенных центров.



⁴ См. ниже описание вулканов о-ва Парамушир.

Рис. 12. Схема строения вулкана Маканруши (Условные обозначения см. на рис. 9)

Породы острова Маканруши представлены преимущественно базальтами и андези-то-базальтами. Во вкрапленниках преобладает Лабрадор № 60—70, до битовнита № 70—89, в весьма заметном количестве присутствует авгит, реже — гиперстен. Постоянно, но в меньшем количестве, содержится оливин. Структура основной массы — гиалопили-товая, реже — интерсертальная. В андезитах мыса Полуденного присутствует роговая обманка.

Скалы Авось.

На расстоянии около 20 км к юго-западу от о-ва Маканруши выступает конусообразная скала^a — Авось (35 м над ур. м.). Еще одна скала к юго-востоку и две к северо-востоку, соединенные подводным рифом, составляют вместе с первой дугу полуокружности. Очевидно, это — остатки старого разрушенного кратера. Судя по наличию относительно большой 140-метровой террасы, вулкан Авось является доледниковым и в более позднее время активности не проявлял.

Вулкан поднимается со дна желоба, которым заканчивается Курильская котловина Охотского моря.

Остров Экарма

Остров Экарма расположен в 8,5 км к северо-западу от о-ва Шиашкотан. В плане остров имеет форму овала, удлинённого в широтном направлении, размером 5 X 7,5 км^Г, площадь его равна 30 км^Г. Остров состоит из двух вулканов, слившихся основаниями. Восточный вулкан несет следы интенсивной эрозии, в частности ледниковой. Он имеет форму широтного хреб-тика высотой до 800 м, на вершине которого имеется участок обесцвеченных пород — очевидно, это — район бывшего кратера, где породы изменены поствулканической деятельностью. В послеледниковое время этот вулкан активности не проявлял.

Вулкан Экарма, формирующий западную часть острова, является молодым — послеледниковым — со свежими вулкано-генными формами рельефа. Разновозрастность двух вулканических построек хорошо подчеркивается и расположением 140-метровой подводной террасы. Восточная часть острова соединена террасой с севером Шиашкотана, а в западной части острова эта терраса отсутствует.

Вулкан Экарма образует слабо усеченный конус высотой до 1171 м. По всем направлениям от вершины спускаются многочисленные потоки

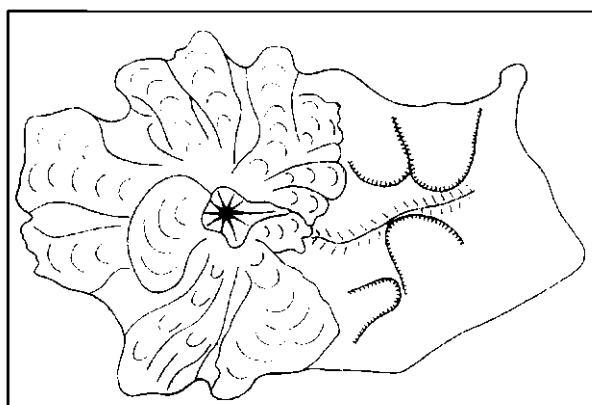


Рис. 13. Схема строения вулкана Экарма (Условные обозначения см. на рис. 9)

лавы длиной до 3 км. Вершинный кратер запечатан экструзивным куполом, полностью перекрывшим гребень кратера и придавшим вершине заостренную форму.

Береговая линия вулкана имеет местами многолопастную форму: выступающие «языки» сложены потоками лав, а в бухтах между ними обнажены пирокластические породы (рис. 13).

Лавы вулкана Экарма представлены двупироксеновыми андезитами и андезито-базальтами с вкрапленниками Лабрадора № 50—65, авгита и гиперстена. Структура основной массы — микролитовая и гиалопилито-вая. Вершинный купол и последние вязкие лавовые потоки сложены более кислыми двупироксеновыми андезитами с заметной примесью роговой обманки во вкрапленниках.

Известно извержение Экармы в 1767—1769 гг.; по-видимому, во время этого извержения был выдавлен вершинный купол. В первой половине XIX столетия вулкан проявлял фумарольную деятельность; в настоящее время он спокоен, однако не исключена возможность его катастрофического пробуждения. У северного подножия конуса выходят теплые минеральные источники.

Остров Чиринкотан

Остров Чиринкотан находится в 29 км к западу от Экармы. Остров является одиночным вулканом, имея в плане форму окружности диаметром 2,5—3 км. Растительность на острове почти отсутствует.

Хотя вулкан Чиринкотан имеет небольшие размеры (площадь 6 км²), однако строение его довольно сложное (рис. 14). Возвышающаяся над водой постройка является, по существу, только вершиной вулкана. Подводная терраса в районе острова отсутствует, что указывает на голоцено-вый возраст постройки. Подводные склоны, может быть, осложненные побочными кратерами, уходят под воды Охотского моря на глубину почти до 2500 м. Действительная высота конуса составляет около 3000 м. Вулкан Чиринкотан поднимается фактически со дна Курильской котловины.

На вершине конуса, с западной стороны, видны следы большого эксплозивного кратера, диаметр которого составлял около 1 км. В этом кратере возвышаются остатки внутреннего конуса (возможно, купола), ко-



Рис. 14. Схема строения вулкана Чиринкот (Условные обозначения см. на рис. 9)

торый в свое время целиком или почти целиком заполнял кратер. Позже значительная часть внутреннего конуса была взорвана, и в настоящее время на вершине расположен большой амфитеатр открытого к югу кратера диаметром около 0,8 км. Дно этого кратера более или менее плоское, прорезано долинками горячих ручьев, местами имеются небольшие минерализованные озера. По краям кратера — у стен амфитеатра отмечены выходы мощных фумарол.

У северного подножия внутреннего конуса, примерно на гребне старого кратера, имеется побочный конус, который дал потоки лавы, спустившиеся до северного берега острова. Свежие потоки лавы спускаются также по юго-восточному склону вулкана. Эти потоки излились из внутреннего конуса; ныне их истоки обрезаются гребнем нового эксплозивного кратера.

По всей вероятности, изливание именно этих потоков наблюдал в 80-х годах XIX столетия капитан Сноу. В то время внутренний конус был еще целым. По описанию Сноу (1902), «это двойной вулканический конус, из которых внешний с юго-восточной стороны обрушился. Из кратера идет дым, а иногда и лава вырывается сквозь пролом в кратере и течет по бокам горы в море». Сноу плывал на Курилах между 1878 и 1889 гг. К сожалению, точных дат извержений он не приводит.

Мощные лавовые потоки обнажаются также в береговых обрывах вулкана и представлены основными двупироксеновыми андезитами и анде-зито-базальтами, почти всегда содержащими примесь роговой обманки. Выше по склону встречены более кислые пироксен-роговообманковые андезиты с моноклинным и ромбическим пироксеном. Структура основной массы — микролитовая.

Пемзовидная пирокластика, поднятая с подводного склона конуса, относится к роговообманковому андезиту.

На дне современного кратера в 1961 г. Е. Г. Богоявленская обнаружила небольшой свежий шлаковый конус с потоком лавы. Этот конус образовался, возможно, в 1955 г., так как в 1954 г. мы его не видели. Лавовый поток сложен пироксен-роговообманковым андезитом с вкрапленниками Лабрадора № 50—60, авгита и роговой обманки. Структура основной массы — гиалопилитовая.

Вулкан Чиринкотан проявлял активную фумарольную, а возможно и эксплозивную деятельность в XVIII столетии. Мощное эксплозивное извержение, образовавшее современный кратер, осталось не зарегистрированным. Вероятнее всего, оно произошло в конце XIX или в самом начале XX столетия. Позже вулкан не проявлял заметной издали фумарольной деятельности. Еще в 1953 г. мы, проходя на корабле мимо острова, не заметили фумарол. Однако в 1954 г. вулкан возобновил сильную фумарольную

активность: фумарольные пары были видны с расстояния до 50 км. Осенью 1955 г. мы получили краткое телеграфное сообщение об очень сильной газовой деятельности вулкана. К сожалению, не удалось выяснить, о чем шла речь в сообщении: об извержении или о резком усилении фумарольной активности.

Как говорилось выше, видимо, в это время в кратере образовался новый шлаковый конус, который излил лавовый поток. При последующих посещениях вулкана в 1961—1963 гг. наблюдалась обычная газовая деятельность.

Все острова западной зоны — сравнительно небольшие. Самый крупный из них — Алаид — занимает по площади девятое место в ряду других Курильских островов. На этих островах нигде не обнаружены выходы третичного фундамента. Более того, два острова (Алаид и Чиринкотан) образовались уже в голоценовое время; в это же время образовался и вулкан Экарма. Из всех островов западной зоны в голоцене не проявляли активности вулканы Авось и Броутона. Отличительной особенностью лав является частое присутствие роговой обманки.

Северные Курильские острова

В северную группу входит 6 островов: Шумшу, Парамушир, Онекотан, Харимкотан, Шиашкотан и скалы Каменные Ловушки. Из них о-в Шумшу — единственный среди всех островов Большой Курильской гряды, где нет ни действующих, ни потухших вулканов. На всех остальных островах имеются вулканы или их остатки. Всего в этой группе можно насчитать до 60 вулканов, из них более половины (34) — голоценового возраста. В настоящее время 9 вулканов являются действующими⁵.

Первый из островов Большой Курильской гряды — о-в Шумшу отделен от Камчатки Первым Курильским проливом, ширина которого всего 11 км, а глубина не достигает 40 м. Второй Курильский пролив, разделяющий острова Шумшу и Парамушир, едва достигает 2 км в ширину при глубине, достигающей до 50 м. Еще в позднем вюрме оба эти острова были соединены с Камчаткой. Фактически о-в Шумшу является оторженной частью о-ва Парамушир.

Остров Парамушир

Остров Парамушир — крупнейший среди Северных Курильских островов и второй по площади, после Итурупа, во всей Курильской гряде. Остров удлинен в направлении простирающейся дуги на 100 км при средней ширине в 20 км. Площадь острова равна 2042 км².

Остров сложен неогеновыми породами, преимущественно осадочно-вулканогенными, которые сложены в пологие складки, вытянутые,

⁵ Во всех случаях Пик Фусса в подсчеты не входит.

с общим, по простирающую дуги. Здесь встречена фауна среднемиоценового до плиоценового возраста. Нижележащие немые толщи предположительно относятся к нижнему миоцену и верхам палеогена. Известно несколько выходов гранитоидных интрузий предположительно среднемиоценового возраста.

Четвертичные вулканические породы и современные вулканы сосредоточены в северной и южной частях острова, формируя соответственно северную часть хребта Вернадского и хребет Карпинского. На Парамушире, как и на других крупных островах Курильской гряды (Уруп и Итуруп), большую роль играли извержения, близкие к трещинному типу, причем на Парамушире эти извержения играли доминирующую роль. Из всех вулканов этого острова только два являются постройками центрального типа — вулкан Ферсмана и Пик Фусса.

Древние (Qj—Q²) лавы изливались на незначительно выровненную поверхность верхнетретичных отложений из тесно расположенных центров, которые были приурочены к привершинной части хребтов. В результате этой деятельности образовались обширные более или менее полого наклоненные в обе стороны от хребта лавовые плато. Первое оледенение, бывшее на Парамушире очень мощным, в значительной мере разрушило вулканическое плато и сами вулканические центры; остались только отдельные изолированные участки периферии плато и «обрывки» привершинных частей. В большинстве случаев процессы эрозии зашли так далеко, что теперь без специальных исследований почти невозможно выде-лить отдельные центры нижнечетвертичной вулканической деятельности. В некоторых случаях расположение доледниковых центров определяется по остаткам неков или по породам жерловой фации. Иногда устанавливается периклинальное залегание вулканических пород и т. д.

Центры и потоки межледникового времени также частично разрушены (вторым оледенением), но во многих случаях поверхность потоков сохранила свои общие морфологические черты, а местоположение

центров излияний может быть установлено почти повсеместно. Послеледниковые центры, потоки и отложения пирокластики в большинстве своем сохранились прекрасно и лишь слегка затронуты эрозией.

В силу изложенных обстоятельств мы будем вести описание вулканов хребтов Вернадского и Карпинского в последовательности, «обратной геологической», а именно — от послеледниковых к доледниковым.

Вулканы хребта Вернадского (рис. 15)

А. Современные вулканы

Современные вулканические центры хребта Вернадского имеют «линейно-гнездовое расположение». Отдельные эруптивные центры довольно тесно сгруппированы в «гнезда», расположенные на некотором расстоянии один от другого по простиранию хребта. Насчитывается три группы современных вулканических центров; это (с севера на юг) — группы Эбеко, Богдановича и Вернадского.

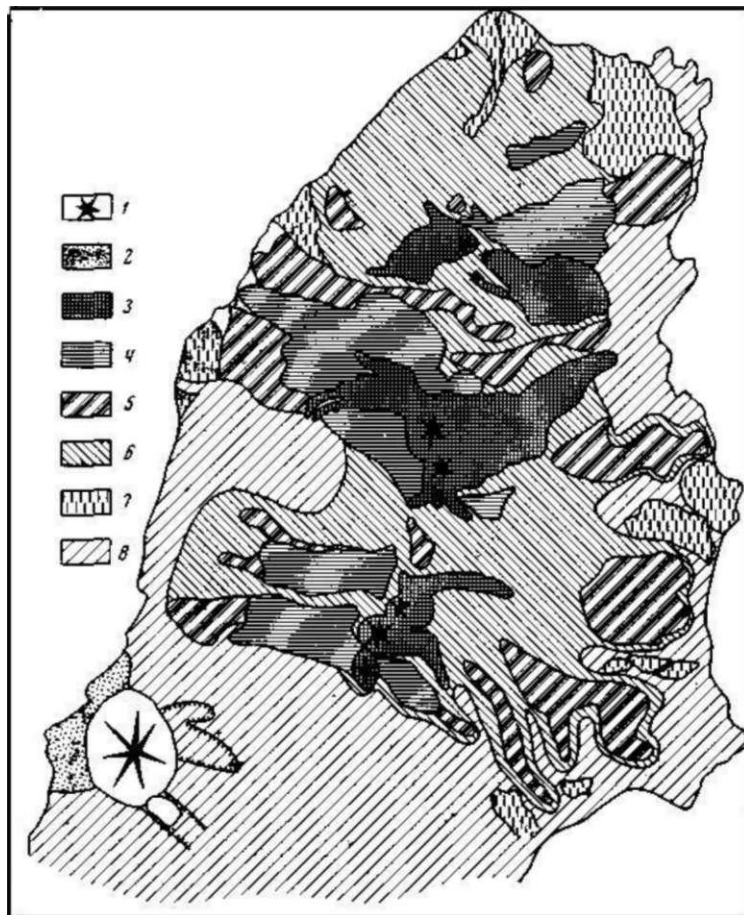


Рис. 15. Схема расположения вулканов хребта Вернадского 1 — вулканические постройки; 2 — пирокластические отложения вулкана Ферсмана; 3 — голоценовые лавы; 4 — межледниковые лавы; 5 — участки доледниковых лав, сохранившие первоначальный рельеф; 6 — эродированные участки четвертичных построек; 7 — морены; 8 — фундамент и морские террасы

1. В группу Эбеко (рис. 16) входят три хорошо выраженных и два уже сильно эродированных конуса

1) Вулкан Эбеко представляет собой конус высотой 200—220 м (1037 м абс. высоты), сильно удлиненный в меридиональном направлении с тремя соприкасающимися кратерами на вершине, которые вытянуты цепочкой с севера на юг. Размеры всех трех кратеров примерно одинаковые: диаметр по гребню — около 300—350 м,

диаметр дна — около 200 м. Суммарный размер вершинного кратера — 350 x 800 м. На восточном и западном склонах находятся два открытых амфитеатра, представляющих, по-видимому, боковые эксплозивные кратеры, сильно расширенные последующей эрозией; такой же кратер меньшего размера с небольшим озерком имеется на северном склоне.

Дно южного вершинного кратера неровное; глубина его достигает 70 м. В восточной части дна кратера расположена мощная группа сольфатар, отлагающих серу, а в центре кратера — большой бурлящий ключ, выбрасывавший (в 1952 г.) вместе с газами струи горячей воды (93°). На севере этот кратер частично срезан следующим, средним кратером, заполненным озером, уровень которого на 40—50 м ниже дна первого кратера. В западной половине кратера на берегах и со дна озера выходят многочисленные мощные сольфатары, отлагающие серу. Здесь же много парящих колодцев, ниш и тоннелей, внутри которых бурлит и клокочет жидкая сера. Воды кратерного озера до извержения 1963г. имели красивый бирюзовый цвет с молочным оттенком: после извержения цвет воды стал грязным из-за массы попавшего в воду пепла. Поднимающиеся со дна озера фумарольные газы создают иллюзию кипения воды, хотя тем-

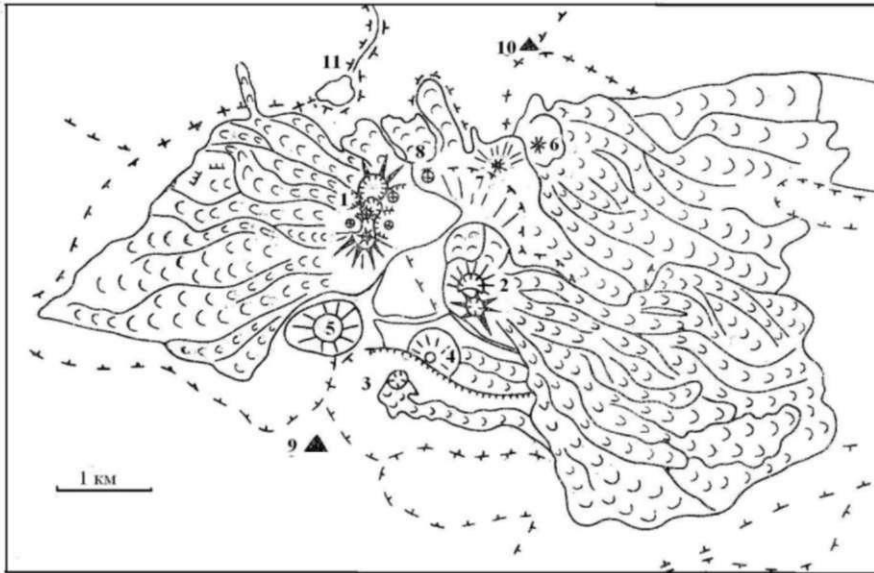


Рис. 16. Схема строения вулканов группы Эбеко

1 — конус Эбеко; 2 — конус Неожиданный; 3 — конус Незаметный; 4 — взрывная воронка; 5 — южный конус; 6—8 — межледниковые эруптивные центры; 9, 10 — доледниковые центры; 11 — гора Зеленая (Условные обозначения см. на рис. 9)



Рис. 17. Кратер вулкана Эбеко. Фото Н. К. Классова

пература воды в наиболее нагретых участках в 1953 г. не превышала 62° . Преобладающая температура воды в озере была в это же время $30-35^{\circ}$. С 1956 г. температура воды в озере стала постепенно падать и к 1959 г. установилась на уровне около 20° ; одновременно упал и уровень воды в озере. Глубина озера⁶ приблизительно 20 м. Последний, северный кратер тесно соприкасается со средним, перемычка между ними почти отсутствует. Дно этого кратера полого наклонено к северу, и здесь, у северной стенки кратера, расположено небольшое холодное озеро, формой напоминающее полумесяц (рис. 17).

Сольфатары и кипящие источники имеются и на внешних склонах конуса, и на дне боковых взрывных кратеров. Максимальная температура сольфатарных газов у выхода их на поверхность в 1959 г. была 144° . Преобладает температура в $98-120^{\circ}$. Над сольфатарными выходами обычно нарастают крутые серные конусы или полые трубы, из вершин которых под сильным напором выходят газы, а внутри бурлит расплавленная сера. Наружные части серных «труб» состоят из обычной ромбической серы

⁶ Осенью 1965 г. уровень озера внезапно сильно упал, и обнажилось дно кратера, затем уровень снова постепенно повысился.

ярко-желтого цвета; внутренние части «труб» в более высокотемпературных сольфатарах имеют оранжевый цвет и состоят, по-видимому, из моноклинной модификации. Из сольфатар нередко вытекают ручейки жидкой серы.

В составе фумарольных газов преобладает углекислота (до 92% без учета водяных паров), в заметных количествах встречаются сероводород, сернистый газ и хлористый водород. Воды кратерного озера имеют сильно кислую реакцию ($\text{pH} = 3$) и содержат значительное количество ионов Cl и SO_4^{2-} .

От подножия конуса Эбеко в западном направлении спускаются многочисленные потоки глыбовой лавы. Эти потоки целиком залили кары и истоки троговой долины р. Горшкова, протянувшись на 3,5 км от конуса. Площадь, залитая здесь лавами, имеет форму грубого треугольника с основанием около 3 км* и длиной в 3—3,5 км. Один из потоков лавы перевалил в соседнюю троговую долину р. Юрьевой. Излияния лав происходили преимущественно из лавовых бокк у основания конуса, и только в северном кратере имели место излияния через край кратера.

Эти лавы имеют состав пироксенового андезито-базальта и реже - андезита. Преобладают вкрапленники Лабрадора № 54—61, а из пироксенов — диопсидовый авгит; в меньшем количестве встречается гиперстен, иногда в виде реликтов в авгите, еще реже — оливин. Структура породы -серийно-порфиновая с гиалопилитовой (местами до микролитовой) структурой основной массы. Среди микролитов преобладает плагиоклаз (обычно кислый Лабрадор № 50—55) и авгит; ромбический пироксен — чаще в виде субфенокристаллов и более крупных микролитов. В некоторых андезитах основная масса представлена лишенным микролитов стеклом.

Эбеко — единственный действующий вулкан в хребте Вернадского. Известно его извержение в 1793 г. В сентябре 1859 г., во время извержения Эбеко, густые серные пары закрывали соседний остров Шумшу, вызывая у жителей тошноту и головную боль. Последнее сильное извержение произошло в 1934 - 1935 гг. В сентябре 1934 г. на о-ве Шумшу стали ощущаться частые землетрясения, а 5 октября над кратером, который ранее испускал только белый пар, впервые поднялись темные клубы пепла. 12 октября выделение пепла значительно усилилось, и на Шумшу наблюдался пеплопад. 17 октября облака пепла с сернистым газом затянули весь остров Шумшу. 28 декабря отмечена самая сильная с начала извержения эксплозия. В июне — августе 1935 г. курчавые облака газов с пеплом поднимались на высоту до 1,5 км над кратером. Из трещин на склоне конуса изливалась жидкая сера. Эксплозии происходили из меридиональной трещины на дне среднего кратера, который до извержения был сухим. Озеро возникло только после этого извержения. Лавовые потоки не изливались, но в большом количестве выбрасывались бомбы типа «хлебной корки». Эти бомбы сложены серым пористым двупироксеновым андезитом. Структура породы серийно-порфиновая с гиалопилитовой структурой основной массы. Среди фенокристаллов преобладает андезин-лабрадор № 45—52, в меньших количествах присутствуют диопсидовый авгит и гиперстен. В микролитах преобладают андезин № 45 и ромбический пироксен, но присутствует и моноклинный пироксен. Извержение, которое принадлежало к типу вулкане, закончилось осенью 1935 г.

В марте 1963 г. на северной стенке амфитеатра, врезанного в восточный склон конуса, произошел взрыв и образовалось небольшое жерло диаметром 2—3 м. Из этого жерла с большим напором вырывались газы, выносившие сравнительно небольшое количество пепла. К лету 1963 г. напряженность газовой струи ослабла, и в июле из нового жерла спокойно выделялись газы.

2) Конус Неожиданный расположен в 1,5 км к юго-западу от Эбеко. Этот конус имеет относительную высоту около 100 м (около 1070 м абс. высоты). На вершине расположен кратер (около 200 м) глубиной 25—30 м; дно кратера занято неглубоким пресным озером, питающимся за счет таяния снега и пересыхающим к концу лета. Восточный и юго-восточные секторы подножия представляют плато глыбовой лавы; многочисленные потоки лавы тянутся вниз почти на 5 км, спускаясь до высот около 300 м. В верхней части эти потоки заполняют трог второго оледенения, а ниже расширяются до 3 км, заполняя все пространство между реками Кузьминкой и Матросской.

Лавы с вершины конуса по составу и структуре основной массы напоминают андезиты бомб Эбеко, отличаясь большей плотностью и более основным составом плагиоклаза, который относится к Лабрадору Л» 50—68.

У северного подножия конуса Неожиданного имеются остатки старого более низкого конуса, который теперь почти полностью погребен под обломками лав конуса Неожиданного. Непогребенными остались только северный склон конуса и прилегающий участок кратера. Этот конус в свое время также дал многочисленные потоки лавы, которые теперь уже трудно отделить от потоков собственно Неожиданного. В целом вулкан Неожиданный представляет по меньшей мере двухактное сооружение. Деятельность обоих конусов характеризовалась преобладанием лавовых излияний; взрывная деятельность имела подчиненное значение.

3) Сразу же к югу от конуса Неожиданного располагаются остатки еще одного, сильно разрушенного конуса, более старого, нежели конус Неожиданный. Не исключена возможность, что этот центр начал действовать еще в конце второго оледенения. Однако несомненно, что уже в последнедевское

время произошел большой взрыв, оставивший широкий - диаметром около 0,5 км кратер. Ныне этот кратер с юга разрушен и имеет вид широкой воронки, открытой к югу. При финальном взрыве было выброшено значительное количество бомб типа «хлебной корки».

4) Еще южнее, на дне кара второго оледенения в вершине р. Снежной, имеется небольшой блюдцеобразный кратер⁷, который дал начало единичному потоку лавы, спускающемуся по троговой долине вниз примерно на 2 км, где он сливается с лавами Неожиданного.

⁷ Мною было предложено для него название «кратер Власова»; вулканологи Сах-КНИИ назвали его конусом Незаметным. Последнее название и укоренилось в литературе.

5) Остатки еще одной раннепоследней постройки имеются к югу от конуса Эбеко на перемычке, разделяющей кары рек Снежной и Горшкова. Эта постройка существенно пирокластическая, здесь намечаются остатки кратера.

II. Вторая группа современных вулканов — группа Богдановича — находится на расстоянии 5 - 6 км, к югу от вулканов группы Эбеко. В группу вулкана Богдановича входит 5 эруптивных центров (рис. 18).

1) Первая с севера в этой группе гора Краснуха является довольно сильно разрушенным вулканом, уже утратившим кратер. Юго-восточная часть этой постройки вскрыта большим цирком, в стенках которого обнажены измененные гидросольфатарными процессами породы. Возможно, этот цирк является остатком взорванного кратера. В северо-западном направлении со склонов этой постройки спускаются два лавовых потока. Один из них протягивается поверх лав межледникового возраста примерно на 4 км, а другой достигает длины почти в 6 км; язык его спускается в крутую троговую долину р. Бурной.

2) С юга к горе Краснухе примыкает кратер Богдановича. Это — небольшой, очень низкий и очень пологий конус с диаметром основания около 1 км. С запада он ограничен уступом межледниковых лав, а с востока — обрывом широкого трога р. Наседкина. На вершине конуса расположен широкий, до 500 м, кратер глубиной около 40 м. Дно кратера занято пресным озером, глубина которого у восточного берега незначительна (поэтому озеро названо Маловодным), но в западной части заметно крутое понижение. Здесь же, в западной части, в стенке кратера обнажены пласты лавы. В северо-западном направлении от конуса тянется узкая лента лавового потока длиной около 6 км. Почти на всем своем протяжении этот поток следует параллельно одному из потоков вулкана Краснуха и в конце своего пути также спускается в долину р. Бурной.

Лавы с края кратера Богдановича представляет двупироксеновый андезит с преобладанием вкрапленников Лабрадора № 52—62. В несколько меньшем количестве встречается диопсидовый авгит, иногда полисинтетически сдвойникованный, и гиперстен. Последний минерал чаще в виде реликтов, окруженных каймой авгита. Структура породы серийно-порфировая с микролитами андезина и моноклинного пироксена. В пустот-ках — кристобалит и, возможно, тридимит.

3) Южнее, рядом с кратером Богдановича, расположен небольшой конус с миниатюрным заболоченным кратером⁸. Вероятно, этот конус чисто пирокластический.

4) Приблизительно в 1 км к югу от кратера Богдановича находится кратер Крашенинникова. Он представляет собой два вложенных один в другой конуса, разделенных небольшим понижением. Внешний конус сильно разрушен, сохранилась только его западная часть с истоками лавовых потоков в северном направлении. Внутренний конус имеет очень свежий вид. На его вершине расположен кратер диаметром 250—300 м и глубиной около 50 м. В западной части кратера находится глубокая

Плоским.

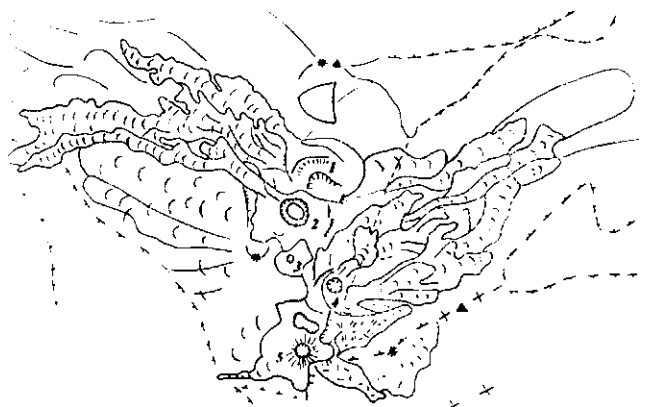


Рис. 18. Схема расположения вулканов группы Богдановича 1 — гора Краснуха; 2 — вулкан Богдановича; 3 — кратер Плюский; 4 — кратер Крашенинникова; 5 — кратер Козыревского (Условные обозначения см. на рис. 9)

эксплозивная воронка. Восточная часть гребня кратера имеет глубокий вырез, и отсюда к северо-востоку — в сторону Тихого океана — спускаются потоки глыбовой лавы, которые перекрывают

более старые потоки внешнего конуса. Те и другие потоки заливают все дно большого трога р. Наседкина. Здесь же, по-видимому, имеются и еще более старые потоки от кратера Богдановича или конуса Краснуха. Суммарная ширина ком плекса лавовых потоков в долине р. Наседкина достигает 2—3 км, а длина — 8 км. Потоки перекрывают моренную равнину, не доходя примерно 2 км до берега океана.

Лавовый поток близ кратера имеет состав андезита с резким преобладанием фенокристаллов андезина или андезин-лабрадора № 43—53. Кроме того, встречаются вкрапленники авгита и реже — гиперстена. Основная масса — витрофировая.

5) Неглубокая седловинка отделяет кратер Крашенинникова от конуса Козыревского. Это — сравнительно большой насыпной конус с относительной высотой в 100—150 м (1160 м абс. высоты). Кратер вулкана имеет вид полностью замкнутой воронки глубиной около 100 м с плоским сухим дном. У подножия конуса с северной стороны расположены две слившиеся боковые воронки взрыва, вытянутые в широтном направлении.

Западная воронка занята пресным озером; на восточном краю второй воронки бросается в глаза гигантская бомба объемом свыше 100 м³ с поверхностью типа «хлебной корки». От подножия конуса в западном направлении спускается небольшой узкий поток лавы, который примерно в 1 км от конуса доходит до крутого обрыва троговой долины в истоках р. Бурной. Восточное подножие конуса круто обрывается к истокам троговых долин рек Северянки и Птичьей (истоки р. Наседкина). На крутом склоне горы, к востоку от эксплозивных воронок, находится лавовая бокка, из которой по долине р. Птичьей спускается небольшой лавовый поток. Второй поток (или, быть может, осыпь, напоминающая лавовый поток) спускается из-под обрыва в вершину р. Северянки. Сам конус, включая прикратерную часть и внутренние части кратера, сложен исключительно пирокластическим материалом, в составе которого преобладают остроугольные эксплозивные обломки. По всей вероятности, из вершинного кратера не изливался ни один поток лавы, и деятельность его была чисто эксплозивной.

Микроскопически были изучены лавы из гигантской бомбы, из мелких эксплозивных обломков и восточного лавового потока. Все они очень близки и представлены дупироксеновым андезитом. Во вкрапленниках преобладает Лабрадор № 52—65, а из пироксенов — авгит, иногда сдвой-никованный; гиперстен — обычный. Изредка встречаются кристаллы оливина. Основная масса — стекло со сравнительно редкими микролитами андезина и андезин-лабрадора № 40—55. Еще в меньших количествах встречается ромбический пироксен с примесью моноклинного. Лавовый поток отличается присутствием реликтового гиперстена с каймой авгита.

III. Третья и последняя группа современных вулканов хребта Вернадского расположена в 4 - 5 км к югу от предыдущей группы и состоит из двух конусов — Вернадского и Билибина — и небольшого шлакового нагромождения. Эта группа изучена нами только по аэроснимкам.

1) Кратер Вернадского представляет собой конус, ограниченный с юга и запада уступами лав межледникового возраста. Диаметр его около 1 км, высота — около 150 м. С востока от основания конуса оттягивается небольшой лавовый поток андезитового состава, который затем поворачивает под прямым углом к югу, спускаясь на 2,5 км по троговой долине левого истока р. Заозерной. На вершине конуса сохранились остатки мелкого кратера диаметром около 400 м. Над северо-западной частью кратера в виде обелиска возвышается остаток экструзивного купола. Северозападная часть конуса сложена агломератовой мантией этого купола, образовавшегося на заключительной стадии формирования конуса. В результате этого конус несколько вытянут в широтном направлении. По устному сообщению Г. М. Власова, конус Вернадского проявляет слабые следы фумарольной деятельности⁹.

2) Конус Билибина примыкает с северо-востока к конусу Вернадского и находится в самой вершине левого истока троговой долины р. Заозерной. На вершине конуса расположен кратер диаметром около 250 м

⁹ Вулканологи СахКНИИ не отметили там современной активности.

Северная стенка кратера имеет глубокий вырез, и отсюда спускается довольно широкой лентой лавовый поток, который заходит в соседнюю троговую долину р. Левашова и спускается по ней почти на 4 км.

3) Небольшой безкратерный шлаковый холм примыкает с юга к кратеру Вернадского. Он несколько удлинен по простиранию хребта¹⁰. На юге шлаки налегают непосредственно на эродированный третичный фундамент.

Таким образом, в хребте Вернадского имеется 10—12 послеледниковых эруптивных центров. Большинство этих центров были одноактными сооружениями и действовали непродолжительное время, хотя в некоторых случаях активность проявлялась, по меньшей мере, в два этапа (например, конус Неожиданный, кратер Крашенинникова). Более сложной по строению и характеру деятельности является

самая северная постройка - вулкан Эбеко, для которого известно несколько извержений. По-видимому, сложную историю имеет и кратер Богдановича с конусом Краснуха. В этой центральной группе образовались и наиболее длинные лавовые потоки.

Состав лав — преимущественно двупироксеновые андезиты, реже -андезито-базальты.

Б. Межледниковые вулканы

Центры излияний межледникового времени, как правило, в той или иной мере разрушены вторым оледенением. Избежал этой участи только один центр. Он расположен прямо над г. Северо-Курильском, у самой вершины восточного склона хребта, в истоках одного из трогов первого оледенения — между конусом Неожиданным и вершиной горы Ветренной. Строго говоря, этот центр не межледниковый, а позднеледниковый. По всей вероятности, он возник в конце второго оледенения, и его лавы имеют незначительные следы ледниковой обработки (по ручью Савушкина и р. Кузминке). Эруптивный центр представляет собой безкратерное лавовое нагромождение (лавовый холм), от которого к востоку, на 3 - 3,5 км вниз по склону, спускается широкий веер лавовых потоков. Ширина этого веера внизу достигает 3 км. Именно по этим потокам идет значительная часть пути от г. Северо-Курильска к конусу Эбеко.

Эти потоки сложены двупироксеновыми андезитами серийно-порфировой структуры. Во вкрапленниках преобладает андезин-лабрадор № 51—55, одиночные крупные кристаллы диопсидового авгита и мелкие кристаллы гиперстена. Крупные кристаллы гиперстена по краям замещены авгитом. Состав крупных и мелких зерен гиперстена несколько различен. По-видимому, гиперстен первой генерации кристаллизовался до авгита и имеет более магнезиальный характер. Гиперстен второй генерации — более мелкий и содержит больше железа. Изредка встречаются зерна оливина. Структура основной массы гиалопилитовая с микролитами

¹⁰ Вулканологи СахКНИИ этот холм назвали кратером Линейным. По их данным состав шлаков базальтовый.

андезина и андезин-лабрадора № 40—50, а также гиперстена; в подчиненном количестве содержится авгит.

На расстоянии около 1 км к юго-западу от этого центра были расположены еще один или два центра, но теперь на их месте остался только большой обширный полуразрушенный цирк кара второго оледенения¹¹. Небольшие языки лавовых потоков от этих центров спускаются в вершину трога р. Зеленой и к востоку — вдоль истоков р. Кузминки.

Между обрывом этой постройки и конусом Эбеко располагается мощная группа сольфатар — так называемые «Ревущие фумаролы». Примерно в 1 км южнее, у остатков разрушенной межледниковой постройки, также находится группа фумарол, но очень слабых.

Лавы межледникового возраста, обнажающиеся в уступе над «Ревущими фумаролами», представлены андезито-базальтами. В фенокристал-лах — лабрадор-битовнит № 68—69 и много авгита и оливина. Гиперстен присутствует в небольшом количестве, преимущественно в виде реликтовых зерен в авгите. Структура основной массы — гиалопилитовая с микролитами Лабрадора № 58—60 и авгита, меньше — гиперстена.

В 2—3 км к северу, недалеко от горы Землепроходец, с вершины хребта к северо-востоку также спускается базальтовый межледниковый поток, истоки которого разрушены. По всей вероятности, центр, из которого излился этот поток, действовал в конце ледникового времени. Все побережье между ручьем Сестричка и бухтой Артюшина покрыто своеобразной мореной¹², хотя рельеф северного окончания хребта Вернадского, к которому примыкает эта морена, и не очень расчлененный. Создается впечатление, что материал этой морены сформировался в значительной мере за счет поступления свежих вулканогенных продуктов.

Южнее, в группах вулканов Богдановича и Вернадского, центры излияний в общем не сохранились, но многие лавовые потоки сохранились довольно хорошо. При этом нередко можно обнаружить бортовые валы и другие черты скульптуры поверхности потоков, по которым вполне четко выделяются как отдельные потоки, так и вероятные места их излияний.

Наиболее длинные потоки излились из центра на западном склоне горы Наседкина — в 3 км к северу от кратера Богдановича. Эти потоки, довольно хорошо сохранившие детали поверхностной скульптуры, спускаются к западу поверх доледниковых лав и в 8 км от места излияния достигают берега Охотского моря.

Лавы представлены пироксеновым андезитом с вкрапленниками Лабрадора № 55—62 и авгита; присутствует также гиперстен, по-видимому, в двух генерациях, первая из которых представлена реликтами, окружен-

¹¹ Ранее я считал (1954), что ледник расширил существовавший здесь прежде кратер, и называл эту часть постройки «второй соммой». Однако позднейшие наблюдения привели меня к заключению, что здесь имеют место только чисто ледниковые отрицательные формы рельефа, а излияния происходили не из одного, а из нескольких центров. То же относится и к «первой сомме».

ными авгитом. Структура основной массы микролитовая, в микролитах -андезин № 45—48 и моноклинный пироксен.

В этой же группе довольно хорошо сохранился центр в 1 км к юго-западу от кратера Богдановича, но в этом случае часть лавовых потоков обрезана трогом р. Бурной. В группе вулканов Богдановича было еще несколько (по меньшей мере - три) центра, располагавшихся где-то в районе современных кратеров. Их потоки, спускающиеся к западу, сохранились хорошо. По всей вероятности, потоки спускались и к востоку, но последующая ледниковая экзарация целиком уничтожила их, оставив огромные трог современных рек Наседкина и Северянки.

На гребне между истоками этих трогов сохранились остатки постройки, по-видимому, позднеледникового времени. Северная часть этой постройки обрезана трогом р. Птичьей, а южная заполняет часть истоков трога р. Северянки. Эта особенность, очевидно, связана с неравномерным отступанием ледников.

Южнее, в группе вулканов Вернадского, также имеется не менее трех разрушенных или полуразрушенных центров межледниковых излияний. Их потоки спускаются поверх доледниковых лав к западу на 4—5 км и частью обрезаны трогам рек Медведицы и Аляски. Один небольшой поток спускается к востоку в истоки р. Заозерной.

В. Доледниковые вулканы

Центры доледниковой вулканической деятельности почти целиком разрушены двумя последовательными оледенениями. Сохранились только концы лавовых потоков, образующих изолированные плато по обеим сторонам острова. На Охотском побережье остатки расчлененного плато выступают из-под межледниковых потоков между троговыми долинами рек Аляски и Медведицы, а также между троговыми долинами рек Бурной и Горшкова, где они местами доходят до берега моря. По-видимому, один из эруптивных центров находился в районе горы Угловой (между конусом Эбеко и горой Наседкина).

На побережье Тихого океана участки плато сохранились на водоразделах трогов рек: Заозерная-Медвежья, Медвежья-Левашова, Левашова-Северянка, Северянка-Птичья (плато Лагерное) и Наседкина-Матросская. В последнем случае лавы протягиваются до горы Наседкина, где, очевидно, находился один из центров излияний. В остальных случаях верхние части потоков обрезаны ледниковой экзарацией. В частности, разрушен центр лавовых излияний горы Левашова; сохранился только нект в 200 м к западу от вершины. Во многих случаях ледники срезали всю толщу четвертичных лав и обнажили третичный фундамент.

Местами, на восточном склоне хребта, на расстоянии от 0,5 до 3—4 км от его оси, обнажаются отдельные некки и породы жерловой фации. Иногда десятки таких некков сгруппированы в «гнездо» на площади в 1-2 км². Вмещающие породы вокруг древних жерл подверглись интенсивной поствулканической переработке (в частности, к одному из таких участков приурочено известное месторождение вулканической серы «Серное кольцо»).

На берегу Тихого океана, там, где древнечетвертичные лавы обнажаются в высоких (170—260 м) обрывах, хорошо видно, что горизонтальная серия этих лав налегает на дислоцированную и выровненную поверхность третичных отложений (например, мыс Округлый).

Далее к северу характер древнечетвертичных пород довольно резко меняется. На Охотском побережье вдоль р. Горшкова происходит резкая смена пород: в обрывах левого (южного) берега этой реки обнажены мощные потоки лавы, залегающие на третичном фундаменте, а на правом, более высоком берегу обнажается разрез типичного стратовулкана с преобладанием пирокластических продуктов. Такой же смешанный характер имеют породы и далее к северу от р. Юрьева. Здесь третичный фундамент присутствует только местами у самого берега моря. Вся эта часть сильно разрушена ледниковой деятельностью, и какие-либо древние центры излияний не сохранились. Однако и здесь извержения имели, скорее всего, не центральный, а линейно-гнездовый характер. Об этом свидетельствуют многочисленные широтные дайки и остатки некков в вершине р. Юрьева¹³ и на северном окончании хребта Вернадского — от горы Ветреной до горы Землепроходец¹⁴.

Таким образом, на северном окончании хребта Вернадского древне-четвертичная деятельность имела смешанный — эффузивно-эксплозивный характер, а южнее преобладали более спокойные массовые излияния лав. Более глубокое залегание третичного фундамента в северной части острова связано с погружением в этом направлении оси третичной антиклинали (Сергеев, 1962). Не исключена и возможность того, что в районе долин рек Горшкова и Снежной проходит разрывная дислокация.

Состав продуктов доледниковых извержений также резко различен. В средней и южной части преобладают двупироксеновые андезиты и ан-дезиты-базальты, аналогичные описанным выше, а базальты

имеют явно подчиненное значение. На северном окончании хребта Вернадского породы представлены почти исключительно базальтами; лишь изредка встречаются потоки андезито-базальтов.

В основании доледниковых лав вулканической группы Эбеко были встречены роговообманковые дациты (Родионова и др., 1963), но не исключена возможность, что возраст этих пород плиоценовый.

В целом же для всех вулканов хребта Вернадского наиболее характерными породами являются двупироксеновые андезиты. Только в северной части доминируют базальты. Андезиты по площади занимают 300 км², а базальты — 60 км².

Г. Вулкан Ферсмана. Единственный изолированный вулкан, входящий в главную вулканическую зону о-ва Парамушир¹⁵ — вулкан Ферсмана возвышается на берегу Охотского моря, у западного подно-

¹³ Вулканологи СахКНИИ назвали эту группу некков «вулканом Влодавца» (Аверьянов и др., 1964).

¹⁴ Горкун, Родионова и другие (1963) отмечают здесь «многочисленные паразитические кратеры», которые нами обнаружены не были. Видимо, остатки доледниковых центров линейно-гнездового типа названы «паразитическими».

¹⁵ другой изолированный вулкан — Пик Фусса — входит в Западную зону.

жья хребта Вернадского. Это — очень крупный экструзивный купол, возвышающийся над окружающей местностью почти на 800 м (1052 м абс. высоты). Диаметр основания агломератовой мантии купола составляет 3,5—4 км, а осыпи протягиваются к западу еще на 1,5—2 км, доходя до берега Охотского моря. Верхняя монолитная часть купола несколько разрушена и в значительной мере закрыта осыпями. Если судить по общим очертаниям, то вулкан Ферсмана не является единичным куполом, а, как это часто бывает, состоит из нескольких (трех) тесно слившихся куполов. Остатков какой-либо более ранней слоистой постройки не заметно.

Купол образовался у самого подножия хребта Вернадского, в месте выхода ледниковых долин на прибрежную равнину, и перегородил несколько трогов первого оледенения, в частности, трог рек Соколик и Шумной. Река Соколик обошла купол с севера, а р. Шумная оказалась подпруженной, и здесь, в троге образовалось напорное озеро (оз. Глухое). Следы второго оледенения в этом районе отсутствуют, так что возраст купола с уверенностью можно определить временем после первого оледенения. Относительно хорошая сохранность склонов купола позволяет условно относить его к позднеледниковому или послеледниковому времени.

Сложен купол довольно кислым (59% 8Ю²) двупироксеновым андезитом. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз; пироксены — моноклинный и особенно ромбический — находятся в подчиненном количестве. Гиперстен в большинстве случаев сильно разложен и окружен широкой каймой опалитового характера. Основная масса близка по структуре к гиалиновой, но девитрофицирована.

Вулканы хребта Карпинского (рис. 19)

А. Современные вулканы

Как и в хребте Вернадского, вулканы хребта Карпинского имеют линейно-гнездовое расположение. Здесь также насчитываются три группы вулканов: Чикурачки — Татаринова, Ломоносова и Карпинского.

Первая группа включает две тесно слившиеся постройки — Чикурачки и Татаринова и сложена из 6—8 конусов (рис. 20).

Начинает эту цепь с севера вулкан Чикурачки. Издали, с севера или северо-востока, он кажется правильным изолированным конусом, поднимающимся прямо от уровня моря на высоту 1815 м (рис. 21). По абсолютной высоте Чикурачки — самый высокий на Парамушире и третий по высоте вулкан на всех Курилах. Однако в действительности современный конус Чикурачки расположен на остатках высокого плейстоценового вулкана, и относительная высота конуса составляет всего 250—300 м.

Шлаки и лавы действующего конуса заполнили все неровности древнего рельефа и, спустившись относительно тонким покровом до уровня моря, создали иллюзию высокого правильного конуса. Остатки древней постройки выступают только на севере, образуя резкий излом склона.

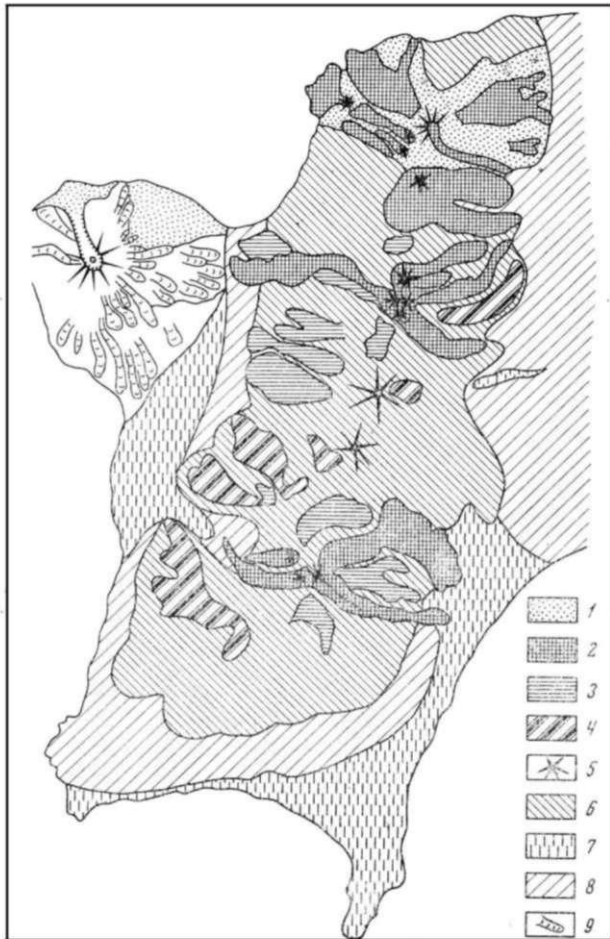


Рис. 19. Схема расположения вулканов хребта Карпинского и Пика Фусса

1 — пирокластические отложения; 2 — голоценовые лавы; 3 — межледниковые лавы; 4 — участки доледниковых лав, сохранившие первичный рельеф; 5 — вулканические конусы; 6 — эродированные участки четвертичных построек; 7 — морены; 8 — фундамент; 9 — лавовые потоки Пика Фусса

Кратер вулкана Чикурачки имеет диаметр около 450 м и глубину до 200 м. Юго-восточная часть гребня разрушена почти до самого дна кратера. По южному краю тянется вал внутреннего конуса, на котором во время нашего посещения (август 1953 г.) вдоль множества дугообразных

трещин парили низкотемпературные фумаролы (60—80°). Вся эта часть была покрыта коркой разноцветных глин и выцветов. На дне кратера был небольшой снежник.

В стенках кратера обнажаются плотные серые лавы, разделенные слоями вишнево-красных шлаков. Шлаки покрывают всю поверхность

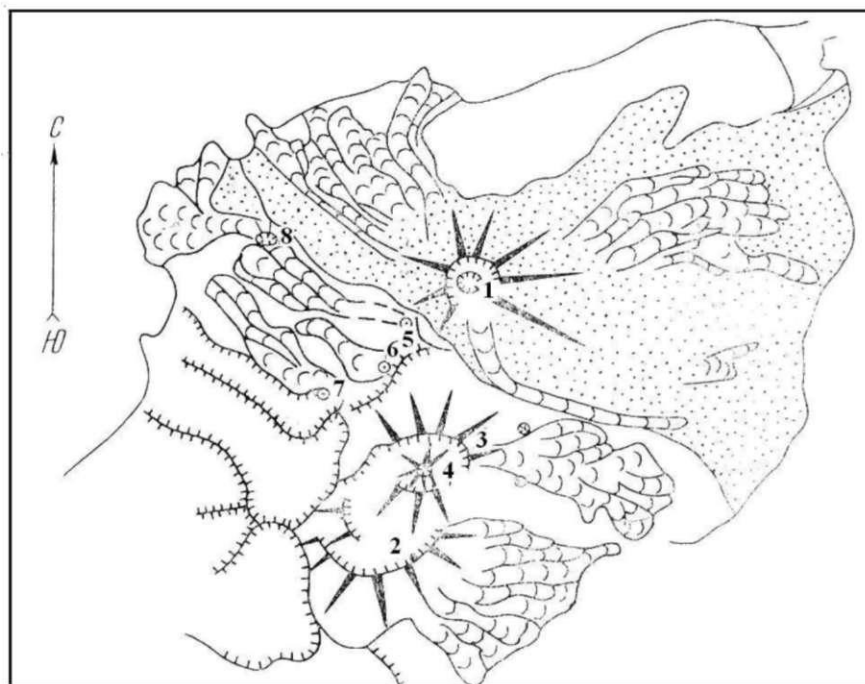


Рис. 20. Схема расположения вулканов группы Чикурачки-Татаринова

1 — вулкан Чикурачки; 2—4 — постройки вулканической группы Татаринова; 5—7 — голоце-новые конусы в седловине; 8 — конус у подножия (Условные обозначения см. на рис. 9)

конуса и спускаются к подножию древней

постройки. Особенно мощные накопления шлаков находятся у восточного основания древней постройки, где образовалась безжизненная равнина.

В нижней части восточного склона из-под покрова шлаков «просвечивают» очертания многочисленных лавовых потоков. Потоки лавы спускаются также и по северо-западному склону; они доходят до Охотского моря, где в 4,5 км от вершины образуют мысы Чикурачки и Свирепый.

Большой, самый молодой поток лавы спускается через пониженную часть кратера к югу, а затем поворачивает к юго-востоку. Истоки этого потока также засыпаны бомбами и шлаком.

Красные бомбы и шлаки, покрывающие верхнюю часть конуса вулкана, придают ему яркую вишнево-красную окраску. Как и на Алаиде, окраска шлаков зависит от процессов постэруптивного окисления и указывает на высокую температуру материала в момент извержения.

Очень сильное извержение вулкана Чикурачки происходило в декабре 1853 г. Оно характеризовалось выбросом очень большого количества шлаков и фигурных бомб. Пирокластика именно этого извержения покрывает ныне поверхность конуса и распространена в окрестностях вулкана. В пос. Шелехово, в 12 км к востоку от вулкана, шлаки лежат на поверхности слоем мощностью до 40 см и еще почти не начали зарастать. Мелкий гравий и песок с Чикурачки тонким слоем (1 см) покрывают район хребта Вернадского на расстоянии до 50 км от вулкана. Общий объем пирокластического материала, выброшенного в декабре 1853 г., оценивается приблизительно в 1 км^3 . После декабрьского пароксизма, по-видимому, происходили слабые эксплозии, насыпавшие внутренний конус; длились они до 1859 г. По разрезу почвы в пос. Шелехово можно судить, что катастрофические извержения Чикурачки происходят примерно через 700—900 лет.

Слабое извержение вулкана происходило 26—27 мая 1958 г. В пос. Шелехово и на китокombинате Подгорный (18 км к юго-востоку от вулкана) выпало 3—4 см пепла. В результате этого извержения существенных изменений в морфологии и размерах кратера не произошло, только несколько углубилось дно кратера внутреннего конуса (Шилов, Воронова, 1962).

Следующее извержение было 2—21 мая 1961 г. Оно сопровождалось очень слабыми пеплопадами. Отдельные, очень слабые взрывы имели место также 22—23 июля и 9—10 августа.

Последнее, тоже очень слабое извержение произошло в январе 1964 г.

Лавы вулкана Чикурачки, взятые в стенке кратера, представлены плагиофировыми андезитами и двупироксеновыми андезито-базальтами. Вкрапленники в андезитах представлены почти исключительно плагиоклазом состава Лабрадора № 57—69; в виде единичных зерен встречаются моноклинный и ромбический пироксены. Структура основной массы мик-ролитовая до лилотакситовой, в некоторых потоках — гиалиновая. Анде-зито-базальты отличаются обилием вкрапленников диопсидового авгита и гиперстена, наряду с которыми встречаются также зерна оливина. Основная масса состоит из идиоморфных кристалликов андезин-лабра-дора № 50—55 и почти столь же идиоморфных кристалликов моноклинного и ромбического пироксенов.

Лава из потока 1854—1859 гг. представлена основным андезитом с преобладанием вкрапленников лабрадора-битовнита № 70—72; пироксены встречаются в виде единичных зерен. Структура основной

массы гиалиновая. Шлаки 1854 г. и предшествующего извержений отличаются от лав большим содержанием темноцветных минералов; иногда встречается даже оливин. Плагиоклаз также несколько более основной. Основная масса представляет сильно пузыристое темно-бурое стекло.

Группа вулкана Татаринова, тесно примыкающая с юга к Чикурачки, имеет довольно сложное строение и состоит по меньшей мере из шести эруптивных центров. Современные центры располагаются на остатках старой, но довольно высокой (до 1400 м) вулканической постройки, сильно разрушенной ледниковой деятельностью. Во внешнем облике этой группы ледниковые формы рельефа играют весьма заметную роль, и лишь на восточном склоне экзарационные формы перекрыты современными лавами.

Центральную часть массива формируют остатки двух эруптивных центров (2, 3 на рис. 20). От северного конуса сохранилась северная половина, а от южного — южная. Таким образом, создается впечатление единого обширного кратера¹⁶ размером более 1 км. Однако явно асимметричная форма этой депрессии, расположение лавовых потоков и остатки моренных отложений на дне ее указывают на то, что здесь имеются два конуса, заложившихся в послеледниковое или, скорее, в поздне-ледниковое время на краях обширного ледникового амфитеатра.

Оба эти центра дали большие потоки лавы, спускающиеся по восточному склону массива до его подножия. Затем оба конуса были частично



¹⁶ В наших первых публикациях эта форма именно так и интерпретировалась.



Рис. 21. Вулкан Чикурачки

разрушены. В их разрушении, по всей вероятности, играли роль не только чисто эрозионные, но и эксплозивные процессы. История южного центра на этом закончилась, а в районе северного эруптивного центра продолжавшаяся эксплозивная деятельность привела к последовательному формированию на дне депрессии двух эксплозивных конусов, вложенных один в другой. От внешнего конуса ныне сохранились остатки южной части насыпного вала. Миниатюрный внутренний кратер окружен небольшим насыпным валом и занят озером. На северо-восточном краю озера в 1953 г. выходили слабые, затухающие сольфатары, к 1959 г. они прекратили свою деятельность (Шилов, Воронова, 1962). Весь северо-западный берег сложен самородной серой, что свидетельствует о мощных когда-то сольфатарных процессах.

В крутом обрыве северной части амфитеатра сверху обнажаются характерные черные и вишнево-красные шлаки Чикурачки, переслаивающиеся с тонкими палево-желтыми пропластками пеплов вулкана Татари-нова. Очевидно, кратер на дне существовал достаточно долго и время от времени проявлял эксплозивную деятельность. Последнее извержение,

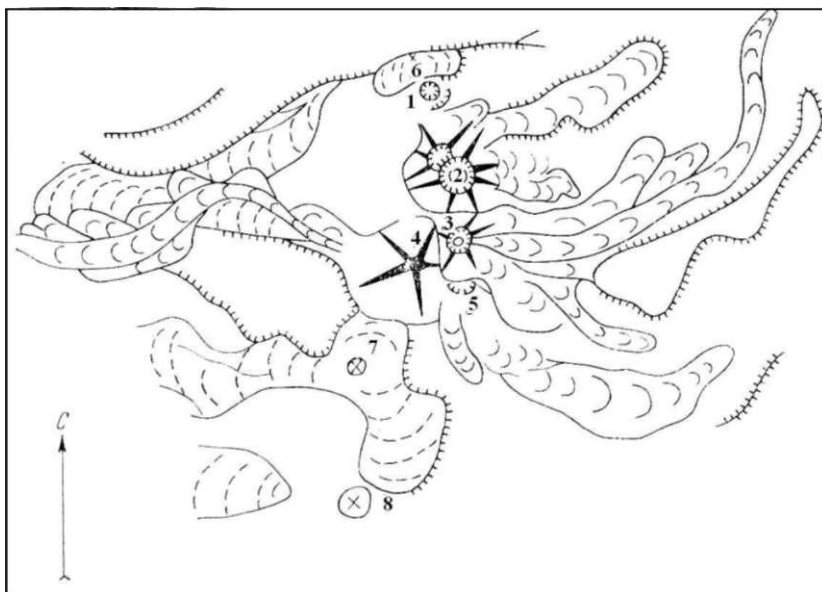


Рис. 22. Схема строения вулканов группы Ломоносова. Объяснение цифр в тексте (Условные обозначения см. на рис. 9)

судя по характерному прослою пепла между двумя верхними слоями шлаков Чикурачки, произошло приблизительно в конце XVII в., т. е. еще до открытия острова русскими землепроходцами.

На восточном склоне вулкана, на высоте около 1000 м над ур. м., имеются два

сольфатарных поля. Наряду с мощными сольфатарами здесь имеются кислые источники и бурлящие ключи, выбрасывающие на 2—3 м вверх струи горячей воды. Возможно, ранее здесь были боковые эксплозивные кратеры, заполненные ныне продуктами поствулканической деятельности.

Породы этой части массива сильно изменены постэруптивными процессами. Свежая лава из северо-восточного лавового потока представляет собой андезит с преобладанием вкрапленников андезин-лабрадора № 48—51. Среди темноцветных доминирует диопсидовый авгит, а затем следует гиперстен. Структура основной массы — гнал опилит овая. В микролитах преобладает андезин № 42.

Остатки трех кратеров (5—7 на рис. 20) сохранились на хребтике, соединяющем конус Чикурачки с центральным массивом вулкана Татари-нова. Каждый из этих кратеров излил к северо-западу потоки лавы.

Наконец, у северо-западного подножия массива располагается побочный кратер, из которого вытекли потоки лавы, образовавшие веерообразную платформу мыса Скального (8 на рис. 20).

Группа вулкана Ломоносова, примыкающая с юга к массиву вулкана Татаринова, состоит из пяти эруптивных центров. Первый из этих центров находится на самой границе двух массивов и является чисто эксплозивным, без потоков лавы (1 на рис. 22).

Второй конус — гора Борисьяка — несет на вершине кратер, от которого в восточном направлении на 3,5 км спускаются потоки крупноглыбовой лавы (2 на рис. 22).

С юга к кратеру Борисьяка примыкают два крупных конуса. Первый из них (3 на рис. 22) имеет небольшой кратер, от которого к востоку спускается длинный поток лавы. В 5,5 км от кратера, в долине р. Тухарки, он достигает подножия массива. Другой конус (4 на рис. 22) — собственно Ломоносова (1681 м) — является экстрезивным куполом. Из-под агломератовой мантии купола, видимо, из старого кратера, ныне запечатанного куполом, к западу спускается лавовый поток длиной более 7 км. Он доходит почти до берега Охотского моря.

Рыхлая пирокластика и потоки лавы этих двух конусов почти полностью перекрыли небольшой конус, расположенный к югу от них (5 на рис. 22). Этот последний конус также излил поток лавы, который

идет к юго-востоку, а затем поворачивает к востоку. Длина потока составляет 4 км, а поверхность его имеет очень грубый глыбовый характер.

Приблизительно в 10—12 км к югу от группы вулкана Ломоносова расположено последнее в этом ряду «гнездо» голоценовых эруптивных центров — группа вулкана Карпинского, состоящая из трех самостоятельных аппаратов.

Первый конус расположен на восточном склоне хребта Карпинского, близ его гребня в вершине обширного ледникового цирка (1 на рис. 23). Будучи прислоненным к обрыву хребта, этот конус хорошо сформирован

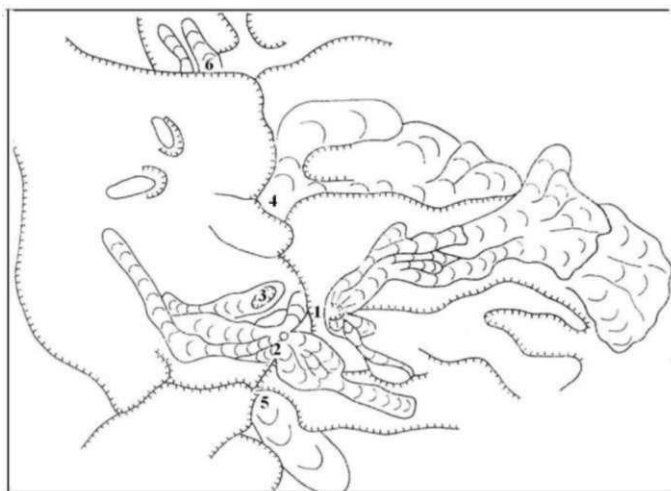


Рис. 23. Схема строения вулканов группы Карпинского. Обь (Условные обозначения см. на рис. 9)

только в восточной половине. Диаметр кратера, открытого к северо-западу, достигает почти 300 м; в нем расположен небольшой внутренний подковообразный конус. У северо-восточной стенки внешнего кратера из отверстия, напоминающего эксплозивную воронку, вырываются густые, плотные клубы газов с температурой на краю поля 148° (1953 г.). Деятельность фумарол во время нашего посещения вулкана в 1953 г. по сравнению с

1946 г., когда мы впервые посетили это место, сильно возросла. В 1946 г. здесь было гнездо не очень сильных фумарол. Очевидно, усиление деятельности было связано с сильным землетрясением 5 ноября 1952 г., вслед за которым жители мыса Васильева на о-ве Пара-мушир увидели поднимающийся над вулканом столб газов темного цвета.

В северо-восточном направлении от конуса в полость ледниковой долины спускаются мощные потоки лав, которые затем поворачивают к юго-востоку и выходят на приморскую равнину. Обширное поле лав занимает междуречье рек Трудной и Лесной и при ширине до 2 км имеет длину в 7 км. Здесь можно выделить по крайней мере три разновозрастные группы потоков. Небольшой поток спускается также к юго-востоку от конуса в вершину р. Галочкина.

Второй конус — чисто лавовый — расположен на самом гребне хребта, формируя высшую точку массива — 1345 м (2 на рис. 23). Этот конус излил потоки лав как к юго-востоку в троговую долину р. Галочкина (длиной в 3 км), так и к западу в обширную кальдерообразную полость, которая ранее была названа нами кальдерой Карпинского¹⁷. Западный поток достигает длины 4,5 км и спускается до отметки почти 750 м. На высоте около 900 м этот поток перекрывает группу крупных коренных глыб гранодиорита.

Лавы молодого потока из центра (2 на рис. 23) относятся к основным андезитам или андезито-базальтам. Если судить по химическим анализам, то лавы начальных порций этого потока относятся к основному андезиту, близкому к андезито-базальту, а лавы последней порции излияния — уже к типичному андезито-базальту. Во вкраплениях встречены Лабрадор № 50—66, диопсидовый авгит и гиперстен. В очень небольшом количестве (один-два зерна на шлиф) попадает олин. Структура основной массы — гиалопилитовая. В микролитах немного андезин-лабрадора № 55 и много крупных лейст ромбического и моноклинного пироксенов.

У восточной стенки упомянутой депрессии на высоте 1100—1200 м расположен довольно обширный эксплозивный кратер, от которого к западу спускается поток лавы (3 на рис. 23). Этот кратер, видимо, находится на месте взорванного конуса. Внутри кратера выходят горячие источники и многочисленные мощные сольфатары, образующие серные конусы высотой до 3—5 м. Внутри конусов бурлит жидкая сера, иногда вылетающая брызгами наружу. Один из горячих источников образует очень эффектный косой фонтан; высота его достигает 2 м, температура — 80° .

Эта обширная депрессия, как показали наши последующие наблюдения, образована преимущественно ледниковой деятельностью. Форма ее ромбовидная, а стенки разновозрастны — от древнечетвертичного времени до современного.

Таким образом, в хребте Карпинского можно насчитать не менее 14 послеледниковых эруптивных центров. Как и в хребте Вернадского, некоторые из этих центров являются одноактными сооружениями и возникли в результате непродолжительной деятельности. Другие же центры имеют достаточно длительную

и сложную историю деятельности. Конус Чикурачки обнаруживает черты обычного центрального вулкана с большим числом отдельных извержений.

Б. Межледниковые вулканы

В большинстве случаев центры межледниковой деятельности сильно разрушены и частью перекрыты современными постройками и потоками. Сохранились остатки шести или семи эруптивных центров межледникового времени.

Один из них находится на самой границе вулканических групп Тата-ринова и Ломоносова (6 на рис. 22); остатки его формируют гору Среднюю, а поток на левом берегу р. Аленушкина, по-видимому, связан с этим центром.

Лучше сохранился конус Шатского (7 на рис. 22), расположенный южнее конуса Ломоносова. Его потоки частью формируют вершину хребта, а частью спускаются к западу к нижнему течению р. Крашенинникова. Рядом расположены остатки еще одного конуса (8 на рис. 22). Участок западного склона хребта Карпинского между реками Крашенинникова и Фусса расчленен сравнительно слабо и не имеет резко выраженных альпийских форм. По всей вероятности, этот участок перекрыт межледниковыми лавами. Можно полагать, что где-то в районе горы Архангельского был еще один межледниковый эруптивный центр.

Наконец, остатки трех межледниковых центров имеются в районе вулканической группы Карпинского. Наибольшие размеры имел центр, расположенный к северу от современных конусов (4 на рис. 23); его лавовые потоки спускаются в восточном направлении до самого подножия хребта. Второй центр расположен к югу от молодых конусов (5 на рис. 23). К востоку от горы Топор в трог первого оледенения излились небольшие межледниковые потоки (6 на рис. 23), однако истоки их были целиком разрушены во время второго оледенения.

Лавы межледникового возраста обнажаются и на дне кальдерообразной депрессии, но здесь они подверглись ледниковой экзарации. По внешнему виду эти лавы достаточно свежие, но под микроскопом в них видны значительные изменения, связанные с ледниковым выветриванием. В проходящем свете обнаруживается серийно-порфировая структура с вкрапленниками плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов. Плагиоклаз почти целиком превращен в изотропный агрегат, хотя при одном никеле можно видеть все особенности его строения: зональную неоднородность включения основной массы и т. д. Судя по реликтам, плагиоклаз относится к андезин-лабрадору № 52—55. Пироксены также затронуты процессами изменения, но только по трещинкам. Основная масса целиком превращена в изотропный агрегат, хотя и здесь при одном ни-коле видна реликтовая структура (флюидальное стекло с малым количеством микролитов).

В. Доледниковые вулканы

Хребет Карпинского, будучи более высоким, нежели хребет Вернадского, подвергся еще более интенсивному оледенению, и доледниковые вулканы ныне полностью разрушены; почти не сохранились и доледниковые потоки лав.

Остатками древних вулканов являются вершины гор Архангельского и Белоусова. Они имеют резко выраженный альпийский характер, и в крутых обрывах можно видеть периклинальное залегание древних лав.

Остатки лавовых потоков видны в группе Карпинского. Эти потоки принадлежат нескольким эруптивным центрам, но ни один из них здесь не сохранился. Как это хорошо видно в крутых обрывах ледникового цирка р. Стрелы, потоки угловым несогласием залегают на третичных отложениях.

Доледниковые лавы в обрывах «кальдеры» Карпинского принадлежат к андезито-базальту. Структура породы серийно-порфировая с вкрапленниками Лабрадора № 53—55 (и Лабрадора № 59—64 в другом случае), довольно много авгита и несколько меньше гиперстена. В небольшом количестве встречается оливин, иногда в сростках с пироксеном. Структура основной массы гиалопилитовая, местами микролитовая. В микролитах определены Лабрадор № 50—55 и оба пироксена.

Судя по характеру сохранившихся построек, доледниковая и межледниковая деятельность имела гнездово-линейный характер и проявлялась преимущественно в эффузивной форме. Современная деятельность имеет в общем тот же характер, однако самый северный вулкан хребта Карпинского — вулкан Чикурачки — проявляет наряду с лавовыми излияниями также и мощную эксплозивную деятельность и имеет черты самостоятельной центральной постройки.

Лавы вулканов хребтов Вернадского и Карпинского довольно близки и представлены двупироксеновыми андезитами и андезито-базальтами, иногда с оливином. Некоторым отличием пород хребта Карпинского является несколько большая основность лав и иногда преобладание в микролитах моноклинного пироксена над ромбическим.

Г. Пик Фусса.

Это — единственный одиночный стратовулкан на о-ве Парамушир, но, как уже отмечалось, фактически он относится к Западной зоне. Вулкан образует отдельный полуостров у юго-западного побережья острова в виде полукруга диаметром приблизительно 9 км и соединен с предгорьями хребта Карпинского низменным перешейком. Пик Фусса образует правильный, красивый, сильно усеченный конус (рис. 24). На вершине расположен кратер, представляющий очень крутую воронку диаметром до 700 м и глубиной до 300 м. На дне кратера имеется колодецеобразное углубление — пункт последнего извержения вулкана. Северо-северо-западный край кратера рассечен до самого дна



Рис. 24. Пик Фусса, вид с вершины вулкана Чикурачки

глубоким крутым ущельем, которое тянется, прорезая склон, до берега Охотского моря. Противоположный, южный край гребня имеет наибольшую высоту — 1772 м над ур. м. Подводная терраса в районе Пика Фусса отсутствует. Таким образом, он поднимается непосредственно со дна Охотского моря, и его действительная высота

составляет почти 2800 м.

В средней и нижней частях конуса обнажаются многочисленные, хорошо сохранившиеся, потоки лав. Особенно многочисленны потоки в восточном и юго-восточном секторах конуса, где они протягиваются на 5—6 км от вершины и доходят до самого основания конуса. Ряд потоков спускается также к северу и западу. Так, например, крайняя западная часть конуса — мыс Непройдённый — сформирована потоком лавы. В устье ущелья, идущего из кратера, и в северо-восточной части конуса расположены конусы выноса, сложенные пирокластикой со значительной примесью пемзовидных бомб. Западный склон конуса обрывается очень высоким уступом, и в превосходном разрезе видно, что нижняя часть вулкана сложена исключительно пирокластическими продуктами, а выше залегают преимущественно потоки лав.

Характерной особенностью пород Пика Фусса является довольно значительное количество во вкрапленниках роговой обманки. Туфы и лавовые потоки, обнажающиеся в основании конуса, сложены двупироксе-новыми андезитами, иногда с небольшой примесью роговой обманки. Структура пород серийно-порфировая. Среди вкрапленников преобладают Лабрадор № 53—61 и кринопироксен; гиперстена несколько меньше, а роговая обманка (бурая, с резким плеохроизмом) встречается только в виде примеси. Структура основной массы гиалопилитовая и микролитовая. Микролиты представлены Лабрадором № 50—57, моноклинным и ромбическим пироксенами.

Среди туфов основания преобладают кристаллокластические, отмечены также витрокластические. Верхняя часть конуса сложена пироксен-роговообманковыми андезитами.

Лавы и некоторые бомбы обнаруживают серийно-порфировую структуру с гиалопилитовой структурой основной массы. Шлаковые бомбы и пемзы имеют витропорфировую структуру с кристаллитовой и перлитовой структурами основной массы.

В одном из лавовых потоков плагиоклаз представлен Лабрадором № 65 в ядре и андезин-лабрадором — в краевой зоне; роговая обманка бурая с резким плеохроизмом и небольшим, до 4°, углом угасания. Пи-роксены, ромбический и моноклинный, обычные.

В бомбах обычно преобладают плагиоклазы и роговая обманка. Плагиоклаз относится к андезин-лабрадору в ядре (до № 55) и андезину — в краевой зоне или мелких зернах (№ 40—50). Роговая обманка в призмах достигает 1-2 мм длины, зеленовато-бурая с заметным плеохроизмом и с углом угасания до 10-15°. Пироксены (моноклинный и ромбический) находятся в подчиненном количестве. В микролитах преобладает андезин № 40—50, отмечаются моноклинный и ромбический пироксены и изредка роговая обманка. Гиперстен в микролитах отсутствует.

Количество роговой обманки во вкрапленниках увеличивается от основания к вершине, а в молодой пирокластике этот минерал становится преобладающим.

Следов ледниковой деятельности на склонах вулкана не заметно, а отсутствие 140-метровой подводной террасы позволяет говорить о послеледниковом возрасте всей постройки.

Благодаря своей правильной форме Пик Фусса легко определяется как вулкан. Видимо, по этой причине почти все извержения на о-ве Парамушир относили к этому вулкану. В действительности же достоверным является только одно довольно сильное эксплозивное извержение — в июле 1854 г. В настоящее время вулкан не проявляет даже следов фумарольной активности. Указываемые в некоторых сводках даты извержений — 1737, 1793, 1857 и 1859 гг. — являются ошибочными.

Остров Онекотан

Остров Онекотан отделен от о-ва Парамушир широким (55—60 км) Четвертым Курильским проливом. Это — довольно большой остров, его длина составляет 42,5 км, а ширина варьирует от 7,5 км в северной части до 17,5 км — в южной, площадь — 425 км².

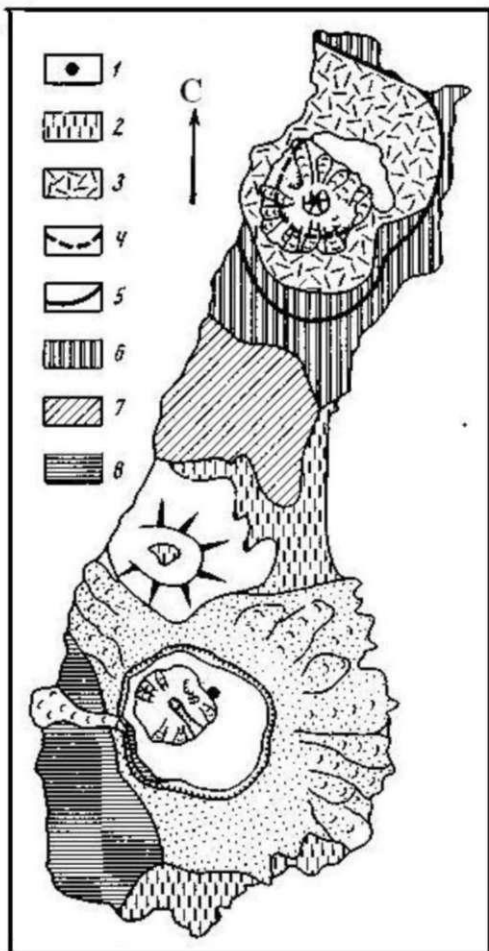


Рис. 25. Схема строения вулканов о-ва Онекотан

1 — купол 1952 г.; 2 — пирокластические отложения, связанные с формированием кальдеры Тао-Русыр; 3 — игнимбриты кальдеры пика Немо; 4 — предполагаемые очертания края внутренней кальдеры пика Немо; 5 — очертания древней кальдеры пика Немо; 6 — древние (частью третичные) породы внешней постройки пика Немо; 7 — массив горы Шестакова; 8 — остатки древнего вулкана Медного (остальные условные обозначения см. на рис. 9)

На советских (Геология СССР, 1964) и японских (Geological map, 1959) геологических картах по обоим берегам средней части острова показаны отложения третичного возраста. На западном берегу в основании массива горы Шестакова действительно имеются весьма маломощные отложения, которые, быть может, являются третичными. Что касается восточного берега, то отложения, показанные как третичные, в действительности являются пирокластическим потоком, радиоуглеродная датировка которого определяет голоценовый возраст (см. ниже).

На острове имеются два действующих вулкана: Пик Немо и Пик Креницына — и еще три более древние, в значительной мере разрушенные постройки (рис. 25).

Пик Немо. Пик Немо является центральным конусом сложной вулканической постройки, формирующей северную часть острова. Здесь между северной оконечностью острова (гора Петра, гора Асырминтар¹⁸) и горой Платформа на 11,5 км протягивается обширная депрессия, открытая к западу и ограниченная с востока хребтом Советским. Очертания окружающих депрессию гор и хребтов, а также

элементы залегания пород позволяют предполагать здесь существование двух древних кальдер, частью перекрывающих одна другую (рис. 26). Все хребтики и

¹⁸ Гора Асырминтар оказалась не современным действующим вулканом, как мы считали ранее, а древней эрозионной вершиной с моноклиальным залеганием лав.

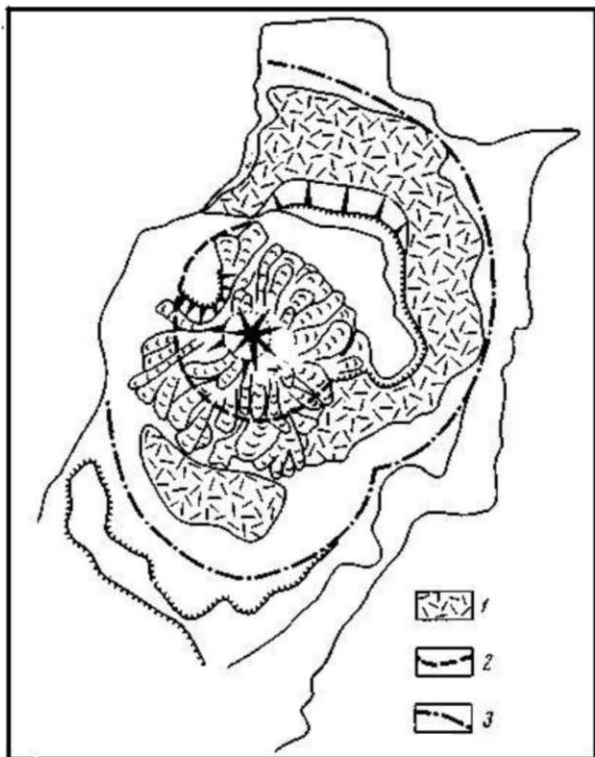


Рис. 26. Схема строения Пика Немо

1 — отложения игнимбритов; 2 — край внутренней кальдеры; 3 — очертания древней кальдеры (остальные условные обозначения см. на рис. 9)

вершины несут следы ледниковой экзарации, и если судить по небольшим высотам (дно депрессии — от 50 до 100 м, гора Платформа 590 м, другие высоты — от 200 до 400—500 м), то это — следы первого, более сильного оледенения.

На дне депрессии, к северо-востоку от Пика Немо, сохранились остатки еще одной, более молодой постройки, которая была вложена в депрессию примерно в месте наложения одна на другую предполагаемых кальдер. Эта постройка была взорвана, и от нее остались остатки соммы (250 м высотой) и участок кальдеры (кальдера Немо), в котором располагается бессточное кальдерное озеро (Черное), имеющее форму полумесяца. Остаток этой постройки слагает также участок Охотского побережья от бухты Немо до устья р. Озерной. Гребень кальдеры имеет неправильную форму. От южного берега оз. Черного прослеживается невысокий уступ, перекрытый далее молодыми лавами Пика Немо. Возможно, гребень проходит там, где на южном склоне Пика Немо прослеживается перелом рельефа.

Все ровное дно депрессии к северу и востоку от оз. Черного (падь Широкая) и к югу от Пика Немо, а также в устье р. Озерной покрыто однородным слоем игнимбритов, предположительно голоценового возраста. В береговом обрыве бухты Немо видно, что игнимбриты залегают поверх предположительно моренных отложений. Южнее игнимбриты кроются лавами Пика Немо. Несомненно, эти игнимбритовые отложения связаны со взрывом кальдеры Немо.

Породы соммы Немо представлены преимущественно андезито-ба-зальтами, аналогичными породам центрального конуса — Пика Немо (см. ниже). Игнимбриты имеют состав кислого андезита или андезито-дацита с 64% SiO_2 .

Центральный конус — Пик Немо — возвышается несколько эксцентрично относительно кальдеры Немо, перекрывая ее южный край. Вместе с тем положение Пика Немо совпадает с участком перекрытия обеих более древних кальдер.

Высота конуса достигает 1019 м (относительная — над уровнем оз. Черного — 947 м), диаметр основания около 5 км. Пик Немо имеет форму красивого, слабо усеченного конуса. Довольно ровные, правильные склоны покрыты многочисленными потоками лав, местами засыпанными с поверхности шлаками.

В юго-западной части конуса, на высоте 750—800 м, намечается уступ гребня старого кратера, диаметр которого достигал, по-видимому, 800—900 м. Этот кратер целиком заполнен внутренним конусом, кратер которого (диаметр 350 м), в свою очередь, запечатан небольшим экструзивным куполом. Купол полностью перекрыл гребень кратера и придал вершине заостренную форму. Высота купола примерно 100 м, на его вершине расположен кратер обрушения диаметром около 150 м. На поверхности 800-метрового уступа имеется эксплозивная воронка диаметром 40 м и глубиной до 30 м — пункт интенсивной современной сольфатарной деятельности.

Правильный облик центрального конуса нарушен только на северо-западе, где выступают остатки еще одного сооружения, которые обтекаются молодыми потоками Пика Немо. По-видимому, это был эксцентричный молодой конус, эволюция которого закончилась крупным, направленным к северо-западу взрывом, разрушившим эту постройку. Видимо, ранее центральный конус был двойным, а затем продолжал действовать только Пик Немо.

Пик Немо сложен андерито-базальтовыми и андезитовыми породами. Во вкрапленниках их — Лабрадор № 50—70; авгит; гиперстен встречается иногда только в виде реликтовых зерен в авгите; в виде небольшой, но постоянной примеси отмечается оливин, который почти всегда корродирован и замещен пироксеном. Структура основной массы гиалопилитовая и андезитовая. В микролитах встречается богатый железом гиперстен, в меньшем количестве авгит.

Верхние, короткие потоки лав и вершинный купол сложены авгито-вым андезитом (59,3% SiO_2^A), близким к только что описанным лавам. Вкрапленники представлены здесь Лабрадором № 50—59, авгитом с тонкой каймой оплавления, гиперстеном в виде крупных зерен и реликтов — в кристаллах авгита, небольшим количеством оливина, местами по краям с каймой магнетита и авгита. Структура основной массы микролитовая с преобладающим содержанием плагиоклаза и подчиненным — гиперстена.

История вулкана Немо весьма сложная. Вначале, в доледниковое время, на каких-то древних вулканах образовалась сдвоенная кальдера. Затем остров подвергся оледенению, стенки кальдеры испытали экзарацию, а дно депрессии, по-видимому, служило ледосбором: в депрессии отложился морена.

Сомма Пика Немо образовалась в межледниковое время, конус ее был наложен на ледниковый рельеф, выработанный первым оледенением. Формирование соммы закончилось гигантским взрывом, который почти полностью уничтожил конус. Взрыв сопровождался излиянием раскаленных пирокластических потоков и формированием в депрессиях рельефа игнимбритов. Диаметр образовавшейся кальдеры составлял примерно 5 км.

Затем, в послеледниковое время, сформировался центральный конус. В начальные стадии формирования конус был двуглавым; затем извержения продолжались только из одного кратера (собственно Пик Немо). Извержения характеризовались излиянием большого количества лавовых потоков, перемежающихся со стромболианскими взрывами. Конус заполнил почти всю полость кальдеры и перекрыл

на юге и западе ее гребень; участок атрио, заполненный водами озера, сохранился только к северу от центрального конуса. На заключительной стадии из вершинного кратера центрального конуса был выдавлен экструзивный купол.

Извержения Пика Немо происходили в XVIII столетии; известно извержение в 1906 г. (формирование купола?). Вулкан проявляет постоянную фумарольную деятельность из эксплозивной воронки, расположенной на краю старого вершинного кратера (юго-западный склон, на высоте около 800 м).

Массив Шестакова. В средней части острова расположен сильно эродированный массив горы Шестакова. Этот массив сформировался в доледниковое время и затем подвергся ледниковой экзарации и последующей эрозии в такой мере, что в настоящее время восстановить его первоначальные формы в высшей степени трудно. Как упоминалось, в западной части, у самого берега моря, под лавами, залегают осадочные породы, видимо, третичного возраста.

Пик Креницына — один из красивейших вулканов Курильских островов — представляет собой центральный конус большого кальдерного вулкана Тао-Русыр, занимающего южную, расширенную часть о-ва Онекотан (рис. 27).

Сомма вулкана образует пологий щитовой вулкан с углами склонов от 7° на востоке до 14° на западе. Диаметр основания соммы достигает 16—17 км. На вершине соммы Тао-Русыр расположена полностью замкнутая кальдера диаметром 7,5 км, в которой на высоте около 400 м над ур. м. расположено глубокое кальдерное озеро (Кольцевое) диаметром в 7 км (рис. 28).

Глубина озера неизвестна, но весьма значительна. Близ северного берега 150-метровый лот уже не достиг дна. Цвет воды в озере темно-синий, очень глубокого тона.

В юго-западной части острова, примыкающей к гребню кальдеры, имеются трог и кары. В этой части к кальдере Тао-Русыр примыкают

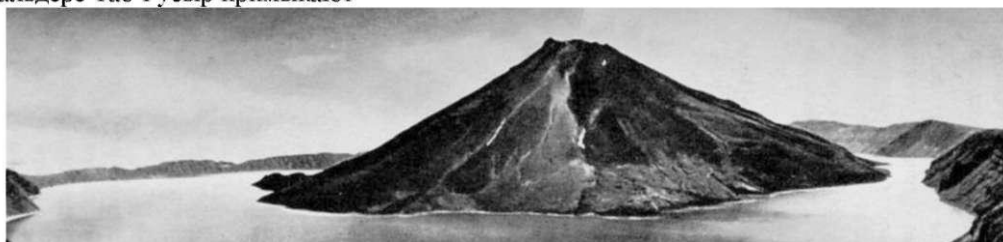


Рис. 27. Центральный конус (Пик Креницына) в кальдере Тао-Русыр. Вид с северной части гребня кальдеры



Рис. 27а. Пик Креницына. Слева на склоне - эксплозивный кратер 1952г., у подножия - купол 1952 г. Вид с северо-восточной части гребня кальдеры.

остатки древнего доледникового вулкана (вулкан Медный), частью перекрытого лавами Тао-Русыр. В обрывах Охотского берега вскрывается структура стратовулкана, рассеченного дайками.

Высота достигает почти 870 м. Остатки этого базальтового вулкана вскрыты также в юго-западной стенке кальдеры, где видно несогласное залегание лав Тао-Русыр на эродированную более древнюю поверхность.

Остатки второго доледникового вулкана имеются к северо-западу от соммы Тао-Русыр. Здесь сохранился амфитеатр кальдерного вулкана Крыжановского. Вулкан несет явные следы ледниковой обработки. Диаметр кальдеры равен 3 км; она широко открыта к западу, а плоское дно, вероятно, покрыто пирокластикой кальдерного взрыва Тао-Русыр. Гребень кальдеры в восточной части достигает высоты 550 м. Породы вулкана Крыжановского — преимущественно базальты.

Сама сомма Тао-Русыр в южной и западной частях также имеет следы оледенения в виде каров и небольших трогов; при этом вершина одного из трогов обрезана кальдерой. Вместе с тем восточный и северо-западные склоны соммы ровные, без всяких следов воздействия ледников. В этих участках имеются многочисленные лавовые потоки с хорошо сохранившимися следами поверхностной структуры. А один из потоков у западного подножия, формирующий мыс Ангиби, явно перегораживает троговую долину р. Ангиби.

Приведенные факты позволяют считать, что щитовой вулкан Тао-Русыр возник в межледниковое или позднеледниковое время на остатках доледникового вулканического сооружения. Этот вулкан продолжал изливать лавы и в последледниковое время. Затем произошел гигантский взрыв, обезглавивший

вулкан и образовавший кальдеру. Этот взрыв сопровождался пирокластическими потоками, отложения которых занимают значительную часть восточного побережья острова, постепенно уменьшаясь в мощности с юга на север.

Эти отложения заполняют также понижение между соммой Тао-Русыр и массивом горы Шестакова вдоль рек Фонтанка и Ольховая. По всей вероятности, эти отложения имеются также на южном берегу острова в районе мысов Террасного и Креницына.

В стенках кальдеры обнажается чередование лав и основной пирокластической с явным преобладанием лав. Все лавы очень сходны, но все же выделяются: афировые базальты в основании разреза; преобладающие оливковые базальты; двупироксеновые андезитобазальты, имеющие подчиненное значение. В самом верху разреза встречен прослой дацитовый пемзы, перекрытый маломощными потоками базальта.

В афировых базальтах структура интерсервальная; в микролитах и субфенокристаллах — Лабрадор № 60, оливин, гиперстен и авгит.

В оливковых базальтах во вкрапленниках преобладают Лабрадор № 58—70 и оливин, часто резорбированный. Реже присутствует авгит и еще реже — гиперстен. Структура основной массы интерсервальная и микроделеритовая. В микролитах авгит преобладает над плагиоклазом.

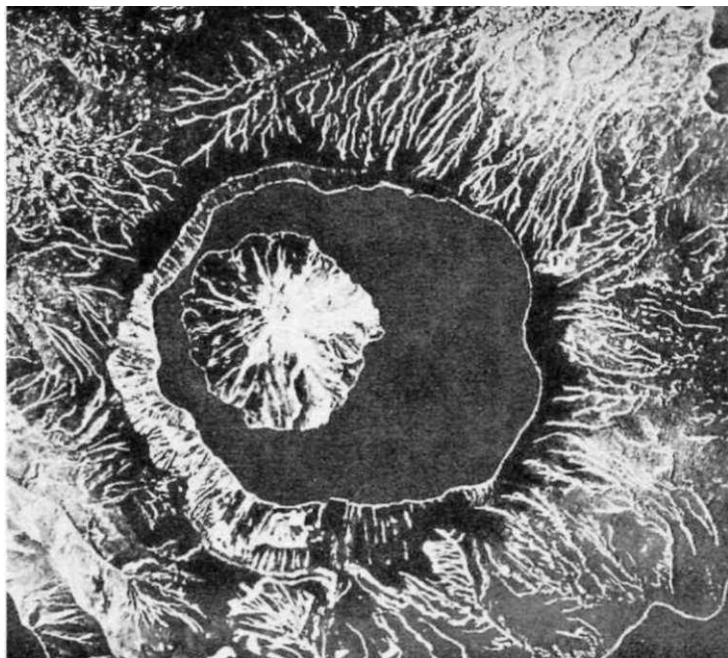


Рис. 28. Кальдера Тао-Русыр и Пик Креницына. Плановый аэроснимок.

Андезитобазальты составляют около 15% мощности разреза; встречаются афировые и порфиоровые разновидности. Во вкрапленниках присутствуют Лабрадор № 57—68, авгит и гиперстен; структура основной массы — пилотакситовая и гиалопилитовая.

Отложения пирокластических потоков имеют агломеративный характер с массой черных окатанных обломков двупироксенового пемзовидного андезита (58,7% SiO₂). Весьма характерна значительная примесь окатанных обломков и глыб кристаллических диоритов и габродиоритов. В основании пирокластических

потоков встречены остатки обугленной кустарниковой растительности. Радиоуглеродное определение возраста позволяет датировать кальдерный взрыв как происшедший 7040 лет тому назад.

Несколько эксцентрично — в северо-западной части кальдеры из вод озера на 900 м (1325 м над ур. м.) поднимается центральный конус — Пик Креницына. Диаметр его основания на уровне озера составляет 3,5—4 км, вдоль берега языки лавовых потоков чередуются с осыпями пирокластической, а в обрывах видно характерное для стратовулканов чередование тех и других пород.

Вершинный кратер диаметром около 350 м и глубиной до 100 м широко открыт к юго-востоку к истокам глубокой рывины, доходящей до берега озера. Небольшой вырез кратера имеется также на северо-западе, откуда по склону тянется вторая рывина. На восточном краю гребня кратера острым конусом возвышается большой «зуб» монолитной темной лавы. Этот выступ напоминает остатки взорванного купола, который некогда запечатывал отверстие кратера.

На северо-восточном склоне конуса, на высоте около 900 м, открывается старый, сглаженный боковой взрывной кратер диаметром 400—450 м. Рядом, несколько южнее, расположен боковой кратер 1952 г. Он имеет в плане грушевидную форму с расширением вниз по склону; размер его — 350 X 450 м. Ниже этого кратера, у крутого восточного берега конуса, из воды выступает темная плоская вершина подводного экструзивного купола 1952 г. Диаметр купола приблизительно 300 м, высота — около 30 м. Купол, по-видимому, вырос внутри большой подводной взрывной воронки, западный край которой врезан в склон конуса немного выше уровня озера. Причленившись по мере роста к главному конусу, купол образовал миниатюрный полуостровок.

Лавы Пика Креницына представлены очень однообразными пироксеновыми андезитами с вкрапленниками Лабрадора № 52—62 и авгита, иногда с примесью гиперстена; часто встречаются гломеропорфиоровые сростки плагиоклаза и пироксена.

Вершинная экструзия отличается более кислым составом плагиоклаза (андезин-лабрадор № 46—52).

Извержение 1952 г. дало разнообразные по форме продукты: андези-товый пепел, лапилли пемзовидного андезита и лавовый купол. В лапилли вкрапленники представлены Лабрадором № 52—62, авгитом и гиперстеном. Структура основной массы — гиалиновая с массой ориентированных пор.

Лавы купола — пироксеновый андезит с вкрапленниками андезина и андезин-лабрадора № 40—55, авгита и реже — гиперстена. Структура основной массы — микролитовая с раскристаллизованным стеклом, с микролитами плагиоклаза и сильно ожелезненными микролитами гиперстена.

Общий вид гигантской кальдерной чаши на вершине горы, где в обрамлении мрачных скал сверкает озеро глубокого синего тона, из которого поднимается конус, покрытый зеленой травой и пестро окрашенными вулканическими породами, представляет незабываемо прекрасную картину.

Пик Креницына проявлял слабую сольфатарную деятельность в 1846 и 1879 гг., затем надолго затих и даже считался потухшим. Однако в ноябре 1952 г. неожиданно произошло бурное извержение. Оно началось в форме взрывов через вновь образовавшийся эксплозивный кратер на восточном склоне вулкана. Затем место взрывов переместилось к основанию купола, где позже выдавился лавовый купол. После извержения вулкан возобновил фумарольную деятельность из трех пунктов: на восточном краю вершинного кратера, в боковом кратере и у подножия конуса на краю подводного кратера. Здесь же, у нового купола, выходят струйки горячей минерализованной воды.

Остров Харимкотан

Остров Харимкотан размером 8 x 12 км расположен в 15 км к юго-западу от Онекотана за Шестым Курильским проливом. Остров, удлинённый в северо-западном направлении, является одиночным вулканом довольно сложного строения. Нижние части его покрыты редкой травянистой и кустарниковой растительностью, вершина — голая. Площадь 68 км².

При наблюдении издали вулкан представляется довольно пологим сильно усечённым конусом с ровными склонами. Однако при ближайшем изучении его строение оказывается весьма сложным (рис. 29).

Основной (старый конус) имеет в плане очертания грубого овала, вытянутого в меридиональном направлении; размер основания 7 x 10 км. Этот конус двумя широкими и глубокими выемками, одна из которых идет к востоку, а другая — к северо-западу, делится на два сегмента - северный и южный. Склоны старого конуса довольно ровные, но на северо-востоке, на высоте около 700 м над ур. м., выступает участок со сложным, сильно изрезанным рельефом, напоминающим альпийские формы. По всей вероятности, здесь из-под конуса выступают остатки более древней вулканической постройки доледникового возраста.

В обрывах старого конуса видна слоистая структура стратовулкана с большим преобладанием пирокластического материала. В обрывах близ вершины конуса обнаружен слой спекшегося туфа; лавы и пирокластические породы соммы — гиперстеновые и двупироксеновые андезиты¹⁹. Во вкрапленниках — плагиоклаз состава от андезина № 42 до Лабрадора

¹⁹ Мархинин и Стратула (1965) отмечают также оливиновые базальты.

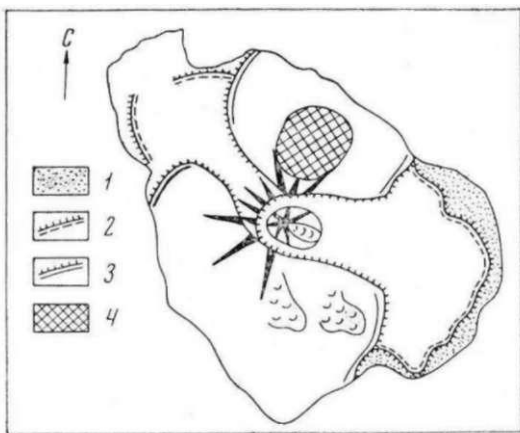


Рис. 29. Схема строения вулкана Харимкотан

1 — часть острова, образовавшаяся в результате извержения 1933 г.; 2 — старый клифф; 3 — еще более старый клифф; 4 — остаток доледниковой постройки (остальные условные обозначения см. на рис. 9)

№ 70 и гиперстен, иногда — авгит. Структура основной массы витрофи-ровая и гиалопилитовая.

Выемки, о которых шла речь выше, образовались преимущественно эксплозивным путем — при мощных направленных взрывах. В устье восточной выемки находится огромный конус выноса, образующий полукруг диаметром в 6 км. Подобного рода конус выноса имеется и в устье северо-западной выемки; здесь он имеет форму квадрата со стороной в 3 км.

Эти два конуса выноса нарушили первоначальную форму острова и «вытянули» его очертания в северо-западном направлении.

Ненарушенные выемками склоны вулканического конуса отделяются от конусов выноса резко выраженными уступами древнего морского берега.

Вершину северо-западной выемки заполняют остатки молодого конуса, которые как бы объединяют оба сегмента старой постройки. До извержения 1933 г. молодой конус был целиком заполнял также вершину восточной выемки; он возвышался почти на 70 м над старым конусом (1213 м над ур. м.).

В результате катастрофического взрыва 1933 г. почти весь молодой конус был уничтожен, и наивысшей точкой острова является теперь край ста-рогоконуса—1145 м. Образовавшийся в 1933 г. обширный кратер, открытый к востоку, слился с восточной выемкой и теперь представляет большой амфитеатр шириной до 1,7 км. Стенки кратера сложены породами разного возраста — на севере и юге обнажены лавы и пирокластика старого конуса, а на северо-западе — пирокластика молодого конуса. В кратере вырос экструзивный купол размером 2 X 1,5 км с небольшим потоком, спускающимся от вершины купола к востоку до его подножия.

От подножия купола вниз к востоку спускаются отложения раскаленных лавин с характерными боковыми валами, а вся восточная выемка и прилегающий «конус выноса», а также частью и старый конус покрыты отложениями мощного пирокластического потока и направленного взрыва. В разрезах обнажаются подобные же более старые отложения, свидетельствующие о повторных взрывах в прошлом.

Северо-западный «конус выноса», не затронутый извержением 1933 г., образовался в прошлом, по крайней мере, в два приема. Второй пиро-кластический поток продвинул береговую линию на 1,5 км, и позади остался отмерший клифф старого берега.

Сильное извержение на о-ве Харимкотан происходило в 1713 г., далее известны извержения в 1846, 1848 (?), 1883 и 1931 гг. Как уже отмечалось, очень сильное извержение произошло в 1933 г. На острове находились двое зимовщиков, изба которых располагалась в северной части острова на берегу бухты Севергина. Ход извержения приведен по их данным (Миятаке, 1934). Извержению с осени 1932 г. предшествовали частые землетрясения. Извержение началось на рассвете 8 января, послышался грохот, и к небу поднялся огненный столб. В это же время на остров обрушилось несколько валов цунами; их высота достигала 20 м. Цунами обрушились также на острова Онекотан и Парамушир. Юго-западный ветер сносил продукты извержения в сторону от домика, но к 22 часам вечера 8 января ветер переменялся на южный, и до 4 часов утра 10 января в окрестностях домика зимовщиков падал пепел, лапилли и пемзовые бомбы размером до 30 см. Ими были разбиты оконные стекла и черепица на крыше, а также расщеплены доски. С переменной ветра продукты извержения опять стало относить в сторону. Взрывы закончились 12 января. В районе домика мощность пирокластики составила 40 см. Пемза из этого района была изучена Немото (1934) и оказалась двупиро-ксеновым андезитом с 60,5% SiO₂.

Взрывы отмечены также 30 января и 14 апреля. Летом 1933 г. остров посетил инженер Министерства сельского хозяйства Миятаке. По его данным, вершина вулкана была снесена и понизилась на 200 м, очертания восточного берега сильно изменились, береговая линия расширилась до 100 м (Миятаке, 1934).

Сопоставление японских карт 1916 г. с современными позволяет установить масштаб расширения береговой линии (рис. 29). Позади нового берега остался отмерший клифф высотой до 70—80 м.

Расширение береговой линии было вызвано не путем простого выпадения пирокластики. Совершенно очевидно, что кульминацией извержения 1933 г. был направленный взрыв, снесший большую часть молодого конуса. Вслед за взрывом к востоку прошел пирокластический поток, отложения которого и расширили береговую линию. Затем во вновь образовавшемся кратере стал расти экструзивный купол. Рост купола сопровождался раскаленными лавинами. На заключительной стадии вершина купола была прорвана более жидкой лавой, которая дала небольшой поток.

Пемза пирокластических потоков 1933 г. представляет дацит с 67,5% SiO₂. Под микроскопом видно, что в чистое, прозрачное, пористое стекло погружены вкрапленники плагиоклаза и гиперстена; в виде субфено-кристаллов, наряду с гиперстеном, присутствует авгит. Купол и поток сложены гиперстеновым андезитом (59% SiO₂), с вкрапленниками лабрадора № 55—56 и гиперстена; в виде небольшой, но постоянной примеси присутствует оливин. В субфенокристаллах и мелких кристалликах имеется также авгит. Структура основной массы гиалопилитовая.

По своему характеру извержение 1933 г. относится к «типу Безымянной» (Горшков, 1962), однако масштаб его гораздо слабее взрыва на Безымянной в 1956 г.

В настоящее время вулкан проявляет интенсивную сольфатарную деятельность. Мощное поле сольфатар с отложениями серы находится у западного подножия купола в седловине между куполом и стенкой кратера.

Остров Шиашкотан

Остров Шиашкотан расположен в 29 км к юго-западу от о-ва Харимкотан за проливом Шиашкотан. Остров состоит из двух отдельных вулканических массивов, соединенных невысокой (около 150 м) перемычкой, достигающей едва 1 км в ширину. Эта перемычка сложена третичными породами, которые обнажаются с запада также и в фундаменте вулканов. Длина острова достигает 25 км, площадь 122 км².

Вулкан Синарка. Действующий вулкан Синарка находится в северном массиве. Массив этот размером 9 X 11 км имеет довольно сложное строение. Прежнее наше представление о большой сомме,

разбитой сбросами, вряд ли правильно. Возможно, северный массив был построен по «линейно-гнездовому типу», но он сильно эродирован, в частности, ледниковыми процессами, и восстановить доледниковые центры без специальных исследований невозможно.

Пологие, выровненные кары и трог на восточном и западном склонах хребта образованы скорее всего во время первого оледенения. На севере массива имеется обширная депрессия, ограниченная от массива довольно крутыми обрывами. Ранее мы считали эту депрессию секторным грабенем; однако более детальное рассмотрение ее конфигурации склоняет нас к мнению о преимущественно эрозионном ее происхождении. Известную роль могли играть и тектонически ослабленные зоны, несомненно, присутствующие на этом острове. Но главную роль сыграло образование обширного эксплозивного кратера, по-видимому, открытого в северо-западном направлении, и последующие крупные обвалы. Ныне этот кратер, или кальдера (диаметр около 2 км), полностью скрыт под молодым конусом и реконструируется по смене пород и переломам в рельефе (рис. 30).

По всей вероятности, именно с формированием этого древнего обширного кратера связаны отложения спекшихся туфов в северо-восточном секторе массива, слагающих, в частности, мыс Красный.

Центральный конус послеледникового возраста целиком перекрыл кальдеру и заполнил вершины прилегающих долин и трогов. Северозападный склон этого конуса разрушен (взрывом или обвалами — не ясно), и по рытвине здесь спускается короткий и широкий язык лавового потока. Из кратера выступает крутой темный экструзивный купол, аг-ломератовая мантия которого почти полностью перекрыла гребень кратера и спускается во многих местах по склонам конуса. Вершина купола плоская и покрыта хаотическим



Рис. 30. Схема строения массива Синарка
I — игнимбриты; II — отложения раскаленных лавин; III — предполагаемые очертания древнего кратера; 1 — вулкан Синарка; 2 — купол Желтокаменный (остальные условные обозначения см. на рис. 9)

В 1,5 км к юго-западу от купола Синарка имеется второй экструзивный купол — гора Желтокаменная, высотой 898 м, с хорошо сохранившейся формой. В 1 км к северу от Синарки имеется сильно разрушенное образование, окруженное мощным полем измененных пород. Видимо, это еще один сильно разрушенный купол. Все три купола приурочены к краям предполагаемого большого кратера.

В лавах древней доледниковой постройки преобладают двупироксе-новые андезитобазальты, иногда с оливином во вкрапленниках. Спекшиеся туфы мыса Красного и левобережья

ручья Серного имеют андезитовый состав (57—59% SiO_2), с видимыми обломками плагиоклаза и гиперстена, реже — авгита.

Молодой конус и оба купола сложены близкими по составу двупироксе-новыми андезитами. Среди темноцветных вкрапленников обычно преобладает гиперстен; его крупные фенокристаллы имеют следы растворения и по краям оторочены авгитом. В субфенокристаллах также преобладает гиперстен.

Извержения Синарки известны в первой половине XVIII в., в 1846 и 1855 гг. В 1872г. на Шиашкотане извержением была разрушена деревня айнов. Мы считали ранее (Горшков, 1954), что деревня находилась у южного вулкана Кунтоминтар. Однако при дальнейшем изучении оказалось, что следов недавних извержений там нет, а форма, которая рассматривалась как боковой эксплозивный кратер, является эрозионной. По всей очевидности, эта деревня находилась на берегу пролива Шиашкотан, у северного окончания острова. Можно полагать, что в 1872 г. произошел направленный взрыв, снесший северо-западную часть молодого конуса и разрушивший деревню. Затем излился мощный поток вязкой лавы, и, наконец, появился экструзивный купол. Сноу в 1878 г. посетил это место и видел свежие следы раскаленных лавин и выжженную растительность на берегу моря. По-видимому, извержение, начавшееся в 1872 г., продолжалось все эти годы в форме лавовой экструзии; возможно, что раскаленными лавинами и была уничтожена деревня. Отложения раскаленных лавин хорошо видны еще и сейчас. Старые, уже заросшие отложения раскаленных лавин тянутся и от купола Желтокаменного.

В настоящее время на границе кратера и купола и с поверхности купола с северо-западной стороны поднимаются струи фумарольных газов.

Вулкан Кунтоминтар. Вулкан Кунтоминтар занимает южное расширение о-ва Шиашкотан. Он имеет в плане овальную форму размером 6 x 7 км с удлинением по оси острова — к северо-востоку (рис. 31). Наивысшая точка вулканического массива достигает 828 м над ур. м.

Массив Кунтоминтар по существу является восточной половиной сложного вулканического сооружения, другая половина его разрушена.

Это — двойной вулкан, построенный по типу «Сомма-Везувий». Однако его строение в значительной мере замаскировано. Внешняя сомма слагает восточную часть массива; его юго-восточная часть несет следы интенсивной ледниковой эрозии. В северо-восточной части массива могут быть прослежены очертания древней кальдеры; диаметр ее, если судить по этому участку, составлял 4 — 4,5 км. Внутренний конус целиком заполнил эту кальдеру, и в юго-восточной части очертания кальдеры не видны. На западном краю массива расположен открытый к западу амфитеатр кальдеры диаметром около 2 — 2,5 км. На северо-западе стоит высокая уединенная скала Башня — также часть гребня кальдеры. По-видимому, внутренняя кальдера являлась питающим бассейном второго оледенения. Ледники через понижение в гребне спускались к северу и западу, а скала Башня оставалась выступающим нунатаком. Дно кальдеры неровное с множеством котловин и бессточных впадин. Северный участок массива покрыт плащом игнимбритов, несомненно, связанных с формированием внутренней кальдеры. Игнимбритами сложен и выступающий в Охотское море мыс Гротовый.

В огромных обрывах хорошо видна структура стратовулкана с резким преобладанием пирокластических пород, сложенных в основном двупи-роксеновыми андезитами. Вкрапленники плагиоклаза относятся к Лабрактору № 50 — 70, из темноцветных преобладает гиперстен, авгит в более мелких зернах. Основная масса имеет гиалиновую, гиалопилитовую и микролитовую структуру.

В андезито-дацитовых бомбах в гиалиновую основную массу погружены вкрапленники андезина и андезин-лабрадора № 42 — 55 и гиперстена; встречаются изометрические зерна кварца.

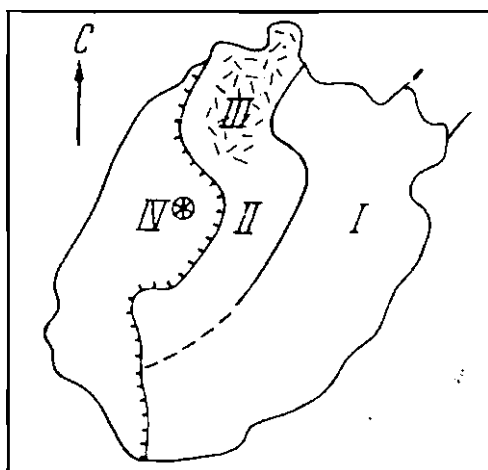


Рис. 31. Схема строения массива Кунтоминтар
I — доледниковая постройка; II — внутренняя постройка; III — игнимбриты; IV — фумаролы

Вдоль западного берега массива вулкана Кунтоминтар, очевидно, проходит сброс, по которому западная часть массива была опущена.

В послеледниковое время извержений вулкана, очевидно не было, но он проявляет постоянную сольфатарную деятельность у восточной стенки кальдеры. Здесь из крутой долиньки вытекает горячий серный источник; источники и теплые минерализованные озера имеются и на дне кальдеры.

Скалы Каменные Ловушки

Скалы расположены в проливе Крузенштерна на расстоянии 20 км к югу от о-ва Шиашкотан. Это — четыре скалы (высота до 42 м), расположенные в виде открытой к западу подковы и, несомненно, представляющие собой остаток вершины подводного вулкана. В кратере вулкана — внутри полукольца скал — глубина равна 20—25 м. Вокруг скал простирается обширная подводная терраса, наличие которой определяет возраст вулкана как доледниковый.

На Северных Курилах мы видели большое разнообразие вулканических форм и типов извержений. В сложных вулканах, как правило, можно проследить небольшое увеличение кислотности лав при переходе от плейстоцена к голоцену. Преобладающими породами являются двупи-ксеновые андезито-базальты и андезиты. В отличие от соседней Западной зоны роговая обманка обычно не встречается даже в кислых экструзиях и пемзах.

Центральные Курильские острова

В центральную группу входят шесть островов: Райкоке, Матуа, Расшуа, Ушишир, Кетой и Симушир. Кроме того, между островами Расшуа и Ушишир находится группа скал Среднего — остаток подводного вулкана, а между островами Райкоке и Матуа было зарегистрировано два подводных извержения. Всего в эту группу входит 12 наземных вулканов, из них только два не действовали в голоценовое время; 8 относятся к действующим в настоящее время.

Остров Райкоке

Остров Райкоке отделен от о-ва Шиашкотан проливом Крузенштерна в 50 км шириной. Ближайший сосед к югу — о-в Матуа — находится в 16 км за проливом Головкина. В плане остров представляет

несколько вытянутый в широтном направлении овал размером 2 x 2,5 км. Склоны голые, почти без следов растительности.

Вулкан Райкоке представляет сильно усеченный конус высотой 551 м над ур. м. Подводная 130-метровая терраса в западной половине острова отсутствует.

Возможно, современный конус поднимается на краю более древней подводной постройки прямо со дна Охотского моря. В этом случае высота вулкана Райкоке составляет примерно 2500 м.,

На вершине конуса расположен большой замкнутый кратер диаметром около 700 м и глубиной до 200 м. Юго-восточная часть гребня несколько выше северо-западной, и поэтому вид на кратер открывается только со стороны Охотского моря. Широкий крутой кратер при сравнительно небольшой высоте конуса создает весьма своеобразную и эффектную картину. Стенки кратера чрезвычайно круты, и в обрывах видна характерная структура стратовулкана. Южный склон покрыт пирокластикой, восточный — лавовыми потоками.

Породы относятся к авгитовому базальту. Во вкрапленниках — преимущественно Лабрадор № 65—70 и авгит; иногда встречаются оливин и гиперстен. Структура основной массы — интерсертальная и пилотакситовая.

Вулкан Райкоке извергался в середине XVIII столетия, причем вся растительность на острове выгорела. Катастрофическое извержение произошло в 1778 г.; извержение разразилось внезапно, и под градом бомб погибли 15 человек во главе с сотником Черным, возвращавшиеся с о-ва Матуа на Камчатку. В 1780 г. на о-в Райкоке был послан сотник Секерин «...для описания и положения на план — каким видом остров состоит от прорыва горелой сопки». Это была первая специально вулканологическая экспедиция на Курильские острова. По описанию сотника Секерина, верхняя треть острова была взорвана, а очертания его неузнаваемо изменились. Секерин представил также рисунки вулкана до и после извержения; к сожалению, рисунки эти отыскать нам не удалось. Позже, видимо, стенки кратера осыпались и стали пологими, а глубина его уменьшилась. Сто лет спустя — в 80-х годах XIX столетия, по описанию капитана Сноу, кратер имел глубину 30—60 м. 15 февраля 1924 г. произошло сильное извержение, которое значительно углубило кратер, а очертания острова вновь изменились. В настоящее время вулкан совершенно спокоен, и кратер его служит пристанищем для множества морских птиц. Упоминаемые в некоторых сводках даты извержений 1777 и 1780 гг. являются ошибочными.

Остров Матуа

Остров Матуа расположен в 18 км к югу от о-ва Райкоке. В плане Матуа имеет вид неправильного овала размером 6 x 12 км, вытянутого в северозападном направлении; площадь — 50 км². Юго-восточная часть острова представляет довольно плоскую поверхность высотой 50—100 м над ур. м, а в северозападной части возвышается действующий конус — Пик Сарычева. В 1 км к востоку от Матуа находится небольшой плоский островок — Топорковый. Несомненно, ранее он составлял единое целое с Матуа. Юго-восточная часть острова покрыта кустарниковой растительностью, на склонах действующего конуса растительности почти нет.

Вулкан Матуа обнаруживает весьма сложное строение; и хотя молодая пирокластика и лавовые потоки Пика Сарычева в значительной мере перекрывают и маскируют более древние части, основные

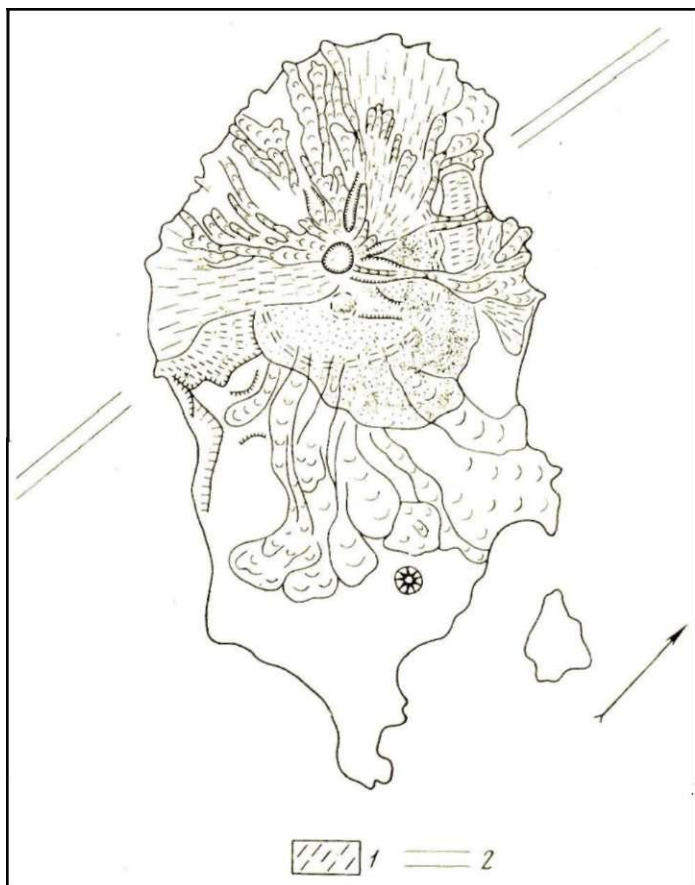
черты строения этого вулкана могут быть определены довольно уверенно (рис. 32).

В фундаменте о-ва Матуа залегают третичные породы. На японской геологической карте (Geological Map, 1959) третичные породы указаны на островке Топорковой и в крайней юго-восточной части острова Матуа. В последнем пункте присутствие предположительно третичных пород подтвердил также Е. К. Мархинин (1964).

Рис. 32. Схема строения Пика Сарычева

1 — отложения раскаленных лавин; 2 — линия сброса (Остальные условные обозначения см. на рис. 9)

Юго-восточную половину острова формируют остатки вулкана Матуа, который по отношению к Пика Сарычева является соммой. Остатки древнего вулкана перекрыты современными



шлаками и сильно заросли. Однако огромный обрыв в юго-западной части острова вскрывает внутреннее строение соммы. В прекрасных разрезах хорошо видна слоистая структура с преобладанием потоков лав.

Поверхность юго-восточной части соммы покрыта мощными потоками лавы, которые, особенно в нижней части, хорошо просматриваются под отложениями шлаков. Некоторые потоки еще сохранили черты поверхностной структуры.

Можно выделить потоки разного возраста: так, крайний западный из этих потоков спускается по крутому ущелью, которое скорее всего представляет ледниковый трог, но истоки этого потока обрезаны гребнем кальдеры. Таким образом, этот относительно молодой поток связан с постройкой соммы. Соседний очень длинный поток уходит выше гребня кальдеры и, несомненно, принадлежит центральному конусу. Также с центральным конусом связан и следующий к востоку поток. Остальные потоки, по всей вероятности, связаны с соммой, а отчасти с побочными кратерами, один из которых на склоне конуса дал потоки лавы, а второй — у подножия — лавовых излияний не обнаруживает. Потоки в значительной мере сnivelировали неровности конуса соммы, однако под потоками иногда проступают следы мощной, скорее всего ледниковой эрозии.

В юго-западной части острова, на высоте около 850 м, расположен небольшой участок, где можно проследить границы кальдеры. Далее к востоку и северу кальдера скрыта под отложениями центрального конуса, и очертания ее могут быть установлены по излому профиля склонов. Диаметр кальдеры 3—3,5 км.

К восточной части о-ва Матуа примыкает 140-метровая подводная терраса, причем как раз там, где кончается постройка соммы и начинается центральный конус, кончается и подводная терраса. У постройки центрального конуса этой террасы нет. Специальные эхолотные работы, проведенные на э/с «Геолог», подтвердили сложившееся у нас предположение, что северо-западная часть острова опущена по сбросу большой амплитуды. Этот сброс обрезал часть соммы вместе с кальдерой.

Северо-западную часть острова занимает центральный конус пик Сарычева. При наблюдении с северо-запада конус имеет очень правильную форму со слабо усеченной вершиной; при наблюдении же с юго-запада или северо-востока его вершина кажется несколько вытянутой в северо-западном направлении. Западные склоны конуса спускаются непосредственно к Охотскому морю, а восточные примыкают к сомме, в значительной мере перекрывая ее.

Диаметр кратера вулкана приблизительно равен 250 м; юго-восточный край его гребня значительно выше остальных участков и достигает 1497 м над ур. м. Стенки кратера вертикальные, местами даже нависающие (см. рис. 33). При восхождении в 1946 г. из-за массы поднимающихся паров строение дна установить не удалось; в 1954 г. на дне кратера, на глубине около 200 м, был хорошо виден слабо выпуклый щит твердой лавы, покрытый сетью характерных трещин. От наиболее высокой части гребня кратера к юго-восточному склону тянется хребтик с двумя «заплевиками»; здесь можно установить следы более старого кратера. По-видимому, старый центральный конус, потоки с которого спускаются к юго-востоку, располагался немного восточнее. Позже кратер несколько переместился к северо-западу. В результате этого перемещения центральный конус немного удлинен с юго-востока на северо-запад. Верхняя часть конуса, непосредственно прилегающая к кратеру, «забронирована» истоками хорошо сохранившихся лавовых потоков (рис. 33). Ниже лавового «воротника» поверхность конуса в значительной мере покрыта отложениями пирокластических потоков и раскаленных туч. Однако во многих местах прямо на поверхности или под слоем пиро-кластики залегают лавовые потоки. Многие мысы сложены языками лавовых потоков. Ряд потоков начинает перекрывать еще сохранившуюся северную часть соммы. Ниже лавового «венца» имеется много глубоких рытвин. По некоторым из них спускаются молодые потоки, и все они служили путями нисхождения- пирокластических потоков 1946 г.



Рис. 33. Кратер Пика Сарычева

Нижняя, более пологая часть склонов сложена преимущественно грубослоистой толщей отложений раскаленных лавин. Материал их был весьма горячим, и при достаточной мощности отложений в них длительное время продолжались процессы постэруптивного окисления, которые привели к покраснению пород. С поверхности таких отложений многочисленные парящие струи поднимались еще в 1954 г.— через 8 лет

после сильного извержения 1946 г. Мощность этих отложений, представляющих хаотическую смесь тонкого пепла и песка с глыбами самой различной величины, превышала в береговых обрывах 20 м.

Лавы вулкана сложены основными двупироксеновыми андезитами и андезито-базальтами. Во вкрапленниках содержатся Лабрадор № 53 — 68, авгит, гиперстен и отдельные зерна оливина. Изредка один из пироксенов отсутствует. Структура основной массы — гиалиновая, гиалопилитовая и микролитовая. Сопочка Круглая (старый побочный конус) сложена афировым базальтом.

В обрыве низкой части соммы среди пирокластики встречен прослой светлых лапилли состава роговообманкового андезита. Роговая обманка зеленая с сильным плеохроизмом. Основная масса — пузыристое флюидальное стекло. Возможно, эти лапилли связаны с кальдерным взрывом.

Извержения Пика Сарычева сравнительно часты. Они проявляются в различных формах и нередко бывают весьма значительной силы. Очень сильное извержение происходило в 60-х годах XVIII столетия. Зимой 1878/79 г. происходило спокойное излияние лавы по северо-восточному склону, вплоть до берега моря. Потоки, спускавшиеся к юго-западу, очевидно, еще моложе, но время их излияния не известно. Эксплозии с выбросом пепла и шлаков происходили с 17 по 22 января 1923 г. (Камио, 1931). Эксплозивное извержение произошло 14 февраля 1928 г. Кратковременное, но очень сильное извержение имело место 13 февраля 1930 г., когда огромное количество пирокластического материала скопилось у подножия конуса.

Одно из наиболее сильных извержений происходило с 9 по 19 ноября 1946 г. Оно началось сравнительно слабыми эксплозиями типа волкано, затем появилось освещение над кратером, и стали выбрасываться раскаленные бомбы. Утром 13 ноября извержение усилилось, и бомбы, падавшие на расстоянии до 7—8 км от кратера, полностью уничтожили кустарниковую растительность на восточном склоне соммы у берега моря. Днем 13 ноября по северо-западной половине конуса вниз понеслись многочисленные раскаленные лавины, над которыми поднимались облака пепла типа «цветной капусты». Весь остров казался объятым пламенем (рис. 34). Масса рыхлого материала скопилась у подножия конуса и заметно изменила очертания береговой линии. Позже морские волны размыли вновь образовавшиеся мысы рыхлого материала и переотложили песок в бухточках, произведя дальнейшие изменения в топографии острова.

В конце лета и осенью 1954 г. вулкан несколько активизировал свою деятельность — происходили сравнительно редкие и слабые выбросы пепла, иногда над кратером появлялось освещение. Одиночный взрыв, поднявший тучу пепла на 4,5 км над кратером, произошел 30 августа 1960 г. (Шилов, 1962).

История развития вулкана может быть резюмирована следующим образом: вулкан возник и сформировался в нижнечетвертичное время. Вместе со всей Курильской дугой вулкан Матуа подвергся первому оледенению; ледники оставили трог и кары на склонах конуса. Последующая деятельность «залечила» следы оледенения. Этому способствовало и возникновение нескольких побочных кратеров. Второе оледенение не оставило следов эрозии; здесь, на Центральных Курилах, оно было слабее, чем на Северных. В это время была выработана 140-метровая подводная терраса. В начале голоцена вдоль западного края Центральных Курил заложилась серия сбросов с весьма значительной амплитудой. Быть может, начало тектонических движений вызвало образование кальдеры на вершине вулкана Матуа. Северо-западная половина острова опустилась под уровень моря, а в амфитеатре оставшейся половины кальдеры возник центральный конус, который не только полностью заполнил депрессию кальдеры, но почти всюду перекрыл ее гребень.

Отдельные потоки лавы, перевалив через гребень кальдеры, излились на склон соммы. Кратер центрального конуса один или два раза пере-



Рис. 34. Извержение Пика Сарычева в ноябре 1946 г. Фото Б. Прокахина

стался к северо-западу, в результате чего конус принял несколько вытянутую форму. Перемещение кратера, по всей вероятности, было вызвано продолжающимися подвижками по плоскости сброса.

Извержения центрального конуса характеризовались как сравнительно спокойными излияниями обильных потоков лавы, так и бурными эксплозиями с формированием

пирокластических потоков. Мощные отложения разнообразной пирокластики видны к востоку от конуса, где они закрывают сплошным плащом склоны и подножие соммы.

Остров Расшуа

Остров Расшуа отделен от о-ва Матуа проливом Надежды шириной в 28 км. В плане остров имеет форму овала, сильно вытянутого в меридиональном направлении. Его размер 6 x 13 км, площадь 62 км². Значительная часть острова покрыта зарослями низкорослого, но труднопроходимого кустарника.

Вулкан Расшуа имеет сложное строение типа Сомма-Везувий (рис. 35). Остатки соммы формируют северное и южное окончание острова, а на самом юге выходит фундамент предположительно третичного возраста. Древняя сомма подверглась интенсивной эрозии, в том числе, по-видимому, и ледниковой; северный массив представляет неправильную возвышенность около 800 м над ур. м., а южная — серповидный хребтик высотой до 500 м. Судя по расположению сохранившихся участков, сомма имела кальдеру диаметром до 6 км. Западный край кальдеры проходил близ современного берега острова, а восточный — за пределами современного берега. Дальнейшее изучение береговых разрезов по-зволит установить границы кальдеры точнее.

В средней части острова возвышается сложный разновозрастный центральный конус, который почти целиком заполнил полость кальдеры. Конус расположен несколько эксцентрично — со сдвигом к северу; на юге сохранился участок плоского атрио шириной в 1—2 км. Атрио имеет свободный выход к Охотскому морю и к Тихому океану. На дне его расположено два пресных озера. Из одного озера вытекает небольшая речушка, которая впадает на востоке в бухту Неприступную, обрываясь эффектным 25-метровым водопадом.

Центральный конус имеет довольно сложное строение. Основной конус, склоны которого слагают южную половину центрального массива, довольно сильно эродирован. Некоторые долины напоминают амфитеатры каров и, видимо, связаны со вторым оледенением. В южной половине выступает деформированный эрозией гребень обширного вершинного кратера; диаметр его, судя по остаткам, достигал 2 км. Несмотря на то, что верхняя часть склонов довольно сильно эродирована, у подножия конуса на юге выделяются отдельные лавовые потоки. На северо-западном берегу расположен небольшой изолированный конус — гора Развал (736 м), по-видимому, того же возраста. Его кратер диаметром до 300 м открыт к Охотскому морю.

В разрушенном кратере старого центрального конуса выступают два голоценовых конуса. Один из них является наивысшей точкой острова (956 м), на его вершине сохранился неглубокий кратер, вытянутый в широтном направлении; размеры его 75 x 120 м. От кратера в западном направлении спускаются многочисленные потоки лавы. Некоторые потоки заливают дно старого кратера, другие спускаются далеко вниз, до берега моря, а один из потоков спускается между

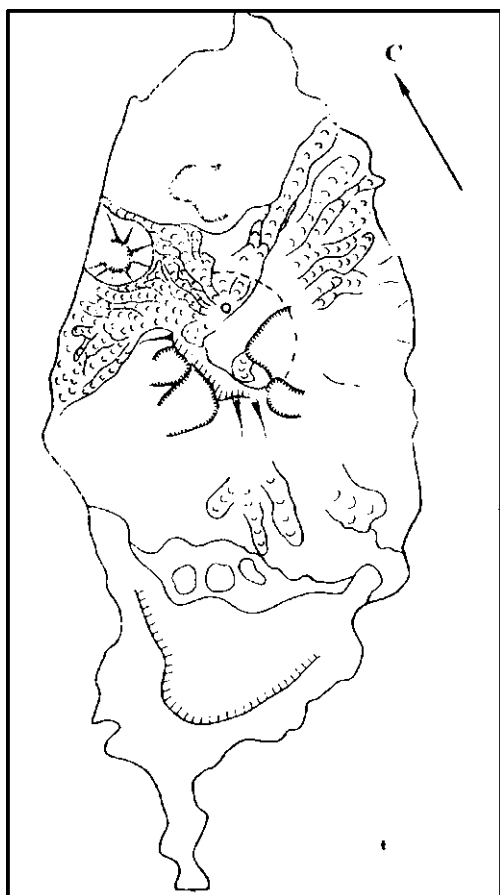


Рис. 35. Схема строения вулкана Расшуа
(Условные обозначения см. на рис. 9)

конусом Развал и остатками соммы. Несколько потоков спускаются также к северо-востоку в сторону Тихого океана. Восточный, ныне активный конус имеет обширный (более 500 м) эксплозивный кратер, широко открытый в виде амфитеатра к юго-востоку. Из кратера до берега-моря широким фронтом тянутся светлые, измененные породы, ярко выделяющиеся на темном фоне окружающей растительности. По западному склону конуса коротким, но широким языком спускается мощный поток очень свежей по виду лавы. Более старые потоки спускаются к востоку и северо-востоку до берега океана.

Сомма в южной части сложена двупироксеновыми андезито-базальтами и андезитами. Во вкрапленниках — Лабрадор № 55—65, авгит и гиперстен; встречаются единичные зерна измененного оливина. Структура основной массы интерсертальная и микролитовая.

В атрио найдена пемза состава роговообманкового дацита, роговая обманка зеленая с небольшим углом угасания. Основная масса — гиалиновая с перлитовой трещиноватостью.

Бомбы с гребня соммы, по-видимому, связаны с извержениями центрального конуса. Состав их —

двупироксеновый андезит с вкрапленниками Лабрадора № 59—70, гиперстена и авгита. Основная масса — темное стекло.

Отмечено сильное извержение вулкана в 1846 г.; может быть, именно при этом извержении разрушился восточный конус. 4 ноября 1946 г., перед извержением соседнего Пика Сарычева, вулкан Расшуа резко усилил фумарольную деятельность. В октябре 1957 г. также отмечено усиление деятельности, возможно, со слабыми эксплозиями. Вулкан проявляет постоянную фумарольную деятельность из восточного кратера и на седловине между восточным и западным конусами.

История развития вулкана представляется следующим образом: вулкан возник и прошел длительный цикл развития, вплоть до образования кальдеры, в доледниковое время.

Во время первого оледенения склоны вулкана и его кальдера подверглись интенсивной эрозии. В межледниковое время на дне разрушенной кальдеры возник большой, высокий конус, извержения которого закончились большим взрывом и образованием широкого кратера. В это же время у северо-западного подножия центрального конуса образовался еще один—эксцентрический конус. Второе оледенение эродировало верхнюю часть склонов центрального конуса и несколько разрушило вершинный кратер.

В послеледниковое время в полости обширного кратера центрального конуса возникли еще два небольших конуса, лавовые потоки которых покрыли северную часть старого конуса и распространились до берегов Охотского моря и Тихого океана. В заключительной стадии вершина восточного внутреннего конуса была взорвана.

Скалы Среднего. К югу от о-ва Расшуа простирается один из наиболее опасных проливов — пролив Среднего. Скалы в этом проливе являются, по всей вероятности, остатками подводного вулкана. Обширная подводная терраса, соединяющая скалы Среднего с островами Ушишир и Расшуа, определяет возраст вулкана Среднего как доледниковый. Возможно, плоская скала Хитрая является относительно молодым экструзивным куполом (голоцен?), а окружающие ее скалы (Черные, Боцман и Пуговка) расположены на гребне древней кальдеры. В этом случае диаметр кальдеры равен приблизительно 3 км.

Острова Ушишир

Острова Ушишир расположены в 17 км к юго-западу от о-ва Расшуа за проливом Среднего. В группу Ушишир входят два острова: северный Рыпонкича и южный — Янкича. Первый из них имеет в плане форму вытянутого ромба размером 1 х 3 км, а второй — форму кольца диаметром около 2,5 км с глубоко вдающейся с юга бухтой. Оба острова являются частями единого вулкана. Растительность на островах — только травянистая.

В восточной части о-ва Янкича Е. К. Мархищ отмечает выходы предположительно третичного фундамента и кварцевого диорита.

Вулкан Ушишир (рис. 36) имеет строение типа Сомма-Везувий. Сомма вулкана сильно разрушена со всех сторон волнами Тихого океана и Охотского моря. От существовавшего когда-то пологого, щитообразного вулкана диаметром не менее 10 км остались два небольших острова, рельеф которых своими крутыми формами мало напоминает первоначальную форму вулкана.

Остров Рыпонкича представляет сохранившийся участок подножия соммы. Довольно ровная поверхность острова постепенно поднимается от 20 м на севере до 130 м на юге. Этот участок соммы, по которому можно судить о первоначальных размерах и форме вулкана, обрзан со всех сторон крутыми, высокими клифами.

Остров Янкича — остаток прикратерной части соммы — образует крутой кольцевой хребет, окружающий кальдеру до 1,6 км в диаметре. Южная часть стенки кальдеры прорвана, и воды Тихого океана заполнили ее дно, образовав кальдерную бухту диаметром в 1 км и глубиной, по измерениям капитана Сноу, до 58 м. Ширина входа в бухту едва достигает 300 м. Сильно разрушена также восточная стенка кальдеры; ширина перемычки между кратерной бухтой и открытым океаном составляет здесь всего 200—300 м. Высота северной и западной стенок кальдеры достигает 250 м над ур. м. Наивысшая точка гребня находится в северо-западной части его и достигает 400 м над ур. м. Судя по наличию вокруг островов обширной подводной террасы, возраст соммы доледниковый, j. Внутри кальдеры поднимаются

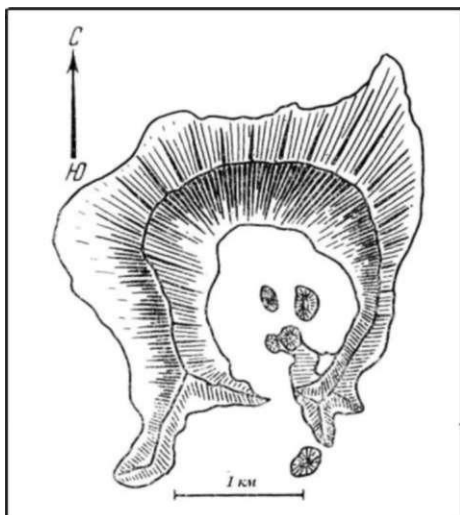


Рис. 36. Схема строения вулкана Ушишир

Рис. 37. Куполы в кратере вулкана Ушишир



четыре большие монолитные скалы. Две из них в южной части кратера имеют заостренную форму и соединены низкой песчаной косой. Скалы эти монолитны и, очевидно, являются остатками старых экструзивных куполов.

Приблизительно в центре кальдерной бухты поднимаются два плоских хорошо сохранившихся экструзивных купола, имеющих в плане форму боба. Размер одного из них 100 x 200 м при высоте в 12 м, другого — 200 x 300 м при высоте в 32 ж (рис. 37).

Эти четыре скалы (купола) расположены в виде кольца диаметром около 0,5 км. По всей вероятности, их расположение отображает размер и местоположение подводящего канала.

Все четыре купола сложены довольно однообразными пироксен-роговообманковыми андезитами. Плагиоклаз вкрапленников относится к андезиту № 40—45, из темноцветных преобладает зеленая или бурая роговая обманка с ярким плеохроизмом и небольшим (10—12°) углом угасания. Иногда роговая обманка частью разложена и окружена опаци-товой каймой. Пироксены присутствуют в небольшом количестве; гиперстена больше, чем авгита. В некоторых шлифах крупные кристаллы гиперстена окружены каймой роговой обманки; гиперстен железистый с отчетливым плеохроизмом, иногда присутствует кварц. Структура основной массы криптокристаллическая.

Единственный изученный нами образец породы соммы из восточной части кальдеры оказался роговообманковым дацитом с вкрапленниками андезина № 48, кварца и зеленой роговой обманки. В количестве 1—2 зерен на шлиф встречаются ромбический и моноклинный пироксены. Структура основной массы микрофельзитовая.

По данным Е. К. Мархинина (1965), породы Ушишира - авгитовые андезиты и андезито-базальты²⁰. Помимо амфибол-пироксеновых Немото (1938) отмечает также двупироксеновые андезиты и дациты с примесью оливина.

У юго-восточной части стенки кальдеры, на низком песчаном берегу, у самого уровня воды, расположено гнездо мощных фумарол и горячих источников, которые в XVIII и начале XIX столетий были священным местом курильских айнов.

Красочное описание культовых обрядов приводит сотник Черный; он же дал прекрасное описание кратерной бухты. Большое впечатление произвела бухта и на капитана Сноу, который посвятил ее описанию несколько страниц. Однако даже при посещении кратерной бухты не создается полного впечатления о форме и своеобразной красоте этого оригинального вулкана. Целиком вулкан виден только с самолета: на темно-синей глади океана выступает яркое кольцо, расцвеченное пестрой окраской вулканических пород и зеленью растительности, а в середине его блестит кратерная бухта.

Фумаролы и горячие источники на берегу кальдерной бухты действуют с неослабевающей силой до настоящего времени; достоверных извержений, однако, не отмечено. Некоторые фразы из «Журнала» сотника Черного позволяют думать, что в начале XVIII столетия здесь иногда происходили слабые взрывы. Слабый взрыв в районе фумарольного поля, видимо, чисто фреатический, произошел в июле 1884 г. Несмотря на отсутствие сведений об извержениях, можно полагать, что образование двух северных экструзивных куполов произошло после 1769 г., когда на острове был сотник Черный. Он описал остров весьма подробно и даже отметил отдельные скалы и камни у берегов острова. В его описании имеется упоминание о двух «кекурах» в бухте; в настоящее время в кальдере имеется четыре скалы. Очевидно, два более свежих по виду купола возникли посл& посещения острова сотником Черным, т. е. после 1769 г.

Остров Кетой

Остров Кетой отделен от островов Ушишир проливом Рикорда, ширина которого достигает 26 км. Остров имеет в плане форму довольно правильной окружности диаметром в 10 км и площадью в 71 км². Растительность на острове преимущественно кустарниковая, но есть немного

²⁰ По данным Мархинина и Стратулы (1964), куполы сложены авгитовыми андезитами и андезито-базальтами: ни в одном из многочисленных шлифов лав куполов, мы н& встретили таких пород.



Рис. 38. Схема строения вулкана Кетой
(Условные обозначения см. на рис. 9)

и низкорослой березы; здесь впервые появляется курильский бамбук, образующий местами почти непроходимую чащу.

Вулкан Кетой один из наиболее сложно построенных на Курилах вулканов, и впредь, до специальных детальных исследований, може быть дана только предварительная схема его строения (рис. 38).

Большую часть острова занимают остатки древнего кальдерного вулкана. Гребень кальдеры сохранился только в северо-восточном секторе, где его высота достигает 720 м. В этой же части сохранился и пологий склон древнего вулкана, ограниченный со стороны океана 100-метровыми обрывами. Другие участки древнего конуса либо разрушены позднейшими процессами (на северо-западе), либо перекрыты более молодыми породами и выступают в виде фрагментов из-под молодых лав; иногда они обнажаются в береговых обрывах.

Диаметр древней кальдеры оценивается в 5 км. Судя по обломкам игнимбритов (найденным не в коренном залегании), формирование кальдеры сопровождалось раскаленными пирокластическими потоками с образованием игнимбритов. По всей вероятности, эти породы в коренном залегании могут быть найдены в восточной части острова, которая нами не исследовалась.

Северо-западную часть острова формирует более молодая центральная постройка. Ее высота достигает 1172 м.

Восточная часть центральной постройки интенсивно эродирована (в том числе и ледниковой экзарацией), и каких-либо вулканических форм не сохранилось; кратер также полностью разрушен, а северо-западная часть конуса, вместе с древней постройкой, разбита серией продольных сбросов по отношению к простираению дуги. Эта серия образует глубокий грабен и примыкающий к нему горст (или, быть может, относительно менее погруженный участок).

В нижней части горстового останца обнажается почти горизонтальная серия мелководных туфоконгломератов с массой мелкой, хорошо окатанной гальки; выше идут обычные субаэральные лавы и пирокластические породы.

Сбросовая тектоника хорошо подчеркивается и расположением подводной террасы. На северо-западе к острову примыкают большие глубины — в несколько сот метров, а вся остальная часть острова окружена 140-метровой подводной террасой.

В грабене имеются два сольфатарных поля и остатки вложенного пирокластического конуса. Сам конус разрушен интенсивной эрозией, но между сольфатарными полями находится мощная пачка

пирокластических отложений, моноклиально падающих к северо-востоку и несогласно прилегающих к стенкам грабена. По всей вероятности, в грабене было два, а может быть, и больше кратеров.

В центральной части острова располагается довольно обширная крутая депрессия, дно которой занято пресным озером диаметром около 1,5 км. Это — молодая эксплозивная кальдера, образовавшаяся, по всей вероятности, в результате взрыва одного из молодых внутрикальдерных конусов. Существование здесь бывшего конуса устанавливается по нескольким хорошо сохранившимся потокам (один из них формирует мыс Монолитный). Южный гребень молодой кальдеры, по-видимому, довольно близко совпадает с гребнем древней кальдеры. Молодая кальдера врезалась также в прилегающую часть древней центральной постройки и от максимальных высот острова до кальдерного оз. Кетой прослеживается высокий (до 500 м) крутой обрыв.

На восточном краю оз. Кетой располагается молодой экструзивный купол, рядом с ним — остатки второго внутрикальдерного конуса с большими потоками лавы, тянущимися к юго-востоку.

Древняя центральная постройка частично перекрывала гребень старой кальдеры, однако на востоке оставалось довольно обширное атрио, в котором, судя по отложениям, длительное время существовало озеро. Именно в этом атрио и расположен современный внутрикальдерный активный конус — Пик Палласа (рис. 39).

Строение Пика Палласа напоминает в миниатюре строение типа Сомма-Везувий. Юго-западная, более старая и более высокая (около 1000 м) часть вулкана образует открытый к северо-востоку амфитеатр, в котором расположен молодой, менее высокий конус. Северо-восточные склоны последнего спускаются к атрио древней кальдеры, а юго-восточный склон, прислоненный к стенке амфитеатра, едва выражен; между гребнем внутреннего конуса и стенкой внешнего имеется небольшое понижение — миниатюрное атрио.

В целом конус несколько удлинен с юго-запада на северо-восток, а гребень кратера имеет в плане форму слабо вогнутой восьмерки. Относительная высота конуса над уровнем озера Кетой составляет 320 м.



Рис. 39. Пик Палласа

При столь небольшой высоте величина кратера значительна; суммарная ширина его по длинной оси составляет 550 м. Диаметр кратера внутреннего конуса — около 400 м. Стенки его круто обрываются вниз, и на дне его расположено кратерное озеро Глазок диаметром в 300 м. Цвет воды озера бирюзовый, очень красивого оттенка.

К юго-западу от конуса до берегов молодого кальдерного озера спускаются древние, сильно заросшие потоки лав, видимо, связанные с внешней постройкой. Многочисленные молодые потоки лав тянутся в восточном направлении до самого берега океана — на 4,5 км в длину. Ряд потоков из кратера внутреннего конуса тянется к северу, заполняя атрио древней кальдеры. Под этими лавами обнажаются пемзы, связанные с взрывом молодой кальдеры, а еще ниже — озерные осадки древней кальдеры.

На северо-восточном склоне конуса, в одном из небольших ущелий, расположена линейная группа очень мощных фумарол.

Породы вулкана Кетой варьируют от оливиновых базальтов до кислых (андезитовых) игнимбригов и пемз. В постройке древней кальдеры и старом центральном конусе доминируют базальты и андезитобазальты. Состав современных лав Пика Палласа — обычный двупироксеновый андевит.

В первой половине XVIII столетия вулкан не проявлял признаков активности, даже фумарольной. Первые сведения о деятельности Пика Палласа относятся к 1843 г.: «...в июле и августе весь остров казался объятным пламенем» (Реггеу, 1864). Извержение было очень сильным (видимо, происходили большие излияния лавы) и продолжалось до 1846 г. Известно извержение в 1924 г., но подробности о нем отсутствуют. 27 сентября 1960 г. отмечалось выделение пепла.

В настоящее время вулкан проявляет активную фумарольную деятельность на внешнем склоне конуса. По-видимому, фумаролы имеются и в кратере близ северного берега кратерного озера. Во время

нашего посещения кратера в северном направлении раздавались непрерывные булькающие звуки, однако пройти туда не представилось возможным из-за крутизны стенок кратера.

История формирования вулкана Кетой может быть суммирована следующим образом, в нижнечетвертичное время на третичном фундаменте образовался обширный щитовидный вулкан. Затем произошел гигантский взрыв сформированием раскаленных пирокластических потоков и отложений игнимбритов.

В результате этого взрыва образовалась обширная до (5—6 км) кальдера. Возможно, кальдера была эксцентричной по отношению к очертаниям острова — со сдвигом к северо-западу, и остров получил очертание «полумесяца» с кальдерной бухтой, которая имела неширокий выход к Охотскому морю. Первое оледенение не оставило бросающихся в глаза следов: очевидно, низкие, пологие склоны кальдерного конуса не давали возможности для развития ледников.

В межледниковое время сформировалась центральная постройка, центр которой был асимметричен по отношению к кальдере; поэтому северозападная часть центральной постройки вышла за пределы кальдеры, частью перекрыв ее склоны, а на востоке, между центральной постройкой и стеной кальдеры, оставалось обширное атрио с озером. Озерные осадки обнажаются в атрио под лавами Пика Палласа и пемзами молодой кальдеры. Ручей, стекающий к северу из атрио, не прорезает у выхода из кальдеры ущелья, а просачивается через озерные осадки и выходит на внешней стороне сброса в виде множества водообильных источников, объединяющихся ниже в единое русло.

Галечники, залегающие в основании северо-западного «горста», вероятно, связаны с нижними горизонтами кальдерного озера, однако не исключена возможность, что они отлагались и в мелководье кальдерной бухты или прилегающем участке моря.

Второе оледенение в значительной степени эродировало центральную постройку (особенно в верхней части). Возможно, следы второго (и первого?) оледенения скрыты под молодыми лавами и на внешних склонах древней кальдерной постройки.

В начале послеледниковое время северо-западная часть острова была разбита системой сбросов. В опускание была вовлечена значительная часть центральной постройки и небольшой участок древнего вулкана. Образовался узкий, но длинный грабен.

В этом грабене возникла цепочка конусов, отложения которых выполнили грабен почти до верхнего уровня. В дальнейшем эти конусы были быстро разрушены эрозионной деятельностью текучих вод, но остатки вложенных в грабен пирокластических отложений сохранились до сих пор. Здесь продолжается также и интенсивная сольфатарная деятельность.

Однако основная послеледниковая деятельность сосредоточилась к востоку от центральной постройки приблизительно на границе древней кальдеры.

Вначале у южного края древней кальдеры возник довольно большой конус, который на севере примыкал к старой центральной постройке, а на юге его лавовые потоки распространились по конусу соммы до берега моря. Мыс Монолитный и Округлый сложены его потоками. Формирование этого конуса закончилось большим взрывом, образовавшим молодую эксплозивную кальдеру диаметром около 2 км. Пемзы этого взрыва покрывают озерные осадки в атрио и нижние части склонов центральной постройки.

В настоящее время эта кальдера занята оз. Кетой, отметка которого составляет приблизительно 600 м. Через ручей Сточный воды кальдерного озера стекают на юго-восток, в Тихий океан. Гребень кальдеры лучше всего сохранил свою форму в южной половине, где он обрезает истоки нескольких свежих лавовых потоков. Высота гребня здесь около 800 м, внутренняя стенка кальдеры на 100—200 м круто обрывается к поверхности озера. Крупные оползни на северо-западе исказили правильность очертаний озера, а на востоке его очертания нарушены последующими вулканическими постройками.

После образования молодой внутренней кальдеры на ее восточном краю образовался крупный экструзивный купол. Затем по соседству с куполом возник конус, давший потоки лав до 2,5—3 км длиной. Последним несколько севернее образовался Пик Палласа; его лавовые потоки прошли далеко к востоку — до берега океана, а на севере залили оставшуюся часть атрио, где они перекрыли отложения пемзы внутренней кальдеры.

Остров Симушир

Остров Симушир отделен от о-ва Кетой проливом Дианы шириной в 19 км. Это южный и самый большой остров Центральных Курил. Он вытянут в длину на 59 км при ширине от 4 до 15 км, площадь его — 340 км². На острове имеется шесть вулканов, которые образуют четыре горных массива, разделенных пониженными перешейками (рис. 40). На этих перешейках и местами в основании вулканов залегают породы третичного фундамента.

Вулкан Уратман формирует северо-восточное окончание острова. Этот вулкан построен по типу Сомма-Везувий. От соммы сохранился только узкий дугообразный хребтик, ограничивающий обширную кальдеру с диаметром по гребню в 7,5 км. Гребень кальдеры на юго-востоке не замкнут, и там расположен центральный конус. Кроме того, стенка кальдеры

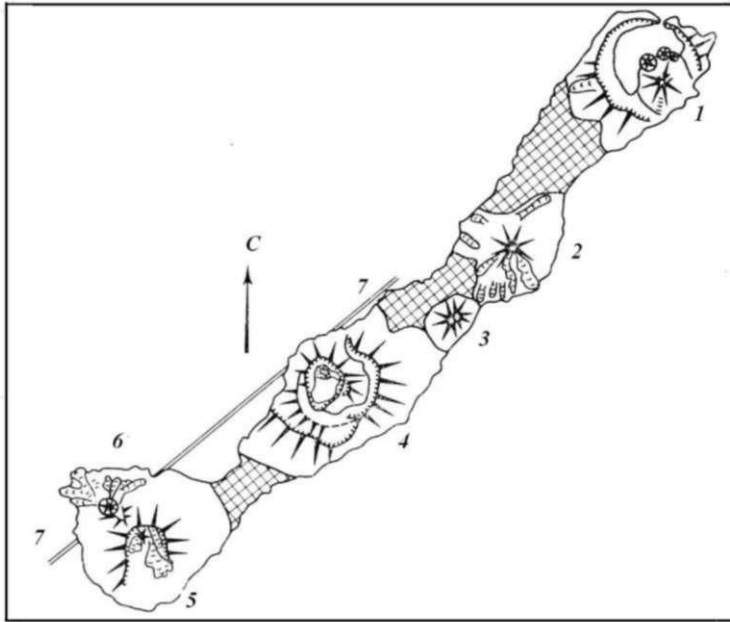


Рис. 40. Схема расположения вулканов о-ва Симушир

1 — вулкан Уратман; 2 — Пик Прево; 3 — вулкан Иканмикот; 4 — кальдера Заварицкого; 5 — вулкан Мильна; 6 — Горящая сопка (Остальные условные обозначения см. на рис. 9)

прорвана и на севере в сторону пролива Дианы. Узкий проход (около 200 м) соединяет пролив с кальдерной бухтой Броутона. Бухта в форме полумесяца имеет размеры 2,5 X 5,5 км и глубину до 250 м. Высота стен кальдеры достигает почти до 450 м, так что общая глубина кальдеры достигает 700 м.

На юго-западе постройка соммы тесно сливается с хребтом Олений, в

других местах она граничит непосредственно с морем.

Несколько эксцентрично — в юго-восточной части кальдеры — располагается центральный конус — Уратман; это сильно заросший стратовулкан с разрушенной прикратерной частью. Диаметр его основания достигает 4 км, а высота — 679 м. Между подножием центрального конуса и стенками кальдеры располагаются два участка узкого атрио, открытые в сторону и кальдерной бухты, и Тихого океана. К северу от центрального конуса, на берегу кальдерной бухты находятся три побочных образования. Они сильно заросли и почти не имеют обнажений. По-видимому, наибольший из них (западный) — купол, а два других — шлаковые конусы (рис. 41).

Лавы соммы Уратмана принадлежат к двупироксеновым и гиперстеновым андезитам и андезито-базальтам. В нижней части разреза афировые и спорадофировые разности с очень редкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Основная масса — пилотакситовая. Встречены также пироксеновые, безоливиновые базальты с интерсертальной структурой основной массы.

Центральный конус и побочные кратеры сложены двупироксеновым андезитом. Во вкрапленниках — Лабрадор №56, ромбический и моноклинный пироксены, часто в виде гломеропорфировых сростков. Структура основной массы — криптокристаллическая и гиалиновая. Микролиты плагиоклаза относятся к андезин-лабрадору № 48—50.

Побочный купол слагают амфибол-пироксеновые андезиты. Во вкрапленниках Лабрадор № 56—58, бурая роговая обманка с небольшим углом угасания, гиперстен и авгит, иногда — зерна оливина. Структура основной массы — андезитовая. Плагиоклаз микролитов — андезин № 46.

Возраст постройки соммы оценивается как доледниковый; кальдера образовалась после первого оледенения (условно — в межледниковое время). Центральная постройка — голоценовая. В настоящее время вулкан не проявляет никаких признаков активности.

Пик Прево расположен в средней части острова — в 16 км к юго-западу от Пика Уратман — у южного окончания хребта Олений. Этот вулкан образует красивый, очень правильный изолированный усеченный конус, профиль склонов которого имеет характерную форму логарифмической кривой. Японцы ставили Пик Прево по красоте в один ряд с прославленным вулканом Фудзи-Яма, называя его Симусиру-Фудзи, т. е. Фудзи о-ва Симушир.

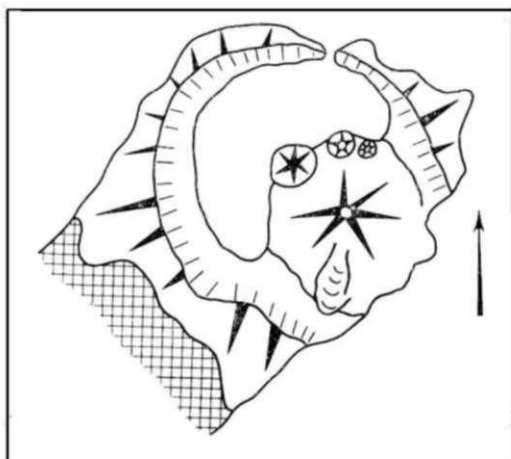


Рис. 41. Схема строения вулкана Уратман (Условные обозначения см. на рис. 9)

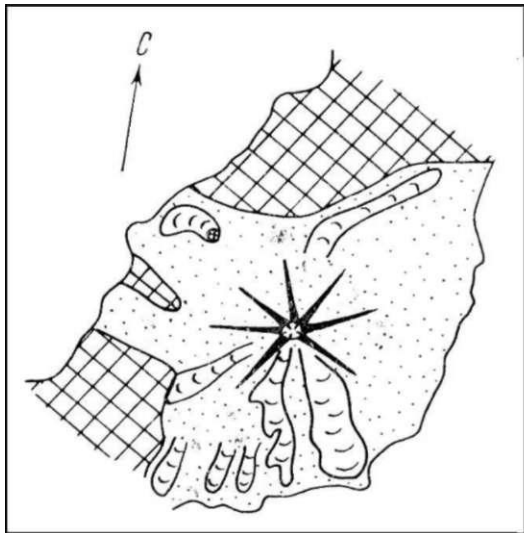


Рис. 43. Кратер Пика Прево

Рис. 42. Схема строения Пика Прево
(Условные обозначения см. на рис. 9) 8*



Конус возник у восточного подножия хребта Олений, и поэтому восточные склоны вулкана, развиваясь беспрепятственно, распространились вдоль побережья Тихого океана на 11 км. К западу лавы и пирокластические продукты Пика Прево стали распространяться только тогда, когда конус достиг уже довольно значительной высоты и «перевалил» через отроги хребта Олений, которые достигают здесь высоты 400—500 м. Поэтому вдоль берега Охотского моря породы Пика Прево распространены всего на 4 км, да и то прерываются выступом фундамента (рис. 42).

Кратер вулкана несколько удлинен в широтном направлении и имеет размеры 450 X 660 м. Гребень его на юге понижен, а на северо-востоке достигает наивысшей отметки в 1361 м.

В кратере расположен небольшой замкнутый внутренний конус в виде невысокого кольцевого вала, сложенного пирокластическим материалом. На его вершине находится глубокий воронкообразный кратер диаметром 350 м, переходящий ниже в отвесный колодец диаметром около 200 м (рис. 43). В вертикальных стенках колодца видно чередование слоев лавы и пирокластического материала, а на дне его находится небольшое кратерное озеро.

Верхняя часть конуса покрыта плащом шлаков, из-под которых выступают гребешки лавовых потоков. В нижней части склонов лавовые потоки проступают более отчетливо и местами, особенно в южной части, имеют очень свежий вид. Мыс Васина и другие мысы Тихоокеанского побережья, а также мыс Полянского на Охотском берегу сложены лавами Пика Прево; длина лавовых потоков достигает 4—5 км. В западной части подножия вулкана имеются два небольших побочных конуса с сильно заросшими языками лавовых потоков длиной несколько более 1 км. Эти конусы являются не очень молодыми, и потоки Пика Прево их обтекают. Возраст всей постройки — послеледниковый.

Лавы и пирокластита Пика Прево — базальты. Во вкрапленниках представлены основной Лабрадор и лабрадор-битовнит № 65—72, оливин часто с опацитовой каймой, крупные кристаллы авгита, также с каймой. Структура основной массы — интерсертальная и гиалиновая.

В настоящее время вулкан не проявляет признаков активности, но в недавнем прошлом он был весьма активным. Так, в 60-х годах XVIII столетия произошло бурное извержение, по-видимому, с раскаленными шлаковыми потоками, которые выжгли всю растительность у подножия конуса. Более слабые извержения происходили в первой половине XIX столетия. В последующее время вулкан хранил покой, только в июне 1914 г. отмечена фумарольная активность.

В настоящее время Пик Прево не проявляет даже следов фумарольной деятельности, но возможность сильных извержений здесь весьма вероятна.

Вулкан Иканмикрт находится на побережье Тихого океана в непосредственном соседстве с Пиком Прево. Это — потухший и уже сильно разрушенный конус. Его высота достигает 645 м; на вершине расположены глубокие рытвины, а юго-восточная часть обрезана обрывами высотой в несколько сот метров. Вулкан Иканмикот возник после первого оледенения и предположительно относится к межледниковому времени.

Кальдера Заварицкого расположена в южной половине острова, на расстоянии 15 км от Пика Прево, образуя третий с севера горный массив. Это — весьма сложный вулкан, в строении которого участвуют две соммы и частично взорванный центральный конус с кальдерой, заполненной озером (рис. 44). Во внутренней кальдере расположены современные эруптивные аппараты. В фундаменте первой соммы обнажаются третичные породы.

Первая сомма сохранилась только частично в виде полукольца в южной части вулкана. Гребень соммы достигает высоты

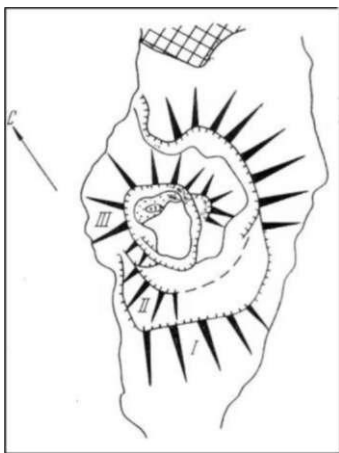


Рис. 44. Схема строения кальдеры Заварицкого

I — первая сомма; II — вторая сомма; III — центральный конус с современной кальдерой

(Условные обозначения см. на рис. 9)

450—500 м и на северо-востоке подходит к гребню второй соммы. Северная часть первой соммы не сохранилась; не исключена возможность, что возвышенность между северо-восточной частью второй соммы и вулканом Иканмикот представляет остатки северной части первой соммы. Диаметр первой кальдеры достигал, по всей вероятности, 10 км.

Внешний склон первой соммы хорошо сохранился на юго-западе. В верхней части он имеет крутизну около 15° и всего лишь 2—3° -- в нижней, где он полого спускается к узкому перешейку Косточко, отделяющему кальдере Заварицкого от массива вулкана Мильна. Верхняя половина склона прорыта многочисленными небольшими узкими

долинками, сливающимися внизу в несколько больших, широких долин. Здесь имеются следы нескольких сильно деформированных трогов первого оледенения. Западная часть первой соммы обрезана сбросом, и с высоты 520 м идет крутой обрыв к Охотскому морю. В нижней половине этого обрыва обнажены остатки третичного вулкана, а на востоке, около 300 м над ур. м., древний эродированный стратовулкан несогласно перекрыт полого залегающей свитой мощных потоков первой соммы. Подножие юго-восточного склона сильно разрушено морской абразией, и к Тихому океану спуска-ются крутые обрывы до 200 м высотой.

Внутренний склон соммы круче внешнего. В крайней западной части разница высот между гребнем соммы и седловиной (атрио), которая разделяет первую и вторую соммы, составляет 350 м. К востоку разность высот постепенно уменьшается. Здесь, в атрио, имеются признаки ледниковой деятельности; ледник спускался в западном направлении.

Сложена первая сомма преимущественно лавовыми потоками состава от андезита до базальта и подчиненным количеством пирокластического материала.

Пироксеновые андезиты содержат вкрапленники зонального плагиоклаза (лабрадор-битовнит № 70 в ядре, андезин-лабрадор № 50 — во внешней зоне) и авгита. Основная масса микролитовая с небольшим содержанием стекла. Микролиты представлены андезином № 40 и авгитом.

Андезито-базальт серийно-порфировой структуры, во вкрапленниках содержит зональный плагиоклаз (лабрадор-битовнит № 70 в ядре и Лабрадор № 55 в краевой части) и гиперстен. Основная масса микролитовой структуры сложена андезин-лабрадором № 53 и большим количеством авгита.

В базальте определены вкрапленники битовнита № 75 и авгита, изредка — гиперстена. В микролитовой основной массе — Лабрадор № 60 и много авгита.

У наивысшей западной точки гребня соммы обнажена дайка афирового базальта. Структура породы пилотаксовая, в микролитах обнаружены оливин, плагиоклаз и авгит. Вся поверхность первой соммы покрыта чехлом обломочного материала, более грубого на гребне и внутренних склонах и более мелкого — на внешних склонах. По ряду данных, этот рыхлый материал связан с относительно недавними взрывами центрального конуса и генетического отношения к первой сомме не имеет. Вторая сомма сохранилась гораздо лучше и представляет почти полное кольцо, разорванное только на северо-западе. Гребень второй соммы имеет наименьшую высоту (425 м) в западной части, к востоку он постепенно повышается; в юго-восточной части расположена наивысшая отметка гребня и всего вулкана — 624 м. Далее к северу гребень вновь несколько понижается (до 500—580 м). В южной части гребень второй соммы перепилен долинами

трех ручьев. По крайней мере, две из трех долин являются старыми, уже деформированными трогами, по всей вероятности, второго оледенения.

Диаметр кальдеры второй соммы по современному гребню составляет 7—8 км. Глубина кальдеры в восточной части, где имеется участок плоского атрио, достигает 375—400 м.

Внешний склон на юго-западе почти не переработан эрозией и полого (10—12° в верхней части) спускается к атрио между первой и второй соммами. Относительная высота гребня кальдеры над уровнем атрио не превышает здесь 225 м. Противоположный северо-восточный сектор примыкает к третичному хребтику, протягивающемуся отсюда к конусу Пика Прево (и, быть может, к сильно разрушенным остаткам первой соммы). Восточный склон обрзан высоким (200—300 м) абразионным обрывом.

Как уже упоминалось, северо-западная часть второй соммы разрушена. Оба края разрушенного гребня второй соммы и северо-западный край остатка первой соммы расположены вдоль одной линии северо-западного простирания — линии сброса. По всей вероятности, в кальдере второй соммы до образования центрального конуса была кратерная бухта.

Весьма примечательной особенностью второй соммы является своеобразная «крыша» из плотно спекшихся туфов (игнимбритов), покрывающих гребень и прилегающую часть склонов. Поверх игнимбритов, как и на первой сомме, залегает слой обломочного материала. Игнимбритовая кровля лежит несогласно на подстилающихся слоях, следуя за всеми неровностями рельефа. Слой игнимбритов покрывает не только внешний склон соммы, но местами и внутренний склон кальдеры с падением внутрь ее. Более того, в юго-восточной части второй соммы склоны одной из долин целиком «забронированы» игнимбритовой покрывкой от гребня кальдеры до самого ее дна, с периклинальным падением от наиболее высоких точек гребня наружу и внутрь кальдеры. Эти соотношения бесспорно свидетельствуют о том, что игнимбритовая «крыша» образовалась не только после формирования кальдеры второй соммы, но и после того, как первичный рельеф соммы был в значительной мере изменен эрозионными процессами.

В юго-западной части второй соммы игнимбритовый слой также присутствует, но здесь он перекрыт мощной свитой слоистой пирокластике различного состава, которая связана с эксплозиями в кальдере центрального конуса. По строению вторая сомма является стратовулканом с преобладанием лав в нижней части и пирокластике в верхней. Изученные образцы лав из средней части разреза относятся к пироксеновым андезитам с вкрапленниками зонального андезина (до № 48 в ядре и до № 35 — в краевой части), гиперстена и подчиненного ему авгита. Иногда моноклинный пироксен исчезает, и порода может быть названа гиперстеновым андезитом. Основная масса имеет пилотакситовую или гиалопилитовую структуру, Микролиты авгита и андезина № 35 присутствуют в разных пропорциях. Пирокластика верхней части второй соммы относится в большей части к дацитовой пемзе. В витрофиртовую пористую основную массу погружены редкие вкрапленники кислого плагиоклаза и еще более редкие — пироксенов и роговой обманки. В некоторых горизонтах пемз наблюдается очень слабое спекание отдельных кусков между собой. По всей вероятности, дацитовые пемзы связаны с процессами образования второй кальдеры.

Центральный конус, возвышавшийся когда-то во второй кальдере, был в ходе развития вулкана в значительной мере уничтожен; сохранился только его северный участок, охватывающий в виде полукольца прилегающую часть внутренней, третьей кальдеры.

Западный и северо-западный склоны центрального конуса через про-, рыв внешней кальдеры спускаются к берегам Охотского моря, образуя прихотливо изрезанную линию берега с характерными пальцеобразными выступами лавовых потоков. Северо-восточный и юго-западный склоны подходят к стенке внутренней кальдеры, образуя узкие коридоры атрио, спускающиеся к северо-западу — к морю. В юго-восточном направлении атрио расширяется до 1,5—2 км, и здесь, на востоке, на высоте 250 м, расположена плоская равнина размером 2x4 км.

Склоны конуса имеют обычный для стратовулканов «профиль логарифмической кривой» с уклоном свыше 30° вверх и до 8—10° у основания. Поверхность склонов покрыта радиальной системой многочисленных, но очень мелких рытвинок, как бы зачаточных барранкосов. К Охотскому морю обрывается невысокий (10—20 м) абразионный уступ, в котором обнажены лавы, перекрытые несколькими слоями пирокластике.

Стенки внутренней кальдеры, врезанной в центральный конус, обнажают в северной части слоистую структуру типичного стратовулкана с некоторым преобладанием пирокластического материала над лавами. Слоистая толща пересечена многочисленными вертикальными дайками переменного сечения, с раздувами и апофизами. Одна из даек оканчивается остатками побочного шлакового конуса, перекрытого последующими слоями лав и пирокластике центрального конуса.

В обрывах юго-западной части кальдеры, более удаленной от центрального конуса, пирокластический материал явно преобладает над лавами. Здесь же обнажается многослойная толща посткальдерной пирокластике. В верхней части внутренней кальдеры почти всюду обнажен слой сильно спекшихся туфов, местами переходящий в лавоподобные реоигнимбриты.

Состав пород центрального конуса варьирует в чрезвычайно широких пределах: от базальтов до дацитов.

Среди базальтов встречаются как афировые, так и порфиоровые разновидности. Первые представляют сильно пузыристые породы с гиалопилитовой структурой. В порфиоровых разновидностях присутствуют вкрапленники Лабрадора № 60, оливина и авгита; основная масса имеет интерсертальную структуру с авгитом и стеклом в интерстициях микролитов плагиоклаза.



Рис. 45. Кальдера Заварицкого (до извержения 1957 г.)

Более распространены пироксеновые андезиты и андезито-базальты: авгитовые, гиперстеновые или двупироксеновые. Вкрапленники плагиоклаза имеют обычно состав Лабрадора № 55—65; в некоторых лавах изредка встречается оливин. Базис породы имеет гиалопилитовую, а в более основных разновидностях — микролитовую структуры. Дайки имеют различный состав. Одна из них (в северо-восточной части кальдеры) имеет состав афирового андезита. Основная масса пилотакситовой структуры с микролитами плагиоклаза и авгита; крайне редко встречаются вкрапленники андезин-лабрадора № 50.

Посткальдерные породы представлены преимущественно диацитовыми пемзами. Встречаются также бомбовые и шлаковые горизонты андезитового и андезито-базальтового состава.

Внутренняя кальдера захватила не только вершинную часть центрального конуса, но и южное подножие его и прилегающую часть атрио, вплоть до склона внешней кальдеры. В связи с этим гребень кальдеры от наивысшей точки центрального конуса (484 м) спускается по направлению к югу на 230 м и, достигая уровня дна атрио, исчезает. Южная половина кальдеры врезана в виде провала прямую плоскую равнину атрио (рис. 45).

В плане внутренняя кальдера имеет очертания прямоугольного треугольника 3,5 км длиной с севера на юг, 2,5 км шириной в северной части и 1—1,5 км — в южной. Внутренние стенки кальдеры очень крутые, местами отвесные и даже нависающие в виде карнизов.

В западной части кальдеры участок гребня протяжением около 1 км вместе с прилегающей полосой внешнего склона опустился приблизительно на 100 м по относительно свежему оползню, образовав на крутом внутреннем склоне кальдеры длинную, узкую террасу. На противоположном склоне расположен другой, более старый (по виду) оползень, имеющий форму полукруга диаметром около 1 км с амплитудой опускания около 150 м. К нему примыкает след еще одного намечающегося оползня, который тянется до южного края кальдеры.

В этих явлениях оползания отдельных участков стен нельзя не усматривать отголосков кальдерообразующих процессов. Можно считать кальдеру Заварицкого «живой», еще продолжающей свое формирование.

На дне кальдеры расположено оз. Бирюзовое. Отметка уровня кальдерного озера в 1958 г. составляла, по данным нашего барометрического нивелирования, 40 м, а глубина его, по измерениям К. К. Зеленова, достигала 70 м. Таким образом, дно кальдеры располагается на 30 м ниже ур. м., а глубина ее от наивысшей отметки гребня составляет 515 м.

Морфологический анализ, ряд геологических и тектонических данных, расположение фумарольных полей, характер распределения глубин в кальдерном озере и результаты магнитометрических измерений приводят к заключению, что внутренняя кальдера образовалась в результате взрыва по эксплозивному рву меридионального простирания с последующим расширением за счет обрушения его стен.

История формирования этого сложного вулкана рисуется довольно четко, особенно на последних стадиях. В позднем плиоцене или раннем плейстоцене³¹ на третичном фундаменте возник обширный щитовидный вулкан, на вершине которого затем образовалась кальдера диаметром до 10 км. Впоследствии склоны этого кальдерного вулкана были сильно эродированы, и северный участок массива был целиком или почти целиком разрушен. В межледниковое время в этой древней, разрушенной кальдере образовался внутренний конус, который к концу межледникового периода перешел в стадию мощных эксплозивных извержений и, в свою очередь, превратился в кальдерный вулкан (вторая сомма) с кальдерой 7—8 км в диаметре. Второе оледенение оставило заметные следы; в частности, образовались трюги на внутреннем склоне кальдеры.

В начале послеледникового времени северо-западная часть постройки была по сбросу опущена под уровень моря, а во второй кальдере образовалась кальдерная бухта. Затем в полости кальдеры вырос центральный конус. Между восточной стенкой кальдеры и конусом осталось плоское атриум, а западные склоны центрального конуса вышли за пределы кальдеры и достигли берега моря. Продолжающиеся тектонические подвижки образовали на глубине под центральным конусом ослабленную зону, в которую от центрального канала внедрилось мощное дайкообразное тело, вызвав-

²¹ Остатки первой соммы, по данным В. А. Бернштейна, имеют обратную намагниченность.

шее гигантский взрыв. Этот взрыв разрушил южную часть центральной постройки и образовал удлиненную кальдеру. Начальный взрыв выбросил очень горячий материал, который, выпав в окрестностях эксплозивного рва, был хотя и рыхлым, но еще пластичным и способным к спеканию. Образовалась та характерная «крыша» игнимбрита, о которой говорилось при описании второй соммы.

После образования кальдеры из эксплозивного рва продолжались извержения и в окрестностях кальдеры, включая первую и особенно вторую сомму, отложились мощные слои пирокластики, преимущественно пемзовой.

На одном из этапов развития кальдеры образовалось постоянное кальдерное озеро, причем уровень его значительно отличался от современного. Поверх слоев пемзовой пирокластики, на высоте 190 м над современным уровнем озера, лежит слой грубого аллювия, а ближе к озеру, на высоте 140 м над его уровнем, залегает свита озерных туффитов, прислоненных к пемзам. Эти породы лежат в верхней части почти горизонтально, ниже - круто, под углом до 60°, падают в сторону озера, а вблизи современного уровня озера уменьшают угол падения. Эти данные свидетельствуют о том, что уровень первичного кальдерного озера на 200 м превышал уровень моря. Все долины впадающих в озеро ручьев являются висячими и обрываются к озеру с высоты около 150—200 м.

Дно озера располагалось приблизительно на уровне современной его поверхности. Образование первичного озера совпало с довольно длительным ослаблением вулканической активности; была разработана речная сеть, уравновешенная с базисом эрозии (уровнем озера), и сформировалась мощная толща озерных отложений.

После длительного перерыва вновь произошел мощный взрыв, осушивший озеро и сильно углубивший кальдеру (на 50—60 м) вдоль эксплозивного рва. Кальдера вновь перешла в состояние бурной активности, и поверх древнего аллювия и озерных осадков отложилась новая серия слоев пирокластики.

После вторичной стадии активности кальдеры наступило новое ослабление ее деятельности. Образовалось современное кальдерное озеро, и вулканическая активность проявлялась уже не по всей полости кальдеры, а ограничивалась только ее северной частью. Арена современной эруптивной деятельности практически совпадает с местом кратера разрушенного центрального конуса. Почти уничтоженный центральный конус как бы вновь пробудился.

Вулканическая деятельность во внутренней кальдере меняла очертания кальдерного озера, хотя и не в такой мере, как в более древний период. К сожалению, недавние извержения здесь оставались незарегистрированными, и о них можно судить только по косвенным данным.

На японских топографических картах съемки 1916 г. у северного берега кальдерного озера в виде полуострова был показан небольшой, около 500 м в диаметре, шлаковый конус с полностью замкнутым кратером. На картах конца 30-х годов нашего века в кальдере отмечен прежний шлаковый конус с разрушенным кратером и к востоку от него — новый

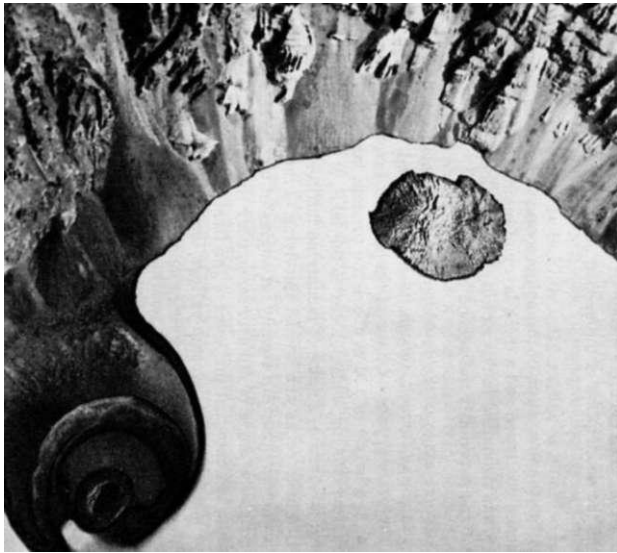


Рис. 46. Северная часть кальдеры Заварицкого (до извержения 1957 г.)

островок. Это позволило нам высказать предположение, что после 1916 г. в кальдере произошло извержение с образованием нового купола. В последующее время нам стала известна статья японского автора Харада (1934), который обнаружил эти изменения в 1931 г. Таким образом, извержение произошло, скорее всего, в 20-х годах. Мы имели возможность видеть его последствия в 1954 г. Южная часть старого шлакового конуса оказалась разрушенной, диаметр кратера составлял 350 м, дно — 250 м. Приблизительно в центре разрушенного кратера возвышался миниатюрный, овальный в плане экструзивный купол размером всего 100 X 140 м. Вершина купола имела неглубокий, пологий кратер опускания, ограниченный узкой кольцевой трещиной. Две низкие песчаные косы соединяли купол со стенками кратера, отгородив от существовавшей ранее миниатюрной кратерной бухты небольшое кратерное озеро. В 500 м к востоку от шлакового конуса в виде острова располагался второй купол («новый остров», по Харада) размером 200— 300 м. От берега кальдерного озера этот купол отделялся проливом всего в 40 м шириной (рис. 46). Последующие исследования показали, что этот купол - эффузивный. Таким образом, в 20-х годах нашего столетия извержением была разрушена часть шлакового конуса, а затем в его кратере был выдавлен небольшой купол, рядом образовался еще один купол.

В ноябре 1957 г. в кальдере Заварицкого произошло первое зарегистрированное извержение. Судя по наблюдениям очевидцев, а также результатам нашего изучения в 1958 г., общую картину этого извержения можно представить себе в следующем виде: извержение началось 12 ноября 1957 г. в шлаковом конусе или в непосредственной близости от него. Первые один-два дня взрывы имели вулканский характер. Видимо, в это время шлаковый конус был целиком разрушен. В ночь с 13 на 14 ноября извержение приняло характер мощных стромболианских взрывов. За период с 14 по 18 ноября было выброшено огромное количество рыхлого материала, который заполнил северную треть кальдеры. Возможно, в это время был образован новый шлаковый конус, следы которого сохранились в виде широкого кольцевого вала. Затем наступило ослабление деятельности, длившееся одну неделю. 28 ноября последовала серия очень сильных взрывов, при которых новый конус был разрушен. После окончания главной, стромболианской фазы извержения на поверхности появилась близкая по составу, но более вязкая лава, которая выдавилась в виде экструзивного купола. Затем юго-восточная часть купола была прорвана потоком глыбовой лавы. На этом в первых числах декабря 1957 г. извержение закончилось.

В результате извержения на поверхности центрального конуса и в атрио отложился слой пепла и мелких шлаков мощностью до 10 см. Рас-



Рис. 47. Купол и поток 1957 г.

тельность (мелкий кустарник) в восточной части атрио на расстоянии до 500 м от края кальдеры (2,5 км от пункта извержения) была уничтожена. На

склоны конуса было выброшено большое количество воды из кальдерного озера и образовались мощные потоки (лахары). Северная треть кальдерного озера оказалась засыпанной продуктами извержения, и очертания озера совершенно изменились (см. рис. 47). Длина озера сократилась на целый километр. Восточный купол причленился полосой свежей пирокластик к берегу. Вдоль всего вновь образовавшегося северного берега, на протяжении более 1,5 км, поднимались паровые струи, а температура воды у берега оказалась повышенной и в районе нового эруптивного центра приближалась к точке кипения. Здесь в озеро втекал горячий ручей. Образовавшаяся в кальдере плоская, с пологим наклоном к югу равнина длиной около 2 км и шириной до 1 км покрыта многочисленными шлаковыми бомбами размером до 1—2 м. На месте прежнего шлакового конуса образовался новый экструзивный купол диаметром 350 м и высотой 40 м, к юго-востоку от купола оттягивается короткий — в 300 м — язык лавового потока.

Все продукты извержения 1957 г. являются пироксеновыми андезитами и отличаются только в деталях.

Бомбы сложены шлаковатым двупироксеновым андезитом с вкрапленниками Лабрадора № 56, гиперстена и авгита; пироксены часто образуют гломеропорфировые сростки. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру; плагиоклаз в микролитах — андезин № 47.

Лавы купола отличаются от бомб только отсутствием пустот и микролитовой основной массой с небольшим количеством стекла. Микролиты плагиоклаза в основной массе — андезин-лабрадор № 50.

Породы лавового потока заметно отличаются от предшествующих пород. Это — пироксеновый андезит с преобладанием вкрапленников Лабрадора № 58—65 и авгита, с небольшим содержанием гиперстена и единичными зернами оливина. Если судить по оптическим константам, то содержание железа здесь меньше, чем в породах купола. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру с микролитами андезин-лабрадора № 50.

В ходе извержения 1957 г. наблюдается некоторое увеличение основности пород, что выражается в смене минерального и химического составов (от 58,8 до 56,5% SiO₂).

В настоящее время на куполе продолжается фумарольная деятельность, кроме того, действовавшие до извержения гидросольфатары у южного побережья озера не прекратили свою деятельность и поныне.

Вулкан Мильна формирует юго-западную часть о-ва Симушир (рис. 48). Это — вулкан типа Сомма-Везувий. В фундаменте вулкана залегают сильно измененные лейкократовые лавы, которые, если судить по остаточной обратной намагниченности (данные В. А. Бернштейн), являются верхнетретичными. На них с угловым несогласием налегают лавы соммы вулкана.

Сомма — довольно обширный стратовулкан, диаметр основания которого достигает 10 км. На вершине расположена открытая к югу кальдера диаметром около 3 км. Неровный, «рваный» гребень амфитеатра кальдеры достигает максимальной отметки в 1490 м.



Рис. 48. Схема строения вулканов Мильна (I) и Горящая Сопка (II)

(Условные обозначения см. на рис. 9)

Склоны вулкана промыты узкими глубокими ущельями и сильно заросли непроходимым кустарником, особенно в нижней части. Поверхность лавовых потоков не сохранилась; однако расположение речных долинок и ущелий, по-видимому, в основном, контролировалось положением лавовых потоков. По этому признаку выделяется более древняя, сильно эродированная постройка, несколько выровненная последующей деятельностью.

В вершине северо-восточного склона имеется обезглавленный кальдерой трог, а на юго-западном склоне — глубокий кар. Остальные склоны не имеют следов ледниковой эрозии, однако кальдера, по-видимому, являлась ледосбором, и весь юго-восточный склон подвергся интенсивной ледниковой экзарации. В устье амфитеатра кальдеры лежат морены.

Северо-западная часть соммы обрезана сбросом, который протягивается сюда от кальдеры Заварицкого. С этой стороны сомму ограничивают огромные крутые обрывы высотой до 200—300 м. Как и в других подобных случаях, сброс хорошо фиксируется также и расположением подводной террасы.

В кальдере вулкана Мильна возвышается небольшой центральный конус (рис. 49). Его лавовые потоки спускаются к юго-востоку на 4—5 км и достигают берега моря. Кратер конуса запечатан экструзивным куполом, который является наивысшей точкой вулкана и всего острова (1540 м).

Лавы соммы и центрального конуса вулкана Мильна сложены пироксеновыми андезито-базальтами и андезитами. Они довольно сходны, но отличаются составом плагиоклаза и структурой основной массы.

Моноклинный и ромбический пироксены встречаются в тех и других породах. В андезито-базальтах плагиоклаз принадлежит к Лабрадору № 63—65,



Рис. 49. Вулкан Мильна

структура породы — микролитовая. В андезитах плагиоклаз несколько кислее — № 60, а структура породы гиалопилитовая. В микролитах определяется андезин-лабрадор № 48—55.

Вершинная экструзия сложена пироксеновым андезитом. Во вкрапленниках — Лабрадор № 55—58, много гиперстена, обычно с опацитовой

каймай; авгит также по краям изменен. Структура породы — андезито-вая, микролиты плагиоклаза относятся к андезин-лабрадору № 48—50.

История формирования вулкана такова: вулкан возник в нижнечетвертичное время на третичном фундаменте. Он подвергся эрозии во время первого оледенения, но последующая деятельность «залечила» следы экзарации. Вулкан действовал и в межледниковое время, и в период всего второго оледенения. Поэтому следы второго оледенения на склонах незначительны. Кальдера образовалась в период второго оледенения. После кальдерообразования деятельность вулкана прекратилась, а вновь возникшая кальдера послужила мощным центром оледенения.

В послеледниковое время в кальдере возобновилась деятельность, сформировавшая центральный конус с его потоками и куполом, а северозападная часть соммы была опущена по сбросу. Возможно, этот сброс привел к прекращению активности центрального конуса. К сожалению, в нашем распоряжении нет фактов, которые могли бы установить возраст сброса и последних извержений центрального конуса. Не исключено, что вулкан Мильна является лишь «уснувшим», и еще возможны его извержения.

Горящая сопка — последний вулкан о-ва Симушир, тесно примыкающий с северо-запада к сомме вулкана Мильна. В работах предшественников Горящая Сопка рассматривалась как побочный кратер последнего, в действительности же она — самостоятельный сложный вулкан типа Сомма-Везувий.

Сомма Горящей Сопки возникла на линии сброса, отсекающего часть соммы вулкана Мильна, о котором говорилось выше. Поэтому конус Горящей Сопки мог свободно распространяться только в северо-западном направлении, а на юго-востоке он тесно примыкал к склонам соммы вулкана Мильна. В дальнейшем северная часть первоначального конуса Горящей Сопки была уничтожена, по-видимому, мощным направленным взрывом. В настоящее время сохранился только западный сектор конуса и его часть, непосредственно примыкающая к вулкану Мильна. Амфитеатр древнего кратера, сильно деформированный последующей интенсивной эрозией, имеет очень крутые, обрывистые, а местами и совершенно отвесные внутренние стены. Наивысшая точка соммы — гора Игла — достигает 1320 м над ур. м. От склонов соммы вулкана Мильна она отделена узкой, неглубокой седловиной всего около 100 м глубиной (рис. 50).

В амфитеатре соммы эксцентрично, со сдвигом к северо-западу, поднимается большой экструзивный купол; диаметр его основания — около 1 км, абсолютная высота 890 м (относительная — около 300—400 м), Сдвоенная вершина, разделенная небольшой седловинкой (два тесно слившихся купола), окружена венцом скалистых гребней, переходящих ниже в рыхлую агломератовую мантию. В северную часть вершины врезан небольшой эксплозивный кратер, от восточной части гребня которого к северо-востоку спускается небольшой, очень свежий поток лавы последнего извержения. Еще один миниатюрный купол расположен к северо-востоку от главного под обрывом соммы Мильна.

Многочисленные, частью очень свежие лавовые потоки выступают из-под мантии купола из запечатанного ныне лавового кратера. Часто несколько потоков шли по одному и тому же руслу, оставив по три — пять, а иногда и более, параллельных бортовых валов. Несколько потоков, идущих в северо-восточном направлении, спускается очень эффектным широким лавопадом по крутому уступу и, протягиваясь на 3 км, немного не доходят до моря у китокомбината Скалистый. Ряд потоков тянется к западу на 3,5 км, образуя у берега моря несколько высоких лавовых мысов (Аронт, Птичий и др.). Все северное побережье вулкана образовано более старыми потоками; среди них можно наметить, по крайней мере, две разновозрастных генерации.

Лавы купола и потоков очень похожи; это — двупироксеновый андезит с вкрапленниками Лабрадора № 55—65, авгита и гиперстена. Последний встречается часто с опацитовой каймой, или каймой авгита. Изредка встречаются зерна оливина. Структура основной массы — гиалопилитовая.

Рис. 50. Горящая сопка.



О деятельности Горящей Сопки до середины XIX столетия сведений не имеется. Первое зарегистрированное извержение произошло в июне 1842 г.; оно знаменовало новый цикл деятельности и, вероятно, было очень сильным. Известно извержение также в 1849 г. В сентябре 1881 г. капитан Сноу наблюдал излияние многочисленных лавовых потоков. По всей вероятности, в это время купола еще не было. Возможно, он образовался в 1883 г. как конечная стадия извержения 1881 г. Образование последнего лавового потока и эксплозивного кратера на вершине произошло позже, но когда — неизвестно. Имеются только упоминания о слабых эксплозиях в 1914г. и в 1944г. (?) В настоящее время в эксплозивном кратере, на вершине купола и у его основания с юга продолжается довольно слабая фумарольная деятельность.

Строение вулканов Центральных Курильских островов достаточно разнообразно — от одиночных конусов до сложных кальдерных построек с многофазными центральными постройками. Иногда совершенно различные по строению вулканы расположены по соседству.

Среди пород преобладают двупироксеновые андезиты и андезито-ба-зальты, но имеются и чисто базальтовые конусы (Райкоке, Пик Прево). На некоторых вулканах (особенно Ушишир) встречены роговообманковые андезиты. В истории отдельных вулканических центров намечается небольшое постепенное увеличение кислотности, но такая тенденция часто нарушается после образования

кальдер, когда центральные постройки вновь становятся более основными.

Южные Курильские острова

Пролив Буссоль, самый широкий (65 км) и самый глубокий (более 2000 м) среди всех Курильских проливов, разделяет Центральные и Южные Курилы. В состав южной группы входит два мелких острова (Черные Братья) и три крупных (Уруп, Итуруп и Кунашир).

В южную группу входит примерно половина всех вулканов Курильской гряды: всего 80—85 вулканов, в том числе 55 голоценовых, 16 из которых относится к категории действующих.

В этом же разделе будет описан о-в Броутона, входящий в Западную зону, но географически примыкающий к южным островам. С него мы и начнем наше описание.

Остров Броутона

Остров Броутона расположен на расстоянии около 20 км к северо-западу от о-ва Чирпой. По форме он напоминает ромб размером 2,5 X 4 км и площадью 8 км².

Это — потухший вулкан с остатками кратера на вершине. Сохранилась западная половина гребня кратера; наивысшая точка его достигает 800 м. Диаметр кратера составляет приблизительно 750 м. Восточная часть острова более крутая, обрывистая, и с этой стороны кратер разрушен. Западные склоны также сильно эродированы и обрываются к морю высокими уступами (рис. 51).

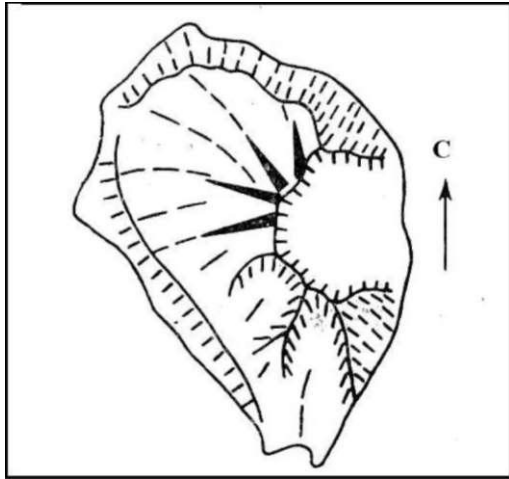


Рис. 51. Схема строения вулкана Броутона
(Условные обозначения см. на рис. 9)

Породы острова — базальты с вкрапленниками Лабрадора, авгита и гиперстена. Присутствуют также сильно измененный оливин. Структура основной массы — гиалопилитовая.

Вокруг острова имеется обширная подводная терраса, что устанавливает плейстоценовый возраст вулкана.

Острова Черные Братья

В группу островов Черные Братья входят два небольших острова — Чирпой и Брат Чирпоев. Северный остров группы — о-в Чирпой имеет в плане форму неправильного параллелограмма размером 3,5 x 6 км.

Пролив Быстрый шириной всего в 2,7 км отделяет от Чирпой остров Брат Чирпоев. Последний имеет форму треугольника размером 4x5 км. Несмотря на свою небольшую величину, оба острова являются довольно сложными вулканическими сооружениями (рис. 52).

Прежде чем перейти к описанию вулканов этих островов, следует сказать несколько слов о подводном рельефе: к юго-востоку от обоих островов, на расстоянии 7—8 км, протягивается подводная терраса, а с северо-запада вплотную к островам подходят глубины в несколько сот метров. Очевидно, здесь, как и на некоторых других островах, проходит сброс; этот сброс «задевает» и вулканический массив о-ва Чирпой. Пролив Быстрый между обоими островами группы при малой ширине (менее 3 км) имеет довольно значительную глубину; его отметки достигают 200 м и более. По всей вероятности, острова разделены грабеном, поперечным к общему простиранию дуги. Всего на островах Черные Братья можно насчитать пять вулканов (четыре — на Чирпое и один — на Брате Чирпоя); три из них относятся к голоцену и к действующим.

Остров Чирпой представляет собой вулканический массив, состоящий из четырех тесно слившихся вулканов. Узкая песчаная коса соединяет с островом узкий, длинный п-ов Лапка. В высоких, до 150 м, обрывах обнажаются лавы и пирокластические породы — остаток какого-то древнего вулкана. К югу от п-ова Лапка тянется узкая полоса относительно малых глубин (менее 100 м), которая как бы намечает далее к югу узкий гребень, отделенный от острова полем больших глубин (170—300 м). Полуостров Лапка вместе с этим гребнем малых глубин намечает как бы часть большой кальдеры, южная и западная части которой обрезаны сбросами. Диаметр этой кальдеры очень грубо может быть оценен в 6—8 км. Сам же о-в Чирпой, быть может, следует рассматривать как сложный центральный конус. Здесь необходимы специальные промерные работы. В районе п-ова Лапка в береговой гальке обнаружены грани-тоидные породы (находки Г. Е. Богоявленской). Возможно, здесь очень неглубоко залегает третичный фундамент, многочисленные обломки которого были выброшены при кальдерообразующем взрыве, как это имело место на кальдере Тао-Русыр (о-в Онекотан).

На самом о-ве Чирпой, как уже говорилось, имеется четыре конуса; все они тесно примыкают друг к другу.

Первый с севера конус — Чирпой (691 м) — с северо-запада разрушен сбросом; прикратерная часть на востоке, так же как и восточная половина конуса, сохранилась, однако склоны конуса довольно сильно эродированы. Второй конус, примыкающий с юго-запада к первому, оборван сбросом еще сильнее, и от него сохранился только небольшой участок южного склона. Сброс, обрезавший вулканы, опустил здесь также и 140-метровую подводную террасу, связанную по времени со вторым оледенением, т. е. сброс является раннеголоценовым, а два конуса, о которых сейчас говорилось, — скорее всего, межледниковые по возрасту.

Два других конуса — Черного и Сноу — современные (рис. 53).

Кратер Черного расположен в центре острова и от конуса Чирпой отделен небольшой седловиной. Конус Черного образует ровный сильно усеченный конус с хорошо выраженным кратером на вершине. Диаметр кратера 330 м, гребень его ровный, без заметных выемок или выступов, лишь с общим небольшим подъемом к северу. Наивысшая точка гребня достигает 624 м над ур. м. Внутренние стенки кратера имеют вид крутой воронки с углом склонов около 60°; на глубине 150 м расположено плоское дно диаметром в 150 м.

Склоны конуса ровные, без выделяющихся эрозионных рытвин. Поверхность конуса покрыта светлой пирокластикой, местами видны лавовые потоки, сильно засыпанные в истоках пеплом. Некоторые

потоки, быть может, вытекали из лавовых бокк на склонах. Большой широкий поток спускается из кратера по западному склону и достигает берега Охотского моря.

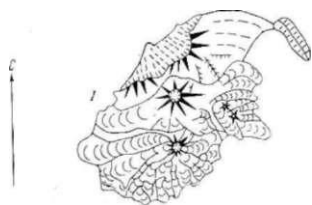


Рис. 52. Схема строения вулканов Чирпой (I) и Брат Чирпоев (II)

1 — вулкан Черного; 2 — вулкан Сноу
(Условные обозначения см. на рис.9)



Рис. 53. Вулканы острова Чирпой, слева направо: Чирпой, Черного и Сноу

Ряд потоков стекал по восточному склону. Самый длинный поток, до 3 км, спускается по северному склону, а затем по седловине с конусом Чирпой к востоку и, доходя до берега океана, образует заметно выступающий мыс.

У подножия конуса Черного с востока расположены два побочных

кратера; они имеют вид миниатюрных амфитеатров, из которых излились потоки лавы, образовав далеко выступающий в океан мыс Удушливый.

Извержения вулкана Черного известны в 1712 или 1713гг., в 1854 г. и в июле 1857 г. Не исключена возможность, что извержение 1854 г., приписываемое конусу Черного, относится к соседнему конусу Сноу. В настоящее время конус Черного проявляет очень активную сольфатар-ную деятельность. Выходы сольфатар расположены на дне и по стенкам вершинного кратера. Мощная, линейно вытянутая группа сольфатар находится на западном склоне у вершины, определяя наличие закрытой радиальной трещины.

Небольшой конус Сноу расположен у подножия конуса Черного, образуя южную часть о-ва Чирпой. Он имеет вид сильно усеченного конуса; при высоте конуса в 400 м над ур. м. диаметр кратера составляет 300 м. Глубина кратера небольшая, всего около 10 м, а внутренние стенки очень пологие. Кратер имеет вид мелкого блюдца. В северо-восточной части его расположено глубокое колодеобразное жерло диаметром 130 - 140м.

Склоны конуса сложены почти исключительно лавой. Эрозионные формы на склонах отсутствуют, имеющиеся неровности обусловлены только наложением друг на друга отдельных потоков лавы. Темный шероховатый конус Сноу представляет резкий контраст со своим светлым, гладким соседом — конусом Черного.

Конус Сноу очень богат лавовыми излияниями. Многочисленные мощные потоки лавы спускаются по всем направлениям из вершинного кратера и, вероятно, из бокк у основания конуса. Многие потоки достигают берега моря, и вся южная часть острова размером 1 x 3,5 км состоит из слившихся лавовых потоков, имеющих очень свежий вид. Последний поток (1879 г.?) спускается из вершинного кратера в юго-западном направлении, имея в истоках ширину в 300 м, и в 2,5 км от кратера достигает берега моря. Хаотическое нагромождение потоков глыбовой лавы придает южной части острова мрачный, дикий вид, который подчеркивается полным отсутствием здесь какой-либо растительности.

Конус Сноу образовался, по-видимому, после 1770 г. Сотник Черный, очень точно описавший все свои наблюдения, отмечает на о-ве Чирпой только одну «горелую сопку». На этом острове Черный был,

несомненно, довольно продолжительное время, ибо он пишет: «Там на высоком месте, в память моего там бытия, поставлен деревянный крест, с надписанием года, месяца и числа». Это доказывает, что не заметить вулкана он не мог. Первые сведения о существовании этого вулкана и его извержении в июне 1811 г. мы находим у капитана Головнина. Извержение на острове Чирпой было в июне 1854 г., но какой из двух конусов извергался,— неясно. В мае — июне 1879 г. капитан Сноу наблюдал здесь излияние большого лавового потока, который достиг берега моря и образовал новый мыс. 20 октября 1960 г. произошло извержение; на палубу корабля, проходившего в 12 км от вулкана, выпал пепел. В настоящее время наблюдается сравнительно слабая сольфатарная деятельность в жерле.

Современные лавы конусов Сноу и Черного представлены обычными двупироксеновыми андезитами (59—60% SiO₂). На п-ове Лапка — разнообразные породы; среди лав преобладают андезитобазальты. Гребень этого полуострова покрыт слоем дацитового пемзы, видимо, связанной с кальдерным взрывом.

Вулкан Брат Чирпоев также имеет несколько необычное строение. Юго-восточная часть острова представляет собой остаток соммы, остальные части которой уничтожены тектоническими и эрозионными процессами. В обрывах видна моноклиальная серия лав и пирокластики с падением к юго-востоку. Северо-западная часть острова вляется центральной постройкой, состоящей из большого ряда тесно слившихся конусов и кратеров. Все они расположены по дуге окружности, отражая в какой-то мере очертания древней кальдеры, которая имела диаметр около 4—5 км. Крайний юго-западный конус — собственно Брат Чирпоев имеет наибольшие размеры и высоту (752 м). Вершинный кратер диаметром около 250 м напоминает по форме крутую, глубокую воронку. На восточной и западной стене выступают лавы, в других местах — крутые осыпи. Гребень кратера полностью замкнут, но имеет неглубокие выемки в северном и северо-западном секторах. Склоны конуса покрыты сплошным плащом вишнево-красных шлаков. Поточков лавы на поверхности нет, они обнажаются только в разрезах и видны по своеобразным выступам береговой линии. По западному склону от кратера до берега моря спускается глубокая и широкая рытвина типа «шарра».

С востока к этому конусу тесно примыкает более низкий (около 400 м) сдвоенный конус, на вершинах которого кратеры не сохранились. Но в седловинке между двумя вершинами виден небольшой эксплозивный кратер; второй, более обширный кратер расположен в седловине между конусом Чирпой и сдвоенным конусом. Вся эта часть острова покрыта шлаками, но извержения в восточной части острова не ограничивались только эксплозиями. В береговых обрывах и в очертаниях береговой линии видны и лавовые потоки.

В 100 км к северо-востоку от берега острова поднимается небольшой островок Морская Выдра; его диаметр 0,5 км, высота 150 м. Островок этот, по-видимому, представляет древний экструзивный купол.

Лавы и шлаки вулкана Брат Чирпоев относятся к оливин-пироксе-новому базальту. Во вкрапленниках — лабрадор-битовнит и битовнит № 65—75, оливин, авгит. Основная масса — микролитовая и интерсер-тальная в лавах, гиалопилитовая и гиалиновая — в бомбах; микролиты плагиоклаза в основной массе имеют состав андезин-лабрадора № 48.

Извержения этого вулкана в историческое время не зарегистрированы. Однако в своем «Журнале» сотник Черный называет этот остров «горелой сопкой». Это название Черный применял только к вулканам, проявлявшим в его время (60-е годы XVIII столетия) какие-то следы активности. Очевидно, в середине XVIII столетия вулкан Брат Чирпоев проявлял соль-фатарную деятельность. Очень свежий характер кратера и склонов конуса не противоречат и возможности недавних стромболианских извержений.

Остров Уруп

Остров Уруп лежит за одноименным проливом в 30 км от островов Черные Братья. Это — один из наиболее крупных островов гряды. В плане он имеет веретенообразную форму длиной в 120 км при максимальной ширине 20 км, площадь его — 1430 км². Значительным развитием на острове пользуются третичные осадочные породы с остатками флоры, третичные вулканогенные породы и интрузивные гранодиориты. Растительность на острове преимущественно кустарниковая, очень распространены густые непроходимые заросли курильского бамбука. Местами появляются каменная береза и ольха.

По оси острова, по всей его длине от горы Десантной на северо-востоке до окончания хребта Криштофовича — на юго-западе, тянется полоса линейно-гнездовых излияний доледникового возраста.

Эта полоса несколько сдвинута относительно геометрической оси острова к северо-западу. Видимо, поэтому четвертичные лавы нигде не выходят вдоль океанского побережья и занимают довольно значительную часть побережья Охотского моря.

Полоса излияний состоит из пяти «гнезд», разделенных седловинами, где обычно выходят породы третичного фундамента.

Эти «гнезда» следующие: 1) гора Десантная, 2) северная часть хребта Шокальского, от горы Трехглавой до горы Ирина, 3) южная часть хребта Шокальского, от горы Кабан до горы Каврайского, 4) хребет Петра Шмидта и 5) хребет Криштофовича (рис. 54).

Остров подвергся двукратному оледенению, в результате чего все древние вулканические постройки были сильно эродированы. В большинстве случаев древние центры излияний не сохранились.

Позднеплейстоценовая и голоценовая деятельность была более ограниченной и проявилась в тех же районах или рядом с теми же участками, что и раннеплейсто-ценовая, причем, только за одним исключением, поздняя деятельность в известной мере «унаследовала» характер более ранней.

Всего на острове можно насчитать 25 эруптивных центров, из них 14 относится к голоценовому времени и только 2 — к категории действующих.

Ниже даны характерные особенности каждого из «гнезд».

Гора Десантная возвышается на крайнем северо-востоке острова. Это округлый в плане массив четвертичных пород диаметром около 5 км. Массив сильно эродирован, его первоначальная поверхность не сохранилась. Возможно, как и на о-ве Парамушир, этот крайний член вулканического ряда проявлял деятельность скорее центрального, нежели

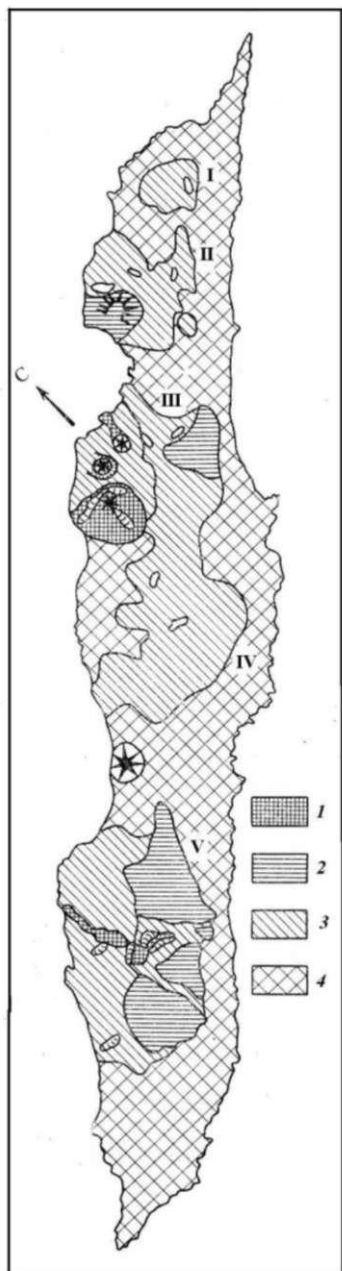


Рис. 54. Схема расположения вулканов о-ва Уруп

I — массив г. Десантной; II — северный участок хребта Шокальского; III — Южный участок хребта Шокальского; IV — хребет Петра Шмидта; V — хребет Криштафовича;

1 — голоценовые лавы; 2 — межледниковые лавы; 3 — эродированные участки четвертичных (преимущественно доледниковых) построек; 4 — фундамент (остальные условные обозначения см. на рис. 9)

«линейно-гнездового» характера. Абсолютная высота горы равна 867 м, относительная — над уровнем третичного фундамента — 400—500 м.

2. Северный участок хребта Шокальского протягивается от горы Трезглавой (1137 м) до горы Ирина (703 м) приблизительно на 8 км. Немного в стороне от оси «гнезда» располагается эрозионный останец четвертичных пород — гора Литвинова (590 м), кроме того, узкий эрозионный хребт (Компанейский) протягивается к горе Десантной. Названные здесь многие другие вершинки и пики, возможно, являются сильно разрушенными центрами излияний, однако никаких явных признаков этих центров не сохранилось.

В этой же группе, к западу от горы Трехглавой, расположен изолированный вулкан Антипина (1120 м). Его возраст — межледниковый. Лавы спускаются в трои первого оледенения, но в северо-западный западный склоны врезаются трои второго оледенения. В первом из этих троев имеется морена,

второй трог захватывает склон от самой вершин до подножия. Южный и восточный склоны сохранились лучше, и здесь могут быть прослежены древние лавовые потоки.

3. Следующее «гнездо» — южное окончание хребта Шокальского — протягивается примерно на 10—12 км от горы Кабан до горы Каврава. Юго-западная часть этого «гнезда» также сильно эродирована, а на северо-востоке из окрестностей горы Кабан (814 м) в юго-восточном направлении спускается относительно мало эродированный склон, на котором можно проследить несколько сильно сглаженных, заросших лавовых потоков. Местами в них врезаются трои и кары второго оледенения с мореной в них, однако явных следов интенсивной эрозии первого оледенения не видно. Вполне вероятно, что в этом районе вулканическая деятельность продолжалась и в межледниковое время.

С запада к южному окончанию хребта Шокальского примыкает группа из пяти голоценовых вулканов; два из них являются действующими в настоящее время (рис. 55).

Деятельность этой группы, которую по доминирующей высоте можно назвать группой вулкана Колокол, началась в межледниковое время.

Вначале возникла цепочка из трех конусов, вытянутая примерно в поперечном направлении. К концу межледникового времени на каждом из трех конусов произошел направленный взрыв; на вершинах конусов образовались открытые в сторону моря амфитеатры больших кратеров. Во время второго оледенения эти амфитеатры послужили ареной скопления льда. Кратеры, по-видимому, расширились, и вплоть до берега моря были разработаны широкие трои.

История крайнего западного конуса на этом закончилась; остался участок южного склона конуса и открытый к западу кратер диаметром около 1 км. Другие два конуса продолжали активность в послеледниковое время и являются действующими и сейчас.

Остатки среднего конуса являются соммой вулкана Берга; диаметр ее открытой к северу кальдеры составляет приблизительно 2 км. Гребень ее по большей части ровный, высотой примерно 1040 м над ур. м. и только в крайних частях — восточной и западной — повышается до 1100-

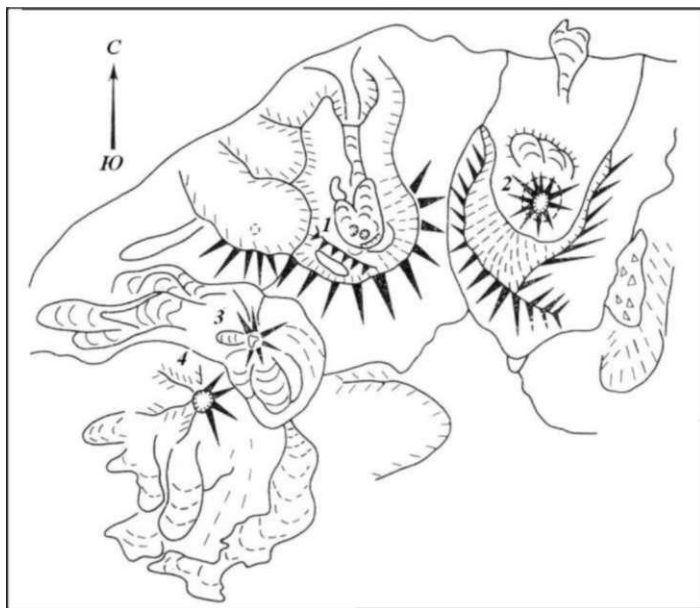


Рис. 55. Схема строения вулканов группы Колокол

1 — вулкан Берга; 2 — вулкан Трезубец; 3 — вулкан Колокол; 4 — вулкан Борзова (Остальные условные обозначения см. на рис. 9)

1200 м, а затем быстро сходит на нет. Юго-западная часть гребня вместе с небольшим участком склона опущена по дугообразному оползнию, создавая ложное впечатление остатка внутренней соммы.

На юго-востоке внешние склоны соммы опускаются до высоты 800—900 м, где упираются в склон более древних хребтов, являющихся остатками

доледниковых излияний. Внутренние стенки кальдеры крутые, в верхней части их обнажена слоистая структура соммы, а низ скрыт осыпями.

В широком амфитеатре полукальдеры расположен невысокий экструзивный купол. При диаметре в 700 м купол имеет относительную высоту 200—250 м (приблизительно 950 м над ур. м.). Плоская вершина купола покрыта мощным слоем пирокластике, сквозь которую выступают отдельные иглы и гребни скал. В южной части купола расположен глубокий эксплозивный кратер. Другой, более свежий по виду кратер находится в северо-западной части купола. В восточной части второго кратера имеется глубокий эксплозивный колодец диаметром около 100 м.

К северу от купола спускаются два небольших лавовых потока, по-видимому, очень вязкой лавы. Один из потоков как будто вытекает из-под купола и является более старым, а другой оттягивается от вершины купола, будучи, таким образом, более молодым (рис. 56).

Сведения об извержениях вулканов на о-ве Уруп довольно противоречивы, и мы вернемся к ним несколько позже. Достоверные сведения имеются только после 1946 г. Слабое извержение было весной 1946 г. Извержение с выбросом большого количества пепла происходило зимой 1951/52 г. Мощность выпавшего пепла в окрестностях вулкана достигала 10—20 см. По-видимому, в это время образовался эксплозивный колодец в северо-западной части купола. Вулкан проявляет постоянную сольфатарную деятельность. Сольфатары расположены в северо-западной кратере.

Восточный конус образует сомму вулкана Трезубец; по своему строению он весьма напоминает вулкан Берга. Сомма частично сохранила⁷⁴ только в южной половине в форме косо срезанного полукольца, широко открытого к северу. Диаметр кальдеры составляет приблизительно 2 км. Наивысшая точка гребня кальдеры (1220 м) находится в южной части отсюда к северо-востоку и северо-западу гребень быстро понижается до уровня около 500 м и далее исчезает. Вся северная часть соммы разрушена и с высоты 400—600 м к морю спускаются крутые обрывы. Наружные склоны соммы доходят до высоты 700—800 м, где упираются в склоны экзарационных останцов плейстоценовых конусов.

Внутренние стенки кальдеры круты, местами обрывисты. В амфитеатре полукальдеры на 1017 м над ур. м. (около 400 м над дном кальдеры возвышается крутой усеченный конус, увенчанный кольцом почти верти кальных лавовых зубцов. Это — экструзивный купол, вершина которого взорвана; диаметр образовавшегося эксплозивного кратера около 300 м глубина достигает 100 м. Гребень кратера очень неровный; юго-восточная часть его сильно разрушена и образует вход, доступный для спуска в кратер. При наблюдении с моря, с севера, на краю гребня выделяется три характерных больших зубца, по которым и был назван вулкан.

Склоны агломератовой мантии купола довольно ровные, но на восточном склоне, на высоте 700—800 м, имеется овальный кратер взрыва размером 150 X 250 м и глубиной до 50 м. Предполагается, что он образовался после 1915 г. (Немото, 1937).

С севера к куполу примыкает полого наклоненная площадка, в обрыве которой обнажаются слои лавы и пирокластического материала с падением к северу. Эта площадка является остатком старого слоистого центрального конуса, ныне совершенно разрушенного. Следы деятельности центрального конуса является также лавовый поток, протягивающийся на 3 км до берега моря и формирующий мыс Обвальный.

Лавы соммы вулкана Трезубец относятся к двупироксеновому андезиту. Во вкрапленниках встречаются Лабрадор № 58—70, авгит и гиперстен (примерно в равных количествах). В меньшем количестве встречается оливин и очень редко — кварц. Основная масса — гиалиновая. Лава центрального конуса также имеет состав двупироксенового андезита с преобладанием вкрапленников Лабрадора № 58—66. В значительно меньшем количестве содержатся авгит и гиперстен и еще меньше — оливина. Основная масса породы — пилотакситовая. Наконец, лава купола также сложена двупироксеновым андезитом, но с небольшим количеством рога вой обманки. Во вкрапленниках резко преобладает Лабрадор до лабрадоритовнита № 60—72, затем следуют авгит и гиперстен и в незначитель-



Рис. 56. Вулкан Берга

ном количестве базальтическая роговая обманка с углом угасания в 8°. Структура основной массы — гиалиновая с очень редкими микролитами.

Как уже говорилось, сведения об извержениях на Уруп

не очень ясны. Все старые русские и более новые японские источники указывают только один действующий вулкан на этом острове; сейчас их — два. Оба вулкана расположены рядом, и остается неясным, действовал ли один из них или оба — попеременно.

Сотник Черный (60-е годы XVIII столетия) ничего не сообщает о действующих вулканах на Уруп, но в 70—80-х годах XVIII века Антипин отметил на своей карте (Атлас, карта № 159, 1964) действующий вулкан как раз в группе Колокола. Позже, в 1844 г., зоолог Академии наук И. Г. Вознесенский (1845) также отмечал один действующий вулкан в этой группе без указания его названия. Об этом же сообщает сводка Дорошина (1869). В это время уже существовали названия «Колокол» и «Трезубец». Судя по тому, что название вулкана не приводилось, можно предполагать, что извергался вулкан Берга, не имевший в то время названия. Однако не исключена возможность, что извергался вулкан Трезубец.

Японские источники сообщают об извержении на Уруп 25—26 июля 1894 г. (Омори, 1918). Гублер (Gubler, 1932) отнес это извержение к вулкану Колокол, и это извержение вошло во многие сводки, но мы установили, что этот вулкан не мог извергаться в столь недавнем прошлом (Горшков, 1954).

Еще одно извержение на Уруп произошло 13 марта 1924 г. (Ка-мио, 1932). Немото (1937) считает, что извергался вулкан Трезубец и что в это время образовался боковой взрывной кратер. Немото изучал о-в Уруп с 1932 по 1935 г. Все это время отмечалась интенсивная фумарольная деятельность вулкана Трезубец, а вулкан Берга хранил полный покой. Купол вулкана Берга имеет чрезвычайно свежий вид, и не исключена возможность, что он образовался в период между 1935 и 1946 гг., когда был впервые обнаружен.

Все остальные вулканы о-ва Уруп, судя по их сохранности, не могли иметь извержений в недалеком историческом прошлом.

К юго-западу от вулкана Берга тянется вторая цепочка из двух изолированных конусов — вулканы Колокол и Борзова.

Вулкан Колокол имеет вид правильного, изящного конуса²² высотой 1326 м над ур. м. Кратер вулкана сильно разрушен, гребень почти не сохранился. На вершине осталась плоская площадка в виде буквы «Т» размером 150 x 200 м (рис. 57). Склоны конуса до самой вершины покрыты зарослями кустарников и трав. К западу от кратера спускается небольшой лавовый поток, ниже идет осыпь, а от подножия конуса почти до берега моря тянется несколько параллельных потоков лав длиной до 4 км.

Сильно засыпанный поток спускается также к югу, в седловину с вулканом Борзова, и затем спускается к подножию конуса в юго-восточном направлении. Широкий поток по виду очень вязкой лавы «бронирует» юго-восточный склон вулкана; по-видимому, это было последнее излияние.

Из-под основания конуса к югу до долины р. Рыбной ровной лентой спускается слегка спекшийся пирокластический поток. По-видимому, под современным конусом вулкана Колокол скрыт какой-то большой кратер, который дал этот пирокластический поток.

Конус вулкана Колокол, несомненно, послеледниковый, на нем нет никаких следов ледниковой экзарации, и вообще следы эрозии почти отсутствуют. В литературе имеется даже упоминание об его извержении в 1894 г. Однако никаких следов недавнего извержения, которые должны были бы хорошо сохраниться с 1894 г., нет.

Вулкан Борзова примыкает с юго-запада к конусу вулкана Колокол. Это — более широкий вулкан с сильно разрушенным кратером, на месте которого осталась только округлая площадка. Склоны также эродированы (особенно в западной половине). Ниже сохранились окончания лавовых потоков. Судя по заметной эродированности склонов, вулкан Борзова древнее вулкана Колокол. Он раннеголоценовый или, быть может, даже позднплейстоценовый.

Следующее «гнездо» древнечетвертичных излияний — хребет Петра Шмидта — протягивается примерно на 12–14 км. Хребет очень сильно эродирован, местами в трогах у вершины хребта имеется морена второго оледенения. Следов первичной поверхности не сохранилось. Воз-

²² Японцы называли его Уруппу-Фудзи, т. е. Фудзи о-ва Уруп. 142



Рис. 57. Группа вулкана Колокол.
Направо — вулкан Колокол, налево — Берга, за ним — Трезубец;

можно, некоторые вершины являются остатками прежних эруптивных центров; можно упомянуть горы: Витковского (982 м), Бригантина (969 м) и Петра Шмидта (1031 м).

К западу от последней вершины, на берегу Охотского моря, возвышаются остатки вулкана Три Сестры (999 м). Он также в значительной мере эродирован, но его склоны явно перекрывают древний эрозионный рельеф времени первого оледенения. Вулкан Три Сестры возник и действовал либо в самом конце плейстоцена, либо в начале голоцена. Он представляет собой стратовулкан с вершинной экструзией (ныне, конечно, разрушенной). На западном склоне среди сплошного покрова кустарниковой растительности выступают измененные породы. У берега Охотского моря — мощный выход термальных вод — видимо, последние следы активности этого вулкана.

Бомба с мыса Непройдешь, у подножия этого вулкана, состоит из кислого (60,5% SiO₂) двупироксенового андезита, содержащего, помимо обычных минералов — плагиоклаза, гиперстена и авгина, также вкрапленники кварца и обыкновенную роговую обманку (Немото, 1935).

Между хребтами Петра Шмидта и Криштофовича на Охотском побережье перешейка Токотан поднимается небольшой изолированный конус вулкана Рудакова (543 м). Его склоны покрыты глубокими и широкими рытвинами. Гребень кратера также потерял правильность формы, но кратерная воронка сохранилась, и дно кратера занято пресным озером. Диаметр конуса составляет 3–4 км, кратер гребня — около 700 м, а озеро — 300 м. Склоны конуса явно перекрывают рельеф первого оледенения. Ясные следы второго оледенения отсутствуют, но на высоте вулкана оно и не могло проявиться. Возраст вулкана Рудакова — поздний плейстоцен или ранний голоцен. Лавы его относятся к андезито-базальту, с темноцветными вкрапленниками — авгита, гиперстена и оливина (Немото, 1935).

4. Последнее звено линейно-гнездовых излияний — хребет Криштофовича — длиной около 20 км имеет наиболее сложное строение (здесь же фиксируются и максимальные отметки острова — свыше 1400 м).

Хребет имеет резко асимметричный поперечный профиль: его северо-западный склон глубоко эродирован, здесь много троговых и речных долин, обрывов и уступов; первичная поверхность почти нигде не сохранилась. Юго-восточный склон, наоборот, почти повсюду сохранил первичную поверхность лавовых потоков, и лишь близ оси хребта имеются немногочисленные троговые долины второго оледенения, быстро сужающиеся книзу.

Истоки лавовых потоков находились близ оси хребта, но в настоящее время лавовые конусы разрушены, и только гора Шабалина представляет сохранившийся конус. Остатками конусов являются главные вершины хребта — Сивуха (1326 м), Струве (1320 м) и много других.

Резкое различие в степени интенсивности эрозии склонов хребта вряд ли можно объяснить только различием в экспозиции. По всей вероятности, конусы, изливавшие лаву на юго-восточный склон, действовали не только в доледниковое время, но продолжали действовать и возникать во время первого оледенения и в межледниковое время.

В районе хребта Криштофовича вулканическая деятельность продолжалась и в послеледниковое время (рис. 58). Вначале вдоль оси хребта возникла цепочка небольших конусов, из которых по направлению к северо-западу излились обильные потоки довольно жидких лав. В настоящее время сохранились остатки трех конусов, один из них с остатками кратера, а два других — только части конуса. Северо-западная часть этих конусов разрушена гигантскими обвалами, и обширная область размером 2х5 км покрыта хаотическим нагромождением отложений обвалов, под которыми местами угадываются очертания лавовых потоков, выступающие ниже из-под этих отложений и протягивающиеся местами до берега моря.

Зона обвалов (быть может, связанных с тектоническими движениями) простирается далее к юго-западу от сохранившихся трех конусов. Возможно, что первоначально голоценовых конусов было больше, но гигантские обвалы и последующая интенсивная эрозия стерли их следы.

Как уже говорилось, северо-западный склон хребта Криштофовича интенсивно эродирован. Конусы, о которых здесь идет речь, располагаются в вершине обширной депрессии, в происхождении которой, по-видимому, играла роль не только эрозия, но и тектоника. Эта депрессия протягивается в длину на 9 км между вершинами Сивуха и Струве. Северная



Рис. 58. Схема расположения вулканов группы Ивао (Условные обозначения см. на рис. 9)

половина депрессии, несомненно, залита лавами; в южной части присутствие свежих лав неясно. Дно этой депрессии поверх лав (и, возможно, морен) заполнено продуктами обвалов; ниже (примерно на уровне 400—600 м) имеется крутой обрыв, а еще ниже — у берега моря — второй. Лавовые потоки, подходя к обрывам, превращались в лавопады; непрерывность лавовых потоков нарушалась, но под обрывом лавы вновь сваривались и продолжали течь, имея своеобразный вид агломератовой лавы; характер поверхности и такие детали строения, как бортовые валы и т. д., выше и ниже уступов совершенно различны.

На юго-восточном склоне хребта, в вершине большой ледниковой долины (реки Красотка и Полноводная), находится вторая цепочка конусов, более молодых, нежели первая. Здесь имеется три хорошо сохранившихся конуса, вытянутых перпендикулярно простираению острова, т. е. с северо-запада на юго-восток. Эти три конуса возникли не одновременно: самый старый из них — крайний северо-западный — конус Ивао имеет максимальную абсолютную высоту во всем хребте 1430 м. Его возраст близок к возрасту первой цепочки, однако его лавы более вязкие и имеют меньшую протяженность.

Следующим возник крайний, юго-восточный конус; его очень вязкие потоки спускаются вниз к югу на 3 км. Перегородив троговую долину, этот конус послужил причиной образования высокогорного напорного озера Ивао.

Третий — самый молодой конус (гора Крутая) — находится посредине. Он имеет в плане резко вытянутую форму. Из полуразрушенного кратера к востоку до подножия склона долины спускается поток вязкой лавы.

Таким образом, как следует из изложенного выше, характерным признаком вулканической деятельности о-ва Уруп является преобладание доледниковых линейно-гнездовых излияний. В голоценовое время активность вулканов резко упала.

Остров Итуруп

Остров Итуруп отделен от Урупа проливом Фриза, ширина которого равна 39 км. Итуруп — крупнейший из островов всей Курильской гряды, он достигает длины в 203 км при ширине от 5,5 до 46 км, площадь — 3200 км². Значительную площадь на острове занимают породы третичного фундамента. В плане остров имеет очень сложную форму и состоит из нескольких горных групп, соединенных перешейками, иногда очень низкими. Можно выделить 8 горных групп и изолированных вулканов. Всего на острове можно насчитать до 40—48 вулканов, из них 31 относится к голоцену, причем 8 — действующих.

Растительность на о-ве Итуруп особенно к югу от перешейка Ветрового более богатая, чем на других островах, лежащих севернее. Здесь, наряду с густыми зарослями кустарников и курильского бамбука, имеются хвойные и широколиственные леса и роши каменной березы.

Полуостров Медвежий

Первая горная группа протягивается на 52 км от крайней северо-восточной оконечности острова до перешейка Ветрового, образуя п-ов Медвежий. Здесь на третичном фундаменте расположено три сложных вулканических массива и несколько мелких конусов (рис. 59).

Первый из этих массивов — Камуй занимает овальную площадь размером приблизительно 10 x 18 км. Дугообразный хребет Камуй (высотой до 975 м) представляет собой участок самого старого вулканического сооружения этого массива. Полого спускающиеся к югу и западу склоны, по всей вероятности, являются остатками обширного древнего конуса, а гребень хребта Камуй с его крутым обрывом к востоку — остатком древней кальдеры. Лавы этого конуса лежат непосредственно на третичном фундаменте и имеют доледниковый возраст. От древнего конуса ныне сохранился только юго-западный сектор, остальные части разрушены, по-видимому, при участии тектоники. На месте разрушенной части, к северу и востоку от хребта Камуй, располагаются остатки вулканической постройки межледникового возраста. Здесь, по-видимому, было два или три вулканических центра. Один из них — конус Камуй является наивысшей точкой всего массива (1323 м). Этот конус находится в вершине большого трога второго оледенения. Остатки второго конуса располагаются на гребне того же трога к юго-востоку от Камуя, а остатки третьего — к востоку. Четвертый конус, по-видимому, располагался еще восточнее. Вся восточная часть межледниковой постройки оборвана сбросом.

Группа из четырех небольших конусов расположена также к северо-западу от вершины Камуй.

Второе оледенение оставило тропы по периферии массива. Кое-где сохранились морены второго оледенения.

В 3 км к востоку от конуса Камуй располагается вулкан Демон (1206 м). Его конус заполняет нижнюю часть трога, протягивающегося от конуса Камуй. На вершине вулкана расположен открытый к востоку кратер



Рис. 59. Схема расположения вулканов группы п-ва Медвежьего

1 — массив Камуй; 2 — вулкан Демон; 3 — вулкан Медвежий; 4 — кальдера Цирк; 5 — конус Торный; 1 — четвертичные лавы (остальные условные обозначения см. на рис. 9)

шириной до 1,5 км. Западная часть конуса сохранилась хорошо, восточная — сильно разрушена эрозией. По всей вероятности, вдоль восточного склона вулкана Демон проходит сброс.

Второй вулканический массив представляет собой сложный кальдерный вулкан Медвежий (рис. 60), расположенный южнее массива Камуй. Древняя доледниковая постройка вулкана Медвежьего образует остатки большого кальдерного вулкана. Остатки внешнего склона, разрушенные трогом первого оледенения р. Славной, сохранились на севере и западе. Южная часть кальдеры сильно эродирована, а восточная — местами перекрыта более молодыми образованиями, а частью, по-видимому, совершенно разрушена. Сама кальдера сильно деформирована эрозией, в том числе ледниковой (первого оледенения). Гребень кальдеры достигает высоты 530—560 м, а ее диаметр — 8—9 км. Дно кальдеры располагается на высоте 175 м. Почти вся полость кальдеры заполнена молодыми вулканическими образованиями. Кое-где на дне кальдеры выходят морены.

Явных следов второго оледенения не видно.

Нет и вулканических образований межледникового возраста. Быть может, межледниковый или позднеледниковый возраст имеет только два небольших сильно сглаженных экструзивных купола в южной части кальдеры. Зато здесь широко проявилась послеледниковая деятельность.

Три тесно слитых вулканических конуса образуют небольшой хребтик грубо широтного направления. Крайний восточный конус — Медвежий — самый высокий (1125 м) и наиболее старый. Он расположен за пределами кальдеры — на месте разрушенной восточной части соммы. Очертания конуса заметно вытянуты в меридиональном направлении. Отчасти это связано с тем, что западный склон конуса Медвежьего перекрыт в значительной мере более молодой вулканической постройкой конуса Среднего, вместе с тем восточный склон, доходящий до берега пролива Фриза, замет-

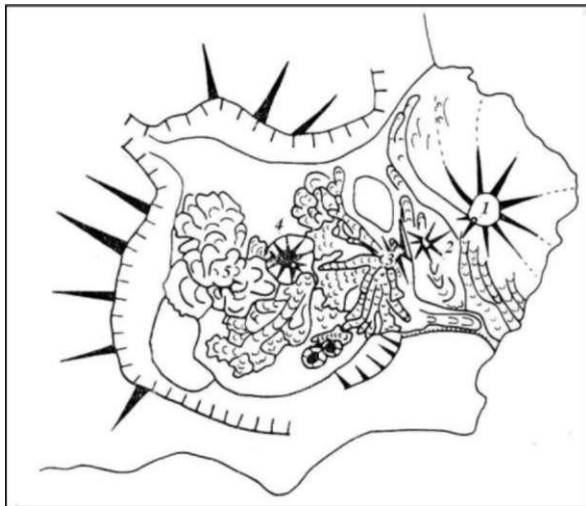


Рис. 60. Схема строения вулкана п-ва Медвежьего

1 — конус Медвежий; 2 — конус Средний; 3 — конус Кудрявый; 4 — купол Меньшой Брат; 5 — эффузивный купол (Остальные условные обозначения см. на рис. 9)

но короче и, соответственно, круче, чем северный и южный склоны. Склоны конуса прорезаны многочисленными баранкосами, однако следов ледниковой эрозии не видно, что определяет возраст конуса как голоценовый. На месте кратера осталась округлая площадка около 700 м в диаметре; в восточной части видны следы гребня кратера.

Приблизительно в 1,5 км к западу от вершины конуса п-ва Медвежьего, за седловиной глубиной около 200 м, примерно на месте гребня

кальдеры поднимается вершина конуса Среднего (1113 м над ур. м.). Юго-западная часть конуса разрушена. По сохранившемуся северному склону спускается несколько лавовых потоков. Потоки спускаются и к югу; один из них доходит до берега океана. С запада к конусу Среднему тесно примыкает несколько более низкий (991 м), ныне активный конус Кудрявый.

На севере между конусами Средним и Кудрявым перпендикулярно к склону выступает гребень явно более древнего облика, который обтекают с обеих сторон молодые потоки лавы. Этот гребень является остатком какого-то более старого сооружения, быть может, остатком соммы.

Вершина конуса Кудрявого несколько вытянута в широтном направлении, и на ней расположено два кратера. Неглубокий, пологий восточный кратер почти полностью замкнут. Дно его неровное, с отдельными углублениями и перемычками; эти неровности частично созданы работами по добыче

вулканической серы, в большом масштабе проводившимися здесь японцами. Западный кратер имеет вид довольно крутого, открытого к северу амфитеатра, из которого вытекает мощный лавовый поток, очень свежий по виду.

Склоны конуса Кудрявого расчленены сравнительно слабо и, наряду с подчиненными рыхлыми отложениями, покрыты многочисленными потоками лав, длиной до 2—3 км, которые спускаются по всем направлениям, достигая стенки кальдеры.

На западе у подножия конуса Кудрявого имеется большой экструзивный купол — Меньшой Брат, диаметр основания которого превышает 1 км, а относительная высота достигает почти 200 м (563 м над ур. м.). На северо-западном и юго-восточном склонах купола, у его вершины, расположено два небольших шлаковых конуса. Первый из них имеет открытый к северо-западу кратер, из которого вытек небольшой поток лавы. Кратер второго конуса полностью замкнут, но у его южного основания расположена лавовая бокка, которая дала начало большому числу очень свежих по виду лавовых потоков. Потоки достигают в длину 4—5 км и местами доходят до берегов оз. Славного. Эти потоки занимают площадь около 5 км².

В 2 км к западу от купола Меньшой Брат, на дне кальдеры, располагается большое бескратерное лавовое нагромождение типа эффузивного купола, от которого к северу оттягиваются языки лавовых потоков длиной до 2,5 км. Один из мощных потоков перегородил долину р. Славной, и образовал в атрио напорное озеро. Озеро Славное расположено в западной части атрио у самой стенки кальдеры; размер его 1х3 км.

Еще один небольшой конусок расположен в южной части кальдеры в одном ряду с теми двумя старыми куполами, о которых говорилось выше. Этот конус дал миниатюрный лавовый поток, огибающий с севера один из куполов. Таким образом, в группу голоценовых образований вулкана Медвежьего входят: три крупных конуса, не менее трех шлаковых конусов, три экструзивных купола и один эффузивный купол. Почти все эти образования имеют большие потоки лавы.

В окрестностях кальдеры встречаются отложения дацитовый пемзы, представляющей почти чистое стекло, иногда волокнистой структуры. В стекле рассеяны очень редкие вкрапленники плагиоклаза, авгита и гиперстена.

Лавы конуса Медвежьего представлены обычным двупироксеновым андезитом с гиалопилитовой основной массой.

Лавы молодых потоков массива Медвежий сложены базальтами андезито-базальтами. В потоках конуса Кудрявого встречены афиовые и порфиоровые разности; в последних обычно содержатся вкрапленники лабрадора, авгита и оливина. Оливин часто разложен. В одном из потоков — очень крупные кристаллы гиперстена, являющегося почти единственным темноволновым минералом и окруженного очень тонкой каймой авгита. В другом потоке лавы представлены плагиофировым андезито-базальтом, в котором почти единственным минералом вкрапленников является основной плагиоклаз и только в незначительном количестве присутствует авгит. В лавах с вершины конуса — много авгита и гиперстена, часто в гломеро-порфиоровых сростках. Структура основной массы гиалопилитовая и микроделеритовая с большим количеством микролитов авгита.

Лавы шлаковых конусов Меньшого Брата — типичные базальты с вкрапленниками Лабрадора № 65, с обильным оливином и подчиненным количеством авгита. В другом потоке обнаружено много гиперстена. Структура основной массы — гиалопилитовая и пилотакситовая.

Сведения об извержениях в этой группе очень скудные. Первое упоминание относится к 1778 или 1779 г., когда на острове были Антипин и Шабалин. Крупное извержение, по-видимому, с излияниями большого потока лавы, происходило летом 1883 г. Какой именно конус извергался, не совсем ясно; в настоящее время весьма активную сольфатарную деятельность проявляют оба кратера конуса Кудрявого, на склонах которого имеются очень свежие потоки лав. В 1883 г., почти несомненно, извергался именно этот конус. Вместе с тем два конуса Меньшого Брата и третий шлаковый конус выглядят также очень свежими, и вряд ли извержения имели здесь место более 100—200 лет тому назад.

С запада к сомме вулкана Медвежьего примыкает кальдера Цирк. Сильно деформированный последующей эрозией гребень этой кальдеры имеет диаметр около 6 км. По всей вероятности, кальдера образовалась в конце первого оледенения или в межледниковое время; на внутренних стенках имеются кары второго оледенения. Южная часть гребня прорвана долиной р. Цирк, которая дренирует более или менее плоское и округлое (диаметр около 5 км) дно кальдеры. Имеются сведения о существовании теплого озера на дне кальдеры.

К северу от кальдеры поднимаются сильно эродированные (в том числе и деятельностью ледников) остатки древнего вулканического массива Сибеторо. Его наивысшая точка достигает отметки 853 м.

Еще далее к западу, у самой границы нижнечетвертичных лав и фундамента в обширном ледниковом цирке первого оледенения, в вершине р. Порожистой, расположен сравнительно небольшой конус Торный (417 м) с небольшим потоком лавы. Возраст этого конуса поздний плейстоцен или ранний голоцен.

Крайней западной границей всего первого вулканического массива является сброс, отделяющий его от грабена перешейка Ветрового. Здесь расположены остатки плейстоценового вулкана — гора Парусная и поздне-плейстоценовый или раннеголоценовый конус Голец (442 м), давший лавовые потоки, доходящие до берега океана.

Образец из района горы Голец относится к андезито-дациту с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и, по-видимому, бурой базальтиче-ской роговой обманки, которая была описана как биотит. Структура основной массы — гиалиновая (Попкова и др., 1961).

История развития вулканов этой части острова рисуется следующим образом: в древнечетвертичное (доледниковое) время в северо-восточной части о-ва Итуруп на третичном фундаменте возникло несколько крупных щитообразных вулканов (Древний Камуй, Древний Медвежий, Сибеторо, вероятно, также в районе кальдеры Цирк, Добрынина и Парусной). До начала первого оледенения на первых двух вулканах образовались кальдеры. Затем, в период первого оледенения, все вулканические постройки подверглись мощной экзарации. Ледники имели преимущественно горно-долинный характер и спускались до современного уровня моря, где и теперь (например в районе залива Медвежьего) могут быть найдены морены. Особенно мощному оледенению подверглись доледниковые кальдеры, претерпевшие в результате экзарации значительную деформацию. Кроме того, очертания кальдер были нарушены серией сбросов преимущественно северо-западного простирания, по которым восточные участки кальдер были частью опущены. По линиям тектонических нарушений были заложены также некоторые долины, превратившиеся затем в трои (р. Славная, ручей Скальный).

В межледниковое время образовалась кальдера Цирк, а в разрушенной кальдере Камуй возникло несколько небольших конусов. В конце плейстоцена образовались также конусы Торный и Голец. Но в общем вулканическая деятельность межледниковья имела довольно умеренную интенсивность.

Второе оледенение проявилось только на больших высотах — в районе горы Сибеторо, кальдеры Цирк и на вулкане Камуй, где были частично разрушены некоторые межледниковые конусы. Другие конусы (в частности, самый высокий конус Камуй) продолжали действовать и в период второго оледенения.

В голоцене на окраине массива Камуй образовался новый крупный конус Демон, лавы которого залили трог второго оледенения. На заключительной стадии развития вулкана Демон произошел направленный к востоку взрыв, возможно, вызванный тектоническими движениями, а последующая эрозия «пропилила» широкое ущелье от кратера до берега пролива Фриза.

Ареной интенсивной голоценовой деятельности стал массив вулкана Медвежьего. Здесь и в полости кальдеры, и за ее пределами возник ряд разнородных конусов и куполов, которые были описаны выше.

Перешеек Ветровой

Низменный перешеек Ветровой отделяет п-ов Медвежий от остальной части острова. Этот перешеек является грабеном, ограниченным субмеридиональными сбросами. Ширина грабена равна в среднем 10 км, и его возраст определяется временем после первого оледенения. Весь этот район покрыт мощными отложениями пемзы, образующими, в частности, гору Белые скалы. Источник этих пемз оставался неясным. Только при дешифрировании обнаружили здесь обширную кальдеру, которая и дала скопления пемзы.

Примерно в центре перешейка располагаются остатки кальдерной постройки с диаметром по гребню 6—7 км. Наивысшая точка гребня кальдеры (264 м) расположена в южной части. Эта кальдера, как и весь перешеек, сложена пемзой, и все выступающие части рельефа имеют своеобразную мелкорасчлененную поверхность типа «bad land». На юго-востоке гребень кальдеры разомкнут, и восточная часть перешейка является плоской пемзовой террасой высотой всего 16 м над ур. м. На юго-западе к узкому гребню кальдеры примыкает сложенная пемзой плоская равнина высотой в 20 ж у берега океана и постепенно повышающаяся в глубь острова. На северо-западе кальдерная постройка примыкает вплотную к плоскости сброса, частично маскируя его. Довольно большое количество пемзы выпало также на прилегающие к сбросу склоны сильно разрушенного доледникового вулкана Широкого.

Судя по рельефу, кальдера возникла в результате мощного подводного извержения в межледниковое время. Насыпной гребень кальдеры выступал в виде кольцеобразного полуострова у склона горы Широкой. По всей вероятности, в полости кальдеры была мелководная кальдерная бухта.

В дно кальдеры врезан эксплозивный кратер диаметром около 1 км, в котором расположено бессточное озеро Тайное. На краю этого кратера поднимется небольшой конус Клумба, (высота 163 м), с остатками кратера на вершине. Еще южнее, у стенки кальдеры, имеются остатки более древнего пемзового конуса, уже сильно разрушенного, но также с остатками кратера на вершине.

Группа хребта Грозного

Следующая группа вулканов и вулканических образований протягивается вдоль Тихоокеанского берега острова, от перешейка Ветрового до залива Косатка, на длину около 45 км. В эту группу входит несколько доледниковых, сильно разрушенных массивов. Кроме того, здесь же расположено шесть-семь голоценовых вулканов, из которых три проявляют деятельность до сих пор (рис. 61).

Первое оледенение разрушило все доледниковые постройки, а наиболее высокие массивы были, по-видимому, затронуты и вторым оледенением, в связи с чем в настоящее время восстановить древние центры крайне затруднительно. Сохранилось три древних вулканических массива — гора Широкая (373 м) близ перешейка Ветрового, гора Верблюд (721 м) — в центральной части острова и массив горы Горелой (971 м), формирующий северо-восточное окончание хребта Грозного. В широкой долине верхнего течения р. Куйбышевки, между горой Верблюд и хребтом Грозным, лежат морены первого оледенения. Такие же морены лежат и в вершине р. Курилка, в районе горы Горелой.

Судя по форме сохранившихся частей массивов, доледниковая деятельность здесь имела «линейно-гнездовый» характер. Большая часть хребта Грозного перекрыта голоценовыми вулканическими отложениями. Явных следов межледниковой деятельности не сохранилось, вероятно, она была довольно ограниченной по масштабу.



Рис. 61. Схема расположения вулканов хребта Грозного

I — лавовые потоки; II — межледниковые вулканические образования; III — доледниковые лавы (Остальные условные обозначения см. на рис. 9) 1 — вулкан Баранского; 2 — группа вулканов Грозного

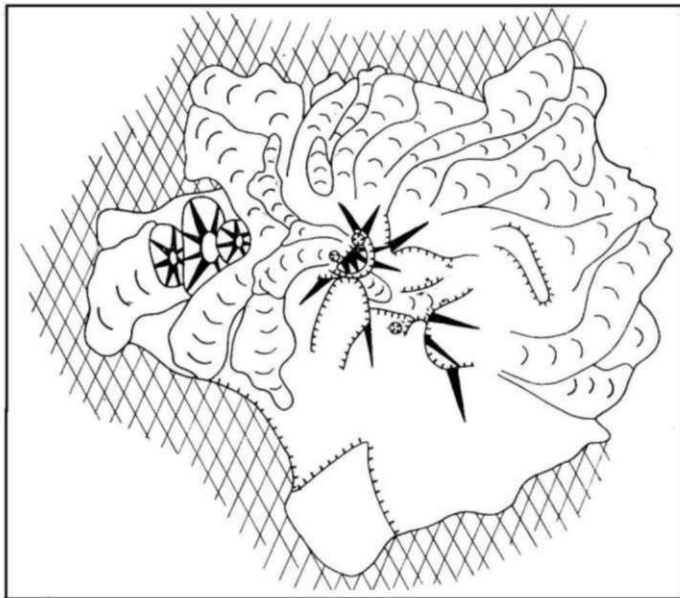


Рис. 62. Схема строения вулкана Баранского (Условные обозначения см. на рис. 9)

Возможно, остатком цепочки вулканов межледникового возраста является небольшой изолированный хребтик, протягивающийся по берегу океана между вулканами Мачеха и Баранского. Его наивысшая точка — гора Кадилка достигает 661 м. Склоны хребтика явно перекрывают

ледниковый рельеф, вместе с тем они также сильно эродированы, и, хотя явных ледниковых форм здесь не видно, интенсивность эрозии этого хребтика значительно больше, чем у голоценовых построек. Это и позволило нам отнести рассматриваемую часть хребта Грозного условно к межледниковому времени.

Сильно эродирована также крайняя юго-западная часть хребта Грозного — гора Ребуншири. Этот массив высотой 782 м состоит из двух или трехтесно слившихся конусов. Они возникли после первого оледенения и могут быть отнесены к позднему плейстоцену или раннему голоцену.

Вулкан Баранского, расположенный в северо-восточной части хребта Грозного, представляет собой довольно сложное сооружение. Этот вулкан поднимается в виде изолированного, сильно усеченного конуса высотой 1126 м.

Лавовые потоки вулкана спускаются на 4 — 5 км к юго-востоку до берега океана; на такое же расстояние они протягиваются в противоположном направлении, занимая в общем овальную площадь размером около 6х9 км, удлиненную поперек хребта (рис. 62).

Склоны конуса, за исключением северного сектора, сложенного молодыми лавами, сильно эродированы, и вулкан при наблюдении с юга имеет довольно старый облик. Конус «насажен» на ледниковый рельеф первого оледенения, однако широкие и глубокие рытвины в его верхней части невольно наводят на мысль, что кратер конуса мог служить центром второго оледенения, т. е. что возраст его межледниковый. Основание конуса сохранилось лучше, и здесь, на юге, могут быть прослежены старые лавовые потоки, вполне четко сохранившие свои морфологические черты. Некоторые потоки образуют выступающие в море мысы, например, близ ручья Водопадного.

Старый вершинный кратер сильно разрушен, от него остались только отдельные сильно сглаженные выступы, расположенные вместе с прилегающими частями склона в виде звезды диаметром 700—800 м. В старом кратере, целиком его заполняя и частью выходя за его пределы — в верховья рытвин, находится пологий существенно пирокластический внутренний конус. Кратер последнего несколько сдвинут в северном направлении. Гребень кратера в северной части полностью уничтожен, и кратер широко открыт к северо-северо-западу. Многочисленные лавовые потоки, связанные с внутренним кратером, покрывают значительный сектор в северной и восточной частях конуса. К северу они протягиваются до подножия горы Волчок, к востоку — до русла ручья Дугового. Один из потоков спускается к юго-востоку до берега океана.

На дне кратера в виде пологого щита поднимается купол-пробка. Невысокие, крутые склоны его переходят в широкую, слабовыпуклую вершину. Диаметр купола около 500 м, высота над дном кратера — около 40—50 м (в северной — взорванной части высота, по меньшей мере, 100 м). Между склонами купола и стенками кратера сохранился узкий дугообразный коридор, который отделяет темно-серый купол от светлых, пестро окрашенных кратерных стен.

Северная часть купола взорвана, здесь расположена цепочка из нескольких небольших эксплозивных воронок, вытянутая в северо-западном направлении, и большой, глубокий эксплозивный колодец. От этой взорванной части купола по северо-западному склону спускается самый молодой лавовый поток; ширина его в истоках достигает 500 м, в нижней части около 1 км, длина — до 2 км, а мощность — 50—60 м. Нижняя и средняя части этого потока сложены обычным двупироксеновым андезитом с микролитовой основной массой, а в истоках — основная масса очень стекловатая.

Как уже говорилось, склоны вулкана изборождены широкими и глубокими ложбинами. Некоторые из них являются результатом обычной водной или, возможно, ледниковой эрозии, другие -- расширенными эрозией боковыми эксплозивными кратерами. Эруптивное происхождение амфитеатра на юго-западном склоне конуса, несомненно. На дне и стенках этого амфитеатра расположены мощные сольфатары и горячие источники, а ниже — у подножия — грязевые котлы.

Побочные образования имеются и у северо-западного подножия вулкана. Здесь расположено по меньшей мере три тесно слившихся сильно заросших конуса, образующих цепочку северо-западного простираания. От них к северо-западу протягиваются лавовые потоки. В свою очередь, лавовые потоки центрального кратера с двух сторон обтекают эту группу конусов.

Вулкан проявляет интенсивную сольфатарную деятельность. Помимо юго-западного бокового кратера, мощные сольфатары имеются на вершине — в эксплозивном колодце и некоторых воронках взрыва. Сведений об извержениях вулкана в старое время нет. По устным сведениям местных жителей, слабое эксплозивное извержение происходило летом 1951 г.

Вулкан Баранского возник в позднем плейстоцене и проявил смешанную деятельность — с эксплозиями и излияниями лав. В результате вырос довольно большой конус. На заключительном этапе первой стадии образовался большой эксплозивный кратер в юго-западной части конуса, и, вероятно, в это же время — цепочка конусов у северо-западного подножия. Затем наступил длительный перерыв в деятельности вулкана (второе оледенение?), за время которого склоны конуса оказались рассеченными широкими и глубокими рытвинами. Особенно сильно был разрушен северный склон, а от гребня кратера остались изолированные останцы.

В голоцене деятельность вулкана возобновилась; в это время преобладала эффузивная деятельность: пирокластические продукты едва «залечили» вершинную часть старого конуса, но потоки лав достигали в длину 4—5 км. На заключительных стадиях кратер вулкана был запечатан пробкой пемзовидного андезита, затем северная часть купсла оказалась разрушенной (взрывом?), и отсюда излился последний лавовый поток.

Самые последние извержения имели характер довольно умеренных взрывов, образовавших цепочку эксплозивных воронок. Фумарольная деятельность продолжается до настоящего времени.

В 14 км к юго-западу от вулкана Баранского начинается цепь современных вулканов, которая протягивается на 8—9 км от вулкана Тебенькова до конуса Мотонопури (рис. 63).

Вулкан Тебенькова (1, на рис. 63) — довольно правильный конус около 500 м высотой (1212 м абс. высота). Этот конус возвышается в юго-восточной части обширной кальдероподобной депрессии, широко открытой к востоку. Ширина ее достигает 2 км. Эта депрессия, несомненно, служила источником питания некоторых крупных ледников первого оледенения.

Вершинный кратер конуса Тебенькова окружен венцом лавовых скал; диаметр кратера — около 200 м, глубина 50—70 м. Южная часть гребня разрушена, и отсюда по склону спускается широкая и глубокая рытвина. Небольшое понижение имеется и в северной части гребня, от которого также спускается рытвина, но менее резко выраженная. У подножия конуса с северо-западной стороны, на берегу озера, расположен небольшой побочный конус со следами кратера; еще один побочный кратер, по-видимому, имеется в верхней части конуса на севере. Все склоны и даже кратер вулкана покрыты густыми, трудно проходимыми зарослями кедрового стланика.

На севере, западе и юге основание конуса ограничено склонами каль-дерообразной депрессии, но к востоку склоны спускаются к истокам ручьев Кедрового и Нагорного, и с этой стороны конус кажется более высоким.

Лавы вулкана Тебенькова представлены двупироксеновыми андезитами с вкрапленниками Лабрадора № 60—65, гиперстена и авгита. Структура основной массы — микродолеритовая, микролитовая, кристалл-товая.

С юга к конусу Тебенькова вплотную примыкает обширная меридиональная депрессия—кратер Мачеха размером 0,8х1,5 км и глубиной до 500 м (2, на рис. 63). Внутренние стенки этого кратера очень круты и трудны для спуска; вся полость несет следы интенсивного сольфатарного преобразования; породы превращены в белую глинистую массу, встречается много серы, гипса и пирита. На дне кратера, в его центральной части, расположены выходы сольфатар и горячих источников. Из кратера, прорезая южную его часть, вытекает минерализованный ручей.

В стенках кратера обнажаются породы различного возраста. Наиболее высокая северная часть и юго-восточный склон являются экзарационными останцами плейстоценовых построек. В средней части кратера расположены остатки голоценового конуса. С деятельностью этого молодого конуса связаны мощные пирокластические потоки, спускающиеся к югу и юго-востоку до берега океана.

Лавы вулкана Мачеха представлены двупироксеновыми андезитами и андезито-базальтами. От андезитов вулкана Тебенькова лавы Мачехи отличаются более кислым плагиоклазом — от № 43 до № 60. В андезито-базальтах встречается оливин, а основная масса имеет интерсертальную структуру.

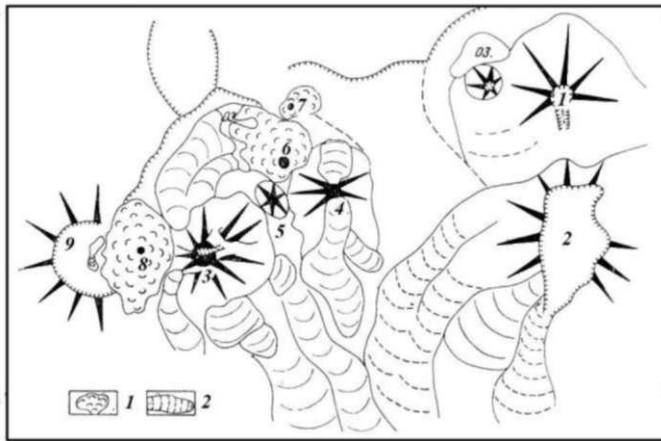


Рис. 63. Схема строения вулканов группы Грозного
1- эффузивные куполы; 2 - пирокластические и грязевые потоки

(Объяснение остальных цифр см. в тексте, а условные обозначения даны на рис. 9)

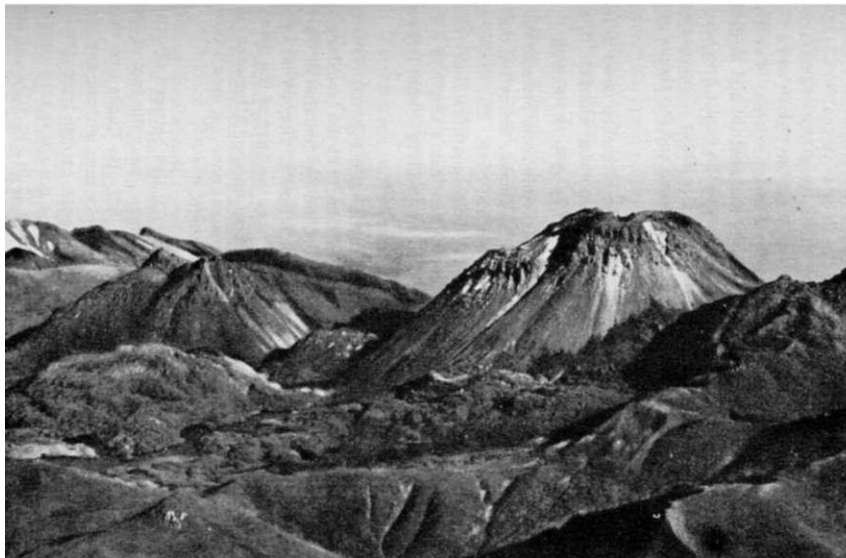


Рис. 64. Вулкан Грозный

Современная обширная депрессия кратера Мачеха является чисто эрозионной формой, по-видимому, преобразованной из крупного

эксплозивного кратера. По всей вероятности, современная форма наследует доледниковый рельеф.

С юго-запада к вулкану Тебенькова примыкает сложная группа вулкана Грозный. В северо-западной части этой группы сохранился участок небольшой кальдерообразной депрессии. Гребень ее срезает вершины трогов первого оледенения — притоки рек Благодатной и Куйбышевки, а на севере, понижаясь, смыкается с троговой долиной ручья Многоозерного.

На остальных участках гребень кальдеры либо полностью разрушен, либо перекрыт более молодыми вулканическими образованиями. Довольно крутой обрыв внутренней стенки кальдеры на северо-западе достигает высоты 200—240 м над ее дном (около 800 м над ур. м.). Диаметр кальдеры оценивается в 3—3,5 км; возраст ее — поздний плейстоцен или ранний голоцен.

Кальдера была широко открыта к югу, и здесь, у ее южного края, возвышается крупный экструзивный купол Грозный (3, на рис. 63). Он возвышается до 590 м над дном кальдеры (1158 м абс. высоты). Этот купол состоит из трех крупных блоков, разделенных понижениями. По всей вероятности, все блоки образовались в результате одного, но достаточно длительного извержения. На вершине западного, самого крупного блока, расположены две слившиеся эксплозивные воронки, образующие широтный, открытый к востоку ров. На северном склоне расположен еще один, менее высокий купол. На границе этого купола со склоном расположено гнездо мощных сольфатар (рис. 64).

Агломератовая мантия куполов почти всюду опускается до подножия, образуя в целом в плане несколько удлинненный в меридиональном направлении овал размером 1,1 X 1,7 км.

Кое-где на склонах из-под агломератовой мантии выступают короткие, крутые языки лавовых потоков, указывая на то, что купол вырос в кратере более старого центрального конуса. В северной части притоки доходят до стенки кальдеры, а на юге более старые потоки спускаются вниз на несколько километров. Один из них имеет протяженность в 6 км и достигает берега океана, образуя большой мыс Дракон шириной около 1,5 км и высотой 30—50 м.

К северо-востоку от купола Грозный, примерно на границе гребня кальдеры, возвышается крупный экструзивный купол Дракон (4, на рис. 63). Острые лавовые зубцы окружают остатки вершинного экспло-

живного кратера, из которого к югу излился мощный поток вязкой лавы. Этот поток большим лавопадом спустился к основанию купола и, пройдя еще около 1 км, уперся в старый поток центрального конуса. Небольшой поток спустился к основанию купола также и на севере.

Небольшой экструзивный купол (5, на рис. 63) расположен между куполами Грозный и Дракон, к северу от них — у подножия Дракона — находится большой эффузивный купол (6, на рис. 63). Его склоны довольно пологие, сложены крупноглыбовой лавой без обособленных потоков. От основания купола выступают крутые, короткие отростки. Еще один небольшой эффузивный купол находится по соседству — уже в долине ручья Многоозерного (7, на рис. 63).

В северной части кальдеры ранее, по-видимому, было большое озеро, но теперь потоки центрального конуса и «отростки» большого эффузивного купола сильно сократили размеры этого озера и придали его берегам причудливо извилистые очертания.

Последний член этой группы — эффузивный купол Ермак — примыкает с запада к куполу Грозный. Этот купол также удлиннен с севера на юг, на его вершине имеются следы взрывного кратера (8, на рис. 63).

Все породы вулканической группы Грозный очень сходны между собой, это — двупироксеновые андезиты. Состав вкрапленников плагиоклаза колеблется от № 55 до № 67; присутствуют авгит и гиперстен. Структура основной массы в лавовых потоках гиалопилитовая, в лавах куполов — микролитовая, иногда пилотакситовая.

С запада к куполу Ермак примыкает более древняя вулканическая постройка — вулкан Ермак (9, на рис. 63). Это — довольно пологий конус с широким и пологим кратером диаметром 600—700 м. Восточная часть гребня кратера разрушена (на его месте — купол Ермак). В самом кратере имеется небольшое озеро. Внешние склоны конуса также в значительной мере разрушены. Возраст этого вулкана, скорее всего, поздний плейстоцен.

С запада к конусу Ермак примыкает разрушенный с севера небольшой конус Кедровый, а чуть дальше — конус Мотонопури. Его кратер и склоны несут следы эрозии, но возраст конуса, несомненно, голоценовый. Заросшие лавовые потоки его спускаются почти до берега океана.

На перевале между конусами Мотонопури и Ребуншири возвышается небольшой побочный кратер — конус Малыш.

Группа вулканов полуострова Чирип

Примерно в центре охотского побережья острова далеко в море выступает п-ов Чирип; размер его приблизительно 10—12 x 19 км. В фундаменте с южной стороны (и западной?) обнажаются третичные породы. Доледниковые четвертичные вулканические породы обнажаются преимущественно вдоль западного берега. Узкий гребень доледниковых пород протягивается в центральной части полуострова от вершины к востоку до берега моря. По всей вероятности, доледниковые породы слагают и северную часть полуострова.

Центральная часть полуострова с запада вскрыта огромной глубокой депрессией; ее ширина достигает 4 км, а глубина превышает 500 м. В стенках этой депрессии обнажаются породы доледниковой вулканической постройки — лавы и пирокластика андезито-базальтового и базальтового состава.

Единая в плане депрессия остатками старого конуса и перемычкой разделена на две части — как бы на две широкие долины, напоминающие обширные трюги. Согласно исследованиям И. И. Гущенко, перемычка, разделяющая депрессию, состоит из двух полуразрушенных экструзивных куполов, а дно депрессии покрыто отложениями раскаленных лавин. У основания одного из куполов выходят fumaroles; кроме того, на дне депрессии выходят минерализованные горячие источники. Породы в стенках депрессии сильно изменены поствулканическими процессами, здесь имеются месторождения серы.

Эта депрессия обрезает не только доледниковые, но и послеледниковые лавы, так что возраст ее — голоценовый. Однако не исключено, что в голоцене просто обновилась ранее существовавшая отрицательная форма, возможно связанная и с ледниковыми формами. Вместе с тем несомненно, что в формировании этой депрессии играли роль и тектонические факторы: вся западная часть массива Чирип рассечена меридиональными сбросами (причем во многих случаях ступенчато опущена центральная часть), в области депрессии проходит один или несколько широтных тектонических нарушений. Известную роль играли также и взрывные процессы. В целом эта депрессия имеет сложный генезис, обусловленный несколькими причинами.

Здесь, как уже упоминалось, большую роль играет сбросовая тектоника. Весь западный берег обрзан сбросом крупного масштаба; по всей вероятности, сбросом также обусловлен уступ и восточного берега. У основания полуострова проходит более древнее тектоническое нарушение.

В северо-западной части полуострова проходит целая серия прямолинейных и дугообразных ступенчатых сбросов, по которым центральная часть массива опущена. Эти сбросы очень молодые — они частью выражены в рельефе. Местами сбросы затронули молодые лавы. По всей вероятности, тектонические движения продолжаются и в настоящее время, о чем свидетельствуют происходящие время

от времени неглубокие землетрясения в районе п-ова Чирип, регистрируемые близлежащей сейсмостанцией «Курильск».

В северной части массива, у его подножия, имеются четыре небольшие конусообразные возвышенности — по всей вероятности, остатки старых побочных кратеров. Один кратер, по-видимому, имеется также на юго-востоке.

Породы доледникового вулкана слагают полуостров до высоты около 1000—1100 м. На древних породах с явным угловым несогласием налегают лавы и пирокластика голоценовых конусов (рис. 65).

Крайний северный конус — Чирип имеет абсолютную высоту 1561 м и возвышается примерно на 400—500 м над уровнем древней постройки.

Его плоский, неглубокий кратер с небольшим озером на дне имеет размер около 200 X 250 м. От кратера по всем направлениям спускаются лавовые потоки с сильно заросшей поверхностью, что указывает на их относительную древность.

На юго-западе потоки оборваны краем упоминавшейся большой депрессии. На западе потоки упираются в уступ одного из сбросов. Некоторые потоки, текущие к северу, перелились через уступ и достигают берега моря. Часть потоков, направившихся к северу, также упирается в уступы широтного сброса. Наконец, в направлении к юго-востоку лавы достигают берега моря. На восточном склоне конуса Чирип, немного ниже



Рис. 65. Схема строения вулканов полуострова Чирип
1 — линии тектонических нарушений (Остальные условные обозначения см. на рис. 9)

вершины, находится небольшой сдвоенный субтерминальный кратер, по-видимому, связанный со сбросовым опусканием этой части конуса. Этот кратер излил к востоку обильные потоки лав, которые доходят до берега моря. Один из потоков образует выступающий в море мыс Чирип.

В 4 км к югу от конуса Чирип поднимается конус Богдан Хмельницкий, а между ними располагается седловина высотой около 1100 м.

С седловины к востоку спускаются лавовые потоки, истоки которых обрезаны депрессией. Концы потоков имеются и на западном склоне массива. Судя по расположению потоков, в районе истоков ручья Южный Чирип был еще один или два небольших лавовых конуса.

Высшая точка горы Богдан Хмельницкий (1589 м) является эрозионным останцем вулканического конуса, прикратерная часть которого находилась в самой вершине ручья Южный Чирип. В 300 м к юго-востоку от вершины и на 40 л

ниже находится более молодой субтерминальный кратер. Возможно, этот кратер также находится на небольшом тектоническом нарушении.

Лавовые извержения конуса Богдан Хмельницкий и его субтерминального кратера были очень обильными и целиком перекрыли всю южную часть древнего массива. И на востоке, и на западе они доходят до моря. На западе они перекрывают откос берегового сброса. На востоке лавы субтерминального кратера образуют мыс Консервный.

Сам субтерминальный кратер имеет диаметр около 250—270 м при глубине 30—35 м. В этом кратере расположена воронка последнего извержения диаметром около 100 м и глубиной до 25 м.

В окрестностях этой воронки отложились шлаки, лапилли и бомбы, а также крупные глыбы с поверхностью типа «хлебной корки».

Лавы конуса Богдан Хмельницкий принадлежат к двупироксеновым андезитам. Во вкрапленниках преобладают Лабрадор и авгит, подчиненное значение имеет гиперстен. Структура основной массы — гиалопилитовая; преобладают микролиты плагиоклаза, немного авгита, еще меньше — гиперстена. В обрывах «кальдеры» Чирип обнажаются разнообразные породы — от пироксенового базальта до спекшихся туфов андезитового или дацитового состава.

По сведениям, полученным И. И. Гуценко от местных жителей, субтерминальный кратер проявлял fumarольную деятельность вплоть до 1956 г. В настоящее время в массиве Чирип fumarольная деятельность наблюдается на трех полях в южной части большой депрессии. В литературе отмечаются извержения в 1843 и 1860 гг.; пункт извержений точно не указан. Извержения могли происходить как в

районе современных фумарольных полей в депрессии, так и в любом из субтерминальных кратеров. Скорее всего последнее извержение было эксплозивным и имело место в субтерминальном кратере Богдана Хмельницкого.

Массив Чирип образовался в плейстоцене на третичном фундаменте. По всей вероятности, здесь было несколько эруптивных центров, и характер проявления был близок к линейно-гнездовому типу. Возможно, в центральной части массива происходили взрывы, сформировавшие довольно крупные кальдероподобные депрессии. О такого рода взрывах свидетельствует довольно мощный слой спекшегося туфа, обнажающийся в борту ручья Северный Чирип. Образовавшиеся одна или две депрессии были расширены и деформированы нормальной водной и ледниковой эрозией. В последлениковое время по оси массива возникло по меньшей мере три конуса. Крайние северный и южный превысили 1500 м в высоту; центральный (один или два) был несколько ниже. Плейстоценовая депрессия была в значительной мере засыпана продуктами новых извержений. Однако в дальнейшем возобновившаяся эрозия обновила эту депрессию, причем средний конус был полностью уничтожен (от него остались только концы лавовых потоков), был также частично разрушен южный конус — Богдан Хмельницкий.

Для массива Чирип очень характерна большая роль сбросовых нарушений. Дизъюнктивные нарушения начались в плейстоцене и продолжаются до настоящего времени; некоторые сбросы выражены в современном рельефе. Видимо, с этими нарушениями связано перемещение деятельности из зершинных в субтерминальные кратеры. В какой-то мере они обусловили и образование большой кальдероподобной депрессии.

Хребет Богатырь. В средней части острова, к юго-западу от залива Косатка, протягивается вулканический хребет Богатырь. Четвертичные вулканические породы протягиваются здесь на 20—25 км и достигают ширины до 15 км (рис. 66).

Весь этот район подвергся двукратерному оледенению. Долодниковые вулканические центры не сохранились. Морены первого оледенения спускаются далеко вниз и, в частности, покрывают 200-метровую морскую террасу у восточного склона хребта, сложенную породами третичного фундамента. Центры межледниковой деятельности местами разрушены только частично, и кое-где можно видеть остатки межледниковых конусов и лавовых потоков (особенно в северо-восточной части хребта).

По их расположению можно судить, что вулканическая деятельность имела здесь «линейно-гнездовый» характер. Второе оледенение «обновило» кары и трюги первого и было сильнее проявлено на северном склоне хребта, нежели на южном.



Рис. 66. Схема расположения вулканов хребта Богатырь и вулкан Атсонупури

1 — плейстоценовые лавы (Остальные условные обозначения см. на рис. 9)



Рис. 67. Схема строения голоценовых конусов северной части хребта Богатырь

1 — конус Буревестник (Условные обозначения см. на рис. 9)

Некоторые конусы действовали на самой границе плейстоцен - голоцен, и можно найти все переходы от сильно эродированных до совершенно свежих конусов.

Голоценовая деятельность имела также линейно-гнездовый характер. Выделяются три «гнезда», вытянутые по простиранию хребта. Все конусы, за исключением сложно построенного вулкана Стокап, являются более или менее одноактными образованиями, насаженными на сложно расчлененный ледниковый рельеф.

Первое «гнездо» располагается в северо-восточной части хребта (рис. 67). Здесь косо (около 45°) к простиранию хребта протягивается цепочка из 4 или 5 небольших конусов. Крайним восточным конусом является конус Буревестник; его абсолютная высота 1427 м, относительная — около 500 м. Кратер и склоны конуса частично разрушены. От подножия в северо-восточном направлении спускаются сильно заросшие потоки лавы. С востока из-под конуса Богатырь выступает довольно сильно разрушенный конус, вероятно, раннеголоценового возраста.

С запада к конусу Богатырь примыкает небольшой конус с открытым к югу кратером, из которого излились обширные потоки лавы длиной до 9 км. Эти потоки заполняют трог и почти доходят до берега Тихого океана. Между этими двумя конусами, прямо в их слившиеся склоны, врезан удлинненный эксплозивный кратер.

Западнее, на краю трога, расположен разрушенный с одной стороны конус с остатками сравнительно широкого, но мелкого кратера. По всей вероятности, это раннеголоценовый конус (быть может позднеледниковый).

К северу от этого конуса по оси хребта располагаются еще три полуразрушенных конуса, условно отнесенных к позднему плейстоцену.

Еще далее к западу, в вершине троговой долины, находится небольшой конус с открытым к югу кратером; этот конус дал длинный лавовый поток, спускающийся в сторону Охотского моря. Последние порции лавы были довольно вязкими и образовали короткие, крутые языки.

Второе «гнездо» располагается в 5 — 6 км по простиранию хребта к юго-западу (рис. 68). Это — четыре тесно слившихся конуса, образующие небольшой хребтик (3 км длиной) на оси главного хребта. От этой группы конусов к Тихому океану спускаются длинные (до 10 км) языки лавовых потоков; в нижней части склона лавы этой группы конусов сливаются с лавами группы Буревестника.

В 0,5 км к западу от этой группы имеется еще один, более старый по виду, конус: его возраст, скорее всего, раннеголоценовый.

Заканчивается хребет Богатырь сложно построенной группой вулкана **Стокап**. Этот вулкан, как и другие конусы хребта, расположен на достаточно высоком плейстоценовом основании. Однако масштаб деятельности вулкана был гораздо больше, чем всех остальных конусов хребта, вместе взятых. Лавы Стокапа полностью нивелируют все неровности ледникового рельефа и протягиваются на всю ширину острова от Тихого океана до Охотского моря (до 16 км). Площадь, закрытая лавами этого вулкана, оценивается в 135 км².

Группа вулкана Стокап — это сложно построенное «гнездо» из 8 — 10 конусов и кратеров, часть которых в значительной мере разрушена эксплозиями и эрозией.

С севера и юга эта группа ограничена остатками кратерных стенок, которые как бы образуют части единого большого кратера шириной около 1 км. Однако более новые вулканические сооружения и эксплозивные воронки настолько усложняют современную картину, что теперь

трудно с достоверностью сказать, части ли это единого кратера или остатки отдельных лавовых конусов. Верхняя часть массива прорезана двумя глубокими ущельями; возможно, что в вершине одного из них ранее был также лавовый конус. Немного севернее южной стенки располагаются остатки еще одного лавового конуса, от которого к югу излился большой лавовый поток.

Все остальные вулканические формы группы Стокап вытянуты линейно вдоль оси хребта.

В западную часть большого кратера врезана крупная эксплозивная воронка диаметром около

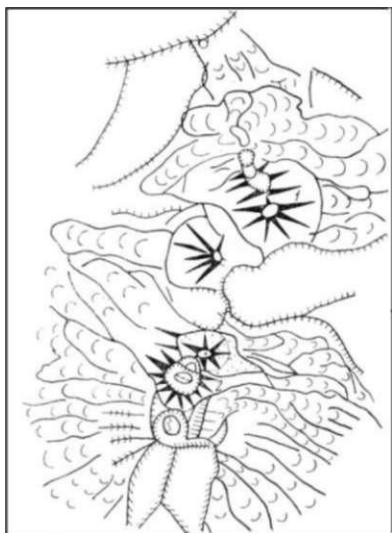


Рис. 68. Схема строения голоценовых конусов южной части хребта Богатырь (1) и вулкана Стокап (2) (север — налево)

(Условные обозначения см. на рис. 9)

0,5 км и глубиной 50—80 м. Дно ее плоское и частично занято озером. В 500 м к востоку имеется второй эксплозивный кратер размером по гребню 300—400 м. Вероятно, этот кратер образовался в результате взрыва вершинного купола, который запечатал небольшой лавовый

конус, расположенный на месте восточной части гребня большого кратера. Крайним восточным членом этой группы является небольшой купол, находящийся уже за пределами старого большого кратера. Рыхлая мантия этого купола на востоке перекрывает ледниковый рельеф, а к северу и югу из-под нее протягиваются лавовые потоки, указывая на то, что купол вырос в кратере лавового конуса. В западный склон этой постройки врезан небольшой боковой кратер.

Лавы вулкана Стокап сложены основными андезитами и андезито-базальтами. Вкрапленники в них — Лабрадор, гиперстен, авгит, изредка — оливин. В некоторых шлифах — очень крупные зерна плагиоклаза и гиперстена. Структура основной массы — гиалопилитовая, гиалиновая, иногда — микроделеритовая.

История развития вулканов хребта Богатырь сходна с историей других «линейно-гнездовых» групп. Начиная с доледникового времени и до голоцена извержения имели сходный характер в форме эксплозий и излияний лавы из тесно расположенных небольших конусов. Исключение составляет только крайний юго-западный член этой группы — вулкан Стокап, который, по всей вероятности, действовал вначале как крупный стратовулкан. Позже на вершине появилась группа более мелких образований.

В настоящее время ни один из конусов хребта Богатырь не проявляет никаких признаков активности.

Вулкан Атсонупури. В южной части о-ва Итуруп (Охотское побережье) возвышается конус вулкана Атсонупури, образуя полуостров, соединенный с островом низким перешейком, едва достигающим 30 м высоты.

Этот вулкан имеет строение типа Сомма-Везувий (рис. 69). Сомма сохранилась только с юго-восточной стороны. Здесь, на высоте около 900 м над ур. м., хорошо выражен острый гребень сохранившейся части кальдеры. Ее диаметр был всего 2 км. Внутренняя стенка кальдеры крутая, но очень низкая — всего 20-30 м. Восточная и западная части гребня скрыты под отложениями молодого конуса, но их очертания как бы «просвечивают» сквозь маломощный пирокластический чехол. Внешние склоны соммы довольно ровные и прорезаны лишь немногочисленными, мелкими долинками временных водотоков. Верхняя часть склонов засыпана шлаками от извержений центрального конуса, а нижняя заросла кустарником и лесом. На берегу моря и у нос. Лесозаводского (6 км от края кальдеры) обнажаются концы базальтовых потоков соммы.

Центральный конус возвышается на 1205 м над ур. м., или около 300 м над гребнем кальдеры. На юго-востоке, между гребнем соммы и склоном центрального конуса, имеется небольшое плоское атрио, а на северо-западе склоны конуса спускаются до берега моря и далее, без перерыва и без подводных террас, уходят до глубины несколько более 1000 м. В то же время к остаткам соммы примыкает 140-метровая подводная терраса.

Кратер центрального конуса вытянут с юго-запада на северо-восток и имеет форму овальной воронки размером 400 x 500 м при глубине более 100 м. На северо-востоке и юго-западе гребень кратера имеет заметные понижения — «ворота»; к северо-западу от кратера по склону тянется большая рытвина типа «шарра». Такие же рытвины имеются и на северо-западе конуса. Склоны покрыты преимущественно шлаками и шлаковыми бомбами. Черный цвет пирокластических отложений в нижней части вулкана ближе к вершине сменяется вишневокрасным, указывающим на высокую температуру в момент извержения и на последующие процессы вторичного окисления.

В обрывах стен кратера и истоках рытвин обнажаются пласты лавовых потоков. Концы потоков, иногда с волнистой поверхностью, выходят у берега моря. Лава с вершины вулкана представлена базальтом с вкрапленниками основного плагиоклаза, оливина и моноклинного пироксена. В микролитах присутствуют те же минералы (Katsui, 1961).

Ровный, совершенно нерасчлененный характер склонов соммы указывает на ее молодой возраст. По имеющимся скудным данным и по характеру берегов и лавовых потоков можно полагать, что постройка соммы наложена на 140-метровую подводную террасу, т. е. является голоценовой и во всяком случае не старше самого позднего плейстоцена. Северо-западная часть соммы обрезана сбросом большой амплитуды; очевидно, этот сброс захватил и часть подводной террасы. По всей вероятности, с этим нарушением было связано образование кальдеры, а затем и центрального конуса.

Кратер центрального конуса и даже его склоны несут следы совсем недавних подвижек по тому же нарушению; вероятно, этот сброс является очень молодым. Сейсмостанция «Лесозаводск» время от времени записывает серии слабых землетрясений под вулканом Атсонупури. Вероятно, это связано с продолжающимися подвижками по сбросу.

Вулкан возник в конце плейстоцена или в начале голоцена в виде изолированного островка высотой до 1,5 км. Впоследствии конус причаянился к острову низким наносным перешейком. В середине голоцена вдоль северо-западного берега острова заложилось сбросовое нарушение. Видимо, начало подвижек обусловило образование эксплозивной кальдеры диаметром около 2 км. Затем северо-западная часть старого конуса была опущена, и в полости вырос новый, внутренний конус. Состав лав остался прежним, базальтовым. Характер извержений был преимущественно стромболианским, реже изливалась жидкая лава.

Сведения о современной активности этого вулкана довольно скудные. В начале сентября 1812 г. капитан Рикорд наблюдал извержение «с пламенем» в южной части о-ва Итуруп. По всей вероятности, это было извержение вулкана Атсонупури. По сообщению местных жителей, слабое извержение было в 1932 г. В настоящее время вулкан Атсонупури признаков деятельности не проявляет, но извержения его вполне возможны.

Массив Рокко. К югу от Атсонупури о-в Итуруп сложен древним массивом вулканических пород — Рокко. Этот массив имеет длину до 20 км при ширине до 10 км. Многочисленные долины пересекают массив, и не-

Рис. 69. Вулкан Атсонупури



возможно при беглом изучении выделить расположение первоначальных эруптивных центров. Кое-где отдельные останцы напоминают остатки конусов «линейно-гнездового» типа. Наивысшая точка в юго-западной части массива достигает высоты 907 м. Глубокие долины, пересекающие массив, являются деформированными трогами и карами первого оледенения.

В центральную часть этого массива врезана большая кальдера Урбич. Она наложена на ледниковый рельеф, но ее выположенные внутренние склоны не несут следов ледниковой экзарации, что определяет ее возраст временем после первого оледенения. Условно возраст считается межледниковым. Диаметр гребня кальдеры составляет 6 км, его наивысшая точка — 622 м. На дне кальдеры, на высоте не менее 100 м над ур. м., находится пресное кальдерное озеро Красивое, диаметром около 3 км. Юго-восточная стенка кальдеры прорезана каньоном, и из озера в океан течет р. Урумбет (1, на рис. 70).

Кальдера Урбич в голоцене не проявляла никакой деятельности, а рыхлые отложения, неизбежно связанные с формированием такого рода кальдер, были снесены со склонов и из долин и теперь обнажаются только в районе горы Голубка.

К юго-западу от гор Рокко расположен перешеек Южный высотой 50 — 60 м, сложенный пемзой дацитового состава. Этот перешеек соединяет три южных вулкана о-ва Итуруп — горы Рокко, кальдеру Львиная Пасть и крайний южный массив — вулкан Берутарубе.

Генетически эти пемзы связаны с формированием кальдеры Львиная Пасть. Эта кальдера имеет вид разорванного на севере кольца с пологим внешним склоном и крутыми обрывистыми внутренними стенками (2, на рис. 70). Подножие конуса имеет диаметр 12—13 км, а сама кальдера вытянута в меридиональном направлении и имеет размер 7х9 км. Гребень кальдеры, как говорилось, на севере разорван; проход шириной до 5 км соединяет полость кальдеры с водами Охотского моря. В середине этого прохода возвышается скала, напоминающая при наблюдении с моря фигуру лежащего льва.

«Порог», отделяющий кальдерную бухту от моря, имеет глубину менее 50 м. Гребень кальдеры поднимается на высоту до 400 м, а внутренние стенки круто обрываются вниз до глубины в 550 м ниже уровня моря. Таким образом, глубина кальдеры достигает почти 1 км.

В стенках кальдеры обнажена структура стратовулкана. Состав пород преимущественно основной; пемзы заключительного взрыва имеют дацитовый состав с 65,6% SiO₂.

По отсутствию следов ледниковой экзарации на склонах можно полагать, что первоначальная постройка возникла после первого оледенения (возраст самой кальдеры может быть даже голоценовым). Северная часть кальдерной постройки отсечена тем же сбросом, который проходит через вулкан Атсонупури, однако неясно, связано ли формирование кальдеры с этим сбросом; по всей вероятности, сброс — более поздний.

Крайнюю юго-западную часть о-ва Итуруп формирует вулкан Берутарубе. Он образует пологий конус с диаметром основания в 10—11 км. Склоны конуса, особенно в верхней части, рассечены широкими долинами; эти долины, по-видимому, являются деформированными трогами. Местами можно выделить вложенные одна в другую троговые долины, от-

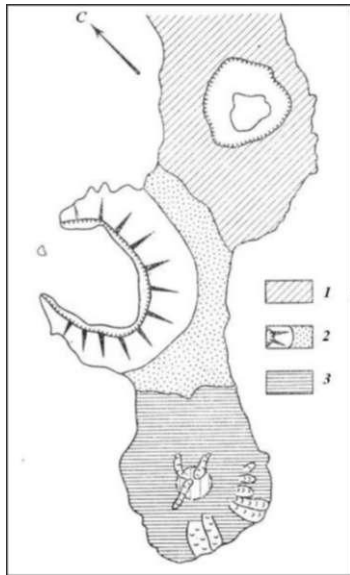


Рис. 70. Схема расположения вулканов южной части о-ва Итуруп
1 — массив Рокко и кальдера Урбич; 2 — кальдера Львиная Пасть; 3 — вулкан Берутарубе (Остальные условные обозначения см. на рис. 9)

вечающие, по-видимому, первому и второму оледенениям (3, на рис. 70).

Вершина конуса (1222 м) довольно широкая, здесь сходятся вершины трогов и каров, на которые наложен небольшой конус голоценового возраста. Этот конус также сильно разрушен, в стенках обнажены сильно измененные породы, от конца оттягиваются два-три небольших лавовых потока. В широких амфитеатрах, врезанных в стенки внутреннего кратера, выходят мощные сольфатары, отлагающие серу.

Доледниковый вулкан имел форму пологого конуса с плоским кратером приблизительно 1,2 км в диаметре. В межледниковое время продолжающаяся вулканическая деятельность частью «залечила» трогов первого оледенения. Второе оледенение опять «обновило» некоторые трогов, но только в самой верхней части конуса. В голоцене образовался небольшой конус с диаметром основания около 1 км. Этот конус был, существенно, пирокластическим: можно видеть только два небольших

потока лавы. Извержения закончились здесь несколько сот (а может быть, и тысяч) лет назад: склоны конуса были частично разрушены, но фумарольная деятельность продолжается до настоящего времени.

Остров Кунашир

Кунашир — крайний юго-западный остров Большой Курильской гряды. Он отделен от Итурупа проливом Екатерины в 22 км шириной. К востоку от Кунашира, за широким (60 км) Южно-Курильским проливом, расположена цепь островов Малой Курильской гряды. Пролив Измены (17 км шириной) на юге и Кунаширский пролив (25 км) на западе отделяют о-в Кунашир от о-ва Хоккайдо.

Кунашир занимает по площади третье место после Итурупа и Парамушира, длина его — 123 км, ширина — от 7 до 35 км, площадь — 1490 км².

На острове имеется четыре хорошо выраженных вулкана, все они — действующие. Северную, расширенную часть острова занимают высокие вулканы Тятя и Руруй (рис. 71); остальные два вулкана расположены в южной части острова. Средняя часть острова, между этими двумя группами, представляет область распространения третичных вулканогенных пород с интрузиями гранодиоритов. Явно выраженных вулканических форм здесь нет.

Вулкан Тятя. На северо-восточном конце о-ва Кунашир возвышается один из самых красивых курильских вулканов — вулкан Тятя. Он построен по типу Сомма-Везувий, однако исключительной правильностью своих форм, как и Пик Креницына на Онекотане, далеко превосходит прославленный Везувий с его Соммой (рис. 72).

Сомма вулкана Тятя образует большой правильный сильно усеченный конус высотой до 1485 м и с диаметром основания 15—18 км. На севере и юге его склоны спускаются до берега Охотского моря и Тихого океана, на западе за высокой седловиной поднимается вулкан Руруй, а на востоке из-под основания выступает третичный фундамент.

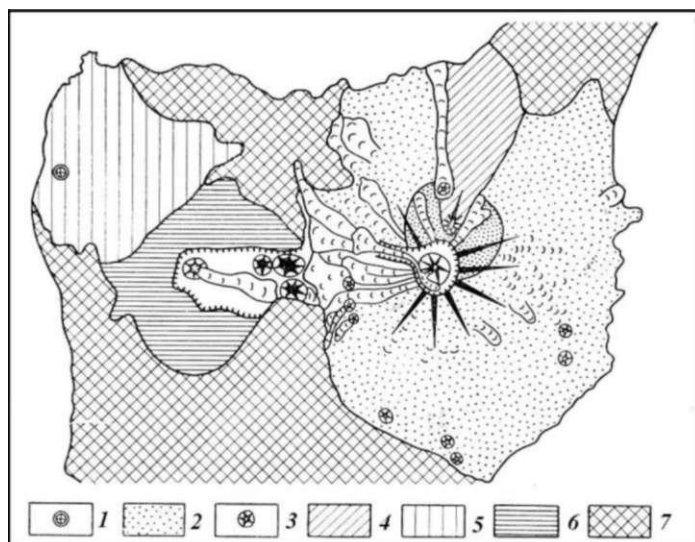


Рис. 71. Схема расположения вулканов северной части о-ва Кунашир

1 — фумарольное поле вулкана Руруй; 2 — пирокластические отложения вулкана Тятя; 3 — побочные кратеры; 4 — остатки древней постройки вулкана Тятя; 5 — массив вулкана Руруй; 6 — массив вулкана Смирнова; 7 — фундамент (Остальные условные обозначения см. на рис. 9)

На вершине расположена неглубокая слегка овальная кальдера размером 2,1 x 2,4 км. Невысокий (50—80 м) гребень кальдеры хорошо выражен только в южной части; отдельные участки гребня поднимаются над дном кальдеры также в западной и северо-западной части. На востоке и частью на севере гребень

отсутствует, и плоское дно кальдеры переходит прямо в крутой внешний склон соммы.

Крутизна склонов в верхней части достигает 30° и не превышает $4-5^\circ$ у подножия. В целом форма склона имеет типичный вид логарифмической кривой. Склоны соммы покрыты весьма многочисленными барранкосами и эрозионными ложбинами, однако при наблюдении издали расчлененность склонов становится мало заметной и совершенно не нарушает правильности формы вулкана. Более значительная выемка имеется только в верхней части северо-западного склона.

На северо-восточном склоне вулкана, в 150 м^* ниже края кальдеры, возвышаются эродированные остатки какого-то вулканического сооружения. По всей вероятности, это остатки более древней вулканической постройки, узкий сектор которой протягивается до берега Охотского моря.

На этом же склоне, на высоте 750 м , находятся остатки побочного кратера, от которого до берега моря спускается поток лавы. Остатки трех



Рис. 72. Вулкан Тятя

небольших побочных конусов, из них два — с лавовыми потоками, имеются у западного подножия — в вершине р. Тятиной; еще несколько небольших сильно разрушенных конусов расположены в южном секторе подножия.

В промоинах склонов соммы обнажаются преимущественно лавовые

потоки. В обрыве кальдеры видна слоистая структура, но с преобладанием лав над пирокластикой.

Породы нижней и средней частей соммы — преимущественно оливиновые базальты. Во вкрапленниках — битовнит № 70—90, авгит, оливин. Иногда из темноцветных присутствует только оливин. Структура основной массы интерсервальная с Лабрадором № 65 и авгитом в микролитах.

Верхняя часть соммы и гребень ее кальдеры сложены основным андезитом и андезито-базальтом. Вкрапленники: Лабрадор № 54—70, гиперстен, авгит. Структура основной массы гиалопилитовая с переходом в пи-лотакситовую. Плагноклаз микролитов относится к андезин-лабрадору № 45-52.

Центральный конус расположен почти в центре кальдеры, диаметр его основания около $1,5\text{ км}$. На вершине расположены две взрывные воронки, разделенные перемычкой; гребень общего кратера сильно удлинен в северо-восточном направлении; его размер $400 \times 250\text{ м}$. Юго-восточная часть гребня заметно возвышается над остальными участками.

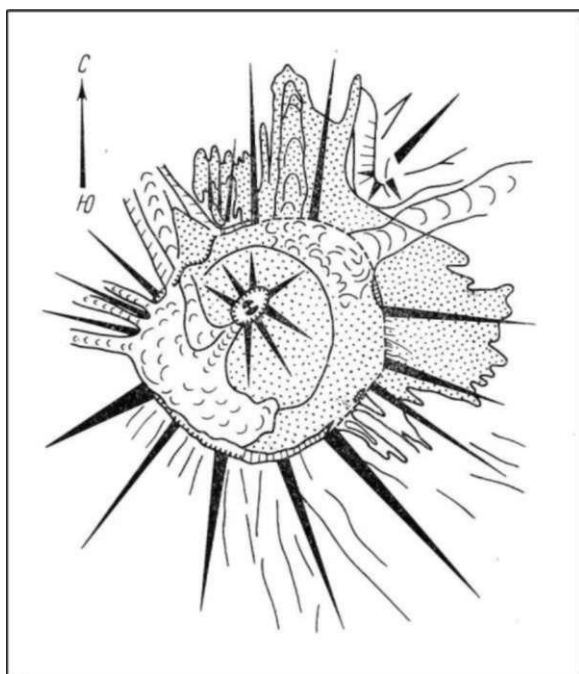


Рис. 73. Схема вулкана Тятя
(Условные обозначения см. на рис. 9)

Здесь расположена максимальная отметка вулкана — 1822 м над ур. м., или около 400 м над дном кальдеры (рис. 73).

Юго-западная часть гребня примерно на 100 м ниже, и отсюда спускаются лавовые потоки, которые доходят до подножия конуса и, разливаясь, покрывают весь юго-западный сегмент атрио, вплоть до уступа кальдерной стенки. Два небольших ответвления доходят на северо-западе до выемки и спускаются по ней по меньшей мере на $3-3,5\text{ км}$; более старые потоки из этой выемки, которые, по всей вероятности, также связаны с центральным конусом, спускаются к самому подножию и имеют общую длину до $8-9\text{ км}$. В западной части, через разорванный гребень кальдеры, узкие потоки

центрального конуса выходят на внешний склон соммы, спускаясь по барран-косам до подножия — к вершине р. Тятиной. Кроме того, полузасыпанные шлаками потоки центрального конуса переливаются через край кальдеры и спускаются по северному и северо-восточному склону соммы до высоты около 700 м. Большая часть центрального конуса и дна кальдеры засыпана шлаками. Кое-где на дне кальдеры под покровом пирокластики проступают очертания засыпанных лавовых потоков. Через пониженную часть гребня кальдеры на севере и востоке шлаки спускаются по склонам соммы до высоты около 700 ж. Здесь шлаки часто выравнивают неровности рельефа, и только наиболее высокие «гребни» потоков соммы возвышаются над широкими шлаковыми долинами²³ (рис. 74).

Лава и пирокластика центрального конуса относятся к оливиновому базальту. Во вкрапленниках — битовнит № 70—90, оливин и авгит. Структура основной массы — интерсерральная, микроделеритовая и гиалиновая. Плагноклаз микролитов несколько более кислый — № 55—82. Как сообщил Мильн (Milne, 1886), местные жители айны рассказывали, что внешний кратер вулкана Тятя заполнен озером. Ныне озера там нет, а

Е. К. Мархинин (1959) выделил на сомме вулкана Тятя «среднюю шлаковую толшу». Однако дешифрирование аэроснимков показало, что эти шлаки связаны с центральным конусом.

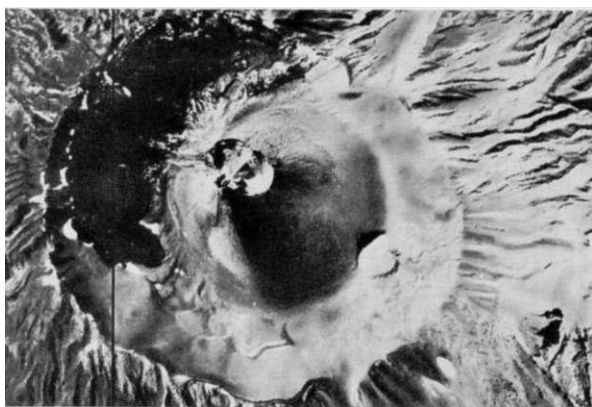


Рис. 74. Плановый аэроснимок шлакового конуса вершины вулкана Тятя.

наличие довольно древнего понижения в северо-западной части вершины конуса не допускает возможности существования озера и в ближайшем историческом прошлом. Быть может, предание об озере сохранилось с более древних времен, когда озеро могло здесь существовать, но по мере роста центрального конуса оно было в буквальном смысле слова вытеснено.

Отсутствие следов ледниковой деятельности на склонах соммы при ее значительной высоте свидетельствует о послеледниковом возрасте современной поверхности соммы. Остаток более древней постройки, выступающий на северо-восточном склоне, указывает на существование более древней, ныне погребенной постройки.

Сомма вулкана Тятя возникла не ранее позднего плейстоцена, а может быть, и в начале голоцена на остатках плейстоценовой постройки. Извержения вулкана характеризовались смешанной стромболианской деятельностью с преобладанием жидких базальтовых и андезито-базальтовых потоков. Только в самом конце появились несколько более кислые дву-пироксеновые андезиты, но и они имели достаточно основной состав. Затем, по-видимому, наступил некоторый перерыв в извержениях, закончившийся взрывом, который прочистил старый канал. Может быть, во время перерыва в деятельности вершинного кратера на склонах и у подножия образовалось несколько шлаковых конусов и лавовых потоков. Вершина конуса была частью взорвана, частью обрушилась в канал, и кратер расширился до 2—2,5 км. Возобновившаяся деятельность привела к образованию центрального конуса. Деятельность имела преимущественно стромболианский характер, иногда с излиянием базальтовых лав. Шлаки засыпали атрио, а местами спустились и по внешнему склону соммы.

Последнее извержение произошло в 1812 г., и возможно, что именно в это время излился наиболее свежий поток в атрио (на юго-западе), на заключительных стадиях извержения были выброшены шлаки и фигурные бомбы. В настоящее время вулкан признаков активности не проявляет.

Вулкан Руруй. Вулкан Руруй находится на северном окончании хребта Докучаева. На северо-западе его подножие спускается к Охотскому морю, на северо-востоке и юго-западе обнажается третичный фундамент, а на юго-востоке вулкан граничит с разрушенным вулканом Смирнова.

Современный конус (1486 м) насажен на ледниковый рельеф первого оледенения. Три широких и глубоких ущелья, сходящиеся к вершине, полностью разрушили кратер и эродировали значительную часть склонов. Эти сужающиеся книзу ущелья, по-видимому, являются деформированными карами второго оледенения. В стенках ущелий обнажается типичная структура стратовулкана. Анализированная порода с западного склона конуса является обычным дупироксеновым андезитом с 58% SiO₂ (Гуменный, Неверов, 1961). На вершине обнажаются светлые породы, измененные фумарольной деятельностью, но последняя проявляется теперь только на одном участке западного склона вулкана — на высоте от 150 до 350 м над ур. м., примерно на площади в 1 км².

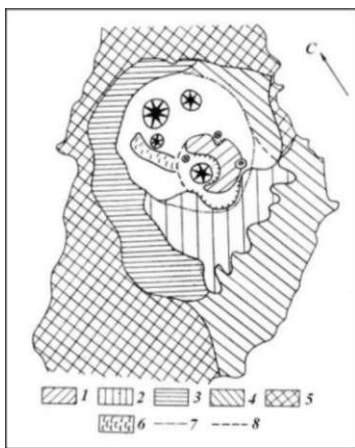


Рис. 75. Схема строения вулкана Менделеева

1 — центральный конус; 2 — II сомма; 3 — I сомма; 4 — нерасчлененная толща (частью третичная); 5 — фундамент; 6 — пирокластический поток; 7 — очертания древней кальдеры; 8 — очертания молодой кальдеры (Остальные условные обозначения см. на рис. 9)

С юго-запада к вулкану Руруй примыкают остатки вулкана Смирнова. Это — довольно пологий конус высотой до 1182 м. Участок северного склона более или менее сохранился, но вся южная часть совершенно разрушена ледниковой деятельностью. В нижней части трогов обнажен третичный фундамент.

Особенно широкий трог спускается к юго-востоку к истокам р. Тягиной. В самой вершине этого трога имеется небольшой полуразрушенный конус, от которого вниз спускается длинный (около 4 км) лавовый поток. Близ окончания этого потока находится большой конус (гора Вильяма, 675 м) диаметром около 1 км, от него спускается очень

короткий лавовый поток. Кратер на вершине не сохранился.

Чуть севернее расположено два довольно свежих по виду купола. Один из них — гора Гедройца (758 м) — напоминает эффузивный купол диаметром около 700 м, другой — размером 1 x 1,4 км — является эк-струзивным. Перечисленные четыре вулканических постройки находятся на дне трога первого оледенения и могут рассматриваться как побочные образования древнего вулкана Смирнова.

В северной части хребта Докучаева в доледниковое время возникло два близко расположенных вулкана — Руруй и Смирнова. Первое оледенение сильно разрушило обе постройки; особенно сильно была разрушена экзарацией южная часть вулкана Смирнова, где неглубоко залегали непрочные породы третичного фундамента.

В межледниковое время вулкан Руруй возобновил свою деятельность, и здесь образовался новый конус, который, возможно, действовал до самого конца плейстоцена. В настоящее время сохранилось только одно фумарольное поле на склоне.

Южный вулкан — **Смирнова** — после первого оледенения проявил активность только в виде эксцентричных извержений. Вначале образовались два конуса, затем эффузивный купол и последним — эк-струзивный. Судя по сохранности форм, только верхний конус является раннеголоценовым или, может быть, даже позднеплиоценовым. Остальные постройки, несомненно, голоценовые.

Вулкан Менделеева. Вулкан Менделеева расположен в южной трети о-ва Кунашир, недалеко от г. Южно-Курильска (рис. 75). Это — сложно построенный вулкан, детали строения которого скрыты из-за плохой обнаженности, а также густой непроходимой растительности.

Наиболее древним членом этого массива является большая кальдера диаметром до 6 — 7 км. Ее сильно выровненный гребень сохранился только на северо-западе; на востоке гребень целиком разрушен, а в южной части перекрыт более поздней соммой горы Мечникова. Однако нижняя часть древнего конуса выступает на юге из-под лав второй соммы.

Сохранившиеся участки внешнего склона несут следы интенсивной эрозии в виде многочисленных радиальных долин. В дне долин и вдоль берегов из-под лав первой соммы выступает третичный фундамент.

Первая сомма сложена потоками двупироксенового (иногда с примесью оливина) андезита и андезито-базальта. Во вкрапленниках лабрадор № 57—58, авгит-гиперстен, иногда оливин. Структура основной массы — пилотакситовая.

Почти повсеместно древний конус перекрыт рыхлой пирокластической толщей (Головнинская свита, по Мархинину). Мы рассматриваем эту толщу как отложения взрывов, связанных с формированием большой кальдеры. В состав этой толщи входят разнообразные андезиты и дациты, включая мощные толщи дацитовой пемзы.

Эксцентрично по отношению к первой кальдере, со движом к югу, располагается вторая сомма. Южная половина этой постройки сохранилась хорошо, и отчетливо видно, как почти нерасчлененные склоны ее конуса перекрывают эрозионный рельеф первой соммы. Здесь же в виде полукольца сохранился гребень второй кальдеры; его высшая точка называется горой Мечникова (800 м). Северная половина второй соммы частично заполняла полость первой кальдеры. Теперь здесь сохранились только сильно эродированные остатки склонов, а положение второй кальдеры фиксируется по отдельным останцам и расположению фумарольных полей. Размер второй кальдеры по гребню — 3 x 3,5 км.

В северной части первой кальдеры располагаются две сильно сглаженные вершины; по-видимому, это — эксцентричные эк-струзивные купола второй соммы. Образование второй кальдеры, скорее всего, связано с направленным к северу взрывом.

В строении второй соммы (гора Мечникова) участвуют довольно однообразные пироксен-оливиновые базальты и андезито-базальты. Во вкрапленниках — Лабрадор до битовнита № 60—80, оливин, авгит, иногда развивающийся по оливину. Структура основной массы — микродолеритовая и андезитовая.

Пирокластические отложения состава двупироксенового андезита в полости первой кальдеры, очевидно, связаны с взрывом второй кальдеры.

В полости второй кальдеры с небольшим сдвигом к северу поднимаются остатки внутреннего центрального конуса. На юге, между второй соммой и центральным конусом, сохранился участок узкого атрио; на востоке можно проследить стык центрального конуса и постройки второй соммы. Как раз к этой границе приурочены чатыре сольфатарных поля, опоясывающих конус на востоке и севере на высоте 300—400 м. Северовосточное поле, несомненно, связано с эксцентричным эксплозивным кратером; возможно, другие поля также связаны с боковыми взрывами. Очень расширенные эрозией боковые кратеры и водноэрозионные ложбины сильно исказили очертания восточной половины центрального конуса, а западная половина отсутствует вообще.

Наивысшая точка этой части массива достигает высоты приблизительно 850 м, или 300—500 м над дном второй кальдеры. Диаметр основания конуса составлял 3 км, а ширина кратера — более 1 км. По всей вероятности образование широкого кратера было вызвано направленным к западу взрывом, снесшим западную часть постройки. От «пролома» к северо-западу в полость древней кальдеры спускается сильно заросший пирокластический поток.

В разрушенном кратере центрального конуса возвышается довольно хорошо сохранившийся экструзивный купол. Его вершина достигает 890 м над ур. м., или около 200 м над дном кратера.

Породы центрального конуса, судя по очень скудным из-за плохой обнаженности данным, являются двупироксеновыми андезитами и андезито-базальтами, с вкрапленниками основного плагиоклаза, гиперстена и авгита. Иногда присутствует оливин. Структура основной массы микролитовая. Центральный купол сложен дацитом с 65,5% SiO₂. Во вкрапленниках отмечаются андезин № 45, кварц, авгит, гиперстен, изредка оливин. Структура основной массы гиалонилитовая.

Очень сложная форма вулкана и неоднократная смена состава пород свидетельствуют о длительной и сложной истории его развития. В общих чертах эта история может быть представлена следующим образом.

На третичном фундаменте возник довольно обширный конус с диаметром основания до 12 км. Вначале изливались андезиты и андезито-базальты, но постепенно породы становились более кислыми, и этот этап завершился гигантским взрывом с выбросом кислых пемз и последующим образованием обширной кальдеры. Все эти события произошли, несомненно, в доледниковое время, но более точная датировка пока невозможна.

Затем на южном крае первой кальдеры образовался новый конус. Его южные склоны перекрыли эрозионный рельеф древней постройки, а северные частично заполнили большую древнюю кальдеру. Размер этого конуса был не меньше 6—8 км. Как и в первом конусе, извержения начались основными излияниями, а заключительный направленный взрыв, разрушивший северную часть вершины, дал кислые андезиты. Образовавшаяся вторая кальдера имела размер 3—3,5 км. Куполы в северной части первой кальдеры, по-видимому, связаны с заключительными фазами. Условно эту постройку можно отнести к межледниковому времени ²⁴.

²⁴ Радиоуглеродная датировка растительных остатков из основания этой постройки дала возраст 39000 лет (Л. Д. Сулержицкий), что соответствует вюрмскому интер-стадиалу.

Центральный конус сложен, по-видимому, также довольно основными породами. Этот конус почти полностью заполнил площадь второй кальдеры. В конце его формирования по периферии конуса произошло несколько эксплозий, а затем западная часть конуса была взорвана, и в образовавшейся полости вырос дацитовый купол. Возраст купола голоценовый ²⁵.

Таким образом, в истории вулкана Менделеева трижды повторились более или менее сходные явления: формирование конуса основного состава, затем взрыв кислого материала, новое образование основного конуса и т. д. Масштаб явлений каждый раз сокращался — первая кальдера имеет диаметр 6 км, вторая кальдера—3км, а кратер центрального конуса — около 1 км.

Единственное извержение вулкана Менделеева отмечает Мильн в 1880 г. Извержение происходило в районе северо-восточного сольфатарного поля и было, по-видимому, чисто газовым, возможно, со слабыми взрывами.

В настоящее время вулкан проявляет постоянную сольфатарную деятельность на четырех боковых сольфатарных полях.

Кальдера Головина. Последний вулкан Большой Курильской гряды — кальдера Головина — формирует южную оконечность о-ва Кунашир. Этот вулкан образует широкий — более 10 км в диаметре, но очень пологий конус с сильно усеченной вершиной.

Северо-западные склоны довольно круто спускаются к морю и местами образуют высокие береговые обрывы.

На юге внешние склоны конуса очень пологие, их крутизна не превышает $1-8^\circ$, и здесь они постепенно переходят в широкую прибрежную равнину. Склоны рассечены радиальной системой многочисленных речек и ручьев, покрыты лесом и кустарником, и обнажения на них практически отсутствуют.

На вершине расположена кальдера диаметром в 4–4,5 км, очертания ее сильно изменены последующей эрозией. Гребень кальдеры имеет высоту всего 300–400 м, внутренние стенки относительно пологие — не круче $25-28^\circ$.

Над относительно ровными внешними склонами вокруг всей кальдеры выступает ряд возвышенностей; сюда относится наиболее высокая из них — гора Головнина (547 м) на юге, гора Воробьева — в северной половине и др. Все эти возвышенности можно объединить окружностью диаметром примерно в 7 км. Создается впечатление, что расположение этих возвышенностей отражает существование более древней кальдеры, в которую был вложен второй конус, ныне также увенчанный кальдерой. О этом как будто свидетельствует более свежий по виду склон внутреннего конуса на северо-западе и пирокластические потоки на юге, которые частью заполняют древние эрозионные борозды (рис. 76). Однако выска-

²⁵ Радиоуглеродная датировка растительных остатков из-под отложений раскаленных лавин, связанных с формированием купола, дала его возраст 4200 лет (Л. Д. Сулержицкий).

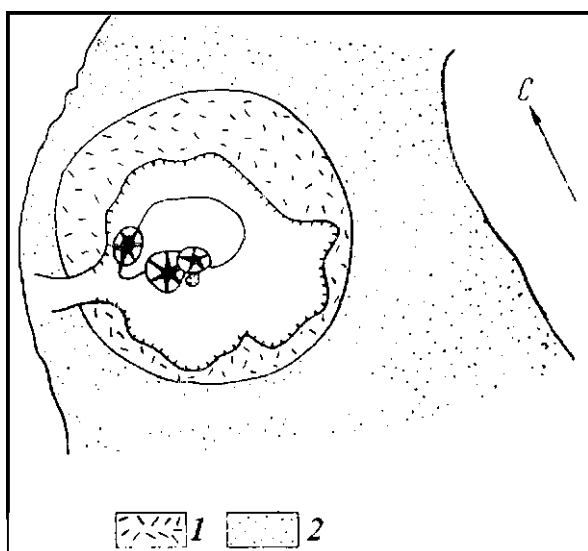


Рис. 76. Схема строения кальдеры Головнина

1 — внутренняя сомма; 2 — внешняя сомма

занное предположение о существовании на вулкане требует проверки.

В немногочисленных обнажениях на склонах соммы и в кальдере обнажаются преимущественно пирокластические породы — туфы состава гиперстенового и двупироксенового андезита. Часто встречаются крупные глыбы андезитовых лав ($56-58\% \text{SiO}_2$). Во вкрапленниках андезитов — лабрадор № 54–65, авгит, гиперстен; иногда гиперстен — единственный темноцветный минерал вкрапленников. Структура основной массы — гиалопилитовая, гиалиновая, иногда крипнокристаллическая. Плагиоклаз микролитов

относится к Лабрадору № 50. Встречены также обломки дацита; в них плагиоклаз относится к андезину № 47, содержатся пироксены, встречаются зерна кварца. Структура основной массы дацитов — гиалопилитовая. Поверхность конуса покрыта пемзой кальдерных взрывов, состав ее — дацит ($66-70\%$

Диаметр дна современной кальдеры около 3 км. Северная часть его занята кальдерным озером, размеры которого 1 x 2,5 км. Отметка поверхности озера равна 130 м над ур. м., а глубина достигает 62 м. Таким образом, дно кальдеры лежит на высоте 63 м над ур. м., а глубина ее составляет около 330 м. Воды озера через узкий прорыв в западной части кальдеры стекают в Кунаширский пролив.

Юго-западная часть дна кальдеры (размером 1,5 x 2 км) приподнята над уровнем озера на высоту 7–12 м, или на 70–80 м над дном его. По краю этой приподнятой части видно крутое периклинальное залегание озерных конгломератов, что создает представление о скрытой здесь лакколитообразной экструзии, подобной образовавшейся на вулкане Усу (о-в Хоккайдо) в 1910 или 1944 г.

На границе озера и приподнятого участка дна в широтном направлении расположены два экструзивных купола состава двупироксенового андезито-дацита ($64,7\% \text{SiO}_2$). Относительная высота над уровнем озера 130 м. Западная экструзия вскрыта на севере небольшим эксплозивным кратером, в котором действуют сольфатары. У подножия восточной экструзии, но с южной стороны, также расположен кратер взрыва, который частично врезан в склон купола, а частично — в прилегающий участок дна кальдеры. Диаметр кратера — 350 м, дно его занято горячим озером (с температурой $36-65^\circ$, а у сольфатар — до 100°). Расположенные по берегам озера и на его дне сольфатары создают иллюзию кипения, отчего озеро названо Кипящим. Возможно, эти две экструзии связаны с подъемом южной части кратера.

Состав их лав — андезито-дацитовый. Во вкрапленниках — андезин-лабрадор № 53, авгит, гиперстен, редко — кварц. Структура основной массы гиалиновая с элементами сферолитовой текстуры.

Помимо этих двух куполов, Е. К. Мархинин (1959) отмечает в кальдере еще два: Подушечный — у западного берега озера и менее резко выраженный — Крутой — у южного края дна кальдеры. Лавы купола Подушечного отличаются от центральных куполов кальдеры большим содержанием кварца, а также тем, что гиперстен в них замещен хлоритом. Возможно, это связано с подводными условиями формирования купола. На подводном склоне этого купола К. К. Зеленев обнаружил действующие фумаролы.

На внешнем склоне конуса отмечается андезитовый купол (Внешний). По всей вероятности, гора Головнина и другие вершины по краю предполагаемой первой кальдеры являются также куполами.

В лавах купола Внешнего, помимо плагиоклаза № 65 и пироксенов (ромбического и моноклинного), встречается также оливин, который часто окружен каймой гиперстена или опацитовой каймой. Структура основной массы микроклеритовая.

Вулкан Головнина отличается необычайно большим количеством пирокластического материала; лавовые потоки здесь не встречены. По всей вероятности, этот вулкан проявлял преимущественно взрывную деятельность. Возможно, здесь дважды повторялся процесс кальдерообразования с разрушением значительной части вулканической постройки и излиянием пемзовых пирокластических потоков. На заключительной стадии, по-видимому, на дне кальдеры было выжато несколько экструзивных куполов.

В настоящее время вулкан проявляет постоянную сольфатарную деятельность в шести пунктах: в двух взрывных кратерах центральных куполов, в двух местах на северном берегу кальдерного озера, на подводном склоне купола Подушечного и на берегу Кунаширского пролива, близ купола Внешнего.

Остров Кунашир — единственный из крупных островов Большой Курильской гряды, где почти не проявлялся линейно-гнездовой тип вулканической деятельности. К этому типу, в значительной мере условно, можно отнести только четыре небольших центра в седловине между остатками вулкана Смирнова и вулканом Тятя. Второй особенностью вулканов Кунашира является широкое развитие кислых пемз. Они покрывают площадь около 250 км^2 , что составляет более V_3 площади четвертичных вулканических пород этого острова.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ВУЛКАНАХ

Как уже говорилось в начале этой главы, на Курильских островах в настоящее время насчитывается 102—104 голоценовых вулкана.

Из этого числа 56 конусов, т. е. несколько более половины (54—55%), относятся к линейно-гнездовому типу, а 46 — являются постройками центрального типа (что составляет 44—45%). Если рассматривать Главную и Западную зоны порознь, то окажется, что в Западной зоне все современные постройки относятся к центральному типу, а доля конусов линейно-гнездового типа в Главной зоне несколько увеличится.

Однако представление о доминирующей роли линейно-гнездовых извержений в голоцене было бы ошибочным. Для сопоставления истинных масштабов вулканической деятельности следует исходить не из числа конусов, размеры которых могут быть самыми различными, а из объема вулканических продуктов. В качестве первого приближения можно использовать площади, занятые продуктами вулканической деятельности. Эти площади были подсчитаны нами для всех островов, раздельно — для плейстоцена и голоцена.

Общая площадь голоценовых лав в Главной вулканической зоне составляет 1255 км^2 , из них на долю линейно-гнездовых излияний приходится 350 км^2 , или 28%. Таким образом, действительное соотношение вулканизма центрального и линейно-гнездового типа является существенно иным, чем это могло показаться при подсчете числа конусов, и на долю последнего типа приходится всего около $\frac{1}{4}$. Если обратиться к плейстоцену, то из общей площади четвертичных лав в Главной зоне в 5345 км^2 на долю линейно-гнездовых излияний приходится до 3150 км^2 , что составляет почти 60%. Отсюда следует, что доля линейно-гнездовых извержений в голоцене значительно сократилась. Особенно заметно это — на о-ве Урун, где плейстоценовые лавы этого типа занимают площадь более 750 км^2 , а голоценовые — едва достигают 20 км^2 .

Из общего числа 33 действующих вулканов Главной зоны 29 относятся к постройкам центрального типа, и только 4 входят в линейно-гнездовые группы (все на о-ве Парамушир). Заканчивая рассмотрение вулканов линейно-гнездового типа, можно отметить, что в этом типе довольно редко образуются экструзивные купола. Они известны всего на пяти конусах (т. е. составляют менее 10%), а образование кальдер в массивах этого типа неизвестно вообще. Единственным исключением, быть может, является кальдера Урбич на о-ве Итуруп, однако принадлежность массива Рокко, в который врезана кальдера, к линейно-гнездовому типу не совсем ясна.

Голоценовые постройки центрального типа, число которых в Главной зоне равно 41, довольно разнообразны. Преобладают вулканы, построенные по типу Сомма-Везувий (24 постройки, или почти 60%). Здесь имеются все переходы от полуразрушенных, иногда почти незаметных остатков соммы до таких

прекрасно выраженных форм, как пик Креницына на о-ве Онекотан или вулкан Тятя на о-ве Кунашир. Центральные постройки в этом типе обычно голоценовые, а время образования кальдер самое различное — от доледникового до голоценового.

Центральная постройка иногда является простым одиночным конусом, но в некоторых случаях это — сложный комплекс различных конусов и куполов. В кальдере Медвежьей (о-в Итуруп) насчитывается, например, до десятка конусов и куполов.

Из общего числа 33 действующих вулканов Главной зоны 21 (или $\frac{2}{3}$ общего числа) принадлежат к типу Сомма-Везувий.

Число одиночных конусов в Главной зоне составляет 15 (или 37% общего числа), все они — голоценовые, и только один из них (вулкан Баранского), возможно, позднеплейстоценовый.

Следует отметить довольно частое развитие куполов на центральных постройках. Они известны в 17 случаях, причем в 16 — на вулканах типа Сомма-Везувий (что составляет более 40% для всех вулканов и около 70% — для типа Сомма-Везувий) и только в одном случае на одиночном конусе.

В западной зоне все вулканы, за исключением, быть может, плейстоценовой постройки о-ва Маканруши, являются одиночными конусами. Из пяти голоценовых конусов на вершине трех имеются купола.

Характер извержений на Курилах самый различный. В последнее время, пожалуй, преобладают умеренные взрывы типа Волкано и Стромболи. Известны также мощные плинианские извержения и направленные взрывы типа Безымянной. Часты выжимания куполов — на 14 действующих вулканах извержения заканчивались формированием куполов. Излияния лавовых потоков и образование побочных конусов в историческое время происходили реже. Совершенно не известны извержения гавайского типа.

В заключение несколько замечаний об интенсивности вулканизма на различных участках дуги. Имеющееся на этот счет мнение о максимальной интенсивности вулканизма в центральной части дуги (Горячев, 1960), часто цитируемое в различных статьях, основано на подсчете числа извержений. Однако число извержений не может служить объективной мерой интенсивности. Прежде всего извержения фиксировались на Курилах только в течение 250 лет. Очень много извержений осталось незарегистрированными, а известные извержения имеют столь различную силу, что оценка только по числу извержений практически ничего не дает.

Оценку интенсивности вулканизма следует проводить по суммарному объему вулканических продуктов. В качестве первого приближения можно использовать подсчитанные нами площади вулканических пород.

Если подсчитать площадь вулканических пород, приходящуюся на 1 км длины данного отрезка дуги, то по этой величине достаточно объективно можно характеризовать интенсивность вулканизма. Отношение площади голоценовых к площади плейстоценовых лав может характеризовать интенсивность современного вулканизма.

Соответствующие величины сведены в табл. 1.

Из этой таблицы следует, что в плейстоцене вулканизм наиболее интенсивно развивался на юге гряды, а слабее всего — в центральной части. В послеледниковое время интенсивность вулканизма на юге значительно уменьшилась и сравнялась с интенсивностью на севере гряды, а в центральной части продолжала оставаться несколько более слабой. Таким образом, объективные данные не подтверждают

сложившегося мнения о большей интенсивности вулканизма в центральной части гряды; действительное соотношение, скорее, является обратным.

Материалы по западной зоне недостаточно представительны, так как значительная часть скрыта под водами Охотского моря. Но все

Таблица 1 Интенсивности вулканизма

Лава	Главная зона в целом	Северная часть	Центральная часть	Южная часть	Западная зона
Общая площадь плейстоценовых лав, км ²	5345	1350	495	3500	95
Общая площадь голоценовых лав, км ²	1255	395	165	695	250
Площадь плейстоценовых лав на 1 км длины дуги км ² /км .	4.6	4.5	2.5	6.5	0.4
Площадь голоценовых лав на 1 км длины дуги км ² /км	1.1	1.3	0.8	1.3	0.9
Процент голоценовых лав	23%	30%	33%	20%	260%

же имеющиеся данные указывают на значительное увеличение интенсивности вулканизма в этой зоне в голоцене. Новые сведения подтверждают сложившееся у нас ранее мнение (Горшков, 1960) о «продвижении» вулканизма к западу.

Если рассматривать характер и интенсивность вулканизма применительно к различным типам земной коры, то выявляются следующие особенности: линейно-гнездовый тип вулканизма не известен в центральной части дуги — на коре субокеанического типа. В этой же части дуги интенсивность вулканизма в четвертичное время отставала (и продолжает отставать) по сравнению с севером и югом. На континентальном (северном) участке дуги интенсивность вулканизма в течение четвертичного времени оставалась приблизительно одинаковой. На субконтинентальной коре юга дуги интенсивность вулканизма в голоцене снизилась, главным образом, за счет почти полного прекращения излияний линейно-гнездового типа.

Можно было бы прямо связывать те или иные особенности вулканической деятельности с типом строения земной коры. Однако, по нашему мнению, само формирование земной коры в островных дугах в значительной мере происходит в итоге явлений вулканизма (Горшков, 1963а). В этом отношении субокеаническая кора центральной части Курильской дуги является «недоразвитой», что обусловлено общей «вялостью» подкоровых процессов в этой области.

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

ПЕТРОГРАФИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

В петрографическом отношении лавы вулканов Курильских островов довольно разнообразны: здесь можно встретить все разновидности от основных базальтов до кислых липаритов. В то же время следует отметить однообразие петрохимического состава лав — все они принадлежат к из-вестково-щелочному семейству, причем к наиболее известковым его типам.

Больше всего среди курильских лав распространены пироксеновые андезиты. Значительно распространены также базальты и андезито-базальты, куда относится довольно значительная группа пород. Дациты и близкие к ним кислые андезиты среди массивных лав встречаются реже, но ими часто сложены обширные отложения пемз. Липариты очень редки и встречены только среди пемзовых отложений.

Лавы Главной и Западной зон в петрографическом отношении очень близки, и единственным отличием является почти постоянное присутствие на вулканах Западной зоны роговой обманки. В Главной зоне роговая обманка в лавах встречается как исключение, даже в кислой пемзовой пирокластике этот минерал является сравнительно редким. В Западной зоне роговая обманка обычна даже в массивных лавовых потоках, не говоря уже о куполах и более кислой пемзovidной пирокластике.

Базальты. Во вкрапленниках в них преобладает основной плагиоклаз от Лабрадора и лабрадор-битовнита до анорита, постоянной составной частью является диопсидовый авгит с $2V = (+) 52-56^\circ$ и с $c : Ng = 43-48^\circ$. Часто встречается оливин, иногда он преобладает над авгитом. Довольно многочисленны зерна рудного минерала¹. По преобладанию

¹ При петрографической характеристике отдельных вулканов упоминания о рудном минерале мы опускали.

в фенокристаллах плагиоклаза базальты Курильских островов могут быть отнесены к плагиобазальтам. Основная масса базальтов обычно имеет интерсертальную, микродолеритовую или гиалиновую структуры; в последнем случае порода принимает вид гиалобазальта. Встречены и афи-ровые базальты с гиалопилитовой структурой основной массы. Микролиты представлены плагиоклазом, несколько более кислым, нежели в фенокристаллах — от Лабрадора до битовнита, а также авгитом; изредка обнаруживаются микролиты оливина.

Базальты были довольно широко распространены среди древних центральных излияний и часто обнаруживаются в лавах сомм сложных вулканов и в кальдера-вулканах. Среди современных или недавних излияний базальты имеются на вулканах Алайд, Райкоке, Брат Чирпоев, конусе Меньшой Брат в кальдере Медвежьей, вулкане Стокап, Атсонупури и Тятя.

Андезито-базальты — очень распространенная группа пород. Часть датированных или недавних излияний, а также шлаков стромболианских извержений имеет состав андезито-базальтов (вулканы Эбеко, Карпинского, Немо, Матуа, конус Кудрявый в кальдере Медвежьей, вулкан Тебенькова).

Во вкрапленниках андезито-базальтов всегда присутствуют плагиоклаз и авгит. Плагиоклаз колеблется по составу от андезин-лабрадора до лаб-радор-битовнита и иногда до битовнита. Авгит имеет угол оптических осей от $-J- 51^\circ$ до $+54^\circ$, иногда до $+56^\circ$. Часто встречаются также вкрапленники оливина, несколько реже — гиперстена; обычно оба минерала находятся порознь. Довольно часто можно наблюдать примесь рудного минерала. Основная масса имеет гиалопилитовую, пилотакситовую и гиалиновую структуры, с микролитами авгита и плагиоклаза (от андезина до Лабрадора).

Отдельно можно отметить андезито-базальты вулкана Алайд с его кратером Такетоми, весьма детально изученные Х. Куно. Эти породы были описаны им как базальты, но химический состав пород соответствует скорее андезито-базальтам. Во вкрапленниках всегда присутствуют плагиоклаз и оливин. Плагиоклаз зональный, в центре — анортит, а кайма сложена битовнитом. Оливин также зональный, с большими значениями $2V$ в центре (от -81° до -89°) и с меньшими в кайме (от -76° до -85°). Пироксен встречается в различных количествах — от исчезающе малых до весьма заметных; это — диопсидовый авгит с $2V = (+) 54-57^\circ$, по направлению от центра к краям увеличивается интенсивность окраски с одновременным увеличением (на $1-3^\circ$) угла $2V$ и угла угасания $c : Ng$, а также появлением заметного плеохроизма. Основная масса представлена микролитами тех же минералов и примесью рудных минералов — магнетита и ильменита; кроме того, в интерстициях присутствует калиевый полевой шпат. Крупные микролиты оливина и авгита зональны, с таким же характером изменений от центра к краям, как и в фенокристаллах. Изменение оптических свойств темноцветных минералов свидетельствует об увеличении в их составе роли железа по мере хода кристаллизации. Эти особенности характерны и для многих других лав курильских вулканов.

Андезиты — наиболее распространенная и разнообразная по составу группа пород. На Курильских островах преобладают более основные члены андезитового ряда, от которых имеется постепенный переход к андезито-базальтам.

Больше всего распространены дупироксеновые андезиты, содержащие во вкрапленниках одновременно моноклинный и ромбический пироксены. Они встречаются как в лавовых потоках, так и в лавовых куполах, а также в пирокластических потоках. В этих породах плагиоклаз вкрапленников часто

зональный, с увеличением кислотности от центра к краям; состав его колеблется от Лабрадора, реже — лабродор-битовнита до андезин-лабродора. Фенокристаллы гиперстена имеют отчетливый плеохроизм по обычной схеме, от розоватого, по N_r , до почти бесцветного, по N_g . Угол оптических осей отрицательный и имеет в среднем величину около 60° с колебаниями от 52 до 66° . Это соответствует разновидностям с довольно богатым содержанием ферросилитовой молекулы (до 50%). Моноклинный пироксен принадлежит к диопсидовому авгиту (иногда близкому к пижониту) с $2V = (+) 48-57^\circ$, в среднем $2V = (+) 52-54$. Основная масса имеет обычно гиалопилитовую или андезитовую структуру, иногда с элементами ориентировки микролитов, часто переходящую в пилотак-ситовую. Нередко встречается гиалиновая структура. Микролиты плагиоклаза имеют состав от андезина до андезин-лабродора. Микролиты пироксена чаще принадлежат к авгиту, иногда — к гиперстену; нередко присутствуют оба пироксена.

Авгитовые или гиперстеновые андезиты с вкрапленниками только моноклинного или только ромбического пироксена встречаются относительно реже.

Иногда в пироксеновых андезитах, наряду с вкрапленниками гиперстена и авгита, появляется и оливин. Угол $2V$ близок к 90° с колебаниями от -85° до $-j-85^\circ$. В одном случае (на вулкане Трезубец) в породе, наряду с оливином, присутствует кварц.

Роговая обманка в андезитах Главной зоны встречается редко, и пока известна только на вулканах Ушишир и Трезубец. В андезитах Западной зоны роговая обманка является обычным минералом вкрапленников. Обычно роговая обманка бурая, базальтическая с малым углом угасания — от 0 до 10° . Кроме роговой обманки, в фенокристаллах представлены зональный плагиоклаз, авгит и гиперстен.

От кислых андезитов через породы промежуточного состава — анде-зито-базальты — имеется постепенный переход к дацитам.

Дациты встречаются только в Главной зоне. Это — преимущественно отложения пемз вокруг крупных кальдер на островах Итуруп и Куна-шир. Дацитами сложены также купола на вулканах Ушишир и Менделеева; лавовые потоки дацитового состава не встречены. Преимущественное распространение имеют пироксеновые дациты, гораздо реже встречаются дациты, содержащие вкрапленники роговой обманки. Обычно даже пемзовая пирокластика принадлежит к пироксеновым дацитам. В них содержатся фенокристаллы кварца (в небольшом количестве), андезина или (реже) андезин-лабродора, диопсидового авгита с $2V = (+) 52-55^\circ$ и гиперстена с $2V = (-)60^\circ$. В некоторых участках дацитового купола вулкана Менделеева Е. К. Мархинин (1959), наряду с кварцем, обнаружил также оливин. Структура дацитов в куполах гиалопилитовая, гиалиновая, иногда с элементами сферолитового строения. Микролиты плагиоклаза обычно принадлежат к кислому андезиту. В пемзах структура гиалиновая, иногда с перлитовой отдельностью; вкрапленники довольно редки.

Пироксен-роговообманковые дациты отличаются только присутствием роговой обманки. Такими породами представлены некоторые пемзы; роговая обманка в них, как правило, обычная, зеленая. Лавы состава пирок-сен-роговообманкового дацита слагают куполы в кальдере вулкана Уши-шир. Здесь в дацитах встречена как обычная, зеленая роговая обманка, так и бурая базальтическая с очень малым углом угасания.

Заканчивая краткий обзор петрографических особенностей лав курильских вулканов, следует подчеркнуть, что заметных различий в петрографии вулканических продуктов по простиранию дуги не отмечено. Вместе с тем на двух южных островах — Итурупе и особенно на Куна-шире — очень заметно возрастает роль кислых пород. На всех островах к северу от Итурупа площадь, занятая дацитами, совершенно ничтожна. На Итурупе из общей площади четвертичных вулканических пород в 2060 км^2 на долю кислых пород — дацитовых пемз приходится 135 км^2 , или 6,5%; на Кунашире соответственно на 666 км^2 площади — 250 км^2 , или 37%.

ПЕТРОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Первая попытка петрохимического анализа вулканических пород Курильской дуги была сделана автором (1960) несколько лет назад на основании сравнительно небольшого числа анализов. Было отмечено, что как и в других островных дугах, все породы принадлежат к крайнему известково-щелочному типу, близкому к типу Пеле, и что по направлению к внутренней части дуги щелочность заметно увеличивается.

Петрохимический анализ этой монографии основан на 209 отобранных анализах со всех островов Курильской гряды. Из этого числа 127 анализов выполнены на материале коллекции автора в Химико-аналитической лаборатории Института вулканологии СО АН СССР, большинство из которых сделано специально для настоящей работы.

Почти все опубликованные ранее автором анализы были заново проконтролированы с определением щелочей на пламенном фотометре, все анализы одного из аналитиков (Н. Н. Постниковой) были исключены, так как контроль иногда показывал значительные расхождения. 19 анализов относятся к опубликованным и частью неопубликованным материалам Е. К. Мархинина, выполненным также в Институте вулканологии, контроль этих анализов не проводился, но все анализы, выполненные одним из химиков, по указанным выше причинам были исключены.

45 анализов (из них 39 — для о-ва Парамушир) взяты из опубликованных данных вулканологов СахКНИИ. Число опубликованных ими анализов значительно больше, однако точность многих анализов

вызывает значительные сомнения (например, равенство содержания K_2O и Na_2O или даже преобладание K_2O и др.)- Поэтому были отобраны только те анализы, которые не вызывали особых сомнений², остальные были исключены.

Наконец 18 анализов было взято из различных опубликованных данных, преимущественно японских. Ряд японских анализов, выполненных до 1930 г., также исключен.

Автор весьма тщательно подошел к отбору более или менее точных химико-аналитических данных, ибо в петрохимическом анализе никакая даже самая сложная и совершенная система пересчетов не сможет исправить неточность анализов. Недоброкачественный первичный материал приведет к недостоверным выводам. Исключительно важное значение в любой системе пересчетов имеет точность определения Na_2O и K_2O , контролю определения которых следует уделять особое внимание.

Северные Курильские острова

Для Северных Курильских островов использовано 92 анализа, из них 49 выполнено в Институте вулканологии, 39 — в СахКНИИ и 4 взято из литературных источников.

В табл. 2—4 приведены анализы доледниковых, межледниковых и послеледниковых лав хребта Вернадского. Попытка выявить какие-либо различия в разновозрастных лавах не увенчалась успехом; разброс значений лежит в обычных пределах, а кривые средних значений практически совпадают. Таким образом, за четвертичное время заметного изменения в петрохимии лав хребта Вернадского не произошло.

В табл. 5 даны анализы лав хребта Карпинского на о-ве Парамушир, а в табл. 6 всех остальных островов, принадлежащих к северному звену. На рис. 77 видно, что составы лав о-ва Парамушир и других островов этой группы полностью совпадают³. Фигуративные точки располагаются в полосе между вариационными кривыми типа Пеле и Лассен-Пик.

Западная зона

Для вулканов Западной зоны было использовано 22 анализа, из которых 17 сделано в Институте вулканологии, а 5 — взято из литературных источников.

Все анализы сведены в табл. 7, а фигуративные точки нанесены вместе с точками для вулканов северной группы на рис. 77. Из этого рисунка и табл. 7 видно, что точки для вулканов северной и западной групп частью перекрывают одна другую, но в целом породы западной зоны оказываются

² Все же следует отметить, что несколько анализов одних и тех же пород, выполненных в Институте вулканологии и в СахКНИИ, показали систематическое занижение количества щелочей в СахКНИИ.

³ В целях рассмотрения только самых общих закономерностей мы используем лишь правую часть диаграммы А. Н. Заварицкого (проекцию ASB) и только начальные точки — без векторов.

Таблица 2 Доледниковые вулканы хребта Вернадского

Компоненты	Путь Ветровой					Группа Эвски				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,0	46,06	46,70	48,26	48,46	48,07	48,11	54,29	56,13	57,39
TiO ₂	0,67	0,96	1,00	0,83	0,74	1,10	0,83	0,87	0,74	0,81
Al ₂ O ₃	20,58	20,57	18,21	20,00	20,79	18,20	17,40	17,65	18,06	17,60
Fe ₂ O ₃	5,68	3,71	6,10	4,62	5,24	3,65	5,30	4,62	3,58	3,31
FoO	5,80	7,20	5,97	5,95	4,20	4,94	4,35	4,20	4,23	2,44
MnO	0,23	0,04	0,08	0,33	0,08	0,02	0,02	0,02	0,15	0,18
MgO	5,01	5,20	6,26	4,04	5,50	7,35	8,34	4,14	3,70	3,24
CaO	11,81	12,85	14,45	14,45	14,46	11,32	11,05	8,09	3,34	7,50
Na ₂ O	2,50	1,70	2,06	2,32	2,09	2,14	2,41	2,84	2,65	2,68
K ₂ O	0,75	0,82	0,73	0,83	1,01	1,09	1,02	1,04	1,78	1,82
P ₂ O ₅	0,13	0,10	0,11	0,13	0,16	0,25	0,23	0,35	0,14	0,16
S	0,30	0,48	0,50	0,23	0,07	0,01	0,14	0,14	0,13	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,90
H ₂ O ⁻	0,44	0,25	0,35	0,39	0,33	0,28	0,68	0,46	0,41	1,04
П. п. и.	—	—	0,10	0,15	—	0,75	0,83	—	0,20	—
Сумма	100,58	100,02	100,15	100,14	101,19	100,12	100,00	100,06	100,23	100,01
a	7,0	5,7	6,5	6,8	8,3	6,5	8,0	8,9	8,7	8,0
e	11,2	12,6	10,4	10,9	10,4	9,3	8,4	7,8	8,2	7,0
d	24,3	21,9	22,0	23,0	22,4	26,7	28,4	18,6	16,4	13,3
k	57,5	58,8	61,1	59,3	58,4	57,5	56,3	64,7	66,7	69,8
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14
f'	36	32	42	44	30	32	31	46	41	43
m'	37	40	40	39	43	48	51	39	40	43
e'	17	22	18	17	18	20	18	16	14	—
n'	82	78	81	80	81	74	79	73	69	68

1 Базальт, вулкан Ветровой, колл. В. Н. Шилова, образец № 102в. Аналитик В. М. Брагина (СахКНИИ) 2 Базальт, вулкан Ветровой, колл. В. Н. Шилова, образец № 35 в. Аналитик М. Н. Зорин (СахКНИИ) 3. Базальт, вулкан Ветровой, гора Землепроходец, колл. В. Н. Шилова; образец № 36 Аналитик М. Н. Зорин (СахКНИИ). 4. Базальт, вулкан Ветровой, колл. В. И. Федорченко; образец № 103». Аналитик З. В. Ивлева (СахКНИИ). 5. Базальт, вулкан Ветровой, колл. В. Н. Шилова образец № 101. Аналитик А. Г. Збруева и А. Г. Пинчук (СахКНИИ; анализы 1 — по Горкун и др 1963) 6. Базальт, гора Смирнова, колл. В. И. Федорченко, образец № 1098 д. Аналитик Е. Н. Григорян (СахКНИИ, Родионова и др., 1963). 7. Базальт, склон горы Смирнова, колл. В. И. Федорченко образец № 1098 г. Аналитик Е. Н. Григорян (СахКНИИ; Родионова и др., 1963). 8. Андезит-базальт, гора Зеленая, колл. В. Н. Шилова, образец № 46. Аналитик М. Н. Зорин (СахКНИИ; Родионова и др 1963). 9. Двупироксеновый андезит, ручей Лагерный, колл. В. И. Федорченко, образец № 1046 Аналитик Л. К. Маркова (СахКНИИ; Родионова и др., 1963). 10. Андезит, водораздел рек Юрьева и Горшкова, колл. К. К. Зеленова. Аналитик Канакина (Зеленов, 1963 г.).

Таблица 2 (окончание)

Ктшош'нты	группа Эвски			Плато Лагерное						группа	
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	59,14	50,32	03,715	50,14	55,10	57,03	58,415	60,17	80,30	55,63	56,04
TiO ₂	0,58	0,44	0,59	0,63	0,57	0,58	0,63	0,56	0,55	0,55	0,63
Al ₂ O ₃	17,02	17,60	17,11	20,43	19,25	18,01	19,06	17,11	17,85	17,45	18,84
FeO	4,41	3,18	3,27	4,40	3,82	2,34	4,01	3,45	4,47	4,82	4,33
MnO	2,415	3,24	1,66	5,50	4,38	4,94	2,24	3,55	2,88	3,00	3,28
MgO	0,015	0,01	0,07	0,00	0,09	0,09	0,0,8	0,21	0,165	0,22	0,28
CaO	2,24	3,14	1,80	4,96	3,56	2,59	1,75	2,41	2,80	3,58	3,74
Na ₂ O	В. 93	0,81	5,08	9,04	8,08	7,13	6,29	0,43	6,63	7,17	7,33
K ₂ O	2,07	3,37	3,20	2,58	2,44	2,73	2,52	2,46	3,1,3	2,71	2,40
P ₂ O ₅	1,85	1,41	1,34	1,02	1,58	1,90	1,05	1,93	1,08	1,70	1,41
S	0,19	0,22	0,15	0,06	0,07	0,10	0,11	0,34	0,22	0,59	0,15
H ₂ O ⁺	0,26	0,30	0,27	0,08	0,18	0,05	0,04	0,23	0,11	0,86	0,36
H ₂ O ⁻	0,05	0,21	0,39	0,58	0,14	0,19	1,27	0,40	0,89	0,20	1,42
П. п. и.	0,21	0,10	0,20	0,06	0,08	0,78	0,94	0,17	0,17	—	—
Сумма	99,67	100,55	99,71	100,46	99,50	99,65	99,60	99,67	101,01	99,62	100,21
a	9,1	11,1	0,4	7,7	8,1	9,2	8,4	—	8,7	9,1	7,8
e	8,1	0,8	7,1	11,0	9,11	8,5	8,1	7,8	8,0	7,8	9,5
d	11,3	—	8,2	20,4	15,2	12,4	12,4	—	12,0	10,0	14,3
k	71,5	99,1	75,3	60,9	67,1	69,0	71,1	72,2	71,3	67,1	88,4
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	—	41	—	48	—	—	—	—	—	—	—
m'	3fi	42	39	43	42	38	—	50	57	51	53
e'	—	12	—	—	—	—	—	37	40	40	47
n'	(50	68	75	79	70	99	69	67	81	70	72

Компоненты	Группа вулкана Эбеко				
	31	32	33	34	35
SiO ₂	52,95	54,35	58,07	58,14	58,91
TiO ₂	0,91	1,00	0,68	0,65	0,76
Al ₂ O ₃	18,01	17,61	17,21	18,69	17,74
Fe ₂ O ₃	3,26	2,69	3,61	2,09	3,31
FeO	5,85	5,83	4,23	4,60	5,03
MnO	0,10	0,26	0,16	0,05	0,08
MgO	4,79	4,33	3,04	3,13	4,03
CaO	9,40	8,66	7,41	7,49	7,60
Na ₂ O	2,51	3,05	3,26	2,86	2,23
K ₂ O	1,52	1,92	2,35	1,60	1,74
P ₂ O ₅	0,11	0,02	0,02	0,11	0,11
H ₂ O ⁺	—	0,18	0,12	—	—
H ₂ O ⁻	0,07	0,16	0,20	0,10	0,18
S	0,10	0,10	0,05	0,43	0,10
И. п. п.	—	—	—	—	—
Сумма	99,28	100,06	100,14	99,94	99,82
<i>a</i>	7,9	9,6	10,6	9,0	7,6
<i>в</i>	8,6	7,2	6,4	8,5	8,5
<i>b</i>	20,1	19,3	15,4	13,0	16,2
<i>ж</i>	63,4	63,9	67,6	69,5	67,7
<i>ж'</i>	44	43	48	49	49
<i>м'</i>	42	39	34	43	44
<i>с'</i>	14	18	18	8	7
<i>н'</i>	71	71	68	73	67

31. АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ, СЕВ.-ЗАП. ПОТОК НИЖНЕГО КРАТЕРА ВУЛКАНА ОЛЕКО, КОЛЛ. Р. И. РОДИОНОВОЙ. ОБРАЗЕЦ М 3486. АНАЛИТИК К. И. ЗОРИН (САХКНИИ; РОДИОНОВЕ И ДР., 1963). 32. АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ, ПОТОК ИЗ НИЖНЕГО КРАТЕРА ВУЛКАНА ЭБЕКО, КОЛЛ. АВТОРА, ОБРАЗЕЦ И* 46124. АНАЛИТИК В. Л. ЭЙМАН. 33. АНДЕЗИТ, ВНУТРЕННЯЯ ЧАСТЬ БОМБЫ ТИПА «ХЛЕБНОЙ КОРКИ» ИЗВЕРЖЕНИЯ 1934-1935 ГГ., ВУЛКАН ЭБЕКО, КОЛЛ. АВТОРА ОБРАЗЕЦ ЖУ 536576. АНАЛИТИК И. И. ТОВАРОВА. 34. АНДЕЗИТ, БОМБА ИЗВЕРЖЕНИЯ 1934-1935 ГГ., ВУЛКАН ЭБЕКО, КОЛЛ. В. Н. ШИЛОВА, ОБРАЗЕЦ 25. АНАЛИТИК М. И. ЗОРИЕ (САХКНИИ; РОДИОНОВА И ДР., 1963). 35. ДВУПИРОКСЕНОВЫЙ АНДЕЗИТ, ПОТОК ВУЛКАНА НЕОЖИДАННОГО, КОЛЛ. В. И. ФЕДОРЧЕНКО, ОБРАЗЕЦ Ж* 1032А. АНАЛИТИК М. И. ЗОРИН (САХКНИИ, РОДИОНОВА И ДР., 1963).

Компоненты	Группа вулкана Богдановича									
	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	60,69	56,14	55,32	57,37	58,39	60,68	56,53	58,58	59,74	59,11
TiO ₂	0,59	0,74	0,65	0,61	0,64	0,73	0,70	0,81	0,55	0,56
Al ₂ O ₃	17,91	17,82	17,90	19,04	18,01	16,97	18,18	17,32	18,32	18,59
Fe ₂ O ₃	1,53	3,37	3,85	3,09	2,51	2,22	2,82	1,95	1,80	6,45
FeO	4,44	4,37	4,53	4,31	4,53	4,05	4,87	5,17	4,20	0,62
MnO	0,10	0,21	0,12	0,10	0,04	0,25	0,07	0,21	0,06	0,16
MgO	3,05	3,63	3,83	2,83	3,37	2,78	3,68	3,30	2,81	2,53
CaO	7,34	8,77	8,91	7,62	7,30	6,28	7,67	6,00	6,76	7,63
Na ₂ O	2,55	2,60	3,06	2,60	2,56	3,42	2,38	3,06	2,80	3,48
K ₂ O	1,92	1,61	1,79	1,86	1,74	2,63	1,80	2,31	2,16	1,00
P ₂ O ₅	0,07	0,21	0,08	0,13	0,06	0,10	0,21	0,17	0,05	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,26	—	1,16	—	0,09
H ₂ O ⁻	0,03	—	0,06	0,41	0,11	0,04	0,02	0,15	0,26	0,05
S	0,12	0,16	0,11	0,14	0,31	0,02	0,27	—	0,16	—
П. п. п.	0,15	0,10	0,20	0,25	0,04	—	0,30	—	0,05	—
Сумма	100,49	99,73	100,71	100,34	99,61	100,43	99,50	100,19	99,72	100,27
<i>a</i>	8,5	8,3	9,7	8,9	8,4	11,4	8,3	10,3	9,7	9,5
<i>c</i>	8,0	8,2	7,7	8,9	8,7	5,8	8,6	6,8	7,8	8,1
<i>b</i>	12,1	16,8	17,9	13,0	13,5	12,8	15,1	13,5	11,4	12,4
<i>s</i>	71,4	66,7	64,7	69,2	69,4	70,0	68,0	69,4	71,1	70,0
<i>f'</i>	47	45	44	55	50	48	49	52	51	52
<i>m'</i>	44	38	37	39	44	37	43	43	43	36
<i>c'</i>	9	17	19	6	6	15	8	5	6	12
<i>n'</i>	67	71	72	68	70	66	67	67	66	84

лит.; 4) с. 110-111. В. П. Шилова, анализ. П. п. п. в ручье Лагерном, код. и. и. Федорченко, образец № 177 (палитик Л. 1, Маркова О'ахКП 11): Родионова и др., НИИ. 37. Двупироксидно-антисит в и. п. п. в кратере вулкана Богдановича, код. П. П. и. Родионова П. пор. № 76. Аналитик А. и. Нелева М'ахКП 11). Гиркун и др., п. п. ч. 18. Двупироксидный анд. мит. вулкан Кранничевка, код. В. П. Шилова. Аналитик М. П. Чирин и др. (СахКНИИ; ГорКув «ли., Ниц. э»). Двупироксидно-антисит в вулкане Кранничевка, код. В. П. Шилова, образец Л. 33. Хядитик М. П. Корин (Л. К. П. 1111 Го) и др. Д. 40. Двупироксидный анд. мит. вулкан Кранничевка, код. У. П. Шилова, образец Л. 20. М. Л. палитик, НИ. Л. К. Маркова и др. (СахКНИИ; ГорКув и др., ИС). Двупироксидно-антисит в вулкане Пранчи. шпона. КОЛО, автора, образец Л. 44. Аналитик В. П. Шилова. Двупироксидно-антисит в вулкане Кранничевка, код. П. П. Шилова, образец Аналитик м. и. Лорки о. а. ч. 111. Гиркуя I др., 1903). 13. Двупироксидно-антисит в кратере Ковырского. код. автора, оор. Л. 702. Аналитик В. п. Эннан, 44. Двупироксидно-антисит в восточном ноток к МТЮ в КоаыРвСНОго, код. В. П. Шилова, оор. Л. 71. Аналитик М. П. Зорин (ТахНННП; ГорКув и др., ИС). 4. Двупироксидно-антисит в вулкане Феремана, код. автора (сборы К. И. Шугуловича), образец 3504. Аналитик и. В. елецкая.

Таблица 5 Лавы вулканов хребта Карпинского

Компоненты	Вулкан Чикурачки			Вулкан Карпинского			
	46	47	48	49	50	51	52
SiO ₂	52,27	53,06	53,86	54,62	70,46	53,52	55,02
TiO ₂	0,66	0,72	0,84	0,86	0,40	0,86	0,98
Al ₂ O ₃	20,90	21,04	19,50	17,38	14,34	18,46	18,40
Fe ₂ O ₃	3,84	2,80	4,15	3,49	0,74	4,41	3,19
FeO	4,66	5,17	4,67	5,93	1,27	5,16	5,07
MnO	0,22	0,17	0,16	0,21	0,09	0,16	0,17
MgO	3,29	3,40	3,01	4,41	0,62	4,50	4,20
CaO	10,53	10,61	9,50	8,14	2,70	9,24	8,74
Na ₂ O	1,90	2,00	3,21	2,82	4,73	2,78	2,98
K ₂ O	0,92	0,85	1,08	1,10	2,09	1,09	1,24
P ₂ O ₅	0,06	0,06	—	0,08	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,47	—	0,19	0,92	2,83	0,14	0,18
H ₂ O ⁻	0,44	—	0,14	0,11	0,08	0,15	0,24
S	0,33	0,10	—	0,03	0,04	—	—
Сумма	100,49	99,98	100,31	100,10	99,75	100,46	100,41
<i>a</i>	6,1	6,1	9,2	8,1	13,4	8,0	8,6
<i>c</i>	12,1	12,4	9,1	8,1	2,8	8,6	8,4
<i>b</i>	16,4	15,8	16,8	18,6	3,4	19,9	17,7
<i>s</i>	65,4	65,7	64,9	65,2	80,4	63,5	65,3
<i>f'</i>	52	50	51	49	55	46	45
<i>m'</i>	37	39	31	39	31	39	41
<i>e'</i>	11	11	18	12	14	15	14
<i>n'</i>	76	77	81	79	78	79	79

46. Андезитовый пепел, вулкан Чикурачки, извержение в мае 1958 г., колл. В. Н. Шилова образец № 57. Аналитик Р. И. Евсеева (СахКНИИ; Шилов, Воронова, 1962). 47. Андезитовая *ГхмОи'* вулкан Чикурачки, извержение в мае 1958 г., колл. В.П. Шилова, образец № 58 Аналитик *У* И. Евсеева (СахКНИИ; Шилова, Воронова, 1962). 48. Андезит, вулкан Чикурачки. поток 1854 г колл автора, образец № 53688д. Аналитик И. И. Товарова. 49. Андезито-базальт, доледниковый ноток вулк. Карпинского, колл. автора, образец № 53676. Аналитик В. П. Энман. 50. Риолитовая пемза из морены вулкана Карпинского, колл. автора, образец № 53684. Аналитик В. П. Энман. 51. Андезито-базальт, молодой поток вулкана Карпинского (последняя порция), колл. автора, образец № 53673. Аналитик И. И. Товарова. 52. Андезито-базальт, первая порция того же потока колл автора образец № 53671. Аналитик Н. С.Классова.

Таблица 6 Лавы вулканов островов Онекотан, Харимкотан и Шиашкотан

Компоненты	Остров Онекотан				Пик Немо				
	53	54	55	58	57	58	59	60	61
SiO ₂	58,14	64,31	64,31	53,76	55,66	56,12	56,88	57,24	59,32
TiO ₂	1,14	0,79	0,81	1,17	1,07	1,12	0,86	1,02	0,91
Al ₂ O ₃	10,78	15,80	16,57	16,46	17,51	17,75	19,56	16,93	17,73
Fe ₂ O ₃	2,52	1,77	2,98	4,50	2,98	3,01	3,22	5,88	2,78
FeO	0,20	3,97	3,28	5,37	5,40	4,91	4,37	2,47	3,76
MnO	0,19	0,16	0,17	0,24	0,22	0,19	0,22	0,16	0,13
MgO	2,89	2,48	1,80	4,76	4,72	3,77	1,89	3,70	2,71
GaO	6,60	5,75	4,70	7,96	8,45	8,46	8,31	8,00	7,82
Na ₂ O	3,72	3,47	4,13	2,70	2,82	3,13	3,25	3,18	3,51
K ₂ O	1,02	1,28	0,66	0,78	0,70	0,57	0,65	0,94	0,98
P ₂ O ₅	—	0,08	—	—	0,07	—	—	—	—
П-О+	0,78	0,35	0,48	1,24	0,66	0,09	0,77	0,69	0,46
H ₂ O-	0,31	0,08	0,04	1,09	0,19	0,15	0,36	0,08	0,04
S	—	0,04	—	—	0,04	—	—	—	—
Сумма	100,35	100,33	100,23	100,01	100,49	100,17	100,34	100,29	100,15
<i>*</i>	10,0	9,4	10,6	7,4	7,4	8,4	8,6	8,5	9,4
<i>*</i>	15,2	10,8	9,2	20,3	18,5	16,8	12,1	16,7	13,1
<i>tit</i>	48	39	34	41	44	39	28	38	36
<i>a'</i>	12	11	—	12	12	15	10	16	17
<i>S''</i>	84	80	86	85	87	84	89	84	84

53. Андезит, сомма вулкана Немо, колл. автора, образец № 61578. Аналитик И. М. Бендер. 54. Игнимбри андезито-дацитовый, бухта Немо, колл. автора, образец № 46275 (среднее из двух анализов). 55. Игнимбри андезито-дацитовый, бухта Немо, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской) образец № 62231. Аналитик Л. С. Мазалова. 56. Андезито-базальт, сев.-зап. склон Пика Немо, высота 600 м, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61573. Аналитик Л. С. Мазалова 57. Андезито-базальт, шлаковая бомба Пика Немо, колл. автора, образец № 46285. Аналитик В. П. Энман 58. Андезит, Пик Немо, высота 600 м, колл. автора (сборы Г. Е.

Богоявленской), образец ЛБ 61569. Аналитик Л. С. Мазалова. 59. Андезит, Пик Немо, поток у основания конуса, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61626. Аналитик Л. С. Мазалова. 60. Андезит, Пик Немо, колл. автора (сборы Г.Е.Богоявленской), образец JVс 61575. Аналитик И.М. Бендер. 61. Андезит, вершинная экструзия Пика Немо, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61562. Аналитик Л. С. Мазалова.

Таблица 6 (продолжение)

Компоненты	Остр м Опокотаи, кальдера Тао-1'усыр									
	62	03	04	65	66	67	68	69	70	71
SiO*	49,21	50,02	50,60	52,66	53,11	53,35	55,31	65,10	05,51	58,68
TiO ₃	1,00	1,20	0,08	1,10	1,10	1,10	0,95	0,60	0,65	1,36
Al ₂ O ₃	17,72	17,93	18,89	18,16	17,49	17,53	15,79	15,58	14,87	16,07
Ko ₂ O ₃	5,02	3,11	3,31	2,55	2,9(i	4,0fi	2,69	2,62	2,41	3,8i
FeO	8,11	8,32	0,78	8,20	7,32	6,00	8,08	2,15	2,58	5,26
MnO	0,22	0,29	0,2«	0,20	0,26	0,19	0,18	0,20	0,19	0,21
MgO	4,82	5,2*1	5,85	4,57	4,62	4,38	3,80	1,67	1,20	2,79
CaO	11,10	10,22	10,43	9,10	0,88	9,22	8,12	4,18	3,86	6,60
Na ₂ O	2,57	2,4У	3,21	2,76	2,84	2,96	3,44	4,20	4,62	3,72
K ₂ O	0,36	0,57	0,48	0,84	0,69	0,71!	1,12	1,52	1,65	1,30
l ⁺ *O _s	0,07									
ll _s O ⁺	0,14	0,21	0,02	0,1)	0,12		0,31	2,07	1,99	0,02
h o -	0,09	0,2П	0,20	0,06	0,10	0,06	0,18	1,17	0,32	1,15
s	0,02									
С у м м а	100,0'	99,85	101,03	100,37	100,43	100,5!	100,03	100,06	99,94	100,60
<i>a</i>	6,4	»,5	7,9	7,6	7,4	7,8	0,2	u , e	12,7	10,2
<i>c</i>	9,1	9,2	8,9	8,7	8,3	8,1	6,1	4,0	3,7	5,7
<i>b</i>	25,0	24,1	23,8	21,2	21,8	21,3	20,7	7, 'i	8,0	15,7
<i>§</i>	58,6	60,2	50,4	62,5	62,5	62,8	1'4,(1	75,4	75,0	68,4
<i>m'</i>	49	40	41	50	45	49	50	59	59	55
<i>c'</i>	32	39	42	38	37	35	32	38	28	30
<i>n'</i>	19	15	17	12	18	16	18	3	13	15
<i>n'</i>	91	87	91	83	87	86	82	81	80	81

62. Базальт, доледниковая постройка в основании кальдеры Тао-Русыр, колл. автора, образец № 46305. Аналитик В. Г. Сильниченко. 63. Базальт в основании кальдеры Тао-Русыр, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61529а. Аналитик Л. А. Башарина. 64. Базальт, кальдера Тао-Русыр, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61555. Аналитик Л. А. Башарина. 65. Андезито-базальт, кальдера Тао-Русыр, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61551. Аналитик Л. А. Башарина. 66. Андезито-базальт, верхняя часть кальдеры Тао-Русыр, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61556. Аналитик Л. А. Башарина. 67. Андезито-базальт, верхняя часть кальдеры Тао-Русыр, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61550. Аналитик Л. А. Башарина. 68. Андезито-базальт, кальдеры Тао-Русыр, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61548. Аналитик Л. А. Башарина. 69. Дацитовая пемза, сев.-зап. подножие кальдеры Тао-Русыр, колл. автора, образец № 46325 (среднее из двух анализов). 70. Дацитовая пемра, сев.-вост. подножие кальдеры Тао-Русыр, колл. автора (сборы Г.Е.Богоявленской), образец № 61548а. Аналитик Л. А. Башарина. 71. Андезит пирокластического потока, возраст 7040 лет, сев.-вост. подножие кальдеры Тао-Русыр, колл. автора (сборы Г.Е.Богоявленской), образец № 61615. Аналитик Г. Ф. Некрасова.

Таблица 6 (продолжение)

Остров Овсенотан, пик Креницына				Остров Харимкотан					
72	73	74	75	76	77	78	79	80	81
65,1	61,0	62,114	61,90	59,40	62,02	60,67	67,44	59,86	58,78
0,8fi	0,75	0,86	0,97	0,83	0,81	0,47	0,87	0,76	0,85
15,3П	16,89	15,84	16,78	17,14	17,28	16,67	15,01	16,41	18,14
4,09	3,14	2,10	2,29	1,96	2,41	3,06	1,52	2,86	2,52
1,78	3,89	4,41	5,05	5,11	3,59	5,04	3,05	5,20	3,71
0,18	0,21	0,17	0,20	0,13	0,14	0,05	0,12	0,18	0,15
1,86	2,20	2,26	2,70	3,29	2,07	3,33	1,31	3,08	2,30
4,78	5,9fi	5,96	5,56	6,74	6,60	7,50	5,42	7,06	8,00
4,05	3,21	4,08	3,66	3,14	3,42	3,05	3,60	3,16	3,42
1,39	1,01	1,01	1,29	1,03	1,06	0,60	1,38	0,86	1,08
0,35	0,32	0,51	0,11	1,22	0,09	0,15	0,21	0,56	0,02
0,10	0,26	0,05		0,14	0,06	0,19	0,07	0,02	0,13
99,99	99,75	100,79	100,51	100,20	99,55	100,36	100,00	100,01	99,50
1Ц0	8,8	11,6	9,9	8,8	9/.	7,6	9,9	8,4	9,(1
4,8	7,2	4,7	6,0	7,4	7,2	7,6	5,1	6,9	8,1
0,7	10,8	12,3	12,3	13,5	10,3	15,0	7,9	14,8	12,1
74,5	73,2	71,4	71,8	70,3	73,1	69,8	77,1	69,9	70,2
56	62	40	56	50	55	50	52	52	50
33	36	31	37	43	35	38	28	36	33
11	2	20	7	7	10	12	20	12	17
81	83	77	81	82	83	90	79	84	82

72. Андезито-дацитовая вершинная экструзия Пика Креницына, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61439. Аналитик Л. А. Башарина. 73. Андезитовый пепел, Пик Креницына, извержение в 1952 г., колл. автора (сборы Б. И. Пийпа), образец № 1346а. Аналитик И. И. Товарова. 74. Андезитовая пемза, Пика Креницына, извержение 1952 г., колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61444. Аналитик Л. А. Башарина. 75. Андезит, купол 1952 г. Пика Креницына колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61453. Аналитик Л. А. Башарина. 76. Андезитовая бомба старой постройки о-ва Харимкотан, колл. автора, образец № 46250. Аналитик В. П. Энман. 77. Андезито-дацит старой постройки, о-в Харимкотан, колл. автора обр. № 63005. Аналитик Т. В. Долгова. 78. Андезитовая пемза извержения 1933 г., о-в Харимкотан, колл. Т. Немото. Анал. Геол. служба Японии (Немото, 19.34). 79. Дацитовая пемза, пирокластический поток 1933 г. о-ва Харимкотан, колл. автора, образец № 63003. Аналитик Т. В. Долгова. 80. Андезит, вершинный купол 1933 г. о-ва Харимкотан, Е. К. Мархинина колл. Аналитик М. И. Вельская. 81. Андезит, купольный лавовый поток 1933 г. о-ва Харимкотан, колл. автора, образец № 63004. Аналитик Т. В. Долгова.

Таблица 6 (окончание)

Остров Шиапкотан. Вулкан Синарка				Остров Шиапкотан. Вулкан Кунтоминтар						
82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92
57,09	59,14	56,18	58,77	58,56	55,98	59,28	55,98	57,40	59,53	60,14
0,66	0,76	0,73	0,61	1,50	0,89	0,64	0,89	0,70	0,63	1,07
16,48	15,63	16,60	16,87	17,22	18,00	15,98	18,00	16,02	17,82	16,84
5,69	7,00	4,62	4,12	2,87	4,89	4,82	4,89	6,06	2,86	2,39
3,48	1,58	4,68	2,96	4,86	3,62	3,88	3,62	3,62	4,04	4,21
0,19	0,18	0,17	0,15	0,23	0,14	0,16	0,14	0,18	0,18	0,18
3,97	3,17	3,90	3,59	3,52	4,08	3,33	4,08	3,82	2,71	3,01
8,00	6,95	8,20	6,62	7,10	8,35	7,45	8,35	7,15	6,49	6,67
3,90	4,00	3,80	2,92	3,15	2,59	3,26	2,59	3,44	3,17	3,68
1,02	1,20	0,95	1,16	1,05	1,00	1,13	1,00	0,80	1,21	0,57
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,05	0,48	0,44	1,36	0,11	0,11	0,15	0,11	0,39	1,05	0,63
0,08	0,38	0,32	0,36	0,10	—	0,13	—	0,39	0,23	0,54
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,61	100,47	100,59	99,49	100,37	99,65	100,21	99,70	99,97	99,92	99,93
10,1	10,6	9,8	8,5	8,7	7,5	8,9	7,5	8,9	9,2	9,1
6,1	5,1	6,2	7,5	7,4	8,8	6,3	8,8	6,4	7,8	7,0
18,1	16,4	19,1	13,9	14,9	16,9	16,5	16,8	17,9	11,9	12,9
65,7	67,9	64,9	70,1	69,0	66,8	68,3	66,9	66,8	71,1	71,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
46	47	45	49	49	47	48	47	50	56	50
33	33	35	45	41	42	35	42	36	40	40
21	20	20	6	10	11	17	11	14	4	10
85	83	85	79	82	79	81	79	86	80	92

82. Обломок в туфе с мыса Красного о-ва Шиапкотан, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63015. Аналитик Н. В. Воронкова. 83. Игнимбриг андезитовый, вулкан Синарка, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63034. Аналитик Н. В. Воронкова. 84. Анде-зито-базальт, край кратера вулкана Синарка, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63029. Аналитик Н. В. Воронкова. 85. Андезит, край кратера вулкана Синарка, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63028. 86. Пемзовидный андезит последнего извержения вулк. Синарка, колл. автора (отряд Г. Е. Богоявленской), образец № 63025. 87. Андезит, купол вулкана Синарка, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63019. Аналитик И. М. Бендер. 88. Андезит, купольный лавовый поток вулкана Синарка, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63070. Аналитик Н. В. Воронкова. 89. Андезит, обломок из туфа на склоне вулкана Кунтоминтар, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63049. Аналитик И. М. Бендер. 90. Андезит, край кратера вулк. Кунтоминтар, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63052. Аналитик И. М. Бендер. 91. Андезитовый туф, вост. край кратера вулкана Кунтоминтар, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63053. Аналитик М. И. Вельская. 92. Пемзовидный андезит, бомба вулкана Кунтоминтар, колл. автора, образец № 46189. Аналитик Н. С. Классова.

Таблица 7 Лавы вулканов западной подзоны

Компо- ненты	Вулкан Алаид						Пик Фусса			Вулкан Ши- ринки	
	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103
SiO ₂	50,56	50,74	50,83	50,27	50,29	50,35	54,27	56,21	58,88	57,34	57,36
TiO ₂	1,03	0,74	0,35	1,05	1,28	1,28	0,75	0,89	0,67	1,19	0,67
Al ₂ O ₃	17,73	20,41	21,48	19,24	18,96	19,29	18,94	17,44	17,66	15,41	16,92
Fe ₂ O ₃	3,45	2,96	3,70	3,88	3,44	4,07	4,13	4,06	2,91	5,17	3,55
FeO	5,88	6,15	5,89	5,88	6,75	5,81	3,33	3,22	2,83	3,38	3,41
MnO	0,20	0,17	0,18	0,18	0,33	0,45	0,17	0,21	0,23	0,11	0,23
MgO	6,17	3,55	3,03	4,11	4,14	4,11	3,77	3,91	2,54	1,92	3,09
CaO	9,79	10,25	10,64	10,13	10,25	10,22	8,46	7,86	7,18	9,32	6,90
Na ₂ O	2,46	2,32	3,11	3,15	2,85	2,69	3,40	3,38	3,82	3,64	4,22
K ₂ O	1,76	1,97	1,06	1,99	1,25	1,35	2,67	2,55	2,26	1,76	1,96
P ₂ O ₅	0,35	0,37	0,08	—	0,40	0,39	—	0,01	0,03	—	0,17
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,15	0,20	0,13	0,13	0,07	1,18	0,36	1,04
H ₂ O ⁻	0,06	0,08	—	0,08	0,09	0,09	0,26	0,46	0,08	0,11	0,20
S	—	—	—	—	0,02	0,01	—	—	0,03	—	—
SO ₃	0,03	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,54	99,73	100,35	100,11	100,25	100,24	100,28	100,27	100,30	99,71	100,35
<i>a</i>	8,2	8,5	9,1	10,0	8,5	8,5	11,8	11,3	11,9	10,6	12,4
<i>c</i>	8,0	10,4	10,9	8,3	9,1	9,3	7,1	6,1	6,3	5,1	5,4
<i>b</i>	23,8	18,6	18,0	21,4	21,5	21,0	17,1	17,1	12,6	17,4	15,1
<i>x</i>	60,0	62,5	62,0	60,3	60,9	61,2	64,0	65,5	69,2	66,9	67,4
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	37	49	53	44	47	47	41	40	43	45	43
<i>m'</i>	45	35	20	34	34	35	38	40	35	19	36
<i>c'</i>	18	16	17	22	19	18	21	20	22	36	21
<i>n'</i>	68	64	81	71	78	75	66	67	72	70	76

93. Базальт, вулкан Алаид, колл. Г. М. Власова. Аналитик К. Г. Словецкая (ДВГУ; Попкова и др., 1963 г., ТО 2554). 94. Андезито-базальт, вулкан Алаид, колл. Г. М. Власова, образец 2551. Аналитик К. Г. Словецкая (ДВГУ; Попкова и др., 1961). 95. Андезито-базальт, вулкан Алаид, вершина соммы, колл. Сасса. Аналитик Каннари. 96. Андезито-базальт, кратер Такетоми, колл. автора, образец 46155. Аналитик И. И. Товарова. 97. Андезито-базальт, кратер Такетоми, колл. Куно. Аналитик Японская геолог. служба (Куно, 1935). 98. Андезито-базальт, шлак кратера Такетоми, колл. Х. Куно. Аналитик Японская геолог. служба (Куно, 1935). 99. Роговообманковый андезит, бомба Пика Фусса, колл. автора, образец 53680. Аналитик В. П. Энман. 100. Двупироксеновый андезит с роговой обманкой, Пик Фусса, колл. автора, образец № 53666. Аналитик В. П. Энман. 101. Пемзовидный пироксен-роговообманковый андезит, бомба, Пик Фусса, колл. автора, образец 53685. Аналитик В. П. Энман. 102. Роговообманковый андезит, молодой конус вулкана Ширинки, колл. Е. К. Мархиинна, образец № 607. Аналитик И. М. Бендер. 103. Пемзовидный роговообманко' вый андезит с подводного склона вулкана Ширинки, колл. автора, образец №51858. Аналитик В. П.

Таблица 7 (окончание)

Компо- ненты	Вулкан Макан- руши	Вулкан Экарма			Вулкан Чиринкотан						Остров Броутона
	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114
SiO ₂	47,92	57,68	58,84	60,26	54,16	54,58	57,02	57,58	57,00	58,40	53,62
TiO ₂	1,59	1,40	0,61	0,76	1,65	0,92	1,02	1,14	1,70	0,43	1,17
Al ₂ O ₃	13,54	16,82	16,46	14,04	17,41	19,30	18,93	18,42	20,11	16,17	18,45
Fe ₂ O ₃	5,80	2,96	3,71	5,32	4,55	3,66	3,34	3,94	4,83	3,32	3,25
FeO	5,07	4,02	3,97	3,88	3,39	3,88	3,16	2,50	1,62	3,11	4,43
MnO	0,47	0,49	0,14	0,07	0,19	0,17	0,48	0,19	0,14	0,14	0,19
MgO	5,44	3,60	3,55	3,68	4,16	4,45	3,98	3,95	3,07	3,01	5,47
CaO	9,39	8,25	7,48	7,20	8,95	8,00	7,50	6,90	5,89	6,88	7,72
Na ₂ O	2,84	3,78	3,80	3,22	3,24	3,19	3,26	3,69	3,40	3,66	2,94
K ₂ O	0,91	1,35	1,09	1,60	1,58	1,74	1,82	1,90	1,95	1,75	1,69
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	4,05	0,27	0,58	0,37	1,31	0,01	0,16	0,33	0,87	2,71	0,64
H ₂ O ⁻	1,04	0,05	0,20	0,09	0,10	0,30	0,06	0,08	0,20	0,40	0,40
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,33	—
SO ₃	2,81	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,54	100,37	100,43	100,49	100,69	100,20	100,43	100,62	100,78	100,31	99,97
<i>a</i>	8,1	10,3	10,0	9,3	9,7	10,0	10,0	11,1	10,6	10,9	9,3
<i>c</i>	5,5	6,4	6,2	4,6	7,4	4,8	8,0	6,9	7,4	5,7	8,2
<i>b</i>	26,9	16,6	16,2	18,2	18,8	20,2	14,6	14,4	13,6	14,4	18,4
<i>s</i>	59,5	67,0	67,6	67,9	64,4	65,0	67,4	67,6	68,4	69,0	64,1
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	17	—	—
<i>f'</i>	39	39	43	45	40	36	43	42	44	43	40
<i>m'</i>	36	37	37	33	38	38	48	47	39	36	52
<i>c'</i>	25	24	20	22	22	26	9	11	—	21	8
<i>n'</i>	82	81	84	75	76	74	73	75	73	76	73

104. Базальт, вулкан Маканруши, колл. Е. К. Мархвина, образец 611. Анализ И. М. Бен-дер. 105. Пироксеновый андезит, подножие вулкана Экарма, колл. Б. К. Мархинина, образец № 672. Аналитик И. М. Бендер. 106. Андезит, бомба вулкана Экарма, колл. автора, образец № 46246. Аналитик В. П. Энман. 107. Роговообманково-пироксеновый андезит, вершинная экструзия вулкана Экарма, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63057. Аналитик И. М. Бендер. 108. Андезито-базальт, вост. берег вулкана Чиринкотан, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61425. Аналитик И. М. Бендер. 109. Андезито-базальт, юго-вост. берег вулкана Чиринкотан, колл. Е. К. Мархинина, образец № 681. Аналитик М. И. Вельская. 110. Роговообманковый андезит, вост. склон вулкана Чиринкотан, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), «образец JNS 61427. Аналитик? И. М. Бендер. 111. Роговообманковый андезит, вост. склон вулкана Чиринкотан, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61428. Аналитик И. М. Бендер. 112. Роговообманковый андезит, вершина вулкана Чиринкотан, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 63074. 113.1 Пемзвидный роговообманковый андезит, подводный склон вулкана Чиринкотан, колл. автора, образец № 51890. Аналитик В. П. Энман. 114. Андезито-базальт, о-в Броутона, колл. Е. К. Мархинина, образец № 752. Аналитик М. И. Вельская.

Таблица 8 Лавы вулканов Центральных Курильских островов

Компо- ненты	Остров Райкоке		Остров Матуа						Остров Расшуа		Остров Ушишир		
	115	116	116а	116б	117	118	119	120	121	122	123	124	125
SiO ₂	51,00	52,00	55,82	55,10	53,26	53,40	50,85	53,84	55,36	55,10	56,72	58,02	60,90
TiO ₂	0,97	1,17	1,00	1,00	1,15	1,09	1,07	0,96	0,91	1,00	1,14	1,14	0,72
Al ₂ O ₃	16,82	17,73	19,89	20,63	19,81	19,14	18,88	18,58	16,97	16,92	19,09	17,92	16,80
Fe ₂ O ₃	3,61	4,05	2,89	2,91	2,52	2,64	4,83	4,43	2,52	2,65	3,63	3,77	3,35
FeO	5,63	5,23	3,80	3,45	5,17	5,76	5,06	4,26	6,01	6,27	3,99	3,42	3,58
MnO	0,14	0,17	0,23	0,23	0,15	0,28	0,42	0,22	0,17	0,26	0,17	0,19	0,30
MgO	6,85	5,54	2,85	3,07	3,67	4,42	4,38	3,96	4,48	3,89	3,99	2,88	2,83
CaO	11,74	10,66	8,08	9,56	9,26	8,70	9,30	8,91	9,12	7,97	5,75	7,35	7,04
Na ₂ O	2,40	2,38	3,54	2,45	3,14	3,22	2,88	3,24	2,40	2,97	3,72	3,52	3,58
K ₂ O	0,79	1,10	1,03	0,66	1,03	1,08	0,99	1,06	0,55	0,82	0,69	0,60	0,64
P ₂ O ₅	—	—	0,28	0,26	0,10	0,21	0,10	0,08	—	1,16	—	—	0,19
H ₂ O ⁺	0,19	0,10	0,09	0,12	0,11	0,11	0,27	0,21	1,31	1,11	0,59	0,44	0,12
H ₂ O ⁻	0,05	0,08	0,19	0,10	0,16	0,06	0,18	0,06	0,54	0,43	0,82	0,25	0,13
S	—	—	—	—	—	—	1,02	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,43	0,39	—
С у м м а	100,19	100,21	99,69	99,54	99,92	100,11	100,35	99,61	100,34	100,45	100,43	99,89	100,18
<i>a</i>	6,5	7,0	9,9	6,8	9,0	9,0	8,3	9,1	6,3	8,0	9,4	8,8	8,9
<i>c</i>	8,0	8,6	9,1	11,5	9,4	8,8	9,1	8,4	8,7	7,8	7,1	8,1	7,0
<i>b</i>	26,5	23,0	13,0	13,1	16,7	18,3	20,5	18,2	19,0	18,0	16,7	13,3	13,3
<i>s</i>	59,0	61,4	68,0	68,6	64,0	63,9	62,1	64,3	66,0	66,2	66,8	69,8	70,8
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	32	38	51	49	46	45	48	46	44	49	44	52	50
<i>m'</i>	44	42	39	43	39	43	38	38	41	38	41	39	37
<i>c'</i>	24	20	10	8	15	12	14	16	15	13	15	9	13
<i>n'</i>	81	76	83	86	82	81	81	82	88	84	90	90	90

115. Базальт, о-в Райкоке, колл. Е. К. Мархинина, образец № 688. Аналитик Л. С. Мазалова. 116. Базальт, о-в Райкоке, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 64005. 116а. Лавы соммы вулкана Матуа, колл. автора, образец № 54730а. Аналитик Т. В. Долгова. Ибо. Лавы соммы вулкана Матуа, колл. автора, образец № 54730б. Аналитик Т. В. Долгова. 117. Андезит, Пик Сары-чева (о-в Матуа), колл. автора, образец № 54726. Аналитик Н. С. Классова. 118. Андезито-базальт, бомба извержения 1930 г., колл. автора, образец № 46332. Аналитик В. П. Энман. 119. Андезито-базальт, пепел из раскаленной лавины извержения 1946 г., колл. автора, образец № 54724. Аналитик Н. С. Классова. 120. Андезито-базальт, бомба извержения 1946 г., колл. автора, образец № 54728 (среднее из двух анализов). 121. Андезито-базальт, кальдерная постройка вулкана Расшуа, колл. Е. К. Мархинина, образец № 692. Аналитик Л. С. Мазалова. 122. Андезито-базальт, бомба центрального конуса вулкана Расшуа, колл. автора, образец № 46368. Аналитик В. П. Энман. 123. Пироксе-новый андезит, соммавулкана Ушишир, колл. Е. К. Мархинина, образец J'i741. Аналитики. М. Бен-дер. 124. Пироксеновый андезит, о-в Рыпонкича, сомма вулкана Ушишир, колл. Е. К. Мархинина, образец JYt 756. Аналитик И. М. Бендер. 125. Роговообманковый андезит, сомма вулкана Ушишир, колл. автора, образец № 59207. Аналитик В. П. Энман.

Таблица 8 (продолжение)

Компо- ненты	Вулкан Ушишир		Остров Кетой		Остров Сямунир, кальдера Заварицкого						
	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136
SiO ₂	62,28	63,10	49,26	58,10	53,68	51,69	53,19	54,43	67,10	64,60	64,40
TiO ₂	0,76	0,67	0,86	1,07	1,00	1,03	0,49	0,89	0,72	1,67	0,96
Al ₂ O ₃	16,09	16,37	19,74	16,82	18,70	17,00	19,24	18,03	13,74	13,96	14,62
Fe ₂ O ₃	3,25	3,54	3,76	2,31	4,85	4,05	2,29	4,54	1,88	6,91	2,59
FeO	3,56	2,15	5,92	5,83	5,27	8,27	6,80	5,63	3,68	0,68	4,56
MnO	0,20	0,19	0,15	0,29	0,16	0,23	0,17	0,16	0,15	0,49	0,49
MgO	2,42	2,31	6,10	3,71	3,50	4,88	4,92	2,56	1,20	1,74	1,88
CaO	6,66	5,74	11,14	7,42	9,60	9,15	9,67	9,47	3,80	5,26	5,21
Na ₂ O	3,72	3,50	1,41	2,44	2,64	2,66	2,94	2,83	4,00	4,16	4,20
K ₂ O	0,61	0,83	0,38	1,15	0,52	0,44	0,40	0,60	0,92	0,63	0,75
P ₂ O ₅	—	0,25	—	0,01	—	—	1,06	—	—	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,90	0,93	0,82	0,23	0,14	0,13	0,10	0,23	—	0,15	0,14
H ₂ O ⁻	0,10	0,96	0,33	0,15	—	0,16	0,07	0,27	2,49	0,14	0,05
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,55	100,54	99,87	99,53	100,56	99,69	100,34	100,63	99,68	100,49	99,95
<i>a</i>	9,1	9,2	3,9	7,3	6,9	6,6	7,2	7,5	10,3	9,9	10,3
<i>c</i>	6,3	6,6	12,2	7,9	9,6	8,4	9,7	8,8	4,0	4,3	4,6
<i>b</i>	12,4	10,0	23,0	15,8	18,5	23,3	19,9	17,6	8,6	11,6	11,6
<i>s</i>	72,2	74,2	60,9	69,0	65,0	61,7	63,2	66,1	77,1	74,2	73,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	52	55	41	50	52	51	45	56	61	57	58
<i>m'</i>	33	40	48	41	34	36	43	26	32	25	27
<i>c'</i>	15	5	11	9	14	13	12	18	7	18	15
<i>n'</i>	91	86	85	74	89	92	92	89	87	92	90

126. Роговообманковый андезит, сомма вулкана Ушишир, колл. Е. К. Мархинина, образец № 710. Аналитик Л. С. Мазалова.
127. Дацит, внутрикратерный купол вулкана Ушишир, колл. автора, образец № 59208. Аналитик В. П. Энман. 128. Базальт, о-в Кетой, колл. Е. К. Мархинина, образец № 744. Аналитик М. И. Вельская. 129. Андезит, лавовый поток Пика Палласа (о. Кетой), колл. автора, образец № 59952. Аналитик В.И. Энман. 130. Андезито-базальт, кальдера Заварицко-го, лавовый поток первой соммы, колл. автора, образец № 58867. Аналитик И. И. Товарова. 131. Базальт, дайка первой соммы кальдеры Заварицкого, колл. автора, образец № 58883. Аналитик В. П. Энман. 132. Андезито-базальт, колл. автора, образец № 58858. Аналитик И. И. Товарова. 133. Пироксе-новый андезит, поток второй соммы кальдеры Заварицкого, колл. автора, образец № 58880. Аналитик В. П. Энман. 134. Дацитовая пемза второй соммы кальдеры Заварицкого, колл. автора, образец № 58870А. Аналитик И. И. Товарова. 135. Андезитовый игнимбрит, красная основная масса, кальдера Заварицкого, колл. автора, образец № 59900 А. Аналитик В. П. Энман. 136. Андезитовый игнимбрит, черное стекло, кальдера Заварицкого, колл. автора, образец № 59900 Б. Аналитик В. П. Энман.

Таблица 8 (продолжение)

Компо- ненты	Остров Симушир									
	Кальдера Заварицкого								Вулкан Мильна	
	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146
SiO ₂	53,98	58,99	57,86	66,10	61,67	58,78	58,50	56,51	53,30	53,34
TiO ₂	0,79	0,70	0,96	0,70	0,79	1,20	0,90	0,80	1,02	1,68
Al ₂ O ₃	17,62	16,79	17,31	13,85	16,51	16,93	17,08	18,48	18,71	18,64
Fe ₂ O ₃	3,93	3,38	2,78	2,99	4,48	3,36	2,88	3,01	2,20	2,20
FeO	6,00	5,88	5,95	3,55	3,39	5,06	5,31	5,41	5,37	5,71
MnO	0,28	0,18	0,19	0,18	0,23	0,21	0,18	0,17	0,17	0,16
MgO	4,13	2,83	3,34	1,50	2,16	2,95	2,99	3,50	4,66	4,71
CaO	9,44	7,00	7,32	4,29	5,93	7,12	7,46	8,02	9,75	9,34
Na ₂ O	2,27	3,86	3,85	4,36	3,17	3,32	3,28	2,90	2,90	3,16
K ₂ O	0,65	0,71	0,60	0,85	1,02	0,97	0,99	0,97	1,35	1,25
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,14	0,20	0,05	1,98	0,24	0,20	0,10	0,24	0,34	0,05
H ₂ O ⁻	0,40	0,14	0,08	0,31	0,15	0,03	0,10	0,07	0,08	0,10
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,63	100,66	100,29	100,66	99,74	100,13	99,77	100,18	99,85	100,34
<i>a</i>	6,0	9,5	9,4	10,8	8,7	8,9	9,0	8,2	8,2	9,1
<i>c</i>	9,4	6,6	7,1	3,8	7,1	7,1	7,3	8,7	7,3	7,5
<i>b</i>	19,6	15,6	16,0	10,1	11,6	14,9	15,0	15,8	18,7	19,9
<i>s</i>	65,0	68,3	67,5	75,3	72,6	69,1	68,7	67,3	65,8	63,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	49	56	52	61	64	54	53	52	37	39
<i>m'</i>	37	31	36	25	32	34	34	39	41	41
<i>c'</i>	14	13	12	14	4	12	14	9	22	20
<i>n'</i>	86	90	91	88	82	83	83	81	76	78

137. Андезито-базальт, центральный конус кальдеры Заварицкого, колл. автора, образец № 58877 А. Аналитик В. П. Энман.
138. Андезит, центральный конус кальдеры Заварицкого, колл. автора, образец № 58857. Аналитик И. И. Товарова. 139. Андезит, центральный конус кальдеры Заварицкого, колл. автора, образец № 58856. Аналитик И. И. Товарова. 140. Дацитовая пемза, центральный конус кальдеры Заварицкого, колл. автора, образец № 58864 В. Аналитик В.П. Энман. 141. Кислый андезит, вост. купол в кальдере Заварицкого, колл. автора, образец № 58854. Аналитик В. П. Энман. 142. Андезит, кальдера Заварицкого, бомба извержения 1957 г., колл. автора, образец № 58856. Аналитик И. И. Товарова. 143. Андезит, кальдера Заварицкого, купол 1957 г., колл. автора, образец № 58853. Аналитик И. И. Товарова. 144. Андезит, кальдера Заварицкого, купольный поток 1957 г., колл. автора, образец № 58854. Аналитик И. И. Товарова. 145. Андезито-базальт, сомма вулкана Мильна, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской и К. И. Шмуловича), образец № 61675. Аналитик И. М. Бендер. 146. Андезито-базальт, сомма вулкана Мильна, колл. автора (сбои К. И. Шмуловича), образец № 61672. Аналитик Л. С. Мазалова.

Таблица 8 (окончание)

Компо- ненты	Вулкан Мильна						Горящая Сопка		
	147	148	149	150	151	152	153	154	155
SiO ₂	55,90	57,52	53,00	55,46	59,74	58,90	58,12	61,34	63,24
TiO ₂	1,02	1,02	1,25	1,27	1,06	0,92	0,92	1,27	1,46
Al ₂ O ₃	18,30	18,73	16,38	15,67	17,02	17,10	17,48	16,26	14,91
Fe ₂ O ₃	2,58	2,49	3,00	5,99	2,90	3,69	3,58	3,59	4,97
FeO	4,25	4,11	5,92	4,02	3,79	2,67	4,10	3,59	2,01
MnO	0,19	0,13	0,19	0,16	0,16	0,16	0,42	0,16	0,18
MgO	4,52	3,60	5,52	3,64	3,39	3,15	2,79	3,20	3,22
CaO	7,80	6,45	9,32	9,24	6,80	7,24	7,64	6,30	5,20
Na ₂ O	3,34	3,43	2,75	3,06	3,48	3,61	2,82	3,34	3,24
K ₂ O	1,44	1,61	0,72	1,15	1,40	1,53	1,50	1,66	1,53
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,81	0,71	0,42	0,50	0,07	0,87	0,06	0,15	0,37
H ₂ O ⁻	0,21	0,21	1,08	0,42	0,69	0,81	0,19	0,07	0,28
S	—	—	—	—	—	—	0,17	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,36	100,01	99,25	100,58	100,50	99,30	99,49	100,02	100,81
<i>a</i>	9,7	10,3	7,2	8,5	9,8	10,3	8,8	9,8	9,3
<i>c</i>	7,6	7,8	7,6	6,2	6,6	6,6	8,0	6,0	5,2
<i>b</i>	16,6	13,1	22,2	20,5	13,8	13,8	14,2	13,0	12,9
<i>s</i>	66,4	68,8	63,0	64,8	69,8	69,3	69,0	71,2	72,6
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	40	49	39	45	45	39	53	45	48
<i>m'</i>	47	48	43	30	42	43	35	42	42
<i>c'</i>	13	3	18	25	13	18	12	13	10
<i>n'</i>	78	77	86	80	79	78	74	75	76

147. Андезит, сомма вулкана Мильна, колл. автора (сборы К. И. Шмуловича), образец № 61678. Аналитик И. М. Бендер. 148. Андезит, сомма вулкана Мильна, колл. автора (сборы К. И. Шмуловича), образец № 61677. Аналитик И. М. Бендер. 149. Андезито-базальт, центральный конус вулкана Мильна, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской и К. И. Шмуловича), образец № 61661. Аналитик М. И. Вельская. 150. Андезито-базальт, вулкан Мильна, колл. автора (сборы К. И. Шмуловича), образец № 62665. Аналитик И. М. Бендер. 151. Андезит, центральный конус вулкана Мильна, колл. автора (сборы Г. В. Богоявленской и К. И. Шмуловича), образец № 61664. Аналитик М. И. Вельская. 152. Андезит вершинного купола вулкана Мильна, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской и К. И. Шмуловича), образец № 61660. Аналитик М. И. Вельская. 153. Андезит, лавовый поток Горящей Сопки, колл. автора, образец № 5889S. Аналитик И. И. Тovarова. 154. Андезит, малый купол Горящей Сопки, колл. автора (сборы К. И. Шмуловича), образец № 62099. Аналитик И. М. Бендер. 155. Андезит, главный купол Горящей Сопки, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 61680A. Аналитик И. М. Бендер.

Таблица 9 Лавы вулканов южных Курильских островов

Компоненты	Чирпой			Брат Чирпоев		Уруп			
	156	157	158	159	160	161	162	163	164
SiO ₂	67,34	60,00	59,14	50,04	50,00	57,86	61,68	55,52	60,43
TiO ₂	0,68	0,90	0,93	1,18	1,18	0,50	0,57	0,66	0,53
Al ₂ O ₃	14,78	18,43	17,66	18,03	16,95	17,92	17,61	17,29	17,94
Fe ₂ O ₃	0,84	0,38	1,79	4,39	5,76	3,32	3,75	4,56	4,82
FeO	2,73	6,18	5,58	6,06	5,21	4,17	3,30	4,60	2,59
MnO	0,19	0,19	0,19	0,22	0,26	0,09	0,19	0,23	0,14
MgO	0,82	3,23	2,91	6,07	6,39	3,86	2,95	4,53	2,34
CaO	3,00	5,86	6,90	10,80	10,84	7,98	6,99	9,00	5,97
Na ₂ O	4,46	3,48	3,19	2,64	2,50	2,65	2,12	2,35	3,70
K ₂ O	2,13	1,33	1,31	0,67	0,62	1,06	0,98	0,40	0,84
Г ₂ O ₅	0,18			0,15	0,14				
H ⁺	0,58	0,23	0,17	0,25	0,30	0,54	0,37		
H ⁺	0,31	0,25	0,20	0,07	0,07	0,30	0,10	1,19	0,58
В. п. п.	0,55								
Сумма	99,71	100,46	99,97	100,57	100,^8	100,25	100,61	100,33	99,88
	13,0	9,8	9,2	6,8	6,5	7,8	6,3	5,8	9,7
	3,5	7,2	7,5	9,1	8,3	8,5	8,8	9,0	7,7
	5,5	13,0	13,6	24,9	26,3	15,5	12,4	19,0	11,0
	78,0	70,0	60,7	59,2	58,9	(58,2	72,5	66,2	71,6
m'	68	51	55	40	39	46	55	46	63
	26	43	37	42	42	44	41	42	30
n'	76	79	79	88	87	78		90	87

156. Риолитовая пемза, о-в Чирпой, п-ов Лапка, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 62211. Аналитик Т. В. Долгова. 157. Андезит, о-в Чирпой, вулкан Черный, колл. автора (сборы Г. В. Богоявленской), образец № 62098. Аналитик Т. В. Долгова. 158. Андезит, о-в Чирпой, вулкан Сноу, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 62070. Аналитик Т. В. Долгова. 159. Базальт, вулкан Брат Чирпоев, колл. автора, образец jft 46377. Аналитик В.П. Энман. 160. Базальтовые лапилли, вулкан Брат Чирпоев, колл. автора, образец № 46372. Аналитик В. П. Энман. 161. Андезит, о-в Уруп, сомма вулкана Трезубец (Немото, 1933). 162. Роговообманковый андезит, о-в Уруп, центральный конус вулкана Трезубец (Немото, 1933). 163. Андезито-базальт, о-в Уруп, вулкан Рудакова (Немото, 1933). 164. Андезитовая бомба, мыс Непройдешь, о-в Уруп (Немото, 1933).

Таблица 9 (продолжение)

Компоненты	Остров Итуруп									
	Кальдера Медвежья						Перешеек Ветровой			Гора Голец
	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174
SiO ₂	58,60	64,20	66,40	67,30	51,02	55,13	65,99	66,94	67,81	66,26
TiO ₂	0,91	0,92	0,87	0,96	0,90	1,49	0,48	0,56	0,54	0,66
Al ₂ O ₃	15,61	14,58	14,17	14,90	18,29	15,71	14,61	14,66	14,30	16,69
Fe ₂ O ₃	0,10	3,06	1,38	1,84	0,89	3,01	2,13	2,61	1,60	2,18
FeO	4,14	2,18	2,88	2,84	9,34	7,12	2,25	1,98	2,34	3,62
MnO	0,23	0,21	0,21	0,19	0,23	0,26	0,08	0,11	0,12	0,17
MgO	1,29	1,18	1,27	1,56	6,73	4,87	1,33	1,26	1,31	1,20
CaO	3,64	3,50	3,54	4,26	10,06	8,62	5,30	4,38	4,49	4,87
Na ₂ O	2,99	3,90	4,20	4,39	2,26	2,17	3,01	2,96	3,43	3,52
K ₂ O	0,80	1,42	1,08	1,10	0,35	0,68	1,04	1,46	1,33	0,37
P ₂ O ₅	—	0,09	0,09	0,07	—	—	0,10	0,10	0,40	0,22
H ₂ O ⁺	4,66	3,94	3,03	0,34	0,06	0,31	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	2,36	0,81	0,35	0,16	0,02	0,13	0,91	—	—	—
S	0,04	0,10	0,05	—	—	—	—	—	—	—
Ш. п. п.	4,17	—	—	—	—	—	2,12	2,79	2,58	—
Сумма	100,02	100,09	99,52	99,92	100,15	99,50	99,35	99,78	100,25	99,76
<i>a</i>	8,6	11,1	11,2	11,2	5,5	5,8	8,3	9,0	9,7	8,2
<i>c</i>	4,9	4,5	4,0	4,4	9,7	7,8	6,0	5,6	4,9	6,0
<i>b</i>	11,7	7,5	6,7	7,8	24,8	21,1	7,2	6,6	6,7	9,8
<i>s</i>	74,8	76,9	78,1	76,6	60,0	65,3	78,5	78,8	78,7	76,0
<i>a'</i>	39,7	5	—	—	—	—	—	—	—	24
<i>f'</i>	39,7	68	63	56	41	47	61	65	57	55
<i>m'</i>	20,6	27	32	33	47	40	29	33	33	21
<i>e'</i>	—	—	5	11	12	13	10	2	10	—
<i>u'</i>	84,3	81	85	86	91	83	81	75	79	93

165. Андезитовая пемза, о-в Итуруп, кальдера Медвежья, колл. автора (сборы И.И. Гущенко), образец № 59512 А. Аналитик В. П. Энман. 166. Дацитовая пемза, о-в Итуруп, кальдера Медвежья, колл. автора (сборы И. И. Гущенко), образец № 59516. Аналитик В. П. Энман. 167. Дацитовая пемза, о-в Итуруп, кальдера Медвежья, колл. автора (сборы И. И. Гущенко), образец № 59517. Аналитик В. П. Энман. 168. Дацитовая пемза, о-в Итуруп, кальдера Медвежья, колл. автора (сборы И.И. Гущенко), образец № 59513. Аналитик В. П. Энман. 169. Базальтовый поток, о-в Итуруп, конус Меньшой Брат, колл. автора (сборы И. И. Гущенко), образец № 59528. Аналитик Т. В. Долгова. 170. Ан-дезито-базальт, о-в Итуруп, конус Кудрявый, колл. автора (сборы И.И. Гущенко), образец № 59547. Аналитик В. П. Энман. 171. Дацитовая пемза, о-в Итуруп, перешеек Ветровой, колл. О. М. Бент. Анализы Лабор. СахКНИИ (Бент, 1962). 172. Дацитовая пемза, о-в Итуруп, перешеек Ветровой, колл. Н. П. Саврасова, образец № 2577. Анализы Лабор. ДВГУ (Попкова и др., 1961). 173. Дацитовая пемза, о-в Итуруп, перешеек Ветровой, колл. Ю. С. Желубовского. 174. Андезито-дацит, о-в Итуруп, район горы Голец, колл. Н. П. Саврасова, образец № 2380. Анализы Лабор. ДВГУ (Попкова и др., 1961).

Таблица 9 (продолжение)

Компо- ненты	Остров Итуруп									
	Вулкан Тебень- кова	Вулкан Иван Грозный							Конус Богдан Хмельницкий	
	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184
SiO ₂	54,71	57,28	60,46	56,16	58,70	59,15	60,68	58,34	59,16	55,19
TiO ₂	0,74	0,70	0,74	0,88	1,11	1,34	1,11	0,87	1,25	1,12
Al ₂ O ₃	18,01	17,23	16,19	17,65	16,14	15,31	15,30	15,95	17,02	18,38
Fe ₂ O ₃	2,95	3,60	2,81	1,93	3,48	3,30	4,19	2,90	3,54	4,59
FeO	5,74	4,88	5,24	4,61	4,45	5,36	4,18	5,34	3,86	3,78
MnO	0,17	0,69	0,28	0,21	0,13	0,24	0,21	0,14	0,23	0,29
MgO	4,52	4,47	3,47	4,87	3,93	3,93	3,53	4,03	3,07	3,74
CaO	9,10	7,58	6,46	9,40	7,71	7,67	7,09	7,66	6,64	6,44
Na ₂ O	3,21	2,00	2,69	2,76	2,98	2,60	2,33	2,69	3,17	2,52
K ₂ O	1,10	1,24	1,29	0,82	1,11	1,03	1,29	1,24	1,85	1,43
P ₂ O ₅	—	0,02	0,02	0,17	0,06	0,05	0,05	0,16	0,08	0,11
H ₂ O ⁺	0,10	0,60	0,16	0,45	0,28	0,17	0,16	0,31	0,08	1,63
H ₂ O ⁻	0,11	0,18	0,06	0,07	0,12	0,07	0,06	0,20	0,09	0,54
S	—	—	—	—	0,10	—	—	—	0,02	0,06
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,46	100,47	99,87	99,98	100,30	100,25	100,48	99,83	100,19	99,82
<i>a</i>	8,8	6,4	8,1	7,5	8,2	7,3	7,7	8,0	9,9	7,9
<i>c</i>	7,9	8,7	7,0	8,0	6,7	6,6	6,3	6,9	6,7	8,2
<i>b</i>	19,4	17,3	14,6	18,1	16,6	17,7	16,0	17,3	13,8	16,4
<i>s</i>	63,9	67,6	70,3	66,0	68,5	68,4	70,0	67,8	69,6	67,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
<i>f'</i>	43	50	52	35	44	46	48	45	50	50
<i>m'</i>	40	45	41	46	40	38	37	40	39	40
<i>e'</i>	17	5	7	19	16	16	15	15	11	—
<i>n'</i>	81	70	76	83	80	78	75	77	72	73

175. Андезито-базальт, о-в Итуруп, вершина вулкана Тебенькова, колл. автора < образец №54710. Аналитик Н.С. Классова. 176. Пироксеновый андезит, о-в Итуруп,эффузивный купол вулкана Иван Грозный, колл. автора (сборы г. Е. Богоявленской), образец № 59200. Аналитик В. П. Энман. 177. Андезит, о-в Итуруп, вулкан Иван Грозный, ктпол Ермак, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 59223. Аналитик В. П. Энман. 178. Андезито-базальт, о-в Итуруп ' поток вулкана Иван Грозный у мыса Дракон, колл. автора, образец № 54720. Аналитик Т. В. Долгова 179. Андезит, о-в Итуруп, вулкан Иван Грозный, южный лавовый поток, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 59220. Аналитик В. п. Энман. 180. Андезит, о-в Итуруп вулкан Иван Грозный, юго-вост. лавовый поток, колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 59226 Аналитик В. П. Энман. 181. Андезит, о-в Итуруп, вулкан Иван Грозный, юго-зап лавовый поток' колл. автора (сборы Г. Е. Богоявленской), образец № 59224А. Аналитик В. П. Энман. 182 Андезит' о-в Итуруп, вершинный купол вулкана Иван Грозный, колл. автора, образец № 54715. Аналитик Н. С. Классова. 183. Андезит, о-в Итуруп, массив Чирип, конус Богдан Хмельницкий, колл автора (сборы И. И. Гущенко), образец № 59479. Аналитик В. П. Энман. 184. Андезитовый шлак о-в Итуруп, массив Чирип, конус Богдан Хмельницкий, колл. автора (сборы И. И. Гувденко), образец № 59480. Аналитик В. Л. Энман.

Таблица 9 (продолжение)

Компоненты	Остров Итуруп				Остров Кувашир					
	Богдан Хмельницкий	Стоная	Атсо-нуцури	Перешеек Южный	Вулкан Тятя				Руру*	Вулкан Менделеева
	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194
SiO ₂	50,09	52,60	50,45	65,60	52,25	50,07	51,75	50,84	58,06	60,04
TiO ₂	0,99	0,08	1,64	0,42	1,11	0,96	1,20	0,94	1,07	0,91
Al ₂ O ₃	17,30	18,38	17,99	10,12	10,42	17,32	17,20	17,81	10,04	15,70
FeO	4,05	5,20	3,08	2,84	3,70	2,64	3,95	3,40	3,23	7,14
Fe ₂ O ₃	3,59	5,04	8,87	2,12	9,04	7,18	7,58	7,80	5,95	1,31
MnO	0,21		0,17	0,15	0,18	0,10	0,22	0,15	0,10	0,23
MgO	3,90	4,74	4,02	1,65	4,67	3,74	4,02	4,89	3,41	2,35
CaO	7,45	9,52	10,59	5,25	8,34	8,09	10,32	10,21	0,27	0,50
Na ₂ O	3,01	2,50	2,97	3,49	3,27	2,60	2,12	2,48	2,01	3,30
K ₂ O	1,81	0,39	0,58	1,85	1,24	0,66	0,90	1,07	1,30	0,83
IV)»	0,03		0,16	0,22	0,19	0,03	0,50	0,18	0,13	0,15
UO ₂	0,13	0,71	0,07		0,25	0,37		0,23		0,40
SiO ₂	0,05	0,23	0,08	0,46	0,07		0,51	0,02	1,47	0,38
I. П. Н.				0,39	-	0,03				
Сумма	99,57	99,99	100,67	100,56	100,65	100,74	100,33	100,08	99,10	99,31
a	9,4	6,3	7,0	10,4	9,1	0,9	6,3	7,3	0,5	8,7
c	7,2	9,7	8,7	5,6	6,5	8,6	8,8	8,7	8,0	6,4
b	16,2	20,6	23,0	8,2	23,6	17,7	22,5	23,5	15,3	13,4
s	67,2	63,4	60,7	75,8	00,8	66,8	62,4	60,5	70,2	71,5
Г	45	47	50	55	50	54	50	46	59	57
т'	42	41	30	35	34	37	31	36	40	30
с/	13	12	20	10	13	9	19	18	1	13
в'	72	91	89	74	80	87	76	77	70	85

185. Андезит, о-в Итуруп, конус Богдан Хмельницкий, колл. автора (сборы И. И. Гущенко), образец № 59481. Аналитик В. П. Энман. 186. Базальт, о-в Итуруп, вершина вулкана Стокап, колл. автора (сборы И. И. Гущенко и Г. Е. Богоявленской), образец № 60255. Аналитик Т. В. Долгова. 187. Базальт, о-в Итуруп, вулкан Атсонупури (Katsui, 1961). 188. Дацитовая пемза, о-в Итуруп, перешеек Южный; колл. О. М. Бент. Анализы Лабор. СахКНИИ (Бент, 1962). 189. Базальт, о-в Кунашир, подножие вулкана Тятя, колл. Е. К. Мархинина, образец № 251. Аналитик В. Г. Сильниченко (Мархинин, 1959). 190. Пироксеновый андезит, о-в Кунашир, край соммы вулкана Тятя, колл. Е. К. Мархинина, образец № 171. Аналитик В. Г. Сильниченко. 191. Базальтовая бомба, о-в Кунашир, центральный конус вулкана Тятя, колл. Ю. С. Желубовского. Аналитик Тихоненко. 192. Базальт, о-в Кунашир, центральный конус вулкана Тятя, колл. Е. К. Мархинина, образец № 243. Аналитик В. Г. Сильниченко (Мархинин, 1959). 193. Андезит, о-в Кунашир, вулкан Руруй (Гуменный и Неверов, 1961), 194. Андезит, о-в Кунашир, вулкан Менделеева, основание первой соммы, колл. автора, образец № 52650. Аналитик И. И. Товарова.

Таблица 9 (продолжение)

Компо- ненты	Вулкан Менделеева				Вулкан Головинина				
	195	196	197	198	199	200	201	202	203
SiO ₂	67,18	52,27	58,43	65,30	57,16	58,60	59,08	66,32	69,58
TiO ₂	0,73	0,80	0,77	1,22	0,58	0,62	0,62	0,52	0,47
Al ₂ O ₃	14,18	16,91	15,80	15,84	16,44	16,88	17,57	16,73	13,73
Fe ₂ O ₃	1,63	3,84	6,92	3,08	7,15	4,60	3,14	2,25	1,80
FeO	2,16	6,58	2,00	2,40	2,60	4,00	2,72	2,28	1,68
MnO	0,10	0,21	0,18	0,14	0,13	0,15	0,12	0,11	0,07
MgO	1,21	4,94	3,44	1,70	2,86	3,40	1,86	1,24	0,75
CaO	4,03	10,24	7,43	5,12	8,66	7,00	6,50	5,29	3,77
Na ₂ O	3,28	2,10	2,90	3,70	2,56	2,14	2,95	3,40	3,50
K ₂ O	1,71	0,69	0,55	1,65	0,51	0,46	0,55	0,97	0,91
P ₂ O ₅	—	0,06	0,13	0,09	0,10	0,06	0,27	0,02	0,03
H ₂ O ⁺	2,41	0,82	0,92	0,13	0,72	0,98	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,79	0,35	0,04	0,11	0,42	0,72	1,13	0,65	0,98
S	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—
И. п. п.	—	—	—	—	—	—	3,16	0,31	3,07
Сумма	99,41	99,83	99,51	100,48	99,89	99,61	99,67	100,14	100,34
<i>a</i>	11,3	5,7	7,4	10,6	6,6	5,6	7,9	9,2	9,2
<i>c</i>	5,4	8,9	7,2	5,4	8,2	9,0	8,8	6,6	4,7
<i>b</i>	6,8	22,7	16,4	8,0	16,7	14,7	9,8	6,8	4,6
<i>s</i>	76,5	62,7	69,0	76,0	68,5	70,7	73,5	77,4	81,5
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	2	6	6	3
<i>f'</i>	60	44	50	52	53	57	58	63	69
<i>m'</i>	35	38	36	36	30	41	36	31	28
<i>c'</i>	5	18	14	11	17	—	—	—	—
<i>n'</i>	75	80	90	78	82	88	90	83	85

195. Дацитовая пемза, о-в Кунашир, юго-вост. подножие вулкана Менделеева, колл. автора образец № 52644. Аналитик И. И. ТОВАРОВА. 196. Базальт, о-в Кунашир, вершина ручья Школьного вулкана Менделеева, колл. Е. К. Мархинина, образец № 305. Аналитик В. П. ЭНМАН. 197. Андезит о-в Кунашир, внутренний конус вулкана Менделеева, колл. автора, образец № 52652. Аналитик И. И. ТОВАРОВА. 198. Дацит, о-в Кунашир, экструзивный купол вулкана Менделеева, колл. автора образец № 52651А. Аналитик И. И. ТОВАРОВА. 199. Андезитовый туф, о-в Кунашир, вулкан Головкина, колл. Е. К. Мархинина, образец № 313. Аналитик В. П. ЭНМАН (Мархинин, 1959). 200. Андезит о-в Кунашир, вулкан Головинина, колл. автора, образец № 52638. Аналитик И. И. ТОВАРОВА. 201. Дацитовая пемза, о-в Кунашир, оз. Лагунное (Бент, 1962). 202. Дацитовая пемза, о-в Кунашир пос Серноводск (Бент, 1962). 203. Липаритовая пемза, о-в Кунашир, пою. Головинно (Бент 1962).

Таблица 9 (окончание)

Компо- ненты	Остров Кунашир			
	Вулкан Головинна			
	204	205	206	207
SiO ₂	56,56	62,37	64,35	64,68
TiO ₂	0,77	0,53	0,71	0,60
Al ₂ O ₃	17,79	14,41	15,73	16,00
Fe ₂ O ₃	4,58	7,94	2,83	4,24
FeO	4,26	0,68	3,56	2,22
MnO	0,19	0,08	0,16	0,08
MgO	3,86	1,68	1,87	1,54
CaO	8,40	5,64	5,56	6,12
Na ₂ O	2,72	2,79	2,43	2,26
K ₂ O	0,43	0,80	0,79	0,49
P ₂ O ₅	0,06	0,06	—	—
H ₂ O ⁺	0,63	1,22	0,43	1,33
H ₂ O ⁻	0,29	1,59	1,37	0,26
S	0,01	0,01	—	0,04
П. п. п.	—	—	—	—
Сумма	100,25	99,80	99,79	99,80
<i>a</i>	6,8	7,7	6,7	5,8
<i>c</i>	9,0	6,1	7,0	7,8
<i>b</i>	16,5	11,7	10,4	9,6
<i>s</i>	67,7	74,5	75,9	76,8
<i>a'</i>	—	—	10	11
<i>f'</i>	52	65	59	62
<i>m'</i>	41	25	31	27
<i>e'</i>	7	10	—	—
<i>n'</i>	92	83	82	88

204. Андезит, о-в Кунашир, вулкан Головкина, купол Внешний, колл. Е. К. Мархинина, образец № 326. Аналитик В. П. Энман (Мар-хинин, 1959). 205. Андезит, о-в Кунашир, вулкан Головинна, купол Подушечный, колл.: Е. К. Мархинина, образец № 308. Аналитик В. П. Энман (Мархинин, 1959). 206. Андезито-дацит, о-в Кунашир, вулкан Головинна, вост. внутрикальдерный купол, колл. автора, образец № 52634. Аналитик И. И. Товарова. 207. Андезито-дацит, о-в Кунашир, вулкан Головинна, центральный купол, колл. Е. К. Мархинина, образец 174. Аналитик В. Г. Сильниченко.

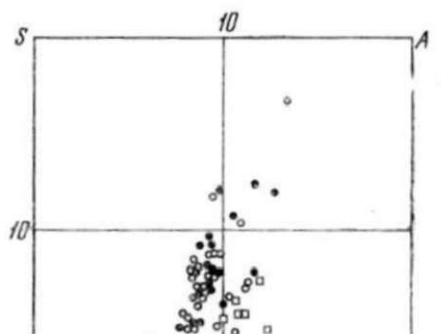


Рис. 77. Петрохимическая диаграмма лав вулканов северных Курильских островов

1 — лавы о-ва Парамушир; 2 — лавы остальные островов северной группы; 3 — лавы вулканов Западной зоны заметно более щелочными. Точки анализов располагаются между линиями Лассен-Пик и Йеллоустон.

Таким образом, сделанный нами ранее вывод об увеличении щелочности на вулканах Западной зоны подтвердился и на более обширном материале.

Центральные Курильские острова

Для вулканов Центральных Курильских островов имеется 43 анализа, все они выполнены в Институте вулканологии. Данные анализов сведены в табл. 8 и представлены на рис. 78. Точки анализов на рис. 78 для наиболее крупного острова Симушир и для других более мелких островов практически совпадают. Как и для Северных Курильских островов, все точки занимают полосу между вариационными кривыми типа Пеле и Лассен-Пик.

Южные Курильские острова

Для характеристики Южных Курильских островов имеется 52 анализа, из которых 37 выполнены в Институте вулканологии, 6 — в СахКНИИ (преимущественно пемзы) и 9 взято из литературных источников. Анализы приведены в табл. 9, а результаты пересчетов показаны на рис. 79. Точки анализов для разных островов группы показаны различными знаками. Кроме того, отдельно выделены вулканы, образующие полуострова на

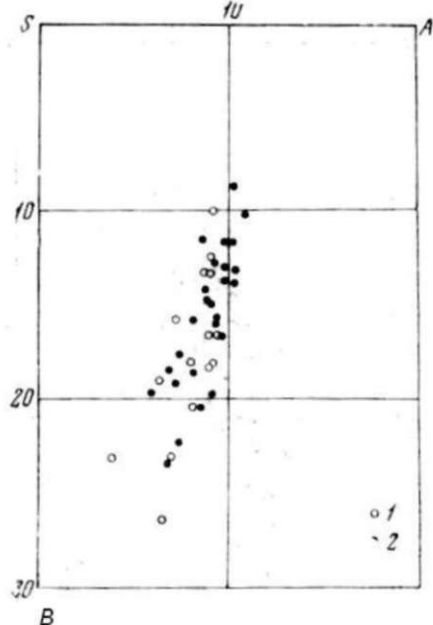


Рис. 78- Петрохимическая диаграмма лав вулканов центральных Курильских островов
 1 — лавы о-ва Симушир; 2 — лавы остальных островов

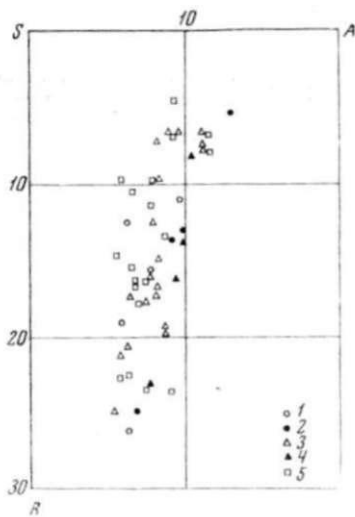


Рис. 79. Петрохимическая диаграмма лав вулканов южных Курильских островов

1 — лавы островов Черные Братья; 2 — лавы о-ва Уруп; 3 — лавы о-ва Итуруп; 4 — лавы Западных полуостровов о-ва Итуруп; 5 — лавы о-ва Кунашир

западном берегу о-ва Итуруп (п-ов Чирип, вулкан Атсонупури и кальдера Львиная Пасть).

Фигуративные точки обнаруживают довольно широкий разброс по обе стороны от вариационной ривой типа Пеле и в общем несколько сдвинуты к оси SB по сравнению с более северными островами. Вулканы островов Черные Братья и западных полуостровов о-ва Итуруп занимают крайне правое положение, т. е. обладают несколько более повышенной щелочностью. В этом видна та же тенденция к повышению елочности к внутренней стороне дуги, о чем уже говорилось выше, хотя в данном случае сдвиг не настолько велик, чтобы эти вулканы можно было отнести к

Западной зоне.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Из вышеприведенного обзора следует, что петрохимические особенности лав в Курильской дуге несколько изменяются как по простиранию дуги (на что обратил внимание Э. Н. Эрлих), так и вкостростирания ее.

Таблица 10

Средние химические составы лав Северных Курильских островов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48.9	53.9	56.5	59.7	65.9	72.5
TiO ₂	0.9	0.9	0.8	0.7	0.7	0.4
Al ₂ O ₃	19.1	18.0	17.9	18.0	15.8	14.8
	4.5	3.6	4.2	3.0	2.6	0.7
FeO	6.1	5.9	4.3	4.0	2.8	1.3
MnO	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
MgO	5.9	4.5	3.7	2.9	1.8	0.6
c«o.	11.3	9.0	8.2	7.1	4.8	2.7
Ni ₂ O	2.4	2.8	2.9	3.0	4.0	4.8
	0.8	1.2	1.3	1.5	1.4	2.1
<i>a</i>	6.8	8.1	8.5	9.0	10.9	13.4
	1.8	6.3	8.0	8.0	5.1	2.8
<i>b</i>	24.9	20.0	16.6	12.8	8.8	3.4
<i>s</i>	58.5	63.6	66.9	70.2	75.2	80.4
<i>r</i>	40	45	48	53	57	55
<i>m'</i>	42	40	№	39	35	31
<i>c'</i>	18	15	13	8	8	14
<i>n'</i>	81	78	77	75	81	78

1. Базальт, среднее из 11 анализов. 2. Андезит. то-базальт, среднее из 14 анализов. 3. Основной андезит, среднее из 25 анализов. 4. Кислый андезит, среднее из 34 анализов. 5. Дацит, среднее из 5 анализов. 6. Риолит, 1 анализ.

Таблица 11

Средние химические составы лав

Западной зоны Курильских островов ЧСМПО- испы	1				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	51.4	52.1	58.1	56.0	59.0
TiO ₂	1.4	1.0	1.0	1.0	0.7
Al ₂ O ₃	10.3	19.5	17.9	17.3	17.5
FeO	4.8	3.7	3.7	4.5	3.3
MgO	5.7	5.3	3.1	3.3	3.1
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	6.0	4.1	3.5	3.2	2.8
CaO	10.0	0.5	7.2	8.6	7.2
	2.8	3.0	3.6	3.5	4.0
<i>K/J</i>	1.4	1.6	1.7	2.4	2.2
<i>a</i>	8.3	0.3	10.6	11.2	12.2
<i>£</i>	6.8	9.0	7.0	6.1	5.5
<i>b</i>	25.3	17.7	14.4	17.1	13.9
<i>s</i>	58.6	68.5	68.0	65.6	68.1
<i>r</i>	38	46	44	42	44
<i>m'</i>	40	38	42	32	34
<i>c'</i>	22	16	14	26	22
<i>n'</i>	75	74	74	69	74

1. Базальт, среднее из 2 анализов. 2. Андезит-базальт, среднее из 8 анализов. 3. Андезит, среднее из 6 (фиолетовая Ширинки и Пика Фусся). 4. Основной андезит, пик Фуон, среднее из 11 анализов. 5. Кислые андезит, 0-и Ширинки, среднее из 2 анализов.

Чтобы проследить характер этих изменений подробнее, удобно воспользоваться рассмотрением соответствующих вариационных кривых, а чтобы избежать субъективизма в построении кривых, построим эти кривые по средним значениям анализов.

Следует сразу же оговориться, что средние значения, построенные просто по суммам отдельных анализов (без учета их количественного распространения), можно использовать только для построения вариационных кривых, ибо характер этих кривых не зависит от количественного распределения различных типов пород. Но было бы ошибкой рассматривать полученные значения как реальные средние величины

типов пород, как это иногда делается в некоторых работах, и на этой основе делать заключения о составе исходной магмы, о количественных изменениях кислотности или щелочности магм и т. д. Во всех этих случаях количественные отношения отдельных типов пород (или хотя бы их площади) молчаливо подменяются произвольными величинами случайного числа тех или иных анализируемых пород.

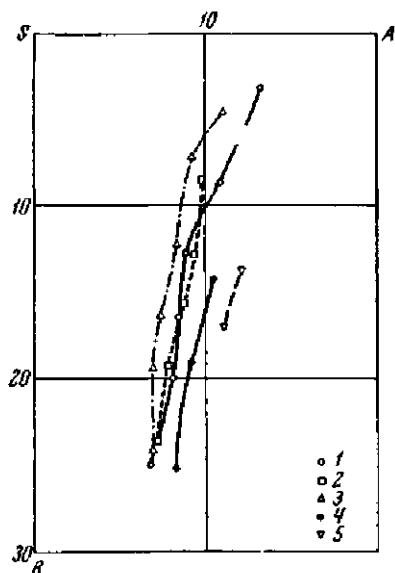


Рис. 80. Вариационные кривые средних значений анализируемых лав

1 — точки для северных островов; 2 — точки для центральных островов; 3 — точки для южных островов; 4 — точки для Западной зоны; 5 — о-в Ширинки и Пик Фусса

В настоящее время распределение анализов по островам и отдельным вулканам еще не достаточно для каких-либо количественных подсчетов по всей дуге в целом. Количественно могут быть охарактеризованы только о-в Алаид, некоторые мелкие острова, а из крупных — только о-в Ку-нашир.

Средние составы анализируемых лав по отдельным участкам дуги приведены в табл. 10—13, а на рис. 80 нанесены соответствующие вариационные кривые; здесь, в Западной зоне, отдельно выделены вулканы Ширинки и Пик Фусса, имеющие большую щелочность, чем Западная зона в целом.

Из указанных таблиц и рисунка явствует, что породы Северных и Центральных Курильских островов практически принадлежат к одному и тому же типу, несмотря на резкое различие в строении земной коры — континентальное в первом случае и субокеаническое (практически — океаническое) — во втором. Вариационные кривые пород этих частей дуги проходят между линиями Пеле и Лассен-Пик.

Вариационная кривая для лав Южных Курильских островов идет несколько левее и почти совпадает с кривой типа Пеле.

Вулканы Западной зоны имеют более щелочной характер лав и большинство из них примыкает к типу Лассен-Пик, а лавы вулканов Ширинки и Пик Фусса имеют еще более щелочной характер и близки к типу Иелло-устон.

Все вариационные кривые лав Курильских вулканов наклонены несколько круче, чем вариационные кривые типов лав по А. Н. Заварицкому, и о совпадении тех или иных курильских кривых с кривыми «типа Пеле» другими можно говорить только условно.

Обычно появление известково-щелочных «орогенных» лав рассматривается как результат контаминации щелочных оливиновых базальтов силикатным материалом. В этом отношении на Курильских островах следовало бы ожидать проявления четкой продольной зональности, совпада-

Таблица 12 Средние химические составы лав Центральных Курильских островов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,6	54,2	56,9	61,0	66,4
TiO ₂	1,1	1,0	1,0	1,1	0,7
Al ₂ O ₃	17,9	18,2	18,0	16,6	15,6
Fe ₂ O ₃	3,6	3,5	3,1	3,8	2,8
FeO	5,8	5,5	5,3	3,4	3,2
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	6,1	4,3	3,5	2,8	1,7
CaO	10,3	9,3	7,8	6,5	4,6
Na ₂ O	2,6	2,9	3,3	3,5	4,0
K ₂ O	0,8	0,9	0,9	1,1	0,8
<i>a</i>	7,1	8,0	8,8	9,4	10,0
<i>c</i>	8,7	8,5	8,0	6,5	6,0
<i>b</i>	23,7	19,4	15,9	13,0	8,6
<i>s</i>	60,5	64,1	67,3	71,1	75,4
<i>f'</i>	38	45	51	52	65
<i>m'</i>	42	39	38	37	33
<i>c'</i>	20	16	11	11	2
<i>n'</i>	82	82	84	82	88

1. Гачнльт, среднее из 5 анализов. 2. Лчде-
анти-балайт, среднее на 12 анализов. 3. Ос-
новн андезит. Среднее на 12 анализов.
4. Кислый андоият, среднее из 13 анализов.
5. Дацинт, среднее из 14 анализов.

Таблица 13 Средние химические составы лав Южных Курильских островов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,4	55,1	58,1	61,1	67,5	71,0
TiO ₂	1,1	0,9	0,9	0,8	0,7	0,6
Al ₂ O ₃	17,5	17,7	17,0	17,1	15,7	14,8
Fe ₂ O ₃	3,7	3,6	4,2	4,0	2,5	1,3
FeO	7,6	5,4	4,5	3,7	2,5	2,2
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
MgO	5,2	4,7	3,8	2,7	1,4	0,8
CaO	10,2	9,1	7,6	6,3	5,0	3,5
Na ₂ O	2,6	2,6	2,6	3,0	3,5	4,1
K ₂ O	0,8	0,7	1,1	1,1	1,1	1,6
<i>a</i>	7,1	7,0	7,5	8,4	9,3	11,1
<i>c</i>	8,5	8,7	7,9	7,6	5,9	4,2
<i>b</i>	24,0	19,5	16,4	12,3	7,2	4,6
<i>s</i>	60,4	64,8	68,2	71,7	77,6	80,1
<i>f'</i>	45	45	50	59	64	70
<i>m'</i>	37	42	40	39	33	30
<i>c'</i>	18	13	10	2	3	0
<i>n'</i>	82	86	78	80	82	80

1. Базальт, среднее из 8 анализов. 2. Андези-то-Сазальт, среднее из 5 анализов. 3. Основной андезит, среднее из 13 анализов.
4. Кислый андезит, среднее из 12 анализов. 5. Дацинт, среднее из 14 анализов. 6. Липарит, среднее из 2 анализов.

ющей с продольной зональностью строения земной коры. Однако выявленная петрохимическим анализом продольная зональность является очень слабой — всего лишь «на половину типа», и, что гораздо существеннее, эта зональность никоим образом не совпадает с изменениями в строении земной коры. Более того, вулканы «на полярно противоположных» типах земной коры — континентальном на Северных Курилах и субокеаническом (фактически — океаническом) — на Центральных Курилах принадлежат практически к одному и тому же петрохимическому типу, а вулканы Главной и Западной зон, отстоящие друг от друга на 10–20 км и лежащие на одном и том же типе земной коры (континентальном в северной

части дуги), изливают лавы, достаточно различающиеся в петрохимическом отношении. Одни эти факты, основанные на бесспорных геофизических и петрохимических данных, заставляют сомневаться в сколь-

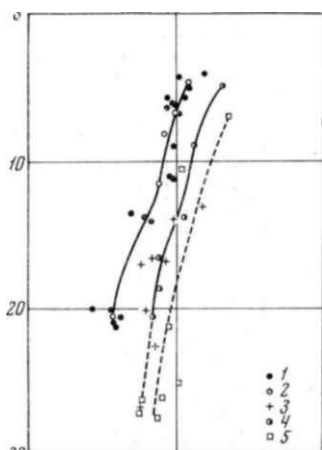


Рис. 81.

1 — точки анализов лав вулканов цепи Акан-Сиретоко; 2 — средние значения для лав цепи Акан-Сиретоко; 3 — точки анализов лав вулканов цепи Дайсецу-Токати; 4 — средние значения для лав цепи Дайсецу-Токати; 5 — точки анализов для лав вулкана Рисире

пород земной коры в вулканическом процессе и искать источник вулканизма ниже земной коры - в верхних частях мантии.

Однако чтобы проверить этот намечающийся вывод, следует рассмотреть петрохимические особенности вулканических пород в других вулканических дугах, а также в районах Тихого океана и в прилегающих частях континентов. Этим вопросам будет посвящена следующая глава.

Но прежде, чем перейти к другим вулканическим районам, рассмотрим особенности химизма лав самого южного окончания Курильской дуги.

Курильская цепь вулканов протягивается от о-ва Кунашир далее к югу, переходя на о-в Хоккайдо. Здесь вулканы образуют две вулканические кулисы: зону Акан-Сиретоко, непосредственно примыкающую к о-ву Кунашир, и зону Дайсецу-Токати. В тыловой части дуги, уже в Японском море, расположен о-в Рисире, который также относится к Курильской дуге (Katsui, 1961).

Недавно Кацуи опубликовал сводку анализов для этих вулканов (Katsui, 1961). Мы не будем приводить данные анализов, дадим только результаты пересчетов (табл. 14) и средние значения отдельно по каждой зоне (табл. 15—16). Эти данные представлены в графической форме на рис.81. Породы цепи Акан-Сиретоко в петрохимическом отношении близки к породам Южных Курильских островов, а их вариационная кривая близка к типу Пеле. Породы цепи Дайсецу-Токати имеют гораздо более щелочной характер и близки к типу Лассен-Пик, они уже близки к Западной зоне Курильских островов. Породы о-ва Рисире имеют еще более щелочной характер. Цепи Акан-Сиретоко и Дайсецу-Токати, имеющие столь различную петрохимическую характеристику, располагаются на одном и том же типе земной коры. Если судить по гравиметрическим данным (Tsuboi, 1954) и по характеру дисперсии поверхностных волн (Santo, 1963), земная кора о-ва Хоккайдо относится к континентальному типу.

Таблица 14. Числовые характеристики лав вулканов Курильской зоны на о-ве Хоккайдо

Состав породы, место взятия	Числовые характеристики							
	a	c	b	s	f'	m'	c'	n'

Цель Акан-Сиретоко

Двуфтороксеновый андезит, вулкан Сиретоко	10,2	6,4	12,2	71,2	59	34	7	77
Двуфтороксеновый андезит, Раусу	9,8	6,4	11,2	72,6	60	32	8	78
Андезито-базальт, Кутчаро	4,3	13,4	20,0	62,3	51	33	16	86
То же	5,8	8,2	21,2	64,8	58	27	15	90
Андезит, Кутчаро	9,7	6,8	11,1	72,4	61	33	6	77
Риолитовый игнимбрит, Кутчаро	11,6	3,7	4,0	80,7	61	37	2	76
Риолитовая пемза, Кутчаро	10,2	3,4	4,2	82,2	69	29	2	77
Андезито-базальт, Машю	5,6	10,6	20,1	63,7	48	34	18	92
То же	6,2	7,7	20,6	65,5	56	27	17	90
Андезит, Машю	6,8	8,5	13,7	71,0	60	29	11	90
Дацитовая пемза, Машю	9,2	5,5	8,1	77,2	67	35	8	86
Риолит, Машю	9,5	3,5	5,8	81,2	63	29	8	83
Андезит, Камуинну	8,3	8,3	14,0	69,4	54	34	12	81
Андезит, Атсонунури	9,4	5,3	11,3	74,0	60	27	13	87
Дацитовая пемза, Накаджима	10,1	5,0	6,8	78,1	62	35	3	80
Дацит, Накаджима	10,0	5,2	6,3	78,5	64	33	3	81
То же	9,9	4,3	6,1	79,7	66	33	1	79
Дацитовая пемза, Атсонунури	10,6	3,6	5,6	80,2	64	27	9	79
Риолит, Атсонунури	10,9	2,9	4,9	81,3	62	37	1	79
Андезито-базальт, Акан	5,8	9,6	20,8	63,8	50	33	17	87
Дацитовый игнимбрит, Акан	9,9	4,8	9,0	76,3	62	27	11	78
Андезит, Меакан	7,9	8,9	13,8	69,4	54	41	5	78

Цель Дайсецу-Токачи

Андезито-базальт, Дайсецу	8,7	7,8	18,5	65,0	44	44	12	75
Андезит, Дайсецу	9,2	6,8	16,7	67,3	46	41	13	73
То же	8,4	7,5	16,5	67,6	45	38	17	74
»	9,9	5,8	13,9	70,4	46	38	16	75
Дацит, Дайсецу	11,3	5,6	8,9	74,2	54	40	6	74
Андезито-базальт, Чубецу	7,9	7,1	20,0	65,0	44	37	19	69
Базальт, Токачи	7,6	8,8	26,8	56,8	45	38	17	73
Андезито-базальт, Токачи	8,5	7,9	22,6	61,0	45	38	17	79
Андезит, Токачи	7,7	10,3	17,0	65,0	53	42	5	72
То же	11,7	4,5	13,1	70,7	51	33	16	70
Риолитовый игнимбрит, Токачи	13,2	1,7	4,8	80,3	61	21	18	64

Остров Рисирю

Базальт	7,7	8,2	26,7	57,4	34	50	16	89
»	10,1	6,5	25,2	58,2	38	36	26	86
»	9,1	6,5	26,2	58,2	32	47	21	84
»	8,9	5,8	27,6	57,7	36	43	21	90
Андезито-базальт	9,6	7,6	21,2	61,6	38	40	22	88
Андезит	10,4	6,2	10,7	72,7	47	40	13	85
Дацит	13,5	4,0	7,0	75,5	61	36	3	82

Таблица 15 Средние химические составы лав вулканов цепи Акан-Сиретоко (о-в Хоккайдо)

Компо- ненты	1	2	3	4
SiO ₂	53,1	61,0	69,4	73,4
TiO ₂	1,1	0,8	0,5	0,5
Al ₂ O ₃	18,0	17,0	14,9	13,3
Fe ₂ O ₃	3,4	2,8	2,3	1,5
FeO	7,6	4,8	2,3	1,8
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1
MgO	3,6	2,4	1,3	0,8
CaO	10,4	6,8	4,5	3,0
Na ₂ O	2,2	3,2	3,7	4,0
K ₂ O	0,4	1,1	1,3	1,6
<i>a</i>	5,6	8,9	10,0	10,9
<i>c</i>	9,8	7,2	4,9	3,2
<i>b</i>	20,5	12,5	6,8	4,6
<i>s</i>	64,1	71,4	78,3	81,3
<i>j'</i>	53	57	60	63
<i>m'</i>	31	33	32	28
<i>c'</i>	16	10	8	9
<i>n'</i>	90	81	81	79

1. Андезито-базальт, среднее из 5 анализов. 2. Андезит, среднее из 7 анализов. 3. Дацит, среднее из 6 анализов. 4. Риолит, среднее из 4 анализов.

Таблица 16

Средние химические составы лав вулканов цепи Дайсецу-Токати (о-в Хоккайдо)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	0
SiO ₂	47,0	54,3	57,9	01,0	05,1	72,7
TiO ₂	1,0	1,0	0,7	0,7	0,0	0,3
Al ₂ O ₃	18,2	17,3	17,1	15,8	10,3	13,1
Fo-Оя	5,0	2,7	3,5	3,8	2,6	2,6
FoO	7,0	6,8	4,5	3,4	2,0	11,5
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	5,8	4,7	3,8	2,9	2,1	0,0
CaO	11,7	8,8	7,9	0,1	4,8	2,2
Na ₂ O	2,7	2,9	2,9	3,3	3,8	3,9
K ₂ O	0,8	1,3	1,0	2,3	2,0	3,1
<i>a</i>	7,0	8,4	8,1	10,0	11,3	13,2
<i>c</i>	8,8	7,5	7,2	5,4	5,0	1,7
<i>b</i>	20,8	20,0	10,5	13,0	8,9	4,8
<i>s</i>	50,8	03,5	1)7,5	70,4	74,2	80,3
<i>j'</i>	45	44	45	48	54	01
<i>m</i>	38	40	39	36	40	21
	17	10	10	10	0	18
<i>n'</i>	83	77	74	69	74	04

1. Базальт, 1 анализ. 2. Андезито-базальт, среднее из 3 анализов. 3. Андезит основной, среднее из 3 анализов. 4. Андезит кислый, среднее из 2 анализов. 5. Дацит, 1 анализ, в. Риолит, 1 анализ.

Принимая во внимание вулканы о-ва Хоккайдо, независимость химизма пород от типа земной коры выявляется еще более отчетливо: вулканы крайней северной и крайней южной частей дуги расположены на коре одного и того же континентального типа, изливают несколько различные лавы, вместе с тем различный характер земной коры на Северных и Центральных Курилах или на Южных Курилах и на о-ве Хоккайдо не оказывает влияния на химические особенности лав.

Различия в щелочности лав на о-ве Хоккайдо обусловлены только их положением, щелочность повышается по мере продвижения от внешней части вулканической дуги к внутренней.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАВ ДРУГИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ, ВНУТРИКОПТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ВУЛКАНОВ ОСТРОВНЫЕ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДУГИ

Система островных дуг охватывает с востока весь материк Азии и продолжается далее к юго-востоку до Новой Зеландии (рис. 82).

Курило-Камчатская дуга смыкается на о-ве Хоккайдо с японской дугой Северного Хонсю. В центральной части о-ва Хонсю единая до этого цепь дуг раздваивается, одна система дуг продолжает следовать вдоль юго-восточной окраины материка (дуги: Рюкю и Филиппинская), а другая - уходит прямо на юг в океан (дуги: Идзу-Бонинская, Марианская, Яп и Палау), отделяя от собственно Тихого океана внутреннее глубоководное Филиппинское море. В районе западной оконечности Новой Гвинеи обе системы дуг смыкаются вновь.

Дуги островов, расположенных к северу и северо-востоку от Австралии, имеют крайне интересную особенность: глубоководные желоба Ново-Британский, Бугенвильский (Соломоновы острова) и Ново-Гейбридский расположены не с океанической стороны соответствующих островных дуг, а с континентальной, при этом фокальные поверхности глубоких землетрясений имеют падение в сторону не континента, как обычно, а в сторону океана.

Крайняя северная островная дуга — Алеутская — соединяет вулканы Азиатского континента с материком Северной Америки. Вдоль Тихоокеанского побережья обеих Америк островных дуг в буквальном смысле этого слова нет, но их аналогами являются цепи вулканов — вулканические дуги, окаймляющие все восточное побережье Тихого океана. Через дугу Южных Сандвичевых островов вулканы Южной Америки соединяются с антарктическими островами и Землей Грейама. Вулканы Террор и Эребус в море Росса можно рассматривать как продолжение этого непрерывного вулканического пояса, который через подводный Новозеландский Порог смыкается в полное кольцо на вулканах Новой Зеландии. Весь Тихий океан окружен поясом современных вулканов, которые образуют знаменитое «Тихоокеанское огненное кольцо».

Вторая зона островных и вулканических дуг протягивается в субширотном направлении от Индонезии через Бирму, Иран и Кавказ к Средиземному морю.

К островным и вулканическим дугам приурочено подавляющее большинство современных и четвертичных наземных вулканов.

1. Камчатка

Вулканическая зона Камчатки является непосредственным продолжением на север Курильской вулканической зоны. Судя по данным ГСЗ на прилегающих акваториях Тихого океана и Охотского моря и по гравиметрическим данным на самом полуострове, земная кора Камчатки принадлежит к континентальному типу. Стык континентальной и океанической коры проходит по северной части Курило-Камчатского глубоководного желоба, который в районе Камчатского мыса пересекается с Алеутским

желобом. Примерно в месте пересечения находится крайний северный из числа современных вулканов (Шивелуч).

Сейсмологическими работами автора (Горшков, 1956) было установлено существование глубинного магматического очага под Ключевской группой вулканов. Глубина была оценена величиной порядка 60—80 км, что соответствует верхним частям мантии. Затем исходный результат был получен другими исследователями на Авачинской группе вулканов (Федотов, Фарберов, 1964). Работами С. А. Федотова (1964) было установлено, что подкорковые части мантии в районе Камчатки, как и на Курильских островах, характеризуются пониженными значениями сейсмических скоростей. Оценка кондуктивного теплового потока, сделанная Б. Поляком, показала примерно удвоенную величину по сравнению со средними значениями для Земли в целом.

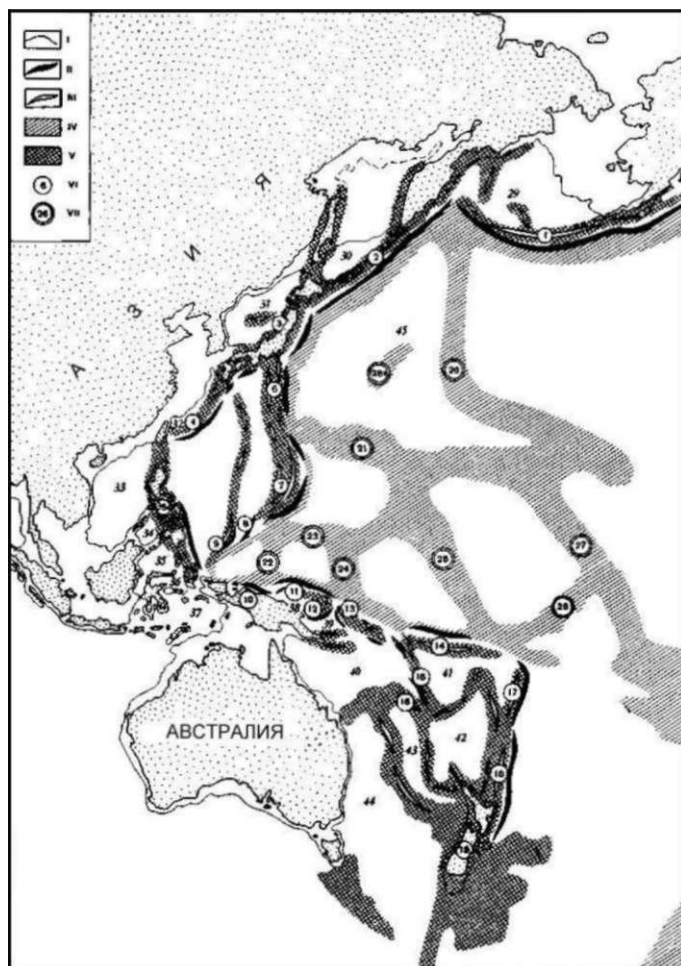


Рис. 82. Схема рельефа дна западной части Тихого океана

I — край материковой отмели; II — глубоководные океанические желоба; III — оси подводных горных хребтов переходной зоны; IV — океанические валы с расположенными на них горными хребтами или группами подводных гор; V — островные дуги; VI — островные дуги и сопряженные с ними желоба (1—19): 1 — Алеутская, 2 — Курило-Камчатская; 3 — Японская, 4 — Нансей; 5 — Филиппинская, 6 — Идзу-Бонинская, 7 — Марианская, 8 — Яп, 9 — Палау, 10 — Ново-Гвинейская, 11 — Западно-Меланезийская, 12 — Ново-Британская, 13 — Соломоновых островов; 14 — Восточно-Меланезийская, 15 — Ново-Гибридная, 16 — Ново-Каледонская, 17 — Тонга, 18 — Кермадек, 19 — Ново-Зеландская; VII — Океанические валы (20—28): 20 — Гавайский, 21 — Маркус-Уэйк, 22 — Эаурипик, 23 — Каролинский, 24 — Капингамиранги, 25 — Маршалловых островов, 26 — островов Токелау и Кука, 27 — островов Лайн, 28а — Северо-западная Тихоокеанская возвышенность Цифры без кружков — котловины переходной зоны (29—45): 29 — Берингова моря, 30 — Охотского моря, 31 — Японского моря, 32 Восточно-Китайского моря, 33 — Южно-Китайского, 34 — Сулу, 35 — Целебесского, 36 — Банда, 37 Церам, 38 — Ново-Гвинейского, 39 — Соломонова, 40 — Кораллового, 41 — Северная котловина м Фиджи, 42 — Южная котловина моря Фиджи, 43 — Ново-Каледонская, 44 — Тасманова, 45 Филиппинская океаническая котловина (Удинцев, 1960)

Таблица 17

Средние составы четвертичных и современных лав Камчатки

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	51.5	56.0	59.6	65.9	52.4	54.7	59.8	64.9	50.9	55.5	61.5	66.3
TiO ₂	1.0	0.8	0.7	0.6	1.0	0.9	0.6	0.4	1.2	0.9	0.9	0.5
Al ₂ O ₃	18.1	18.3	17.8	16.8	16.6	17.8	17.3	17.6	17.2	17.8	16.6	16.7
Fe ₂ O ₃	4.8	4.4	3.6	2.4	4.2	3.8	4.1	2.3	5.0	2.6	3.4	3.2
FeO	5.2	4.1	3.6	2.4	5.2	4.8	2.5	2.0	4.7	5.4	3.3	1.2
MnO	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
MgO	6.0	4.2	3.1	1.6	6.9	4.9	3.6	1.6	6.9	5.2	2.3	1.4
CaO	9.7	8.2	6.8	4.3	9.8	8.4	6.7	5.1	9.7	7.6	5.8	3.9
Na ₂ O	2.5	2.9	3.2	4.0	2.4	3.2	3.8	4.2	3.1	3.4	3.9	4.1
K ₂ O	0.9	1.0	1.5	1.8	1.3	1.3	1.5	1.8	1.2	1.4	2.2	2.6
a	7.0	8.2	9.5	11.6	7.2	9.1	1.8	12.0	8.6	9.6	11.8	12.9
b	9.0	8.5	7.5	5.3	7.5	7.5	6.4	5.9	7.2	7.2	5.3	4.8
c	23.0	17.1	13.2	7.8	24.7	19.4	14.0	7.0	25.0	18.6	11.8	6.4
s	61.0	66.2	69.8	75.3	60.6	64.0	69.0	75.1	59.2	64.6	71.1	75.9
a'	—	—	—	7	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	41	47	51	58	35	42	43	56	35	41	52	62
m'	45	43	41	35	47	43	44	39	47	48	33	39
c'	14	10	8	—	18	15	13	5	18	11	15	0
n'	80	81	77	77	74	79	79	78	79	78	73	70

1. Базальт Восточной Камчатки, среднее из 29 анализов. 2. Андезито-базальт Восточной Камчатки среднее из 30 анализов. 3. Андезит Восточной Камчатки, среднее из 30 анализов. 4. Дацит Восточной Камчатки, среднее из 14 анализов. 5. Базальт Центральной Камчатской депрессии, среднее из 28 анализов. 6. Андезито-базальт Центральной Камчатской депрессии, среднее из 32 анализов. 7. Андезит Центральной Камчатской депрессии, среднее из 34 анализов. 8. Дацит Центральной Камчатской депрессии, среднее из 4 анализов. 9. Базальт Срединного Камчатского хребта, среднее из 12 анализов. 10. Андезито-базальт Срединного Камчатского хребта, среднее из 5 анализов. 11. Андезит Срединного Камчатского хребта, среднее из 4 анализов. 12. Дацит Срединного Камчатского хребта, среднее из 16 анализов.

Вулканы Камчатки можно разделить на три зоны, следующие от восточного побережья в глубь полуострова. Эти зоны являются наложенными на более древние структуры.

1. Вулканическая зона восточного побережья Камчатки, включающая вулканы от Камбального на юге до Гамченской группы на севере.

2. Зона Центральной Камчатской депрессии, куда входят Ключевская группа вулканов и вулкан Шивелуч.

3. Вулканы Срединного хребта Камчатки, который протягивается по центральной оси полуострова.

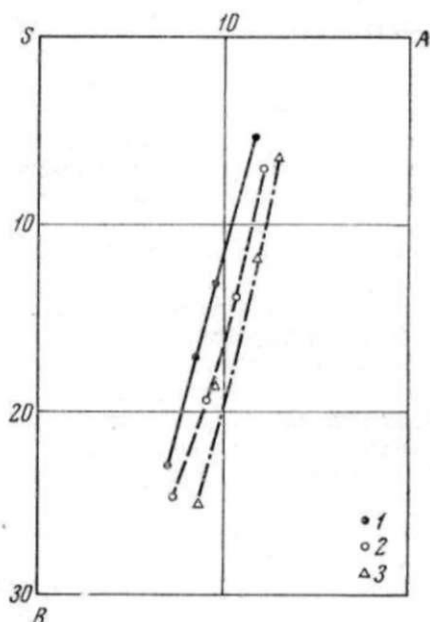


Рис. 83. Диаграмма средних составов лав Камчатки
1 — Восточная Камчатка; 2 — Центральная Камчатская депрессия; 3 — Срединный Камчатский хребет

Рассмотрением петрохимии отдельных районов и Камчатки в целом занимались многие исследователи. Средние значения для всех типов пород по отдельным зонам на основе 2ВО современных анализов приводит С. И. Набоко (1960). Она отмечает, что фигуративные точки отдельных анализов для каждой зоны значительно разбросаны, но, в общем, по направлению от восточного побережья к Срединному хребту щелочность пород увеличивается.

Мы использовали средние значения анализов из работы С. И. Набоко, которые в пересчете на 100% для главных петрогенных элементов сведены в табл. 17, а соответствующие точки и вариационные кривые изображены на рис. 83. Из указанной таблицы и рисунка, действительно, видно, что все три линии идут параллельно одна другой и щелочность заметно увеличивается по мере движения от восточного побережья к внутренней части полуострова.

Вариационная кривая для лав восточной зоны проходит между линиями Пеле и Лассен-Пик, кривая Центральной Камчатской депрессии достаточно удовлетворительно совпадает с линией Лассен-Пик, а кривая для лав Срединного хребта на большей своей части проходит между линиями Лассен-Пик и Иеллоустон.

Все три линии не следуют параллельно соответствующим кривым по Заварицкому, а, как и на Курильских островах, имеют несколько более крутой наклон и секут вариационные кривые Заварицкого.

Мы видим, что общий характер петрохимических особенностей лав на Курильских островах и на Камчатке сходен.

2. Япония

Вулканы Японии японские авторы делят на четыре вулканические дуги, в которых выделяются отдельные зоны (Ishikawa, Katsui, 1959).

1. Курильская дуга, оканчивающаяся на о-ве Хоккайдо, породы которой рассмотрены в предшествующей главе и к которым в дальнейшем мы возвращаться не будем.

2. Дуга Северного Хонсю.

3. Вулканы разлома Фосса-Магна и Идзу-Бонинских островов (Зона Фудзи).

4. Вулканы юго-западной Японии. Каждый из этих районов сопряжен с соответствующим глубоководным желобом. При переходе от океана к островам через глубоководный желоб наблюдается характерная картина гравитационных аномалий, сходная с таковой для Курильских островов.

Судя по имеющимся сейсмическим данным (Usami et al., 1958; Matuzawa et al., 1960; Mikumo et al., 1961), на главном японском острове — Хонсю — строение земной коры близко к континентальному, но «гранитный слой» имеет незначительную мощность (до 4 км и менее). Общая мощность земной коры составляет 25—28 км. Скорость в подкоровых частях мантии меньше нормальной и равна 7,7 км/сек.

В районе Японии выполнено 58 измерений теплового потока, из них 39 — на суше и 19 — в море (Ueda, Nogai, 1964). Восточные берега японских островов и прилегающие части Тихого океана характеризуются несколько пониженным значением теплового потока, но западная часть Японии и район поперечного разлома Фосса-Магна, к которым приурочена современная вулканическая деятельность, отличаются повышенным (примерно вдвое) кондуктивным тепловым потоком.

Вопросы петрохимии вулканических пород привлекают большое внимание японских вулканологов и петрологов. Повышенная щелочность вулканических пород по обоим берегам Японского моря была отмечена Томита (Tomita, 1935) уже более 30 лет назад, когда он выделил «Щелочную провинцию окружения Японского моря».

В 1954 г. И. Кацуи, на основании довольно ограниченного числа химических анализов, отметил, что в вулканической дуге Северного Хонсю внутренняя зона — Тёкаи — отличается от внешней — Насу —

повышенной щелочностью (Katsui, 1954). В дальнейшем этот вывод был подтвержден на большем материале (Kawano et al., 1961).

Х. Куно выделил в Японии три петрографические провинции: 1) толе-итовую — на восточной окраине Японии, 2) щелочную — по западным берегам островов и 3) известково-щелочную, расположенную в средней части страны (Kugio, 1959).

По мнению Х. Куно, первые две серии произошли из соответствующих первичных магм, образовавшихся путем частичного плавления перидо-титового субстрата на глубине менее 200 км в первом случае и на глубине более 200 км — во втором. В обоих случаях магма не испытывала контаминации. Известково-щелочная (гиперстеновая) серия, по мнению Х.Куно, образуется из магм, генерированных на глубине около 200 км и испытавших затем контаминацию сиалическим материалом земной коры. Впоследствии к двум «первичным» магмам Куно добавил еще одну — высокоглиноземистую (Куно, 1960).

Главное отличие толеитовой серии от известково-щелочной Х. Куно видит в наличии микролитов пижонита в толеитовой серии и гиперстена -в известково-щелочной. При этом существование на одном и том же вулкане лав пижонитовой и гиперстеновой серии (и часто переслаивание тех и других пород) Куно объясняет питанием из различных магматических очагов (Куно, 1964).

Взгляды Х. Куно развил А. Сугимура, который пришел к отрицанию ранее выделявшихся вулканических дуг и зон. По мнению А. Сугимура, в Японии существуют только две островные дуги: первая тянется от Камчатки через Курильские острова, северо-восточную Японию и острова Сититок Марианским островам, а вторая — от о-ва Кюсю через острова Рюкю к о-ву Тайвань (Sugimura, 1960). Увеличение щелочности вглубь каждой дуги Сугимура связывает с увеличением глубины землетрясений.

Автор настоящей работы рассмотрел геоморфологические особенности и петрохимию отдельных вулканических дуг и цепей, имеющиеся геофизические данные, а также новые данные о морфологии глубоководных желобов, которые так тесно связаны с вулканическими дугами. В итоге мы пришли к заключению, что первоначальные представления о существовании нескольких вулканических дуг являются, в общем, правильными и требуют лишь незначительных исправлений в деталях.

Дуга Северного Хонсю

Дуга Северного Хонсю протягивается на 800 км от юго-западной части о-ва Хоккайдо вдоль центральной и западной частей о-ва Хонсю до района Фосса-Магна, где пересекается с зоной Фудзи. Эта дуга разделяется на две зоны: внешнюю — Насу, где современная деятельность более активна, и внутреннюю Тёкаи, протягивающуюся от о-ва Ошима-Ошима в Японском море к югу вдоль берега Японского моря.

В табл. 18 и 19 приведены средние значения и результаты пересчетов анализов для каждой зоны, а на рис. 84 дана петрохимическая диаграмма. Для пересчетов были использованы 85 новых анализов (Kawano et al., 1961). В согласии с предшествующими данными японских авторов (Katsui, 1954; Ishikawa, Katsui, 1959), из рис. 84 видно, что лавы зоны Тёкаи, действительно, являются более щелочными. Вариационная кривая для лав зоны Насу близка к типу Пеле, а зоны Тёкаи — к типу Лассен-Пик.

Зона Фудзи. Вулканическая зона Фудзи идет вдоль Великого Разлома (Фосса-Магна), пересекающего поперек о-в Хонсю от его северного берега до южного, и уходит далее в Тихий океан по гряде островов Идзу-Ситито. С востока островная дуга Нампо сопровождается Идзу-Боинским глубоководным желобом, который на севере смыкается под небольшим углом с Японским, а на юге отделен от Марианского под-

Таблица 18 Средние составы лав вулканов зоны Насу

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,7	55,8	58,9	61,6	66,7	72,5
TiO ₂	0,8	0,9	0,9	0,8	0,6	0,5
Al ₂ O ₃	17,8	17,5	16,7	16,9	16,2	14,5
Fe ₂ O ₃	3,3	2,9	3,0	3,0	2,4	0,9
FeO	7,3	6,1	5,2	4,3	2,6	1,9
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	6,2	4,6	4,0	2,5	1,6	0,7
CaO	10,5	9,0	7,6	6,5	4,8	3,2
Na ₂ O	1,9	2,3	2,6	3,2	3,8	3,8
K ₂ O	0,4	0,9	1,0	1,1	1,2	1,9
<i>a</i>	5,0	6,5	7,3	8,7	10,4	10,9
<i>c</i>	9,8	8,7	7,6	7,2	5,7	3,8
<i>b</i>	24,2	19,1	16,2	12,3	7,3	4,2
<i>s</i>	61,0	65,7	68,9	71,8	76,6	81,1
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	12
<i>f'</i>	42	45	47	57	61	61
<i>m'</i>	44	42	42	35	37	27
<i>e'</i>	14	13	11	8	2	—
<i>n'</i>	89	78	79	81	82	76

1. Базальт, среднее из 12 анализов. 2. Ан-дезито-базальт, среднее из 12 анализов. 3. Основной андезит, среднее из 19 анализов. 4. Кислый андезит, среднее из 13 анализов. 5. Дацит, среднее из 5 анализов. 6. Риолит, среднее из 2 анализов.

Таблица 19 Средние составы лав вулканов зоны Текай

Компо- ненты	1	2	3	4
SiO ₂	54,1	56,9	61,1	66,1
TiO ₂	0,9	0,9	0,7	0,7
Al ₂ O ₃	16,8	18,6	17,1	16,4
Fe ₂ O ₃	4,8	3,8	3,5	2,6
FeO	5,4	4,3	3,6	2,3
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1
MgO	4,8	3,5	2,9	1,8
CaO	8,7	7,6	6,1	4,5
Na ₂ O	3,2	3,1	3,3	3,8
K ₂ O	1,1	1,1	1,6	1,7
<i>a</i>	8,9	8,8	9,8	10,9
<i>c</i>	6,2	8,3	6,7	5,5
<i>b</i>	22,0	15,2	12,2	7,6
<i>s</i>	62,9	67,7	71,3	76,0
<i>a'</i>	—	—	—	2
<i>f'</i>	43	51	52	59
<i>m'</i>	37	41	41	39
<i>e'</i>	20	8	7	—
<i>n'</i>	82	81	76	77

1. Андезито-базальт, среднее из 2 анализов. 2. Андезит, среднее из 9 анализов.
3. Андезит кислый, среднее из 8 анализов.
4. Дацит, среднее из 3 анализов.

Рассмотрение петрохимии этих зон представляет особый интерес, так как обе зоны начинаются на суше и протягиваются в океан, имея на различных участках совершенно различный тип строения земной коры.

Вследствие этого континентальные и океанические участки обеих зон интересно рассмотреть порознь. Все последующие анализы для пересчетов взяты из сборника «Химический состав вулканических пород Японии» (Chemical composition..., 1962).

В табл. 20 приведены средние значения соответственно для континентального и океанического участков зоны Идзу-Хаконе, а в табл. 21 — такие же данные для зоны Фудзи. Результаты пересчетов изображены на рис. 85, на котором выявляется крайне интересная особенность. Как и в других дугах, здесь проявляется поперечная зональность — внутренняя зона (Фудзи) имеет более щелочной характер, нежели внешняя (зона Идзу-Хаконе), первая из них близка к типу Пеле, вторая к типу Лассен-Пик. Продольная зональность в каждой из этих зон не обнаруживается; континентальный участок каждой вариационной кривой полностью совпадает с океаническим участком, а в крайних частях они продолжают друг друга. В

этой дуге очень четко проявляется независимость петрохимии вулканических пород от различия в типе земной коры.

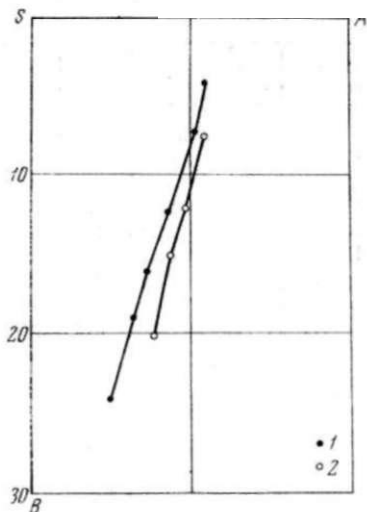


Рис. 84. Диаграмма средних составов лав Северного Хонсю
1 — зона Насу; 2 — зона Тёкаи

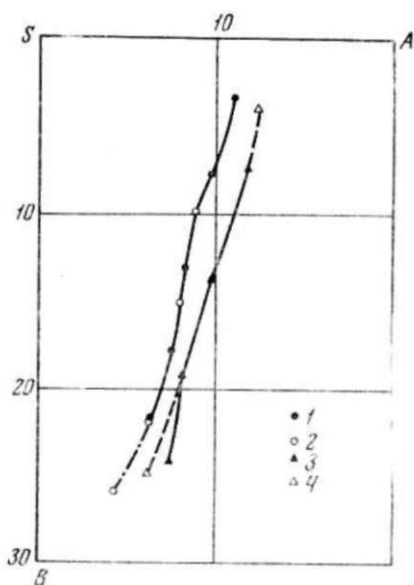


Рис. 85. Диаграмма средних составов дуги Фудзи
1 — континентальный; 2 — океанический участок зоны Идзу-Хаконе,
3—континентальный; 4—океанический участок зоны Фудзи

ходящим сюда поднятием Маркус-Неккер. Прямые определения структуры земной коры в этом районе нам не известны, но, судя по гравиметрическим данным, эта островная дуга покоится на коре океанического типа. Как в Тихом океане, так и во внутреннем Филиппинском море развита океаническая кора.

Зона Фудзи разделяется на две подзоны: северную и южную (Ishikawa, Katsui, 1959). Принимая во внимание, что химизм лав в этих «подзонах» различен и что северная является внутренней, а южная — внешней, мы считаем целесообразней выделять здесь две самостоятельные зоны: 1) внешнюю зону — Идзу-Хаконе, протягивающуюся от вулкана Хаконе через острова Идзу-Ситито до Бонинских островов (последние сложены породами не моложе палеогена и здесь не рассматриваются); 2) внутреннюю зону — собственно Фудзи, протягивающуюся от вулкана Яцугатаке в самом центре о-ва Хонсю через вулканы

Фудзи и Акаги и далее в море к островам Ниидзима и Кодзу.

Таблица 20 Средние составы лав змы Идзу-Хаконе

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	58.2	58.2	60.0	75.5	51.9	54.4	61-3	66.2	
TiO ₂	0.8	0.8	0.8	0.4	1.0	1.1	1.0	0.7	
Al ₂ O ₃	17.2	10.3	15.2	15.7	12.7	15.9	15.2	15.2	
Fe ₂ O ₃	2.9	2.5	2.1	2.3	1.3	3.5	3.1	1.8	
FeO	7.0	6.3	5.4	3.2	1.3	9.7	9.8	7.8	
MnO	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	
MgO	5.0	3.7	2.6	1.1	0.5	5.0	3.7	2.3	
CaO	8.4	8.4	6.2	5.4	2-6	10.7	8.8	6.6	
Na ₂ O	2.4	2.8	3.1	3.8	4.2	1.7	2.5	3.3	
K ₂ O	0.4	0-8	1.0	1-0	1.4	0.4	0.5	0.5	
a	6.3	7-5	8.3	9.8	11.0	4.3	6.3	8.0	
e	8.7	7.3	6.0	5.0	2.8	8.7	7.7	0.3	
b	21.6	17.8	13.0	7.7	3.3	26.0	21.9	15.0	
s	63.4	67.4	72.7	76.9	82.9	61.0	64.1	7.7	
r	44	48	54	64	68	49	56	61	
m'	41	35	34	24	24	33	29	26	
<	15	17	12	12	8	18	15	13	
n'	87	84	82	85	82	87	89	91	

Континентальный участок

1. Андезито-базальт, среднее из 8 анализов. 2. Основной андезит, среднее из 14 анализов. 3. Кислый андезит, среднее из 10 анализов. 4. Дацит, среднее из 3 анализов. 5. Риолит, среднее из 4 анализов.

Океанический участок

6. Базальт, среднее из 28 анализов. 7. Андезито-базальт, среднее из 7 анализов, 8. Андезит, среднее из 2 анализов. 9. Дацит, среднее из 7 анализов.

Юго-западная Япония. В юго-западной Японии выделяют несколько вулканических зон: Норикура, Дайсен и Ркжю.

Зона Норикура расположена в тыловой части зоны Фудзи в центре о-ва Хонсю. Вулканы этой зоны образуют хребет Хида, протягивающийся поперек острова к Японскому морю. Этот хребет не параллелен зоне Фудзи, а образует с ней небольшой угол. Аналитический материал с вулканов этой зоны почти отсутствует и не позволяет провести уверенный петрохимический анализ. Скорее всего, зону Норикура следует рассматривать как одну из тыловых зон Фудзи.

Зона Дайсен, по Ишикава и Кацуи, протягивается по о-ву Хонсю вдоль побережья Японского моря, а затем поворачивает к юго-западу и переходит на западное побережье о-ва Кюсю.

Нам представляется, что зона Дайсен оканчивается еще на о-ве Хон-рю, а лавы западного берега о-ва Кюсю образуют самостоятельную зону, которая является тыловой по отношению к зоне Рюкю,

В таком понимании в зону Дайсен входит несколько потухших вулканов, протягивающихся в юго-западной части о-ва Хонсю, вдоль берега Японского моря. С этой зоной сопряжен небольшой и неглубокий желоб Кюсю, расположенный между островами Идзуситито и Рюкю. Глубины этого желоба невелики и не достигают 6000 м. Сейсмическая деятельность, обычно связанная с глубоководными желобами и вулканическими цепями, здесь не проявляется.

Все это позволяет предполагать, что желоб Кюсю является «отмершим»; глубинные процессы, вызывающие землетрясения, вулканизм и формирование желоба, здесь сравнительно недавно прекратились, а желоб стал заполняться осадками.

По всей вероятности, в этой зоне также можно выделить внешнюю и внутреннюю цепи, однако химико-аналитический материал с вулканов зоны Дайсен почти отсутствует, и петрохимический анализ здесь пока провести невозможно.

Таблица 21 Средние составы лав зоны фудзи

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50.4	52.7	61.8	69.1	51.2	76.9
TiO ₂	1.4	1.1	0.8	0.4	0.9	0.4
Al ₂ O ₃	17.6	19.0	16.8	14.4	17.6	13.8
Fe ₂ O ₃	3.6	2.5	3.6	2.1	5.6	0.6
FeO	8.3	6.8	3.2	2.1	4.5	0.5
MnO	0.2	0.2	0.1	0.1	—	0.1
MgO	5.2	4.3	3.5	1.4	7.0	0.3
CaO	9.8	9.6	6.4	4.1	10.2	1.1
Na ₂ O	2.7	3.1	3.4	3.8	2.5	4.1
K ₂ O	0.8	0.7	1.4	2.5	0.5	2.5
a	7.4	8.1	9.8	11.8	6.2	12.4
c	8.4	9.2	6.6	3.5	8.8	2.8
b	24.3	19.2	13.7	7.4	25.0	4.0
s	59.9	63.5	69.9	77.3	60.0	80.8
a'	—	—	—	—	—	70
f'	47	43	46	51	37	19
m'	37	38	44	31	48	11
c'	16	15	10	18	15	—
n'	83	88	79	69	89	71

Континентальный участок

1. Базальт, среднее из 12 анализов. 2. Андезито-базальт, среднее из 7 анализов. 3. Андезит, среднее из 2 анализов. 4. Дацит, среднее из 3 анализов. Океанический участок

5. Базальт, среднее из 2 анализов. 6. Риолит, среднее из 6 анализов. 22»

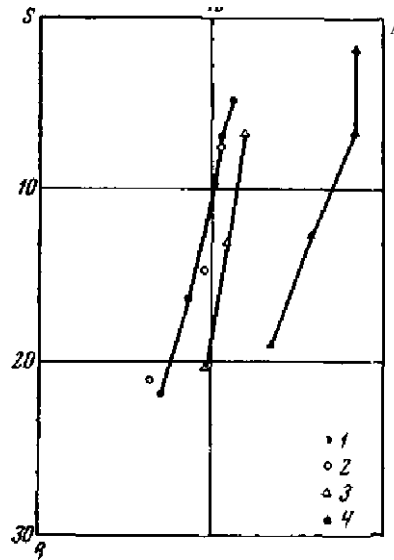


Рис. 86. Диаграммы средних составов лав дуги Рюкю

1 — континентальный; 2 — океанический участок внешней зоны; 3 — внутренняя зона; 4 — щелочная зона о-ва Кюсю

Дуга Рюкю. Дуга Рюкю начинается на северном берегу о-ва Кюсю (вулкан Футаго), протягивается на юг через весь остров, включая в себя кальдеры Асо и Аира, и уходит далее вдоль цепи островов Рюкю (Нансей), отделяя от глубоководного Филиппинского моря мелкое Восточно-Китайское море.

С востока вдоль островов Рюкю проходит глубоководный желоб Нансей или Рюкю. Прямые данные о строении земной коры в этом районе нам не известны. Исходя из общих соображений, можно предположить, что желоб Нансей разделяет океаническую кору Филиппинского моря и континентальную или переходную кору восточной окраины Азии.

Таблица 22. Средние составы лав дуги Рюкю

Compo- nents	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	50.7	57.5	63.4	68.2	72.1	54.4	60.3	68.4	53.1	61.8	66.4	52.0	57.3	62.9	71.0
TiO ₂	1.4	0.9	0.7	0.6	0.4	0.8	0.7	0.4	1.0	0.9	0.7	2.5	1.2	0.7	0.2
Al ₂ O ₃	19.1	17.5	16.5	15.3	15.4	17.5	16.5	14.9	18.0	16.0	16.4	17.8	18.2	18.1	14.3
Fe ₂ O ₃	5.1	2.4	2.7	1.7	0.8	2.9	2.7	1.6	3.5	3.3	2.1	4.8	4.3	1.9	2.3
FeO	4.8	5.5	3.7	3.4	1.6	6.3	4.5	3.3	6.0	3.6	2.2	5.6	3.6	2.6	0.8
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.1
MgO	5.3	3.7	2.2	1.2	0.6	5.2	2.9	1.3	4.3	2.7	1.3	4.0	2.2	0.6	0.1
CaO	10.2	8.0	5.5	4.0	3.0	9.7	7.4	4.4	9.1	5.9	4.3	6.2	4.7	3.3	0.4
Na ₂ O	2.4	2.9	3.3	3.6	3.4	2.3	3.2	3.6	3.3	3.7	4.0	4.4	4.8	5.5	6.5
K ₂ O	0.9	1.5	1.9	1.9	2.7	0.8	1.6	2.0	1.6	2.0	2.5	2.4	3.5	4.1	4.3
a	6.9	8.7	10.1	10.6	11.2	6.5	9.6	10.6	9.8	11.1	12.0	13.5	15.9	18.4	18.4
c	9.1	7.6	6.2	4.8	3.7	8.7	8.3	4.5	7.4	5.1	4.7	5.4	4.3	2.9	1.7
b	21.7	16.3	9.7	6.9	4.8	21.0	14.6	7.4	20.2	13.0	6.7	18.8	12.7	6.6	1.6
s	62.3	67.4	74.0	77.7	80.3	63.8	69.4	77.7	62.6	70.8	76.6	62.3	67.1	72.1	78.3
a'	—	—	—	2	36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	42	46	60	69	44	41	47	60	44	49	58	51	58	66	80
m'	43	39	39	29	20	43	34	30	37	35	33	37	30	16	6
c'	15	15	1	—	—	16	19	10	19	16	9	12	12	18	14
n'	80	74	73	74	65	80	75	72	76	74	71	73	73	67	66

Внешняя зона. Континентальная часть: 1. Базальт, средний из 2 анализов; 2. Андезит, средний из 20 анализов; 3. Кильный андезит, средний из 57 анализов; 4. Дацит, средний из 27 анализов; 5. Риолит, средний из 4 анализов. **Океаническая часть:** 6. Андезито-базальт, средний из 5 анализов; 7. Андезит, средний из 13 анализов; 8. Дацит, средний из 8 анализов. **Внутренняя зона:** 9. Андезито-базальт, средний из 7 анализов; 10. Андезит, средний из 14 анализов; 11. Дацит, средний из 3 анализов. **Щелочная зона Кюсю:** 12. Афировый базальт, 1 анализ; 13. Трахиандезит, 1 анализ; 14. Натриевый трахит, средний из 3 анализов; 15. Рибекитовый трахит, средний из 2 анализов.

Вулканы этой дуги являются активными; здесь известны глубокофокусные землетрясения, образующие фокальную зону, падающую под материк, а вулканы продолжают интенсивную деятельность. Кальдеры о-ва Кюсю известны недавними (голоценовыми) излияниями обширных полей игнимбритов. Особый интерес эта зона представляет еще и потому, что она является второй, тыловой вулканической дугой по отношению к внешним дугам Идзу-Хаконе и Марианской.

Континентальный участок дуги Рюкю может быть разбит на две подзоны (или самостоятельные зоны) — внешнюю — собственно Рюкю, куда входят вулканы Киришима и кальдера Аира с вулканом Сакурашима и внутреннюю — цепь вулканов от Футаго до кальдеры Асо (зона Асо).

Для петрохимической характеристики пород этой зоны мы использовали более 170 анализов. Следует отметить, что анализы характеризуют вулканы крайне неравномерно, для одних вулканов имеется всего два-три анализа, а для других (например, Сакурашима) — многие десятки.

Континентальный участок внешней зоны Рюкю и его океаническое продолжение имеют одинаковую петрохимическую характеристику и их вариационные кривые фактически совпадают. Внутренняя зона (зона Асо), как и в других случаях, имеет несколько более щелочной характер.

Вариационная кривая внешней зоны идет между линиями Пеле и Лассен-Пик, а внутренней — между линиями Лассен-Пик и Иеллоустон. Однако обе кривые, внешняя и внутренняя, имеют более крутой наклон и пересекают в верхней части кривые Пеле и Лассен-Пик.

Как видим, специфичность положения дуги Рюкю не отражается на особенностях ее петрохимии. Химизм пород этой «внутренней» дуги таков же, как и «внешней» дуги Идзу-Хаконе. Иначе говоря, те процессы, которые привели к формированию дуги Идзу-Хаконе, уже не оказывают влияния на дугу Рюкю.

В тыловой части дуги Рюкю находится еще один активный вулкан -Унзен. Немногие анализы его лав не обнаруживают дальнейшего повышения щелочности, что, как будто, нарушает установленную закономерность постепенного повышения щелочности к внутренним частям вулканических дуг. Однако не исключено наличие в анализах систематической ошибки в определении щелочей, так как петрографическое описание этих пород подчеркивает, что главными темноцветными вкрапленниками являются роговая обманка и биотит. Это обстоятельство, как правило, характеризует породы с повышенной щелочностью.

Еще далее к западу, в Цусимском проливе у самого берега о-ва Кюсю, лежат небольшие эродированные островные вулканы четвертичного возраста. Примечательной особенностью этих вулканов является сильно щелочной характер их лав — от трахиабазальта до трахита. Данные анализов лав с островков Какара, Мадара и Мацу приведены в той же табл. 22, а их вариационная кривая изображена вместе с кривыми дуги Рюкю на рис. 86. Мы видим, что кривая лав западного Кюсю, в соответствии с их высокой щелочностью, идет гораздо правее кривых всех островных дуг и имеет несколько более пологий наклон. Эта кривая совпадает с вариационной кривой типа Этны, по Заварицкому, которая отделяет известково-щелочные типы от чисто щелочных.

Мы еще встретимся с такого рода кривыми при рассмотрении лав внут-риконтинентальных вулканов.

Заканчивая петрохимический анализ вулканических пород Японии, отметим, что, несмотря на сложность геологического строения этой страны и даже на различия в типе строения земной коры по простираию некоторых вулканических дуг (от океанического до континентального), все дуги обнаруживают очень сходные петрохимические особенности.

1. Породы всех вулканических дуг и зон относятся к известково-щелочной серии.
2. Продольная петрохимическая зональность, как правило, отсутствует. Даже при переходе с континентальных участков зоны на океанический, тип вариационных кривых остается одним и тем же.
3. Очень четко выражена поперечная петрохимическая зональность. Даже на расстоянии в первый десяток километров при переходе от внешней вулканической зоны к внутренней в любой дуге обнаруживается отчетливое увеличение щелочности. Внешняя дуга обычно относится к тршу Пеле или имеет переходный характер между типами Пеле и Лассен-Пик. Внутренняя дуга относится соответственно к типу Лассен-Пик или к промежуточному типу между Лассен-Пик и Иеллоустон.

В тыловой части дуги Рюкю появляются даже чисто щелочные породы.

4. При пересечении вулканических дуг, как отмечал еще А. Н. Заварицкий (1946), в отсеченном участке вулканическая деятельность замирает. Так «отмерла» зона Дайсен, «зажатая» между дугами Рюкю и Фудзи.

3. Островные дуги юго-западной части Тихого океана

Островные дуги юго-западной части Тихого океана представляют один из наиболее интересных районов. Здесь, южнее Японии, дуги раздваиваются, чтобы соединиться вновь у Новой Гвинеи. К северу от Новой Гвинеи и между нею и Новой Зеландией система островных дуг вновь раздваивается, и именно здесь расположены «аномальные» дуги, глубоководные желоба которых тянутся не со стороны океана, а со

стороны материка Австралии, а фокальные зоны глубокофокусных землетрясений падают в сторону океана, а не под материк.

Изучение вулканизма, в частности петрохимических особенностей лав, этого района представляет исключительный интерес. К сожалению, химические анализы вулканических пород насчитываются здесь буквально-

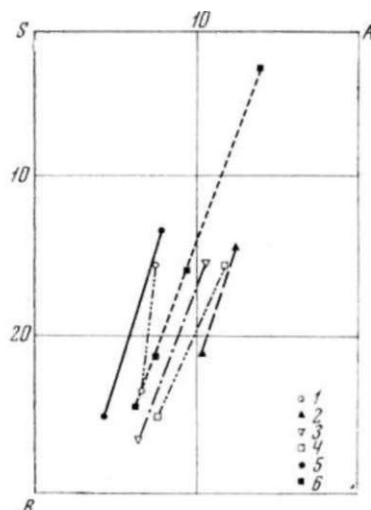


Рис. 87. Диаграмма состава лав островных дуг юго-западной части Тихого океана и Новой Зеландии

1 — Марианские острова; 2 — Новая Гвинея; 3 — Новая Британия; 4 — Новые Гебриды; 5 — о-ва Тонга; 6 — Новая Зеландия

Таблица 23

Средние составы лав вулканов некоторых островных дуг юго-запад мой части Тихого океана

Ком- по- нен- ты	Марианские острова		Новая Гвинея		Острова Тонга	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,0	53,6	56,2	59,8	54,8	66,6
TiO ₂	1,1	0,9	1,2	1,3	1,0	0,9
Al ₂ O ₃	17,9	20,5	16,3	16,7	14,3	12,2
Fe ₂ O ₃	3,6	2,4	—	2,9	3,0	1,8
FeO	7,4	6,5	4,2	2,3	8,0	6,4
MnO	0,2	0,2	0,1	0,1	1,8	1,2
MgO	4,7	2,4	8,0	4,0	4,8	1,3
CaO	10,9	10,2	8,0	6,4	10,1	5,6
Na ₂ O	2,5	2,7	2,3	4,1	1,7	2,9
K ₂ O	0,7	0,6	3,8	2,4	0,5	1,1
<i>a</i>	6,6	7,5	10,3	12,4	4,4	7,9
<i>c</i>	9,2	11,1	5,5	4,9	7,4	4,1
<i>b</i>	23,5	15,6	21,0	14,4	25,0	13,3
<i>s</i>	60,7	65,8	63,2	68,3	63,2	74,7
<i>j'</i>	46	58	19	33	47	65
<i>m'</i>	35	28	62	47	33	16
<i>e'</i>	19	14	19	20	20	19
<i>n'</i>	86	87	48	72	84	81

1, Базальт, среднее из 2 анализов. 2. Андезит, среднее из 2 анализов. 3. Трахиандезит, 1 анализ. 4, Андезит, среднее из 12 анализов. 5. Базальт, среднее из 2 анализов. 6. Андезит, среднее из 2 анализов.

Таблица 24. Средние составы лав вулканов «аномальных» дуг юго-западной части Тихого океана

Компо- ненты	Новая Брита- ния		Новые Гебри- ды	
	1	2	3	4
SiO ₂	48,7	61,0	50,1	55,4
TiO ₂	0,8	1,0	1,0	1,3
Al ₂ O ₃	18,4	14,8	17,4	18,4
Fe ₂ O ₃	4,2	2,8	4,0	1,8
FeO	6,6	4,1	7,9	6,3
MnO	0,2	0,1	0,4	0,1
MgO	5,5	2,0	5,0	2,6
CaO	12,5	8,6	10,2	8,0
Na ₂ O	2,6	3,6	2,3	3,8
K ₂ O	0,5	2,0	1,7	2,3
<i>a</i>	6,5	10,6	7,6	11,9
<i>c</i>	9,4	4,5	8,1	6,7
<i>b</i>	26,4	15,4	25,0	15,5
<i>s</i>	57,7	69,5	59,3	65,9
<i>f'</i>	40	41	46	50
<i>m'</i>	37	21	35	29
<i>c'</i>	23	38	19	21
<i>n'</i>	89	73	67	72

1. Базальт, среднее из 2 анализов. 2. Андезит, среднее из 4 анализов. 3. Базальт, вулкан Амбрим, 1 анализ.
4. Андезит, вулкан Ясур, 1 анализ

но единицами, и полноценный петрохимический анализ провести невозможно. Можно дать только качественную характеристику, которая с накоплением нового материала может в значительной мере измениться.

Имеющиеся анализы пород с вулканов Марианской дуги и Новой Гвинеи сведены в табл. 23, а в табл. 24 приведены анализы «аномальных» дуг — островов Новой Британии и Новых Гебрид. Данные пересчетов изображены на рис. 87, из которого видно, что породы всех этих дуг относятся к из-вестково-щелочным разновидностям и несколько различаются по щелочности.

Вариационная кривая лав Марианской дуги идет очень круто, почти вертикально (возможно, это обусловлено малым числом анализов), и располагается между линиями типа Пеле и Лассен-Пик.

Кривая лав Новой Гвинеи хорошо совпадает с кривой типа Иеллоустон, ее наклон более пологий, нежели у рассмотренных ранее примеров.

Вариационная кривая лав «аномальной» дуги Ново-Британских островов совпадает с кривой Лассен-Пик и идет параллельно кривой для Новой Гвинеи. Линия лав для Ново-Гебридских островов проходит между линиями типа Лассен-Пик и Иеллоустон, но она имеет несколько более пологий наклон, чем кривые для соседних дуг (малое число анализов?). Во всяком случае, несмотря даже на малое число анализов, вполне определенно выявляется принадлежность всех анализируемых лав к различным типам известково-щелочного семейства.

Таблица 25. Средние химические составы лав Новой Зеландии

Компо- ненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,3	57,3	60,0	75,2	45,4
TiO ₂	0,9	0,7	0,7	0,2	2,0
Al ₂ O ₃	17,4	15,7	16,4	13,4	14,0
Fe ₂ O ₃	2,8	1,7	1,4	0,8	2,9
FeO	7,1	6,2	5,1	1,1	9,7
MnO	—	0,1	0,1	0,1	0,2
MgO	6,1	6,2	4,4	0,2	11,2
CaO	11,5	8,4	7,0	1,4	10,3
Na ₂ O	2,4	2,6	3,2	4,4	3,2
K ₂ O	0,5	1,1	1,7	3,2	1,1
<i>a</i>	6,3	7,4	9,4	13,8	8,3
<i>c</i>	8,9	6,6	6,2	1,6	4,8
<i>b</i>	24,4	21,2	15,9	2,2	36,3
<i>s</i>	60,4	64,8	68,5	82,4	50,6
<i>a'</i>	—	—	—	6	—
<i>f'</i>	38	35	39	79	31
<i>m'</i>	44	49	47	15	49
<i>e'</i>	18	16	14	—	20
<i>n'</i>	89	78	75	68	81

1. Базальт, среднее из 3 анализов. 2. Андезито-базальт, среднее из 6 анализов. 3. Андезит, среднее из 4 анализов. 4. Риолит, среднее из 21 анализа. 5. Базальт Окленда, среднее из 13 анализов.

4. Острова Тонга и Новая Зеландия

Острова Тонга и Кермадек вместе с Новой Зеландией образуют самую южную вулканическую дугу в западной части Тихого океана. С востока эта область ограничена почти прямолинейным желобом Тонга - Кермадек глубиной до 10 882 м. Этот желоб является естественной границей между сложным районом островов Меланезии на западе и глубоководным, но более простым бассейном Тихого океана — на востоке.

На севере желоб Тонга круто изгибается к западу, разделяя океанические острова Самоа от островной дуги Тонга, и быстро выклинивается. На юге этот желоб переходит в желоб Кермадек, который у северного острова Новой Зеландии, в свою очередь, переходит в сравнительно неглубокий желоб

Хикуранги, выклинивающийся у южной оконечности северного острова. Там же заканчивается и цепь современных вулканов.

Фокальная плоскость глубокофокусных землетрясений имеет довольно крутое падение к западу, и здесь известны толчки глубиной до 700 км.

К востоку от желоба Тонга распространена земная кора обычного океанического типа с «нормальной» сейсмической скоростью в подкорковых частях мантии в 8,1—8,2 км/сек. Непосредственно под островами (в ложбине Тофуа), на глубине 12 км, обнаружена аномально низкая для мантии скорость в 7,6 км/с (Raitt et al., 1957). Таким образом, вулканические острова Тонга располагаются непосредственно на океанической коре, а скорость в подкорковых частях мантии, как и в других дугах, имеет пониженную величину.

Земная кора в Новой Зеландии близка к континентальному типу, но имеет несколько пониженную мощность — 20—25 км. Скорость в подкорковых частях мантии также низка — до 7,5 км/сек (Eiby, 1958).

Имеющиеся анализы для островов Тонга приведены в табл. 23, а более многочисленные анализы лав Новой Зеландии пересчитаны на средние в табл. 25. Данные анализов Тонга и Новой Зеландии сведены на рис. 87. Те и другие породы принадлежат к известково-щелочной серии; лавы островов Тонга относятся к типу Пеле, а лавы Новой Зеландии близки к типу Лассен-Пик. Обе вариационные кривые параллельны соответствующим кривым по Заварицкому.

Несколько большая щелочность лав Новой Зеландии, по-видимому, обусловлена большим удалением от глубоководного желоба. Еще далее к западу, в районе г. Окленд, располагается большая группа конусов базальтового состава. Более кислые представители пород здесь отсутствуют, но базальты являются сильно щелочными, соответствуя, примерно, «типу Хайвуд» (параметр $a = 8,3$ при $b = 36,3$), т. е. поперечная петро-химическая зональность проявляется в Новой Зеландии очень четко.

5. Алеутские острова

Обратимся теперь к Алеутским островам, звену, связывающему Азию и Америку. Длина этой дуги довольно значительна — более 1700 км. С юга острова ограничены глубоководным Алеутским желобом, который на востоке при подходе к материке выклинивается и в значительной мере заполнен осадками (Gates, Gibson, 1956).

Сейсмическими методами было установлено, что Алеутская дуга располагается на коре океанического типа (Shog, 1962). Алеутские острова являются одной из наиболее сейсмичных областей земного шара; фокальная зона землетрясений падает на север — под Берингово море, земная кора которого также принадлежит к океаническому типу.

Цепь островов географически разделяется на четыре группы: Ближние, Крысьи, Андреяновские и Лисьи. Вулканы Алеутских островов располагаются преимущественно к северу от оси дуги, т. е. ближе к ее внутреннему краю. Вулканы начали изучаться только после Второй мировой войны, и к настоящему времени в выпусках «Бюллетеней геологической службы США» описана только небольшая часть островов и вулканов. Опубликовано около 80 химических анализов вулканических пород. К сожалению, точность анализов не всегда внушает доверие, результаты повторных определений щелочей (Coats, 1952) иногда выявляют расхождение до 1%, что может дать весьма существенные расхождения в петрохимической интерпретации.

В соответствии с географическим разделением мы разбили имеющиеся анализы лав Алеутских островов на три группы. Средние значения по группам приведены в табл. 26, а результаты пересчетов нанесены на рис. 88. Из приведенных данных хорошо видно, что вулканы Алеутской дуги обнаруживают четкую продольную петрохимическую зональность.

Таблица 26. Средние химические составы лав Алеутских островов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	52.3	53.8	58.4	63.4	69.8	48.5	53.4	59.5	63.9	77.0	51.6	53.9	59.1	65.4	73.9	46.6	61.0
TiO ₂	0.9	0.9	0.8	0.7	0.4	0.9	0.8	0.6	0.7	0.1	1.2	1.4	1.0	0.8	0.2	1.4	0.5
Al ₂ O ₃	18.3	19.6	18.0	16.8	15.3	18.0	18.2	17.4	16.8	13.7	17.4	17.4	16.6	15.7	13.5	18.8	18.6
Fe ₂ O ₃	2.9	3.0	2.9	1.8	1.4	4.5	4.4	4.1	3.0	0.5	3.6	2.8	2.5	1.9	0.9	6.2	3.9
FeO	6.5	5.8	4.1	3.9	2.2	6.3	4.8	3.1	2.4	0.5	6.7	7.2	5.6	4.1	1.6	5.1	1.2
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
MgO	5.5	4.4	3.1	1.8	1.0	6.1	4.2	2.6	2.5	0.3	5.6	3.8	2.9	0.9	0.1	5.5	1.1
CaO	10.2	8.9	7.5	4.7	3.4	11.8	9.4	7.3	4.9	1.1	10.1	8.8	6.6	3.6	1.3	12.0	6.5
Na ₂ O	3.2	3.3	3.6	4.5	4.4	2.7	3.4	3.6	3.9	4.2	2.9	3.4	3.9	4.5	4.3	2.6	4.2
K ₂ O	0.9	1.1	1.4	2.2	2.0	1.0	1.2	1.6	1.7	2.5	0.9	1.1	1.6	2.9	4.1	1.6	2.9
a	8.5	9.2	10.2	13.0	12.5	7.7	9.6	10.5	11.1	12.2	7.9	9.2	11.0	13.7	14.6	8.5	13.9
c	8.2	8.2	7.2	4.7	3.8	8.4	7.7	6.6	5.8	1.2	7.9	7.3	5.7	3.5	1.4	8.7	5.8
b	22.8	19.4	14.2	9.5	5.4	27.1	20.0	13.7	9.4	4.2	24.0	19.8	15.0	8.1	2.6	20.7	8.8
s	60.5	63.4	68.4	72.8	78.3	56.3	62.7	69.2	73.7	82.4	60.2	63.7	68.3	74.7	81.4	56.2	71.5
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	63	—	—	—	—	—	—	—
f'	39	45	47	57	63	38	44	49	52	25	41	48	51	70	37	40	53
m'	42	40	38	33	31	39	36	33	46	12	40	33	33	19	8	36	21
c'	19	15	15	10	6	23	20	18	2	—	19	22	16	11	5	24	26
n'	84	81	79	76	77	80	81	77	78	73	83	83	79	71	82	71	69

Крысьи острова. 1. Базальт, среднее из 4 анализов. 2. Андезито-базальт, среднее из 7 анализов. 3. Андезит, -вреднее из 17 анализов. 4. Дацит, среднее из 7 анализов. 5. Риодацит, среднее из 2 анализов. **Андреяновские острова** 6. Базальт, 1 анали?. 7. Андезито-базальт, среднее из 9 анализов. 8. Андезит, среднее из 8 анализов. 9. Дацит, 1 анализ. 10. Риолит, 1 анализ. **Лисьи острова** 11. Базальт, среднее из 8 анализов. 12. Андезито-базальт, среднее из 6 анализов. 13. Андезит, среднее из 6 анализов. 14. Дацит, среднее из 3 анализов. 15. Риолит, среднее из 3 анализов. **Остров Богослова** 16. Базальт, 1 анализ. 17. Дацит, 1 анализ,

Вариационная кривая для лав Крысьих островов (ближе к Камчатке) в своей нижней части — от базальтов до андезитов — примерно совпадает с кривой типа Лассен-Пик, но дациты этих островов резко обогащаются щелочами, что обуславливает резкий поворот кривой вправо, а наиболее кислые представители — риолиты — содержат немного щелочей, и кривая поворачивает влево, образуя большую дугу. Чем обусловлено такое неравномерное распределение щелочей, неясно.

Во всяком случае, какие-либо ассимиляционные причины отпадают, поскольку эта часть островов лежит целиком на коре океанического типа.



Рис. 88. Диаграмма средних составов лав Алеутских островов
1 — Крысьи острова; 2 — Андреяновские острова; 3 — Лисьи острова; 4 — о-в Богослова

Вариационная кривая лав средней части дуги (Андреяновские острова) имеет более правильный характер, и на большей своей части совпадает с линией типа Лассен-Пик, отклоняясь влево на верхнем участке. Такое направление характерно для других дуг юго-востока Азии.

Наконец, кривая для лав самых близких к материку Америки - Лисьих островов располагается между кривыми типа Лассен-Пик и Иел-луостон, проходя параллельно им.

Точки для лав о-ва Богослова, который расположен с внутренней стороны дуги, выявляют, как и в других подобных случаях, более щелочной характер лав этого вулкана.

Таким образом, в Алеутской дуге проявляется очень отчетливая продольная петрохимическая зональность. Вариационные кривые для лав западной части дуги сходны по своему направлению с кривыми островных дуг юго-востока Азии, а вариационные кривые лав восточной части имеют несколько иной наклон, проявляющийся и на вулканах американского континента. С подобным направлением кривых мы уже встречались на некоторых дугах юго-западной части Тихого океана.

6. Восточная часть «Тихоокеанского кольца»

Вулканическая зона Алеутских островов в своей восточной части переходит на п-ов Аляску. В свою очередь все тектонические структуры Аляски в восточной части круто поворачивают к юго-востоку. В отличие от континента Азии, островные дуги вдоль побережья Америки отсутствуют, но их полными аналогами являются вулканические дуги, протягивающиеся вдоль восточных берегов Тихого океана от Аляски на севере до Южного Чили — на юге.

Вулканологическая, геологическая и геофизическая изученность этой огромной области крайне различна. Естественно, лучше всего изучена Северная Америка; главный вклад в изучение вулканов США был внесен учеными Калифорнийского университета (Coombs et al., 1960 и др.). Ими же начато изучение вулканов Центральной Америки (Mooser et al., 1958).

Вулканы Южной Америки изучены крайне слабо, и, несмотря на то, что название самой распространенной вулканической породы островных дуг - андезит — происходит от названия южноамериканских Анд, химические анализы лав этой области весьма немногочисленны и выполнены преимущественно в прошлом столетии¹. Поэтому петрохимический анализ лав Южной Америки в

настоящее время невозможен, и мы ограничимся анализом некоторых областей Северной и Центральной Америки.

Вулканы США. Вулканические конусы на территории США протягиваются по гребню хребта Каскадных гор, которые являются аналогами внутреннего, вулканического хребта островных дуг. Извержения вулканов США очень редки, и в целом вулканическая деятельность имеет затухающий характер.

Следуя на север, можно проследить переход вулканической зоны континента Северной Америки в вулканическую цепь Алеутской островной дуги.

Невулканический Береговой хребет, протягивающийся непосредственно вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки, является аналогом внешней невулканической цепи островов в двойных островных дугах. Можно проследить переход Берегового хребта во внешние острова Алеутской дуги (о-в Кодьяк и др.).

Находящаяся между Каскадными горами и Береговым хребтом цепь внутренних долин является аналогом депрессии (проливов) между внешней и внутренней цепями островов в двойных островных дугах.

Восточнее Каскадных гор простирается обширная зона внутренних хребтов и впадин, к которой приурочены массовые излияния базальтов рек Колумбии, Змеиной (Snake River) и др.

В бассейне р. Змеиной располагается национальный парк «Лунные кратеры» с несколькими десятками современных шлаковых конусов. Еще восточнее протягивается цепь Скалистых гор, куда входит знаменитый район Йеллоустонского национального парка с его эоцен-миоценовым вулканизмом. Скалистые горы обрываются к Великой равнине прерий; это уже чисто континентальная структура. На самой границе Скалистых гор и Великой равнины находится район преимущественно третичного вулканизма — горы Хайвуд. По-видимому, здесь имеются проявления и четвертичного вулканизма, хотя и довольно ограниченные по масштабу (Larsen, 1941).

¹ Так, например, в каталоге вулканов Чили (Caslerano, 1963) многие анализы датированы 1850 г.

Мощность земной коры меняется вкрест простирающихся основных структур в значительных пределах (Eaton, 1963; Rakiser, 1963): под Береговым хребтом и Калифорнийской долиной 20—25 км; под хребтом Сьерра-Невады кора утолщается до 50 км, при этом «корень» много шире самого хребта. В зоне внутренних хребтов и впадин мощность коры вновь уменьшается до 20—25 км. Под Великой равниной толщина земной коры возрастает до 40—45 км.

На обширных пространствах от Скалистых гор до Берегового хребта, а местами до самого побережья Тихого океана сейсмические скорости в подкорковых частях мантии имеют пониженные значения и составляют 7,6—7,9 км/сек. Именно здесь, в восточной части провинции хребтов и впадин, были впервые обнаружены аномально низкие значения скоростей в подкорковых частях мантии (Berget al., 1960). В области Великой равнины и местами вдоль Тихоокеанского побережья скорость в подкорковых частях мантии имеет «обычное» значение 8,0—8,2 км/сек.

Американские авторы связывают низкие сейсмические скорости на западе США с тем, что сюда, якобы, протягивается Восточно-Тихоокеанский хребет, под которым скорости аномально низки (Menard, 1960). Однако, как мы видели, низкие скорости характерны для всех островных и вулканических дуг. По нашему мнению, в Северной Америке проявляется та же общая закономерность. Во всяком случае, каких-либо нарушений в проявлениях вулканизма, обусловленных наложением новой структуры (океанического хребта), на западе США не наблюдается.

Глубоководный желоб в рельефе поверхности дна у берегов Северной Америки не выражен, однако методом глубинного сейсмического зондирования установлено, что глубоководный желоб имеется, но целиком заполнен рыхлыми осадками (Hodgson, 1963). Очевидно, активные процессы, формирующие желоб, здесь уже прекратились, и он быстро заполнился осадками. Замирание глубинных процессов проявляется и в угасающей вулканической деятельности и в том, что здесь, в отличие от остальных краевых частей Тихого океана, отсутствуют глубокофокусные землетрясения и соответствующая фокальная зона. Заметим, что к югу от Калифорнии вулканическая деятельность становится более активной; там вновь тянутся глубоководные желоба и зоны глубокофокусных землетрясений.

На западе США и Канады можно видеть переход от «активной» границы континент— океан «тихоокеанского типа» к «пассивному атлантическому типу» этой границы.

Петрохимия кайнозойского вулканизма запада США была достаточно детально рассмотрена Бурри (Burgi, 1926) и А. Н. Заварицким (1950). На диаграммах Заварицкого хорошо видно, что по мере удаления от Тихоокеанского побережья к Скалистым горам щелочность пород заметно возрастает и происходит смена от известково-щелочного типа Лассен-Пик через тип Йеллоустон до щелочных пород типа Марос-Хайвуд. Названия этих типов происходят по географическим объектам запада США.

Мы рассмотрим только новые анализы четвертичных лав (опубликованные преимущественно после 1940 г.). Средние составы лав вулканов Кас-

Таблица 27. Средние составы лав вулканов США и Мексики

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	53.7	61.4	68.6	74.0	51.8	61.5	69.2	74.9	52.3	48.7	53.6	55.6	60.3	48.3
TiO ₂	0.9	0.8	0.3	0.2	0.6	0.5	0.2	0.2	2.5	0.7	0.8	1.0	0.8	2.0
Al ₂ O ₃	18.2	17.2	16.2	14.2	18.4	17.1	16.2	14.3	14.3	12.9	15.6	18.3	17.4	13.3
Fe ₂ O ₃	3.8	2.4	1.2	0.7	4.2	2.8	1.8	1.0	2.2	4.9	3.9	1.6	1.4	5.1
FeO	4.6	3.3	2.1	1.3	4.9	2.8	1.2	0.6	13.2	4.5	4.5	5.8	4.4	6.6
MnO	0.1	0.1	0.1	—	0.2	0.1	0.1	0.1	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2
MgO	5.6	3.1	1.3	0.4	6.4	3.2	1.3	0.3	2.3	9.7	4.9	5.5	3.7	9.4
CaO	8.9	6.1	3.3	1.3	10.0	6.5	3.3	1.1	6.7	12.0	7.5	7.2	6.2	9.9
Na ₂ O	3.3	4.0	4.0	3.7	2.8	3.8	4.1	3.4	3.7	2.7	3.4	3.9	4.0	3.4
K ₂ O	0.9	1.6	2.9	4.2	0.7	1.7	2.6	4.3	2.4	3.8	5.7	1.0	1.7	1.8
a	8.7	11.4	13.0	13.8	7.4	10.8	12.7	12.9	11.4	10.8	14.3	10.2	11.4	9.6
b	8.1	5.9	4.0	1.6	8.1	6.1	3.9	1.2	3.8	2.8	6.1	7.2	6.0	3.8
c	20.5	11.9	5.6	4.3	23.0	13.0	5.6	4.5	23.0	34.2	21.2	18.0	13.4	32.9
d	62.7	70.8	77.4	80.3	67.5	70.1	77.8	81.4	61.8	52.2	57.9	64.6	69.2	53.9
e	—	—	7	36	—	—	14	59	—	—	—	—	—	—
f	38	44	52	49	37	41	47	31	65	23	34	39	41	31
g	48	43	41	15	47	44	39	10	16	45	37	52	47	45
h	14	13	—	—	16	15	—	—	19	32	29	9	12	24
i	84	79	68	57	85	78	70	54	71	51	48	85	78	68

Каскадные горы 1. Андезито-базальт, среднее из 13 анализов. 2. Андезит, среднее из 29 анализов. 3. Дацит, среднее из 14 анализов. 4. Риолит, вулкан Лассер-Пик, среднее из 14 анализов. 5. Базальт, среднее из 5 анализов. 6. Андезит, среднее из 14 анализов. 7. Дацит, среднее из 8 анализов. 8. Риолит, среднее из 6 анализов. 9. Базальт «Лунный кратер», 1 анализ.

Горы Хайвуд 10. Фонолит, среднее из 2 анализов. 11. Анальцимовый фонолит, 1 анализ

Мексика 12. Андезито-базальт, вулкан Парикутин, лава излияний 1943—1944 гг., среднее из 5 анализов. 13. Андезит, вулкан Парикутин, лава 1952 г., 1 анализ. 14. Базальт, вулкан Сен-Мартин, 1 анализ.

кадных гор (Coombs et al., 1960 и др.) приведены в табл. 27; там же приведены данные отдельно по вулкану Лассен-Пик. Те и другие значения очень близки, а вариационные кривые (рис. 89) хорошо совпадают с типом Лассен-Пик, по Заварицкому.

К востоку от Каскадных гор четвертичная вулканическая деятельность проявилась довольно слабо.

Несколько десятков небольших шлаковых конусов современного возраста располагается на территории национального парка «Лунные кратеры» в зоне хребтов и впадин (бассейн р. Змеиной). Имеется, только

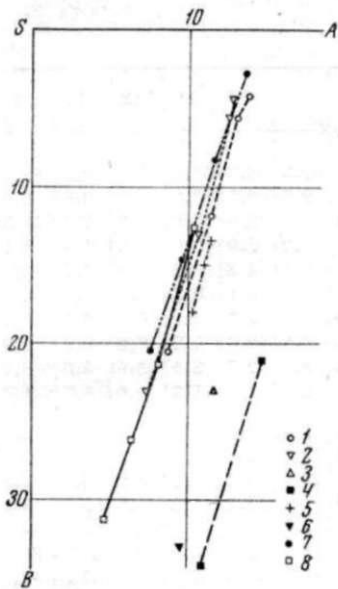


Рис. 89. Диаграмма средних составов лав вулканов Северной и Центральной Америки

1 — Каскадные горы; 2—вулкан Лассен-Пик; 3 — Лунный кратер; 4 — горы Хайвуд; 5— вулкан Парикутин; 6 — вулкан Сен-Мартин; 7 — Сальвадор; 8 — Никарагуа

один анализ базальта с «Лунного кратера» (Coombs and Howard, 1960). Его точка (см. табл. 27 и рис. 89) попадает на вариационную кривую типа Этны, что хорошо соответствует положению этого вулкана во внутренней части вулканической дуги Каскадных гор.

Вулканический район Хайвуд, на границе Скалистых гор и Великой равнины, принадлежит к числу крайне восточных районов, наиболее удаленных внутрь континента от вулканической дуги Каскадных гор. В горах Хайвуд вулканическая деятельность проявлялась главным образом в эоцен-миоценовое время. Однако не исключена возможность незначительных по масштабу излияний и в начале четвертичного времени (Lag-sen, 1941). Анализы фонолитов предположительно четвертичного

возраста приведены в табл. 27 и на рис. 89. Как и более древние третичные породы, эти лавы относятся к типу Марос-Хайвуд.

Как видим, результаты пересчетов новых анализов четвертичных пород приводят к тому же результату: по мере удаления от Тихого океана вглубь континента щелочность пород резко возрастает от типа Лассен-Пик до типа Марос-Хайвуд. Явное снижение масштаба деятельности от третичного к четвертичному времени на петрохимической характеристике пород не отразилось.

Вулканы Мексики. В расположении вулканов Мексики проявляется своеобразная особенность, которая требует специального рассмотрения. К сожалению, анализы лав мексиканских вулканов весьма немногочисленны, и, за исключением вулкана Парикутин, почти все относятся к прошлому столетию.

У берегов южной части Мексики, примерно от 20° с. ш., к юго-востоку протягивается Центрально-Американский глубоководный желоб, глубиной свыше 6000 м. Однако вулканы Мексики не расположены параллельно желобу, как во всех остальных вулканических дугах, а образуют вулканическую цепь, пересекающую страну от Тихоокеанского побережья на западе (вулкан Цеборуко) до Мексиканского залива на востоке (вулкан Сен-Мартин). На простираии этой цепи к западу — в Тихом океане — расположены вулканические острова Ревилья-Хихедо и ряд подводных вулканов, а далее к западу тянется разлом Кларион.

Океанологические исследования последних лет в восточной части Тихого океана установили существование системы субширотных зон разломов. На основании магнитометрических данных американские исследователи считают, что по этим разломам происходили горизонтальные сдвиги с амплитудой в сотни километров. Однако никаких следов столь гигантских сдвигов на континентальном продолжении этих разломов не установлено, и масштаб сдвигов, если они действительно имели место, кажется нам чрезвычайно преувеличенным.

Тем не менее в расположении мексиканских вулканов нельзя не видеть какое-то влияние разлома Кларион². Довольно многочисленные анализы лав вулкана Парикутин (см. табл. 27), хотя и обнаруживают некоторый разброс, но, в общем, хорошо удовлетворяют направлению вариационных кривых островных и вулканических дуг. Вулкан Парикутин расположен в западной (тихоокеанской) половине вулканической цепи, а вариационная кривая его лав (рис. 89) располагается между кривыми типа Лассен-Пик и Йеллоустон.

Как уже упоминалось, анализы лав других мексиканских вулканов не многочисленны, и мы их не использовали. Однако единственный анализ базальта с крайнего восточного вулкана Сен-Мартин, выполненный в 1927 г., может быть использован для характеристики петрохимических изменений вдоль цепи. Фигуративная точка этого анализа (рис. 89) попадает в поле чисто щелочных базальтов — на кривую типа Марос-Хайвуд, т. е. в Мексике, как и в остальных рассмотренных случаях, наблюдается увеличение щелочности по направлению от внешнего к внутреннему краю вулканической дуги.

Таким образом, хотя на расположение вулканической цепи Мексики главное влияние оказывает разлом Кларион, петрохимия вулканических пород не зависит от наложения этой структуры, а подчиняется тем же общим закономерностям, которые были обнаружены в остальных островных и вулканических дугах.

Забегая вперед, можно отметить, что вулканы островов Ревилья-Хихедо, лежащие на том же разломе, но с внешней стороны от глубоководного желоба, принадлежат к совершенно иному — океаническому петрохимическому типу. Данный случай чрезвычайно убедительно свидетель-

На континентальном продолжении других разломов вулканов нет.

Таблица 28. Средние составы лав вулканов Центральной Америки

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52.1	59.5	67.7	72.8	49.3	49.8	50.3	59.3
TiO ₂	1.1	0.6	0.6	0.6	0.6	1.4	1.6	0.7
Al ₂ O ₃	18.8	16.6	16.6	14.3	15.8	17.3	19.1	17.9
Fe ₂ O ₃	3.8	3.4	2.2	1.3	3.7	4.5	4.7	2.1
FeO	6.0	5.7	2.1	0.8	7.3	5.6	5.0	5.5
MnO	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
MgO	4.3	2.7	1.2	0.4	9.4	6.3	4.3	2.3
CaO	10.0	6.5	3.3	1.9	11.5	11.8	11.0	6.9
Na ₂ O	2.6	3.2	3.6	3.6	1.8	2.5	2.6	3.9
K ₂ O	1.0	1.6	2.6	4.2	0.4	0.7	1.3	1.2
a	7.5	9.6	11.6	13.6	4.6	6.3	8.0	10.3
c	9.4	6.5	3.8	2.3	8.2	8.7	9.3	7.2
b	20.5	14.6	8.3	2.8	31.3	26.2	21.4	12.7
s	62.6	69.3	76.3	81.3	55.9	58.8	61.3	69.8
a'	—	—	30	15	—	—	—	—
f'	47	60	46	63	32	36	43	57
m'	37	32	24	22	50	42	36	32
c'	16	8	—	—	18	22	21	11
n'	79	76	68	56	87	89	75	84

Сальвадор

1. Андезито-базальт, среднее из 4 анализов. 2. Андезит, среднее из 3 анализов. 3. Дацит, среднее из 7 анализов. 4. Риолит, среднее из 2 анализов.

Никарагуа

5. Базальт, вулкан Церро-Негро, поток 1947 г., 1 анализ. 6. Базальт, среднее из 4 анализов. 7. Андезито-базальт, среднее из 6 анализов. 8. Андезит, вулкан Козегуина, бомба извержения 1335 г., 1 анализ.

ствует о том, что хотя глубокие тектонические разрывы и могут обусловить появление цепи вулканов, но химизм лав от тектоники не зависит.

Вулканы Центральной Америки. Вулканы Центральной Америки располагаются цепочками, параллельными Центрально-Американскому желобу. Современные анализы имеются для вулканов Сальвадора и Никарагуа. Пересчеты анализов (табл. 28, рис. 89) показывают, что все лавы относятся к типу, близкому к типу Лассен-Пик.

Для ряда вулканов Южной Америки в самые последние годы был получен новый материал, но новые химические анализы еще не опубликованы. Судя по микроскопическим описаниям и по старым анализам, никаких отличий в лавах южноамериканских Анд от лав других вулканических дуг нет. Там, очевидно, проявляются те же закономерности.

Рассмотрев петрохимические особенности вулканических пород «Тихоокеанского огненного кольца», мы видим, что во всех островных и вулканических дугах проявляются одни и те же особенности. Наиболее яркой особенностью является постепенное увеличение щелочности пород по мере движения от края вулканической дуги вглубь континента.

Посмотрим, проявляется ли эта особенность в Индонезии, принадлежащей к совершенно иной — широтной (средиземноморской) системе вулканических дуг.

Вулканы Индонезии.

Индонезийская вулканическая дуга в районе к северу от Новой Гвинеи подходит к «Тихоокеанскому огненному кольцу» и отсюда, через о-в Хальмахера и Малые Зондские острова, идет на Яву и Суматру. К северу от Суматры дуга проходит через Никобарские и Андаманские острова к Бирме. Индонезия — один из наиболее насыщенных вулканами районов мира: здесь 128 только действующих вулканов. Большая часть действующих вулканов (65) расположена на Яве и Суматре, и только эти районы мы и рассмотрим.

Индонезийская островная дуга двойная, вулканы приурочены к внутренней дуге. С юга дуга опоясана Яванским желобом, глубина которого достигает 7450 м. На Индонезийской дуге с Яванским желобом впервые были обнаружены интенсивные аномалии силы тяжести (Венинг-Мейнес, 1940). Отрицательные аномалии в районе желоба интерпретировались как своеобразное «впячивание» земной коры, и на этой основе строились геотектонические гипотезы (Умбгров, 1952; Кюенен, 1952; Беммелен, 1957), которые теперь имеют только исторический интерес. С глубоководным желобом сопряжена зона глубоководных землетрясений, фокальная поверхность которых падает к северу — в сторону континента

Азии. Сведения о строении земной коры отсутствуют³. Под крупными островами земная кора близка к континентальному типу.

Петрохимический анализ лав вулканов Индонезии был выполнен А. Ритманом (Rittmann, 1953), который установил, что от внешнего края дуги к внутреннему щелочность пород увеличивается. Посмотрим, как это выглядит в терминах, применяемых в системе Заварицкого. Вулканы Центральной Явы (табл. 29, рис. 90) близки к типу Йеллоустон. В тыловой части вулканической дуги — на северном берегу о-ва Ява расположен вулкан Мурия с лейцитовыми лавами. Как установлено нашими исследованиями (Tazieffi, Marinelli, Gorshkov, 1966), и этот вулкан извергался в историческое время, не исключено его извержение и в будущем. Вариационная кривая его лав попадает в поле сильно щелочных пород.

Лавы вулкана Кракатау имеют более известковый характер, нежели лавы вулканов Центральной Явы, и принадлежат к типу Лассен-Пик.

Близки к этому типу и лавы вулканов Суматры; вариационная кривая лав Суматры имеет более крутой — «азиатский» наклон, в отличие от более полого, «американского» наклона кривых Явы и Кракатау.

³ На II Международном океанографическом конгрессе (Москва, 1966 г.) Р. У. Рэйтт сообщил, что в море Банда земная кора — океанического типа.

Таблица 29 Средние составы лав вулканов Индонезии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,0	52,9	55,8	61,6	50,3	57,5	51,6
TiO ₂	—	—	—	—	4,0	0,7	—
Al ₂ O ₃	18,2	19,2	19,1	17,4	18,2	18,3	18,5
Fe ₂ O ₃	4,8	3,7	4,7	4,2	4,6	4,0	3,2
FeO	5,9	5,4	3,4	2,2	4,3	2,6	7,7
MnO	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2
MgO	5,5	4,1	2,9	2,5	3,7	1,8	5,7
CaO	9,8	9,3	8,1	5,7	9,3	5,7	9,3
Na ₂ O	3,0	3,5	3,6	3,7	3,6	4,0	2,7
K ₂ O	1,6	1,7	2,2	2,6	4,8	5,1	1,1
<i>a</i>	9,1	10,5	11,5	12,1	15,3	16,6	7,8
<i>c</i>	7,9	8,1	7,5	5,8	4,8	4,3	8,8
<i>b</i>	23,8	19,6	15,4	11,3	21,4	12,0	23,2
<i>s</i>	50,2	61,8	65,6	70,8	58,5	67,1	60,2
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—
<i>j'</i>	42	44	50	52	39	51	45
<i>m'</i>	40	37	33	37	30	25	43
<i>c'</i>	18	19	17	11	31	24	12
<i>n'</i>	75	76	72	70	53	54	80

Компоненты	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	54,1	62,1	68,3	52,9	55,3	61,5	73,8
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	18,6	18,6	16,1	16,4	17,7	17,5	14,3
Fe ₂ O ₃	3,7	2,8	1,9	2,8	3,1	3,4	1,4
FeO	5,9	3,0	2,2	6,5	5,6	3,2	0,7
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	—
MgO	4,4	1,7	1,0	7,9	5,0	2,8	0,5
CaO	8,7	5,8	3,4	8,8	8,5	6,1	1,9
Na ₂ O	3,5	3,9	4,4	3,3	3,2	3,4	3,7
K ₂ O	1,0	2,0	2,6	1,3	1,5	2,0	3,7
<i>a</i>	9,4	11,8	13,4	9,0	9,5	10,6	13,1
<i>c</i>	8,0	6,8	3,9	6,2	7,3	6,5	2,2
<i>b</i>	19,6	8,8	5,6	25,8	19,8	11,8	3,5
<i>s</i>	63,0	72,6	77,1	59,0	63,4	70,1	81,2
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	23
<i>j'</i>	47	61	67	33	41	52	53
<i>m'</i>	39	34	31	51	43	40	24
<i>c'</i>	14	5	2	16	16	8	—
<i>n'</i>	83	75	71	79	76	72	60

Центральная Ява

1. Базальт, среднее из 5 анализов. 2. Андезито-базальт, среднее из 16 анализов. 3. Андезит, среднее из 23 анализов. 4. Андезито-дацит, среднее из 8 анализов.

Вулкан Мурия

5. Фонолит, среднее из 2 анализов. 6. Лейцитовый фонолит, 1 анализ.

Вулкан Кракатау

7. Базальт, среднее из 2 анализов. 8. Андезито-базальт, среднее из 4 анализов. 9. Дацит, среднее из 2 анализов. 10. Риолит, среднее из 10 анализов

Остров Суматра

11. Базальт, среднее из 9 анализов. 12. Андезито-базальт, среднее из 4 анализов. 13. Андезит, среднее из 22 анализов. 14. Риолит, среднее из 20 анализов.

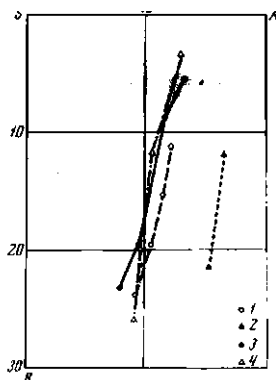


Рис. 90. Диаграмма средних составов лав вулканов Индонезии

1 — о-в Ява; 2 — вулкан Мурия; 3 — вулкан Кракатау; 4 — о-в Суматра

Как видим, никаких существенных отличий от дуг Тихоокеанского пояса в Индонезийской дуге нет.

Все островные и вулканические дуги имеют некоторые общие особенности:

островные и вулканические дуги лежат на земной коре самого различного типа от типично континентального (Камчатка, Северная Америка и др.) до типично океанического или субокеанического (Марианские острова, острова Тонга и др.). Общей чертой всех дуг является своеобразное строение верхней мантии, отмеченное уже для Курильских островов: пониженные значения сейсмических скоростей в подкорковых частях мантии и отсутствие волновода или слоя Гутенберга в мантии. Всюду наблюдается своеобразное распределение гравитационных аномалий, и (за исключением Северной Америки) островные и вулканические дуги сопровождаются глубоководными желобами и зонами глубокофокусных землетрясений. Тепловой поток в этих областях, как правило, повышен и составляет двойную величину по сравнению со средним значением для Земли в целом.

Петрохимические особенности лав островных и вулканических дуг довольно сходны: все породы принадлежат к известково-щелочному семейству, щелочность пород весьма заметно возрастает от внешнего края дуги внутрь ее. Вместе с тем даже при переходе дуги с океанического участка коры на континентальный (например дуга Фудзи) петрохимический тип пород остается тем же самым. «Аномальные» дуги юго-западной части Тихого океана в петрохимическом отношении сходны со всеми остальными дугами.

Островные дуги иногда развиваются прямо на коре океанического типа не по краю континента, а на расстоянии в несколько сот километров от него (например Бонин-Марианская дуга). Направление вариационных кривых для лав восточноазиатских дуг несколько отличается от направления кривых для американских дуг; по этому признаку можно выделить две группы известково-щелочных пород: восточноазиатскую и американскую. Разница в направлении вариационных кривых не зависит от типа строения и мощности земной коры — так, восточноазиатский наклон кривых встречен на континентальной коре Камчатки и на океанической коре Марианских островов, а американский тип — на континентальной коре Северной Америки и на океанической коре островов Тонга.

ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНЫ

Уже при рассмотрении петрохимии североамериканской вулканической дуги мы отметили, что вулканы, расположенные в тыловой части этой дуги, изливают не известково-щелочные, а чисто щелочные лавы (тип Марос-Хайвуд). Сходные породы отмечены нами также в тыловой части дуги Рюкю и на вулкане Мурия (о-в Ява).

Нам остается рассмотреть проявления внутриконтинентального вулканизма в Восточной Азии. В отличие от только что упомянутых случаев, вулканы Восточной Азии не приурочены к направлениям современных островных дуг, а образуют совершенно независимые системы.

Вообще говоря, современные вулканы на континенте Азии — явление в достаточной мере редкое. Достоверно зарегистрированные извержения имели место только в группе Мэргеньских вулканов⁴ (Маньчжурия) в XVIII столетии. Здесь изливались богатые калием основные породы-шихлуниты (Заварицкий, 1939).

Таблица 30. Средние составы лав современных вулканов Восточной Азии

Компоненты						Числа Заварпц-кого					
	1	2	3	4	5		1	2	3	4	5
SiO ₂	44.5	51.8	52.6	46.3	68.5	a	10.2	14.4	10.8	14.1	17.4
TiO ₂ *	2.0	2.4	1.8	3.2	0.5	c	2.8	2.0	4.8	3.0	1.7
Al ₂ O ₃	12.1	14.3	15.5	15.6	10.0	b	38.1	25.2	24.4	29.2	4.5
Fe ₂ O ₃	6.1	3.0	2.2	4.9	1.9	s	48.9	58.4	60.0	53.7	76.4
FeO	4.6	6.1	7.8	5.6	0.6	v	24	32	38	32	48
MnO	11.2	0.1	0.1	0.2	0.1	m'	51	44	44	44	37
MgO	12.3	6.9	6.6	7.9	1.0	c'	25	24	18	24	15
CaO	10.8	6.8	7.7	8.7	2.0	e'	40	51	73	74	70
Na ₂ O	2.5	3.5	3.7	4.9	5.7						
K ₂ O	3.8	5.1	2.0	2.7	3.7						

1. Наиболее основная пава Мэргеньских вулканов. 2. Шихлунит Мэргеньских вулканов, среднее из 9 анализов. 3. Базальт, Анюйский вулкан, среднее из 6 анализов. 4. Трахибазальт, вулкан Балаган-Тас, среднее из 13 анализов. 5. Трахилипарит, купол Маяк, 1 анализ.

4 Имеются довольно смутные сведения о недавних извержениях в Тибете, но какие-либо данные о составе лав отсутствуют.

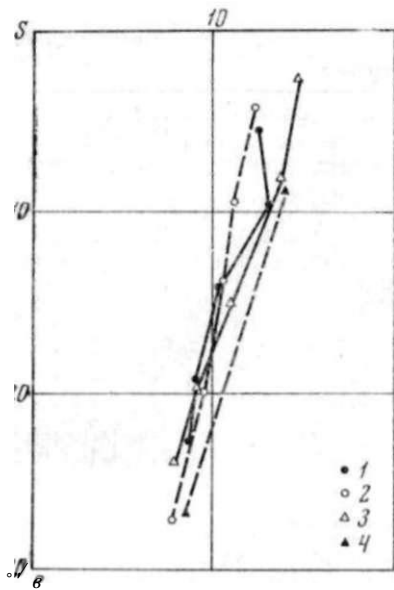


Рис. 91. Диаграмма средних составов с лав некоторых внутриконтинентальных вулканов

1 — вулканы Уюнь-Холдонги; г — Анюйский вулкан; з — вулкан Балаган-Тас; 4 — купол Маяк; 5 — известково-щелочные лавы Восточной Азии; в — щелочные лавы Восточной Азии

Сравнительно недавно были детально изучены два молодых вулканических конуса на северо-востоке Азии: Анюйский вулкан в долине р. Монни (Устиев, 1958) и конус Балаган-Тас в бассейне р. Момы (Рудич, 1964). В последнем районе обнаружен также несколько более древний трахилипаритовый купол (Маяк). Данные по химизму пород всех этих вулканов сведены в табл. 30 и в графической форме представлены на рис. 91.

Все лавы молодых вулканов принадлежат к щелочным базальт-тоидам, и о характере их дифференциации судить довольно трудно. Более кислые дифференциаты известны только в более древних лавах (средне- и нижнечетвертичных). В недавно опубликованной сводка Н. В. Белова (1963) приведены средние составы для известково-щелочных и щелочных лав Прибайкалья и некоторых лавовых полей Восточной и Центральной Азии, которые мы воспроизводим в табл. 31 и 32 и на рис. 91. Всего Н. В. Белов использовал 220 анализов. Из табл. 30—32 и рис. 91 видно, что известково-щелочные континентальные лавы принадлежат к типу Йеллоустон — Лассен-Пик, а щелочные к типам Марос-Хайвуд — Этны.

Лавы Мэргеньских вулканов и конуса Балаган-Тас являются еще более щелочными. Вариационные кривые лав континентальных вулканов параллельны кривым для островных дуг Восточной Азии. В обоих случаях они идут несколько круче соответственных кривых, по А. Н. Заварицкому, и секут их.

Вообще говоря, направление вариационных кривых для лав внутриконтинентальных вулканов совпадает с направлением кривых для известково-щелочных лав островных и вулканических дуг; между теми и другими можно проследить постепенный переход. По мере движения от края островной дуги внутрь континента мы встречаемся со все более щелочными представителями пород. Наиболее полный переход такого рода

Таблица 31 Средние химические составы лав известково-щелочной серии Прибайкалья и некоторых полей Восточной и Центральной Азии

К"чю- ты № 11	1	2	3	4	5
SK)	18.1	55.8	57.9	67.1	76.8
TiO«	1.5	1.8	1.8	0.6	0.3
AlOa	15.7	13.4	11.8	16.3	12.1
P«Ql	6,5	5,0	4,3	3,0	1,5
tea	5,1	5,1	3,3	9,0	0,4
Uuo	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2
MgO	8,4	5,5	3,8	0,8	0,2
(V)l	9,6	7,1	5,6	4,2	11,8
(V)l	1,8	4,1	3,1	3*5	1
K«O»	1,1	1,8	3,3	3,3	6,3 ^{.7}
p«O»	0,4	(1,5	0,5	0,2	
a	6,9	9,2	11,8	12,5	12,3
	7,3	4,0	5,4	1,8	0,9
b	28,4	23,2	14,9	5,3	3,2
g	57,8	63,6	67,9	77,4	83,6
a'	—	—	—	—	1!
/	37	—	17	86	19
in'	48	30	—	11	111
	15	22	—	3	—
n'	(11	82	59	62	29

1. Оливиновый базальт, среднее из 51 анализа. 2. Андезито-базальты, среднее из 32 анализов. 3. Андезиты, среднее из 12 анализов. 4. Дациты, среднее из 3 анализов. 5. Липариты, среднее из 3 анализов.

Таблица 32. Средние химические составы щелочно-известковой серии лав Прибайкалья и некоторых лавовых полей Восточной и Центральной Азии

Компо- ненты	1	2	3	4	5*
SiO ₂	46,6	49,4	54,6	62,8	70,2
TiO ₂	2,5	2,4	2,0	1,0	0,5
Al ₂ O ₃	14,0	15,9	16,5	16,7	14,7
Fe ₂ O ₃	5,6	4,4	5,0	3,4	2,3
FeO	7,2	6,4	3,5	1,1	0,9
MnO	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	8,2	6,5	4,0	1,5	0,4
CaO	10,0	8,1	5,6	4,0	1,4
Na ₂ O	3,4	3,7	3,8	4,8	4,0
K ₂ O	1,8	2,5	4,2	4,6	5,4
P ₂ O ₅	0,5	0,6	0,7	0,2	0,1
<i>a</i>	9,8	11,8	14,5	17,1	16,3
<i>c</i>	3,5	4,7	3,0	2,5	1,5
<i>b</i>	33,2	25,8	17,5	8,9	3,6
<i>s</i>	53,5	57,7	65,0	71,5	78,6
<i>f'</i>	35	38	44	45	76
<i>m'</i>	41	42	39	29	18
<i>c'</i>	24	20	17	26	6
<i>n'</i>	74	69	58	61	53

1. Лимбургитовые базанитоиды, среднее из 26 анализов. 2. Трахибазальты базальтовые, среднее из 46 анализов. 3. Трахиандезитовые базальты, среднее из 30 анализов. 4. Трахиты, среднее из 9 анализов. 5. Комендиты, среднее из 9 анализов.

* Ошибки пересчета, имеющиеся в оригинале (Белов, 1963), исправлены.

можно наблюдать в Северной Америке (от типа Лассен-Пик до типа Марос-Хайвуд). Изменение от известково-щелочных к щелочным породам наблюдается также в процессе геологического развития при переходе от геосинклинального к платформенному режиму.

Строение земной коры на континентах более или менее однородно, это — мощная (35 км и более) двухслойная кора с нормальным распределением сейсмических скоростей. В подкоровых частях мантии сейсмическая скорость составляет 8,0—8,2 км/сек, а на глубинах от 120 до 200 км наблюдается слой пониженных сейсмических скоростей (волновод, или зона Гутенберга).

ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИЕ ВУЛКАНЫ

Таблица 33 Средний состав океанического толеита

Компо- ненты	Весовые %	Цифленные характери- стики
SiO ₂	50.25	<i>a</i> = 6.4
TiO ₂	1.56	<i>c</i> = 7.5
Al ₂ O ₃	16.09	<i>b</i> = 27.9
Fe ₂ O ₃	2.72	<i>s</i> = 58.2
FeO	7.20	<i>f'</i> = 34
MnO	0.19	<i>m'</i> = 42
MgO	7.02	<i>c'</i> = 24
CaO	11.82	<i>n'</i> = 96
Na ₂ O	2.81	
K ₂ O	0.20	
P ₂ O ₅	0.15	

До недавнего времени было распространено мнение, что лавы внутренних частей океана представлены преимущественно щелочными оливиновыми базальтами, дающими щелочной ряд дифференциации. Исследования последних лет установили, что обширные области дна океана покрыты своеобразными океаническими толеитовыми базальтами, которые отличаются от континентальных толеитов чрезвычайно низким содержанием K₂O, не превышающим 0,25% (Engel, Engel, 1964). В табл. 33 приведен

средний состав океанического толеита по шести образцам, поднятым из различных участков дна Тихого океана.

Океанические толеиты формируют пьедестал всех внутриокеанических островов, а серия щелочной оливиновый базальт — трахит образует только «шапку», не превышающую 3—5% общего объема соответствующего острова (МассюпаШ, Katsura, 1963; Engel, Engel, 1964).

Кислые продукты дифференциации океанических толеитов не известны, но на Гавайских островах наблюдается переслаивание толеитовых и оливино-вых базальтов; известны и переходные разности. Очевидно, океанические толеиты дают начало щелочным оливиновым базальтам, а последние, в свою очередь, через ряд дифференциатов доходят до трахита.

Внутриокеанические острова образуют цепочки, вытянутые по большей части в направлении с юго-востока на северо-запад или запад-северо-запад. Острова более многочисленны в южной половине океана (Полинезия).

Океаническая земная кора — тонкая (5 км без учета мощности слоя воды), однослойная. Сейсмические скорости в подкорковых частях мантии имеют нормальное значение: 8,0—8,2 км/сек. Слой пониженных скоростей в мантии под океанами гораздо мощнее, чем под континентами и простирается от 60 до 200 км в глубину.

Гавайские острова

Гавайские острова являются одним из наиболее изученных объектов, и многие петрогенетические гипотезы возникали при изучении именно Гавайских островов. Естественно начать и наш обзор океанической петрохимии с Гавайских островов.

Таблица 34 Средние химические составы Гавайских островов лав

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	49.36	46.46	48.60	51.90	61.73
TiO ₂	2.50	3.01	3.16	2.57	0.50
Al ₂ O ₃	13.94	14.61	16.49	16.65	18.03
Fe ₂ O ₃	3.03	3.27	4.19	4.25	3.33
FeO	8.53	9.11	7.40	6.17	1.49
MnO	0.16	0.14	0.18	0.21	0.24
MgO	8.44	8.19	4.70	3.56	0.41
CaO	10.30	10.33	7.79	6.30	1.17
Na ₂ O	2.13	2.92	4.43	5.22	7.42
K ₂ O	0.38	0.84	1.60	2.01	4.19
P ₂ O ₅	0.26	0.37	0.69	0.93	0.17
a	5.1	7.7	12.3	14.7	22.6
c	6.6	5.8	5.1	4.0	0.9
b	30.5	31.9	23.7	19.5	5.7
s	57.8	54.6	58.9	61.8	70.8
f'	35	36	47	50	79
m'	46	42	34	31	12
c'	19	21	19	19	9
n'	90	84	80	80	73

1. Толеитовый базальт, среднее из 181 анализа. 2. Щелочной оливиновый базальт, среднее из 28 анализов. 3. Гавайит, среднее из 33 анализов. 4. Мудшерит, среднее из 13 анализов. 5. Натровый трахит, среднее из 5 анализов.

Согласно результатам геофизических исследований (Shor, 1960; Eaton, 1962) земная кора в районе Гавайских островов имеет обычное океаническое строение, но непосредственно под островами граница М несколько прогнута вниз, а кора утолщена за счет накопления вулканических пород. Более детальные сейсмические, а также гравиметрические и магнитометрические исследования (Furumoto, Woollard, 1965 и др.) установили, что непосредственно под вулканами имеются столбообразные тела, уходящие сквозь кору в верхнюю мантию. Сейсмическая скорость в этих телах составляет 7,7 км/сек. По-видимому, эти столбообразные тела отображают зоны питания вулканов. С этим хорошо согласуется тот факт, что извержениям гавайских вулканов часто предшествуют землетрясения с глубиной гипоцентров 40—60 км;

постепенно глубина гипоцентров уменьшается, и, когда землетрясения подходят к поверхности, начинается извержение (Eaton, Mu-rata, 1960).

Химически и петрохимически лавы Гавайских островов изучались неоднократно. Недавно Г. А. Макдональд и Т. Кацура сделали 143 новых химических анализа с учетом распространенности пород и вывели новые средние значения по 260 наиболее доброкачественным анализам (Macdonald, Katsura, 1964). Эти значения приведены в табл. 34, а результаты пересчетов изображены на рис. 92. Вариационная кривая для лав Гавайских островов идет заметно положе, чем кривые лав островных дуг и континентальных вулканов, однако направление гавайской кривой, построенной по новым данным, идет не столь полого, как на диаграмме Заварицкого (1950, рис. 87). А. Н. Заварицкий соединял преобладающие толеитовые базальты со щелочными дифференциатами подчиненных оливиновых базальтов. Это обстоятельство привело к тому, что кривая оказалась более пологой. Исходя из результатов новейших исследований, необходимо исправить направление вариационной кривой гавайских лав в соответствии с настоящей работой (рис. 92).

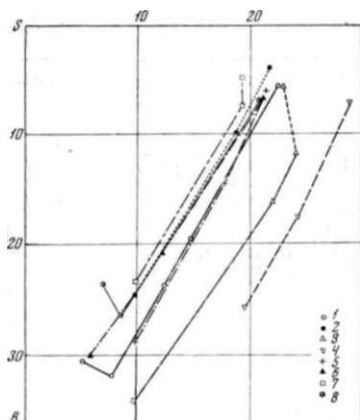


Рис. 92. Диаграмма средних составов лав некоторых внутриокеанических вулканов

1 — Гавайские острова; 2 — Маркизские острова; 3 — о-в Таити; 4 — о-в Раротонга (острова Кука);
6 — о-в Понапе (Вост. Каролинские острова); 6 — о-в Гуаделупе;
7 — о-в Сан-Бенедикто (острова Ревилья-Хихедо); 8 — Галапагосские острова 30

Полинезия

Для лав островов Полинезии имеются довольно многочисленные анализы в старой сводке Лакруа (Lacroix, 1927). Для Маркизских островов Лакруа (Lacroix, 1928) и Чабб (Chubb, 1929) опубликовали дополнительные данные.

В сводке Лакруа для многих островов анализы весьма немногочисленны, для других приведены очень старые данные, поэтому мы использовали анализы только для Маркизских островов и для о-ва Таити (острова Общества), для которых анализы более многочисленны. Средние значения для Маркизских островов (19 анализов) и для о-ва Таити (22 анализа) приведены соответственно в табл. 35 и 36, а результаты пересчетов нанесены на рис. 92. Из этих данных видно, что вариационные кривые лав Маркизских островов и о-ва Таити идут приблизительно параллельно кривой лав Гавайских островов, но общая щелочность у них различна.

Рассмотрим еще петрохимию лав о-ва Раротонга (острова Кука). Здесь имеется всего четыре анализа, но породы пересыщены щелочами, и рассмотрение их представляет методический интерес. Данные анализов и пересчетов приведены в табл. 37. В породах, не насыщенных щелочами, при пересчете по методу А. Н. Заварицкого все щелочи рассчитываются как алюмосиликатная щелочность (коэффициент а). В породах, пересы-

Таблица 35 Средние химические составы лав Маркизских островов

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	47,5	57,7	62,7
TiO ₂	3,7	1,2	0,7
Al ₂ O ₃	17,5	19,1	19,1
Fe ₂ O ₃	5,3	4,6	2,8
FeO	6,0	1,3	0,8
MnO	0,2	0,2	0,1
MgO	5,2	1,7	0,2
CaO	9,6	4,4	1,8
Na ₂ O	3,0	5,8	6,2
K ₂ O	2,0	4,0	5,6
a	9,7	18,8	21,8
c	7,1	3,6	1,9
b	24,6	10,1	4,0
s	58,6	67,5	72,3
j'	44	54	82
m'	36	28	11
e'	20	18	7
n'	70	69	63

1. Базальт, среднее из 11 анализов. 2. Андезиновый андезит, 1 анализ. 3. Трахит, среднее из 7 анализов.

Таблица 36 Средние химические составы лав о-ва: Таити

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	44,5	50,5	55,8	61,7
TiO ₂	3,5	2,5	1,3	0,9
Al ₂ O ₃	14,4	19,6	19,2	18,8
Fe ₂ O ₃	4,6	3,5	3,2	2,0
FeO	7,9	4,2	2,2	1,6
MnO	0,2	0,3	0,2	0,1
MgO	8,4	2,1	1,7	0,9
CaO	11,4	5,9	3,7	1,6
Na ₂ O	3,5	7,3	7,8	7,0
K ₂ O	1,6	4,1	4,9	5,4
<i>a</i>	9,7	22,0	24,1	23,0
<i>c</i>	4,4	2,1	0,5	0,9
<i>b</i>	34,0	16,1	11,8	5,7
<i>s</i>	51,9	59,8	63,6	70,4
<i>f'</i>	33	46	43	55
<i>m'</i>	41	22	24	27
<i>c'</i>	26	32	33	18
<i>n'</i>	77	74	71	67

1. Базанитоид, среднее из 9 анализов. 2. Тантит (трахиандезит), среднее из 7 анализов. 3. Фонолит, среднее из 3 анализов. 4. Фонолитовый трахит, среднее из 3 анализов.

шенных щелочами, щелочи частью входят в алюмосиликатную щелочность (коэффициент *a* частью же в темноцветные минералы (коэффициент *c*). Обычно мы оперируем с породам недосыщенными щелочами и, откладывая на диаграмме алюмосиликатную щелочность, мы одновременно имеем дело и с общей щелочностью. Опирая же с пересыщенными щелочами породами, мы разбиваем общую щелочность на две величины (*a* и *c*), каждая из которых порознь откладывается на правой части диаграммы. В этом случае коэффициент *a* уже не характеризует общую щелочность, а только часть ее. Это создает при сравнении разных серий пород значительные неудобства, так как в отдельных случаях вариационные кривые пересыщенных щелочами пород оказываются левее кривых для недосыщенных пород, а форма вариационных кривых сильно искажается.

Нас в первую очередь интересует характер изменения в ходе дифференциации общей щелочности поэтому для пересыщенных щелочами пород мы откладываем на правой части диаграммы величину *a + c*, не просто величину *a*. Мы полагаем, что такое построение является логически более обоснованным.

Вариационная кривая для лав о-ва Раротонга, построенная таким образом, идет параллельно кривым остальных островов Полинезии, но значительно смещена вправо, что отражает повышенную щелочность пород.

Если рассматривать общую щелочность пород при следовании от Маркизских островов вконец простирания островных цепей (с северо-востока на юго-запад) через о-в Таити к о-ву Раротонга, то мы установим возрастание щелочности в породах. Отображает ли это какую-то закономерность или является случайностью, остается пока неясным.

Восточные Каролинские острова

Группа Каролинских островов (зап. часть Тихого океана) делится генетически на две части. Западные Каролинские острова входят в систему островных дуг, а Восточные Каролинские острова являются островами внутриокеаническими (часто коралловыми). Для о-ва Понапе имеется небольшое число современных анализов (Yagi, 1960). Данные о них приведены в табл. 38 и на рис. 92. Как видим, лавы о-ва Понапе в петрохимическом отношении близки к ационной кривой, идущей немного круче островов.

Таблица 37

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	47.3	50.2	55.2
TiO ₂	3.3	2.0	0.8
Al ₂ O ₃	14.5	16.0	17.6
Fe ₂ O ₃	4.7	6.3	5.8
FeO	6.0	3.3	1.0
MnO	0.1		
MgO	3.2	1.7	1.4
CaO	10.5	7.8	3.1
Na ₂ O	6.5	8.6	9.4
K ₂ O	3.7	4.1	5.7
<i>a</i>	18.5	21.2	23.9
<i>c</i>	0.3	3.1	5.1
<i>b</i>	26.8	17.6	7.2
<i>s</i>	54.4	58.1	63.8
	18.8	24.3	29.0
<i>f'</i>	34	31	12
<i>m'</i>	20	16	35
<i>c'</i>	46	53	53
<i>n'</i>	73	76	72

1. Щелочным базальт, среднее из 2 анализов. 2. Мурит, 1 анализ. 3. Фонолит, 1 анализ.

лавам Гавайских островов. Вари-и сечет кривую лав Гавайских

Острова восточной части Тихого океана

Рассмотрим петрохимию вулканических пород нескольких островов восточной части Тихого океана.

Остров Гуаделупе находится у берегов Калифорнийского полуострова, от которого отделен глубокоководным желобом Седрос. Остров расположен на коре океанического типа на расстоянии около 100 км от континентального склона. Для лав о-ва Гуаделупе имеется шесть современных анализов (Engel, Engel, 1964), средние значения которых приведены в табл. 39, а результаты пересчетов нанесены на рис. 92.

В табл. 39 и рис. 92 приведены также данные о составе толеи-тового базальта из экспериментальной скважины «Мохоул», пробу-

Таблица 38

Средние химические составы лав о-ва Понапе (Восточные Каролинские острова)

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	46,1	53,2	64,1
TiO ₂	3,3	1,8	0,5
Al ₂ O ₃	16,6	19,9	19,5
Fe ₂ O ₃	4,7	3,7	2,0
FeO	8,7	3,3	0,7
MnO	0,2	0,2	0,2
MgO	6,5	2,1	0,6
CaO	9,1	7,1	1,1
Na ₂ O	3,5	6,2	7,4
K ₂ O	1,3	2,5	3,9
<i>a</i>	9,8	17,7	21,5
<i>c</i>	6,3	4,5	1,3
<i>b</i>	28,8	14,4	6,1
<i>s</i>	55,1	63,1	71,1
<i>a'</i>	—	—	46
<i>f'</i>	43	45	39
<i>m'</i>	40	25	15
<i>c'</i>	17	30	—
<i>n'</i>	79	78	75

1. Базальт, среднее из 4 анализов 2. Муд-жерит, 1 анализ. 3. Трахит, среднее из 2 анализов.

Таблица 39 Средние составы лав о-ва Гуаделупа*

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	49,1	50,6	62,4
TiO ₂	1,2	2,8	0,6
Al ₂ O ₃	15,0	17,9	18,1
Fe ₂ O ₃	3,3	4,8	3,2
FeO	5,7	5,2	1,4
MnO	0,2	0,2	0,2
MgO	7,7	4,4	0,9
CaO	12,7	8,1	2,0
Na ₂ O	2,4	4,3	6,7
K ₂ O	0,2	1,7	4,5
<i>a</i>	5,6	12,2	21,1
<i>c</i>	7,4	6,1	1,5
<i>b</i>	30,0	20,8	6,7
<i>s</i>	57,0	60,9	70,7
<i>f'</i>	28	45	62
<i>m'</i>	44	36	23
<i>c'</i>	28	19	15
<i>n'</i>	95	79	69

1. Толейтовый базальт из скважины «Мохоул» близ о-ва Гуаделупе. 2. Щелочной оливиновый базальт, среднее из 4 анализов. 3. Трахит, среднее из 2 анализов.

* Цифры округлены до 0,1%, ноне приведены к 103%.

ренной близ о-ва Гуаделупе на дне океана на глубине 3566 м (Engel, Engel, 1961).

Породы, названные в оригинале оливиновым базальтом (2 в табл. 39), по своему составу и по результатам пересчета ближе всего соответствуют гавайитам или муджеритам. Сравнительно небольшое количество анализов не позволяет уверенно судить о том, как идет процесс дифференциации от толейтовых базальтов к щелочным базальтоидам: непосредственно, как показано на диаграмме пунктиром, или же через промежуточную основную породу, которая осталась не обнаруженной. Вариационная кривая лав о-ва Гуаделупе почти совпадает с кривой лав Маркизских островов.

Остров Сан-Бенедикто (острова Ревилья-Хихедо) находится недалеко «от берегов Мексики, от которой отделен глубоководным Центрально-Американским желобом. Как упоминалось при рассмотрении мексиканских вулканов, острова Ревилья-Хихедо расположены на линии сброса Кла-рион. Если, как полагают, Восточно-Тихоокеанский хребет подходит

Таблица 40 Средние химические составы лав острова Ревилья-Хихедо

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	47,1	55,3	63,1	69,0
TiO ₂	2,5	1,6	0,6	0,2
Al ₂ O ₃	19,8	17,2	16,4	14,8
Fe ₂ O ₃	4,7	1,6	1,5	1,4
FeO	5,6	7,9	4,6	2,8
MnO	0,1	0,2	0,1	0,1
MgO	5,2	2,5	0,6	0,2
CaO	10,4	5,7	2,8	0,9
Na ₂ O	3,5	5,7	6,4	6,1
K ₂ O	1,1	2,3	3,9	4,5
<i>a</i>	9,8	15,6	19,3	19,1
<i>c</i>	8,9	3,7	2,4	0,2
<i>b</i>	23,3	16,5	7,5	4,9
<i>s</i>	58,0	64,2	70,8	75,8
<i>f'</i>	42	55	74	73
<i>m'</i>	39	25	13	5
<i>e'</i>	19	20	13	22
<i>n'</i>	83	79	72	68

1. Трахибазальт, среднее из 4 анализов. 2). Трахиандезит, 1 анализ. 3. Натровый трахит, среднее из 4 анализов. 4. Натровый риолит, среднее из 3 анализов.

Таблица 41. Анализы лав с Галапагосских островов

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	46,5	45,6	61,9
TiO ₂	1,7	1,8	0,2
Al ₂ O ₃	20,9	18,2	16,8
Fe ₂ O ₃	1,6	7,3	2,3
FeO	6,2	5,0	4,8
MnO	0,2	0,3	0,3
MgO	5,9	6,0	0,6
CaO	12,8	10,2	2,3
Na ₂ O	2,6	3,2	7,2
K ₂ O	0,4	0,8	3,2
<i>a</i>	6,8	8,4	20,8
<i>c</i>	11,5	8,1	1,0
<i>b</i>	23,6	26,4	6,8
<i>s</i>	58,1	57,1	71,4
<i>f'</i>	34	44	71
<i>m'</i>	44	39	40
<i>e'</i>	22	17	19
<i>n'</i>	91	85	77

1. Тодситовый базальт (Engel, Engel, 1964).

2. Оливиновый базальт (Richardson, 1933).

3. Трахит (Richardson, 1933).

* Цифры округлены до 0,1%, но не пере считаны на 100%.

считаны tin iuuu⁰.

к Калифорнийскому заливу, то можно считать, что острова Ревилья-Хи-ехдо расположены на западном склоне хребта, на расстоянии около 200 км от его оси. .

Данные о химическом составе лав о-ва Сан-Бенедикто были любезно предоставлены нам А. Ф. Ричардсом⁵. Средние составы лав приведены в табл. 40, а результаты пересчетов нанесены на рис. 92. Как видим, вариационная кривая лав для о-ва Сан-Бенедикто параллельна кривым для других океанических островов, отличаясь сдвигом в направлении несколько меньшей щелочности.

Острова Галапагос располагаются между Восточно-Тихоокеанским хребтом и берегом Южной Америки. Острова сложены толеитовыми базальтами с «шапкой» шел очных пород. Имеющиеся немногочисленные анализы (Richardson, 1933; Engel, Engel, 19 64) приведены в табл. 41 и нанесены на рис. 92. По этим данным видно, что общий ход дифференциации здесь

Эти данные были опубликованы в «Proceedings of the California Academy of Sciences», 1966, v. 33, N 12.

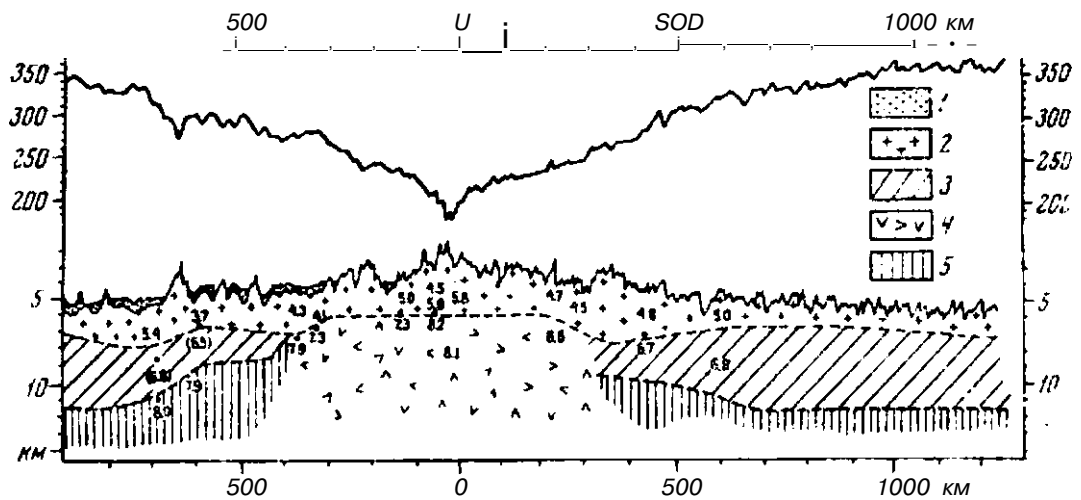


Рис. 93. Строение земной коры и аномалии силы тяжести в районе Восточно-Тихоокеанского хребта
 1 — рыхлые осадки; 2 — осадочный слой; 3 — «океанический» («базальтовый») слой; 4 — область пониженных скоростей в мантии; 5 — верхняя мантия

и на Гавайских островах подобен: от океанических толеитовых базальтов «поперек» общего простирания — к щелочным оливиновым базальтам, а затем к трахитам. Направление вариационной кривой параллельно направлению остальных океанических кривых.

Остров **Пасхи** в отличие от остальных внутриокеанических островов расположен на гребне Восточно-Тихоокеанского хребта. Одним из крупных достижений МГГ было открытие глобальной системы океанических хребтов. Тихоокеанская часть этой системы прослеживается в юго-восточной части океана в направлении к Калифорнийскому заливу и называется Восточно-Тихоокеанским хребтом. Строение земной коры и верхней мантии несколько напоминает здесь строение островных дуг: сейсмическая скорость в подкорковых частях мантии имеет низкие значения (7,3—7,5 км/сек), а зона Гутенберга, по-видимому, отсутствует. Сама кора в области хребта тонкая — всего 4 км (без учета мощности слоя воды). В отличие от асейсмичных областей ложа океана, район океанического хребта является сейсмичным, но сейсмичность здесь слабее, чем в островных дугах, а глубина землетрясений не превышает 60 км. Над хребтом наблюдается слабо выраженный симметричный минимум положительных гравитационных аномалий (в редукции Буге) — от -400 — -450 мгл над открытым океаном до $+150$ — 200 мгл — над осью хребта. В узкой зоне, примыкающей непосредственно к оси хребта, величина теплового потока в шесть-семь раз превышает среднее для Земли значение. На рис. 93 представлена схема строения земной коры и верхней мантии, а также ход гравитационной аномалии в районе Восточно-Тихоокеанского хребта (Talwani, 1965).

Таблица 42 Средние химические составы лав о-ва Пасхи

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	48.4	54.0	61.4	72.8
TiO ₂	4.0	2.5	1.3	0.2
Al ₂ O ₃	15.4	15.1	14.7	13.3
Fe ₂ O ₃	4.7	5.3	3.3	2.0
FeO	8.7	8.1	6.4	1.8
MnO	0.2	0.2	0.2	0.1
MgO	4.7	2.9	1.3	0.4
CaO	9.4	6.7	4.8	0.8
Na ₂ O	3.5	3.8	4.8	5.3
K ₂ O	1.0	1.4	1.8	3.6
<i>a</i>	9.2	10.5	12.9	16.1
<i>c</i>	5.7	4.9	3.2	0.9
<i>b</i>	26.3	20.6	14.0	4.3
<i>s</i>	58.8	64.0	69.9	78.7
<i>a'</i>	—	—	—	18
<i>j'</i>	47	60	65	77
<i>m'</i>	31	24	16	5
<i>c'</i>	22	16	19	—
<i>n'</i>	85	80	80	69

1. Базальт, среднее из 8 анализов. 2. Андезит-базальт, среднее из 2 анализов. 3. Андезит, среднее из 2 анализов. 4. Обсидиан, среднее из 7 анализов.

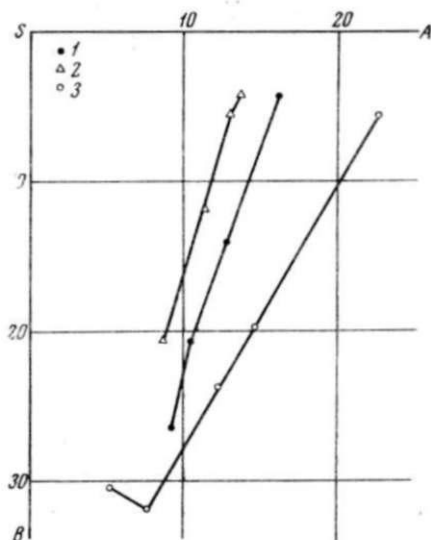


Рис. 94. Диаграмма средних составов лав о-ва Пасхи

1 — о-в Пасхи; 2 — Каскадные горы Северной Америки; 3 — Гавайские острова

В химическом отношении лавы о-ва Пасхи были изучены Бэнди (Bandy, 1937), который использовал также более старые данные Лакруа. Средние значения для каждой группы лав приведены в табл. 42, а результаты пересчетов нанесены на диаграмму 94, на эту же диаграмму нанесены вариационные кривые лав Скалистого хребта в Северной Америке и лав о-ва Гавайи. Как ясно видно из диаграммы, кривая лав о-ва Пасхи параллельна кривой континентальных пород и отличается от направления океанических лав. Эта кривая совпадает с типом Йеллоустон.

Интерпретация изложенного фактического материала и общим выводам посвящена заключительная глава.

ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА КАК ОТОБРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ДВА КЛАССА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

При рассмотрении обширного фактического материала по химизму лав островных и вулканических дуг, а также лав внутриконтинентальных и внутриокеанических вулканов, совершенно отчетливо видно, что все вариационные кривые могут быть объединены в две группы, различающиеся наклоном к координатным осям SA и SB.

Вариационные кривые известково-щелочных пород островных и вулканических дуг идут приблизительно параллельно вариационным кривым щелочных пород внутриконтинентальных вулканов. Обычные базальты островных дуг ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2-3\%$) сменяются на континентальных платформах, как правило, щелочными базальтами и трахибазальтами ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6-8\%$), а кислые дациты и риолиты ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6-8\%$) — трахитами и фонолитами ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 12-14\%$). Начальные стадии такого процесса увеличения щелочности можно видеть в любой островной дуге, где имеются два параллельных ряда вулканов, будь то Курильские или Алеутские острова, Камчатка или Япония. В дуге Рюкю, на о-ве Ява и

особенно в западной части США прослеживается полный переход от известково-щелочных до чисто щелочных пород.

Сходное направление вариационных кривых свидетельствует о том, что процессы дифференциации лав вулканов островных дуг и внутриконтинентальных вулканов носят сходный характер.

Смена состава лав от известково-щелочных до щелочных пород происходит и в процессе геологического развития, при переходе от геосинклинального к платформенному режиму.

Так, например, геосинклинальные мезозойские лавы северо-востока Азии являются типичными представителями известково-щелочного типа, а современные лавы той же области — чисто щелочными (Устиев, 1958).

Примеры такого рода хорошо известны и в других областях завершённой складчатости.

Таким образом, из имеющихся петрохимических и геологических данных следует, что известково-щелочные лавы островных дуг и щелочные лавы внутриконтинентальных вулканов образуют единый класс родственных пород. Первоначальной магмой этого класса является известково-щелочная. При продвижении внутрь островной дуги, а также в ходе геологического времени — по мере развития и завершения процессов складчатости, щелочность увеличивается. Этот класс горных пород можно назвать континентальным.

Вариационные кривые лав азиатских островных дуг и вулканов внутренних частей Азии имеют несколько более крутой наклон, чем кривые континентального класса других частей окружения Тихого океана. По этому признаку можно выделить два подкласса континентальных пород — «азиатский» и «американский». Граница между этими двумя подклассами на востоке проходит между Андреяновскими и Лисьими островами (Алеутская гряда), а на юге — между Суматрой и Явой и далее — где-то к северу от Новой Гвинеи. «Азиатский подкласс» пород окружает материк Азии полосой, ширина которой достигает 1200—1500 км. Остальные части «Тихоокеанского огненного кольца» принадлежат к «американскому подклассу» пород.

Вариационные кривые лав большинства внутриокеанических островов также почти параллельны друг другу, но их направление заметно отличается от направления вариационных кривых континентального класса пород. Характер наклона вариационных кривых океанического класса пород указывает на более быстрый темп увеличения щелочности в ходе дифференциации по сравнению с породами континентального класса.

Первоначальной магмой океанического класса пород является океанический толеит, для которого характерно очень низкое содержание K_2O (0,16—0,25%). Океанический толеит слагает обширные площади на дне океана и основание всех внутриокеанических островов. Кислые продукты дифференциации океанических толеитов достоверно не известны, но установлен их переход к оливиновым базальтам (Macdougald, Katsura, 1964), которые дают всю гамму щелочных пород островных вулканов.

Очень интересным и весьма важным, с нашей точки зрения, является отличие в петрохимии лав о-ва Пасхи от лав остальных внутриокеанических островов. Выше было показано, что вариационная кривая пород о-ва Пасхи идет параллельно кривым континентального, а не океанического класса пород¹. Это отличие пород мы связываем с положением о-ва Пасхи на оси Восточно-Тихоокеанского хребта.

Другие острова, лежащие на оси океанических хребтов, обладают той же особенностью лав. Это о-в Сен-Поль в Индийском океане и о-в Исландия — в Атлантическом. Мы не приводим здесь ни аналитических данных, ни диаграмм, так как это повлекло бы за собой привлечение материалов также и по другим островам Индийского и Атлантического океанов и окружающих их территорий, что значительно увеличило бы объем нашей

¹ «Континентальный» характер пород о-ва Пасхи отмечался и раньше.

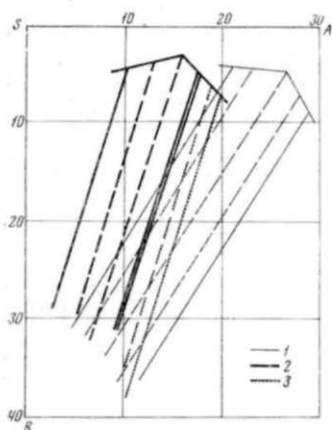


Рис. 95. Схема расположения вариационных кривых океанического и континентального класса пород

1 — океанический класс пород; 2 — известково-щелочные породы континентального класса; 3 — щелочные породы континентального класса

работы. Эти вопросы будут детально разобраны в подготавливаемой работе по петрохимии современного вулканизма внетихоокеанских областей.

На рис. 95 схематически показаны направления вариационных кривых и площади, огибаемые океаническим и континентальным классами пород на диаграмме ASB. Здесь следует отметить, что направление вариационных кривых для лав океанических островов оказалось не столь пологим, как на сводной диаграмме А. Н. Заварицкого (1950, фиг. 96). Это объясняется тем, что А. Н. Заварицкий щелочные дифференциаты океанических лав соединил непосредственно с

преобладающими океаническими толеитами. Действительные генетические соотношения океанических толеитов, оливиновых базальтов и щелочных производных стали известны только в самые последние годы.

Наклон вариационных кривых относительно оси SB для континентальных пород составляет 15—18°, а для океанических — около 30°.

В области основных и отчасти средних составов площади океанических и континентальных классов в значительной мере перекрывают одна другую; породы различаются только по направлению вариационных кривых. Поэтому при рассмотрении недостаточного количества аналитических данных, особенно без учета возможных аналитических ошибок, не всегда можно разобратся в петрохимической принадлежности тех или иных пород. Видимо, поэтому идея автора о двух классах пород была подвергнута критике со стороны А. Я. Салтыковского (1963), который рассматривал фигуры, построенные на плоскости ASB по точкам отдельных анализов, и вариационные кривые внутри этих фигур. При таком построении даже три-четыре аналитические ошибки при сотнях правильных анализов совершенно исказят действительную картину и приведут к ложным выводам. Достаточно странным кажется также выбор исходных данных у этого автора: цитируя работы Лакруа 1927 и 1928 гг., он почему-то не использовал те группы островов, для которых имеются довольно многочисленные анализы (например, Маркизские острова или о-в Таити), а привел о-в Мас-а-фуера с 2(1) анализами и о-в Райатеа с 5 анализами, выполненными в начале этого столетия и опубликованными еще в 1916 г. Приведенные нами данные, основанные почти на 2000 современных анализов, весьма убедительно свидетельствуют о существовании двух классов пород — океанического и континентального.

При обработке материала мы также иногда получали противоречивые или отклоняющиеся от «нормы» результаты, но во всех случаях при проверке обнаруживались арифметические ошибки или описки при выводе средних значений или при пересчетах. Это, конечно, не значит, что не существует никаких отклонений. Одним из таких «отклонений» являются данные по о-ву Пасхи, но это «отклонение» только подчеркивает выведенную нами закономерность, и об этом мы еще скажем дальше. Другим «отклонением», возможно, являются лавы островов Иво-джима в группе Бонинских островов. Немногочисленные анализы современных лав с вулканов группы Иво-джима как будто указывают на океанический характер вариационной кривой, хотя острова входят в состав островной дуги. Детальное рассмотрение подводного рельефа показало, что как раз в этом месте островная дуга и сопутствующие глубоководные желоба

разорваны подходящей сюда океанической структурой — подводным валом Маркус-Неккер. Вполне вероятно, что острова Иво-джима генетически связаны именно с этой океанической структурой, а не с островной дугой. Значительное изменение в направлении вариационных кривых вносит процесс ассимиляции карбонатных пород (Везувий).

Пока достоверно не известны, но теоретически возможны случаи проявления пород океанического класса на реликтах океанической коры и, следовательно, мантии среди континентальной коры. Во всяком случае, любое проявление «океанического» вулканизма на континентах или в островных дугах и, наоборот, «континентального» вулканизма на просторах океанов требует особенно тщательного рассмотрения (и, быть может, в первую очередь — проверки химико-аналитических данных).

Как уже говорилось, два класса пород — континентальный и океанический — отличаются по темпу увеличения щелочности в ходе своей дифференциации. Можно, не прибегая к диаграммам А. Н. Заварицкого, просто сопоставить изменение суммарной щелочности с изменением кислотности пород. Так как атомные веса калия и натрия весьма различны, то удобнее рассматривать не весовые проценты, а молекулярные количества. В большинстве случаев такой упрощенный вариант приводит к тем же результатам, как и при рассмотрении диаграмм, построенных по методу А. Н. Заварицкого.

В табл. 43—45 приведены значения содержания кремнекислоты и щелочей, а также соответствующие молекулярные количества для некоторых вулканических районов Тихого океана и его окружения. На рис. 96 эти данные нанесены в графической форме.

Нетрудно видеть, что вариационные линии отношения суммы щелочей ($K_2O + Na_2O$) к кремниевой кислоте (SiO_2) на значительной своей части представляют отрезки прямых, причем эти прямые для островных дуг и внутриконтинентальных вулканов более или менее параллельны и от-

Таблица 43

Содержание кремнекислоты и щелочей в лавах некоторых островных дуг в процентах и молекулярных количествах (м. к.)

КОМПОНЕНТЫ	3			4		5		(1)		7	
	%	м. к.	%	м. к.	*	м. к.	м. к.	•;	м. к.	м. к.	
SiO ₂	51,7	861	55,8	929	58,9	981	61,7	1111	51,5	858	1111
Na ₂ O	1,9	31	2,3	37	2,11	42	3,2	61	0,9	411	2,11
K ₂ O	0,4		0,9	11	1,0		1,1			10	1,1

Таблица 43 (окончание)

Компо- ненты	7		8		9		10		11		12		13	
	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%
SiO ₂	932	59,6	992	65,9	1097	50,9	848	55,5	924	61,5	1024	66,3	1104	
Na ₂ O	47	3,2	52	4,0	65	3,1	50	3,4	55	3,9	63	4,1	66	
K ₂ O	11	1,5	16	1,8	19	1,2	13	1,4	15	2,2	23	2,6	28	

1—5. Средние составы современных лав зоны Насу (о-в Хонсю, Япония), 6—8. средние составы современных лав вулканов Восточной Камчатки. 10—13. Средние составы современных лав Срединного Камчатского хребта.

личаются по наклону от семейства прямых для внутриокеанических островов, которые, в свою очередь, почти параллельны друг другу. И в этом случае по наклону линий выделяются те же два класса — океанический и континентальный. При этом лавы о-ва Пасхи по наклону линии также относятся к континентальному типу. Кроме того, как и на рис. 95, линии океанического и континентального классов частью перекрывают одна другую.

Таблица 44

Содержание кремнекислоты и щелочей в лавах некоторых континентальных вулканов в процентах (%) и молекулярных количествах (м. к.)

Компо- ненты	1		2		3		4		5		6		7	
	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.
SiO ₂	46,6	776	49,4	823	54,6	909	62,6	1042	70,2	1169	44,5	741	51,8	863
Na ₂ O	3,4	55	3,7	60	3,8	61	4,8	77	4,0	65	2,5	40	3,5	56
K ₂ O	1,8	19	2,5	27	4,2	45	4,6	49	5,4	57	3,8	40	5,1	54

1—5. Средние составы кайнозойских щелочных лав Восточной Азии. 6—7. Лавы Уюн-Холдонш (Северо-Восточный Китай).

Таблица 45

Содержание кремнекислоты и щелочей в лавах некоторых океанических островов в процентах (%) и молекулярных количествах (м. к.)

Компоненты	1		2		3		4		5		6		7	
	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.
SiO ₂	46,5	774	48,6	809	51,9	864	61,7	1028	47,5	791	57,7	961	62,7	1044
Na ₂ O	2,9	47	4,4	72	5,2	84	7,4	119	3,0	48	5,8	94	6,2	100
K ₂ O	0,8	9	1,6	17	2,0	21	4,2	45	2,0	21	4,0	42	5,6	59

Компоненты	8		9		10		11		12		13		14	
	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.	%	м. к.
SiO ₂	47,3	788	50,2	836	55,2	919	48,4	806	54,0	899	61,4	1022	72,8	1212
Na ₂ O	6,5	105	8,6	139	9,4	152	3,5	56	3,8	61	4,8	77	5,3	85
K ₂ O	3,7	39	4,1	44	5,7	61	1,0	11	1,4	15	1,8	19	3,6	38

Данные рис. 96 можно представить и в аналитической форме. Прямой линейный отрезок любой линии может быть выражен формулой

$$y = a + Bx,$$

где y — общая щелочность (в молекулярных количествах), x — молекулярное количество кремнекислоты, a — величина, характеризующая начальную щелочность, b — коэффициент, характеризующий темп увеличения щелочности (равный тангенсу угла наклона).

Континентальный и океанический классы будут различаться коэффициентом β : у континентального класса пород он будет колебаться в пределах 0,06—0,20, у океанического — в пределах 0,30—0,40. Коэффициент a показывает щелочность пород.

Для удобства графического изображения и расчетов начало координат по оси абсцисс перенесено в точку с молекулярным количеством $\text{SiO}_2 = 700$, что соответствует примерно 42% SiO_2 . При этом условии извеществощелочные породы имеют коэффициент a в пределах 10—60; при $a > 60$ континентальные породы будут относиться к щелочным.

Из рис. 95 и 96 видно, что поля пород континентального и океанического классов частью перекрывают друг друга. Отсюда следует весьма существенный для петрографии вывод: сходные по химическому составу начальные магмы континентального и океанического классов дают совер-

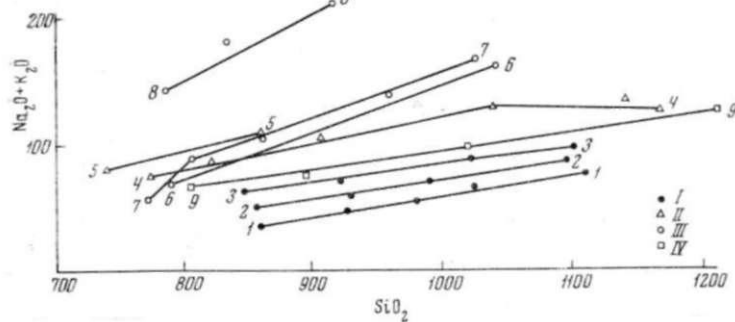


Рис. 96.
отношения щелочей к
в некоторых лавах

I — островные дуги; II — континентальные вулканы; III — океанические вулканы; IV — Восточно-Тихоокеанский хребет
1 — зона Насу (Япония); 2 — Восточная Камчатка; 3 — Срединный Камчатский хребет; 4 — щелочные лавы Восточной Азии; 5 — вулканы Уюн-Холдонги; 6 — Маркизские острова; 7 — Гавайские острова; 8 — острова Кука; 9 — о-в Пасхи

шенно различные ряды дифференциации. Таким образом, щелочные породы внутриокеанических и внутриконтинентальных вулканов, часто имеющие близкий минералогический и химический состав, являются продуктами различных рядов дифференциации и не должны рассматриваться как идентичные породы. В общих пособиях по петрографии эти породы не разделяются, но в генетической петрографии континентальные и океанические породы должны различаться.

Нет сомнений, что при специальном изучении могут быть найдены петрографические критерии для разделения близких пород, принадлежащих к разным генетическим классам.

ВУЛКАНИЗМ И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ЗЕМЛИ

Ныне хорошо известно коренное различие в строении и мощности земной коры на континентах и под океаном. Океаническая консолидированная кора имеет мощность 5—8 км и состоит из одного слоя; у континентальной коры мощность составляет, в среднем, 35 км, а сама кора — двухслойная. В том и в другом случае на границе коры и мантии сейсмические скорости, резко, «скачком» изменяются от значений 6,7—7,0 до 8,0—8,2 км/сек. Далее скорости монотонно возрастают, но на некоторой глубине в верхах мантии находится довольно мощный слой, в котором сейсмические скорости вновь уменьшаются до 7,3—7,5 км/сек (Gutenberg, 1954). Этот слой пониженных скоростей, который часто называют «слоем Гутенберга», начинается под океанами на глубине 60 км, а под континентами в два раза глубже — на 120 км. Нижняя граница в обоих случаях расположена на глубине около 200 км.

Существование слоя Гутенберга скорее всего объясняется тем, что на соответствующих глубинах температура плавления вещества и реально существующие температуры почти совпадают, т. е. вещество находится в состоянии, близком к расплавлению («астеносферный слой»).

Разница в мощности и положении астеносферного слоя на континентах и океанах свидетельствует о том, что эти две структуры различаются не только строением земной коры, но и строением верхней мантии. Различие в строении простирается на глубину не менее 400 км (Dorgmandal, 1960). Это различие в глубинном строении континентов и океанов подтверждено и наблюдениями за движением искусственных спутников Земли.

Под островными и вулканическими дугами, как уже говорилось, строение верхней мантии существенно иное. Во всех дугах, где проводились детальные исследования, было установлено, что сразу же ниже границы Мохоровичича вещество мантии характеризуется скоростью 7,5—7,8 км/сек, а плотность его несколько понижена. Это состояние мантии простирается вглубь на расстояние по меньшей мере 100 км, причем волновод, или зона Гутенберга, в верхах мантии отсутствует. Здесь астеносферный слой как бы всплывает из глубины к границе земной коры.

Зона пониженных скоростей в подкорковых частях мантии совершенно четко совпадает с зоной современного вулканизма и не зависит от строения земной коры. В некоторых островных дугах строение земной коры по простиранию меняется от континентального до океанического или субокеанического, но специфичность строения подкорковых частей мантии сохраняется на всем протяжении.

До некоторой степени сходная картина наблюдается в области срединно-океанических хребтов, где было установлено, что ниже границы Мохо-ровичича расположен слой с относительно низкими сейсмическими скоростями. Этот факт был впервые обнаружен в Северной Атлантике около десяти лет назад, а затем был подтвержден в других частях Срединно-Атлантического хребта, в Индийском океане и в области Восточно-Тихоокеанского хребта. Таким образом, нет сомнений в том, что строение верхней мантии специфично под всей системой срединноокеанических хребтов.

Кондуктивный тепловой поток в области островных дуг и океанических хребтов имеет повышенное значение. Особенно резко это явление выражено в области океанических хребтов. Многочисленные измерения показали, что в узкой зоне, примыкающей непосредственно к оси хребта, величина теплового потока в 6—7 раз превышает среднее (и довольно однообразное по всей поверхности планеты) значение. В области островных дуг такие измерения и оценки немногочисленны, но они также указывают на примерно удвоенное значение теплового потока.

Как видим, островные дуги и срединноокеанические хребты имеют ряд специфических черт, которые в какой-то мере сближают эти две главные вулканические структуры.

Но, конечно, эти две структуры отнюдь не однозначны. Прежде всего, близок, но не идентичен их вулканизм: в области островных дуг изливаются лавы преимущественно известково-щелочного типа, а на океанических хребтах, пожалуй, преобладают более щелочные разновидности.

Тепловой поток в области островных дуг, по-видимому, никогда не достигает тех высоких значений, которые характерны для океанических хребтов.

Скорости в подкорковой части мантии имеют пониженные значения в тех и других структурах, но, судя по гравиметрическим данным (Taiwan! и др., 1965), мощность этого слоя под океаническими хребтами гораздо меньше.

Резко различен характер сейсмичности островных дуг и океанических хребтов: в области островных дуг глубина землетрясений увеличивается по направлению от океана под континент, и именно здесь расположены и наиболее сильные, и наиболее глубокие землетрясения (до 700 км). Район океанических хребтов также сейсмичен (в отличие от асейсмичных частей ложа океана), но сейсмичность здесь слабее, чем в островных дугах, а глубина землетрясений не превышает значений в 60 км.

Существенно иное и распределение гравитационных аномалий (в редукции Буге): над срединноокеаническими хребтами наблюдается слабо выраженный симметричный минимум положительных аномалий — от +400 - +450 мгл, над открытым океаном до +150 - +200 мгл над хребтом.

В области островных дуг картина сложнее. По направлению от океана к островной дуге аномалии Буге резко и быстро убывают и над глубоководным желобом могут достигать отрицательных значений. В районе Пуэрто-Рико, например, на отрезке в 100 км наблюдается градиент аномалий более 500 мгл. Между глубоководным желобом и островной дугой отмечаются небольшие положительные и отрицательные аномалии, а над континентом — аномалии близки к нулю (+50 мел).

Из рассмотрения особенностей вулканизма, строения земной коры и верхней мантии, а также из характеристики геофизических полей видно, что между океаническими хребтами и островными дугами все же больше сходства и меньше различий, чем между этими структурами, с одной стороны, и платформами океанов и континентов — с другой.

По-видимому, в верхней мантии под островными дугами и под океаническими хребтами идут в какой-то мере сходные, но не полностью идентичные процессы.

Отмечая в некоторых районах пониженные сейсмические скорости в подкорковых частях мантии, Кук (Cook, 1962) объяснял это явление своеобразным «смешиванием» вещества земной коры и мантии. Однако выражение Кука: «смесь вещества коры и мантии» кажется нам неудачным и по форме и по существу. Нам представляется, что пониженные скорости в подкорковых частях мантии в островных и вулканических дугах, а также в океанических хребтах отображают особое, «напряженное» физико-химическое состояние вещества, отличающееся от «инертной» мантии океанических и континентальных платформ.

Обычно в вулканологии и петрографии все разнообразие типов лав объясняется преимущественно процессами контаминации и ассимиляции. В частности, возникновение серии известково-щелочных лав объясняется процессом ассимиляции кислого сиалического материала континентальной коры.

Уже при петрохимическом анализе лав вулканов Курильских островов было отмечено, что известково-щелочные лавы возникают на коре разного типа, как на континентальной, так и на субокеанической, где процессы ассимиляции не могут играть существенной роли. Этот вывод был подтвержден на обширном материале всех тихоокеанских островных и вулканических дуг. Даже в западной

части Алеутских островов и на островах Тонга и Марианских, которые расположены на океанической коре, вулканы изливают только известково-щелочные лавы.

Общим для всех островных и вулканических дуг является известково-щелочной характер вулканизма и уже отмеченные выше особенности строения верхней мантии. Таким образом, как источники питания вулканов, так и причины их разнообразия лежат за пределами земной коры, а именно — в верхней мантии.

Еще более десяти лет назад по особенностям прохождения поперечных сейсмических волн в районе Ключевской группы вулканов автор установил, что магматический очаг этой группы находится на глубине 60—80 км (Горшков, 1956). Позже сходные глубины источников питания вулканов были установлены С. А. Федотовым и А. И. Фарберовым (1966) для Ава-чинской группы вулканов на Камчатке. Очаги питания вулканов на Гавайских островах, судя по последним данным (Macdonald, 1961, Eaton, 1962), расположены на глубине 40—60 км, т. е. опять-таки в верхней мантии.

Как прямые геофизические данные, так и петрохимический анализ показывают, что всюду, за очень редкими исключениями, вулканизм выступает как «сквозькоровой» процесс. Всюду очаги питания вулканов лежат за пределами земной коры — в верхних частях мантии. Состав вулканических лав практически не зависит от состава пород земной коры; иначе говоря, роль ассимиляции и контаминации на пути магмы вверх оказывается весьма скромной. Источником разнообразия лав является сама магма и происходящие в ней процессы. Таким образом, вулканические породы могут рассматриваться как некоторая производная от вещества верхней мантии. Иначе говоря, вулканизм является своего рода индикатором состава и состояния подкоровых частей мантии.

По-видимому, существование двух подклассов континентальных пород — «азиатского» и «американского» — отображает какие-то крупные неоднородности верхней мантии планетарного порядка.

СХЕМА ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В настоящее время, быть может, еще преждевременно делать какие-либо конкретные выводы о составе и процессах в мантии, исходя из явлений вулканизма. Выявленные связи носят слишком общий характер, а дальнейшие исследования могут в значительной мере изменить некоторые довольно существенные детали.

В самом общем виде можно сказать следующее: в настоящее время первичным можно рассматривать океанический вулканизм, имеющий источник в астеносфере на глубине около 60 км. Относительно неглубокое залегание слоя астеносферы обуславливает широкое развитие подводного вулканизма на океанических платформах.

В некоторых случаях (причина возникновения которых пока неясна) начинается процесс глубинной дифференциации вещества мантии типа зонной плавки. Этот процесс имеет две ветви: в одних случаях, когда процесс захватывает самые верхи мантии, существенной перестройки земной коры не происходит и возникают образования типа океанических хребтов.

Астеносферный слой в верхах мантии, по-видимому, нарушается ж вверх, прямо к поверхности Мохоровичича, как бы «всплывает» слой вещества с пониженной плотностью и с пониженными сейсмическими скоростями. Одновременно сильно возрастает тепловой поток.

В других случаях, если процесс дифференциации захватывает большие глубины, возникают образования типа островных дуг с последующей перестройкой строения земной коры от океанического к континентальному типу. Внутренний астеносферный слой, или слой Гутенберга, разрушается и вверх — к поверхности Мохоровичича — также «всплывает» слой вещества с пониженными сейсмическими скоростями. Однако в этом случае вещество «всплывает» с больших глубин.

Происходит резкая смена характера вулканизма от океанического к континентальному известково-щелочному. Это изменение значительно опережает во времени процесс перестройки коры, и новая островная дуга может закладываться прямо на океанической коре. Известково-щелочные лавы продолжают генерироваться в течение всего времени глубинной дифференциации. Как правило, в это же время происходит полная перестройка типа земной коры. Процесс дифференциации, постепенно затухая, по-видимому, может продолжаться и после окончания перестройки коры; во всяком случае, известково-щелочной характер лав нередко сохраняется и в сформированных молодых горных системах. С окончанием фазы из-вестково-щелочного вулканизма слой «активизированной» подкоровой мантии исчезает, а верхняя граница астеносферы «опускается» в платформенных континентальных условиях на глубину около 120 км. Источник континентального вулканизма лежит гораздо глубже, чем в океане, и поэтому проявления континентального вулканизма, в общем, слабее.

По постепенной смене в пространстве известково-щелочных лав щелочными континентальными можно судить, что подкоровый астеносфер-

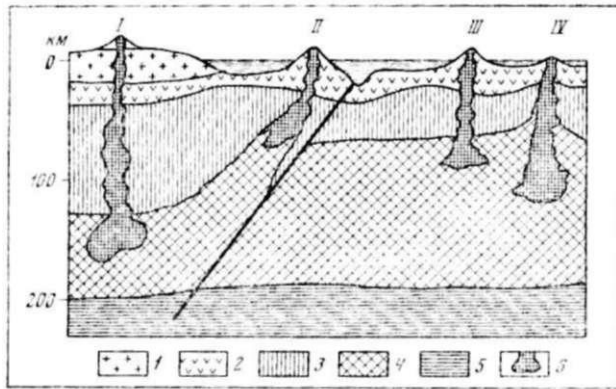


Рис. 97. Гипотетический разрез через различные типы первичных магматических областей

I — внутриконтинентальные вулканы; II — вулканы островных дуг; III — внутриокеанические вулканы; IV — вулканы срединно-океанических хребтов; 1 — «гранитный» слой; 2 — «базальтовый слой»; 3 — подкорковые части мантии; 4 — астеносферный слой (слой Гутенберга); 5 — подастеносферный слой верхней мантии; 6 — области генерации магмы и каналы питания вулканов

ный слой островных дуг может постепенно переходить во внутримантийную континентальную астеносферу. Со стороны океана граница различного типа астеносферы идет по резкой границе вдоль фокальной поверхности (рис. 97).

В научной литературе нередко обсуждается вопрос, что является первичным — вулканизм или тектоника. В свете изложенных представлений можно считать, что вулканизм, тектоника и тип строения земной коры являются парагенетически связанными и обусловлены одной общей причиной дифференциацией вещества верхней мантии. В этом отношении, например, широкое проявление кислого вулканизма и, в частности, широкое развитие игнимбритов обусловлены не расплавлением или ассимиляцией мощного гранитного слоя, поскольку само возникновение гранитного слоя и кислых вулканических пород парагенетически обусловлены специфической стадией развития верхней мантии.

Вряд ли можно сомневаться, что состав подкорковых частей мантии в области океанов, континентов, островных дуг и океанических хребтов будет различным.

Тезис о связи вулканизма непосредственно с верхней мантией и о его «сквозькоровом» характере представляется нам весьма перспективным.

Действительно, сейчас разрабатывается проект сверхглубокого бурения — «проект Мохо». Осуществление этого проекта, несомненно, явится крупнейшим вкладом в геологию и геофизику. Но мы имеем сотни вулканов — этих природных буровых, уходящих на глубины в десятки километров. Мы еще не умеем использовать тот вещественный материал, который поставляют нам вулканы. А ведь каждый образец лавы несет в себе информацию о составе и состоянии вещества на тех глубинах, которые вряд ли будут достигнуты буровыми скважинами, по крайней мере при жизни нашего научного поколения.

Нужно научиться извлекать эту богатую информацию, но для этого необходимо ставить специальные геологические, геофизические и геохимические исследования, имея в виду определенную научную концепцию. По образному выражению бывшего директора Гавайской вулканологической обсерватории Г. А. Макдональда, вулканы являются теми окнами, через которые мы можем заглянуть в недосыгаемые глубины Земли.

Действительно, изучение вулканизма может послужить одним из самых мощных средств для познания глубин нашей планеты. Для реализации этого положения нужны целеустремленные геологические, геохимические, геофизические исследования и широкая научная кооперация.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Зайончковский М. А., Косминская И. П., Кракшина Р. М., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 2.
- Аверьянов А. Г., Вейцман Л. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Косминская И. П., Кракшина Р. М., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Глубинное строение земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану (по сейсмическим данным).— В сб. «Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Аверьянова В. Н. Об общих закономерностях в направлениях напряжений, действующих в очагах землетрясений Курило-Камчатского сейсмоактивного региона.— Геотектоника, 1965, № 3.
- Антипин. Сообщение об академической экспедиции дворянина Антипина на Курильские острова. Собр. новостей. СПб., 1775, сентябрь, стр. 49—50.
- Атлас географических открытий в Сибири и в Северо-Западной Америке XVII—XVIII вв. М., «Наука», 1964.
- Афанасьев Г. Д. К проблеме гранита. Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.

- Афанасьев Г. Д. О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.
- Афанасьев Г. Д. Состав и строение земной коры и геолого-петрографические направления исследований в этой области. Геохимия, минералогия и петрография. М., «Наука», 1964.
- Валакина Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений тихоокеанского сейсмического пояса.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 11.
- Васкин С. И. Путешествие Евреинова и Лужина в Курильский архипелаг.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1952, т. 84, вып. 4.
- Безруков П. Л., Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей.— Докл. АН СССР, 1953, т. 91, № 2'.
- Безруков П. Л., Удинцев Г. В., Канаев В. Ф., Зенкевич Н. Л. Подводные вулканы и горы района Курильских островов.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
- Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Беммелен ван Р. В. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Беммелен ван Р. В. Горообразование. М., ИЛ, 1956.
- Вент О. П. Новые данные о вещественном и химическом составех пемзовых пород островов Итуруп и Кунашир (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 6.
- Богоявленская Г. Е., Горшков Г. С. Действующие вулканы центральных Курильских островов.— В кн.: «Современный вулканизм». Труды Всес. вул-канол. совещания, т. 1. М., «Наука», 1966.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М., ОНТИ, 1934.
- Васильев В. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Гладун В. А., Горячев А. В., Зверев С. М., Косминская И. П., Кракшина Р. М., Пантелеев В. А., Соловьев О. Н., Старшинова Е. А., Федотов С. А. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану в 1958 г. — В сб.: «Результаты МГГ». Сейсмология, № 4. Изд-во АН СССР, 1960.
- Вебман Н. А. Пути дифференциации в траппах Декана.— В сб.: «Геология и петрография трапповых формаций». М., ИЛ, 1950.
- Вейцман П. С. Северо-восточная часть Курило-Камчатской зоны Тихого океана.— В кн.: «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану». М., 1964.
- Вейцман П. С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны. Физика Земли, 1965, № 9.
- Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Косминская И. П., Кракшина Р. М., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги и прилегающих участков Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Венинг-Мейнес Ф. А. Гравиметрические наблюдения на море. Пер. с англ. М., Изд-во ГУГК, 1940.
- Вергунов Г. П. Очерк геологии и металлогении южной части Курильского архипелага. — Труды СахКНИИ, вып. 10. Южно-Сахалинск, 1961.
- Вергунов Г. П., Власов Г. М. Курильские острова; магматизм и явления метаморфизма. Геология СССР, т. 31, ч. 1, 1964.
- Вергунов Г. П., Прялухина А. Ф. Плиоценовые отложения Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6.
- Веселов К. Е., Евдокимов Ю. С., Жилин А. В., Теленин М. А. О гравиметрической съемке с морскими статическими гравиметрами на Охотском море и Тихом океане.— Прикладная геофизика, вып. 29. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Виноградов А. П. Зонная плавка как-метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле.— Геохимия, 1962, № 3.
- Власов Г. М. Вулканические серные месторождения Камчатки и Курильских островов.— Материалы по исслед. хим. сырья Дальнего Востока. Владивосток, 1958.
- Власов Г. М. Четвертичные оледенения Северных Курильских островов.— Геогр. сборник, X, 1958.
- Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки Курильских островов.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 2. Л., 1959а.
- Власов Г. М. Обзор стратиграфии третичных образований Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки и Курильских островов. — Труды Межведомств. совещания по разработке унифици. стратигр. схем Северо-Востока СССР, 1957 г. Магадан, 1959б.
- Власов Г. М. Вулканические серные месторождения и некоторые вопросы приповерхностного р5гдообразования (на примерах Камчатки и Курильских островов).— В сб.: «Материалы по природным ресурсам Камчатки и Курильских островов». Магадан, 1960.

- Гайнанов А. Г. Маятниковые определения силы тяжести в Охотском море и в северо-западной части Тихого океана.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 12. 1955, т.
- Гайнанов А. Г. О некоторых результатах гравиметрических исследований в Охотском море, Курило-Камчатской впадине и прилегающих частях Тихого океана.— В сб.: «Морские гравиметрические исследования», вып. 2, 1963.
- Гайнанов А. Г. О некоторых особенностях строения земной коры переходных зон Тихого океана по геофизическим данным. — В сб.: «Геофизические исследования», вып. 1. Изд-во МГУ, 1964а.
- Гайнанов А. Г. О природе магнитных аномалий переходных зон Тихого океана.— Сов. геология, 1964б, № 10.
- Гайнанов А. Г., Смирнов Л. П. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Сов. геология, 1962, № 3.
- Гайнанов А. Г., Соловьев О. Н. О природе магнитных аномалий в области перехода от Азиатского материка к Тихому океану, — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 6.
- Гайнанов А. Г., Тулина Ю. В., Косминская И. П., Зверев С. М., Вейц-ман П. С., Соловьев О. Н. Комплексная интерпретация материалов геофизических наблюдений в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана.— В сб.: «Результаты исследований по международным геофизическим проектам». Сейсмические исследования, № 6. М., «Наука», 1965.
- Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской впадины.— Докл. АН СССР, 1966, т. 158, № 3.
- Гальперин Е. И. Изучение строения земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Информ. бюлл. МГГ, 1958, № 5.
- Гальперин Е. И., Горячев А. В., Зверев С. М. Исследования земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— XII раздел МГГ. Сейсмология, № 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблема происхождения магм различного химического состава. — В сб.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород», 1963.
- Головнин В. М. Сокращенные записки флота капитан-лейтенанта (ныне капитана первого ранга) Головкина, о плавании его на шлюпе «Диана» для описи Курильских островов, в 1811 г. СПб., 1819.
- Горкун В. Я., Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. О распределении некоторых малых элементов в лавах северной части хребта Вернадского на острове Парамушир (Курильские острова).— В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г. С. Названия вулканов на Курильских островах.— Изв. Всес. гео-гр. об-ва, 1948а, т. 80, вып. 2.
- Горшков Г. С. Вулкан Пик Сарычева.— Бюлл. Вулканол. станций, 1948б, № 15. Горшков Г. С. Пик Креницына.— Бюлл. Вулканол. станций, 1954а, № 20.
- Горшков Г. С. Вулканы острова Парамушир и их состояние летом 1953 г.— Бюлл. вулканол. станций АН СССР, 1954б, № 22.
- Горшков Г. С. Хронология извержений вулканов Курильской гряды.— Труды Лабор. вулканологии, 1954в, вып. 8.
- Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— • Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4.
- Горшков Г. С. Каталог действующих вулканов Курильских островов.— Вюлл. вулканол. станций АН СССР, 1957, № 25.
- Горшков Г. С. Действующие вулканы Курильской островной дуги.— В сб.: «Молодой вулканизм СССР». Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1958а, вып. 13.
- Горшков Г. С. О некоторых вопросах теории вулканологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958б, № 11.
- Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов.— Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 13. Изд-во АН СССР, 1960а.
- Горшков Г. С. Кальдера Заварицкого.— Бюлл. вулканол. станций АН СССР, 1960б, № 30.
- Горшков Г. С. Спекшийся туф кальдеры Заварицкого (о. Симушир. Курильские острова).— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 20.
- Горшков Г. С. К вопросу о классификации некоторых типов взрывных извержений.— В сб.: «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. — В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма», 1963а.
- Горшков Г. С. Петрохимия вулканических пород в связи с образованием островных дуг. — В сб.: «Общие вопросы геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса». М., 1963б.
- Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия.— В сб.: «Химия земной коры», т. 2. М., 1964а.
- Горшков Г. С. Петрографический и химический состав лав курильских вулканов. Геология СССР, т. 31, ч. 1, 1964б.

- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. К петрографии современных вулканических пород Курильской островной дуги (северные Курильские острова).— В сб.: «Общие вопросы вулканизма». Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1962, вып. 21.
- Горшков Г. С., Мархинин Е. К., Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Описание вулканов Курильских островов.— Геология СССР, т. 31, ч. 1, 1964.
- Горшков Г. С., Набоко С. И. Современный вулканизм Камчатско-Курильской дуги.— В сб.: «Вопросы вулканизма», 1962.
- Горячев А. В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги.— Сов. геология, 1960, № 10.
- Горячев А. В. О связи сейсмичности и современного вулканизма Курило-Камчатской складчатой зоны.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962а, № 11.
- Горячев А. В. Основные закономерности геотектонического режима Куршто-Камчатской складчатой зоны.— Докл. АН СССР, 1962б, т. 142, № 1.
- Горячев А. В. Структурно-тектонические районы Камчатки и Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4.
- Гуменный Ю. К. К изучению рудопро-явлений о-ва Кунашир.— Труды Сах-КНИИ, 1962, вып. 12.
- Гуменный Ю. К., Неверов Ю. Л. Новые данные о проявлении активного вулканизма на о-ве Кунашир.— Труды СахКНИИ, вып. 10. Южно-Сахалинск, 1961.
- Гутенберг Г., Рихтер К. Сейсмичность Земли. М., ИЛ, 1948.
- Дитмар К. Поездки и пребывание в Камчатке в 1851—1855 гг., ч. I. СПб., 1901.
- Дорошин П. О некоторых вулканах, их извержениях и землетрясениях в бывших американских владениях России.— Зап. Ими. СПб. минерал, об-ва, II серия, ч. 5. СПб., 1870.
- Дали Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. М., ОНТИ, 1936.
- Евтеев О. А. Первые русские геодезисты на Тихом океане. М., 1950.
- Желубовский Ю. С. Геология СССР. Т. 31, ч. I. В разделе: «Курильские острова». Тектоника, 1964а.
- Желубовский Ю. С., Прялухина А. Ф. Геология СССР. Т. 31, ч. I. В разделе: «Курильские острова». Стратиграфия, 1964б.
- Заварицкий А. Н. О вулканах окрестностей Мергеня и их лавах.— В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной деятельности», 1939. Заварицкий А. Н. Вулканическая зона Курильских островов.— Вестник АН СССР, 1946а, № 1.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946б, № 2.
- Заварицкий А. Н. Введение в петро-хпмию изверженных горных пород. М., 1950.
- Заварицкий А. Н. Одна из важнейших задач науки о Земле.— Вестник АН СССР, 1952, № 6.
- Заварицкий А. Н., Горшков Г. С. Вулканическая дуга Курильских островов.— В кн.: «Заварицкий А. Н. Избранные труды», т. 4. М., 1963.
- Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги.— В сб.: «Океанологические исследования», № 3. М., 1961.
- Зверев С. М. Результаты изучения осадочной толщи в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана.— В сб.: «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану». М., «Наука», 1964.
- Канаев В. Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32.
- Канаев В. Ф. Новые данные по геоморфологии и вертикальным движениям Курильской островной гряды.— Материалы Всес. совещания по изуч. чет-верт. периода, т. I. М., 1961. Канаев В. Ф., Ларина Н. И. Подводный рельеф Северо-Курильского района.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1959, т. 36.
- Ковылин В. М., Непрочное Ю. П. Строение земной коры и осадочной толщи в центральной части Японского моря по сейсмическим данным.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 4. Козыревский И. П. Санктпетербургские Ведомости 1730 года. 26 марта, № 25.
- Кондорская Н. В., Постоленко Г. А. Сейсмическая активность Курило-Камчатской области за 1954—1956 гг.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 9.
- Кондорская Н. В., Тараканов Р. З. Курило-камчатские землетрясения.— В кн.: «Землетрясения СССР», Изд-во АН СССР, 1961.
- Кондорская Н. В., Тихонов В. И. К вопросу о сейсмичности и тектонике Камчатки и северной части Курильской гряды.— Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 1.
- Корсунская Г. В. Вулканы южной группы Курильских островов.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1948, т. 80, № 4.
- Корсунская Г. В. Курильская островная дуга (физико-географический очерк). М., Географии, 1958.
- Косминская И. П. Строение земной коры глубоководных впадин Черного, Каспийского, Японского, Охотского и Берингова морей.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, № 6.

- Косминская И. П. Изучение строения земной коры в СССР в период МГГ.— В сб.: «Результаты исследований по программе МГГ». Сейсмологические исследования, № 5. Изд-во АН СССР, 1963.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман Р. С., Тулина Ю. В. Общие черты строения земной коры переходной зоны.— В сб.: «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану». М., «Наука», 1964.
- Косминская И. П., Кракшина Р. М., Павлова И. Н. Северная и центральная части Охотского моря.— В кн.: «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану». М., 1964.
- Крашенинников С. П. Описание земли Камчатки. Т. I—II. СПб., 1755. Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Крузенштерн И. Ф. Путешествие вокруг света в 1803—1806гг. по повелению Его Императорского Величества Александра I на кораблях «Надежда» и «Нева». Ч. 1—3. СПб., 1809—1812.
- Крузенштерн И. Ф. Собрание карт, планов и рисунков к путешествию вокруг света Крузенштерна, ч. 1. СПб., 1809.
- Куно Х. Серии изверженных пород.— В сб.: «Химия земной коры», т. 2. М., «Наука», 1964.
- Кюенен Ф. Г. Индонезийские глубоководные депрессии. — В сб.: «Островные дуги». М., ИЛ, 1952.
- Лившиц М. Х. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в прикурильской зоне Тихоокеанского кольца. — Геология и геофизика, 1965, № 1.
- Любимова Е. А. О температурном градиенте в верхних слоях Земли и возможности объяснения слоя пониженных скоростей.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 12.
- Люспгих Е. Н. О роли вулканов и терм в энергетике земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1956, № 1.
- Люстих Е. Н. Энергия образования земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 3.
- Люстих Е. Н. Конвекция в мантии и сферические функции.— Физика Земли, 1965, № 8.
- Магницкий В. А. Оболочка и кора Земли.— Сов. геология, 1961, № 5.
- Магницкий В. А. Зонная плавка как механизм образования земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 11.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Магницкий В. А., Калашникова И. В. Об общей направленности развития земной коры.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1962, № 8.
- Мархинин Е. К. Вулканы острова Куна-шир.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 17.
- Мархинин Е. К. Вулканизм Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
- Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые новые данные о вулканах Курильских островов.— В сб.: «Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР». М., «Наука», 1965.
- Менард Х. У. Восточно-Тихоокеанское поднятие (пер. с англ.).— В сб.: «Рельеф и геология дна океанов». М., «Прогресс», 1964.
- Миллер Г. Ф. Описание морских путешествий по Ледовитому и по Восточному морю с Российской стороны учиненных. Сочинения и переводы, к пользе и увеселению служащая. 1758 год.
- Монахов Ф. И., Тараканов Р. З. Характеристика Курило-Камчатских землетрясений по наблюдениям близких станций за 1952—1954 гг.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 5.
- Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав.— В сб.: «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». Изд-во АН СССР, 1960.
- Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б. Магматические формации Большой гряды Курильских островов.— Труды СахКНИИ, 1963, вып. 15.
- Неверов Ю. Л., Хведченя О. А. Новые данные по геологии и рудной минерализации о-ва Уруп.— Труды СахКНИИ, 1962, вып. 12.
- Неверов Ю. Л., Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б. Об «экзотических» породах Большой Курильской гряды.— Геология и геофизика, 1964, № 5.
- Никольский В. М. К вопросу о поисково-съёмочных работах на Камчатке и Курильских островах.— Материалы Совещания геологов Восточной Сибири и Дальнего Востока по методике геологосъёмочных и поисковых работ. Чита, 1956.
- Оглоблин Н. Н. Две «сказки» Вл. Атда-сова об открытии Камчатки.— Чтения в Ими. об-ве истории и древностей российских при Моск. ун-те, кн. III. отд. I, 1891.
- Огрызка И. И. Открытие Курильских островов.— Уч. зап. ЛГУ (серия фак-та Народов Севера, вып. 2), 1953, № 157.

- Осборн Е. Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов.— В сб.: «Химия земной коры», 1964, т. 2.
- Павлова И. Н. Южная часть Охотского моря.— В кн.: «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану». М., 1964. Памятники Сибирской истории XVIII века. Ч. 1—2. 1882.
- Петелин В. П. Твердые породы глубоководных желобов юго-западной части Тихого океана.— В сб.: «Геология дна океанов и морей», доклады советских геологов на XXII сессии Международного геол. конгресса. М., «Наука», 1964.
- Петров О. М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной частей Чукотского полуострова.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1963, № 28.
- Петрушевский В. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964.
- Позднеев Д. Материалы по истории Северной Японии и ее отношений к материкам Азии и России. Ч. 1. Йокохама, 1909.
- Полонский А. Курилы.— Зап. Импер. Русск. геогр. об-ва по отд. этнографии, т. 4. СПб., 1871. Попкова М. И., Кайдалова Е. Ф., Петровская Н. Ф., Климовская Г. В., Саврасов Н. П. Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, 1961.
- Поспелова Г. А. Причины обратной намагниченности вулканогенных пород Армении и Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, № 1.
- Прялухина А. Ф. Материалы по стратиграфии южных Курильских островов.— Труды СахКНИИ, вып. 10. Южно-Сахалинск, 1961а.
- Прялухина А. Ф. Стратиграфия южных Курильских островов.— Материалы Совещания по разработке унифицир. стра-тигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, состоявшегося в г. Охе 25 мая — 2 июня 1959 г. М., Гостоптехиздат, 1961б.
- Рейт Р. У., Фишер Р. И., Мейсон Р. Г. Желоб Тонга.— В сб.: «Земная кора». М., ИЛ, 1957.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Петрохимические особенности лав вулкана Эбеко на острове Парамушир (Курильские острова).— В сб.: «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд-во АН СССР, 1963.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Вулканические плато хребта Вернадского (о. Парамушир, северные Курильские острова).— В сб.: «Базальты плато». Доклады советских геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1964.
- Романкевич Е. А., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст четвертичных осадков западной части Тихого океана.— В сб.: «Геология дна океанов и морей». Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1964.
- Рудич К. Н. Трахилипариты экструзивного купола «Маяк» (северо-восток Азии). В сб.: «Палеовулканические реконструкции лавы и руды древних вулканов». Алма-Ата, 1964а.
- Рудич К. Н. Позднечетвертичный вулкан Балаган-Тас (северо-восток Азии).— В сб.: «Современный вулканизм северо-восточной Сибири». М., «Наука», 1964.
- Саватеев Д. В. Вулканические серные месторождения Курильских островов.— Материалы по исслед. хим. сырья Дальнего Востока. Владивосток, 1958.
- Салтыковский А. Я. О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов.— Сов. геология, 1963, № 10.
- Сарычев Г. А. Путешествие флота капитана Сарычева по северо-восточной части Сибири, Ледовитому морю и Восточному океану в продолжение восьми лет при Географической и Астрономической морской Экспедиции, бывшей под начальством флота капитана Биллингса, с 1785 по 1793 г. СПб., 1802.
- Сарычев Г. А. Атлас северной части Восточного океана. СПб., 1826.
- Сгибнеев А. Материалы для истории Камчатки. Экспедиция Шестакова.— Морской сборник, 1869а, т. 100, № 2.
- Сгибнеев А. Исторический очерк главнейших событий в Камчатке (из дел сибирских архивов).— Морской сборник, 1869б, т. 101, № 4.
- Сергеев К. Ф. Основные черты геологического строения островов Парамушир и Шумшу.— Труды СахКНИИ, 1962, вып. 12.
- Сергеев К. Ф. К вопросу о генезисе пород спилито-кератофировой формации о-ва Парамушир (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1963а, т. 152, № 2.
- Сергеев К. Ф. Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1963б, т. 153, № 5.
- Сергеев К. Ф., Сергеева В. Б. Об интрузивных породах хребта Вернадского на о. Парамушир (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4. Сноу капитан. Курильская гряда. Зап. Об-ва изуч. Амурского края, т. 8, вып. 1. Владивосток, 1902 (пер. с англ.).
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Аркт. ин-та, т. 43. Л., 1936.
- Соколов А. Северная экспедиция 1733— 1743 годов.— Зап. Гидрограф, департамента, 1851, ч. 9.

- Соловьев О. Н. Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской дуги.— Прикладная геофизика, 1961, вып. 29.
- Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги.—Сов. геология, 1963, № 3.
- Соловьев С. Л., Шейн В. Б. Интенсивность землетрясений по данным дальневосточных и континентальных станций СССР.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 9.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.
- Тараканов Р. З. Некоторые результаты изучения землетрясений Дальнего Востока.— Труды СахКНИИ, вып. 10. Южно-Сахалинск, 1961.
- Тараканов Р. З. Годографы волн Р и S — Р и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над Курило-Японскими Землетрясениями.— Физика земли, 1965, № 7.
- Татаринов М. Описание Курильских островов. Месяцеслов исторической и географической на 1785 г. СПб. Тебеньков капитан. Гидрографические замечания к Атласу северо-западных берегов Америки, островов Алеутских и некоторых других мест Северного Тихого океана. СПб., 1852.
- Тихменев П. Историческое обозрение образования Российско-Американской компании и действий ее до настоящего времени, ч. I. СПб., 1861.
- Тихомиров В. В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранита.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 8. Токарев П. И. О глубине фокальной поверхности и связи землетрясений с рельефом Курило-Камчатской зоны.— Бюлл. вулканол. станций АН СССР, 1958, № 27.
- Токарев П. И. О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 17.
- Тулина Ю. В. Сопоставление магнитных аномалий с сейсмическими свойствами границы Мохоровичича.— Физика Земли, 1965, № 3.
- Тулина Ю. В., Миронова В. И. Южный и центральный участки Прикурильской зоны Тихого океана. — В кн.: «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану», 1964.
- Удинцев Г. Б. Новые данные о рельефе Курило-Камчатской впадины.— Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 2. Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955а, т. 12. Удинцев Г. Б. Происхождение рельефа дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955б, т. 13.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря.— Труды Ин-та океанологии АИ СССР, 1957, т. 22.
- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана.— Сб. «Морская геология». Доклады советских геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса, Изд-во АН СССР, 1960.
- Удинцев Г. В. и др. Новая батиметрическая карта Тихого океана.— В сб.: «Океанологические исследования», № 9, Изд-во АН СССР, 1963.
- Умбгров Дж. Островные дуги. Сб. «Островные дуги». М., ИЛ, 1962.
- Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза.— В сб.: «Геология и петрография траппо-вых формаций». М., ИЛ, 1950.
- Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулканизм Южно-Ануйского хребта и Восточно-Азиатская вулканическая провинция.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1958, вып. 13.
- Федорченко В. И. Основные этапы после-кальдерного периода формирования вулкана Головинна (о-в Кунашир).— Труды СахКНИИ, вып. 12. Южно-Сахалинск, 1962.
- Федотов С. А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 6.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 год.— В сб.: «Вулканизм и глубинное строение Земли». Труды Второго Всес. вулканол. совещания, т. 3. М., «Наука», 1966.
- Федотов С. А., Аверьянова В. Н., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Некоторые результаты детального изучения сейсмичности южных Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1961, № 5.
- Федотов С. А., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. О сейсмичности и глубинном строении юга Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 3.
- Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 5.
- Федотов С. А., Кузин И. П., Бобков М. Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961 — 1962 гг. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 9.
- Федотов С. А., Матвеева Н. Н., Тараканов Р. З., Яновская Т. Б. О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1964, № 8.

- Федотов С. А., Фарберов А. И. О поглощении поперечных сейсмических волн в земной коре и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В сб.: «Вулканизм и глубинное строение Земли». Труды Второго Всес. вулканол. совещания, т. 3. М., «Наука», 1966.
- Фирсов Л. В. Абсолютный возраст интрузивных пород островов Кунашир и Уруп (Курильские острова).— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4. Хаин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии.— Сов. геология, 1964, № 6.
- Хесс Г. Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана.— В сб.: «Островные дуги». М., ИЛ, 1952.
- Чемеков Ю. Ф. Четвертичная система Хабаровского края и Амурской области. — Материалы по четверт. геологии и геоморфологии СССР. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 2. Л., 1959.
- Чемеков Ю. Ф. Стратиграфия и палеогеография антропогена Дальнего Востока СССР.— Материалы Всес. совещания по изуч. четверт. периода., т. III, 1961.
- Черный И. Журнал, или записка, учиненная казацким сотником Иваном Черным, бывшему на Курильских островах, даже до 19-го острова, путеследованию и усмотренным на оных примечаниях в разстоянии тех островов и живущих на оных народах и о прочем.— В статье А. Полонского «Курилы». Зап. Имп. русск. геогр. об-ва по отд. этнографии, т. IV. СПб., 1871.
- Чернышева В. И. Оливиновый базальт в районе северного окончания подводного Гавайского хребта.— Докл. АН СССР, т. 151, № 6, 1963. Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Шебалин Н. В. Балльность, магнитуда и глубина очага землетрясений.— В кн.: «Землетрясения в СССР». Изд-во АН СССР, 1961.
- Шейнман Ю. М. О связях между типами магм и тектоникой.— Сов. геология, 1964, № 2.
- Шейнман Ю. М. Возможные связи магм со строением внешних оболочек Земли, — В сб.: «Химия земной коры», т. 2. М., «Наука», 1964.
- Шелехов Г. Путешествие Г. Шелехова с 1783 по 1790 г. СПб., 1812.
- Шилов В. Н. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1960 году.— Труды Сах-КНИИ, вып. 12, 1962. Шилов В. Н., Воронова Л. Г. Состояние действующих вулканов северной группы Курильских островов летом 1959 г. и некоторые сведения об извержении вулкана Чикурачки в мае 1958 г. — Труды СахКНИИ, 1962, вып. 12.
- Эдварде А. В. Дифференциация в доле-ритах Тасмании.— В сб.: «Геология и петрография трапповых формаций». М., ИЛ, 1950.
- Эрлих д. Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
- Яффе. Г. А. Усиление деятельности вулканов Палласа и Сноу.— Зап. Приморского филиала Геогр. об-ва СССР, т. I (24). Владивосток, 1965.
- Adams W. M., Furumoto A.S. A seismic refraction study of the Koolau volcanic plug.— Pacific Science, 1965, v. 19, No 3.
- Anderson Ch. A. Volcanoes of the Medicine Lake Highland, California.— Univ. of Calif. Publ., Bull. Dpt. Geol. Sc., 1941, v. 25, No 7.
- Bandy M. C. Geology and petrology of Easter Island.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, v. 48, No 11.
- Bemmelen R. W. van. The Muriah Volcano (Central Java) and the origin of its leucite-bearing rocks.— NederJandse Akademie van Wetenschappen, Proceedings, 1947, v. 50, No 6.
- Benson W. N. Cainozoic petrographic provinces in New Zealand and their residual magmas.— Amer. Journ. Sc., 1941, v. 239, No 8.
- Berg J. W. Jr., Cook K.L., Narans H. D. Jr., Dolan W. M. Seismic investigation of crustal structure in the eastern part of the Basin and Range province.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1960, v. 50, № 4.
- Brooks J. A. Seismic wave velocities in the New Guinea — Solomon Islands region.— «The crust of the Pacific Basin». Amer. Geoph. Un., Geoph. Monogr., 1962, No 6.
- Broughton W. R. A voyage of discovery to the North Pacific Ocean 1795—1798. London, 1804. , • |
- Burri C. R. Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des Pazifischen Ozeans, und seiner Umrandung.— Schweiz. Min. — Petr. Mitt. Bd. VI, H. 1, 1926.
- Burri C. ft., Sander R. A. Beiträge zur Geologie und Petrographie des jungtertia'ren und rezenten Vulkanismus in Nicaragua. — Zt. für Vulk., Bd. 17, H. 12, 1936.
- Byers F. M. Jr. Geology of Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Surv., (Bui). No 1028-L, 1959.
- Casertano L. Catalogue of the active volcanoes of the World.— Pt. XV Chilean Continent, Napoli, 1963. Chayes F. A petrographic distinction between Cenozoic volcanism in and around the open oceans.— Journ. Geoph. Res., 1964, v. 69, No 8.
- Chemical composition of volcanic rocks in Japan. Tokyo, 1962.

- Chubb L. J. Petrography of the Marquesas Islands.— Proc. 4th Pacific Science Congress. Java, 1929, v. II B, p. 781 — 785. Batavia — Bandoeng, 1930.
- Cisternas A. Crustal structure of the Andes from Rayleigh wave dispersion.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1961, v. 51, No 3.
- Clark R. H. Petrology of the volcanic rocks of Tongariro Subdivision.— New Zealand Geol. Surv., Bull. 1960, No 40.
- Coats R. R. Magmatic differentiation in Tertiary and Quaternary volcanic rocks from Adak and Kanage islands, Aleutian Islands, Alaska.— Bull. Geol. Soc. Am., 1952, v. 63, No 5.
- Coats R. R. Geology of Buldir Island, Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Surv., Bull. No 989-A, 1953.
- Coats R. R. Geologic reconnaissance of Semisopochnoi Island, Western Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Surv., Bull. No 1028-0, 1959.
- Coats R. R. Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. «The crust of the Pacific Basin».— Amer. Geoph. Un., Monogr., 1962, No 6.
- Coats R. R., Nelson W. N., Lewis R. Q., Powers H. A. Geologic reconnaissance of Kiska Island, Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Surv., Bull. No 1028-R, 1961.
- Cook J. A voyage to the Pacific Ocean performed under the direction of captains Cook, Clark and Gore in the years 1776—1780. Vols. 1—3. London, 1782.
- Cook K. L. The problem of the mantle crust mix; lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earth's mantle.— Advances in Geophysics, 1962, v. 9.
- Coombs H. A. Mt. Baker, a cascade volcano.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, v. 50, No 10.
- Coombs H. A., Howard A. D. Catalogue of the active volcanoes of the World. Pt. IX. United States of America. Napoli, 1960.
- Ditmar K. von. Reisen und Aufenthalt in Kamtschatka in den Jahren 1851 — 1855, Theil 1.— Beitrige zur Kenntniss des Russischen Reiches, Bd. VII, SPb, 1890.
- Dorman J., Ewing M., Oliver J. Study of shear — velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1960, v. 50, No 1.
- Drewes H., Fraser G. D., Snyder G. L., Barnett H. F. Jr. Geology of Unalaska Island and adjacent insular shelf, Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Surv., Bull. No 1028-S, 1961.
- Eaton J. P. Crustal structure and volcanism in Hawaii.—«The crust of the Pacific Basin». Amer. Geoph. Un., Geoph. Monogr., 1962, No 6.
- Eaton J. P. Crustal structure from San-Francisco, to Eureka, Nevada, from seismic — refraction measurements.— J. Geoph. Res., 1963, v. 68, No 20.
- Eaton J. P. and Mnrata K. J. How volcanoes grow.— Science, 1960, v. 132, No 3432.
- Ett^ G. A. The structure of New Zealand from seismic evidence.— Geologi-sche Rundschau, Bd. 47, H. 2, 1958.
- Emery K. O. Shallow submerged marine terraces of Southern California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, v. 69, No 1.
- Engel C. G., Engel A. E. J. Composition of basalt cored in Mohole project.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists, 1961, v. 45.
- Engel C. G., Engel A. E. J. Basalts dredged from the Northeastern Pacific Ocean.— Science, 1963, v. 140, No 3573.
- Engel A. F. J., Engel C. G. Igneous rocks of the East Pacific Rise.— Science, 1964, v. 146, № 3643.
- Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. H. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, v. 76, No 7.
- Escher O. Otto Escher's Expedition nach dem Amur.— Peterm. Mitt., 1858, H. IV.
- Fisher N. H. Catalogue of the active volcanoes of the World. Pt. V, Melanesia. Napoli, 1957.
- Fisher R. L. Middle America Trench: topography and structure.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, No 5.
- Fisher R. L. and Norris R. M. Bathymetry and geology of Sala y Gomez, Southern Pacific.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 71, No 4.
- Fraser G. D., Barnett H. F. Geology of the Delarof and westernmost Andreanov Islands, Aleutian Islands, Alaska.— U. S. Geol. Surv., Bull. No 1028-1, 1959.
- Farmoto A. S., Thompson N. J., Wo-oltard G. P. The structure of Koolau Volcano from seismic refraction studies. Pacific Science, 1965. v. 19, No 3.
- Furumoto A. S., Wocilard G. P. et all. Seismic refraction studies of the crustal structure of the Hawaiian Archipelago.— Pac. Sc., 1965, v. 19, No 3.
- Gates O., Gibson W. Interpretation of the configuration of the Aleutian Ridge.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, v. 67, No 2. Geological Map of the Kurile Islands. Scale 1 : 250. 000. Tokyo, 1959.
- Gorshkov G. S. On some theoretical problems of volcanology.— Bull. Vole., 1958a, Ser. 2, t. 19.
- Gorshkov G. S. Catalogue of the active volcanoes of the World. Pt. VII, Kurile Islands. Napoli, 1958b.
- Gorshkov G. S. On the petrochemistry of volcanic rocks in connection with the formation of island arcs.— Publ. du Bureau Central Seismol. Intern., Ser. A, f. 22, 1961a.

- Gorshkov G. S. Petrochemistry of volcanic rocks in relation to the formation of island arcs. — *Annali di Geofisica*, 1961b, v. 14, No 2.
- Gorshkov G. S. Volcanic zone of the Kurile Islands. — *Proc. 9th Pac. Sc. Congr.*, 1961b, v. 12.
- Gorshkov G. S. Petrochemical features of volcanism in relation to the types of the Earth's crust. — «The crust of the Pacific Basin». *Amer. Geoph. Un. Geoph. Monogr.*, 1962, No 6.
- Gorshkov G. S. On the relation of volcanism and the upper mantle. — *Bull. Vole.*, 1965, t. 28.
- Gubler A. Die Kurilen. — *Mitteilungen der Geographisch— Ethnographischen Gesel-Ischaft Zurich*. 1931/32. Bd. 32. Zurich, 1932. Gutenberg B. Low-velocity layers in the Earth's mantle. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1954, v. 65.
- Gutenberg B. The asthenosphere low-velocity layer. *Annali di Geofisica*. Roma, 1959.
- Hantke G., Parodi A. Catalogue of the active volcanoes of the World. Pt. XIX. Colombia, Ecuador and Peru. Roma, 1966.
- Herzen R. P. von. Maxwell A. E. Measurements of heat flow at the preliminary Mohole site off Mexico. — *Journ. Geoph. Res.*, 1964, v. 69, № 4. Herzen R. P. von. S. Uyeda. Heat flow through the Eastern Pacific Ocean floor. — *Journ. Geoph. Res.*, 1963, v. 68, No 14.
- Hess H. H., Maxwell J. C. Major structural features of the south-west Pacific: a preliminary interpretation of H. O. 5484, Bathymetric chart, New Guinea to New Zealand. — *Proc. 7th Pacific Science Congress*, v. II. Wellington, 1953.
- Hobbs W. II. Origin of the lavas of the Pacific region. — *Proc., 7th Pacific Science Congr.*, v. II, Wellington, 1953.
- Hodgson J. H. National Report for Canada; seismology and physics of the Earth's interior. 1961—1962. — *Contributions from the Dominion Observatory*. — Ottawa, 1963, v. 5, No 19.
- Hom.ann / B. Grosser Atlas iiber die ganze Welt. Nuremberg, 1725. Ishikawa T., Katsui Y. Some considerations on the relation between the chemical character and the geographical position of the volcanic zones in Japan. — *Journ. Fac. Sc., Hokkaido, Univ., Ser. IV*, 1959, v. 10, No 1.
- Jimbo K. General geological sketch of Hokkaido, with special reference to the petrography. Satporo, 1892. Katsui Y. Chemical compositions of the lavas from the Chokai volcanic zone, Japan. — *Bull. Geol. Soc. Japan*, 1954, v. 60, No 704 (in Japanese with English summary).
- Katsui Y. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido and surrounding areas. — *Journ. Fac. Sc., Hokkaido University, Ser. IV*, v. 11, No 1. Sapporo, 1961.
- Kawano Y., Yagi -K., Aokl K. Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of Northeastern Japan. — *Sc. Reports Tohoku University*, 1961, Ser. III, v. 7, No 1.
- Keller F. Jr., Meuschke J. L., Alldredge L. R. Aero magnetic Surveys in the Aleutian, Marshall and Bermuda Islands. — *Trans. Geoph. Lin.*, 1954, v. 35, No 4.
- Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic magmas. — *Amer. Journ. Sc.*, 5 series, 1933, v. 25, No 147.
- Kennedy W. Q., Anderson E. M. Crustal Layers and the origin of magmas. — *Bull. Vole.*, 1938, II Ser., t. 3.
- Kuno H. Petrology of Alaid Volcano, North Kurile. — *Japanese Journal of Geology and Geography*, v. 12, No 3—4. Tokyo, 1935.
- Knno H. On the crystallization of pyroxenes from rock magmas, with special reference to the formation of pigeonite. — *Japanese Journ. Geol. Geogr.*, 1936, v. 13, No 1—2.
- Kuno H. Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas, Japan. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1950, v. 61, No 9.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — *Bull. Vole.*, 1959, II ser., t. 20.
- Kuno H. High-alumina basalt. — *Journ. of Petrology*, 1960, v. 1, pt. 2.
- Kuno H., Yamasaki K., Iida C., Nagashima K. Differentiation of Hawaiian magmas. — *Japanese Journal of Geology and Geography*, 1957, v. 28, No 4. Kurze geographische Beschreibung d., Kurilischen und Aleutischen Inseln. U Im, 1792.
- Lacroix A. La constitution lithologique des iles volcaniques de la Polynesie Australe. — *Ac. Sc. Paris, Mem.*, 1927, ser. 2, t. 59.
- Lacroix A. Nouvelles observations sur les laves des iles Marquises et de l'ile Tubuai. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1928, t. 187, No 7.
- La Perouse. Voyage de la Perouse autour du monde. Paris, 1797.
- Larsen E. S. Igneous rocks of the High-wood Mountains, Montana. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1941, v. 52, No 11.
- Lee W. H. K., Macdonald G. J. F. The global variation of terrestrial heat flow. — *Journ. Geoph. Res.*, 1963, v. 68, No 24.
- Lewis R. Q., Nelson W.H., Powers H. A. Geology of Rat Island, Aleutian Islands, Alaska. — *U. S. Geol. Surv., Bull.* No 1028-Q, 1960.
- Macdonald G. A. The 1840 eruption and crystal differentiation in the Kilauean magma column. — *Amer. Journ. Sc.*, 1944a, v. 242, No 4. Macdonald G. A. Petrography of the Samoan Islands. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1944b, v. 55, No 11.

- Macdonald G. A. Dissimilarity of continental and oceanic rock types.— *Journ. of Petrol.*, 1960, v. I. pt. 2.
Macdonald G.A. Volcano logy.— *Science*, 1961, v. 133, № 3454.
- Macdonald G. A., Katsura T. Relationship of petrographic suites in Hawaii.— «The crust of the Pacific Basin».
Amer. Geoph. Un., Geoph. Monogr. N06, 1962.
- Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— *Tourn. Petrology*, 1964, v. 5.
- Malahoff A., Woollard G. P. Magnetic surveys over the Hawaiian ridge. Hawaii institute of geophysics, University of Hawaii. June, 1964.
- Marshall P. Oceania.— *Handbuch der regionalen Geologie*, Bd. VII, 2. Abt. H. 9. Heidelberg, 1911. Matuzawa T., Matumoto T., Asano Sh. The crustal structure as derived from observations of the second Hokoda explosion.— *Journ. Seism. Soc. Japan.*, 1960, v. 13, No 2.
- Mikumo T., Otsuka M., Utsu T., Tera-shima T., Okada A. Crustal structure in central Japan as derived from Moboro explosion-seismic observations.— *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 1961, v.39, pt. 2.
- Milne J. A cruise among the volcanoes of the Kurile Islands.— *Geol. Magazine*, new series, decade II, 1879, v. VI, No 8.
- Milne J. The Kurile Islands.— *Geol. Mag. N. S.*, Dec. II, 1880, v. VII, No 4.
- Milne J. The volcanoes of Japan.— *Transactions of the Seismological Society of Japan*, 1886, v. 9, pt. 2. Yokohama.
- Miyake Y., Sngiura Y. On the chemical compositions of the volcanic eruptives in New Britain Islands, Pacific Ocean.— *Proc. 7th Pacific Sc. Congress*, v. 2, Wellington, 1953.
- Mooser P., Meyer, Abich H., McBirney A. R. Catalogue or the active volcanoes of the World. Pt. VI. Central America. Napoli, 1958.
- Muller. Geographie und Verfassung von Kamtschatka aus verschiedenen schrift-lichen und rmindlichen Nachrichten, ge-sammelt zu Jakuzk, 1737. in Steller: Beschreibung von dem Lande Kamtschatka. Frankfurt und Leipzig, 1774.
- Nelson W. N. Geology of Segula, Davi-dof and Khvostof Islands, Alaska.— *U. S. Geol. Surv., Bull.* N 1028-K, 1959.
- Neumann van Padang M. Catalogue of the active volcanoes of the World. Pt. I. Indonesia. Napoli, 1951. Officer Ch.B. South-West Pacific crustal structure.— *Trans. Amer. Geoph. Union*, 1955, v. 36, No 3.
- Pakiser L. C. Structure of the crust and upper mantle in the Western United States.— *Journ. Geoph. Res.*, 1963, v. 68, No 20.
- Pallas P. S. Kurze Nachrichten und Auszuge aus Briefen. Neue Nordische Beitrriige. Bd. 1 I-es Stiick, SPb. 1781.
- Perrey A. Documents sur les tremble-ments de terre et lesphenomenes volcani-qucs dans l'archipel des Kouriles et an Kamtschatka.— *Ann. Sci. phys. et nat. d'agric. et d'industrie de Lyon*, 1864, 3 ser, t. 8.
- Perrey A. Note sur les tremblements de terre en 1863, avec suppléments pour les années antérieures, de 1843 a 1862.— *Memoires de l'Academie de Belgique*, t. 17. Bruxelles, 1865.
- Le Pichon X., Houtz R. E., Drake L. Charles, Naje E. John. Crustal structure of the Mid-Ocean ridges, 1, Seismic refraction measurements *J. Geoph. Res.*, 1965, v. 70, No 2.
- Powers H. A. Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands.— *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1955, v. 7.
- Powers H. A., Coats R. R., Nelson W. N. Geology and submarin physiography of Amchitka Island, Alaska.— *U. S. Geol. Surv., Bull.* № 1028-P, 1959.
- Raitt R. W. Seismic-refraction studies of rhe Pacific ocean basin.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1956, v. 67, pt. 12.
- Richard J. J. Catalogue of the active volcanoes of the World. Pt. XIII, Ker-madec, Tonga and Samoa. Napoli, 1962. Richards A. F. Catalogue of the active volcanoes of the World. Pt. XIV, Archipelago de Colon. Isla San Felix and Islas Juan Fernandez. Roma, 1962.
- Richardson C. Petrology of the Galapagos Islands.— *Bernice P. Bishop Museum, Bull.* 110. Honolulu, 1933.
- Rittmann A. Magmatic character and tectonic position of the Indonesian Volcanoes.— *Bull. Vole.*, ser. 2, t. 14, Na-poli, 1953.
- Santo T. Division of the Pacific Area into seven regions in each of which Rayleigh waves have the same group velocities.— *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 1963, v. 41, pt. 4.
- Sasa Y. Geological reconnaissance in the Northern Tisima Islands (North Kurile Islands).— *Proc. 5th Pac. Sc. Congr.*, v. 3. Toronto, 1933.
- Shor G. G. Jr. Crustal structure of the Hawaiian Ridge near Gardner Pinnacles.— *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1960, v. 50, No 4.
- Shor G. G. Jr. Seismic refraction studies off the coast of Alaska: 1956—1957.— *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1962, v. 52, No 1.
- Shor G. G. Jr. and Fisher R. L. Middle America Trench seismic-refraction studies.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, v. 72, No 5.
- Simons F. S., Mathewson D. E. Geology of Great Sitkin Island, Alaska.— *U. S. Geol. Surv., Bull.* No 1028-B, 1955. Smit Sibinga G. L. On the petrological and structural character of the Pacific. *Verhandelingen van*

- het Geologisch-Mijn-bouwkuridig Genootschap voor Neder-land en Kolonien.— • Geol. ser., Deel XIII, 1943.
- Smith W. C., Chubb L. J. The petrography of the Austral of Tubuai Islands (Southern Pacific).— Quarterly Journ. Geol. Soc., v. 83. London, 1927. Snow H. J. Notes on the Kurile Islands. London, 1897.
- Snyder G. L. Geology of Little Sitkin Island, Alaska. II. S.— Geol. Surv., Bull. № 1028-H, 1959. Steller G. W. Beschreibung von dem Lande Kamtschatka. Frankfurt und Leipzig, 1774.
- Strahlenberg Ph. J. von. Das nord -und ostliche Teil von Europa und Asia. Stockholm, 1730.
- Suglmura A. Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs.— • Journ. Fac. Sc., University of Tokyo, Sec. II, 1960, v. 12, pt. 2.
- Suzuki J. and Nemoto T. The chemical composition of the granitic rocks of Japan.— Journal of the Faculty of Science Hokkaido Imperial University, ser. IV, v. 3, No 1. Sapporo, 1935.
- Suzuki /., Sasa Y. Volcanic rocks of the Northern Tisima Islands (North Kurile Islands).— Proc. 5th. Pac. Sc. Congr., v. 3. Toronto, 1933. Sykes-L. R. Seismicity of the South Pacific Ocean.— Journ. Geoph. Res., 1963, v. 68, No 21.
- Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Grustal structure of the Mid-Ocean Ridges. 2. Computed model for gravity and seismic refraction data.— J. Geoph. Res., 1965, v. 70, No 2.
- Tanakadate H. The volcanic activity in Japan during 1914—1924.— Bull. vole.. No 3 et 4. Napoli, 1925.
- Tanakadate H. Volcanic activity in Japan and vicinity during the period between 1924 and 1931.— Japanese Journal of Astronomy and Geophysics, v. 9, No 1. Tokyo, 1931.
- Tanakadate H. Morphological development of the volcanic islet Taketomi in the Kuriles.— Proc. of the Imperial Academy, Tokyo, v. 10, No 8. Tokyo, 1934a.
- Tanakadate H. Volcanic activity in Japan during the period between June 1931 and June 1934.— Japanese Journal of Astronomy and Geophysics, 1934b, v. 12, No 1.
- Tanakadate H. Volcanic activity in Japan during the period between July 1934 and October 1935.— Japanese Journal of Astronomy and Geophysics, 1936, v. 13, No 2.
- Tanakadate H. Volcanic activity in Japan during the period between November 1935 and December 1938.— Japanese Journal of Astronomy and Geophysics, 1939, v. 16, No 3.
- Tanakadate P. I. Volcanoes in the Mariana Islands in the Japanese Mandated South Seas.— Bull. Vole., 1940, ser. 2, t. 6.
- Tanakadate H. and Kuno H. The volcano-logical and petrographical note of the Taketomi islet in the Kuriles — Proc. Imp. Acad. v. 11, No 4, Tokyo, 1935.
- Taneda S. Frequency distribution and average chemical composition of the volcanic rocks in Japan.— Memoirs Fac. Sc. Kyushu University, Ser. I, 1962, v. 12, No 3.
- Tatarinov M. Neue Beschreibung der Ku-rilischen Inseln.— Neue Nordische Bei-trage. Bd. IV, SPb, 1783.
- Taylor G. A. The 1951 eruption of Mount Lamington, Papua. Bur. Miner. Rei-sour., Australia, Bull., 1958, No 38.
- Tazieff H., Marinelli G., Gorshkov G. S. Indonesia, volcanological mission (November 1964 to January 1965). UNESCO, Paris, 1966.
- Teleki P. G. Atlas zur Geschichte der Kartographie der Japanischen Inseln. Budapest, 1909.
- Thayer T. P. Petrology of Later Tertiary and Quaternary rocks of the North-Central Cascade Mountains in Oregon, with notes on similar rocks in Western Nevada.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, v. 48, No 11.
- Thompson B. N., Kermod L. O., Ewart A. New Zealand volcano logy. Central Volcanic Region, 1965. Tokuda S. On the echelon structure of the Japanese Archipelago.— Proc. 3d. Pacific Science Congress, y. 1. Tokyo, 1928.
- Tomita T. On chemical composition of the Cenozoic alkaline suite of the Circum — Japan Sea region.— Journ. Shanghai Sci. Inst. Sect. 2, v. 1, 1935.
- Tsuboi K. Petrographical investigations of some volcanic rocks from the South Sea Islands, Palau, Yap and Saipan. Japan.— Journ. Geol. Geogr., 1932, v. 9, No 3/4.
- Tsuboi Ch. Gravity survey along the lines of precise levels throughout Japan, pt. IV. Map of Bougner anomaly.— Bull. Earthq. Res. Inst., Suppl., 1954, vol. 4.
- Udias A., Stauder W. Application of numerical method for S-wave focal mechanism determination to earthquakes of Kamtschatka-Kurile Islands region.— Bull. Seism. Soc. Amer., 1964, v. 54, N06.
- Ueda S., Horai K. Terrestrial heat flow in Japan.— Journ. Geoph. Res., 1964, v. 69, No 10.
- Ueda S. An interpretation of the transient geomagnetic variations accompanying the volcanic activities at Volcano. Mihara, Oshima Island, Japan. Bull. Earthquake Res. Inst., 1961, v. 39, pt. 4.
- Usami T., Mikumo T., Shima E., Ta-maki /., Asano Sh., Asada T., Matu,-zav.'a T. Crustal structure in Northern district by explosion — seismic observation.— Bull. Earthquake Res. Inst., 1958, v. 36.
- Verhoogen J. Mount St. Helens, a recent cascade volcano.— Univ. Calif. Publ., Bull. Dpt. Geol. Sc., 1937, v. 24, No 9.
- Wadati K. On the activity of deep— • focus earthquakes in the Japan Islands and neighbourhoods, — Geoph. Mag., 1935. Westerveld J. Quaternary volcanism on Sumatra. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, v. 63, No 6.

- Washington Henry S. The Rock suites of the Pacific and the Atlantic basins.— Proceedings of the Nat. Acad. of Sciences, v. 15, No 7. Washington, 1929.
- Weyl R. Beitrage zur Geologie El Salva-dors. VI — Die Laven der jungen Vulkane.— Neues Jahrbuch Geol. Pal., Abh. Bd. 101, H. I, 1955.
- Willis B., Washington H. S. San Felix and San Ambrosio: their geology and petrology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1924, v. 35, No 3.
- Witsen N. Koorte beschrijving van bet Eylandt by de Japanders Eso genaent nevens de manieren, zeden, ommegangh, ende gestalte des selfs Inwoonderen; soo als hat eerst in den jare 1643 van't schip Castricom bezeylt ende ondervon-den is. Amsterdam, 1646.
- Woollard G. P., Strange W. E. Gravity anomalies and the crust of the Earth in the Pacific Basin — The crust of the Pacific Basin. Amer. Geoph. Un., Geoph. Monogr., No 6, 1962.
- Wyllie P.J. The nature of the Mohorovicic discontinuity, a compromise.— Journ. Geoph. Reis., 1963, v. 68, No 15.
- Yagi K. Petrochemistry of the alkalic rocks of the Ponape Island, Western Pacific Ocean.— International Geological Congress, XXI Session, Norden, 1960. Part XIII. Copenhagen, 1960.

Литература на японском языке.

- Камио Х. Землетрясение в заливе Моро-тон на о-ве Сумусир в июне 1920 г. и извержение на о-ве Матуа в январе 1923 г.— Геол. ж., 1931, т. 38, № 458.
- Камио Х. Вулканическая деятельность на Средних Курильских островах за последнее время.— Бюлл. Вулканол. об-ва Японии, 1932, т. 1, № 1.
- Миятаке К. Об извержении вулкана на острове Харумукотан (Центральные Курильские острова) 8 января 1933 г.— Бюлл. Вулканол. об-ва Японии, 1934, т. 2, № 1.
- Немота Т. О продуктах извержения вулкана Харумукотан (Средние Курильские острова).— Бюлл. Вулканол. об-ва Японии, 1934, т. 2, № 1.
- Немота Т. Об изверженных породах острова Уруп (Средние Курильские острова).— Геол. ж., 1935, т. 42.
- Немота Т. Об интрузивных породах Курильских островов, в частности о гра-нодиоритах острова Уруп.— Геол. ж., 1936, т. 43, № 508.
- Немота Т. Геологическое и петрологическое изучение Средних Курильских островов, VI — вулкан Дзигоку, о-в Уруп.— Бюлл. Вулканол. об-ва Японии, 1937а, т. 3, № 2.
- Немота Т. О геологии острова Симу-шир (Средние Курильские острова).— Геол. ж., 1937б, № 525, т. 44.
- Немота Т. Вулкан на о. Ушжшир (Центральные Курильские острова).— Геол. ж., 1938, т. 45, № 537.
- Немота Т. Вулканическая деятельность на Курильских островах.— Юбилейный том к 60-летию проф. Дж. Сузуки. Токио, 1958.
- Немота Т., Ишикава Т. Карта вулканов Курильских островов. Новости вулканологии, 1955, № 2. Омори. Записки об извержениях вулканов в Японии.— Сообщения комиссии по изуч. землетрясений, 1918, № 86.
- Саса И. О геологическом строении о-ва Шикотан (Малая Курильская гряда).— Геол. ж., 1932, т. 39, № 465.
- Сугимура А. Активная зона: острова Идзу-Сутито — Северо-восточная часть Японии — Курильские острова. Тикю Кагаку, 1958, № 37.
- Харада Д. О новом кратерном конусе в озере Мидорико на острове Симушир (Средние Курильские острова).— Бюлл. Вулканол. об-ва Японии, 1934, т. 2, № 1.
- Хирабаяса Т. Очерки о Курильских островах.— Геогр. ж., 1942, т. 53, № 627, 630 и 632; т. 54, № 640.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
СТРОЕНИЕ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ.....	4
ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНОВ.....	7
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ.....	12
ГЕОЛОГИЯ ФУНДАМЕНТА.....	18
ВУЛКАНЫ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ.....	24
ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД.....	105
ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАВ ДРУГИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ВУЛКАНОВ.....	135
ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА КАК ОТОБРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ.....	163
ЛИТЕРАТУРА.....	170

Георгий Степанович Горшков .ВУЛКАНИЗМ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Утверждено к печати институтом вулканологии Сибирского отделения АН СССР

Ведущий редактор К. н. Рудич. Художник Ю. Н. Юрьев Технический редактор Ф. М. Хенох

Сдано в набор 13/111967 г. Подписано к печати 31/V 1967 г, Формат 70x90'/« Бумага № 1.

Усл. п. л. 20,43+1 вкл. Уч.-изд. л. 21,5. Тираж 1300 экз. Тип. зак. 2322 Т-08613 Цена 1 р. 55 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 2-я типография издательства «Наука». Москва,
Г-99, Шубинский пер., 10