

# ВОСТОЧНОАЗИАТСКИЕ ОСТРОВНЫЕ СИСТЕМЫ



## СОДЕРЖАНИЕ

### ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ

Сергеев К. Ф. Тектонический очерк Курильской островной системы . . . . .	3
Сергеев К. Ф., Федорченко В. И. Вероятная геолого-петрографическая модель литосферы Земли и некоторые соображения о природе поверхности Мохоровичича . . . . .	17
Мельников О. А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм . . . . .	27
Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Палеозойско-мезозойские рифтоподобные комплексы Сахалина и некоторые особенности его тектонического развития . . . . .	33
Гаврилов В. К., Сворцов В. М. Некоторые черты тектоники палеозойско-мезозойских комплексов Тонино-Анивского полуострова . . . . .	51
Иващенко Р. У. О нештунических дайках острова Беринга (Командорские острова) . . . . .	59
Стрельцов М. И. О сдвигах на флангах островных дуг . . . . .	67
Родионова Р. И., Федорченко В. И. О возможной петрологической природе эффузивного комплекса Томари—Ноторо (остров Шикотан, Малая Курильская гряда) . . . . .	76
Абдурахманов А. И., Пискунов Б. Н., Смирнов И. Г., Федорченко В. И. Вулкан Алаид (Курильские острова) . . . . .	85
Пискунов Б. Н. Петрохимия четвертичных эффузивов и латеральная зональность Алеутской островной дуги . . . . .	103
Сергеева В. Б. Петрологические особенности комплекса долеритов Западно-Сахалинских гор . . . . .	116
Казаква Э. Н., Стрельцов М. И. Базальт-риолитовая ассоциация Командорских островов . . . . .	131

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
САХАЛИНСКИЙ КОМПЛЕКСНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ИНСТИТУТ

551.24

ВОСТОЧНОАЗИАТСКИЕ  
ОСТРОВНЫЕ СИСТЕМЫ  
(тектоника и вулканизм)

2723

Южно-Сахалинск  
1978



В сборнике отражены результаты геологических исследований Восточноазиатских островных систем. Помимо частных вопросов тектоники и вулканизма отдельных островных систем, рассматриваются общие тектонические особенности переходной зоны Евразийского континента к Тихому океану, а также проблемы динамики и состава верхних частей Земли.

Сборник рассчитан на исследователей, интересующихся геологической природой островных дуг.

Ответственный редактор — доктор геол.-мин. наук И. К. Туезов.  
Ответственный секретарь — канд. геол.-мин. наук М. И. Стрельцов.

Издано по решению Редакционно-издательского совета Дальневосточного научного центра АН СССР.

В  $\frac{20802+20805-270}{055 (02) 6-1978}$  без объявления.

1978

## ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ СИСТЕМЫ

К. Ф. Сергеев

Курильская островная дуга вместе с Курило-Камчатским глубоководным желобом образует сопряженную тектоническую пару, принадлежащую к категории структур, которые получили название (Кинг, 1966; Косыгин, 1969) «островные системы». С северо-запада к ней примыкает Южно-Охотская глубоководная впадина. По изобате 3000 м она имеет форму треугольника, обращенного основанием к юго-западу, и на широте прол. Крузенштерна резко сужается, превращаясь в узкий крутосклонный желоб, который, быстро уменьшаясь на глубинах, протягивается в северо-восточном направлении до шельфа Южной Камчатки (рис. 1).

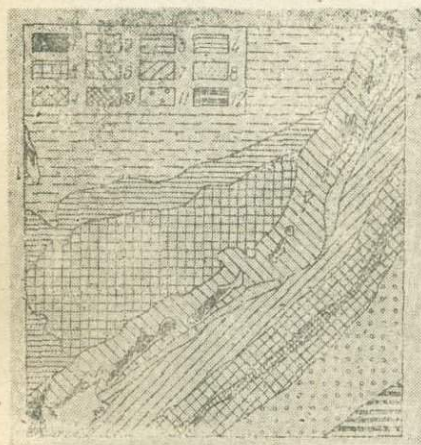


Рис. 1. Геоморфологическая схема района Курильской островной дуги:

1 — островная суша, 2 — современная абразионно-аккумулятивная островная отмель, 3 — шельфовая равнина центральной области Охотского моря, 4 — материковый склон, 5 — абиссальная аккумулятивная равнина Южно-Охотской глубоководной впадины, 6—8 — Курильское островное поднятие (6 — внутренний хребет, 7 — зона внешнего хребта, 8 — межгрядовая депрессия), 9—10 — Курило-Камчатский глубоководный желоб (9 — склоны, 10 — ультраабиссальная аккумулятивная равнина), 11 — окраинный океанический вал Зенкевича, 12 — абиссальная равнина океанической впадины

Для района в целом характерна отчетливая линейность основных орографических элементов при их юго-запад-северо-восточных простираниях и высокая контрастность рельефа земной поверхности, размах которого достигает 12 км. Борты Южно-Охотской глубоководной впадины представляют собой тектонические уступы, подобные тем, что в изобилии встречаются также на склонах имеющего V-образный поперечный профиль Курило-Камчатского глубоководного желоба; особенно на его северо-западном (приконтинентальном) склоне.

Поднятие Курильской островной дуги на дневной поверхности выражено гирляндой одноименных островов, которые представляют собой вершины двух крупных продольных хребтов, разделенных узкой депрессионной зоной. Восточный хребет почти полностью скрыт под водами океана (подводный хребет Витязя) и лишь в своей крайней юго-западной части возвышается над ними в виде островов Малой гряды. Местоположение Западного хребта на всем протяжении фиксируется цепочкой многочисленных островов Большой гряды. Проливами Буссоль и

Кружепштерна, глубиной до 2000 м и более, этот хребет расчленен на три звена — Южное, Центральное и Северное.

Значительно большей расчлененностью характеризуется рельеф нижней граничной поверхности земной коры (поверхности Мохоровичича), перепады глубин залегания которой от уровня океана достигают 20—25 км. Ввиду того, что только для юго-восточного склона желоба и прилегающего к нему окраинного океанического вала Зенкевича наблюдается прямое соотношение рельефа обеих граничных поверхностей коры, для остальных участков района — обратное, очень резким колебаниям (от 5—10 до 30 км и более) подвержена и общая мощность земной коры (рис. 2). При этом характер изменения последней, как видно из прилагаемой схемы, никак не подчеркивает целостность морфологической и, как мы увидим далее, тектонической структур Курильской островной дуги. Наиболее мощная (около 30 км), близкая к континентальному типу, земная кора свойственна юго-западному и северо-восточному участкам северо-западного склона желоба, а также Северному звену Большой Курильской гряды. Южному звену последней соответствуют промежуточные значения мощности коры, которая здесь также обладает субконтинентальной структурой. В пределах же Центрального звена островной дуги, так же, как и в Южно-Охотской впадине, земная кора принадлежит субокеаническому типу (мощность 10—15 км), а в осевой зоне и на юго-восточном склоне желоба, как и на окраинном океаническом вале Зенкевича, — океаническому (мощность около 5—10 км). Именно приведенная особенность глубинной структуры района расценивается обычно в качестве одного из важнейших фактов, на основании которых развиваются диаметрально противоположные представления о современных тенденциях эволюции земной коры Курильской островной дуги: новейшая «океанизация» континентальной коры ее центрального звена (Белоусов, 1966; Белоусов, Рудич, 1960; Горячев, 1966) или отставание его в развитии от фланговых звеньев в процессе общей «континентализации» изначально океанической коры (Марков и др., 1967).

Поднятие Курильской островной дуги обладает отчетливо выраженной поперечной тектонической зональностью. Его внешняя (Малокурильская) и внутренняя (Большекурильская) зоны, территориально совпадающие с Восточным и Западным хребтами, разделены Срединно-Курильским разломом, который трактуется (Стрельцов, 1976) как левосторонний сброс-сдвиг с общим наклоном сместителя в северо-западном направлении. Этот разлом представляет собой шовную зону, существующую, вероятно, с конца раннемелового — начала позднемелового времени (Сергеев, 1976) и обуславливающую существенные различия в геологическом строении упомянутых зон.

Древнейшие образования района вскрываются во внешней зоне дуги — на островах Малой Курильской гряды — и принадлежат верхнему отделу меловой системы. Они слагают ряд комплексов, вещественный состав, возраст, формационная принадлежность и характер взаимоотношений которых отражены на рис. 3.

Эффузивные и интрузивные образования Димитровского комплекса (кампан (?), возможно, древнее) распространены в пределах небольших тектонических блоков юго-восточного побережья о-ва Шикотан (бухты Димитрова и Горбунок). Вулканогенно-осадочные, эффузивные и интрузивные породы Матакотанского комплекса (кампан) вскрываются вдоль северо-западных побережий островов Зеленый и Шикотан, на юго-восточном побережье последнего, а также нацело слагают острова Демина, Анучина и Юрий. Вулканогенно-осадочные песчано-глинистые отложения Малокурильского комплекса (кампан-маастрихт) прослеживаются от о-ва Шикотан, где они распространены узкой (1—3 км) полосой в его центральной части (рис. 4), на острова Полон-

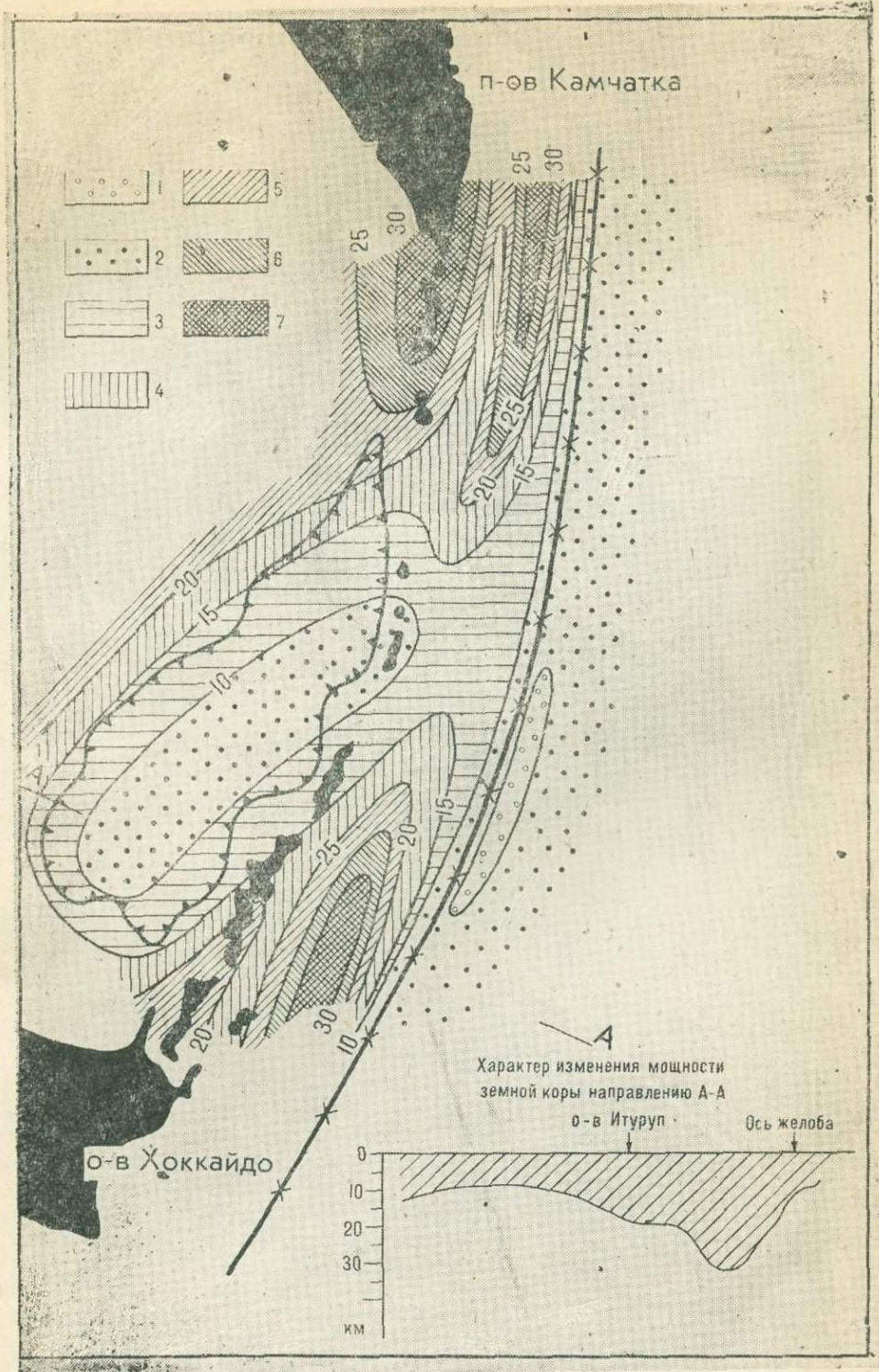


Рис. 2. Мощность земной коры:

1 — менее 5 км, 2 — 5—10 км, 3 — 10—15 км, 4 — 15—20 км,  
 5 — 20—25 км, 6 — 25—30 км, 7 — более 30 км (жирная черная линия —  
 ось Курило-Камчатского желоба, жирный черный контур — Южно-Охотская  
 глубоководная впадина)

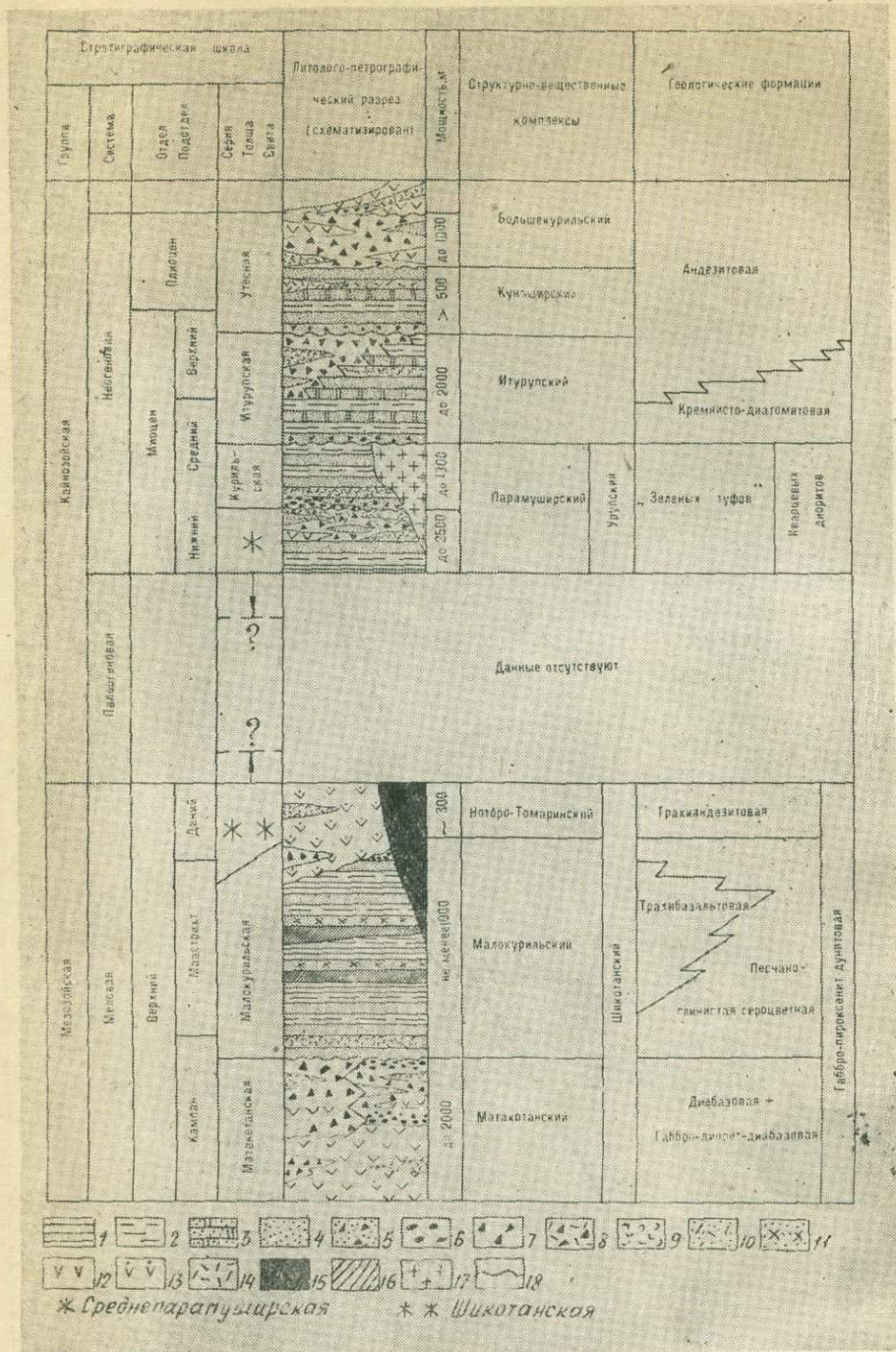


Рис. 3. Обобщенный геологический разрез Курильского островного поднятия: 1 — глинистые сланцы и аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — диатомиты; 4 — песчаники, вулканомиктовые песчаники; 5 — гравелиты, мелкообломочные брекчии; 6 — вулканомиктовые конгломераты; 7 — вулканомиктовые брекчии и лавобрекчии основного и среднего состава; 8 — то же, кислого состава; 9 — туфы основного и среднего составов; 10 — туфы кислого состава; 11 — щелочные туфы, лавы; 12 — базальты, андезито-базальты и андезиты; 13 — трахи-андезиты и сиениты; 17 — формации кварцевых диоритов; 18 — несогласное залегание (стрелка указывает возможный интервал возраста)

ского, Зеленый и Танфильева. Они вмещают пластовые интрузивные тела щелочных базальтоидов, количество и мощность которых резко возрастает в юго-западном направлении, к п-ову Немуро (о-в Хоккайдо), где их возраст определяется (Ueda, Aoki, 1968) в 65—88 млн. лет. Пирокластические и эффузивные образования Ноторо-Томаринского комплекса (маастрехт-даний (?)) слагают лишь возвышенности в центральной части о-ва Шикотан, а габброиды Шикотанского комплекса образуют интрузивные тела вблизи юго-западного и северо-восточного побережий острова. Эти тела прорывают Малокурильский и, по-видимому, Ноторо-Томаринский комплексы, но истинное время их формирования не установлено.

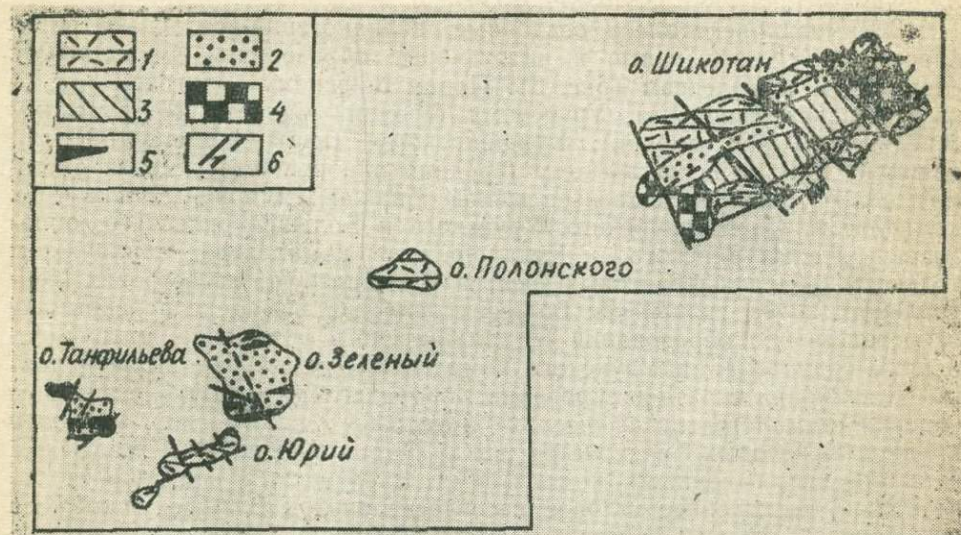


Рис. 4. Схема геологического строения островов Малой Курильской гряды: 1—5 — литолого-петрографические и петрографические комплексы (1 — Димитровский и Матакотанский, 2 — Малокурильский вулканогенно-осадочный, 3 — Ноторо-Томаринский, 4 — Шикотанский, 5 — Малокурильский интрузивный); 6 — разломы установленные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир)

Внутренняя структура толщи верхнемеловых пород заметно изменяется в направлении с юго-запада на северо-восток параллельно с заметным уменьшением ее общей мощности. Если на п-ове Немуро в ней не обнаруживается ни стратиграфических перерывов, ни несогласий (Geol. of Japan, 1963), то на о-ве Шикотан отмечается несколько, хотя, видимо, и незначительных перерывов, которые иногда сопровождаются заметными угловыми и азимутальными несогласиями.

Характер пространственной локализации разновозрастных комплексов меловых образований свидетельствует об их синклинальном залегании в пределах Малой гряды островов. Образующая ими синклиналь характеризуется в целом довольно простым строением при выдержанном северо-восточном простирании слоев и лишь в зонах дизъюнктивных дислокаций, где углы падения пород нередко возрастают до 40—70° и более, ее структура значительно усложняется. Особенно сложным строение синклинали становится вблизи массивов габброидов Шикотанского комплекса, что выражается в значительной метаморфизации интродуцированных пород и их интенсивной пликвативной дислоцированности с образованием мелких сжатых складок.

Многочисленные разломы Малой Курильской гряды образуют на островах системы двух направлений: продольные и поперечные по отношению к ее простиранью. Продольные разломы являются наиболее

крупными и относятся к категории сбросов и взбросов со смещениями крыльев до 1000 м; поперечные же (обычно более молодые) представлены, главным образом, сбросо-сдвигами, максимальные видимые горизонтальные перемещения крыльев вдоль которых достигают 2500 м (бух. Крабовая, о-в Шикотан).

В пределах Большой Курильской гряды (внутренняя зона дуги) ассоциации пород, подобные вышеописанным, неизвестны. Не подтвердились и сведения (Hirobayashi, 1941; Minato et al., 1956; The geol. devel., 1965) о выходах на ряде островов палеозойских сланцев и гранитов, в первых из которых обнаружены остатки раннемиоценовой фауны, а для вторых определенно установлен внутринеогеновый (среднемиоценовый) возраст (Сергеев, 1976).

Вскрывающиеся здесь осадочные, вулканогенно-осадочные, пирокластические, эффузивные и интрузивные образования принадлежат следующим комплексам (рис. 3): Парамуширскому (олигоцен (?)) — низы среднего миоцена), Урупскому (средний миоцен), Итурупскому (средний-верхний миоцен), Кунаширскому (верхний миоцен-нижний плиоцен) и Большекурильскому (средний плиоцен-четвертичная система). На островах всех звеньев гряды обнажаются породы лишь трех комплексов: Парамуширского, Урупского и Большекурильского; образования же Итурупского и Кунаширского комплексов обнаружены только в пределах фланговых звеньев и отсутствуют на островах Центрального звена гряды, где Большекурильский комплекс перекрывает непосредственно образования Парамуширского комплекса, интродуцированные гранитоидами Урупского комплекса. Упомянутые выше породные ассоциации стратифицированных подразделений обычно разделены поверхностями стратиграфических и угловых несогласий, наиболее крупное из которых фиксируется между Парамуширским и Итурупским вулканогенно-осадочными комплексами. Заслуживает внимания и регионально выраженное угловое несогласие внутри Большекурильского комплекса, отделяющее практически пликативно недислоцированные четвертичные образования от наклонно залегающих толщ плиоценового возраста.

Приведенные данные убеждают в существовании продольной тектонической зональности поднятия Большой гряды островов, соответствующей таковой как по морфологическому признаку, так и по характеру глубинной структуры этого сооружения. По всей видимости, это обусловлено наличием длительно функционирующих глубинных разломов в проливах Буссоль и Крузенштерна, где им соответствуют отчетливые гравитационные ступени в поле силы тяжести (Павлов, Сергеев, 1976).

Разломы разной протяженности и глубинности, как и в пределах Малой гряды, и здесь являются тектоническими элементами, определяющими характер структуры поднятия, также образуя системы двух направлений.

Несколько более древняя система представлена продольными разломами, которые в пределах островных глыб сопровождаются зонами дробления и гидротермального изменения пород мощностью от 0,5 до 3,0 км и относятся к категории сбросо- или взбросо-сдвиговых дислокаций с суммарными амплитудами перемещений крыльев от 100—200 до 1000—1500 м. Поперечные разломы, которые нередко смещают следы выходов на поверхность продольно ориентированных дизъюнктивных дислокаций, не только ограничивают грабены межостровных проливов, но широко распространены и на самих островах. Они представлены, как правило, сбросами и сбросо-сдвигами. Вертикальная составляющая смещений по ним обычно составляет несколько сот метров, иногда достигая 1,5—2,0 км (Неверов, Хведченя, 1962); максимальная горизонтальная составляющая зафиксирована на о-ве Уруп и оценивается в 1,0—3,0 км (Стрельцов, 1976).

Несмотря на то, что на поперечных геологических разрезах через крупные острова гряды отчетливо видны антиклинальные и синклинальные изгибы слоев (рис. 5), пликвативная дислоцированность неогеновых толщ очень слаба. Достаточно сказать, что сколько-нибудь отчетливо выраженные складки с обязательными для них структурными элементами (крылья, периклинальные окончания и центриклинальные замыкания) не характерны, а отмеченные выше изгибы слоев обычно приурочены к приразломным зонам и лишь незначительно осложняют блоково-глыбовую структуру островов. Если в дополнение к сказанному учесть и чрезвычайно слабую пликвативную дислоцированность толщ кайнозойских «рыхлых осадков» на Прикурильских акваториях (Туезов, 1975) и продолжающееся разломо- и складкообразование на Курильских островах, то нельзя не согласиться с выводами Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1957) о незавершенности в этом районе кайнозойской складчатости.

Приведенная совокупность геологических и геофизических данных об особенностях структуры Курильской островной дуги может быть объяснена своеобразием ее структурного положения и геологической природы.

Как это уже неоднократно отмечалось в литературе, по морфологии рельефа земной поверхности и динамическим особенностям (высокая сейсмичность, интенсивный вулканизм, контрастные неотектонические движения) тектоническое сооружение Курильской островной дуги вместе с Южно-Охотской глубоководной впадиной и Курило-Камчатским глубоководным желобом в целом соответствует моделям древних геосинклинальных областей континентов. Однако, если сравнение современных островных систем и геосинклинальных областей прошлого проводить по признаку вещественного состава, то трудно не согласиться с Ю. А. Косыгиным в том, что «... оснований проводить знак равенства по этому признаку между островными и геосинклинальными системами у нас не имеется» (1969; с. 468). Такой же вывод напрашивается и при сравнении их по структурному признаку. В то время, как последние обычно располагались между континентальными платформами, первые, по крайней мере с палеозоя, соседствуют со впадиной Тихого океана, о чем свидетельствует своеобразие (талассогеосинклинальность) палеозойской и мезозойской геологической истории ряда их участков (Богданов, 1969).

Отмеченную противоречивость признаков, позволяющих говорить о принадлежности рассматриваемой области к тому или иному типу тектонических структур, представляется возможным объяснить, если считать ее своеобразной (периокеанической) современной геосинклинальной областью, не имеющей аналогов среди геосинклинальных систем континентов в геологическом прошлом. Важнейшими структурными элементами этой области являются: Южно-Охотская новообразованная геосинклинальная котловина, Курильское геантиклинальное поднятие, образованное разделенными межгрядовым остаточным геосинклинальным прогибом Малокурильской остаточной и Большекурильской новообразованной геантиклиналями и Курило-Камчатский унаследованный геосинклинальный прогиб (Сергеев, 1976). Несмотря на то, что эти элементы являются составными частями единой ныне тектонической области, их тектоническая природа представляется различной.

Общезвестно, что островные системы периферии впадины Тихого океана пространственно совпадают с областями распространения наклоненных под них глубинных разломов, которые ограничивают Тихоокеанский коро-мантийный блок от окружающих его континентальных блоков и прослеживаются вглубь Земли до 600 и более километров. Это так называемые сейсмофокальные зоны, или зоны Беньофа, хотя их было бы справедливее называть зонами Заварицкого—Беньофа, по-

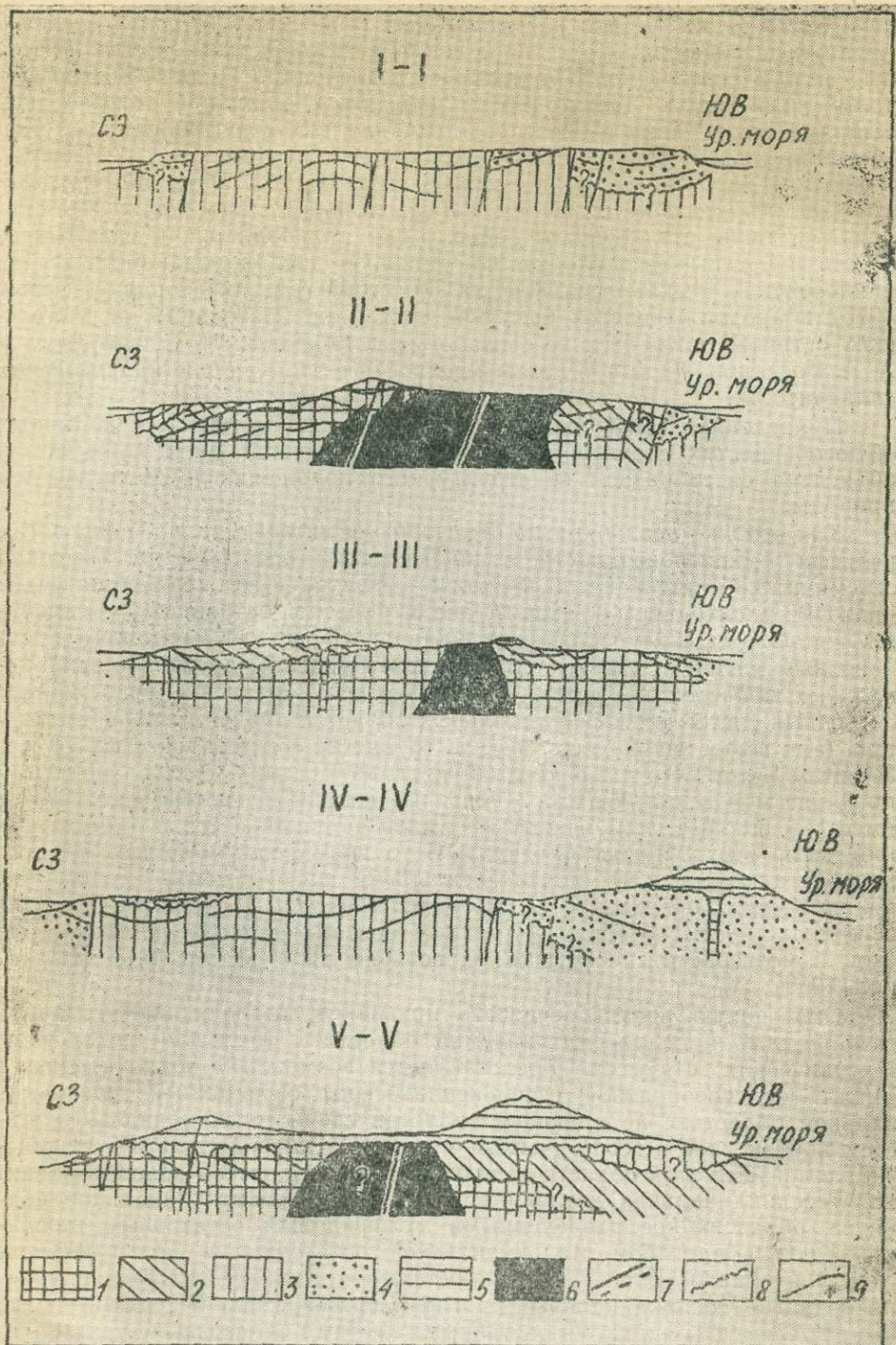


Рис. 5. Геологические разрезы через о-ва Шумшу (I-I), Парамушир (II-II), Уруп (III-III), Итуруп (IV-IV) и Кунашир (V-V):

1, 2 — Парамуширский комплекс (1 — нижняя и средняя толщи (олигоцен (?)) — нижний миоцен), 2 — верхняя толща (нижний-средний миоцен); 3 — Итурупский комплекс (средний-верхний миоцен); 4 — Кунаширский и Большекурильский комплексы (верхний миоцен—плиоцен); 5 — вулканические образования четвертичного возраста; 6 — породы Урупского комплекса (средний миоцен); 7 — разломы установленные и предполагаемые; 8 — поверхности несогласия; 9 — наклоны слоев

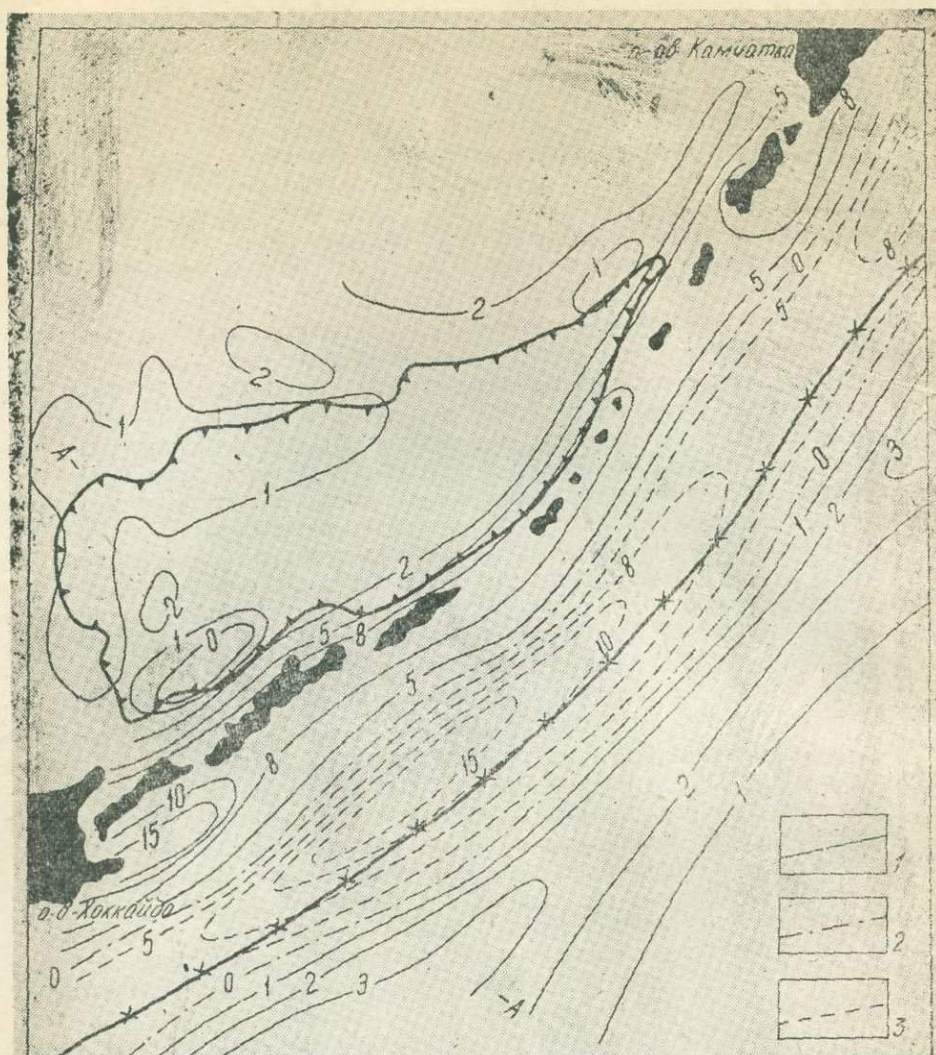
скольку А. Н. Заварицкий (1946) писал о них почти на 10 лет раньше Х. Беньофа (Benioff, 1954). Основываясь на фактах о гнездовом распределении гипоцентров землетрясений в пределах этих зон, ряд исследователей (Андреев, 1963; Петрушевский, 1964; Пушаровский, 1972; Рудич, 1962; Эрлих, 1973) выражают, правда, сомнение в существовании их как целостных тектонических элементов. Однако в свете новейших сейсмологических данных (Аверьянова и др., 1966; Тараканов, 1965; Тараканов, Левый, 1967; Федотов, Кузин, 1963 и др.) эти факты отнюдь не свидетельствуют об отсутствии зон глубоко проникающего скалывания, а говорят лишь о пересечении ими расслоенной, а не массивно-однородной мантии.

Наклонное положение зон Беньофа и ориентация главных осей напряжений в очагах происходящих здесь землетрясений — преобладающее горизонтальное сжатие по нормалям к простираниям самих зон (Балакина, 1962; Введенская, 1969; Sykes, 1966; 1967), сосуществование таким же образом ориентированных узких и протяженных структур островных дуг, глубоководных желобов и окраинных океанических валов, прямые соотношения рельефа граничных поверхностей земной коры окраинных океанических валов и приокеанических бортов глубоководных желобов, ориентация осевых линий пликативных форм дислокаций островных дуг субпараллельно простиранию зон Беньофа — все это указывает на существование обстановки горизонтального сдвигания коры и мантии Земли в области сочленения впадины Тихого океана с окружающими ее континентами. Применительно к Курильской островной системе такой вывод напрашивается и из результатов анализа новейших перемещений ее земной поверхности.

Материалы океанологических и морских геологических работ (Мурдмаа и др., 1971; Iijima, Kagami, 1961) показывают, что дно Курило-Камчатского глубоководного желоба за четвертичный период должно было прогнуться не менее чем на 2000 м, тогда как Большая гряда Курильской островной дуги испытала за это время сводовое воздымание, суммарный эффект которого оценивается (Федорченко, Пискунов, 1975) в 200—300 м. Эти перемещения земной поверхности происходили в условиях неуравновешенности земной коры обоих структурных элементов по схеме Эри и вопреки законам изостазии (рис. 6). Естественно, причину отмеченной новейшей деформации земной поверхности островной системы вряд ли возможно усматривать в чем-либо другом, кроме как в изгибании краев «пластин» континентальной и океанической коры под действием горизонтальных сжимающих усилий в области их сочленения.

Судя по результатам расчета давлений в пределах Курильской островной системы на разных глубинных уровнях (Гайнанов, Ушаков, 1964; Лившиц, 1965; Сычев, 1969), равновесие (по схеме Эри) здесь осуществляется лишь для литосферы в целом. Это, в свою очередь, вынуждает думать, что новейшие деформации земной поверхности островной дуги и глубоководного желоба, по всей видимости, являются лишь приповерхностным выражением деформаций краев континентальной и океанической литосферных плит. Такой процесс можно представить себе как своеобразное «торошение» или «скучивание» краев литосферных плит, нижние кромки которых по расколам зоны Беньофа постепенно погружаются (заталкиваются) в астеносферу, где приобретают физические свойства последней, т. е. астеносферитизируются, а верхние, деформируясь, образуют в рельефе земной поверхности поднятия островных дуг (континентальный блок) и окраинных океанических валов (океанический блок), а также пограничные структурные элементы, какими являются глубоководные желоба.

Совершенно иной механизм образования необходимо предполагать



Дефицит (-) и избыток (+) мощности земной коры по сравнению с ее теоретической равновесной моделью по направлению А-А

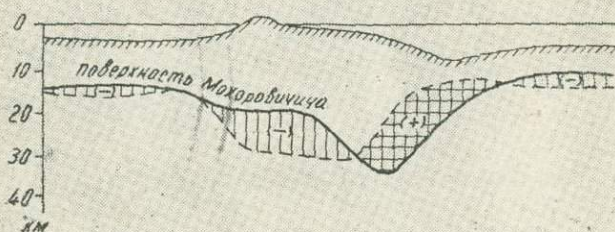


Рис. 6. Схема мощностей аномального компенсационного слоя земной коры (Гайнанов и др., 1974):

1 — дефицит мощности, 2 — равновесное состояние, 3 — избыток мощности, 4 — контур Южно-Охотской впадины, 5 — ось глубоководного желоба. На разрезе показаны дефицит (-) и избыток (+) мощности земной коры по сравнению с ее теоретически равновесной моделью (направление А-А). Пунктиром на разрезе показано теоретически равновесное положение поверхности Моховоричича

для геосинклинальной котловины Южно-Охотской глубоководной впадины, эпиконтинентальная природа которой сейчас уже вряд ли может вызывать сомнение (Сергеев, 1976), так же, как и тектоническая природа ряда других глубоководных впадин не только окраинных морей Тихоокеанского бассейна, но и Альпийско-Гималайского кайнозойского складчатого пояса (Результаты..., 1972; Яншин, 1953; Heezen et al., 1971 и др.). Дело в том, что новейшие интенсивные прогибания ее дна (Линдберг, 1956; 1970; Неверов и др., 1964; Петрушевский, 1964; Саидова, 1961; Ушаков, 1950; 1953 и др.) происходили без заметного нарушения изостатически равновесного состояния земной коры этого района. Но коль скоро это так, то прогибания земной поверхности здесь можно объяснить только признанием возможности изменения физических свойств вещества земной коры ее пограничной с мантией области в сторону его уплотнения. Этот процесс, тектонический эффект которого подробно охарактеризован Ю. А. Косыгиным (1969), описывался ранее как «подкорковая эрозия» (Bemmelen, 1969; Gidon, 1963), «базификация» (Тихомиров, 1963), «океанизация» (Белоусов, 1966) или «мантизация» (Сергеев, 1976) земной коры. Хотя механизм этого процесса до сих пор продолжает оставаться фактически непознанным, сама возможность его проявления в условиях нашей планеты представляется весьма и весьма вероятной.

Не повторяя хорошую известную аргументацию авторов, обосновывающих реальность существования этого процесса, имеет смысл обратиться к анализу некоторых особенностей рассматриваемой здесь структуры Курильской островной дуги и ее Большекурильского поднятия, в частности.

Выше уже отмечалось, что по многим признакам центральное звено поднятия Большой Курильской гряды резко отлично от его фланговых звеньев. По особенностям глубинной структуры земная кора центрального звена, как уже отмечалось выше, близка океаническому типу, тогда как кора фланговых, а особенно северо-восточного звеньев — континентальному типу.

Несмотря на это, если мы обратимся к составу продуктов древнейшего из поддающихся расшифровке раннемиоценового магматизма, то вынуждены будем констатировать, что в пределах всех звеньев поднятия на глубине имеются большие объемы высококремнистых образований. Это следует из того, что на островах центрального звена примерно 40% объема раннемиоценовых вулкаников по составу соответствуют дацитам и риолитам, тогда как на о-ве Кунашир они являются преобладающими, на о-ве Уруп составляют около 50%, а на островах Парамушир и Шумшу — не более 20—30% объема извергнутых продуктов этого возраста.

Давно известно, что кислые эффузивы встречаются и в областях базальтоидного вулканизма, несомненно, связанных с корой океанического типа, например, в Исландии и на Гавайских островах. Однако их количество там обычно не превышает нескольких процентов объема извергнутого материала, а сам факт появления может быть объяснен дифференциацией базальтовой магмы в промежуточных очагах по схеме Боуэна (1934). Образование же столь мощных толщ кислых вулканических продуктов, каковые наблюдаются не только на юго-западном, но и в центральном звеньях поднятия Большой Курильской гряды, в областях с достоверно океаническим строением земной коры, до сих пор не отмечалось. Следовательно, присутствие таких толщ раннемиоценовых вулкаников в пределах всех звеньев поднятия свидетельствует, очевидно, о его одинаковой на всем протяжении тектонической природе, характеризующейся наличием близкого по составу континентального «петрографического» фундамента. Правомерность сделанного вывода

подтверждается также одинаковым составом коровых по своей природе (Федорченко и др., 1970) плиоценовых и четвертичных лав отмеченных звеньев и практически одинаковым составом ксенолитов в продуктах четвертичного вулканизма (рис. 7).

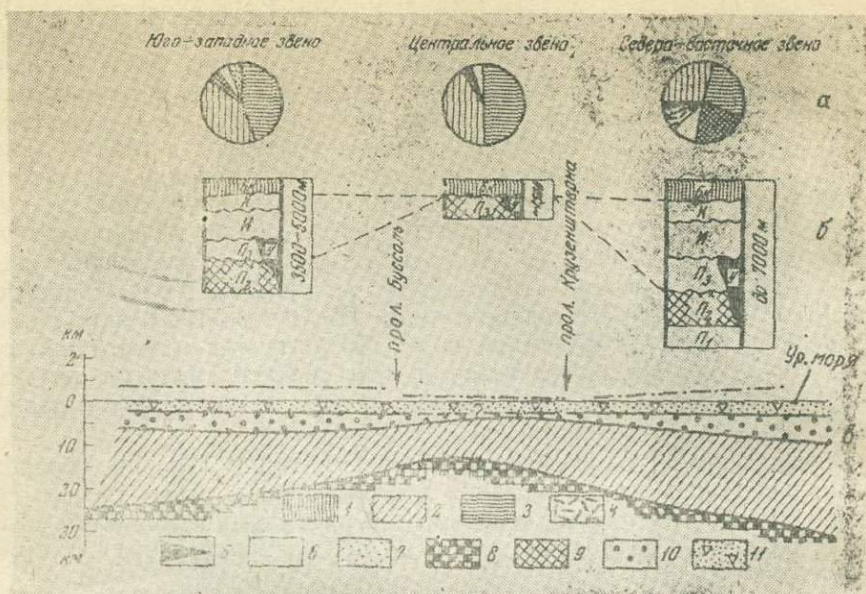


Рис. 7. Геолого-геофизические особенности продольного профиля Большой Курильской гряды:

**а** — петрографические типы ксенолитов в четвертичных лавах (по Р. И. Родионовой и В. И. Федорченко): 1 — роговики, кварциты, окварцеванные породы; 2 — основные сланцы; 3 — габбро, анортозиты, диабазы, диориты; 4 — эгирин-авгитовые породы; 5 — гранитоиды; 6 — основные и ультраосновные гранулиты; 7 — горнблендиты, амфиболиты;

**б** — вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы: П — Парамуширский (толщи: П<sub>1</sub> — нижняя, П<sub>2</sub> — средняя, П<sub>3</sub> — верхняя), У — Урупский, И — Итурупский, К — Кунаширский, Бк — Большенурильский;

**в** — глубинная структура: 8 — мантия; 9 — «консолидированная» кора; 10 — уплотненные породы «осадочного» слоя; 11 — рыхлые осадки.

Штрих-пунктирная линия на разрезе соответствует средним высотам выходов пород фундамента наземных вулканических построек

## ЛИТЕРАТУРА

Аверьянова В. Н., Волков А. Н., Лившиц М. Х., Сергеев К. Ф., Соловьев С. Л., Сирык И. М., Тараканов Р. З., Таболяков А. Я., Туезов И. К. Вопросы глубинного строения и развития Курильской зоны современного вулканизма. — Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966.

Андреев Б. А. Геофизические и геологические особенности зоны глубоководных землетрясений северо-западной части Тихого океана. — «ДАН СССР», 1963, т. 150, № 1.

Балакина Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. — «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1962, № 11.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. — М., «Наука», 1966.

Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. — «Сов. геология», 1960, № 10.

Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. — «Геотектоника», 1969, № 3.

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
14	9 сверху	окварцеванные	окварцованные
16	22 сверху	Bemmelen R. W. van	Bemmelen R. W. Van
22	7 снизу	химическим	физическим
29	13 сверху	с ними погруженные	с ними менее погруженные
30	3 снизу	срединно-окраинных	срединно-океанических
42	1 сверху	наибольшая	небольшая
62	1 сверху	( <i>x</i> )	( <i>a</i> )
65	20 сверху	то, так как	но, так как
65	25 снизу	$\Sigma_{0,0\text{ст}}$	$\Sigma_{0,05}$
96	13 снизу	(битовнит-анорит)	(битовнит-анортит)
102	12 сверху	вукана	вулкана
107	9 сверху	tholitic	tholeitic
113	2 снизу	обуславливается	обуславливаются
117	29 сверху	рис. 2	рис. 1

Вуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л., ОНТИ, 1934.

Введенская А. В. Исследования напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М., «Наука», 1969.

Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Изостазия и глубинное строение зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской дуги. — «ДАН СССР», 1964, т. 158, № 3.

Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А. и др. Аномальные гравиационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, «Наука», 1974.

Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966.

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1946, № 2.

Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1966.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.

Лившиц М. X. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца. — «Геология и геофизика», 1965, № 1.

Линдберг Г. У. К четвертичной истории дальневосточных морей. — «ДАН СССР», 1956, т. III, № 2.

Линдберг Г. У. Парадоксальные выводы биогеографии в свете новейших данных океанической геологии и геофизики. — «Зоологический журнал», 1970, т. 49, в. 11.

Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П. и др. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотоморского региона. М., «Наука», 1967.

Мурдмаа И. О., Безруков П. Л., Богданов Ю. А. Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе. — Фауна Курило-Камчатского желоба и условия ее существования. «Труды Ин-та океанол. АН СССР», 1970, т. 86.

Неверов Ю. Л., Хведченя О. А. Новые данные по геологии и рудной минерализации острова Уруп. — «Труды СахКНИИ», 1962, в. 12.

Неверов Ю. Л., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф. Об «экзотических» породах Большой гряды Курильских островов. — «Геология и геофизика», 1964, № 5.

Павлов Ю. А., Сергеев К. Ф. Глубинные разломы северо-западного сектора зоны сочленения Евразийского и Тихоокеанского коро-мантийных блоков (по геофизическим данным). — «ДАН СССР», 1976, т. 227, № 5.

Петрушевский В. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964.

Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.

Результаты глубоководного бурения в Средиземном море. — Экспресс-информация. Морская геология и геофизика. Информация I, № 1. ВИНТИ, 1972.

Родионова Р. И., Федорченко В. И. О некоторых проблемах глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги. — «Геология и геофизика», 1971, № 2.

Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приорья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976.

Стрельцов М. И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М., «Наука», 1976.

Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — «Геотектоника», 1969, № 1.

Тараканов Р. З. Годографы волн Р и S и скоростной разрез верхней анти Земли по данным наблюдений над Курило-Японскими землетрясениями. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1965, № 7.

Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней анти Земли по сейсмологическим данным. — «ДАН СССР», 1967, т. 176, № 3.

Тихомиров В. В. О связи процесса перестройки земной коры с вертикально направленными тектоническими движениями. — «ДАН СССР», 1963, т. 151, № 5.

Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, «Наука», 1975.

Ушаков П. В. Абиссальная фауна Охотского моря. — «ДАН СССР», 1950, т. 71, № 5.

Ушаков П. В. Фауна Охотского моря и условия ее существования. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Федорченко В. И., Пискунов Б. Н. Особенности новейших тектонических движений Курильской островной дуги. — «Труды СахКНИИ», 1975, в. 31.

Федорченко В. И., Пискунов Б. Н., Родионова Р. И. К вопросу о происхождении пород неоген-четвертичной андезитовой формации Курильских островов. — «Труды СахКНИИ», в. 25.

Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов. — «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1963, № 5.

Шатский Н. С., Богданов А. А. Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. — М., Госгеолтехиздат, 1957.

Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. — Новосибирск, «Наука», 1973.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. — Материалы к познанию геол. строения СССР, изданные Моск. об-вом испыт. природы. Новая серия, 1953, 15 (19).

Beemelen R. W. van. The origin of the Western Mediterranean area (an illustration of the process of oceanization). — "Trans. Koninkl. Ned. Mijnbouwk. Genoot.", 1969, v. 26.

Benioff H. Orogenesis and deep crustal structure. — "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1954, v. 65.

Geology of Japan. — Los Angeles, 1963.

Gidon P. Courants magmatiques et évolution des continents. — Paris, Masson et Co., 1963.

Heezen B. C., Gray C., Serge A. G., Zarudski E. F. K. Evidence for founder continental crust beneath the Central Tyrrhenian Sea. — "Nature", 1971, v. 229, no 5283.

Hirabayashi T. Some notes on the Chishima., — "J. Geogr.", Tokyo, 1941, v. 53, no 627, 630, 632; v. 54, no 640.

Iijima A., Kagami H. Cainozoic tectonic development of the continental slope, Northeast of Japan. — "J. Geol. Soc. Japan", 1961, v. 67, no 793.

Minato M., Yagi K., Hunahashi M. Geotectonic synthesis of the Green Tuff regions in Japan. — "Bull. Earthq. Res. Inst.", Univ. Tokyo, 1956, v. 34, pt. 3.

Sykes L. R. The seismicity and deep structures of island arcs. — "J. Geophys. Res.", v. 71, no 12.

Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Midoceanic ridges. — "J. Geophys. Res.", 1967, v. 72, no 8.

The Geologic Development of Japanese Islands. — Tokyo, 1965.

Ueda Y., Aoki I. K-Ar dating of the alkaline rocks from Nemuro, Hokkaido. — "J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol.", 1968, v. 59, no 6.

1978

ВЕРОЯТНАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ  
ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ И НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ  
О ПРИРОДЕ ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА

К. Ф. Сергеев, В. И. Федорченко

Под земной корой принято понимать внешнюю твердую зону Земли, ограниченную снизу поверхностью Мохоровичича (Мохо, М). Кора входит в состав литосферы, распространяющейся до кровли астеносферного слоя (Гутенберг, 1957) и, следовательно, включающей, кроме нее, самые верхние горизонты мантии.

В многочисленных работах (Белоусов, 1966, 1968; Виноградов, 1961, 1967; Горшков, 1967; Мархинин, 1967; Субботин и др., 1968) убедительно показано, что источником подавляющей массы вещества земной коры могла быть только верхняя мантия Земли. Это вещество было вынесено из мантии главным образом в виде примитивных толеитовых и щелочных базальтов, несравнимо в меньшей мере — ультраосновных, щелочно-ультраосновных и других типов пород в процессе магматической деятельности. В настоящее время не приходится сомневаться в том, что в целом земная кора сложена более кислыми, нежели верхняя мантия, породами, хотя в ней, несомненно, присутствуют и такие геологические тела, состав которых близок к мантийному (например, различные гипербазиты). Очевидно и то, что верхняя мантия в своем первичном состоянии (т. е. до выделения из нее вещества земной коры) должна была обеспечивать возможность выплавления из нее больших объемов основных магм, в значительной своей части состоящих из компонентов плагиоклаза (глинозем, известь, щелочи), а, следовательно, должна была быть несколько более кислой и лейкократовой, чем сейчас. В связи с этим Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд (1968) приписывают «первичной» мантии (Магницкий, 1968) или «протомантии» (Родионова, Федорченко, 1972) состав гипотетического «пиrolита», состоящего из одной части базальта и четырех частей дунита. Глубина истощения ее относительно кислыми и легкоплавкими компонентами, ныне формирующими земную кору, в первом приближении соответствует уровню современного базальтового мамообразования, приуроченного, скорее всего, к астеносферному слою.

Если сказанное справедливо, то непосредственно ниже основания земной коры, представляющей собой определенное структурно-вещественное геологическое тело, должны (по крайней мере всюду в пределах современных континентов) залегать истощенные «коровыми компонентами» ультраосновные породы (тугоплавкие остатки, или реситы, т. е. вещество так называемой «вторичной» мантии (Магницкий, 1968; Родионова, Федорченко, 1972), а граница между ними должна повсеместно иметь химическую природу.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Эти рассуждения полностью приложимы и к океанам, однако значительно меньшая мощность земной коры этих структурных элементов Земли позволяет предполагать меньшую истощенность их мантии компонентами коры (в общем случае — базальтом) и возможность залегания на некоторых участках ниже ее подошвы плагиоклаз-пироксен-оливиновых минеральных образований, близких к первичному веществу мантии.



Однако на практике в качестве раздела «кора—мантия» принимается, как указывалось выше, поверхность Мохоровичича — физическая граница, характеризующаяся резким скачком скоростей упругих волн и фиксирующаяся на глубинах в среднем около 10 км под океанами и 30—40 км — под континентами. Возникает вопрос: что же в своей сущности представляет собой поверхность М и каковы ее соотношения с истинной (т. е. химической) границей коры и мантии Земли?

Некоторый свет на решение поставленного вопроса проливают материалы ГСЗ, проведенного в тектонически различных регионах, в том числе и переходных между континентами и океанами зонах, данные экспериментального изучения упругих свойств изверженных и метаморфических горных пород в условиях высоких давлений и температур, а также сведения о вещественном составе кристаллических включений в лавах вулканов.

Известно, что за раздел М обычно принимается сейсмическая граница, характеризующаяся значениями скоростей продольных волн, близкими к 8,0—8,2 км/с (Деменицкая, 1967). Однако детальное изучение волновой картины в подошве земной коры и верхних горизонтах мантии, как справедливо указывают С. И. Субботин и др. (1968), показало:

«1) выделить поверхность М в отдельных случаях трудно, так как фиксируемые на границах скорости, равные 7,5—7,6 км/с и 8,3—8,4 км/с, не позволяют однозначно решить вопрос о том, какая из них является поверхностью М;

2) граница М в одном случае резкая, в другом — размытая;

3) граница М является границей зоны, протяженностью в несколько километров, в которой скорость увеличивается постепенно с глубиной».

Действительно, многочисленные наблюдения методом ГСЗ в различных районах земного шара, краткий, но исчерпывающий обзор которых дан в работе Е. Н. Милутиной (1976), со всей убедительностью показали, что верхняя мантия Земли весьма неоднородна по своим скоростным параметрам. Наиболее высокие скорости вблизи ее поверхности свойственны стабильным частям континентов, низкие — тектонически активным районам. В целом океаны отличаются более высокими «мантийными» скоростями и большей их дифференцированностью. Минимальные скорости установлены под наиболее активными участками планеты — островными дугами и рифтовыми зонами океанов и континентов. Значения скоростей и характер их изменения с глубиной и по латерали варьируют от одного района к другому. Раздел М и верхние горизонты мантии, так же, как и земная кора, обладают отчетливой слоистостью. Повышенная дифференцированность этих элементов свойственна тектонически активным регионам. Характер слоистости верхней мантии от района к району варьирует, что не позволяет построить единую для всей Земли ее модель, предусматривающую лишь изменения в глубинах расположения отдельных сейсмических границ. Для верхней мантии свойственно наличие одного или нескольких слоев пониженной скорости, которые, однако, прослеживаются не повсеместно (в пределах щитов отсутствуют или выражены слабо). В районах островных дуг, срединно-океанических хребтов и рифтовых зон континентов они поднимаются — «всплывают», по образному выражению Г. С. Горшкова, непосредственно к подошве земной коры.

Наиболее сложно построен переход от коры к мантии и верхним горизонтам последней в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном. Многочисленными наблюдениями методом ГСЗ, выполненными в северо-западной части этой зоны (Туезов, 1975; Строение земной коры..., 1976 и др.), были установлены резкие вариации мощностей земной коры и соответственно глубин залегания границы М в различных частях рассматриваемой территории. Особенно ярко это проявлено в

пределах Курильской островной системы. Наиболее глубоко (35 и более км) раздел М залегает здесь на флангах дуги в районе северо-западного (приконтинентального) склона Курило-Камчатского глубоководного желоба; минимальные расстояния до него (15 и менее км) отмечаются в Южно-Охотской глубоководной котловине, центральной части Курильского островного поднятия и на океанической стороне глубоководного желоба. Минимальные глубины до раздела М (менее 15 км) свойственны также глубоководной части Японского моря. В районе Охотоморской плиты они составляют 25—30 км. На Центральной Камчатке, большей части Сахалина, окраине Азиатского материка расстояния до М превышают 30—35 км.

Раздел М в рассматриваемом районе, судя по сложному (мозаичному) характеру распределения скоростей сейсмических волн (7,3—8,9 км/с), не обнаруживающему зависимости от глубины его залегания, представляется чрезвычайно гетерогенным по своей геологической природе. Интересно, что нередко устанавливается связь низких (менее 8,0 км/с), «нормальных» (8,0—8,2 км/с) и высоких (более 8,2 км/с) значений граничных скоростей с теми или иными крупными морфоструктурными элементами региона. Так, в пределах Южно-Охотской котловины и Курильского геоантиклинального поднятия (особенно в его центральной части), впадины Хонсю Японского моря скорости продольных волн на границе М сильно понижены (7,3—8,0 км/с), что сближает их с такими структурами, как срединно-океанические хребты и рифты континентов. Высокие (до 8,8—8,9 км/с) скорости зафиксированы в южной части Курило-Камчатского желоба, в южной и центральной частях Сахалина, вблизи побережья Приморья. На остальной части рассматриваемой территории они близки к «нормальным». Следует подчеркнуть, что областям с пониженными значениями скоростей на границе М присущи довольно низкие мощности земной коры и близкая к океанической ее структура, повышенные тепловые потоки, свидетельствующие о значительной разогретости недр, а также низкая сейсмичность — явный результат повышенной пластичности глубинного вещества. Обращает на себя внимание и тот факт, что в пределах активной вулканической зоны Курило-Камчатской дуги переход от коры к мантии по значениям скоростей упругих волн очень нечеткий. Так, например, на Камчатке детальными исследованиями В. К. Утнасина с сотрудниками (1974) показано, что раздел, отождествляемый по кинематическим и динамическим признакам связанных с ним сейсмических волн с границей М, представляет собой достаточно мощную (8—10 км) зону, характеризующуюся сложными законами изменения скоростей. Здесь фиксируется серия прерывистых отражающих горизонтов, нередко имеющих несогласные взаимоотношения, что не позволяет отождествлять этот раздел с областью стыка двух сред резко различного химического состава (скажем, основного и ультраосновного).

В вопросе о природе раздела М и соотношения его с истинной (химической) подошвой земной коры особый интерес представляют те довольно многочисленные районы, в которых между собственно мантией и так называемым «базальтовым» слоем коры по промежуточным (7,5—7,9 км/с) значениям скоростей продольных волн выделяется переходная зона, интерпретируемая как область «коро-мантийной смеси» (Скок, 1962), а чаще — как «разуплотненная» мантия, о минералогическом составе которой обычно красноречиво умалчивается. К их числу прежде всего должны быть отнесены области кайнозойского вулканизма, рифты континентов и срединно-океанических хребтов.

В качестве довольно яркого примера можно привести запад США (район Скалистых гор), где базальтовый слой разделяется на два или три горизонта с существенно различными сейсмическими характеристиками (Кропоткин и др., 1971). Показательно, что скорости продольных

волн в нижней его части мощностью 10—15 км достигают предельных значений для пород типа габбро (7,6—7,8 км/с) и приближаются к таковым в подкоровой области. Однако, в отличие от районов срединно-океанических хребтов и островных дуг, где «мантия» разуплотнена, а границу М в ее типичном сейсмическом выражении обнаружить не удается, эта граница уверенно прослеживается на глубинах 50—55 и более км и характеризуется истинно мантийной (8,1—8,2 км/с) скоростью. Соответствие такой модели характеру гравитационного поля (отрицательные аномалии в редукции Буге достигают 80—120 мгл) подтверждает то, что этот промежуточный слой необходимо относить к земной коре, а не к загадочной «разуплотненной» мантии. По-видимому, сходная картина наблюдается под Андами, где подошва земной коры опускается до 70 км (Jamer, 1971), и под такими крупнейшими горными сооружениями мира, как Альпы, Карпаты, Памир, Гиндукуш, Гималаи, Тянь-Шань, Урал, где так называемая «разуплотненная» мантия характеризуется скоростями 7,5—8,0 км/с (Милютинна, 1976). По мнению авторов, к земной коре должна быть отнесена и низкоскоростная «мантия» ( $V_p = 7,3—7,7$  км/с) под Восточно-Камчатским вулканическим поясом, распространяющаяся до глубин около 50 км; где Г. И. Аносовым и др. (1978) зафиксированы нормальные («мантийные») скорости (8,2 км/с). Правильность такого вывода подтверждена непрерывным прослеживанием границы со скоростью 8,2 км/с от Восточной Камчатки до ложа Тихого океана за глубоководным желобом, где она совпадает с подошвой земной коры, расположенной здесь на глубине около 15 км. Граница с такой же скоростью была зафиксирована и в северо-восточной Японии. Залегает она на 15—25 км глубже выделенного в этом районе низкоскоростного (7,7 км/с) раздела М (Тузев, Жильцов, 1972). Показательно, что японский исследователь Т. Микумо (Mikumo, 1966) отнес зону с промежуточными сейсмическими скоростями к земной коре, а не к верхней мантии, отождествив раздел М с границей 8,0—8,2 км/с. Это вполне логично, если учесть, что понижение скоростей в большинстве случаев определяется не просто термическим расширением, а соответствующим изменением состава пород, в связи с чем «мантия с пониженными скоростями сейсмических волн (за редким исключением) является базальтовым слоем земной коры с сейсмически шероховатой или даже нечеткой подошвой» (Моисеенко, 1975).

По-видимому, аналогичные рассуждения приложимы также и к рифтовым зонам континентов, к примеру, Байкальской и Рейнской, где непосредственно ниже поверхности М выделены зоны пониженных скоростей (Милютинна, 1976), отделенные от залегающей ниже астеносферы мощным (20—30 км) слоем с повышенными пластовыми скоростями (8,0—8,2 км/с), а также к рифтам срединно-океанических хребтов, где обнаружены линзы низкоскоростных пород ( $V_p = 7,3—7,5$  км/с) с мощностью 30—40 км, заключенные в «нормальную» мантию ( $V_p = 8,1—8,2$  км/с).

Следует напомнить, что один или несколько (до 4) сейсмических разделов со скоростями продольных волн до 8,5—9,0 км/с ниже выделяемой поверхности М на глубинах до 100—120 км установлены во многих континентальных районах (Туранская плита, Русская платформа, Закавказье, Центральный Казахстан, Средняя Азия и др.). Более того, С. И. Субботин и др. (1968), ссылаясь на И. П. Косминскую и Ю. В. Ризниченко, указывают, что границы со скоростью около 9,0 км/с фиксируются на глубинах около 50—70 км на большей части территорий, изучавшихся методом ГСЗ.

Сказанное свидетельствует о том, что сейсмически слоистая структура свойственна всей литосфере, в связи с чем положение подошвы земной коры как поверхности М, а, следовательно, и само понятие «земная кора» в ее геофизических моделях нередко представляется весьма

неопределенным. Правы авторы раздела «Отношение сейсмологии к главным проблемам геофизики и геологии», опубликованного в Международном геофизическом бюллетене № 93 (29), которые считают, что (цитируется по Г. Д. Афанасьеву, 1966): «Природа Мохо неизвестна и может меняться от района к району. Неизвестно также, чем вызваны эти изменения физических свойств: изменением ли состава материала или изменениями физического его состояния под влиянием давления и температуры».

У геофизиков существует двойственный подход к диагностике подошвы земной коры: последняя либо принимается за поверхность, которая характеризуется определенными кинематическими и динамическими признаками преломленных и отраженных ею волн, либо рассматривается как граница, которой свойственна высокая «мантийная» (8,1—8,2 км/с) скорость без обязательного постоянства других параметров (Моисеенко, 1975). Видимо, справедливы соображения Ф. С. Моисеенко, что «...поскольку между скоростью сейсмических волн, плотностью и химическим составом горных пород существует сравнительно тесная зависимость, то в первом случае породы одинакового состава могут быть отнесены то к коре, то к мантии, во втором — породы у кровли мантии будут повсеместно близки по своему составу (что, видимо, и существует на самом деле — примеч. наше). В первом случае граница коры и мантии может оказаться гетерогенной, соединять весьма несходные по происхождению геологические границы, во втором — она является границей между материалами разной степени дифференцированности вещества (выделено нами — К. С. и В. Ф.). Поскольку химизм горных пород определяет многие особенности геологических явлений и, в частности, особенности металлогении, ограничение земной коры снизу поверхностью с равными скоростями сейсмических волн представляется наиболее правильным» (Моисеенко, 1975). Авторам хотелось бы только подчеркнуть, что второе соображение о характере подошвы земной коры полностью соответствует развиваемому ими представлению о ее химической природе.

Как показали исследования последних лет, носителями прямой информации о вещественном составе глубоких частей земной коры и верхней мантии являются кристаллические включения в лавах различных петрохимических типов. В результате изучения глубинных ксенолитов из трубок взрыва на древних платформах континентов было установлено, что наряду с несомненными представителями вещества верхней мантии — шпинелевыми и гранатовыми перидотитами, пироп-диопсидовыми и алмазонасными эклогитами (Лутц, 1974; Соболев, 1964, 1968 и др.) — среди них широко распространены различные высокометаморфизованные основные породы (эклогиты и эклогитоподобные образования, плагиоклаз-пироксеновые и гранатовые гранулиты, габбро и метагаббро, эпидотовые и гранатовые амфиболиты и пр.). Вряд ли можно сомневаться в том, что последние слагают самые нижние части земной коры в ее геологическом понимании и должны быть отделены от собственно мантийных пород химическим разделом. Изучение же скоростей упругих волн в образцах высокометаморфизованных основных пород в условиях всестороннего сжатия, сравнимого с давлением на глубинах 20—40 км, показало, что они близки к фиксируемому вдоль раздела М (Афанасьев, 1960, 1966, 1967). В связи с этим правомерна мысль о том, что границы фаций высоких ступеней метаморфизма (в том числе и фазовых переходов), уровни смены химического состава глубинных пород, а также достижения их предельно упругого состояния (Афанасьев, 1966, 1967) могут регистрироваться сейсмическими методами как поверхность М. По всей видимости, этим и объясняется нередко устанавливаемая множественность сейсмических границ, которые по динамическим и кинематическим признакам отраженных и преломленных

ими волн могут быть отождествлены с разделом М; значительные вариации скоростей упругих волн вдоль последнего, а порой нечеткий, расплывчатый его характер или существование переходной от коры к мантии зоны. Напрашивается вывод, что под континентами поверхность М в принципе не может рассматриваться в качестве раздела единой геологической природы. Учитывая значительные (30—40 км) глубины ее залегания, можно полагать, что здесь она должна иметь метаморфическую (в частности, фазовую) природу и располагаться выше истинной, т. е. химической, границы между корой и мантией. Последняя, видимо, иногда и фиксируется как один из более глубоких сейсмических разделов, в частности, как граница со скоростями продольных волн около 9,0 км/с, установленная, как указывалось выше, на большей части территорий, изучавшихся методом ГСЗ.

Иную природу поверхность М имеет под океанами, так как термодинамические условия на ее уровне недостаточны для проявления фазовых переходов и формирования метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. Постоянное присутствие в лавах внутриокеанических вулканов практически единственных ксенолитов состава габбро и шпинелевого перидотита заставляет думать, что непосредственно ниже М здесь в основном залегают шпинелевые перидотиты, а сама эта поверхность фиксирует смену химического состава пород (габбро-перидотит). На глубинах 70—90 км, что соответствует максимальному уровню устойчивости шпинели (Мак-Грегор, 1968), шпинелевые перидотиты, по-видимому, сменяются гранатовыми (или пироп-диопсидовыми эклогитами), а переход между ними может фиксироваться в качестве четкой сейсмической границы. Вместе с тем, не исключено, что в пределах океанических бассейнов поверхность М на отдельных участках может иметь и фазовую природу, особенно там, где мощность земной коры сильно увеличена за счет процессов вулканизма, например, в районе Гавайских островов, под которыми земная кора имеет мощность около 20 км (Shor, 1960), а в лавах вулканов наряду с ксенолитами перидотитов и габбро встречены эклогиты и эклогитоподобные породы (Jackson, 1966). Вероятно, что именно здесь мы имеем возможность изучать процесс превращения химической по своей природе границы М, что характерно для океанов в целом, в фазовую — свойственную материкам. В этой связи большой интерес представляют данные Д. Хилла (Hill, 1969) о присутствии в нижней части «базальтового» слоя Гавайских островов образований со скоростями продольных волн около 7,5 км/с, напоминающих «коро-мантийную смесь» других регионов.

Совершенно иная картина, по-видимому, свойственна тектонически активным районам, таким, как островные дуги, срединно-океанические хребты и молодые орогены, для которых характерны высокие значения теплового потока. Термодинамические условия допускают здесь существование пород с плагиоклазовой (габбровой) ассоциацией минералов ниже фиксируемой сейсмическими методами поверхности М, что находит свое отражение в таких геофизических параметрах, как пониженные значения скоростей упругих волн и разуплотнение вещества. Граница М, по-видимому, отражает в этом случае предельно упругое состояние коровых по своей геологической природе габбровых пород, которые на глубинах около 60—70 км сменяются эклогитами и перидотитами. Таким образом, поверхность М залегают здесь выше истинной, т. е. химической, границы коры и мантии и является чисто химическим разделом, положение и характер которого определяется термодинамическими условиями недр региона (Федорченко, Родионова, 1975).

Это наводит на мысль о существенно различном положении поверхности М в основных структурах Земли (океанических и континентальных блоках, переходных между ними зонах), что справедливо подчеркивалось С. М. Стишовым (1963) и П. Дж. Уилли (Willy, 1963). Если

в пределах океанов эта поверхность скорее всего соответствует химическому разделу между веществом земной коры и верхней мантии, то в пределах континентов она нередко является метаморфической (в частности, фазовой), залегающей в 10—20 км (а порой и более) выше истинного раздела «кора—мантия». В переходных же зонах, как предположил П. Дж. Уилли (Willy, 1963), возможно пересечение химической и фазовой границ *M*, поэтому здесь в зависимости от непостоянных в пространстве и времени термодинамических условий, мощности земной коры и ее геологической истории в каждом конкретном случае может реализоваться любой из этих вариантов.

Учитывая возможность совпадения многих сейсмических разделов, в том числе и поверхности *M*, с границами метаморфических фаций, авторы присоединяются к мнению Ю. А. Косыгина (1969) — об их подвижности в ходе геологической истории. Изменчивое во времени положение раздела *M* вытекает также из давно установленного глобального соответствия между высотой рельефа литосферы и глубиной залегания этого раздела (так называемый принцип изостазии). Поэтому целесообразно еще раз подчеркнуть необходимость строгого разграничения понятий «земная кора» в их геолого-петрографическом толковании. В самом деле, если в первом случае кора представляется в виде конкретного историко-генетического тела, имеющего с верхней мантией четкое вещественно-структурное разграничение и являющегося так называемой «осадочной оболочкой Земли» (Косыгин, 1969), то во втором она оказывается непонятно как сформировавшимся образованием с «плавающей» нижней границей.

В связи с этим в геолого-петрографическом понимании термина «земная кора» заложен конкретный вещественно-исторический смысл. Геофизическая же его трактовка для континентальных пространств нам представляется лишенной такой конкретности. Несмотря на это, физическая структура земной коры может быть легко изучена сейсмическим методом, чем и обусловлено широкое использование геофизической ее модели для различных тектонических построений, хотя в данном понимании она часто является частью, возможно, и преобладающей, истинной коры континентов.

Смещение этих двух понятий подчас приводит к весьма сомнительным представлениям о заложении тех или иных тектонических элементов на коре так называемого океанического или континентального типов, поскольку физическая структура палеолитосферы не может быть достоверно воспроизведена на базе имеющейся сегодня информации. Противопоставление же коры океанической коре континентальной, с точки зрения петрографии, представляется весьма условным (Афанасьев, 1960, 1966, 1967), так как в обоих случаях она является продуктом дифференциации мантии, первичный («докоровый») состав которой вряд ли мог существенно отличаться в районах современных континентов и океанов.

Говоря об этом, не следует забывать, что нынешний облик кристаллической части коры континентов в значительной мере обусловлен осадочно-метаморфическими процессами (Сидоренко и др., 1976), явлениями гранитизации и вторичного (корового) магматизма, существенно преобразующими и перераспределяющими первичные дериваты мантии и определяющими большую физическую и петрографическую гетерогенность земной коры. При этом необходимо подчеркнуть, что наиболее интенсивно процессы перераспределения силикатного и алюмосиликатного вещества «осадочной оболочки» (в понимании Ю. А. Косыгина) протекали в геосинклинальных системах, особенно на геоантиклинальных этапах их развития, когда явления метаморфизма и ультраметаморфизма достигают своего апогея, а из погруженных в области повышенных давлений нижних частей земной коры в большом количестве

выносятся летучие и лейкофильные элементы, которыми (в частности, щелочами и кремнеземом) обогащаются ее верхние горизонты. Особой мощи эти процессы дифференциации достигали, по-видимому, при переходе подошвой «осадочной оболочки» так называемого эклогитового «барьера». Как показали исследования подвижности и миграции химических элементов при процессах эклогитизации, ...«гранитоидные и кислые породы не могут существовать в эклогитовой фации. Пересекая границу эклогитовой фации, они превращаются в основные способом базификации или эклогитизации. Эклогитовый «барьер» может быть источником больших количеств мобильных щелочей и кремнезема, мигрирующих вверх» (Лутц, 1974).

Все это и определило вещественную гетерогенность земной коры континентов, особенно ее так называемого «гранитного слоя», который в настоящее время сложен широкой гаммой петротипов от зеленых офиолито-кремнистых ассоциаций ранних этапов развития геосинклиналей до гранито-гнейсов и амфиболитов с массивами гранитов в ядрах крупных геантиклинальных структур. В океанах же коровые производные мантии, видимо, сохранили свой первоначальный состав, в связи с чем понятие «базальтовый слой» имеет здесь определенный петрографический смысл. Следует вывод, что геофизические представления о земной коре и верхней мантии континентов мало применимы, хотя пока широко используются для построения ретроспективных моделей теоретической геологии, а особенно для нужд геологической практики, основная задача которой заключается в выявлении основных закономерностей распределения полезных человеку минеральных компонентов, т. е. в конечном счете — поиске того или иного вида природного вещества.

Таким образом, земная кора в ее петрографическом понимании в ходе геологической истории Земли изменяет свой объем только в сторону его увеличения, тогда как земная кора в геофизических моделях литосферы может, по-видимому, не только увеличиваться, но и уменьшаться в мощности. На мысль о последнем наводят данные о малых ее мощностях, установленных в процессе геофизических исследований в пределах многих глубоководных впадин окраинных и внутренних морей Альпийско-Гималайского и Западно-Тихоокеанского кайнозойских тектонических поясов. Хотя механизм образования этих впадин, а, следовательно, и характер процессов, приводящих к уменьшению мощности коры, отдельным авторам представляется существенно различным, сам факт заложения, по крайней мере, части из них, в пределах континентальных блоков литосферы сейчас уже вряд ли может серьезно оспариваться.

Изложенная выше цепь рассуждений с неизбежностью приводит к представлению о литосфере как некотором, очень гетерогенном геологическом (вещественно-историческом) теле непостоянного объема, ограниченном сверху динамичной во времени поверхностью твердой Земли, а снизу — достаточно условным разделом, отвечающим современному положению кровли слоя низких скоростей верхней мантии, который, по данным о продольных волнах, к сожалению, прослеживается не повсеместно. Этому слою, кроме собственно понижения скоростей, свойственна (Магницкий, 1968) низкая вязкость (т. е. повышенная текучесть) материала, близость температуры к точке его плавления, минимальная сейсмичность, усиленное затухание упругих колебаний (особенно поперечных), что позволяет видеть в нем мощный инструмент дифференциации мантии и источник многих эндогенных геологических процессов, в частности, вулканизма, формирующего земную кору. Учитывая различное современное положение астеносферы под океанами и континентами (глубины залегания его кровли составляют 50—60 и 100—120 км; Белоусов, 1968), следует предполагать, что с увеличением континентальных пространств происходило соответствующее погружение этого слоя

и, следовательно, общее увеличение объема литосферы по мере выделения из вещества верхней мантии компонентов земной коры.

Согласно разрабатываемой модели, подкорковая часть литосферы представляет собой тугоплавкий остаток после экстракции из первичного вещества мантии материала земной коры. Сложена она различными перидотитами (альпинотипными, шпинелевыми, гранатовыми), встреченными в виде ксенолитов в щелочных базальтах. По мнению Б. Г. Лутца (1975), гранатовые перидотиты, залегающие на глубинах более 70 км, являются минимально истощенными компонентами базальта мантийным веществом, близким по химическому составу к среднему хондриту. Менее глубинные шпинелевые и особенно альпинотипные гипербазиты наиболее истощены литофильными элементами. Последние породы в составе океанической надастеносферной мантии, по-видимому, отсутствуют, что свидетельствует о меньшей ее дифференцированности по сравнению с континентальной мантией.

Земная кора («осадочная оболочка») образует особенно неоднородную верхнюю часть литосферы, распространяющуюся под континентами нередко значительно глубже раздела М, местами, возможно, даже до самой астеносферы (районы островных дуг, срединно-океанические хребты, рифтовые зоны континентов). Ее состав и структура различны под континентальными и океаническими сегментами Земли.

Рукопись настоящей статьи была любезно просмотрена А. Л. Яншиным, сделавшим ряд ценных критических замечаний. Авторы глубоко признательны ему за это.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аносов Г. И., Биккенина С. К., Попов А. А., Сергеев К. Ф., Утнасин В. К., Федорченко В. И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. — М., «Наука», 1978.
- Афанасьев Г. Д. О петрографической интерпретации геофизических данных о строении земной коры. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1960 г. № 7.
- Афанасьев Г. Д. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1966, № 11.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 5.
- Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белюсов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. — «Геохимия», 1961, № 1.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1967, № 11.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Гутенберг Б. Скорости распространения сейсмических волн в земной коре. — Земная кора, ИЛ, 1957.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Кропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А., Соловьева И. А., Трапезников Ю. А. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. — «Труды ГИН АН СССР», М., «Наука», 1971, в. 209.
- Лутц В. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974.
- Лутц В. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975.
- Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968.
- Мак-Грегор И. Д. Поля устойчивости шпинелевых и гранатовых перидотитов в синтетической системе  $MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2$ . — Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.

Милютина Е. Н. Сейсмические исследования верхней мантии. М., «Наука», 1976.

Родионова Р. И., Федорченко В. И. Ксенолиты, возможный состав верхней мантии и глубины магматических очагов в пределах континентов, океанов и островных дуг. — Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, вып. 4.

Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко С. А. Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры. — Дегазация Земли и геотектоника. М., «Наука», 1976.

Соболев В. С., Соболев Н. В. Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. — «ДАН СССР», 1964, т. 158, № 1.

Соболев Н. В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. — Кора и верхняя мантия Земли. Межд. Геол. Конгресс, XXIII сессия, доклады сов. геологов, 1968.

Стишов С. М. Природа поверхности Мохоровичича. — «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1963, № 1.

Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. — Киев, «Наукова думка», 1968.

Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. — Новосибирск, «Наука», 1975.

Туезов И. К., Жильцов Э. Г. Глубинное строение Японии по сейсмическим данным. — Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии, т. 8, М., «Наука», 1972.

Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Образцы пород верхней мантии из рифтовой зоны Индийского океана. — «ДАН СССР», 1965, т. 165, № 5.

Утнасин В. К., Абдурахманов А. И., Аносов Г. И., Балеста С. Т., Мархинин Е. К., Федорченко В. И. Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. — «Сов. геология», 1974, № 2.

Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, «Наука», 1975.

Чернышева В. И. Магматические и метаморфические породы дна Индийского океана (автореферат кандидатской диссертации). М., Изд-во МГУ, 1971.

O o o k K. The problem of the mantle-crust mix: Lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earth's mantle. - "Advances in Geophysics", London, 1962, v. 9, N-Y.

H e s s H. H. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea floor. - "Submarine Geology and Geophysics", Colston Papers, 1965, no 17.

H i l l D. P. Crustal structure of the Island of Hawaii from seismic refraction measurements. - "Bull. Seismol. Soc. Amer.", 1969, v. 59, no 1.

J a c k s o n E. D. "Eclogite" xenoliths in the Salt Lake, Aliamanu and Makalapa Tuffs, Hawaii. - "Trans. Amer. Geophys. Un.", 1966, v. 47, no 3.

J a m e s D. E. Andean crustal and upper mantle structure. - "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76, no 14.

M i k u m o T. A study of crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data. - "Bull. Earthq. Res. Inst.", Univ. Tokyo, 1966, v. 44, no 3.

P i c h o n X. Z e., H o u t z R. E., C h a r l e s Z. D r a k e, J. E. N a f e. Crustal structure of the Mid-ocean Ridges. - "J. Geophys. Res.", 1965, v. 71, no 2.

S h o r G. G. Crustal structure of the Hawaiian ridge. - "Bull. Seismol. Soc. Amer.", 1960, v. 50, no 2.

W i l l y P. J. The nature of Mohorovicic discontinuity, a compromise., - "J. Geophys. Res.", 1963, v. 68, no 15.

1978

## ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ ВЕРОЯТНЫЙ МЕХАНИЗМ

О. А. Мельников

Современное состояние наук о Земле характеризуется наличием многочисленных, как правило, гипотетических, но тем не менее остро-конфликтующих до взаимного исключения динамических моделей земной коры, объясняющих структурное своеобразие внешнего лика нашей планеты. Между тем очевидное разнообразие и сложное переплетение различных факторов, участвующих в действительной динамической модели земной коры, уже давно и настоятельно требует перехода от конфронтации противоборствующих мнений к возможно строгому определению роли каждого фактора в отдельности и на основе этого — к выработке единой, наиболее вероятной, количественной, а не качественно-умозрительной динамической модели земной коры.

Однако предварительно важно знать или с большой степенью достоверности предполагать наиболее вероятный механизм (или даже несколько его вариантов), с помощью которого функционирует реальная динамическая модель земной коры. Кстати, отсутствие представлений о такого рода механизме — наиболее слабое (уязвимое) место подавляющего большинства обосновывающихся в настоящее время динамических моделей земной коры.

Перед тем как охарактеризовать предлагаемый ниже вариант наиболее вероятного, с нашей точки зрения, механизма динамической модели земной коры, следует заметить, что он должен удовлетворять следующим основным условиям (или твердо установленным фактам):<sup>1</sup>

1. Земная кора, наряду с ядром и мантией, является одной из физически разнородных геосфер, составляющих динамическую систему Земли как планеты, вращающейся вокруг своей оси и Солнца.

2. Земная кора по составу и строению резко неоднородна. В вертикальном направлении (сверху вниз) она в обобщенном виде состоит из физически различных «осадочного», «гранитного» и «базальтового» слоев. В горизонтальном направлении земная кора по особенностям строения изменяется от континентального до океанического типов. В отличие от районов с континентальным типом коры, состоящих из всех упомянутых хорошо выраженных слоев, в районах с океаническим типом коры хорошо представлен лишь «базальтовый» слой, несколько хуже — «осадочный» и полностью отсутствует «гранитный». Континентальным типом коры характеризуются по существу все участки суши с прилегающим к ним шельфом; океаническим типом — остальная часть земной поверхности; граница между ними — континентальный или островной склоны.

3. Земная кора, как и составляющие ее «слои», ограничены поверхностями сложной конфигурации. Для земной коры континентального

<sup>1</sup> Все последующее для краткости и ясности излагается по существу, без ссылок на практически необозримую по затронутым вопросам литературу, тем не менее автор считает своим долгом принести самые искренние извинения всем коллегам и возможным оппонентам, надеясь на их понимание, а также на то, что любой компетентный читатель сам легко отдаст должное каждому.

типа установлено, что ее нижняя поверхность (граница М) является, как правило, зеркальным отражением верхней (дневной) поверхности: чем выше рельеф, тем глубже граница М; глубже всего граница М под горными складчато-глыбовыми сооружениями — так называемые «корни гор».

4. Большинство континентов представляет собой ядра древних докембрийских платформ, обрамленных разновозрастными орогенными (складчато-глыбовыми) поясами. Фундамент ядер, отвечающий «гранитному» слою платформ, составляют гранито-гнейсовые купола в Чарнокитах. Орогенные пояса сложены в различной степени метаморфизованными (преимущественно динамометаморфизм) осадочно-вулканогенными образованиями, накопившимися в обрамлявших докембрийские платформы геосинклинальных прогибах.

5. Восточные окраины континентов обрамляются оригинальными системами островных дуг (желоб — дуга — окраинное море), полностью отсутствующими вдоль западных окраин континентов.

6. В пределах океанов выявлена единая глобальная система срединно-океанических хребтов (спаренных, разделенных узкой рифтовой долиной), сопровождаемых симметричными (относительно рифтовой долины) интенсивными полосовыми магнитными аномалиями.

Приведенный далеко не полный перечень данных об основных особенностях строения земной коры и Земли в целом свидетельствует прежде всего о сложной, многофакторно обусловленной динамической модели Земли вообще и динамической модели земной коры в частности. Для последней очевидно действие, по крайней мере, четырех накладывающихся друг на друга механизмов: ротогенез, дрефтогенез, рифтогенез и сепаратогенез.

1. **Ротогенез** — вращение Земли вокруг своей оси, причем из всех составляющих ее геосфер активным носителем вращения, очевидно, является лишь ядро (возможно, и мантия). Земная кора в этом процессе играет явно пассивную, тормозящую вращение, роль. Энергию для своего вращения ядро получает, скорее всего, из окружающего электромагнитного и (или) гравитационного полей (подобно ротору электромотора). В таком случае ядро обладает наибольшей угловой скоростью по сравнению с внешними геосферами, особенно с земной корой (Чирвинский, 1913), причем если ядро является единственным активным носителем вращения, то следует общее правило: каждая следующая внешняя геосфера обладает меньшей угловой скоростью, чем смежная с ней внутренняя геосфера. Для двух смежных геосфер внутренняя геосфера является активной, ведущей, а внешняя — пассивной, ведомой, тормозящей общее вращение Земли и геосфер в частности. Так, для смежной пары геосфер — земная кора и верхняя мантия — последняя обладает большей угловой скоростью и является активной (ведущей), а земная кора обладает меньшей угловой скоростью и является пассивной (ведомой), тормозящей общее вращение Земли и верхней мантии в частности. Граница между геосферами обладает высокими градиентами большинства физических параметров и является поверхностью концентрации возникающих и разрешающихся напряжений (место «проскальзывания» одной геосферы относительно соседней, смежной с ней). Аналогичными взаимоотношениями, видимо, в какой-то мере обладают и составляющие земную кору «базальтовый» и «гранитный» слои (геосферы?). Однако отсутствие сплошности у «гранитного» слоя не позволяет рассматривать его в качестве самостоятельной геосферы в полном смысле этого слова. «Базальтовая» геосфера по существу «несет на себе» разорванные блоки «гранитного» слоя (геосферы?), и эффект «проскальзывания» «базальтовой» геосферы с блоками «гранитного» слоя относительно мало заметен.

Таким образом, верхняя мантия «несет на себе» тормозящую ее

вращение земную кору (точнее, «базальтовую» геосферу с «вмерзшими» в нее блоками «гранитного» слоя) с запада на восток. Напряжения, возникающие в ходе этого взаимоотношения между относительно активно вращающейся мантией и пассивно тормозящей это вращение земной корой, очевидно, концентрируются в пограничной для этих геосфер области. Если граница между земной корой и мантией была бы относительно ровной, эти напряжения концентрировались бы вдоль этой пограничной поверхности более или менее равномерно. Сильно расчлененная форма пограничной поверхности между земной корой и мантией вызывает резко неоднородное поле напряжений близ этой поверхности. Участки с глубоко погруженной в верхнюю мантию корой за счет большей угловой скорости верхней мантии испытывают большее ротационное напряжение, чем смежные с ними погруженные в верхнюю мантию участки земной коры, что и ведет в конечном счете к резкой дифференциации напряжений под земной корой: образованию зон сжатия вдоль восточных (фронтальных) окраин глубоко погруженных в мантию участков земной коры и наоборот — зон растяжения вдоль западных (тыловых) окраин этих участков. В зонах сжатия за счет этих напряжений происходит динамометаморфизм «осадочного» слоя земной коры, образуются орогенные пояса, в результате чего относительно погруженный в мантию участок, наращаясь орогенным поясом, еще глубже проникает в мантию «корнями» орогенного пояса, тем самым еще более увеличивая направленное с запада на восток ротационное напряжение в своем основании. Наконец, наступает такой момент, когда это усилие становится настолько большим, что приводит к отрыву от общего блока земной коры наиболее погруженных в мантию участков, которые при общем движении с запада на восток значительно опережают основной блок земной коры, образовав между собой обширные зоны растяжений. Примером такого рода механизма (ротогенез) являются островные дуги, по крайней мере, большая их часть. Островная дуга — это оторванные от основного блока земной коры наиболее погруженные в мантию участки, значительно опередившие в своем движении с запада на восток основной (родоначальный) блок земной коры, чаще всего сильно видоизмененные фрагменты орогенных поясов, возникших на месте обрамляющих платформы геосинклиналей. Окраинные моря, расположенные между дугами и материками, соответствуют зонам растяжения. Вероятно, только таким способом образования объясняется сравнительно правильная дугообразная форма островных дуг и их положение лишь вдоль восточных окраин материков — Азии и Австралии в Тихом океане, Северной и Южной Америки — в Атлантическом. В связи с большей угловой скоростью мантии по сравнению с земной корой и вращением ее с запада на восток островные дуги вдоль западных окраин материков вышеописанным способом образоваться не смогут. Орогенные пояса, возникшие здесь вдоль материков, будут за счет ротогенеза еще теснее прижиматься к материкам — система Кордильер вдоль западных окраин Южной и Северной Америки.

II. Дрифтogenesis — дрейф жестких блоков континентальной коры по более пластичному субстрату (мантии и, или «базальтовому» слою) от полюсов к экватору за счет центробежных сил, возникших при вращении земного шара. Максимальных значений эти силы, очевидно, достигают в сороковых широтах, постепенно уменьшаясь до нуля на полюсах и экваторе. Дрейфу подвержены любые блоки континентальной коры: от целых материков до отдельных небольших островов. За счет неравномерного распределения центробежных сил на поверхности земного шара континентальные блоки в зависимости от массы, формы, размеров и положения на поверхности Земли имеют различные скорости и направления дрейфа. В связи с пассивным вращением земной коры по отношению к активно вращающемуся с запада на восток субстрату континен-

тальные блоки испытывают общий западный дрейф. Фронтальная часть дрейфующего блока, естественно, испытывает динамометаморфизм и орогенез близповерхностного «осадочного» слоя.

В областях высоких значений центробежных сил от крупных (материкового размера) дрейфующих блоков земной коры не исключен отрыв его отдельных фрагментов и их опережающий дрейф с образованием структур типа островных дуг (система: желоб—дуга—окраинное море) вдоль южных окраин материковых блоков в северном полушарии и северных — в южном. Правда, в этом последнем не исключена существенная роль и ранее рассмотренного механизма (ротогенеза), если иметь в виду, что верхняя мантия, обладая повышенной пластичностью, испытывает опережающее земную кору движение не только с запада на восток, но и от полюсов к экватору (дрифт верхней мантии).

Условившись, однако, относить все перемещения земной коры с запада на восток к ротогенезу, а от полюсов к экватору — к дрейфогенезу, можно говорить о бесспорном наложении дрейфогенеза на ротогенез. Особенно отчетливо это наложение видно на примере островных дуг вдоль северо-восточной части Азии:

1. Постепенное изменение общего простирания островных дуг от субмеридионального близ экватора — Филиппинская дуга (превалирующая роль ротогенеза) до субширотного на севере — Алеутская дуга (превалирующая роль дрейфогенеза).

2. Кулисообразное расположение структурных элементов на островных дугах с закономерным восточным смещением северных элементов относительно соседних с ними южных элементов (Сахалино-Японская дуга), что, естественно, объясняется результатом взаимного наложения двух систем напряжений — с запада на восток (ротогенез) и с севера на юг (дрейфогенез северного полушария).

Итак, система островных дуг северо-восточной Азии с желобами и окраинными морями (от Алеутской дуги на севере до Филиппинской — на юге) по своему происхождению может служить примером взаимного наложения дрейфогенеза на ротогенез.

**III. Рифтогенез** — разрыв земной коры и составляющих ее слоев на отдельные части (блоки или плиты). По всей видимости, следует различать два типа рифтогенеза — активный и пассивный. Наиболее существен активный рифтогенез (собственно рифтогенез). Его проявлению обязана существованием общепланетарная система океанических хребтов, рифт Красного моря и, возможно, система Африканских рифтов. Земная кора, скорее всего, за счет общего увеличения объема мантии (гипотеза расширяющейся Земли), разрывается вдоль ослабленных зон (подобно жесткой, ставшей тесной оболочке), и более пластичное вещество мантии, поднимаясь по образовавшейся трещине, заполняет и раздвигает ее, а затем, застывая, вновь делает оболочку (земную кору) жесткой до тех пор, пока накопившиеся в продолжающей постепенно расширяться мантии напряжения не превысят порог прочности плохо залеченного шва, что приведет к новому разрыву земной коры, появлению раскрывающейся трещины и раздвижению смежных блоков (так называемый спрединг).

Менее существенный пассивный рифтогенез по сравнению с активным имеет локальный характер и проявляется внутри или по окраинам континентальных блоков земной коры в зонах растяжения, возникающих при ротогенезе и дрейфогенезе. В частности, пассивному рифтогенезу, по всей видимости, обязаны в какой-то мере своим происхождением глубоководные котловины окраинных морей. Видимо, этим же объясняется отсутствие в этих котловинах полосовых магнитных аномалий, столь характерных для рифтовых зон срединно-окраинных хребтов.

Таким образом, рифтогенез, накладываясь на ротогенез и дрейфогенез, осложняет и без того сложную динамическую модель земной коры.

IV. Сепаратогенез (геосферогенез) — разделение (расслоение) вещества Земли на оболочки (сферы) в результате гравитационной дифференциации протопланетного вещества с образованием ядра, мантии и земной коры, а для последней — образование «гранитного» и «базальтового» слоев или континентального и океанического блоков земной коры.

Независимо от природы протопланетного вещества и того, проходила ли Земля стадию полного расплавления или нет, под действием гравитационных сил и вращения Земля в конечном счете оказалась расслоенной на ряд оболочек (сфер): ядро, мантия, земная кора, водная и газовая оболочки, причем каждая внешняя оболочка отличается от соседней с ней внутренней меньшей плотностью.

Не вдаваясь в бесспорно сложный и далеко не ясный процесс расслоения Земли на оболочки, особенно на ранних стадиях своего развития, можно, видимо, считать, что на поздних стадиях каждая внешняя оболочка формируется из недр и за счет смежной с ней внутренней оболочки: мантия из ядра, земная кора из мантии, газовая оболочка из коры, а применительно для слоев (оболочек?), составляющих кору, — «гранитный» слой из «базальтового». Если представить этот процесс в упрощенном виде как сепарацию более легкого материала внешней оболочки из недр более тяжелой внутренней оболочки, то «базальтовый» слой земной коры является результатом сепарации мантии, а «гранитный» — «базальтового» слоя, причем в системе вращающейся Земли поднимающийся из «базальтового» слоя к его поверхности более легкий «гранитный» материал стал формироваться в самостоятельный слой первоначально в приполярных областях (приполярные шапки), как более стабильных от перемешивающего воздействия, характерного для экваториальной области. Примером образования «гранитного» слоя подобным образом — сепарацией «базальтовой» оболочки — являются гранитно-гнейсовые купола в чарнокитах в ядрах докембрийских платформ. По всей видимости, сепаратогенез как общий процесс образования оболочек (геосфер), включая «базальтовый» и «гранитный» слои (оболочки?), активно продолжается и поныне с различным эффектом в разнообразных геоструктурных условиях.

Суммируя приведенные соображения о четырех более или менее очевидных механизмах, функционирующих в современной динамической модели земной коры, можно попытаться наметить основные моменты в ее развитии, начиная по крайней мере со времени возникновения «базальтового» слоя в результате сепаратогенеза мантии. Последующий сепаратогенез «базальтового» слоя привел к появлению в приполярных областях относительно жесткого «гранитного» слоя, постепенно увеличивавшегося в мощности и разраставшегося от полюса к экватору — два приполярных континента (протоплатформы Лавразия и Гондвана). Остальные механизмы в динамической модели земной коры в это время (в связи со сравнительно высокой пластичностью «гранитного» и особенно «базальтового» слоев) или были слабо выражены или следы их проявления сильно затушеваны последующими событиями.

По мере разрастания, увеличения мощности и «жесткости» «гранитного» слоя в приполярных протоплатформах, увеличения «жесткости» «базальтового» слоя и земной коры в целом, последняя, становясь «тесной» для постоянно возрастающей в объеме мантии, начинает растрескиваться и раздвигаться — вступает в действие активный рифтогенез (спрединг). Особенно сильно и дробному растрескиванию (распаду) оказываются подвержены более «жесткие» полярные протоплатформы. Получившие «свободу» «осколки» протоплатформ под действием центробежных сил устремились от полюсов к экватору (дрифтогенез). Видимо, распад северной и южной протоплатформ был не одинаков и, возможно, не одновременен. Южная протоплатформа (Гонд-

вана) распалась на более или менее равновеликие и одинаковые по форме «осколки», напоминающие внешне «лепестки розы», причем чашечка цветка (Антарктида) так, видимо, и осталась на полюсе, хотя и в неустойчивом, но равновесии. Самые крупные из «лепестков» (Африка и Южная Америка) при превалирующем влиянии дрейфогенеза двигались от южного полюса в направлении, близком перпендикулярному, к экватору и даже с западным дрейфом (Южная Америка). Более мелкие «лепестки-осколки» (Индостан, Австралия) при взаимном наложении ротогенеза и дрейфогенеза устремились на северо-восток.

Несколько иначе, видимо, происходил распад северной протоплатформы (Лавразии). Не исключено, что вначале произошел откол Китайской платформы, а затем уже распалась оставшаяся часть протоплатформы, причем здесь, в отличие от южной протоплатформы, ни один из «осколков» не задержался на полюсе.

С момента распада протоплатформ и вовлечения их «осколков» в дрейфогенез и ротогенез фронтальная часть каждого издвигающихся континентальных блоков начинает испытывать сжатие, что в конечном счете приводит к смятию «осадочного» слоя, выполняющего окраинные геосинклинальные прогибы, орогенезу, образованию «корней гор», отрыву и фрагментации окраинных частей континентальных блоков, опережающему движению возникших фрагментов с образованием островных дуг с желобами во фронтальной части и окраинными морями в тыловой (взаимное наложение ротогенеза, дрейфогенеза и пассивного рифтогенеза). Учитывая, что ротогенез направлен с запада на восток, а дрейфогенез — от полюсов к экватору, лишь вдоль восточных и обращенных к экватору окраин континентальных блоков могут возникнуть таким способом структуры типа островных дуг (система: желоб—дуга—окраинное море). К сожалению, островные системы вдоль обращенных к экватору окраин континентальных блоков выражены хуже. Скорее всего, они оказались зажатыми (поглощенными) в зоне столкновения континентов северной и южной протоплатформ — пояс Тетис.

Итак, современная динамическая модель земной коры является результатом сложного наложения четырех механизмов — ротогенеза, дрейфогенеза, рифтогенеза и сепаратогенеза (геосферогенеза). Задача на ближайшее будущее состоит по существу в выяснении количественной роли каждого из этих механизмов применительно к тому или иному конкретному району.

## ЛИТЕРАТУРА

Чирвинский П. Н. Перемещение полюсов как основная причина изменения климатов в третичный и четвертичный периоды и главная причина такого перемещения. — «Ежегодник по геол. и минерал. России», 1913, т. XV, в. 2—3.

**ПАЛЕЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИЕ РИФТОПОДОБНЫЕ  
КОМПЛЕКСЫ САХАЛИНА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ  
ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ**

**В. К. Гаврилов, Н. А. Соловьева**

В некоторых районах восточной половины Сахалина широко распространены слабо метаморфизованные отложения, возраст которых относится к интервалу времени от позднего палеозоя до раннего мела включительно. Это островская и новиковская свиты Тонино-Анивского полуострова, далдаганская серия Таулан-Армуданской гряды, житницкая, остринская, хойская свиты Восточно-Сахалинских гор, орлинская свита п-ова Шмидта (Геология СССР, 1970); (рис. 1). Внутреннее строение толщи, соотношение отдельных составляющих ее стратиграфических комплексов и их возраст пока еще недостаточно выяснены.

Всеми предыдущими исследователями доверхнемеловые отложения Сахалина рассматривались в качестве раннегеосинклинальных образований, относившихся к спилито-диабазовой и граувакковой (Рождественский, 1966; Гальцев-Безюк и др., 1974) или спилито-диабазовой и аспидной (Сергеев и др., 1973) формациям. С позиций представлений о заложении эвгеосинклиналей на коре океанического типа тектоническое развитие Сахалина анализировали Н. А. Богданов (1975), М. С. Марков (1975), В. С. Рождественский и А. Н. Речкин (1975). Используя предложенное А. В. Пейве и его соавторами (Пейве и др., 1971) разделение геосинклинального этапа на отдельные стадии, Е. Н. Меланхолина (1975) относит палеозойско-мезозойские доверхнемеловые отложения острова к океанической стадии развития. Исследование строения и вещественного состава палеозойско-мезозойских образований позволило получить новые материалы (Гаврилов, Соловьева, 1975; Бродская и др., 1976), в ряде случаев значительно меняющие существующие представления. В настоящей статье приводится характеристика основных типов пород палеозойско-мезозойского разреза, рассматриваются возможные условия их образования и особенности тектонического развития района.

**ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД**

В строении рассматриваемой толщи участвуют вулканические, обломочные, кремнистые и карбонатные породы; для каждого класса этих образований характерно наличие хотя бы двух типов различного состава и генезиса.

**Вулканические породы**

Вулканические породы, входящие в состав спилито-диабазовой формации, подробно рассмотрены другими авторами (Нарыжный, Сергеева, 1968; Ковтунович, Шилов, 1969). Представлены они преимущественно спилитами и диабазами и обнаружены во всех районах распространения отложений верхнего палеозоя и мезозоя. Следует, однако, отметить, что объем вулканических образований этого типа очень незначителен, зале-

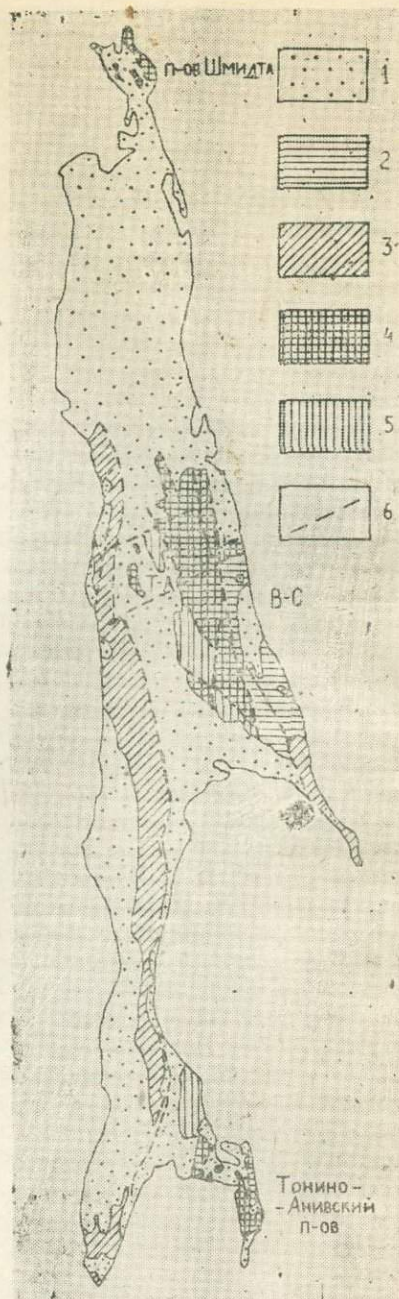


Рис. 1. Схема геологического строения Сахалина:

1 — кайнозойские отложения, 2 — верхнемеловые отложения вулканогенно-кремнистого типа, 3 — верхнемеловые отложения терригенного типа, 4 — палеозойско-мезозойские (доверхнемеловые) отложения, 5 — метаморфические образования, 6 — разломы. Т-А — Таулан-Армуданская горная гряда, В-С — Восточно-Сахалинские горы

гают они, как правило, в виде глыб и тектонических блоков. Большая часть вулканитов, относимых ранее к спилитовым базальтам, после детального изучения их химического и минералогического составов, выделена нами в группу щелочных базальтоидов.

Щелочные базальтоиды в виде лавовых потоков и лавобрекчий с лито-витрокластическими и витрокластическими карбонатными туфами распространены на п-ове Шмидта, в Таулан-Армуданских и Восточно-Сахалинских горах и на Тонино-Анивском п-ове. Наиболее детально они изучены в последнем районе.

Лавовые потоки щелочно-базальтоидного состава по побережью Анивского залива обнажаются в береговых обрывах у пос. Утесное и

слагают мыс Юнона. У пос. Утесное (рис. 2) нижняя часть потока сложена лавобрекчиями гиадокластитов, средняя — хорошо раскристаллизованными разностями натровых и калиевых базальтоидов, верхняя — подушечными лавами плохо раскристаллизованных базальтов. Мощность потока около 20 м. Гора Юнона сложена двумя лавовыми потоками аналогичного строения, разделенными песчано-глинистыми породами. Мощности их составляют 10 и 25 м.



Рис. 2. Подушечные лавы щелочных базальтоидов (пос. Утесное)

Лавобрекчии слагают обширные площади протяженностью в несколько сотен метров вдоль береговой линии Тонино-Анивского полуострова, а в виде изолированных выходов часто приурочены к зонам контактов между палеозойско-мезозойскими и более молодыми отложениями.

В районе пос. Утесное лавобрекчии, полностью слагающие бенч и пляж побережья, образуют отдельные тела размером в несколько десятков метров и облекаются черными аргиллитоподобными и кремнисто-глинистыми породами (рис. 3). Поля лавобрекчий сложены преимущественно гиадокластитами, хорошо раскристаллизованные разности встречаются реже, образуя иногда рвущие дайкообразные тела в гиадокластитах.

По сравнению со спилитами щелочные базальтоиды в целом менее катаклазированы; их вторичные изменения выражаются лишь в интенсивной карбонатизации.

Среди щелочных базальтоидов по минералогическому и химическому составам можно выделить породы ийолитового ряда (ийолиты, мельгейгиты), нефелиновые и лейцитовые базальтоиды, калиевые базальты типа шонкинитов и шошонитов. Наименее раскристаллизованные разности можно отнести к авгититам и лимбургитам. Структура пород гиалопилитовая, трахитовая, долеритовая, нередко порфиоровая с микродолеритовой и гиалопилитовой структурами основной массы. Породы преимущественно лейкократовые, большая часть вкрапленников образована полевыми шпатами, в подчиненном количестве встречаются титан-авгит, роговая обманка, оливин. Меланократовые разности имеют

микролитовую структуру; породы сложены беспорядочно расположенными удлиненными кристалликами моноклинных пироксенов, погруженными в измененный стекловатый мезостазис. Во всех разностях постоянно присутствуют: биотит, сфен, апатит, рутил, ильменит, титаномagneзит. Реже встречаются: нефелин, в виде тонких прорастаний по основным плагиоклазам; псевдолейцит, образующий округлые выделения в основной массе пород или дактилоскопические формы в стекловатых разностях; меллит, слагающий мелкоагрегатные скопления в базальтах. Из вторичных минералов по породам развиваются: хлорит, гидробиотит, карбонат, лейкоксен, иддингсит; по меланократовым разностям и вулканическому стеклу образуется серпентин.

В лавобрекчиях все перечисленные разности пород встречаются в виде обломков различной формы и размера, погруженных в хлоритизированное и карбонатизированное вулканическое стекло. Стекло имеет очень основной состав ( $n > 1,570$ ) и обладает пузырчатой текстурой со следами течения, на отдельных участках — шлаковой или волокнистой. В виде обломков в стекле встречается карбонат; более раскристаллизованные участки сложены кристаллами моноклинного пироксена, полевого шпата, роговой обманки.

Среди включений в лавобрекчиях широко распространены карбонатные витрокластические туфы типа «шалыштейнов» и лапиллиевые туфы с карбонатной связующей массой. Вулканическое стекло крайне недонасыщено кремнеземом и пересыщено щелочами по сравнению с раскристаллизованными разностями. Нормативное содержание нефелина в этих породах уменьшается по мере увеличения степени их раскристаллизованности.

По данным силикатного анализа, все разновидности щелочных базальтоидов характеризуются пониженными, по сравнению с базальтами спилито-диабазовой формации, содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , повышенными значениями  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Характерно постоянное преобладание закисного железа над окисным, в то время как для спилитовых базальтов это соотношение является обратным. В группе щелочных базальтоидов недонасыщенность пород кремнеземом и насыщение их щелочами уменьшается от более раскристаллизованных разностей к менее раскристаллизованным. Характерной особенностью со-

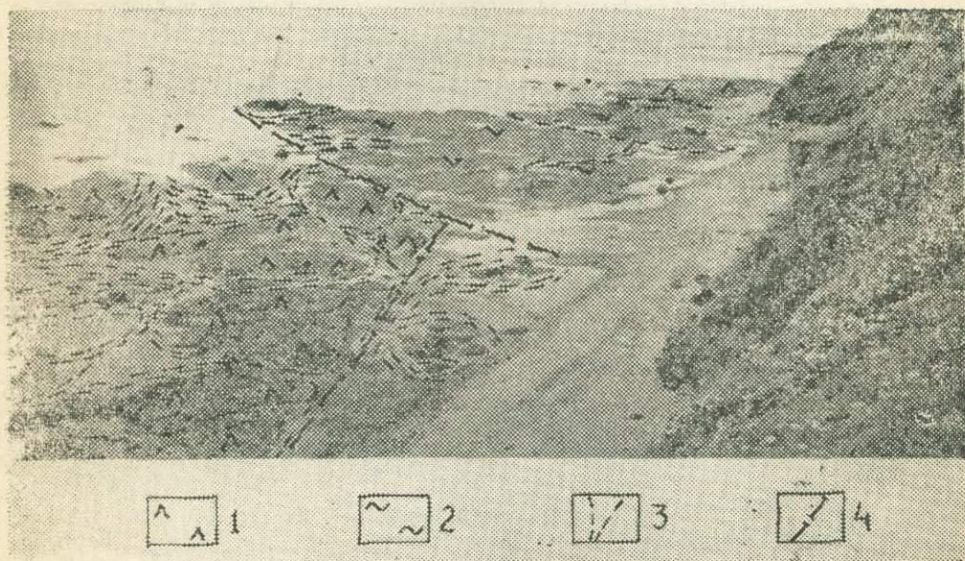


Рис. 3. Лавобрекчия щелочных базальтоидов (пос. Утесное):

1 — базальтоиды, 2 — кремнистые породы, 3 — алевропелиты, 4 — разломы

става базальтоидов является отсутствие нормативного гиперстена, резкое преобладание нормативного анортита над альбитом или отсутствие последнего за счет появления нормативного нефелина. Нормативный лейцит в этих породах отсутствует даже в лейцитсодержащих разностях.

С группой щелочных базальтоидов, по-видимому, генетически связаны нефелиновые сиениты и монцониты, залегающие в виде силлов на юге Тонино-Анивского полуострова. Это полнокристаллические породы светло-серого цвета с хорошо заметными серыми и розовыми кристаллами полевых шпатов и черными — пироксенов. Структура их долеритовая или пойкилитовая. Темноцветные минералы представлены титан-авгитом, роговой обманкой, биотитом; лейкократовые — ортоклазом, альбитом, нефелином, реже — лейцитом. Из аксессуарных минералов постоянно присутствуют сфен, апатит, циркон и ильменит. Нефелин и альбит, как правило, ксеноморфны по отношению к ортоклазу. Фемические минералы или заключены между удлиненными лейстами альбита (долеритовая структура), или образуют вставки в крупные кристаллы калиевого полевого шпата. В верхних горизонтах силлов встречаются менее раскристаллизованные порфиновые разности, по структуре и составу аналогичные щелочным базальтоидам, слагающим лавовые потоки.

Как и щелочным базальтоидам, монцонитам и нефелиновым сиенитам свойственны повышенные содержания  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и очень высокие содержания щелочей. В породах постоянно присутствует нормативный нефелин при преобладании альбита над анортитом.

### Обломочные породы

Разрезы палеозойско-мезозойских отложений по особенностям состава материала, слагающего обломочные породы, можно разделить на три типа: вулканогенный, песчано-глинистый и туфово-терригенно-кремнистый.

В вулканогенном типе обломочные породы ассоциируются со спилитами и диабазами; распространены незначительно и имеют малую мощность (десятки метров). Представлены они вулканомиктовыми песчаниками, туффитами, литокластическими туфами и алевропеллитовыми разностями. Самостоятельных прослоев эти породы не образуют, а залегают среди эффузивов маломощными (до 0,5 м) линзами, часто изогнутыми и, как правило, фиксируют контакты базальтовых потоков. Литокластические туфы и вулканомиктовые песчаники образуют непрерывный ряд через пара- и ортотуффиты. Обломочная часть всех этих пород представлена продуктами разрушения спилитовых базальтов, а также обломками глинистых и кремнисто-глинистых пород. Преобладают обломки плагноклазов среднего-основного состава, базальтов и андезито-базальтов, часто ожелезненных, миндалекаменных; реже наблюдаются обломки моноклиновых пироксенов, роговой обманки, альбитов. Анализ тяжелой фракции этих пород показал преобладание в ее составе моноклиновых пироксенов, рудных минералов, эпидота. В подчиненном количестве встречаются циркон, гранат, лейкоксен, турмалин. Для туфовых разностей характерно наличие «резургентных» обломков и однообразный облик и состав литокластических компонентов. Цементирующая масса в туфовых разностях хлоритово-эпидотовая, в песчаных — кремнисто-серицит-хлоритовая.

По нашему мнению, описанные выше песчаники, сложенные вулканомиктовым материалом основного состава, следует относить к грауваккам.

Разрезы песчано-глинистого типа распространены на большей части Восточной зоны Сахалина; видимая мощность отложений достигает 3000—4000 м.

Терригенные образования очень разнообразны по составу и granulometрии. Наблюдается сложное соотношение песчаного и алевропелитового материала.

Нижняя часть разрезов этого типа сложена крупными (шириной до 20—30 м) линзами песчаников, заключенных в алевропелитовые породы (рис. 4). Мощность последних не превышает 2—3 м; они как бы облекают песчаники и образуют в них множество микроскопических затеков; кроме того, включения алевролитов (до 3—5 см) обогащают отдельные участки песчаных пород. Видимая мощность пачки достигает 800—1000 м.

Верхняя часть разрезов сложена линзообразно чередующимися песчаными и алевропелитовыми породами. Линзы песчаников, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, образуют в алевропелитовых породах ориентированные в одном направлении цепочки вздутий и пережимов, напоминающие будинированные слои (рис. 5). Мощность пачки — 1500—2000 м.

Для всех терригенных пород разреза характерно линзовидное залегание, отсутствие постепенных переходов между породами различного granulометрического состава; слоистость наблюдается очень редко.

Детальное изучение состава песчаных пород показало, что образование их происходило в результате смешения обломков, по крайней мере, двух генетически различных фракций. Одна из них, как правило, средне-мелкозернистая, состоит из окатанных и полуокатанных обломков кварца, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата (микроклина); встречаются также шахматные сростки ортоклаза с альбитом, сростки кварца с серицитизированным полевым шпатом, пластинки сильно измененных хлоритизированных и гидратизированных слюд, обломки мозаичных кварцитов и кремнисто-глинистых пород. В разных количествах эти обломки постоянно присутствуют во всех песчаниках разреза и условно названы нами «фоновыми». С ними связано высокое содержание циркона и граната в тяжелой фракции. В большей части песчаников, наряду с «фоновыми», присутствуют и обломки других пород — аргиллитов, кремнистых, карбонатных, вулканических, реже — обломки слюдисто-хлоритовых сланцев. Все они обычно не окатаны или полуокатаны, размеры их часто значительно крупнее размеров «фоно-



Рис. 4. Крупные линзы песчаников с алевропелитовой вмещающей массой



Рис. 5. Будины песчаников и кремнистых пород среди алевропелитов

вого» материала; обломки неравномерно распределены по породе, нарушают ее сортировку и гранулометрию.

«Фоновый» материал в каждой породе представлен почти всеми вышеперечисленными обломками. С другой стороны, компоненты, образующие примесь в каждом отдельном образце песчаника, различны по составу. Встречаются песчаники, обогащенные кремнистым, карбонатным, вулканическим материалом. Повышенное содержание в песчаниках этих обломков приводит к тому, что «фоновый» материал затушевывается, и порода становится мономиктовой. Мономиктовые песчаники распространены локально и приурочены к зонам контакта с соответствующими породами. В тяжелой фракции терригенных пород, кроме циркона и граната, постоянно присутствуют ильменит, хромит, лейкоксен, сфен, эпидот, единичные зерна турмалина и апатита. В песчаниках, обогащенных обломками щелочных базальтоидов (гиалокластитов), появляются моноклинные пироксены, роговая обманка (чаще обычная, реже — щелочная), минералы группы хромшпинелидов, мелилит, апатит, рутил. Такие песчаники обычно встречаются в верхних горизонтах песчано-глинистых разрезов. С обогащением пород карбонатными обломками, вблизи выходов известняков, связано появление в тяжелой фракции корунда. С обломками глинистых пород и с затеками пелитового материала в песчаниках коррелируется повышенное содержание лейкоксена и эпидота.

Для всех песчаников характерны плотная упаковка обломочных зерен в одних участках породы и многочисленные линзы и затеки глинистого материала — в других. Гидрослюдистый или железисто-хлоритовый цемент является пленочным или поровым, при этом содержание глинистой составляющей песчаников достигает иногда 50%.

Алевролиты по сравнению с песчаниками значительно обогащены обломками кварца, количество которого вообще увеличивается по мере уменьшения зернистости породы. Для изучения состава глинистых минералов в ГИНе АН СССР был проведен их рентгеноструктурный анализ методом дифрактометрии. Сравнивались образцы из алевропелитовых пород, облекающих песчаные линзы, и образцы из наиболее круп-

ных глинистых обломков в песчаниках, а также вытяжки глин из самих песчаников. Анализ показал присутствие во всех образцах аналогичного набора минералов — кварца, плохо окристаллизованной гидрослюдь и хлорита. Такой состав глинистых минералов говорит о быстром образовании глин, без влияния вулканического материала, и указывает на генетическое родство глинистых минералов с «фоновыми» обломками песчаников.

Иные результаты показал рентгеноструктурный анализ глинисто-кремнистых пород и аргиллитоподобных разностей, облекающих глыбы щелочных базальтоидов, а также алевропелитовых пород, ассоциирующих со спилитами. В вытяжках из этих образцов постоянно присутствуют, наряду с гидрослюдой и хлоритом, смешаннослойные минералы типа монтмориллонита, образование которых, по-видимому, связано с разрушением и последующей переработкой местных вулканических пород.

Разрезы туфово-терригенно-кремнистого типа известны пока только на Тонино-Анивском полуострове, в районе мыса Грозный и к западу от пос. Озерский (рис. 6). Характер соотношений с другими пачками пород не выяснен. Для этих отложений характерна тонкая (горизонтальная и косая) слоистость, наличие постепенных переходов между отдельными разностями, обогащение всех пород пепловыми частицами и остатками радиолярий, а также пологое залегание слоев. Мощность достигает нескольких десятков метров.

Туфово-терригенно-кремнистые пачки пород сложены песчаниками, алевролитами, туффитами, пепловыми туфами. Наблюдается линзовидное окремнение отдельных прослоев. Песчаники мелкозернистые, хорошо сортированные, содержат обломки эффузивов кислого состава, кварца, полевых шпатов, кремнистых пород. Постоянно присутствуют радиолярии и тонкий пепловый материал. При увеличении количества осколков вулканического стекла песчаники переходят в туффиты и кислые пепловые туфы, а при увеличении количества радиолярий — в кремнисто-гли-



Рис. 6. Выход пород туфово-кремнисто-терригенной пачки в районе пос. Озерский

нистые радиоляритовые породы. В тяжелой фракции песчаников обнаружены лейкоксен, эпидот, циркон, гранат, рудные минералы. Цемент глинисто-кремнистый порового типа с реликтами пепловых частиц и радиолярный.

### Кремнистые породы

Кремнистые породы широко распространены среди отложений верхнего палеозоя-мезозоя и ассоциируются с самыми различными породами. Предыдущие исследователи все кремнистые образования относили к яшмам. Проведенные нами исследования показали, что они представлены яшмами, кварцитами, окварцованными обломочными и кремнисто-глинистыми породами.

К яшмам, по-видимому, следует отнести лишь небольшую часть кремнистых пород, слагающих линзовидные тела среди спилитов. Породы эти, как правило, имеют темно-вишневые, сургучные, реже — зеленые цвета, насыщены остатками радиолярий и соответствуют яшмам как по структурным признакам, так и по химическому составу.

Окварцованные обломочные породы вместе с кварцитами и кремнисто-глинистыми образованиями нередко слагают крупные массивы протяженностью в несколько километров и, как правило, контактируют с песчаными пачками. В области контактов обычно отмечаются постепенные переходы от песчаных пород к кремнистым. Часто можно наблюдать, как на протяжении нескольких метров разреза в мелкозернистых песчаниках «фоновом» составе увеличивается содержание крупных обломков кварцитов, затем песчаники замещаются мономиктовыми кремнистыми гравелитами, далее появляются кремнистые породы с реликтами обломочной структуры, и, наконец, — однородные массивные кварцитовидные породы.

Среди массивов кремнистых пород встречаются как разновидности, обогащенные радиоляриями, так и лишенные их, кроме того, наблюдаются выходы неокварцованных песчаников, линзовидные прослои кремнисто-глинистых и слюдисто-хлоритовых пород.

Все это позволяет предполагать, что образование большей части кремнистых пород происходило в результате локального, но достаточно интенсивного окварцевания песчано-глинистых пачек. По химическому составу и данным спектрального анализа (табл. 1) эти породы резко отличаются от яшм, хотя по внешнему облику, особенностям состава и строения некоторые их разновидности, особенно ярко окрашенные и обогащенные радиоляриями, от них неотличимы.

### Карбонатные породы

Карбонатные породы широко распространены в разрезе. Представлены они, как правило, известняками и, предположительно, карбонатитами. Среди карбонатных пород встречаются массивные, пятнистые, линзовидно- и волнисто-слоистые разновидности. Пятнистый облик обусловлен неравномерным распределением гематитизированных участков и обогащением пород пирокластическим материалом; слоистость фиксируется наличием линзовидных, тонких (до 1—2 мм) железисто-глинистых слоев. По структурным признакам можно выделить тонкозернистые, оолитовые, сгустковые, неравномернозернистые и перекристаллизованные разновидности.

Карбонатные породы слагают тела самой различной формы и размера — глыбы, линзы, блоки, иногда ими сложены значительные площади (например, в районе известковых карьеров). Здесь известняки залегают в виде линз и глыб среди щелочных базальтоидов и осадочных пород. В целом они тесно ассоциируют с вулканогенными образованиями.

ми. Наибольшая часть известняков, несомненно, приурочена к спилито-диабазовой пачке пород, где они слагают небольшие линзовидные тела среди спилитов, ассоциируют с яшмами, иногда образуя с последними постепенные переходы через кремнисто-карбонатные породы и известняки, с радиоляриями.

Исследования, проведенные Н. Г. Бродской (ГИН АН СССР) с использованием микроанализатора М-76 и сканирующего электронного микроскопа, позволили установить в некоторых породах присутствие кремнезема, точно располагающегося между кристаллами карбоната и кокколитовую природу большей части известняков разреза. Обнаружение многочисленных кокколитов в сильно карбонатизированных яшмах и радиолярий в известняках дает основание предполагать одновременное осаждение кремнезема и карбоната в глубоководных условиях.

Карбонатные породы, встречающиеся вместе со щелочными базальтоидами в виде отдельных линз среди терригенных образований, в боль-

### Химический состав пород

Окислы	Кремнистые породы						
	174/72 яшма	229/72 яшма	42/72 яшма	63/72 оливарц. песчаник	347/72 оливарц. туф	48/72 оливарц. пор.	140/73 яшмов. пор.
	<b>Содержание окислов.</b>						
SiO <sub>2</sub>	93,30	91,24	87,98	87,13	84,66	80,87	77,70
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,03	0,17	0,25	0,25	0,34	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	1,02	1,76	1,49	3,79	8,76	6,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,58	1,99	2,55	1,30	1,05	1,31	1,58
FeO	0,87	0,37	1,88	1,15	1,30	1,29	4,09
MnO	0,03	0,09	0,23	0,11	0,05	0,04	0,17
CaO	1,81	2,34	2,41	4,47	4,22	1,08	1,58
MgO	1,11	0,54	1,17	0,63	0,40	0,63	4,61
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,21	0,15	0,07	0,30	3,36	0,93
K <sub>2</sub> O	0,25	0,39	0,28	0,33	0,81	1,64	0,31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,20	0,15	0,26	0,28	0,79	0,54	2,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,21	0,26	0,06	0,50	0,30	0,26
CO <sub>2</sub>	0,60	1,42	1,52	3,40	2,10	нет	нет
Сорг.	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,06	0,02	0,03	0,04	0,02	0,1
Сумма	100,35	100,10	100,64	100,70	100,26	100,18	100,22
	<b>Содержание элементов</b>						
Cr	8	15	9	7	15	18	>300
Ni	4	6	15	8	5	4	>300
V	3	<3	14	7	12	20	53
Cu	29	15	6	13	18	5	38
Co	<3	≈3	5	5	<3	<3	26
Pb	<3	<3	13	11	8	23	≈3
Ga	<3	<3	<3	<3	3	8	6
Ge	<1,0	<0,5	<1,0	0,5	<0,5	0,9	0,8
Mo	<0,5	<0,5	0,5	>50,0	<0,5	0,8	<0,5
Zr	нет	не опр.	29	нет	98	183	не опр.

Примечание: Химические анализы выполнены в лаб. ГИН АН СССР, тральные анализы — в лаб. ГИН АН СССР, кроме обр. 15ф — (в лаб. ВСЕГЕИ).

шинстве своем также состоят из кокколитов, хотя имеются и «чистые» разности, органическая природа которых не установлена. В отдельных линзах среди щелочных базальтоидов встречены крупнокристаллические карбонатные породы. Крупные, причудливо изогнутые, часто веерообразные кристаллы кальцита в этих разностях создают впечатление органической структуры, но более тонкие микроскопические исследования эту точку зрения не подтверждают.

Иногда в известняках обнаруживаются остатки рифостроящих организмов — мшанок, кораллов и других; встречаются породы с остатками перекристаллизованных фораминифер.

Возможно, среди карбонатных пород, не связанных со спилитовым вулканизмом, встречаются как остатки рифовых построек, так и образования типа карбонатитовых\* даек или замещенные карбонатом щелочно-базальтоидные тела (корни карбонатитовых массивов). Нерастворимый остаток известняков постоянно содержит свежие кристаллы моно-

Таблица 1

мезозойского разреза				Вулканические породы			
153/72 кр.-глин. пор.	36/72 окварц. пор.	303/72 кр.-глин. пор.	170/72 окварц. алеврол.	107ж монцитит (силл)	92/73 спилит	15ф щелоч. базальт	55/73 у/о пор.
(вес. %)							
73,32	72,41	64,69	61,32	52,29	50,08	41,59	38,12
0,42	0,25	0,76	1,02	1,45	1,69	2,28	0,17
11,86	12,59	14,09	15,61	16,92	14,66	13,07	0,06
1,20	1,46	1,60	1,50	2,94	3,96	5,83	6,92
2,17	1,01	4,89	4,66	2,58	4,19	8,66	1,64
0,05	0,04	0,14	0,07	0,06	0,17	0,18	0,11
1,21	1,63	1,99	2,41	7,15	11,74	9,28	1,11
1,52	0,67	2,39	2,73	1,67	3,38	8,70	39,92
1,04	3,11	1,23	2,87	6,80	4,45	2,86	0,09
3,51	4,83	3,29	3,29	2,04	0,25	0,70	0,08
2,58	1,42	2,86	2,68	1,6	3,31	0,83	12,94
0,75	0,43	1,27	1,07	—	0,30	—	0,94
0,22	0,52	0,78	0,18	—	1,74	—	нет
нет	нет	нет	0,19	—	нет	—	нет
0,07	0,03	0,14	0,16	0,37	0,18	0,44	0,01
99,92	100,40	100,12	99,76	99,99	100,10	99,74	100,20
примесей (г/т)							
39	8	72	60	10	165	70	>500
21	<3	35	30	10	52	84	>500
63	6	83	93	75	175	130	34
27	<5	41	17	<15	25	не опр.	<15
8	<3	21	11	11	28	64	102
16	25	7	21	12	<3	не опр.	<10
18	13	20	21	24	14	не опр.	<5
1,3	<1,0	1,2	1,6	1,4	1,8	не опр.	1,6
2,4	0,5	0,6	0,8	1,4	0,5	не опр.	<1,5
180	177	261	297	не опр.	не опр.	не опр.	* не опр.

кроме обр. 15ф, 107ж, выполненных в лаб. СахЖНИИ; количественные спек-

клининого пироксена, минералы анатаз-брукитовой группы, корунд, роговую обманку. Такой состав тяжелой фракции подтверждает предположение о генетической связи карбонатных и вулканических пород.

### Парагенетические комплексы пород

Состав палеозойско-мезозойских отложений Сахалина чрезвычайно разнообразен; это — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, песчаники, гравелиты, конгломераты, осадочные брекчии, известняки, радиолариты, яшмы, кремнистые, кремнисто-глинистые, карбонатные и вулканические породы. По данным предыдущих исследователей (Геология СССР, 1970), в целом разрез в нижней своей части представлен чередованием нескольких вулканогенно-кремнистых горизонтов (мощностью от 10 до 500 м) с терригенными пачками пород (мощностью от 300 до 800 м); верхняя часть разреза сложена преимущественно терригенными породами. Общая мощность толщи оценивается в 4000—5000 м. В одних районах основание видимой части разреза слагают пачки преимущественно песчаных пород, в других — разрезы представлены алевропелитовыми породами с прослоями песчаников; известны районы, где развиты в основном эффузивно-карбонатно-кремнистые породы, причем эффузивные разности представлены преимущественно щелочными базальтоидами.

Районы распространения этих отложений характеризуются исключительно сложным тектоническим строением, основные черты которого еще далеко не расшифрованы. Учитывая это, представляется целесообразным рассмотреть особенности обособления в разрезе отдельных парагенетических комплексов, каждый из которых включает в себя определенный набор пород, образовавшихся в определенных условиях, и характеризуется лишь ему присущими особенностями строения. Весь палеозойско-мезозойский разрез острова образован четырьмя комплексами пород — спилито-карбонатно-кремнистым, щелочно-базальтоидным, терригенным песчано-глинистым и туфово-терригенно-кремнистым. В качестве примера на рис. 7 показано распространение этих комплексов на Тоино-Анивском полуострове.

Спилито-карбонатно-кремнистый комплекс состоит из спилитов,

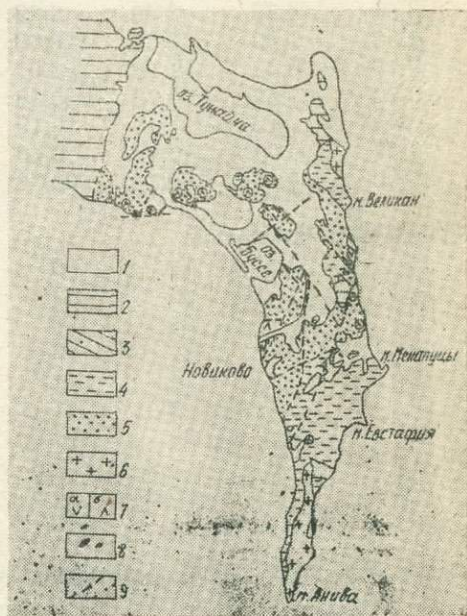


Рис. 7. Схема распространения парагенетических комплексов пород на Тоино-Анивском полуострове:

- 1 — кайнозойские отложения;
- 2 — верхнемеловые отложения;
- 3 — туфово-кремнисто-терригенный комплекс;
- 4—5 — терригенный песчано-глинистый комплекс;
- 4 — песчано-глинистая пачка;
- 5 — песчаная пачка;
- 6 — гранитоиды;
- 7а — спилито-карбонатно-кремнистый комплекс;
- 7б — щелочно-базальтоидный комплекс;
- 8 — ультрабазиты;
- 9 — разломы

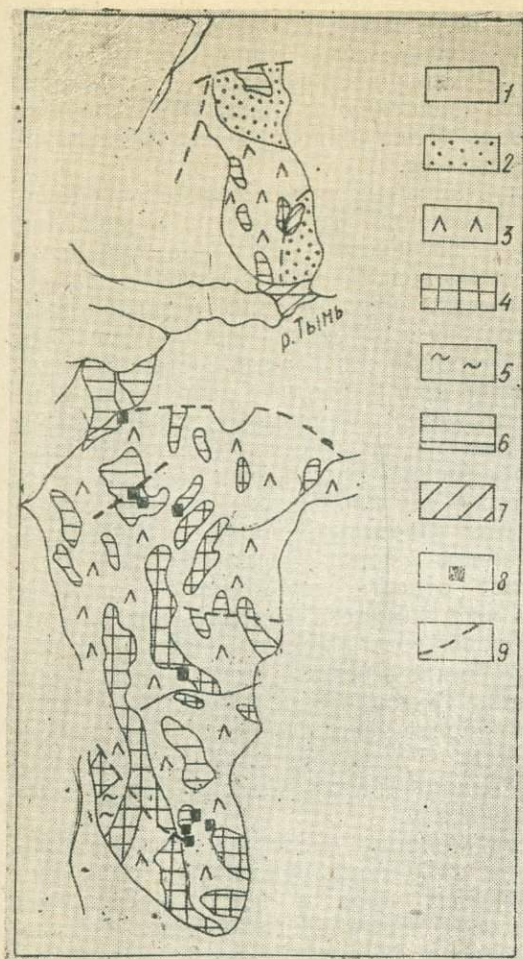


Рис. 8. Схема геологического строения Таулан-Армутанской горной гряды (по Л. Н. Шустову (1961) с изменениями):

1 — кайнозойские отложения, 2—8 — палеозойско-мезозойские отложения, 2 — аркозовые песчаники, 3 — щелочные базальтоиды, 4 — кремнистые породы, 5 — яшмы, 6 — глинисто-кремнистые породы, 7 — известково-кремнистые породы, 8 — линзы известняков, 9 — разломы

диабазов, кератофиров, туфов основного состава и граувакковых песчаников с линзами яшм и известняков. Породы повсеместно катаклазированы, выходы их в современной структуре острова малочисленны и незначительны по мощности. В полном виде разрезы комплекса встречаются редко; обычно в тектонических блоках обнажаются его отдельные члены. Наиболее часто породы комплекса «закатаны» в терригенные породы или в щелочно-базальтоидные образования, а на п-ове Шмидта и в Набильском хребте — входят в состав серпентинитового меланжа (Рождественский, Речкин, 1975). Судя по присутствию шаровых лав с хемогенным цементом, наличию радиоляриевых яшм и кокколитовых известняков, породы комплекса образовались, по-видимому, в глубоководных условиях.

Щелочно-базальтоидный комплекс представлен лавовыми потоками базальтоидов и лавобрекчиями гиалокластитов с маломощными линзами известняков. Эти образования в виде линзообразных тел и блоков встречаются главным образом среди терригенных песчано-глинистых отложений. В некоторых районах, как, например, в Таулан-Армутанской гряде, они развиты исключительно широко и ассоциируются с кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами и известняками (рис. 8). Возможно, проявления щелочно-базальтоидного вулканизма сопровождалось и эксплозивной деятельностью, так как обнаружены линзы туфов ультраосновного-щелочного состава с ясно выраженной пепловой струк-

турой. Судя по тому, что обширные поля выходов этих пород сложены отдельными линзовидными телами, облекаемыми глинистым материалом, можно предположить сползание излившихся вулканитов со склонов бассейна или с местных построек. По сравнению со спилитами щелочные базальтоиды распространены гораздо более широко, менее катаклазированы и слагают более обширные выходы.

Комплекс терригенных песчано-глинистых пород слагает преобладающую часть рассматриваемых отложений. Снизу вверх в пределах комплекса уменьшается размерность песчаного материала, увеличивается содержание глинистой составляющей, меньше становятся размеры песчаных линз. К этому же комплексу следует отнести окварцованные породы, так как, судя по их составу и строению, они образовались по терригенным песчано-глинистым породам. Аркозный состав песчаников комплекса говорит об образовании их в результате разрушения континентальной коры. Обломочный материал, по-видимому, накапливался в шельфовой зоне, а затем, вследствие тектонических подвижек, сползая в более глубокие части бассейна, обогащаясь продуктами размыва внутрибассейновых построек. Характерные для оползневых явлений структуры песчано-глинистых пачек, затеки глинистых пород в песчаные, явления «закатывания» линз песчаников в породы щелочно-базальтоидного комплекса — все это позволяет отнести терригенные породы к образованиям типа олистолитов, а весь комплекс выделить как олистостромовую пачку, сползшую с шельфовой зоны в краевую часть бассейна.

Пачки пород, состоящие из туфово-кремнистых и терригенных пород с пепловыми туфами, слагают мелкие тектонические блоки. Положение в разрезе пород этого комплекса не вполне ясно. Строение и состав осадочных пород комплекса свидетельствуют о спокойном режиме седиментации в условиях мелководья под влиянием удаленных от области накопления кислых вулканических эксплозий.

Глинистые и кремнисто-глинистые породы, в составе которых обнаружены смешаннослойные минералы типа монтмориллонита, образовались, видимо, за счет внутрибассейновых илов и встречаются в трех комплексах (кроме туфово-кремнистого). Внутрибассейновыми-рифовыми образованиями являются, вероятно, и многочисленные карбонатные тела.

### Особенности тектонического развития

Существующая неопределенность стратиграфического положения различных комплексов пород в палеозойско-мезозойском разрезе Сахалина, недостаточная изученность этих отложений в целом, фрагментарный характер тектонических зон, связанный с тем, что они представляют собой отдельные части более крупных структур (Пушаровский, 1964), — все это не позволяет достаточно достоверно восстановить последовательность геологических событий во время их образования. Поэтому ниже приводятся лишь общие соображения о характере осадконакопления и вулканической деятельности в позднем палеозое и мезозое.

Слабое развитие формаций спилито-диабазово-яшмового и грауваккового типа не дает основания, на наш взгляд, относить палеозойско-мезозойские отложения острова к образованиям ранней (океанической) геосинклинальной стадии развития. С другой стороны, большой объем песчаного материала со значительной ролью в его составе аркозовых компонентов и специфический характер вулканической деятельности, выражающейся в преимущественном развитии продуктов щелочно-базальтоидного состава, приводят нас к предположению о том, что на острове в рассматриваемый период времени проявились процессы рифтогенеза.

В настоящее время не существует единой точки зрения на проблему

рифтообразования. Е. Е. Милановский (1976) считает, что рифтовые пояса являются такими же крупными категориями тектонических структур, как геосинклинальные системы и платформы. Подчеркивая отсутствие связи кайнозойских рифтов с геосинклинальным процессом, Е. Е. Милановский вместе с тем отмечает, что рифтовые зоны геологического прошлого в ряде случаев обнаруживали «родство с недоразвитыми, эмбриональными, геосинклинальными прогибами» или же связаны с геосинклинальными поясами взаимопереходами.

Другие исследователи (Дьюн, Берд, 1974; Пейве и др., 1976) полагают, что в основании эвгеосинклинальных разрезов некоторых складчатых зон линейного типа довольно четко устанавливаются так называемые рифтогенные комплексы (рифтовые, грабеновые), которые соответствуют началу раздвигания континентальных блоков и первым этапам образования структур океанического типа.

Таким образом, в отношении определения природы древних рифтов намечается некоторое сближение обеих точек зрения. При распознавании подобных структур в геологическом прошлом «индикаторами» обычно являются магматические ассоциации щелочного и щелочно-ультраосновного состава, нередко с карбонатитами, а также трапповые излияния (Милановский, 1976; Зоненшайн и др., 1976).

Учитывая изложенное выше, палеозойско-мезозойские терригенные песчано-глинистые и щелочно-базальтоидные образования вместе с их дифференциатами — монзонитами и нефелиновыми сиенитами — можно рассматривать в качестве рифтоподобных (внутриконтинентальных) комплексов. Образование бассейна, где происходило формирование слагающих его образований, могло быть связано с раздвигом (рифтингом) континентальных блоков в конце палеозойского (?) времени; возникшие вначале грабены, по-видимому, впоследствии преобразовались в более обширный глубоководный бассейн. Доступные изучению в пределах острова песчано-глинистые отложения накапливались в краевой части бассейна, ограниченной с востока континентальным блоком. К этой же зоне были приурочены излияния щелочных базальтоидов.

Аркозовый материал накапливался сначала в области шельфа континентального блока, затем, в условиях неспокойного тектонического режима, происходило его соскальзывание к подножью склона. По мере перемещения вниз слабо литифицированные пески и глины образовывали линзовидные тела, причем более пластичные глинистые осадки облекали песчаные массы. Возможно, какую-то роль в перемещении терригенных осадков играли и мутьевые потоки. Аркозовый материал, поступавший в бассейн, смешивался с продуктами разрушения местных поднятий, сложенных вулканическими, кремнистыми и карбонатными образованиями. Обломки этих пород распространялись локально, не успевая разноситься по всему бассейну.

Щелочно-базальтоидный магматический расплав поступал по глубоким разломам, для которых в ряде случаев установлены субширотные простирания. Периодически происходившие подвижки способствовали тому, что потоки базальтоидов дробились на отдельные тела и попадали при этом в виде глыб в поступающие с шельфа массы терригенного материала или в бассейновые илы.

По-видимому, к области континентального склона были приурочены рифовые постройки, часть которых формировалась на вулканических массивах.

Таким образом, осадконакопление в краевой (восточной) части бассейна было обусловлено совместным влиянием двух факторов: размывом сиалической суши и разрушением внутрибассейновых поднятий. Оба процесса происходили, очевидно, в условиях высокой тектонической подвижности всего региона.

В западном направлении роль седиментационного процесса, по-ви-

дному, сокращается, о чем может свидетельствовать распространение в Таулан-Армуданской гряде преимущественно щелочных базальтоидов при незначительном развитии терригенных образований.

Западная часть бассейна, очевидно, включала в себя область мезозойд Сихотэ-Алиня, где в позднем палеозое—среднем мезозое образовались сходные в формационном отношении комплексы пород, в том числе щелочно-базальтоидные вулканиты и щелочно-карбонатитовые массивы (Геология СССР, 1969; Мартынюк, 1973). Если на Сахалине структуры растяжения, связанные с раздвигами, не сохранились, то в Приморье ими, вероятно, являются развитые на границе с мезозойской складчатой областью пермско-триасовые (?) грабены, выполненные континентальными образованиями.

В центральной части бассейна расположена зона Рисири-Монеронского поднятия, где бурением ниже маломощных кайнозойских отложений в интервале 340—1480 м вскрыты верхнемеловые (?) туфы, туффиты основного и среднего состава, а также тонкослоистые вулканомиктовые песчаники и алевролиты. Нижняя часть разреза (1480—4215 м) сложена, главным образом, эффузивами основного состава и вулканическими брекчиями с редкими прослоями вулканомиктовых песчаников. В самых нижних горизонтах толщи, относимых к поздней юре, часто встречаются спилиты и диабазы, а также милониты (Пискунов, Хведчук, 1976). По мнению названных исследователей, эту структуру можно сопоставить с вулканическими поднятиями в океанах.

При обсуждении вопроса о характере тектонического развития острова наиболее проблематичным является положение в разрезе спилито-карбонатно-кремнистого комплекса. Ранее отмечалось, что породы этого комплекса встречаются в виде мелких тектонических блоков среди терригенных и базальтоидных пород, а также, вместе с глыбами щелочных базальтоидов, монзонитов, перидотитов, амфиболитов, зеленых сланцев, габброидов, терригенных пород и кварцитов, входят в состав серпентинитового меланжа. В современной структуре серпентинитовый меланж образует протрузии или слагает пластины, надвинутые на верхнемеловые и более молодые отложения (Рождественский, Речкин, 1975).

Можно предполагать, что современный облик этих своеобразных тектонических брекчий обусловлен их формированием в течение длительного времени и обязан в значительной мере процессам тектонического сближения разнофациальных зон. В связи с этим остается неясным первичное положение тех прогибов, в которых происходило образование пород спилито-карбонатно-кремнистой формации. Н. А. Богданов (Богданов и др., 1975) высказал предположение о том, что на полуострове Шмидта надвигание пластины океанической коры связано с растяжениями в области впадины Дерюгина. По представлениям В. С. Рождественского и А. И. Речкина (1975), на территории Восточного Сахалина с позднего палеозоя по поздний мел включительно располагался талассогеосинклинальный прогиб, который по зоне Заварицкого-Беньофа сочленялся с миогеосинклинальным прогибом Западного Сахалина.

Анализ изложенных выше материалов позволяет предположить, что палеозойско-мезозойский седиментационный бассейн, располагавшийся на территории Сихотэ-Алиня, Сахалина и, видимо, западной части Охотского моря, по своим особенностям соответствовал окраинному морю с переходным типом строения земной коры. Другими словами, в то время в его пределах существовали как области, лишенные «гранитного» слоя, так и «микроконтиненты». О вероятности существования последних могут свидетельствовать выходы кристаллического фундамента среди мезозойских отложений в бассейне р. Анюй (Мартынюк, 1973), а также выделенный Ю. А. Косыгиным (Косыгин и др., 1975) Тахтинский средин-

ный массив, восточная часть которого захватывает и территорию Северного Сахалина.

Вулканогенные образования Рисир-Монеронского поднятия, возможно, образуют структуру типа островной гряды. Существование в этом бассейне подобных структур хорошо согласуется с фактом обогащения кислым пирокластическим материалом и обломками эффузивов среднего состава пород туфово-терригенно-кремнистого комплекса.

Обсуждая вопрос о стиле тектонического развития Сахалина на ранних этапах, необходимо кратко отметить основные черты строения метаморфического комплекса пород. В настоящее время установлено, что в целом — по составу исходных пород и строению — метаморфические образования Сахалина (вальзинская серия) аналогичны слабо метаморфизованным отложениям палеозоя-мезозоя (Егоров и др., 1969; Шашкина, 1967). В вальзинской серии в Сусунайском хребте нами обнаружены вулканические породы щелочно-базальтоидного состава. Не останавливаясь на дискуссионном вопросе о взаимоотношении вальзинской серии с набильской и далдаганской, можно с достаточной уверенностью утверждать, что условия формирования всех этих толщ были однотипными. Таким образом, можно полагать, что все доверхнемеловые отложения Сахалина в целом относятся к рифтоподобным образованиям.

Такая трактовка допозднемиловых седиментационных бассейнов позволяет объяснить некоторые особенности последующего развития острова. Среди этих особенностей следует отметить: верхнемеловой разрез Западно-Сахалинского прогиба несет в себе «ряд черт, переходных между образованиями океанического эвгеосинклинального и орогенного комплексов» (Меланхолина, 1975; стр. 96); наличие неогеновой трапповой формации в зоне Центрально-Сахалинского разлома (Сергеева, Сергеев, 1976); специфику кайнозойских отложений, отличающихся в формационном отношении как от геосинклинальных, так и от орогенных (Марков и др., 1967); своеобразии неогеновых структур, представляющих собой горстовые поднятия и грабенообразные прогибы (Пушаровский, 1964).

Изложенные представления в общем согласуются со взглядами А. В. Пейве (1969), П. Н. Кропоткина (Кропоткин, Шахварстова, 1965), В. Е. Хаина (Хаин, Сеславинский, 1972), И. И. Берсенева (1970) и других исследователей о значительной роли горизонтальных движений в формировании структуры северо-западного сектора зоны перехода от Евразийского континента к океану.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Берсеньев И. И. История геологического развития Приморского края и Японского моря в мезозое и кайнозое. — АДД МГРИ, М., 1970.
- Богданов Н. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. — «Труды ГИН АН СССР», М., «Наука», 1975, в. 269.
- Богданов Н. А., Разницын Ю. Н., Рождественский В. С., Речкин А. Н. Офиолиты востока Сахалина. — Офиолиты в земной коре. М., «Наука», 1975.
- Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Особенности строения мезозойских отложений Сахалина. — «Геология и геофизика», 1976, № 4.
- Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Щелочные базальтоиды в юрских нижнемеловых отложениях Сахалина. — «ДАН СССР», 1975, т. 223, № 1.
- Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С. Тектоника Сахалина. — Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, СВ КНИИ, 1974.
- Геология СССР, т. XXXII, ч. I, М., «Недра», 1969.
- Геология СССР, т. XXXIII, ч. I, М., «Недра», 1970.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали. — Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974.
- Егоров А. Е., Евсеев В. Ф., Егорова М. Г., Подзорова Д. И.

Стратиграфия и состав метаморфических комплексов о. Сахалин. — «Труды СахКНИИ», 1969, в. 22.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев М. В. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.

Ковтунович Ю. М., Шилов В. Н. Мезо-палеозойские вулканогенные формации Сахалина. — «Труды СахКНИИ», 1969, в. 21.

Косыгин Ю. А., Воеводин В. Н., Житков Н. Г., Мاستюлин Л. А., Малышев Ю. Ф., Рейнлиб Э. Л., Соловьев В. А. Тахтинский массив — новый структурный элемент Сихотэ-Алинской складчатой области. — «ДАН СССР», 1975, т. 221, № 1.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — «Труды ГИН АН СССР», 1965, в. 134.

Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. — «Труды ГИН АН СССР», 1975, в. 268.

Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. — «Труды ГИН АН СССР», 1967, в. 168.

Мартынюк М. В. Раннемезозойский геосинклинальный магматизм северной части Восточно-Сихотэ-Алинского синклиория. — Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.

Меланхолина Е. Н. Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо. — «Геотектоника», 1975, № 3.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976.

Нарыжный В. И., Сергеева В. Б. Основные закономерности развития магматизма Сахалина в мезо-кайнозое. — Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», 1969, № 4.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс. — «ДАН СССР», 1971, т. 196, № 3.

Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пущаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — «Геотектоника», 1976, № 5.

Пискунов Б. Н., Хведчук И. И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря). — «ДАН СССР», 1976, т. 226, № 3.

Пущаровский Ю. М. О тектонике Сахалина. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 12.

Рождественский В. С. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина. — «Геология и геофизика», 1966, № 3.

Рождественский В. С., Речкин А. Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин. — «ДАН СССР», 1975, т. 221, № 5.

Сергеев К. Ф., Занюков В. Н., Сергеева В. Б. Формационная принадлежность осадочных и магматических образований Сахалина. — «Геология и геофизика», 1973, № 3.

Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф. Кайнозойская трапповая формация Сахалина. — III Советско-японский симпозиум по геодинамике и вулканизму зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Южно-Сахалинск, 1976.

Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Некоторые важнейшие проблемы тектонической истории северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. — Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1977.

Шашкина В. П. Петрографическая характеристика пород Суунайского хребта (Южный Сахалин). — Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967.

Шустов В. А. Палеозойские отложения Таулан-Армуданской гряды на Сахалине. — «Труды ВНИГРИ», Л., Гостоптехиздат, 1961, в. 181.

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ ПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ТОНИНО-АНИВСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В. К. Гаврилов, В. М. Скворцов

На Южном Сахалине слабо метаморфизованные палеозойско-мезозойские отложения распространены на Корсаковском плато, в пределах Муравьевской низменности и в Тонино-Анивском хребте. От развитых в Сунайском хребте образований метаморфического комплекса (вальзинской серии) они отделены узкой полосой пород верхнего мела (рис. 1).

Доверхнемеловые отложения Тонино-Анивского полуострова в разные годы изучались С. Тагами, Е. М. Смеховым, А. А. Трепалиной, В. К. Елисеевой, Ю. Н. Тарасевичем, В. Т. Шейко и другими геологами; результаты их исследований сведены в XXXIII томе Геологии СССР (1970). По представлениям Н. Г. Бродской с соавторами, доверхнемеловая толща пород разделена на четыре парагенетических комплекса: спилито-карбонатно-кремнистый, щелочных базальтоидов, терригенный песчано-глинистый и туфово-терригенно-кремнистый (Бродская и др., 1975).

В работах по тектонике Сахалина характеристика структуры Тонино-Анивского полуострова рассматривается лишь в самых общих чертах (исключение составляют работы, касающиеся кайнозойских дислокаций). В данной статье приводятся материалы, позволяющие осветить некоторые особенности структуры и состава палеозойско-мезозойских образований Тонино-Анивского полуострова.

В структурном отношении Корсаковское плато, Муравьевская низ-

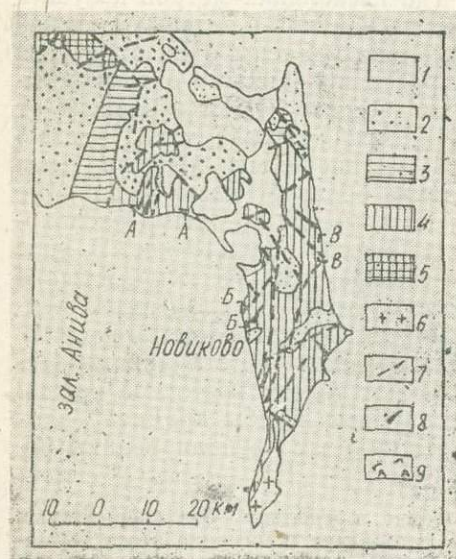


Рис. 1. Схема геологического строения Тонино-Анивского полуострова:

1 — четвертичные отложения, 2 — неогеновые отложения, 3 — верхнемеловые отложения, 4 — палеозойско-мезозойские отложения, 5 — метаморфический комплекс, 6 — гранитоиды, 7 — разломы, 8 — простирание складок, 9 — местонахождение геологических разрезов

менность, Тонино-Анивский хребет представляют собой горстовые поднятия, грабен-синклинали и грабены, которые вместе с горстом Сусунайского хребта входят в состав Южно-Сахалинской блоковой зоны (Пушаровский, 1964). Ниже приводится краткое описание геологического строения некоторых районов п-ва (схема распространения литолого-стратиграфических комплексов и их характеристика даны в предыдущей статье сборника).

Восточной части Корсаковского плато соответствует Белокаменное поднятие (по Д. Ф. Русакову, 1970). В районе пос. Пригородный отложения палеозоя—мезозоя по зоне разломов граничат с отложениями верхнего мела, а в окрестностях пос. Озерский обрезаются Муравьевским грабеном.

От пос. Пригородный до р. Белокаменка в береговых обрывах Анивского залива вскрываются отложения нижней пачки терригенного комплекса. В связи с преобладанием в составе этой пачки массивных неслоистых пород, внутренняя структура ее остается большей частью невыясненной; лишь иногда отмечаются осложненные разломами широкие открытые складки с амплитудой 300—400 м, вытянутые в субмеридиональном направлении.

Далее, на восток, в береговых обрывах от р. Горелая до пос. Озерский (рис. 2) в тектонических блоках перемежаются между собой крупные линзы и глыбы песчаников и кремней, облекаемые глинистыми породами; пачки «буднированных» слоев; щелочные базальтоиды, как в виде крупных глыб и отторженцев лавовых потоков с шаровой и подушечной отдельностью, так и в виде гиалокластитов; спилиты, яшмы, известняки, большей частью разобщенные на отдельные глыбы; пачки туфово-терригенно-кремнистых пород. Кроме того, здесь же выходят серпентинизированные ультрабазиты. Породы зачастую катаклизированы, а глыбы кремнистых и эффузивных образований часто «обвальцованы» и «закатаны» в глинистую массу. В пределах блоков породы круто наклонены преимущественно на северо-запад или «стоят на головах»; иногда можно видеть, что в рядом расположенных блоках простираение слоев различается на  $90^\circ$ . Среди интенсивно дислоцированных отложений резко выделяются породы туфово-терригенно-кремнистого комплекса, образующие полого наклоненную на север моноклираль (детали строения этого разреза изображены на рис. 3).

Заслуживает внимания своеобразное строение «буднированной» пачки<sup>1</sup> (рис. 3, разрез 1—1). Крупные (до нескольких метров по удлиненной оси) будины и блоки темно-серых песчаников и зеленых кремней располагаются эшелонированно, максимально удалены одна от другой на расстояние до 1—2 м и облекаются рассланцованными окремненными аргиллитами. Мощность последних достигает 1,5 м и зависит от взаимного расположения крупных будин. Аргиллитовая масса в свою очередь насыщена мелкими (до 30 см) удлиненными линзовидными будинами песчаников и кремней. Эта пачка образует две клиновидные антиклинальные складки шириной 40 и 10 м, между которыми расположена синклиналь. Простираение осей складок северо-восточное. В ядре западной складки находится глыба зеленых кремней (8×7,5 м). Крылья складок, наклоненные под углами  $70-80^\circ$ , сложены аргиллитами с мелкими будинами песчаников и кремней. Причем, интересно отметить, что если восточная складка целиком сложена аргиллитами с будинами песчаников, то в западной складке они слагают только восточное крыло. В этой же части разреза встречаются крупные глыбы кремней (площадью до 500 м<sup>2</sup>), которые разбиты трещинами с «отполированными»

<sup>1</sup> Термин «будины» употребляется условно, поскольку без специальных исследований неясно, насколько принятое в литературе понимание этого термина применимо к описываемым здесь образованиям.

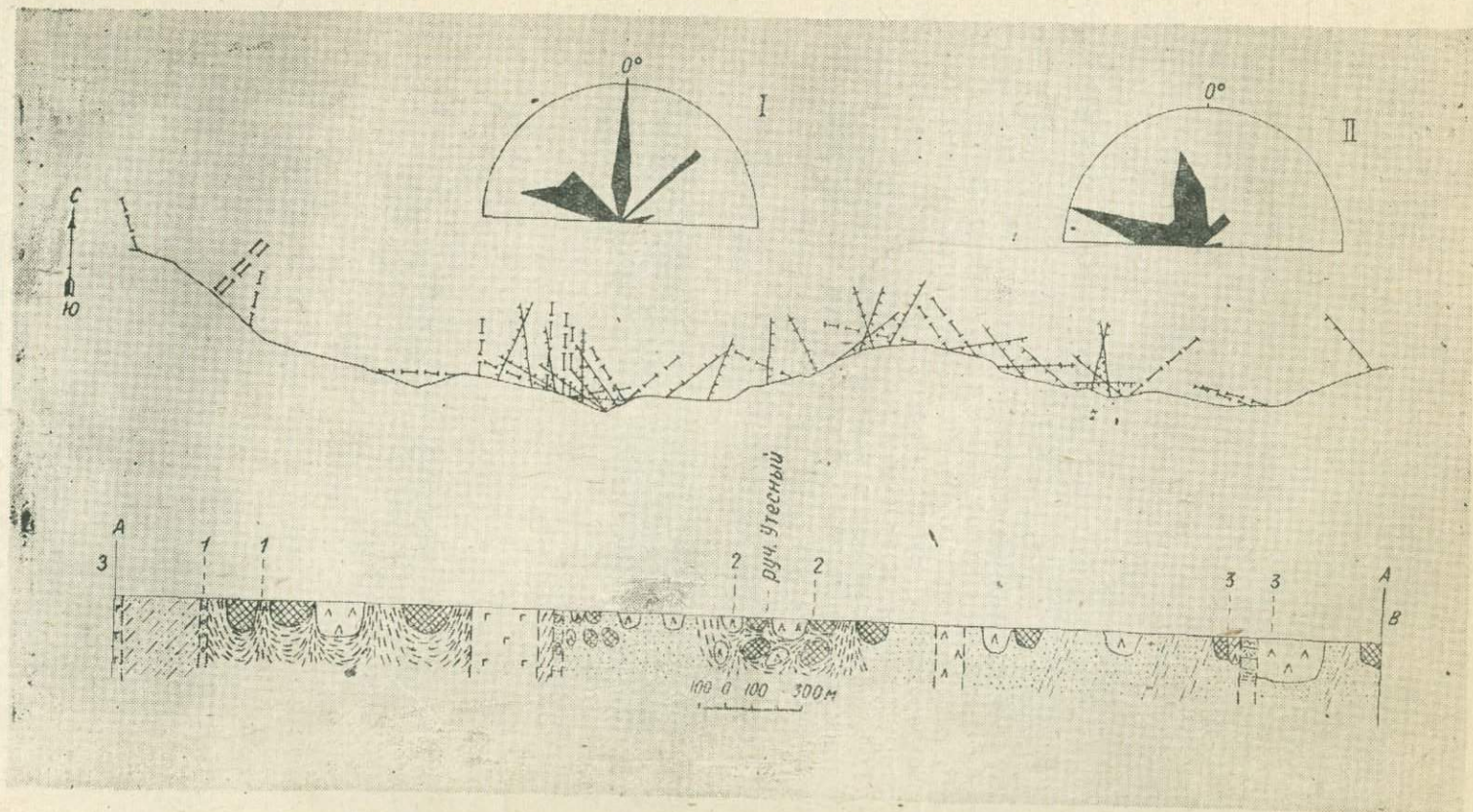


Рис. 2. Схематический геологический разрез от р. Горелая до пос. Озерский. В верхней части рисунка показано распространение разломов; на розах-диаграммах — простирание разломов: I — сбросов, II — сбросо-сдвигов и надвигов. Условные обозначения см. на рис. 5.

краями (шириной 1—2,5 м), заполненными либо алевропелитами, либо брекчиями, состоящими из угловатых обломков (от 1 мм до 0,5 м) тех же кремнистых пород. Трещины простираются в субмеридиональном направлении и наклонены на восток под углами 10—45°.

Таким образом, в береговых обрывах на этом участке в мелких тектонических блоках перемежаются породы всех выделенных комплексов, условия образования которых, как было показано в предыдущей статье сборника, существенно различны. С другой стороны, более высокие уровни Корсаковского плато (прибрежные холмы высотой 200—300 м) сложены исключительно кремнистыми породами, а бенч на всем протяжении этого участка образован крупными (до 30—50 м по длинной оси) глыбами щелочных базальтоидов и кремней, погруженных в алевропелитовую массу (рис. 4). Это позволяет предположить существенную роль горизонтальных движений при формировании этой зоны, приуроченной, вероятно, к крупному магмоконтролирующему разлому субширотного простираения.

На участке от р. Горелая до пос. Озерский наблюдаются многочисленные тектонические трещины с зеркалами скольжения на плоскостях скалывания (площадью до 50—100 м<sup>2</sup>). Замеры простираний и углов падения штрихов на этих плоскостях позволили установить наличие двух групп разрывов: 1) сбросо-сдвигов и надвигов (0—30°) и 2) сбросов (65—80°). Штрихи с наклоном 0—30° наблюдаются, главным образом, на субгоризонтальных и субвертикальных плоскостях скольжения. Штрихи второй группы приурочены к близвертикальным плоскостям разрывов. Плоскости разрывов с углами наклона штрихов в 30—65° встречаются исключительно редко. В связи с тем, что эти разрывы крутопадающие, они условно отнесены к сбросам.

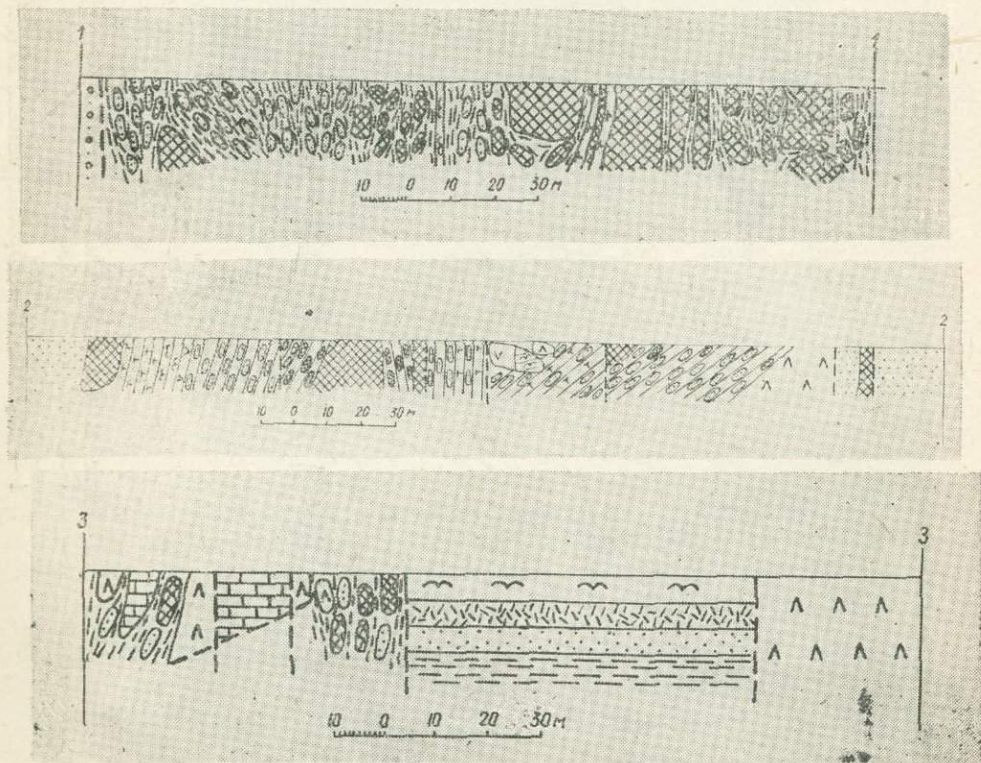


Рис. 3. Детали (1—1; 2—2; 3—3.) геологического строения отдельных участков берегового обрыва от р. Горелая до пос. Озерский (зарисовки обнажений). Условные обозначения см. на рис. 5

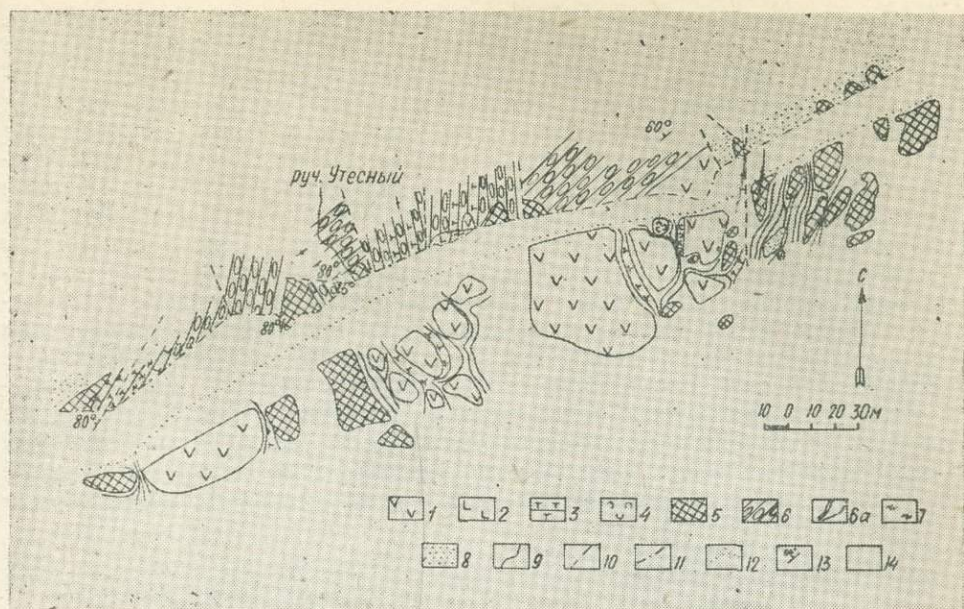


Рис. 4. Схема геологического строения побережья Анивского залива в районе ручья Утесный:

1 — щелочные базальтоиды однородного сложения, 2 — спилиты, 3 — рассланцованные гналокластиты, 4 — гналокластиты с обломками миндалекаменных эффузивов, 5 — светло-серые и зеленовато-серые кремнистые породы, 6 — алевролиты с линзами и блоками песчаников и кремнистых пород, 6а — пелитовые породы, 7 — бурые яшмы, 8 — песчаники, 9 — геологические границы, 10 — разрывы, 11, 12 — границы пляжа, 13 — элементы залегания пород, 14 — участки с невыясненным строением

Из роз-диаграмм (рис. 2) видно, что простирание сбросо-сдвигов и надвигов преимущественно субмеридиональное и близширотное, а разрывы, по которым происходили нарушения сбросового типа, ориентированы в меридиональном, северо-западном и северо-восточном направлениях. В районе пос. Утесный наблюдается зеркало скольжения, на котором видно, как пологопадающие штрихи широтного простирания пересекаются пологими штрихами меридионального направления.

В пределах Муравьевского грабена палеозойско-мезозойские отложения вскрыты бурением под кайнозойскими и верхнемеловыми толщами (материалы Ю. Н. Тарасевича, 1967), а в районе оз. Большое Вавайское в относительно приподнятых тектонических блоках они выходят на поверхность. Здесь обнажаются щелочные базальтоиды, кремнистые породы различного типа и блоки песчаников и алевропелитов. Простирание слоев субширотное. Зафиксированы мелкие и асимметричные складки шириной 150—200 м с более крутым наклоном пластов на северных крыльях.

В береговых обрывах зал. Анива в районе рек Игривая и Островка (рис. 5), так же, как и к западу от пос. Озерский, наблюдается серия мелких тектонических блоков, сложенных породами песчано-глинистого комплекса и щелочными базальтоидами. Последние вместе с многочисленными телами карбонатных и алевропелитовых пород слагают моноклинали меридионального простирания с наклоном слоев на запад. В отличие от них, простирание слоев терригенных пород северо-восточное и субширотное. Анализ роз-диаграмм простираний трещин с зеркалами скольжения показывает, что сбросо-сдвиги и надвиги в этом районе простираются в северо-западном и северо-восточном, а сбросы — в меридиональном и северо-восточном направлениях.

Тонино-Анивский горст вытянут в меридиональном направлении. Восточная его часть абрадирована водами Охотского моря, характер же западной границы большей частью замаскирован новейшими отложениями. Северная часть Тонино-Анивского горста (от широты оз. Птичьё — пос. Новикова) сложена, главным образом, отложениями терригенного песчано-глинистого комплекса. По материалам геологического картирования (Ю. Н. Тарасевич и др.) здесь выделяется крупная антиклинальная зона северо-западного простираения, которая осложнена разрывами, ориентированными преимущественно в северо-западном и субмеридиональном направлениях. К одному из разломов северо-западного простираения приурочен габбро-перидотитовый массив р. Водопадная. Придёрная часть антиклинальной зоны шириной 8 км образована отложениями песчаной пачки. Крылья структуры, сложенные породами песчано-глинистой пачки, осложнены многочисленными линейно-вытянутыми складками северо-западного и субширотного простираений. Углы падения пластов на крыльях составляют 40—70°. Складчатые структуры обнаруживают большое разнообразие как по форме изгиба слоев, так и по расположению осевых поверхностей; часто встречаются прямые склад-

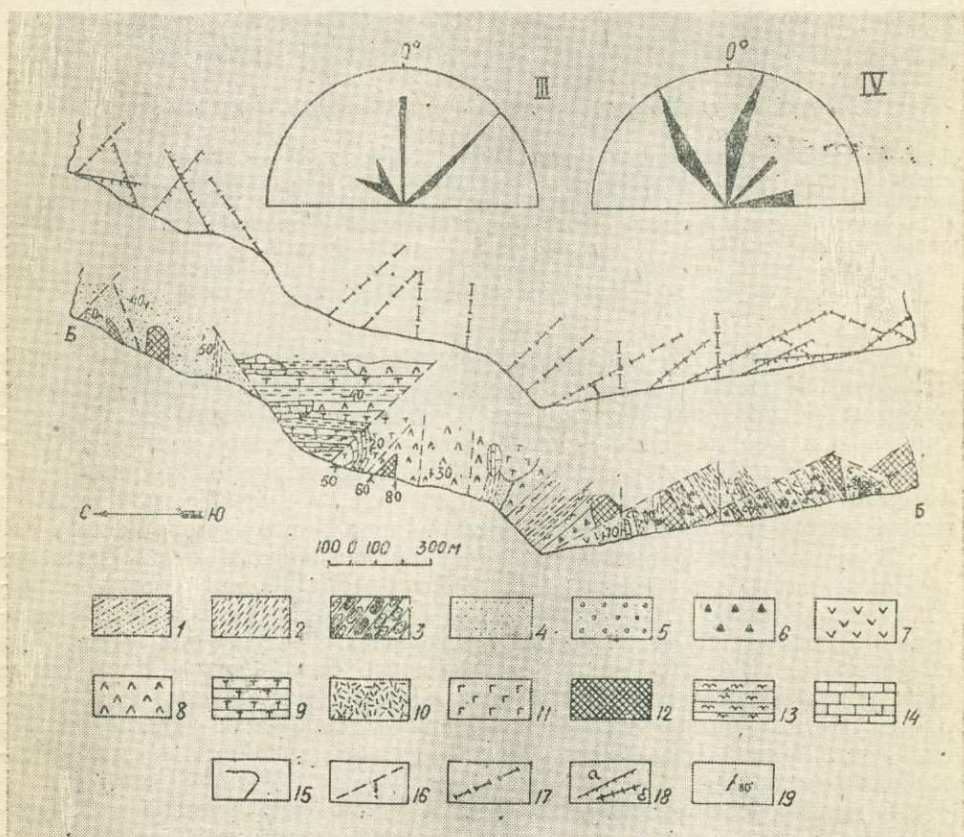


Рис. 5. Схема геологического строения побережья Анивского залива от р. Игривая до р. Островка (в верхней части рисунка изображены разломы, на розах-диаграммах — их простираение, III — сбросы, IV — сбросо-сдвиги и надвиги): 1 — кайнозойские отложения, 2—14 — палеозойско-мезозойские отложения (2 — алевролиты, 3 — алевролиты с будинами песчаников и кремней, 4 — песчаники, 5 — конгломераты, 6 — брекчии, 7 — спилиты, 8 — щелочные базальтоиды, 9 — гналокластиты, 10 — лепловые туфы, 11 — ультрабазиты, 12 — кремнистые породы, 13 — яшмы и радиолариты, 14 — карбонатные породы); 15 — геологические границы, 16 — разрывы, 17 — сбросы, 18а — надвиги, 18б — сдвиги, 19 — элементы залегания пород

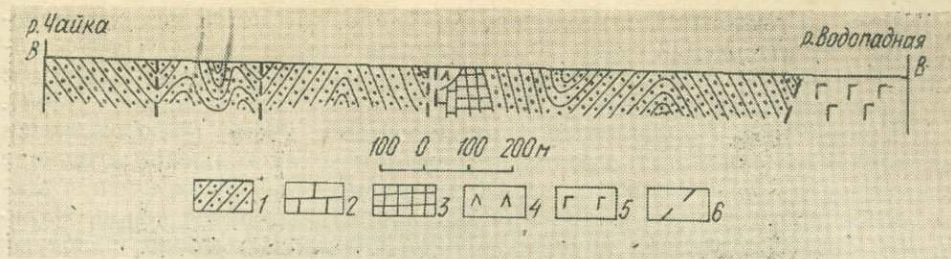


Рис. 6. Геологический профиль в районе мыса Острый:

1 — песчаники, алевролиты, 2 — известняки, 3 — кремнистые породы, 4 — щелочные базальтоиды, 5 — ультрабазиты, 6 — разломы

ки с волнообразными очертаниями (рис. 6). Размеры и формы складок находятся в прямой зависимости от литологии слагающих их пород. В грубозернистых массивных песчаниках амплитуды их максимальны. Наибольшее количество мелких складок третьего порядка наблюдается в кремнистых и кремнисто-глинистых породах. В районе мыса Птичий эти породы слагают симметричные складки субширотного простирания шириной от 3 до 8 м. В ящмах часто наблюдаются пloyчатость и гофрировка.

В районе мысов Горный и Острый в тектонических блоках залегают породы спилито-карбонатно-кремнистого и туфово-терригенно-кремнистого комплексов. Первые из них образуют моноклинали с углами падения в 30—40° и характеризуются сильной раздробленностью; вторые, как и в районе пос. Озерский, обладают пологим залеганием. В районе р. Кедровка и мыса Птичий в области контакта песчаной и песчано-глинистой пачек на протяжении 1,2 км вскрыт блок кремнистых образований, который пологими поверхностями разделен на несколько пластин. Вдоль этих поверхностей породы брекчированы и минерализованы.

В южной части Тонино-Анивского горста развиты отложения верхней пачки терригенного комплекса. Особенности структуры этого района не выяснены — по причине однообразного состава развитых здесь преимущественно глинистых пород. Можно лишь отметить, что в районе мыса Евстафия широко развиты наклонные изоклинальные складки, которые в западной части одноименного хребта простираются в северо-восточном направлении, а в восточной — в северо-западном и меридиональном.

Интересной особенностью района является наличие многочисленных грабенообразных депрессий и грабенов, выполненных кайнозойскими отложениями. В некоторых районах устанавливается их кулисообразное (левое) расположение вдоль разломов. Важно отметить, что в области контактов депрессий с палеозойско-мезозойскими образованиями часто распространены щелочно-базальтоидные породы, которые в ряде случаев, по-видимому, имеют плиоценовый возраст.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

Вследствие условности существующей схемы стратиграфии и слабой изученности доверхнемеловых отложений в настоящее время нет возможности проследить историю формирования тектонической структуры Тонино-Анивского полуострова в палеозойско-мезозойское время. Можно лишь высказать предположение о том, что основные черты ее сформировались в результате проявления фазы тектогенеза в доальбское (доаптское?) время, т. е. до начала образования туфово-терригенно-кремнистого комплекса. Породы этого комплекса отчетливо выделяются в доверхнемеловом разрезе полуострова, благодаря пологому залеганию и специфике состава, выражающейся в постоянном присутствии в них пеплового материала. Подобный вывод согласуется с мате-

риалами по геологии Центрального Хоккайдо, где выше вулканогенно-кремнистых отложений верхней части группы Сорати залегают апт-альбские флишoidно переслаивающиеся песчаники и глинистые сланцы с прослоями кислых туфов и туффитов (Геологическое развитие..., 1968).

Кроме фазы складчатости в нижнемеловое время представляется возможным предполагать проявление тектонических движений в течение всего периода развития бассейна. Об этом свидетельствуют, прежде всего, особенности состава и строения будинированных пачек пород. Наличие в составе последних крупных блоков кремнистых пород, разбитых на пологие пластины со следами дробления и «обвальцевания», позволяет говорить о том, что в седиментационном бассейне существовали так называемые «кремневые» кордильеры. Природа этих поднятий неясна, но совершенно очевидно их сравнительно быстрое разрушение, происходившее, возможно, в результате процессов надвигообразования. Вероятность такого предположения подтверждают также рассмотренные выше особенности строения района Белокаменного поднятия.

Непосредственные данные о характере перемещений блоков горных пород, полученные при изучении тектонических трещин, позволили установить существование, кроме вертикальной, также и горизонтальной составляющей. О времени перемещений по трещинам судить трудно, однако можно считать, что эти подвижки в определенной мере отражают общий стиль дислокаций палеозойско-мезозойских отложений. Несмотря на то, что возраст разрывов определенно не установлен, по-видимому, самыми древними из них являются те, с которыми связаны излияния щелочных базальтоидов. В этой связи интересны данные о пространственной связи щелочных базальтоидов с кайнозойскими грабенами. Вне зависимости от того, с чем связано происхождение грабенов — с растяжением по сбросам или в результате сдвиговых перемещений, — можно считать, что и в палеозойско-мезозойское время щелочные базальтоиды были приурочены к подобным же структурам.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Об условиях образования мезозойских отложений Сахалина. — «ДАН СССР», 1975, т. 225, № 6.  
Геология СССР, т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. М., «Недра», 1970.  
Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.  
Пущаровский Ю. М. О тектонике Сахалина. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 12.

1978

## О НЕПТУНИЧЕСКИХ ДАЙКАХ ОСТРОВА БЕРИНГА (КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА)

Р. У. Иващенко

Примечательной особенностью тектоники о-ва Беринга являются системы пересекающихся нептунических даек, количество которых исчисляется многими тысячами. Первые сведения об этих геологических телах приведены в работе И. Морозевича (Morozewicz, 1925), назвавшего их «туфогенными жилами»; позднее о них упоминали Ю. В. Жегалов (1964), О. А. Шмидт (1964), К. Ф. Сергеев (1976).

В данной статье изложены результаты картирования и статистического анализа элементов пространственной ориентации более чем 600 даек, сосредоточенных на океаническом побережье острова между мысами Сковорода и Дикий (рис. 1) и пересекающих отложения двух комплексов — диковского и беринговского (нижняя толща) (Казакова и др., 1976; Сергеев, 1976).

В строении диковского комплекса ведущая роль принадлежит разнотектоническим песчаникам с прослоями мелкогалечных конгломератов и отдельными маломощными горизонтами песчано-алевритовых разновидностей пород. Вверх по разрезу образования комплекса согласно, с постепенным переходом, сменяются флишеидной толщей беринговского комплекса (нижняя толща), сложенной мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, диатомитами с прослоями, линзами и конкрециями известняков. Возраст этих отложений в настоящее время достоверно не определен: наряду с представлениями об их олигоценовом (Morozewicz, 1925; Жегалов, 1964) и ранне-среднемиоценовом возрасте (Сергеев, 1976) существуют данные о возможной принадлежности к позднему палеоцену — раннему миоцену (Шмидт и др., 1973).

В структурном отношении рассматриваемый район характеризуется спокойным моноклинальным залеганием пород, полого (5—10°) погружающихся на северо-запад и лишь на отдельных участках осложненных мелкими складками с углами падения не более 15—20°, небольшими нарушениями типа сбросо-сдвигов и внутрiformационными оползневидными дислокациями, особенно многочисленными в бухте Гладковская.

В поле развития нептунических даек обособляются 4 соразмерных района: I — мыс Сковорода — мыс Ревизор, II — р. Перегонная — мыс Казарма, III — мыс Казарма — мыс Подъемный, IV — р. Гладковская — мыс Дикий. Это обусловлено пространственной приуроченностью систем даек к различным в возрастном и вещественном отношении комплексам пород и позволяет удовлетворить требования математической статистики, предъявляемые к обработке фактического материала.

Дайки сложены главным образом разнотектоническими кварц-полевошпатовыми туфогенными песчаниками и в меньшей степени алевролитами, мелкогалечными конгломератами, брекчиями и туфобрекчиями. Все перечисленные разновидности пород встречаются в разрезах диковского и беринговского комплексов. В некоторых дайках (район I) содержится большое количество обломков раковин пелиципод, гастропод

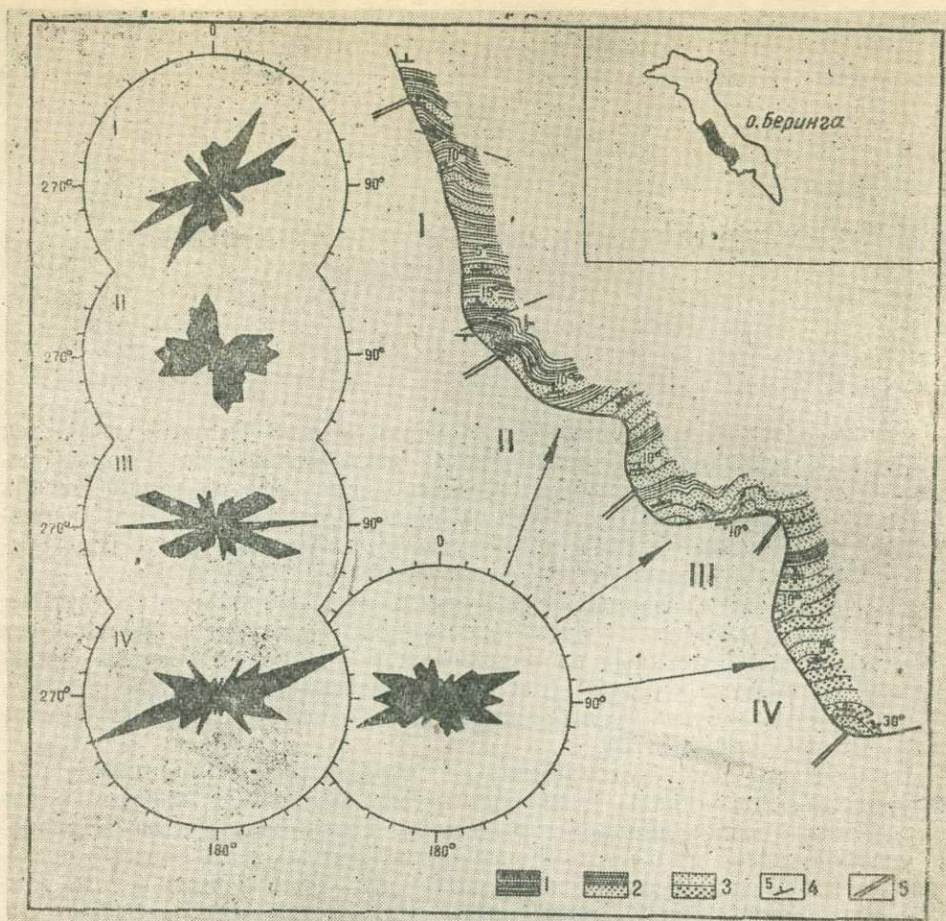


Рис. 1. Диаграммы простираний нептунических даек ряда районов океанического побережья о-ва Беринга, I—IV — диаграммы и соответствующие им районы: I — мыс Сковорода — мыс Ревизор (159 замеров), II — р. Перегонная — мыс Казарма (159 замеров), III — мыс Казарма — мыс Подъемный (159 замеров), IV — р. Гладковская — мыс Дикий (151 замер):

1 — флишеидное переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и диатомитов с линзами и конкрециями известняков беринговского комплекса (нижняя толща), 2 — переходная пачка пород, 3 — разнозернистые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов и отдельными маломощными горизонтами алевролитов и песчаников, 4 — элементы залегания пород, 5 — границы районов

На врезке заштрихован рассматриваемый район распространения нептунических даек

и др., которые неравномерно распределены по их простираниям, образуя скопления в отдельных участках.

Мощность даек изменяется в широких пределах (от долей мм до 10—12 м). Анализируя количественное распределение даек по их мощности (рис. 2 а), можно заметить, что больше всего распространены тела мощностью 5—25 см. При этом показательно, что кривые подобного распределения для районов II, III, IV имеют сходный характер, а кривая для района I резко отличается от них (рис. 2 б, в).

Нептунические дайки о. Беринга по мощности были сопоставлены с описанными Т. Хаяси (Hayashi, 1966) миоценовыми нептуническими дайками Японии. Результаты измерений нанесены на график (рис. 3), где по оси абсцисс в логарифмическом масштабе откладывалась мощность даек (h), а по оси ординат — частота встречаемости в процентах.

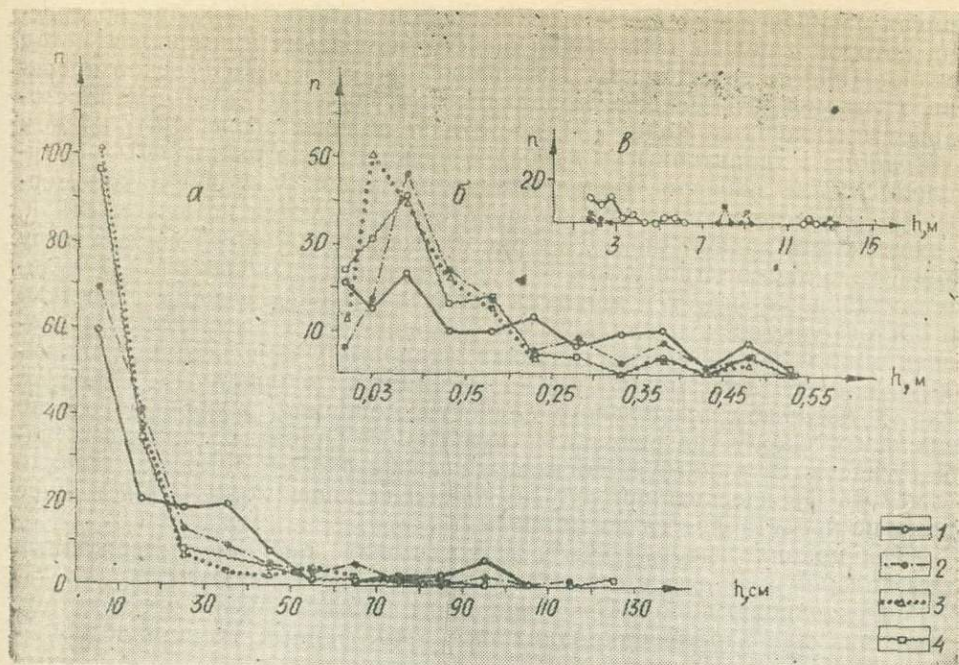


Рис. 2. Распределение даек по мощности ( $n$  — число случаев,  $h$  — мощность дайки):  
1—4 — кривые распределения даек по мощности для соответствующих районов (см. рис. 1); а, б, в — мощности даек в различных масштабах

Для даек Японии устанавливается наличие зависимости между их мощностью и вещественным составом. На о-ве Беринга в районе I дайки мощностью более 20 см сложены преимущественно грубозернистыми разностями пород, среди которых преобладают конгломераты. Соответствующая этому району кумулятивная кривая (рис. 3) прекрасно совпадает (при  $h > 20$  см) с кривой, построенной для конгломератовых даек Японии. Учитывая вышесказанное, можно предположить, что и для остальных даек о-ва Беринга существует аналогичная зависимость, тем более что предварительные результаты определения размерности слагающего их обломочного материала не противоречат такому заключению.

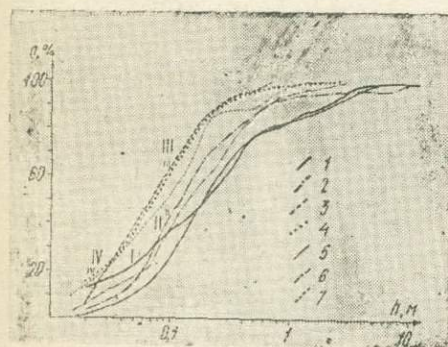


Рис. 3. Сопоставление кумулятивных кривых распределения даек по мощности ( $n$  — частота встречаемости, %):

1—4 — нептунические дайки соответствующих районов (I, II, III, IV) о-ва Беринга, 5 — 7 нептунические дайки Японии (по Hayashi, 1966), 5 — конгломератовые, 6 — песчаниковые, 7 — алевролитовые

Углы падения большинства нептунических даек крутые (более  $70^\circ$ ), плоскости их падения преимущественно наклонены на юг ( $150$ — $220^\circ$ ). От бух. Гладковская на юг к мысу Дикий основная масса тел залегает под углом  $80^\circ$ , а для района р. Перегонная — мыс Казарма характерны наиболее низкие значения их углов падения. На рисунке 4 б изображена

кривая распределения даек по величине угла падения ( $\alpha$ ), при построении которой с целью исключения ошибок измерения применялся метод сглаживания по трем точкам. Измеренные по стереографической проекции углы между плоскостями падения нептунических даек и напластованием вмещающих толщ ( $\beta$ ) достаточно высоки (рис. 4 а); причем для района I характерны их наиболее низкие, а для района III — наиболее высокие значения. Большие значения углов  $\beta$  вполне закономерны, так как вмещающие породы полого погружаются на северо-запад, а дайки круто падают на юг. На рис. 5 изображена зависимость между мощностью дайки ( $h$ ) и углом ( $\beta$ ). Для каждого значения угла  $\beta$  мощность дайки варьирует в широких пределах, однако, весьма интересно то обстоятельство, что для каждого значения угла  $\beta$  существует некоторая минимальная мощность дайки. Например, при заданном значении угла  $\beta = 60^\circ$  даек мощностью менее 10 см не наблюдалось. С ростом угла  $\beta$  логарифм предельного значения мощности убывает почти по линейному закону (на рисунке — пунктирная линия). С этими выводами согласуются данные и по нептуническим дайкам Японии. Однако объяснить физическую природу выявленной зависимости в настоящее время не представляется возможным.

Как правило, по вертикали дайки имеют довольно выдержанные углы падения и только в отдельных случаях протягиваются параллельно напластованию пород. Почти все они относятся к типу простых тел, возникших при заполнении единичных протяженных трещин обломочным материалом. Наряду с ними встречаются отдельные маломощные (15—20 см) тела, представляющие собой совокупность мельчайших (от 0 до 2—3 см) параллельных даек, выклинивающихся в противоположные стороны.

Характерны системы сближенных и параллельно располагающихся даек, а также взаимопересекающихся под острыми углами. В бухтах Орловая и Сквородная (районы I, II) встречаются дайки типа «конского хвоста» — когда от основного тела мощностью до 20 см отходит серия оперяющих даек с неровными извилистыми очертаниями и мощностью не более 5 см, часто выклинивающихся на расстоянии 1,5—2 м. В бух. Полуденная и на мысе Ревизор (район I) наблюдается система

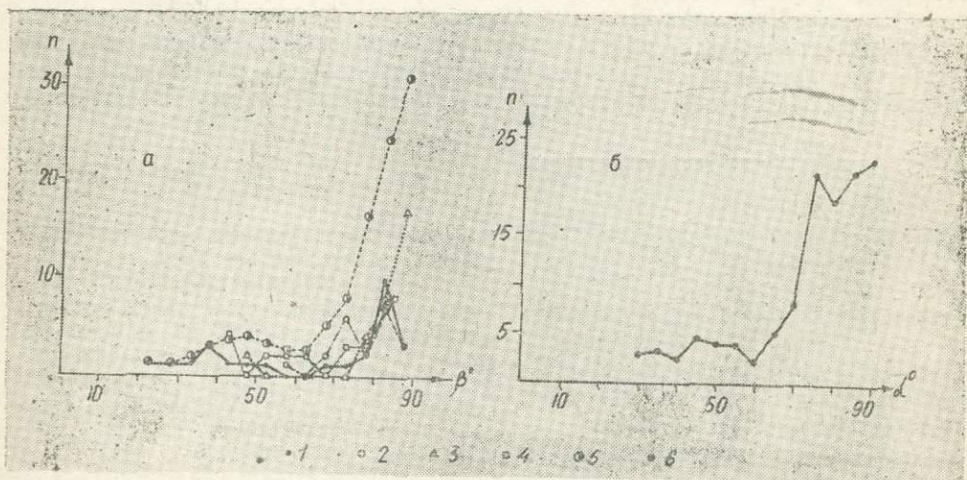


Рис. 4. Распределение даек по значениям углов  $\beta$  и  $\alpha$ :

а — распределение даек по значению угла  $\beta$  между плоскостью дайки и напластованием вмещающих пород (114 замеров): 1—4 — для соответствующих районов (I, II, III, IV), 5 — обобщенная кривая, сглаженная по трем точкам; б — распределение даек по значению угла падения  $\alpha$  (114 замеров): 6 — обобщенная кривая для всех районов, сглаженная по трем точкам ( $n$  — число случаев).

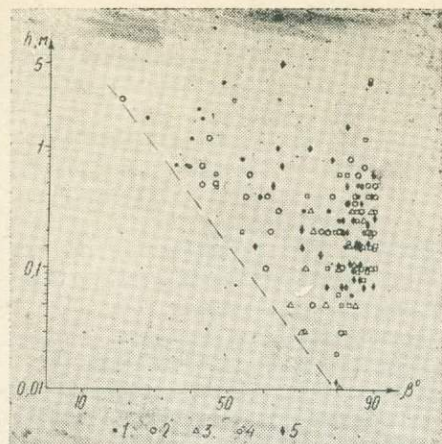


Рис. 5. Зависимость мощности даек ( $h$ ) от значения угла  $\beta$ :

1—4 — непунические дайки соответствующих районов (I, II, III, IV) о-ва Беринга, 5 — непунические дайки Японии (по Hayashi, 1966)

кулисообразно расположенных даек мощностью 30—40 см и простиранием  $240^\circ$ . Расстояние между кулисами в среднем 2—3 м. В двух километрах севернее на участке протяженностью 10 м отмечено более 50 мельчайших (до 2 см) сложно переплетенных между собой даек с простиранием  $315^\circ$ ,  $185^\circ$ ,  $240^\circ$  и многочисленными зеркалами скольжения.

Дайки обычно сложены однородным кластическим материалом, а иногда содержат небольшие (до 3—5 см) включения вмещающих пород. Лишь на мысе Полуденный и в бух. Сковородная (район I) обнаружены тела более сложного строения, образовавшиеся посредством внедрения в зияющую трещину не однородного материала, а целых пластов мощностью 3,5 и 5 м, сложенных переслаивающимися прослоями разнозернистых песчаников и алевролитов. Полого ( $5\text{--}10^\circ$ ) залегающие вмещающие породы вблизи контакта и в отдалении от него разбиты здесь густой сетью трещин с зеркалами скольжения, но не деформированы; зона закалки и осветления пород порядка 10 см.

Внутренняя структура даек довольно однообразна. Слагающие их образования, как правило, более плотные, чем вмещающие породы, в результате чего дайка в виде стенки, возвышающейся над полого залегающими породами, нередко протягивается на многие сотни метров. Однако встречаются тела, материал которых разбит системой трещин, параллельных простиранию ограничивающих их поверхностей, в результате чего наблюдается расщепление материала со следами послынного смещения (районы I, IV). Еще менее распространенными являются дайки, которые в процессе деформации приобрели структуру будинажа. Блокоподобные или чаще линзообразные будины размером до 20 см вытянуты вдоль их простирания или под небольшим углом к нему, а материал в пространстве между будинами интенсивно брекчирован или милонитизирован (район I).

Морфологические особенности даек определяются прежде всего характером заполнявшихся обломочным материалом трещин. Чаще всего это трещины отрыва. Дайки, возникшие в результате заполнения трещин отрыва, имеют в плане извилистые очертания, невыдержанные по простиранию мощности с частыми раздувами и пережимами. Контакт их с вмещающими породами, как правило, неровный, с зазубринами. Реже встречаются дайки, заполнившие трещины скальвания. Они характеризуются более выдержанными мощностями, прямолинейными очертаниями и прослеживаются на многие сотни метров без изменения простирания; контакты с вмещающими породами четкие, рвущие (иногда наблюдается срезание даже конкреций).

Анализ морфологических особенностей дайковых тел позволяет заключить, что динамическая обстановка во время их формирования была довольно напряженной. Повсеместно встречаются многочисленные

зеркала скольжения в дайках (как в приконтактных зонах, так и в их центральных частях), а также мельчайшие прожилки кальцита, параллельные контактовым поверхностям, что, видимо, свидетельствует о деформации материала уже после его консолидации.

В системе пересекающихся даек нередки случаи их пересечения со смещением, амплитуда которого, как правило, не превышает 0,5 м. Встречаются и сложные переплетения даек, когда одна из них сечет другую со смещением, а третья, в свою очередь, сечет со смещением как первую, так и вторую. Иногда позднее образовавшиеся дайки не секут ранее сформировавшиеся, а слепо, почти под прямым углом, утыкаются в них или, следуя параллельно их простиранию, выклиниваются.

По способу образования основная масса даек представляет собой структуры заполнения, но в бух. Сковородная встречена серия тел, простирающихся по азимуту  $215^\circ$  и имеющих мощность в среднем 2—3 м, которые возникли в результате выжимания осадочного материала в полость трещины снизу. Разнозернистые песчаники, слагающие эти тела, содержат в виде включений обломки вмещающих пород различной величины (от 2—3 до 10—15 см), особенно многочисленные в приконтактных частях. Слои вмещающих пород, представленные переслаивающимися между собой алевролитами и песчаниками, вблизи контакта задраны и слабо дислоцированы. Там, где материал даек не выходит на дневную поверхность, вмещающие породы над телами слабо изогнуты в пологие антиклинальные складки. По всей площади развития даек выжимания вмещающие их отложения разбиты густой сетью трещин, особенно интенсивно проявленной в алевролитовых разностях пород.

Простирания изученных нептунических даек изменяются в большом диапазоне (рис. 1). На круговой диаграмме радиусы-меридианы проведены через  $10^\circ$  в соответствии со значениями замеров азимутов, которые группировались по десяткам градусов ( $185-195^\circ$ ,  $195-205^\circ$  и т. д.). Направление радиуса на диаграмме отвечает среднему значению азимута, а его длина пропорциональна количеству замеров.

На розе-диаграмме простирания даек в районе I (мыс Сковорода — мыс Ревизор, 159 даек) четко выражены два максимума, соответствующие северо-восточному ( $30^\circ$ ,  $60^\circ$ ) и менее отчетливо — северо-западному ( $320^\circ$ ) направлениям. Для района II (р. Перегонная — мыс Казарма, 159 даек) характерны две приблизительно равные системы тел широтного ( $90^\circ$ ) и субмеридионального ( $350^\circ$ ) простираний. В III районе (мыс Казарма — мыс Подъемный, 159 даек) также выделяются две системы даек — субширотного и субмеридионального простираний. Дайки субширотного простирания образуют 3 максимума, соответствующие  $60^\circ$ ,  $90^\circ$  и  $110^\circ$ . Субмеридиональное простирание ( $350^\circ$ ) выражено гораздо менее отчетливо. На розе-диаграмме района р. Гладковская — мыс Дикий (район IV, 151 дайка) обнаружено одно генеральное субширотное простирание даек. Здесь четко выделяется максимум, отвечающий  $70^\circ$ , и менее четко выражены сопряженные с ним системы с простиранием  $50^\circ$  и  $110^\circ$ .

Статистическая значимость упомянутых выше максимумов оценена по согласованности построенного распределения даек с равномерным с помощью критерия А. Н. Колмогорова (Ван дер Варден, 1960). С этой целью были рассчитаны кумулятивные функции распределения и найден максимум абсолютной величины их разности (см. таблицу). При уровне доверия 95% значения теоретического критерия А. Н. Колмо-

рова  $\Sigma_{0,05} = \frac{1,36}{N} = 0,108$ , а при уровне 99% —  $\Sigma_{0,01} = \frac{1,63}{N} = 0,129$ , где

$N = 158$  — среднее число даек в каждом районе. По приведенным в таблице цифрам видно, что при уровне доверия 99% во всех случаях наблюдаемая величина максимума модуля разности распреде-

ления превышает допустимый табличный предел (0,129) для равномерного распределения. Это свидетельствует о том, что для всех четырех районов отклонения построенных распределений от равномерного не являются случайными с вероятностью 99%. Это означает, что наличие преимущественных простираний даек во всех районах не случайно и связано не с ошибками в методике интерпретации, а с реальными особенностями геологического строения района.

Таблица 1

Верхняя грань модуля разности кумулятивных распределений, сравниваемых по статистическим критериям

	I	II	III	IV	P**
I*	—	0,320	0,318	0,264	0,210
II	0,320	—	0,144	0,175	0,156
III	0,318	0,144	—	0,168	0,145
IV	0,264	0,175	0,168	—	0,144
II + III	0,319	0,072	0,072	0,169	0,146
II + III	0,256	0,160	0,084	0,084	0,145
II + III + IV	0,270	0,106	0,056	0,112	0,145

Аналогичным образом проверялась гипотеза о сходстве распределений двух любых районов между собой, то, так как сравнивались два построенных распределения простираний даек, а не построенное и теоретическое, был применен критерий Н. В. Смирнова (Ван дер Варден, 1960). Техника расчетов при этом оставалась такой же, как при использовании критерия А. Н. Колмогорова, изменялись только табличные значения допустимого предела.

При уровне доверия 95% значения теоретического критерия Н. В. Смирнова  $\Sigma_{0,05} = \sqrt{\frac{-\ln(0,05)}{2N}} = 0,097$ , а при уровне доверия 99% —  $\Sigma_{0,01} = \sqrt{\frac{-\ln(0,01)}{2N}} = 0,120$ , где  $N=158$  — среднее число даек в каждом районе. Проверка по критерию Н. В. Смирнова показала (табл. 1), что распределения простираний даек для всех четырех районов с вероятностью 99% отличаются друг от друга, хотя различия между распределениями для районов II, III, IV меньше по сравнению с их отличиями от распределения даек района I.

Таким образом, наличие разных преимущественных простираний даек в каждом из четырех районов не является случайным, а связано с локальными особенностями образования трещины. Одной из таких особенностей может быть различие в вещественном составе толщ, разбитых, с одной стороны, между мысами Сковорода и Ревизор (беринговский комплекс: I на рис. 1), а с другой — между мысами Ревизор и Дикий (диковский комплекс: II, III, IV на рис. 1). Действительно, при сравнении роз-диаграмм простираний даек, пересекающих отложения диковского и беринговского комплексов, четко видно их отличие. Для первого характерно субширотное простирание (сводная диаграмма на рис. 1), тогда как для второго — северо-восточное (диаграмма I на рис. 1).

Различия в простираниях систем даек можно объяснить не только особенностями вещественного состава, т. е. различиями во внутренней

\* Римскими цифрами обозначены районы распространения нептунических даек (см. рис. 1); \*\* — значения модуля разности кумулятивных распределений, сравниваемых по критерию А. Н. Колмогорова; в остальных столбцах значения распределений, сравниваемых по критерию Н. В. Смирнова.

структуре и механическими свойствами вмещающих пород, но и влияниями складчатых и разрывных нарушений на формирование трещин.

Незначительные по размерам складчатые структуры практически не влияют на ориентировку даек. Примером может служить поведение даек на крыльях и сводовой части антиклинальной складки на мысе Подъемный. Обращаясь же к более крупным структурным неоднородностям, можно видеть, что, например, в районах II и III, где моноклиналиное залегание пород осложняется большим числом мелких складок, на такой же площади сосредоточено вдвое большее количество даек (300 против 150), чем в районе I и IV. Эту повышенную степень инъективной дислоцированности можно объяснить и наличием многочисленных межпластовых опоздневых дислокаций в районе бух. Гладковская. Наблюдения над нептуническими дайками в полевых условиях подтверждают факт и многократного проявления процессов трещинообразования. Почти повсеместно наблюдаются системы пересекающихся даек со смещениями от 0,5—1 м, а также заполнение полости трещин вначале одним осадочным материалом, затем другим.

Общее для всех районов простираение даек  $70^{\circ}$ — $250^{\circ}$  можно объяснить действиями единого поля тектонических напряжений, существовавших в постнеогеновый период, в то время как наличие других преимущественных направлений простираций — локальными особенностями поля напряжений. В частности, системы дайковых тел с простираениями  $70^{\circ}$ ,  $90^{\circ}$  и  $110^{\circ}$  в районе мыс Казарма — мыс Подъемный можно рассматривать как совокупность трещин скальвания (простираения  $70^{\circ}$  и  $110^{\circ}$ ) и растяжения ( $90^{\circ}$ ), возникших в условиях сжатия. Возможность заполнения обломочным материалом таких плоскостей скальвания, пересеченных трещинами растяжения, подробно рассмотрена Л. У. де Ситтером (1960) для аналогичного поля нептунических даек в Южной Дакоте, где «упругое последствие поля напряжений... породило... систему трещин растяжения и открыло трещины скальвания».

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. М., ИЛ, 1960.  
Жегалов Ю. В. Командорские острова. — Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. I, М., «Недра», 1964.  
Казакова Э. Н., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И. Риолиты острова Медного. — «Геология и Геофизика», 1976, № 1.  
Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976.  
Ситтер де Л. У. Структурная геология. М., ИЛ, 1960.  
Шмидт О. А. Новые данные по тектонике Командорских островов. — «ДАН СССР», 1973, т. 210, № 4.  
Шмидт О. А., Серова М. Я., Долматова Л. М. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканогенных толщ Командорских островов. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1973, № 11.

Нагасэ Т. Clastic dikes in Japan (1). — «Jap. J. Geol. Geogr.», 1966, v. 37, no 11.  
Мороzewicz I. Stadium geograficzno-  
pszwrodnicze. Warszawa, 1925.

## О СДВИГАХ НА ФЛАНГАХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

М. И. Стрельцов

Интерес к изучению сдвиговых перемещений в структурах, ограничивающих бассейн Тихого океана, возрос после того, как Х. Бениофф (Benioff, 1957) и П. Сент-Аман (St. Amand, 1957) предложили гипотезу, согласно которой материковые массы вращаются относительно Тихого океана по часовой стрелке. Впоследствии Х. Бениофф (1966) отказался от этой упрощенной модели, указав на ряд затруднений, с которыми сталкивается подобное упрощение. И, по-видимому, одним из основных затруднений, которому он не придал значения, является то, что далеко не везде по периферии Тихого океана распространены именно правосторонние перемещения. Так, К. Аллен (Allen, 1962) показал, что Филиппинский разлом характеризуется левосторонней компонентой смещения. Х. Хесс (1957) и Д. К. Краузе (1970) сообщили о левосторонних сдвигах в районе островов Фиджи, Соломоновых островов и Новой Гвинеи; Ю. М. Пушаровский (1972) обратил внимание на проблематичность или малую доказанность сдвигов еще ряда районов Тихоокеанского пояса. Вероятно, картина сдвиговых перемещений по разломам, ограничивающим бассейн Тихого океана, сложнее, чем это представлялось Х. Бениоффу и П. Сент-Аману.

Несколько позднее Г. Д. Ажгирей (1961) пришел к выводу о разнознаковых сдвиговых смещениях на крыльях одного и того же глубинного разлома. В дальнейшем этот вывод был сформулирован в виде закона о движении масс по сдвигам во всех складчатых поясах Земли (Ажгирей, 1966): «В каждой складчатой дуге внутренняя (тыльная) ее часть движется горизонтально в сторону вершины дуги таким образом, что максимальные сдвиговые перемещения имеют место в средних частях крыльев дуги; на противоположных крыльях сдвиговые движения направлены в разные стороны, т. е. развиваются по типу левого сдвига в левом крыле дуги и правого сдвига в правом крыле; в вершине дуги амплитуда сдвига уменьшается, если оба крыла дуги равнозначные; при значительной неравнозначности смещений сдвиг, имеющий максимальную амплитуду, может продолжаться далее вершины дуги на некоторое расстояние за ее пределы». Этот закон, который, по мнению Г. Д. Ажгирея (1961; 1966), справедлив и для Тихоокеанских островных дуг, однако вряд ли столь универсален.

Анализируя расположение вулканов Курильских островов и Камчатки, удалось подметить (Стрельцов, 1974) различный характер эшелонирования зон повышенной проницаемости земной коры на флангах Курило-Камчатской дуги. При этом полагалось, что проницаемость определяется числом путей выхода магмы на дневную поверхность, отнесенным к единице площади, т. е. плотностью вулканов. Было показано, что для южной части Курило-Восточно-Камчатской вулканической дуги характерно левостороннее, а для северной — правостороннее расположение зон повышенной проницаемости. По мере продвижения от флангов дуги к ее центру эшелонное расположение зон становится все

менее и менее выраженным, и примерно между проливами Крузенштерна и Четвертым Курильским, в районе выклинивания Курильской глубоководной котловины, какие-либо закономерности в распределении плотностей вулканов не устанавливаются.

Теоретически и экспериментально показано (Буртман и др., 1961; Гзовский, 1975 и др.), что эшелонированные структуры возникают при сдвиговых деформациях. Если считать, что линейное расположение вулканов отражает существование в земной коре глубоко проникающих трещин растяжения, то различный характер их эшелонирования на Камчатке и в Курильском районе должен свидетельствовать о противоположном направлении сдвиговых смещений на флангах Курило-Камчатской дуги. Для правого ее (южного) фланга оказываются характерными левосторонние смещения, а для левого (северного) — правосторонние и, таким образом, закон Г. Д. Аджирея о типах сдвигов на крыльях дуг к Курило-Камчатской дуге не приложим.

Курило-Камчатское распределение сдвигов наблюдается и в других дугах северо-западной части Тихого океана<sup>1</sup>.

Упоминание об эшелонном расположении вулканических цепей Алеутской дуги содержится в работе П. Сент-Амана (St. Amand, 1957). Есть данные о местоположении 81 вулкана четвертичного возраста этого района (Coats, 1950). Построив по этим данным изоденсы (линии равных плотностей) вулканов Алеутско-Аляскинского района, можно, хотя и менее определено, чем для Курильских островов и Камчатки, говорить соответственно о правостороннем и левостороннем расположении зон повышенной проницаемости на левом (восточном) и правом (западном) флангах Алеутской дуги (рис. 1).

Наиболее выразительны на Аляске эшелонированные зоны повышенной проницаемости, местоположение которых определяется вулканическими цепями гор Чигмит (5 вулканов) и северо-восточной оконеч-

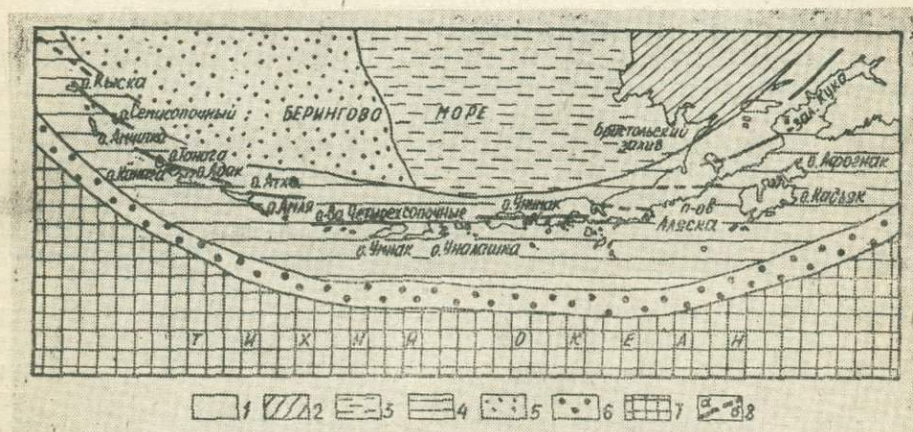


Рис. 1. Осевые линии зон повышенной проницаемости Алеутско-Аляскинского района:

1—7 — основные структурные элементы района (Яншин, 1966): 1 — области кайнозойского тектоногенеза, 2 — выступы основания в областях кайнозойского тектоногенеза, 3 — участки эпимезозойских и более древних платформ, 4 — кайнозойские складчатые и геосинклинальные области, 5 — глубоководные котловины, лишенные гранитного слоя, 6 — глубоководные желоба, 7 — океанические платформы, 8 — осевые линии зон повышенной проницаемости

<sup>1</sup> Лишь для юго-западной Японии составить какое-либо представление о сдвигах не удастся ни на основании данных о местоположении немногочисленных здесь четвертичных вулканов, ни по данным о разрывах, контролировавших размещение неогеновых вулканических центров.

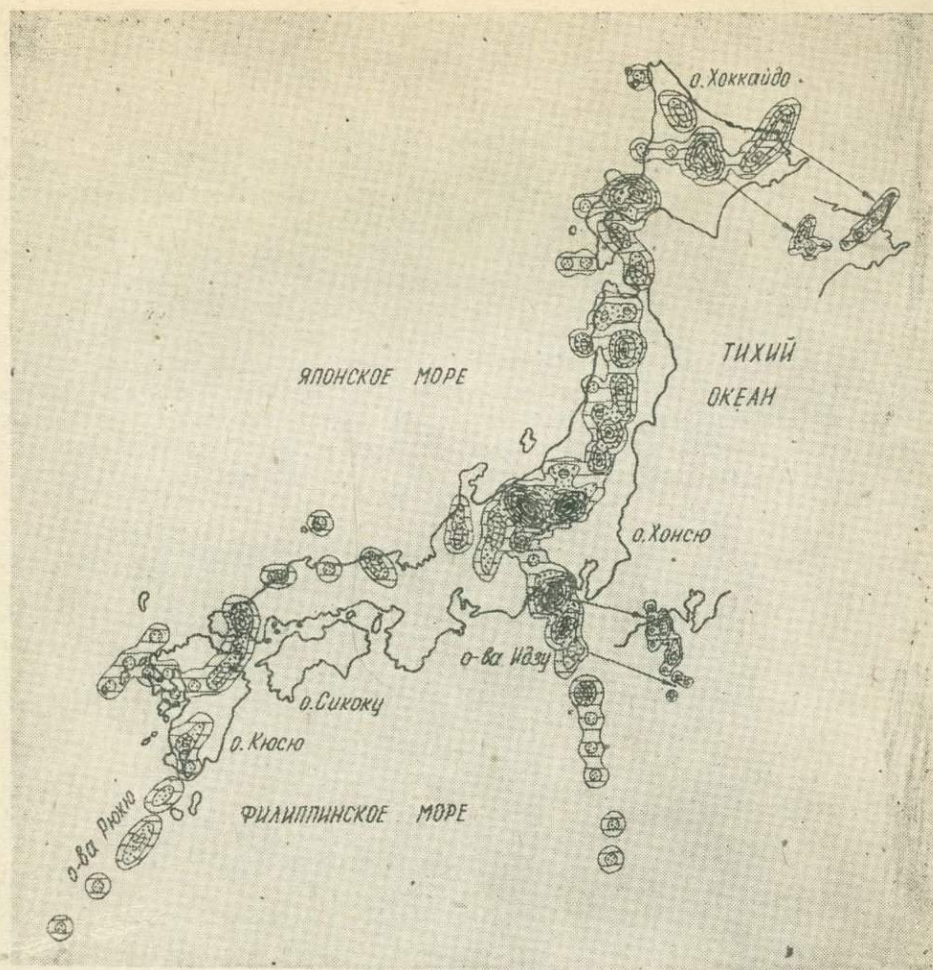


Рис. 2. Изоденсы полигенных вулканов Японии (построены по данным Jsshiiki e. d, 1968). 195 вулканов; 7—6—5—4—3—2—1—0 вулканов на 1600 км<sup>2</sup>. Для п-ова и островов Идзу и для восточной части о-ва Хоккайдо приведены детали строения зон повышенной проницаемости: 4—3—2—1—0 вулканов на 400 км<sup>2</sup>

ности Алеутского хребта (11 вулканов, в числе которых — известный своеобразным типом извержения — Катмай). В пределах Алеутской островной гряды кулисообразно расположены, по крайней мере, 4 зоны повышенной проницаемости, количество наземных вулканов в которых колеблется от 4 до 11.

В Алеутской дуге, как и в Курило-Камчатской, по мере продвижения от флангов к центру, эшелонное расположение зон повышенной проницаемости становится менее выразительным. Смена правостороннего расположения зон на левостороннее происходит в районе о-ва Уналашка, т. е. там же, где выклинивается Берингоморская геосинклинальная котловина.

Изоденсы полигенных вулканов Японии (рис. 2) позволяют выделить ряд зон повышенной проницаемости, осевые линии которых приведены на рис. 3. Полученная картина распределения осевых линий качественно не отличается от приводимой японскими исследователями (Геологическое развитие..., 1968) схемы эшелонированных структур Японских островов. Проанализировав закономерности расположения

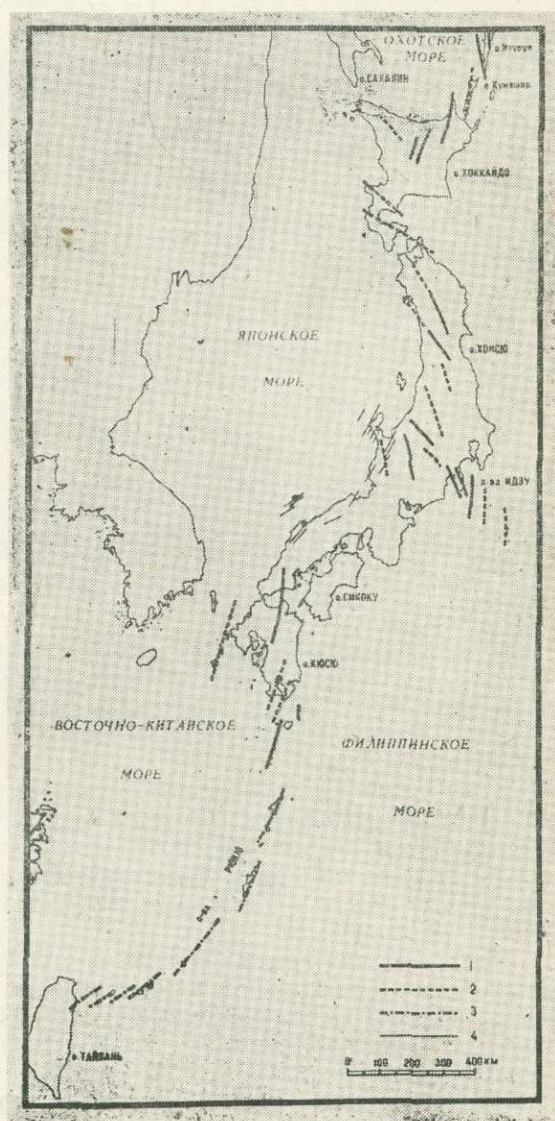
осевых линий зон повышенной проницаемости, которые, как и прежде, отождествляются с трещинами отрыва, можно оценить характер сдвигов на флангах дуг этого района следующим образом.

Для южной части Японо-Сахалинской дуги, судя по левостороннему расположению осевых линий зон повышенной проницаемости, должны быть характерными левосторонние сдвиги. Равноценные данные о зонах повышенной проницаемости в пределах сахалинской ветви этой дуги отсутствуют. Однако анализ структурного рисунка, образованного кайнозойскими зонами растяжения и сжатия (Занюков, 1974; Рождественский, 1975; 1976), позволяет сделать вывод о правосторонних сдвиговых перемещениях по продольным разрывам о-ва Сахалин.

Для северных флангов Идзу-Бонинской дуги и дуги Рюкю отчетливо выражено правостороннее расположение осевых линий зон повышенной проницаемости, и поэтому можно предполагать и здесь правосторонние перемещения. Сведения же о вулканических постройках южных флангов этих дуг немногочисленны — и лишь для южной части дуги Рюкю южнее о-ва Окинава, на основании данных об эшелонном

Рис. 3. Осевые линии зон повышенной проницаемости Японских островов, островов Идзу и Рюкю:

1 — осевые линии зон повышенной проницаемости, построенные по изоденсам полигенных вулканов; 2 — то же, но менее достоверные; 3 — эшелонированные структуры южной части дуги Рюкю (Геологическое развитие..., 1968); 4 — раннемиоценовые глубокие трещины, с которыми связано излияние андезитов (там же)



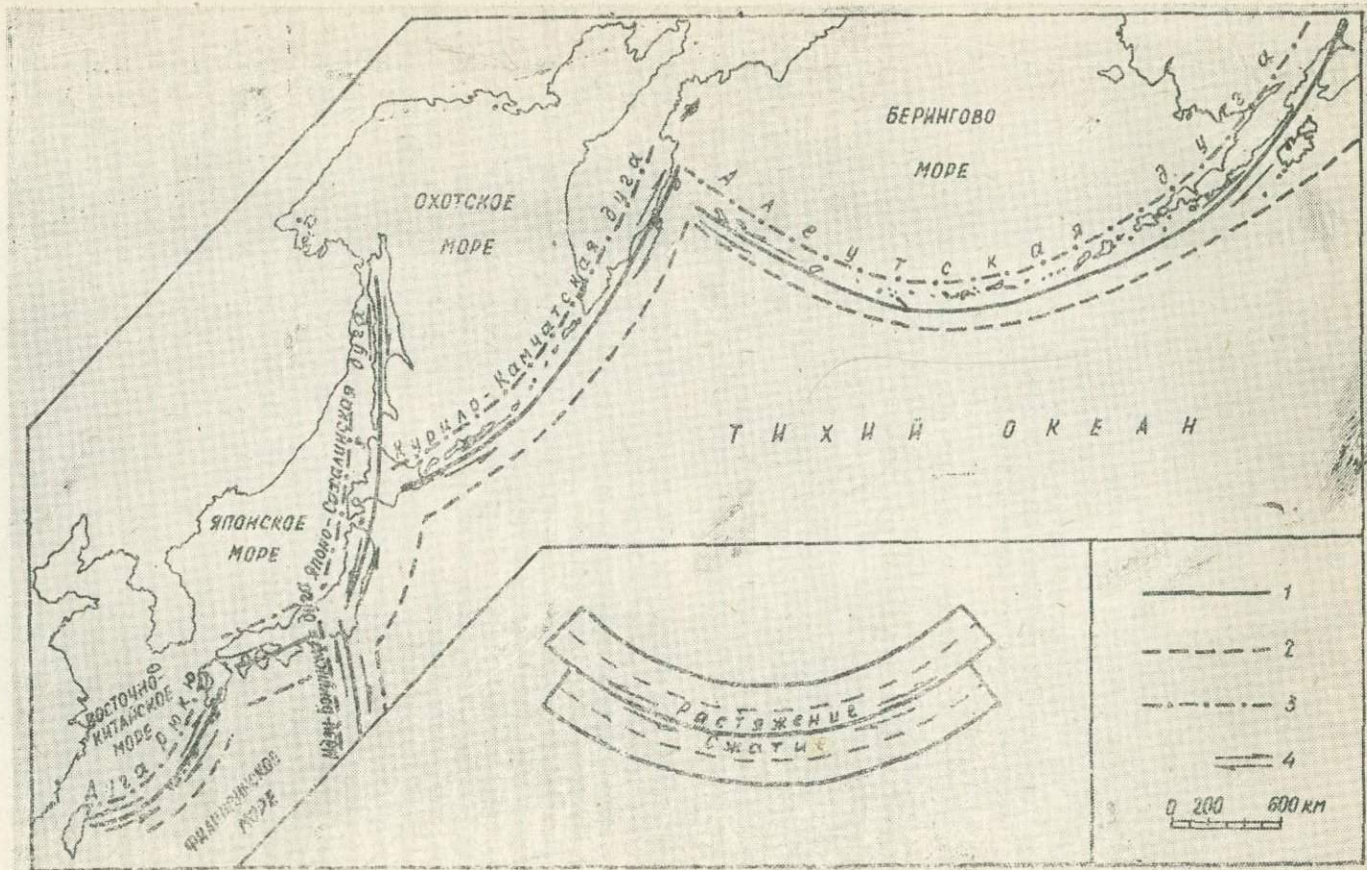


Рис. 4. Сдвиги в островных дугах северо-западной части Тихого океана:  
 1 — граница внешней и внутренней зон островных дуг, 2 — ось глубоководного желоба, 3 — внутренняя граница вулканических зон, 4 — направление сдвигов

расположении вулканов (Геологическое развитие..., 1968), можно говорить о левосторонних смещениях.

Таким образом, для правых флангов островных дуг северо-западной части Тихого океана типична левосторонняя составляющая сдвиговых смещений, а для левых — правосторонняя (рис. 4). Поскольку, по мере продвижения от центра дуг к их флангам, эшелонное расположение структур становится все более отчетливым, то можно предполагать, что в этом же направлении увеличивается и амплитуда сдвигов. Подобное распределение сдвигов в рассматриваемых дугах наметилось, по видимому, еще в неогене. Так, левосторонняя компонента смещения Срединно-Курильского глубинного разлома, пограничного между внешней и внутренней зонами южной части Курило-Камчатской дуги, устанавливается для миоценовой эпохи (Стрельцов, 1976); правосторонние смещения по крупнейшему из меридиональных разрывов о-ва Сахалин — Тымь-Поронайскому — начались в среднем миоцене (Рождественский, 1976); на Японских островах эшелонированные трещины растяжения контролировали местоположение дочетвертичных вулканических построек (Геологическое развитие..., 1968).

Сдвиговые перемещения на флангах островных дуг подобны сдвигам, появляющимся, например, при изгибе слоистого бруса (рис. 4). В случае справедливости такого рода аналогии следует ожидать, что во внутренних зонах дуг будет растяжение (и, возможно, связанное с ним увеличение объема) вещества, а во внешних — сжатие (сокращение объема). Разуплотнение вещества во внутренних зонах и уплотнение — во внешних устанавливается для островных дуг (Гайнанов и др., 1974; Лившиц, 1965; Строение..., 1976; Тараканов, 1969; Федотов, Кузин, 1963 и др.) и может быть объединено в единую непротиворечивую схему с данными о противоположном направлении сдвиговых смещений на флангах дуг.

Можно было бы полагать, что растяжение и сжатие во внутренней и внешней зонах дуг — результат их изгиба под действием сил, не имеющих отношения к процессам, происходящим в дугах. Дуга в этом случае выступает как пассивный элемент, изгибающийся, допустим, вследствие неравномерного надвигания континентального блока на океанический (Кропоткин, Шахварстова, 1965) или в результате давления на него горизонтального перемещающегося тектонического блока, составляющего внутреннюю область (ядро) дуги (Ажгирей, 1966) и т. п. Но, вероятно, правомерным будет и предположение о возможности возникновения в среде, окружающей островную дугу, реактивных сил, т. е. сил, обусловленных процессами, происходящими в самой дуге. Одним из таких процессов может быть тепловое расширение вещества. Возможен, следовательно, иной, чем ранее (Ажгирей, 1966; Белоусов, Рудич, 1960; Джекобс и др., 1964; Кюенен, 1952; Менард, 1966; Ситтер, 1960; Умбгров, 1952; Хесс, 1952; Frank, 1968; Sollas, 1903; Lake, 1931; Lawson, 1932), подход к выяснению причин изогнутости островных дуг!

Внутренние зоны островных дуг — протяженные вулканические пояса, и уже само наличие в поясах активного вулканизма позволяет думать о них как об аномальных в температурном отношении участках литосферы. Данные измерений теплового потока в районе Курильской гряды не противоречат этому предположению. Наиболее высокие его значения приурочены здесь к Большекурильской (внутренней) зоне (Сергеев, 1976), а оценка распределения температур в земной коре и верхней мантии (Строение..., 1976) показывает, что различия между Большекурильской зоной и смежными территориями достигают сотен градусов.

Воспользуемся широко распространенной моделью строения верхних частей Земли в виде идеально упругой пластины (литосферы), подстилаемой слоем (астеносферой), в котором упругие свойства частично

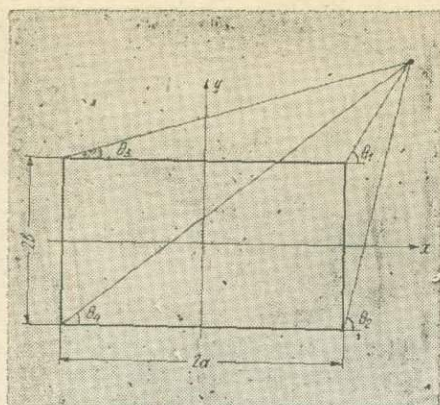


Рис. 5.

или полностью утеряны. Эта модель дополняется в районах островных дуг протяженной и аномальной в температурном отношении областью литосферы — вулканическим поясом. Если полагать, что первоначально эта область имела форму параллелепипеда с высотой, равной мощности литосферы, а также пренебречь кривизной земной поверхности и трением на границе литосферы и астеносферы, то для определения реактивных сил, возникающих в литосфере, можно воспользоваться решенной Дж. Гудьером (Goodier, 1937) задачей о прямоугольном тем-

пературном включении в бесконечной пластине.

Нормальные напряжения в этом случае имеют вид (Мелан, Паркус, 1958):

$$\sigma_y = \frac{G(1+\mu)\alpha T}{\pi} [(\theta_1 - \theta_2) - (\theta_3 - \theta_4)] \quad (1)$$

$$\sigma_x = \frac{G(1+\mu)\alpha T}{\pi} [(\vartheta_1 - \vartheta_2) - (\vartheta_3 - \vartheta_4)] \quad (2)$$

где  $G$  — модуль сдвига,  $\mu$  — коэффициент Пуассона,  $\alpha$  — коэффициент теплового расширения,  $T$  — разность температур между включением и пластиной,

$$\theta_1 = \arctg \frac{y-b}{x-a}, \quad \theta_2 = \arctg \frac{y+b}{x-a},$$

$$\theta_3 = \arctg \frac{y-b}{x+a}, \quad \theta_4 = \arctg \frac{y+b}{x+a},$$

$\vartheta_1, \vartheta_2, \dots$  получаются из  $\theta_1, \theta_2, \dots$  если поменять местами в этих выражениях  $x$  и  $y$ , а также  $a$  и  $b$  (рис. 5).

Так как для исследуемого прямоугольного включения (вулканического пояса)  $a \gg b$ , то для нормальных напряжений вблизи его торца, т. е. при  $x \rightarrow a+0$  и  $|y| < b$ , а также, учитывая, что  $G = \frac{E}{2(1+\mu)}$ , где  $E$  — модуль Юнга, получаем

$$\sigma_x = - \frac{E\alpha T}{2}, \quad (3)$$

вблизи же длинной стороны включения, т. е. при

$$y \rightarrow b+0 \text{ и } |x| < a \quad \sigma_y = 0. \quad (4)$$

Рассматривая прямоугольное включение как стержень, можно исследовать его устойчивость. Для простейшего случая, т. е. для стержня со свободной поверхностью, критическая сила  $P_3$  определяется выражением (Тимошенко, 1972):

$$P_3 = \frac{EJ\pi^2}{l^2}, \quad (5)$$

где  $J$  — момент инерции и  $l=2a$  — длина стержня.

Начальная кривизна стержня (за счет кривизны Земли) препятствует его прогибу внутрь Земли, а объемные гравитационные силы, как показал Г. Джеффрис (1960), так велики, что не имеет смысла говорить об его изгибах вверх. Остается, таким образом, исследование устойчивости стержня лишь в плоскости пластины. В этом случае

$$J = \frac{hc^3}{12}, \quad (6)$$

где  $h$  — высота поперечного сечения стержня, равная мощности пластины, а  $c$  — его ширина. Подставляя (6) в (5), получаем:

$$P_3 = \frac{Ehc^3\pi^2}{12l^2} \quad (7)$$

а для реактивной силы  $P_T$ , действующей на торец стержня, учитывая

$$(3) \quad P_T = \frac{E\alpha Tch}{2} \quad (8)$$

Приравнивая (7) и (8), находим, что стержень потеряет устойчивость

$$\text{при } T = \frac{\pi^2 c^2}{6\alpha l^2} \quad (9)$$

Например, для Курило-Камчатской дуги можно принять (Токарев, 1970)  $c=4,5(\pm 2,2) \cdot 10^6$  см,  $l=2,3 \cdot 10^8$  см; коэффициент теплового расширения, полагая, что «вулканический стержень» имеет габбровый состав (Родионова, Федорченко, 1969), можно принять (Справочник..., 1969)  $\alpha = 5 \cdot 10^{-6}$  град.<sup>-1</sup> Для минимальных, средних и максимальных  $c$  получаем соответственно, согласно (9),  $T \approx 30^\circ$ ,  $125^\circ$  и  $280^\circ$ . Следовательно, стержень с такими параметрами потеряет устойчивость при разности температур порядка той, которую можно предполагать между вулканическим поясом и включающей его литосферой.

Таким образом, причина изогнутости островных дуг, возможно, кроется в самих дугах или, точнее, в процессах, происходящих в этих структурах. Заключительную часть настоящей статьи следует рассматривать лишь как постановку задачи о кривизне островных дуг. Задача об устойчивости «вулканического стержня» окончательно не решена. С одной стороны, не учтено влияние среды на устойчивость стержня, с другой — в силу длительности существования «вулканического стержня», и он сам, и окружающая его среда вряд ли могут аппроксимироваться моделью, обладающей только упругими свойствами.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Глубинные разломы Земли. — «Жизнь Земли», 1961, № 1.  
 Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966.  
 Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. — «Сов. геология», 1960, № 10.  
 Бениофф Х. Движения по крупнейшим разломам. — Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.  
 Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — «Труды ГИН АН СССР», 1963, в. 80.  
 Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.  
 Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А., Строев П. А., Туезов И. К. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. «Наука», Новосибирск, 1974.  
 Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.  
 Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж. Физика и геология. М., «Мир», 1964.  
 Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960.  
 Занюков В. Н. Центрально-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова. «ДАН СССР», 1971, т. 196, № 4.  
 Краузе Д. К. Экваториальная зона сдвига. — Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.  
 Кюенен Ф. Г. Индонезийские глубоководные депрессии. — 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.  
 Мелан Э., Паркус Г. Термоупругие напряжения, вызываемые стационарными температурными полями. М., Изд-во физ.-мат. лит-ры, 1958.  
 Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.

Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.

Родионова Р. И., Федорченко В. И. Некоторые проблемы глубинной геологии и вулканизма Курильской островной дуги в связи с изучением ксенолитов. — Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Рождественский В. С. Сдвиги северо-восточного Сахалина. — «Геотектоника», 1975, № 2.

Рождественский В. С. О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тымь-Поронайского разлома на о-ве Сахалин. — «ДАН СССР», 1976, т. 230, № 3.

Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976.

Ситтер де Л. У. Структурная геология. М., ИЛ, 1961.

Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.

Стрельцов М. И. К вопросу о закономерностях расположения вулканов Курило-Камчатской дуги. — «ДАН СССР», 1974, т. 216, № 6.

Стрельцов М. И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М., «Наука», 1976.

Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, «Наука», 1976.

Тараканов Р. З. Мозаика скоростей в верхней мантии и возможности построения площадного годографа. — «Труды СахНИИ», 1969, в. 20.

Тимошенко С. П. Курс теории упругости. Киев, «Наукова думка», 1972.

Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. — «Физика Земли», 1970, № 3.

Умбров Дж. Островные дуги. — Островные дуги. М., ИЛ, 1952.

Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов. — «Изв. АН СССР», сер. геофиз. 1963, № 5.

Хесс Х. Х. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. — Островные дуги. М., ИЛ, 1952.

Хесс Х. Х. Серпентиниты, орогенез и эпигрогенез. — Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Яншин А. Л. (ред.). Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5 000 000. М., 1966.

Allen C. R. Circum-Pacific Faulting in the Philippines-Taiwan Region. - "J.Geophys.Res.", 1962, v. 62, no 12.

Benioff H. Circum-Pacific tectonics. - "The mechanics of faulting..." (A symposium) - Publ. Domin.Observ.Ottawa, 1957, v. 20, no 2.

Coots R. R. Volcanic activity in the Aleutian Arc. - U.S. Geol.Surv.Bull., 1950, no 974-B.

Frank F. C. Curvature of Island Arcs. - "Nature", 1968, v. 220, no 5165.

Goodier J. N. On the Integration of the Thermo-Elastic Equations. - "Phil.Mag. and J.Sci.", 1937, v. 23, no 157.

Isshiki N., Matsui K., Ono K. Volcanoes of Japan. - "Geol.Surv.Japan", 1968.

Lake P. H. Island Arcs and Mountain Building. - "Geogr.J.", 1931, v. 78.

Lawson A. C. Insular Arcs, Foredeeps and geosynclinal seas of the Asiatic Coast. "Bull.Geol. Soc.Amer.", 1932, v. 43.

Sollas W. I. The figure of the Earth. - "Quart.J.Soc.", London, 1963, v. 59.

St. Amant P. Geological and geophysical synthesis of the tectonics of portions of British Columbia, the Yukon Territory and Alaska. - "Bull.Geol. Soc.Amer.", v. 68, no 10.

1978

**О ВОЗМОЖНОЙ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ  
ЭФФУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА ТОМАРИ—НОТОРО  
(о-в Шикотан, Малая Курильская гряда)**

**Р. И. Родионова, В. И. Федорченко**

Тема данной статьи представляется авторам весьма важной не только с точки зрения решения общих задач петрогенезиса Курило-Камчатской островной дуги, но и с общегеологических позиций (выяснение условий заложения современных геосинклинальных систем, соотношение «островодужного» и океанического вулканизма в истории их развития, тектонического смысла так называемой «андезитовой линии» и т. п.).

Известно, что вулканическая деятельность в пределах Малой Курильской гряды — приокеанической ветви сдвоенной геодантиклинальной островной системы — завершилась излияниями пород основного состава, слагающими в настоящее время в южной части о-ва Шикотан группу поднятий (горы Томари, Ноторо и ряд мелких возвышенностей), рассматриваемых Я. Саса, Ю. С. Желубовским, Г. С. Горшковым и др. исследователями как остатки древних вулканических построек центрального или трещинного типов.

Максимальная мощность эффузивного комплекса Томари—Ноторо 300 м. Возраст является предметом дискуссий.

Ю. С. Желубовский, Г. С. Горшков, С. М. Сапрыгина условно считают его раннеплейстоценовым, Я. Саса — позднемеловым, Г. П. Вергунов, А. Ф. Прялухина — палеогеновым. Э. Н. Казакова и др. (1973) по составу и положению в разрезе коррелируют ноторо-томаринский комплекс с формациями Очиши и Юрури группы Немуро, возраст которых определяется как поздний мел или поздний мел—палеоген. Развитый на породах рассматриваемого комплекса рельеф лишен первично-вулканических черт и в общем является денудационным. Учитывая яркие морфологические особенности плейстоценовых вулканов Большой Курильской гряды, трудно представить, что возраст описываемых эффузивов моложе плиоценовых.

Наши наблюдения показали, что горы Томари и Ноторо имеют моноклиналичную структуру и представляют собой многослой из 15—20-метровых лавовых потоков, разделенных менее мощными пластами вулканических брекчий. Пирокластика в виде красно-бурых агглютинатов встречается лишь в основании гор. Анализ аэрофотоснимков и общего характера рельефа позволил авторам сделать вывод о том, что массивы этих гор являются руинами щитового вулкана (рис. 1), на месте центральной части которого ныне находится обширная котловина верховьев р. Горобец, возникшая, вероятно всего, в процессе эрозионного расширения кальдерной депрессии гавайского типа. Тело реставрируемого щитового сооружения, видимо, осложнялось побочными аппаратами, ныне фиксируемыми лишь мелкими поднятиями.

В петрографическом отношении вулканы комплекса весьма однообразны и различаются лишь количественными соотношениями минералов-вкрапленников (табл. 1). Типичными могут считаться породы, содержащие во вкрапленниках 20—35% плагиоклаза, от 1—2 до 10%

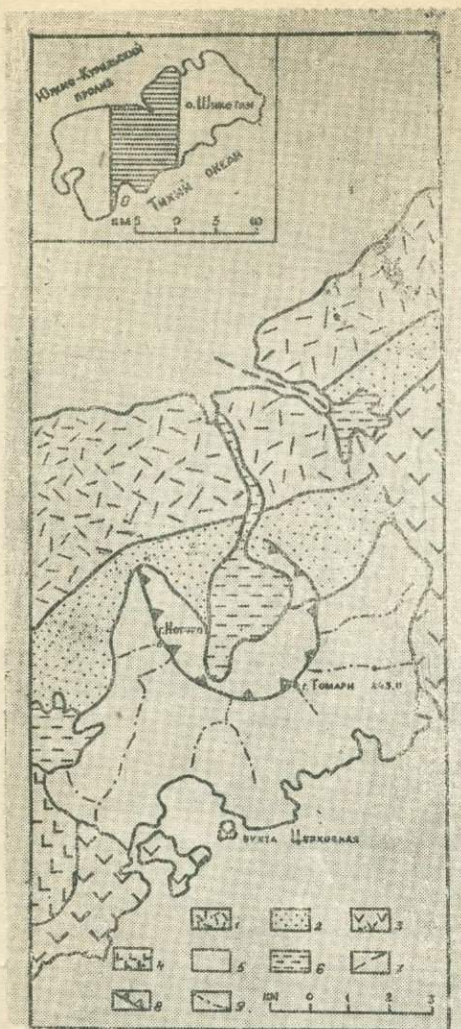


Рис. 1. Геологическая схема центральной части о-ва Шикотан:

1 — отложения матакотанской свиты (кампан), 2 — отложения малокурильской свиты (маастрихт), 3 — отложения зеленоской свиты, 4 — интрузии габброидов, 5 — эффузивные образования гор Томари и Ноторо, 6 — четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения, 7 — тектонические нарушения, 8 — кальдерная депрессия верховьев р. Горобец, 9 — водоразделы

пироксенов (диопсид-авгита, редко — гиперстена), 0—3,5% оливина. Зафиксированы значительные отклонения от указанных соотношений, в связи с чем наблюдается полная гамма пород от почти афировых (4—5% вкрапленников диопсид-авгитов) до близких к полнокристаллическим. Лишь в одном случае встречен базальт с аномально высоким содержанием оливина (12,1%), которому резко подчинен моноклиновый пироксен (всего 3,8%). Из взаимоотношений между минералами вкрапленников видно, что первым из магматического расплава в доэффузивную стадию кристаллизовался оливин. Позднее, но практически одновременно, выделялись плагиоклаз и оба пироксена. Одновременная кристаллизация этих минералов продолжалась и в эффузивную стадию.

Для основных масс рассматриваемых пород присуща высокая степень кристалличности. Микролиты образованы теми же минералами, что и вкрапленники, за исключением оливина (табл. 2). Стекловатый остаток присутствует редко, составляя 15—20% базиса. Количественные соотношения минералов микролитов практически постоянны во всех разновидностях пород. Всегда преобладает плагиоклаз (около 70%), которому подчинены пироксен (25—28%) и особенно рудный минерал (2—5%). Среди пироксенов резко преобладает моноклиновая разновидность, однако присутствие некоторого количества ромбического пироксена отмечено

Количественно-минералогический состав вулканических пород гор Томари и Ноторо, об. %

№ анализ в табл. 3	№ образца	Основная масса					Вкрапленники			
		плаггиоклаз	пироксен	магнетит	стекло	валовая	плаггиоклаз	пироксен	оливин	в целом
2	1403 <sup>в</sup>	59,7	21,6	1,9	—	—	0,9	3,8	12,1	16,8
3	2552	44,8	18,4	2,4	—	—	34,4	—	—	34,4
4	2550	66,5	23,6	5,2	—	—	—	4,7	оч. редок	4,7
6	1403	30,0	16,9	4,7	19,2	—	21,9	4,9	2,4	29,2
9	1422	10,3*	—	1,8	—	54,2	25,4	8,4	ед. зерна	33,8
10	1420	—	—	—	—	87,7	8,9	1,9	1,5	12,3
11	1423	29,6	12,7	3,1	8,1	—	35,5	7,5	3,5	46,5
12	1419	—	—	2,6	—	69,3	25,2	3,9	ед. зерна	29,1
13	1404	34,8	15,9	6,3	12,8	—	27,4	—	2,8	30,2
14	1417	31,7	10,5	5,5	9,0	—	33,6	9,7	ед. зерна	43,3
15	1402	—	—	9,4	—	—	78,0	12,6	—	100,0
16	1401	35,6	10,7	3,5	14,4	—	32,0	1,3	2,4	35,7
17	1417 <sup>в</sup>	—	—	4,5	21,1	—	45,0	29,8	ед. зерна	74,8

но почти во всех изученных шлифах. Основным массам часто присуща интерсертальная, а также микродолеритовая структуры. Некоторая ориентировка микролитов в единичных случаях придает последним характер пилотакситовых.

Таблица 2

Количественно-минералогический состав основных масс эффузивов комплекса Томари—Ноторо, об. %

№ анализа в табл. 3	№ образца	плаггиоклаз	пироксен	магнетит	стекло
2	1403 <sup>в</sup>	71,7	26,0	2,3	—
3	2552	68,3	28,0	3,7	—
4	2550	69,8	24,8	5,4	—
6	1403	42,4	23,9	6,6	27,1
11	1423	55,2	23,9	5,8	15,1
13	1404	50,0	22,7	9,0	18,3
14	1417	56,0	18,5	9,7	15,8
16	1401	55,5	16,6	5,5	22,4

Плаггиоклаз — (60—80%) главный минеральный компонент всех пород. Его кристаллам свойственны таблитчатая форма, двойниковое строение, отчетливая прямая зональность. Наиболее основными (An 60—70) являются крупные (2—4 мм) индивиды доэффузивной стадии кристаллизации, насыщенные каплевидными включениями измененного стекла. Краевые зоны вкрапленников и микролиты имеют состав An 40—55. Ядра фенокристаллов обычно на 10—20% основнее. Как показали измерения на столике Федорова, среди законов двойникования плаггиоклаза резко преобладают альбитовый (47%) и карлсбадский (34%). Подчиненное значение выпадает на долю альбит-карлсбадского, манебахского и альбит-эстерельского (соответственно 12, 5 и 2%).

Моноклинный пироксен постоянно присутствует как в виде вкрапленников, так и в виде микролитов. По оптическим свойствам

\* Микровкрапленники.

(Веселовская, 1950) он может быть отнесен к диопсидовым авгитам состава  $Wo$  27—40,  $En$  43—48,  $Fs$  17—25. Углы оптических осей микролитов, как правило, на 4—8° меньше таковых вкрапленников, что свидетельствует о меньшей роли в их составе волластонитового компонента и несколько повышенной железистости.

Ромбический пироксен иногда наблюдается среди вкрапленников, реже среди микролитов. Окрашен в зеленоватый цвет, плеохроирует по обычной схеме, имеет положительное удлинение, отрицательный угол оптических осей (64—70° для вкрапленников, 74—79° для микролитов).

Оливин, присутствующий в аксессуарных количествах, всегда цело замещен серпентином, идингситом и другими вторичными минералами, но легко диагностируется по характерным формам кристаллов и своеобразному набору продуктов изменения. В одном шлифе встречены многочисленные (12%) крупные бесцветные кристаллы свежего оливина, однако и они по краям и трещинам уже начали подвергаться вторичным изменениям. Судя по углу оптических осей, равному  $\pm 90^\circ$ , состав его отвечает форстериту с содержанием фаялитового компонента 12%.

Достаточно многочисленные (18) химические анализы вулканических пород комплекса (табл. 3) подтвердили их большую близость между собой. По содержанию кремнезема (51—54 вес. %) в подавляющем большинстве они могут быть условно отнесены к андезито-базальтам. Показатель родства (серийный индекс А. Ритмана) свидетельствует об их принадлежности к среднему тихоокеанскому (известково-щелочному) ряду. Характернейшей особенностью пород является довольно высокое содержание окиси натрия (3—4 вес. %) и резкое преобладание последней над окисью калия (отношение составляет 0,2—0,3).

Особенности химического состава рассматриваемых лав отчетливо выступают на диаграмме по методу А. Н. Заварицкого (рис. 2). На ее плоскостях векторы, отвечающие составам пород, образуют довольно правильные рои, сосредоточенные в интервале значений характеристики «b»=17—27 (только в обогащенном оливином базальте последняя достигает 31). Высокая щелочность эффузивов фиксируется начальными

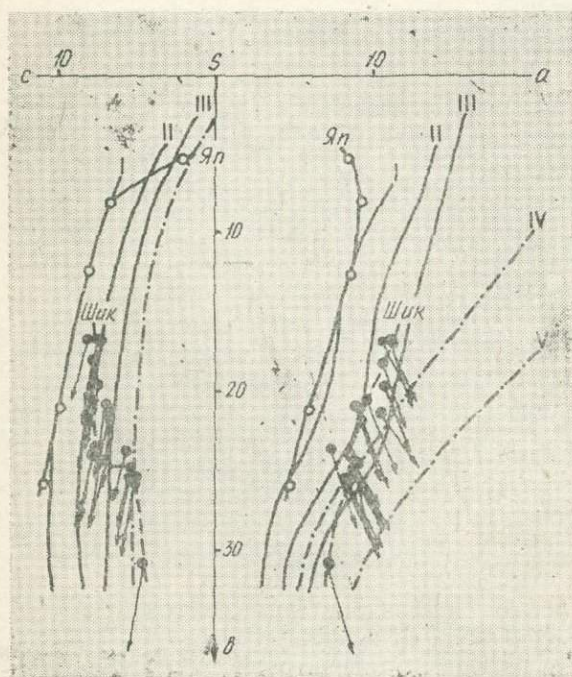


Рис. 2. Диаграмма химических составов пород Ноторо-Томаринского комплекса и основных петрохимических типов эффузивов по методу А. Н. Заварицкого. Вариационные линии: Шик — Ноторо-Томаринских лав, Яп — Японских лав и стандартных типов по Бурри: I — Пеле, II — Лассен-Пик, III — Йеллоустон, IV — типа Гавайи, типа Таити (арабские цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов табл. 3)

Компо- ненты	Гора Ноторо							Гора		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	50,52	51,37	52,33	52,87	52,97	53,01	53,59	52,28	52,39	53,20
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,74	0,41	0,57	0,59	0,90	0,41	0,80	1,16	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,40	12,88	18,83	19,33	18,54	16,29	18,62	16,50	15,34	14,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,64	4,25	4,60	4,36	4,53	5,12	5,37	4,52	6,48	5,00
FeO	4,11	5,57	3,91	3,01	3,58	3,86	2,26	3,99	5,32	4,26
MnO	0,15	0,15	0,11	0,12	0,13	0,15	0,08	0,14	0,17	0,18
MgO	5,64	10,70	4,76	3,88	4,46	5,66	4,14	6,99	4,99	7,30
CaO	9,45	8,22	8,56	8,67	8,32	8,30	7,72	9,16	8,44	8,89
Na <sub>2</sub> O	3,14	2,97	3,91	3,84	3,84	3,77	4,04	2,62	3,40	3,23
K <sub>2</sub> O	1,01	0,72	1,08	1,33	1,05	0,60	1,05	0,92	1,20	0,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,12	0,21	0,10	0,29	0,17	0,12	0,15	0,01	0,10
Собщ.	0,13	0,02	0,03	0,08	0,03	—	0,13	0,91	—	0,04
H <sub>2</sub> O	1,52	1,11	1,17	1,34	1,21	1,21	1,78	1,02	1,26	0,96
nnn.	0,53	0,68	0,08	0,12	0,26	0,56	0,56	0,50	0,87	0,58
Сумма	100,31	99,50	99,59	99,62	99,80	99,60	99,87	100,50	99,67	99,59

Примечание: 1 — базальт из потока (обр. 3366, кол. А. Ф. Прялухи); 3 — плагиобазальт (обр. 2552, кол. В. Н. Шилова); 4 — оливинсодержащий базальт (обр. 2251, кол. В. Н. Шилова); 6 — пироксен и оливинсодержащий плагиобазальт (обр. 2252 а, кол. В. Н. Шилова); 8 — андезитобазальт (кол. С. М. Сапрыгина); 10 — оливинсодержащий пироксенит (обр. 1423, кол. В. И. Федорченко); 13 — оливин-пироксенит (обр. 1416 а, кол. В. И. Федорченко); 14 — существенно плагиоклазовый андезитобазальт с единичными зернами плагиофировый базальт с немногочисленными мелкими зернами оливина из плагиоклазового диабаз из включений в брекчиях (обр. 1402, кол. В. И. Федорченко); 15 — лавового потока в брекчиях (обр. 1401, кол. В. И. Федорченко); 18 — пироксенит (обр. 1417 в, кол. В. И. Федорченко); 19 — пироксенит-плагиоклазовый андезитобазальт (обр. 1416 а, кол. В. И. Федорченко).

Аналитики Л. Г. Воронова, З. В. Ивлева, Л. Л. Надова, Р. И. Евсеева.

точками векторов между вариационными линиями Лассен—Пик и Иеллоустон. Правый наклон векторов на плоскости *asb*, а также их значительное отклонение от вертикали свидетельствуют об отсутствии пород, пересыщенных глиноземом, и значительной роли кальция в составе темноцветных минералов. Следует отметить, что уменьшение характеристики «b» сопровождается заметным постепенным повышением общей щелочности лав юго-западной части о-ва Шикотан, в связи с чем их вариационная линия имеет левый наклон и существенно удалена от вертикали. Интересно отметить, что в области значений «b»=25 на ней намечается небольшой резкий перегиб, относительно которого ее верхняя часть смещена несколько влево, а нижняя — вправо. Это обстоятельство свидетельствует о слегка пониженной щелочности лейкократовых членов рассматриваемого ряда пород. Более резко изогнута в той же области вариационная линия на плоскости *esb*. Начальные точки векторов в ее верхней части лежат вблизи линии Лассен—Пик, а в нижней — почти на линии гавайских лав. Такая форма кривой обусловлена значительно повышенным содержанием полевошпатовой извести в породах, имеющих характеристику «b» меньше 25.

Специфической особенностью эффузивов ноторо-томаринского комплекса является их общая пониженная глиноземистость по сравнению с такими же по основности породами андезитовой формации Боль-

## Состав лав

Томари			Выс. 2212	Бухта Церковная				Гора Шикотан	
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
53,44	53,94	54,64	53,72	50,55	50,73	52,15	52,54	51,44	51,78
0,99	0,74	0,95	0,99	0,77	0,83	0,85	0,66	0,59	0,65
14,64	16,57	13,98	17,87	17,13	17,53	17,04	14,45	14,41	17,44
6,34	4,84	4,91	6,19	5,75	4,70	6,62	5,11	5,04	4,67
3,96	3,43	4,31	2,57	3,56	5,20	2,93	4,25	6,06	4,19
0,20	0,12	0,20	0,17	0,15	0,16	0,18	0,17	0,17	0,11
5,83	5,82	7,26	3,19	6,18	6,59	4,08	6,68	5,48	6,23
8,61	8,34	8,93	8,19	10,27	9,17	8,79	9,29	10,78	6,06
3,37	3,37	3,23	3,77	3,37	3,37	3,84	3,23	2,16	2,70
0,86	0,82	0,86	1,08	0,77	0,60	1,03	0,77	2,08	2,65
0,17	0,14	0,20	0,18	0,10	0,10	0,19	0,19	0,01	0,18
0,04	0,08	0,03	0,05	0,03	0,07	0,02	—	—	0,06
0,96	1,35	0,59	0,91	1,19	0,84	1,63	1,29	0,34	0,85
0,46	0,48	0,37	0,76	0,50	0,38	0,54	0,89	2,14	2,44
99,87	100,04	100,46	99,53	100,30	100,27	99,89	99,52	100,37	100,01

ной); 2 — пироксеново-оливиновый базальт (обр. 1403 в, кол. В. И. Федорченко); пироксеново-плагиоклазовый базальт (обр. 2550, кол. В. Н. Шилова); 5 — плагиоклазовый андезит-базальт (обр. 1403, кол. В. И. Федорченко); 7 — плагиоклазово-пироксеновый андезит-базальт (обр. 1422, кол. В. И. Федорченко); 12 — оливинсодержащий пироксеново-плагиоклазеносодержащий плагиофировый андезит-базальт (обр. 1419, кол. В. И. Федорчами оливина (обр. 1404, кол. В. И. Федорченко); 15 — пироксенсодержащий включений в брекчиях (обр. 1417, кол. В. И. Федорченко); 16 — пироксеново-членко); 17 — пироксеново-оливинсодержащий плагиофировый андезит-базальт ново-плагиоклазовая диабазоподобная порода из лавового потока (силла?) в брек-базальт (кол. С. М. Сапрыгина); 20 — пироксеново-плагиоклазовый базальт

шой гряды. Это выразилось в более кислом характере их плагиоклазов и весьма малой роли ромбического пироксена, обильно представленного в высокоглиноземистых базальтоидах последней. Кроме того, для рассматриваемых пород свойственна тенденция к обогащению железом при весьма незначительном увеличении содержания кремнезема (рис. 3), что характеризует так называемое толентовое направление дифференциации базальтов (Йодер, Тилли, 1965). На основании изучения системы  $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$  Е. Ф. Осборн предположил, что такое направление дифференциации определяется пониженным парциальным давлением кислорода в кристаллизующейся магме, непосредственно зависящим от содержания в ней воды. Близость роя точек, отвечающих составу наших лав, к линии толентов (1 на рис. 3) не противоречит предположению об их генетической общности.

Нельзя не обратить внимания и на факт существенного колебания в эффузивах гор Томари и Ноторо содержания глинозема (12,88—19,33 вес.%), особенно низкое его значение для относительно меланократовых пород и обратно пропорциональную зависимость между ним и окисью магния. Направивается единственный вывод, согласующийся с петрографическими данными (в частности, с плагиофировым характером обогащенных глиноземом пород), что описанные эффекты обязаны аккумуляции фенокристаллов основного плагиоклаза и гравитационной

Средний состав некоторых толеитов

	1 (4)	2 (5)	3 (8)	4 (8)	5 (73)	6 (181)
SiO <sub>2</sub>	53,45	54,53	53,22	51,34	51,52	49,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,29	16,38	14,55	12,91	16,56	13,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,34	4,86	2,76	3,98	3,26	3,03
FeO	4,20	3,98	6,50	9,01	9,01	8,53
MgO	6,77	4,37	5,72	4,62	4,87	8,44
CaO	8,93	7,64	10,07	8,76	10,41	10,30
Na <sub>2</sub> O	3,26	3,23	2,25	2,77	1,97	2,13
K <sub>2</sub> O	0,84	1,80	1,30	1,38	0,37	0,38
TiO <sub>2</sub>	0,88	1,50	1,04	1,98	1,03	2,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,23	0,15	0,30	0,12	0,26

Примечание: 1 — юго-западная часть о-ва Шикотан; 2 — Толей, Саар; 3 — Северная Англия; 4 — Мулл (Шотландия) порфиновый центральный тип; 5 — базальты Японии, признанные Х. Куно толеитовыми; 6 — Гавайские острова. В скобках — количество усреднявшихся анализов.

отсадке ранних выделений оливина.<sup>1</sup> Реальность обоих механизмов доказана многими авторами (Kuno, 1950; Йодер и Тилли, 1965 и др.) и не требует особого обсуждения. Таким образом, главная роль процессов кристаллизационной дифференциации в формировании наблюдаемого разнообразия эффузивов ноторо-томаринского комплекса представляется нам очевидной.

О составе родоначальной магмы различных серий изверженных пород принято судить по составу основных членов петрографического ряда, в образовании которых процессы аккумуляции ранних кристаллических выделений не играли существенной роли (Боуэн, 1934). В рассматриваемом случае к таковым наиболее близки образцы 10, 11, 13 и 18 (табл. 3). Все они содержат около 14% глинозема, слабо пересыщены кремнеземом, а их фигуративные точки на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 2) лежат на вариационных линиях гавайских лав. Среднее арифметическое из упомянутых четырех анализов приведено в табл. 4, где для сравнения помещены усредненные анализы типичных толеитов, заимствованные из работы Ф. Чейза (Chayes, 1966). Изложенные выше соображения и анализ этой таблицы не вызывают сомнений в том, что возможный состав исходной магмы для изученных вулканитов в общем близок к составу толеитов из провинции Толей (Саар) и Северной Англии, хотя несколько и отличается от них содержанием щелочей (особенно калия) и некоторых других окислов. Весьма интересно, что точки, отвечающие составам лав г. Томари, занимают на диаграмме рис. 3 наиболее низкое положение, подтверждая близость лав к первичному расплаву. В то же время большинство лав горы Ноторо заметно обогащено железом, что находится в хорошем соответствии с толеитовым направлением дифференциации.

Количественно-минералогический состав вулканитов юго-восточной части о-ва Шикотан показывает, что их образование связано с кристаллизацией магматического расплава типа искусственной системы альбит—анортит—диопсид (гаглобазальтовая система Н. Л. Боуэна; Заварицкий, Соболев, 1961). Практическое постоянство соотношений минеральных фаз раскристаллизованных основных масс отражает эвтектический характер кристаллизации (Устиев, 1961). Х. Куно (Kuno,

<sup>1</sup> Показано (Йодер и Тилли, 1965), что удаление 10—15% оливина приводит к относительному возрастанию в расплаве роли глинозема на 2—3 вес. %.

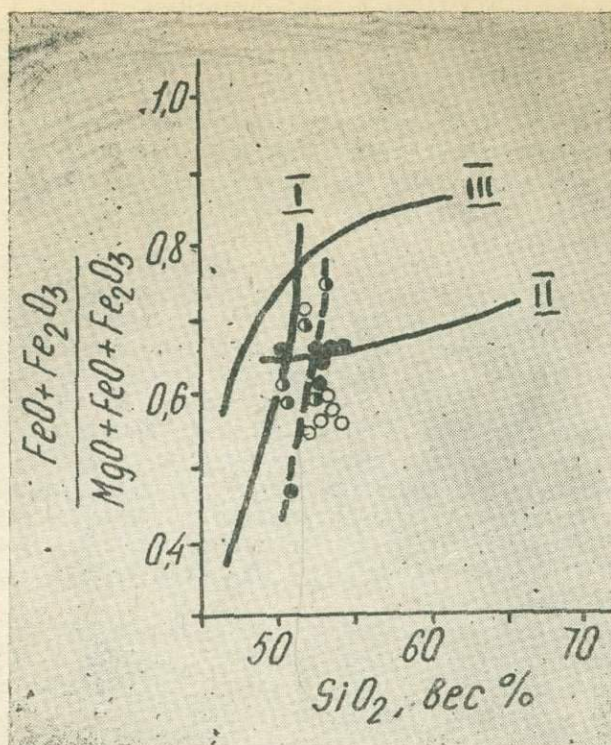


Рис. 3. Диаграмма  
Е. Ф. Осборна:

- I — толентовая серия,  
II — известково-щелочная,  
III — гавайская щелочная (залитый кружок — лавы горы Ноторо, неза- залитый — лавы горы Томари, наполовину залитый — лавы окрестностей бух. Церковная)

1950) было показано, что состав основных масс эффузивов в известной мере приближается к составу кристаллизующейся жидкости. Все это позволяет предполагать, что последняя была близка к эвтектике в системе плагиоклаз—диопсид при содержании плагиоклаза  $An\ 45-50^1$  около 70—75%.

Приведенная выше аргументация позволяет авторам высказать мысль о близком к гавайскому характеру вулканизма ноторо-томаринского времени и толентовом, а не андезитовом (так называемом известково-щелочном) типе его продуктов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторами данной статьи ранее высказывалось мнение о необходимости отнесения геоантиклинальных поднятий Больших и Малых Курил к различным структурно-фациальным зонам (внутренней и внешней), причем указывалось на существенное отличие в вещественном составе продуктов и характере магматизма этих зон. В последнее время эта идея получила фундаментальное обоснование в статье Э. Н. Казаковой с соавторами (1973), которая специально посвящена позднемеловому магматизму Малой Курильской гряды. В ней, в частности, показано, что в пределах последней распространены породы, которые по содержанию кремнекислоты могут быть условно отнесены к базальтам и андезито-базальтам (особое место среди них занимают существенно калиевые щелочные базальтоиды малокурильского комплекса). Более кислые разновидности пород, в том числе и столь характерные для Большой гряды андезиты, здесь отсутствуют. Существенно отличается и набор включений в лавах этих структурно-фациальных зон (Федорченко, Родионова, 1975). Так, в базальтоидах Малой гряды встречены ксенולי-

<sup>1</sup> Отвечает преобладающему составу микролитов основной массы.

ты амфиболитов, серпентинитов, эпидот-пироксеновых пород и габбро, в целом образующих базит-гипербазитовое сообщество. В то же время для лав андезитовой формации Большой гряды характерна широкая гамма полигенных включений (от роговиков по осадочным и изверженным породам до гранитоидов, габбро, метагаббро и основных гранулитов), нередко подвергшихся частичному расплавлению. Все это, безусловно, говорит о различном происхождении вулканитов внешней и внутренней структурно-фациальных зон.

Вулканизм внешней (Малокурильской) зоны по своему характеру, вещественному составу продуктов деятельности и времени проявления с полным правом может рассматриваться в качестве вулканизма собственно геосинклинального этапа развития Курильской островной системы (аналог спилито-диабазовой формации древних геосинклиналей). По многим своим признакам он близок к океаническому вулканизму, проявляющемуся в пределах хребтов гавайского типа. Исходная для него магма имела толеитовый состав и выплавлялась, по-видимому, из первичного базит-ультрабазитового вещества верхней мантии. Андезитовый же вулканизм внутренней (Большекурильской) зоны является результатом плавления габбрового вещества основания земной коры в условиях повышенного давления паров воды на геоантиклинальном этапе развития островной дуги.

В связи с этим авторы предполагают возможность заложения внешней структурно-фациальной зоны на океаническом основании, а внутренней — на континентальном. В настоящее время так называемая «андезитовая линия» в ее петрографическом понимании отвечает скорее всего области сочленения этих зон, а не фиксируется выходом сейсмофокального слоя в глубоководном желобе, как это обычно принято считать. Кроме того, представляется недостаточно обоснованным применение классификации и номенклатуры, используемой для эффузивов известково-щелочного ряда, к породам Малой Курильской гряды (прежде всего имеются в виду термины «андезит», «дацит», «риолит» и все другие, содержащие их в качестве составной части).

## ЛИТЕРАТУРА

- Боуэн Л. Эволюция изверженных пород. М., ОНТИ, 1934.
- Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. «Труды ИГиН АН СССР», сер. петрогр. 1950, в. 86, № 39.
- Заварицкий А. Н. Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Подер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
- Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И. О позднемеловом магматизме Малой Курильской гряды. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1973, № 2.
- Устив Е. К. Анойский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма северо-востока СССР. М., Геолтехиздат, 1961.
- Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, «Наука», 1975.

Chayes F. Alkaline and subalkaline basalts.  
= "Amer. J. Sci.", 1966, v. 264, no 2.

Kuno H. Petrology of Hakone volcano and adjacent areas, Japan. - "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1950, v. 61, no 9.

1978

ВУЛКАН АЛАИД (Курильские острова)

А. И. Абдурахманов, Б. Н. Пискунов, И. Г. Смирнов,  
В. И. Федорченко

Вводные замечания

Поперечная петрохимическая зональность продуктов современного вулканизма периферии Тихого океана, наиболее четко проявленная на Японских островах (Куно, 1959; Куно, 1970) и п-ове Камчатка (Набоко, Горшков, 1963), свидетельствует о существенных вариациях в характере глубинных тектоно-магматических процессов вкrest простирающихся островных и вулканических дуг. Ее изучение является важной задачей вулканологии, так как без знания латеральной изменчивости вещественного состава продуктов вулканизма невозможно построение никаких объективных петрогенетических теорий.

В этом отношении существенный интерес представляет Большая Курильская гряда, где после известных работ Г. С. Горшкова (1967) практически всеми исследователями единодушно выделяются две параллельные вулканические зоны — Главная и Западная, заметно отличающиеся составом продуктов извержений. Первая из них приурочена к осевой части Большекурильского геосинклинального поднятия и включает все крупные и мелкие острова от южной оконечности Камчатки до Восточного Хоккайдо, вторая — объединяет вулканы, расположенные на западном склоне этого поднятия и на дне Южно-Охотской котловины. Г. С. Горшков (1967) в западную зону включает наземные вулканы (с севера на юг) Алаид, Фусса, Ширинки, Маканруши, Авось, Экарма, Чиринкотан, Броутона. По имеющимся данным, сюда же следует отнести вулканы п-ова Чирип (о-в Итуруп) и хребта Докучаева (северо-западная часть о-ва Кунашир). Несомненно, к этой зоне также относятся и многочисленные (около 70) подводные вулканы в бассейне Охотского моря. Следует подчеркнуть, что выделение Западной зоны было обусловлено не только (и не столько) определенным географическим положением входящих в нее вулканов, но (главным образом) благодаря существенному петрохимическому и петрографическому своеобразию продуктов их деятельности (прежде всего повышенной щелочности, минералогическим следствием которой является частое присутствие в породах роговой обманки, а иногда и калишпата в основной массе). Последнее обстоятельство, применительно к вулкану Алаид, еще в 40-е годы впервые было отмечено японским петрологом Х. Куно (Куно, 1935), а впоследствии на других примерах хорошо показано Г. С. Горшковым. Удовлетворительного объяснения этому явлению пока не найдено, однако большинство исследователей видят его причину в постепенном возрастании глубины магмообразования в направлении от океана к континенту. Об этом, по их мнению, прежде всего свидетельствует крутое падение под континентальный блок сейсмофокальной зоны (области максимальной нестабильности верхней мантии), с процессами в которой многие авторы склонны непосредственно связывать возникновение магматических расплавов.

Несмотря на важность решения рассматриваемой проблемы, вулканы Западной зоны, главным образом из-за их труднодоступности, очень слабо описаны в литературе. Это прежде всего касается сведений о химическом и минералогическом составе лав, серийной их принадлежности, степени сходства и различия с аналогичными образованиями Главной зоны — до настоящего времени остающихся весьма отрывочными и несистематичными. Желание хотя бы в какой-то мере восполнить данный пробел и побудило авторов изложить тот материал, который накопился у них по этому вопросу за долгие годы работы на Курильских островах. Предполагается выпустить серию работ, посвященных детальному описанию геологического строения и состава продуктов деятельности отдельных вулканов Западной зоны, а затем проанализировать весь материал в целом. Значительное внимание будет уделено подводным вулканам прикурильской части Охотского моря.

Первая статья предполагаемой серии посвящена вулкану Алаид. Это обусловлено не только тем, что с него началось выделение Западной зоны, но и большим интересом к нему в связи с последним мощным извержением (лето 1972 года). В основу статьи положен обширный геолого-петрографический и геохимический материал, собранный авторами в разные годы в процессе маршрутных исследований и проведения на о-ве Атласова среднemasштабной геологической съемки.

### Морфология и геологическое строение вулкана

Вулкан-остров Алаид (Атласова) находится в акватории Охотского моря на крайнем северо-восточном окончании Курильской островной дуги в непосредственной близости от п-ова Камчатка (рис. 1). Он представляет собой правильный, заметно усеченный конус (рис. 2), овальное основание которого (13 км × 17 км, площадь около 160 км<sup>2</sup>) вытянуто в северо-западном направлении, склоны имеют несколько вогнутый профиль логарифмической кривой, а максимальная абсолютная высота достигает 2339 м (пик Главный). Превышение вулкана над дном Охотского моря составляет около 2850—2900 м. Алаид — самый высокий, один из наиболее красивых и активных вулканов Курильских островов. Общее описание вулкана и его исторических извержений можно найти в известной книге Г. С. Горшкова (1967).

Несмотря на правильность форм и кажущуюся простоту строения, массив вулкана Алаид имеет довольно сложную структуру, обусловленную взаимодействием центральной и побочной вулканической деятельности, эрозионных, абразионных и гляциологических процессов. Наблюдение на местности, дешифрирование аэрофотоснимков, изучение батиметрии района показывает, что его основанием служит крупный стратовулкан (рис. 3), образующий западную половину о. Атласова. Слившийся с ним плосковершинный подводный конус Григорьева (рис. 1) составляет часть этого сооружения. Восточная его половина в пределах территории острова скрыта под более молодыми образованиями (рис. 3). Так, в районе пика Главный дешифрируется молодой конус, с деятельностью которого связано появление обширных, практически нерасчлененных эрозией лавовых равнин в восточной и северо-западной частях наземной постройки, а также пирокластических образований в привершинной части вулкана. Он образует современную сомму вулкана. Между пиками Главный и Боковой видно, как лавы и пирокластика этого конуса выполняют крупные барранкосы в древней постройке.

С еще более поздней центральной деятельностью Алаида связано формирование (в пределах его вершинной депрессии) центрального и внутреннего конусов. Первый из них имеет вид низкого (около 150 м) и пологого полукольцевого вала (одной из его вершин является пик Центральный), примыкающего к обрывистой кратерной стенке в райо-

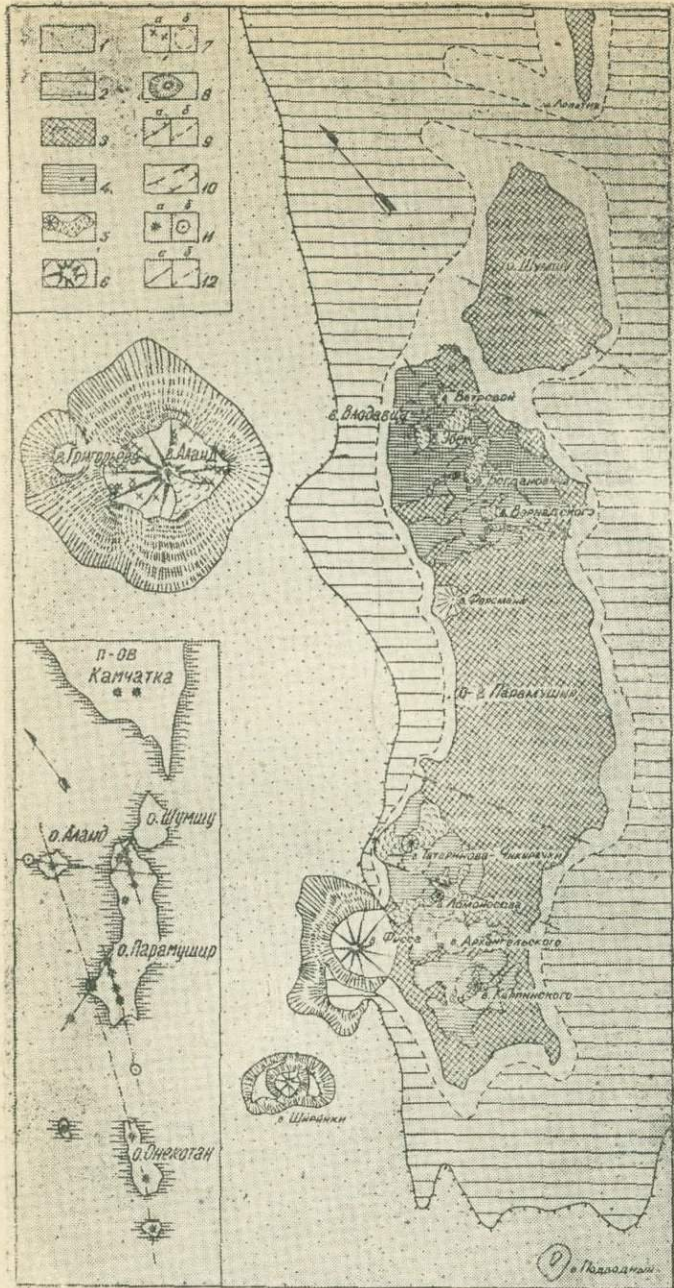


Рис. 1. Обзорная геологическая схема северной части Курильских островов:

1 — дно Охотского моря; 2 — 130—150 м подводная морская терраса; 3, 4, 5 — образования: неогеновые, плейстоценовые, голоценовые; 6 — вулканы: Алайд, Фусса и Ширинки; 7 — а — побочные конусы; б — сложные конусовые центры; 8 — подводные части конусов; 9 — а — уступ подводной террасы, б — тыловая граница подводной террасы; 10 — поперечные тектонические депрессии, 11 — а — наземные вулканы, б — подводные вулканы; 12 — вулкано-тектонические линии: а — установленные, б — предполагаемые

нах пиков Большой и Главный. На юго-юго-восток от этого конуса по крупной, корытообразной (возможно, троговой) долине, глубоко (до 300 м) врезанной в тело вулкана и вскрывающей его внутреннюю слоистую структуру, до берега моря спускаются лавовые потоки, достаточно хорошо выраженные в рельефе и слагающие южный сектор постройки. Наиболее свежим является крайний западный поток, в результате растекания в своей нижней части образующий мыс Девятка. В обширном (диаметр около 1100 м) блюдцеобразном кратере центрального конуса расположен небольшой (высота 200 м, диаметр основания 750 м) внутренний конус. Между ними в юго-западной части вершины депрессии хорошо выражено атрио.

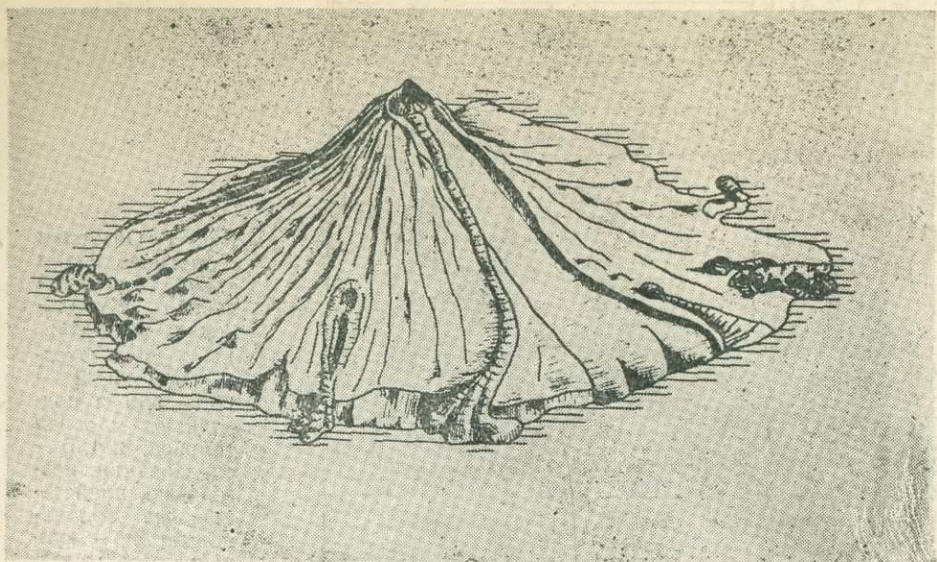


Рис. 2. Блок-диаграмма вулкана Алаид

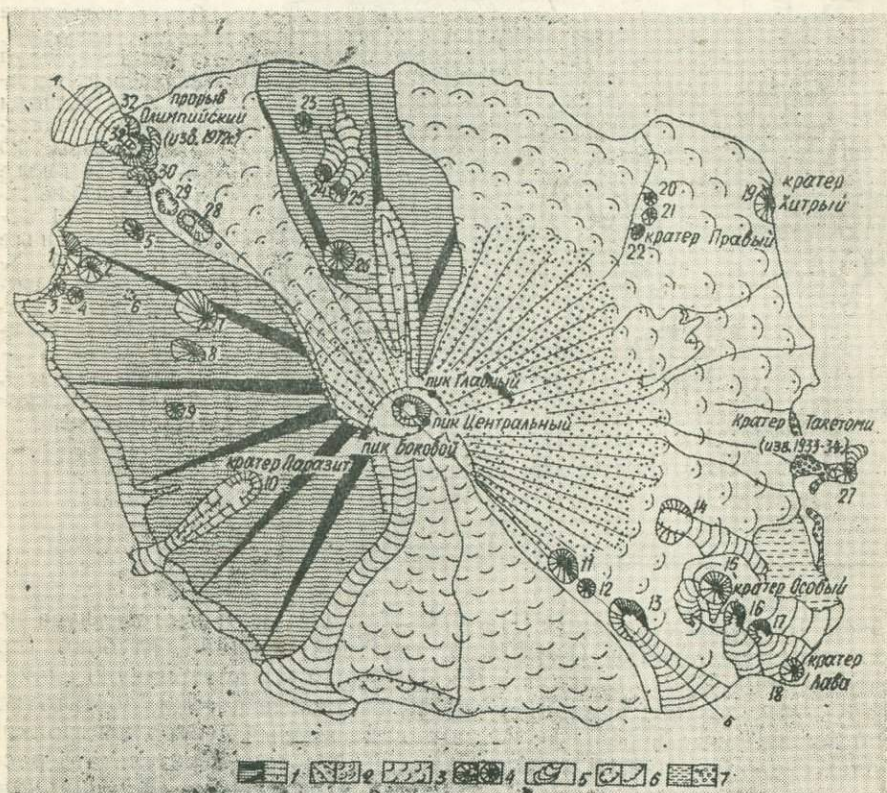


Рис. 3. Схема геологического строения вулкана Алаид. Конусы:

1 — древний, 2 — молодой, 3 — центральный и его лавовые потоки, 4 — внутренний и побочные, 5 — лавовые потоки Центрального и шлаковых конусов; 6 — кратеры (слева) и эрозионные уступы (справа); 7 — морская терраса (слева); насыпной конус (справа)

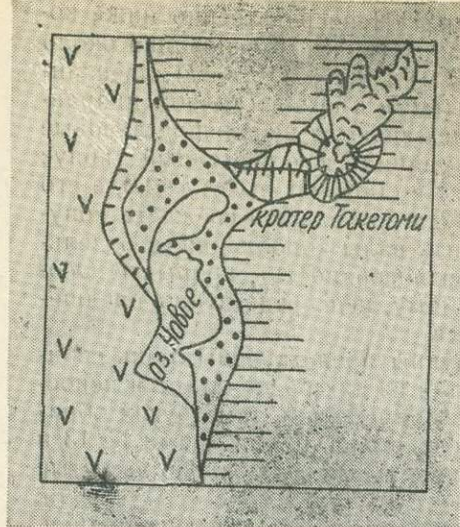


Рис. 4. Схематическая карта кратера Такетоми

Примечательная особенность вулкана Алаид — многочисленные (32), весьма нехарактерные для вулканов Курильских островов, побочные (паразитические) кратеры, свидетельствующие о его интенсивной эксцентрической деятельности (рис. 3). Подавляющая их часть (22 из 32) расположена у самого подножья Алаида до высоты 300 м над уровнем моря, лишь некоторые из них приурочены к высотам 400—700 м и только два — к уровню около 900—1000 м, который в данном случае является, по-видимому, критическим для эксцентрической деятельности.

Побочные образования сосредоточены в виде нескольких групп различной численности, которые условно именуется юго-восточной, северо-западной, северо-восточной.

**Юго-восточная группа** состоит из 10 побочных шлаковых конусов (номера 11—27 на рис. 3) различных размеров, форм и сохранности. Самым молодым и наиболее хорошо выраженным в рельефе является изолированный конус Такетоми (27), возникший в 1933—34 гг. на подводном склоне вулкана Алаид примерно в 1 км от берега и образующий в настоящее время своеобразный полуостров (рис. 3 и 4). Диаметр его основания составляет около 350, а высота 130 м. Вершина конуса сравнительно плоская. В ее северо-восточной части имеется неправильной формы кратерное углубление, к которому приурочена современная слабая гидротермальная деятельность. На север в море спускается небольшой лавовый поток, состоящий из нескольких языков. С запада к конусу примыкает небольшая треугольная возвышенность с острым гребнем, сложенная слоистой пеплово-лапиллиевой толщей и, возможно, представляющая собой остатки второго шлакового конуса или накопление пирокластики из трещины на первом конусе. Эта толща в настоящее время интенсивно размывается, в результате чего возникли две косы, причленившие конус Такетоми к берегу. Между ними образовалось озеро, которое еще в 1959—60 гг. соединялось с морем протокой, сейчас полностью замытой.

Кроме конуса Такетоми, в этом районе выражена в рельефе радиальная цепочка из 4 шлаковых конусов (15—18) северо-западного простирания. Самым крупным из них является крайний (северный) идеально правильный конус горы Особая (15) с абсолютной высотой 120 м. Диаметр его основания составляет около 700 м, относительная высота примерно 100 м. Вершина конуса увенчана правильным чашеобразным крутостенным кратером с диаметром около 120 и глубиной около 20 м. Изпод основания конуса во все стороны от него распространяются лавовые

потоки, образующие довольно большое лавовое поле, достигающее берега моря и формирующее округлый мыс. Непосредственно ниже конуса г. Особая располагается два небольших (диаметр основания около 300 и относительная высота около 30—40 м) конусов (16 и 17), увенчанных подковообразными кратерами, открытыми в юго-восточном направлении. Из кратеров вниз до берега прослеживаются небольшие лавовые потоки. Последний, самый маленький, крайний юго-восточный конус (18) находится непосредственно на берегу и образует высоту 49,0, а его короткий лавовый поток — мыс Лава. Судя по большой свежести конусов и лавовых полей (хорошо выраженные валы коробления, в отдельных случаях — бортовые валы, глыбовая поверхность), прорыв г. Особая — один из самых молодых, по-видимому, непосредственно предшествующий во времени прорыву Такетомни.

Остальные конусы юго-восточной группы представлены лишь своими руинами и распознаются с трудом. Один из них располагается непосредственно на продолжении описанной выше цепочки, три других образуют линейный ряд северо-западного простираения. С кратерами № 13 и № 14 связаны лавовые потоки, в настоящее время уже сильно замытые рыхлым материалом.

**Северо-западная группа** побочных конусов самая многочисленная. В нее входит почти два десятка этих образований, пять из которых возникли летом 1972 г. в результате последнего извержения вулкана Алайд, подробно описанного Г. П. Авдейко и др. (1974). В целом группа очень рассредоточенная (кратеры разбросаны на большой площади северо-западного сектора древнего конуса). Основная масса шлаковых конусов имеет вид хорошо выраженных в рельефе небольших холмов (диаметр основания 300—600 м, относительная высота 100—200 м), как правило, лишенных следов кратера или с весьма плохо выраженной кратерной депрессией. Лавовые потоки у них обычно отсутствуют (по крайней мере, в настоящее время они морфологически не выражены). Исключение составляет кратер Паразит (отм. 1050 м), от которого до берега протягивается длинный (2,5 км), «протекший» в своей центральной части лавовый поток, образующий мыс Подгорный, а также два безымянных конуса в северной части острова, с которыми связаны небольшие потоки. Шлаковый конус № 1 полностью вскрыт береговым обрывом залива Отваги, где можно прекрасно наблюдать его внутреннее строение, схематически воспроизведенное на рис. 5.

Все побочные кратеры в той или иной мере сгруппированы в радиальные цепи близкого к северо-западному простираения. Особенно четкую цепочку образуют крупные взрывчатые кратеры прорыва Олимпийский (рис. 3 и 6), возникшие в 1972 г. и глубоко (на 150—400 м) врезающиеся в древний стратовулкан, и лавовые потоки молодого конуса Алайд. В нижней части этой цепи после образования взрывчатых во-

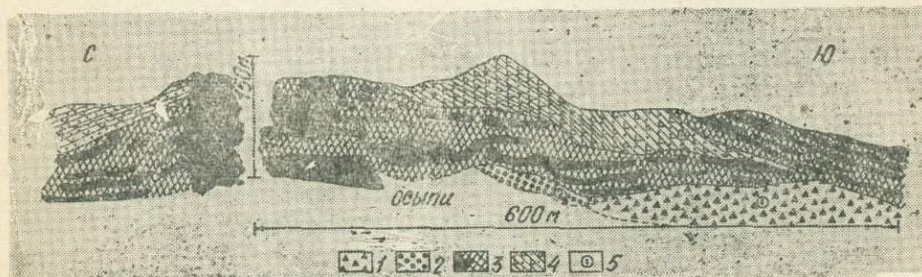


Рис. 5. Схема строения древнего конуса (I): 1 — вулканические брекчии, 2 — валунно-галечный конгломерат, 3 — лавовые брекчии с прослоями массивных лав, 4 — слоистая толща агломератовых и лапиллиевых туфов, 5 — нумерация толщ в разрезе

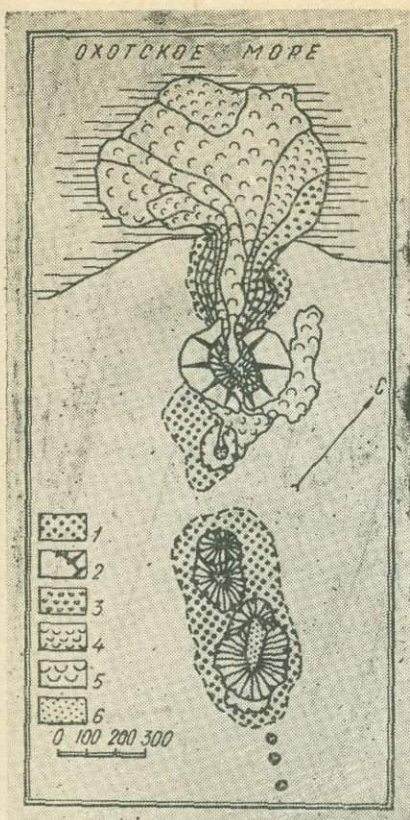


Рис. 6. Схематическая карта Олимпийского прорыва (по Г. П. Авдейко и др., 1974):

1 — насыпные отложения воронок взрыва; 2 — шлаковый конус; 3, 4, 5 — порции лавового потока: первая, вторая, третья; 6 — насыпные отложения воронок

ронок сформировался довольно крупный шлаковый конус, из открытого (на северо-запад) кратера которого излился в море в виде последовательных порций крупный лавовый поток (рис. 6).

Обособленно у северо-восточного подножия вулкана Алаид располагается радиальная цепочка из трех небольших конусов, с хорошо сохранившимися кратерными депрессиями (20—22), и наполовину разрушенный морем конус горы Хитрая (19).

В общем расположении побочных образований вулкана Алаид еще Г. С. Горшковым (1967) отмечена отчетливая закономерность: подавляющее большинство из них приурочено к противоположным (юго-восточному и северо-западному) секторам вулканического сооружения. Этому же генеральному северо-западному направлению в целом соответствует вытянутость основания постройки и направление цепочек шлаковых конусов, всегда радиальных по отношению к вершине вулкана (рис. 3).

Весьма интересно, что на продолжении этого направления находится упоминавшийся выше вулкан Григорьева. Создается впечатление, что расположение побочных образований Алаида контролируется крупной ослабленной зоной северо-западного простирания. Эта зона, по-видимому, прослеживается и на юго-восток в пределы северной части о-ва Парамушир (рис. 1), где находятся два своеобразных основных по составу продуктов деятельности вулкана (Ветровой и Влодавца), близкие к Алаиду по обилию побочных шлаковых конусов, столь не характерных для вулканов Курильских островов.

Строгих критериев для суждения о времени возникновения как самого вулкана, так и тех или иных его образований авторы не имеют. Однако вывод Г. С. Горшкова (1967) о голоценовом возрасте Алаида

представляется им маловероятным. Основным аргументом является тот факт, что конус Григорьева, который вряд ли можно отрывать от вулкана Алаид и считать самостоятельным вулканом, — сnivelирован до уровня минус 130—150 м, что отвечает низкому стоянию океана в период позднеплейстоценового оледенения в большинстве районов земного шара. Кроме того, ряд косвенных признаков, таких, как сложное строение и расчлененность главного конуса Алаида, существование на его вершине крупной (возможно, троговой) долины, выполненной лавами центрального конуса, тоже не согласуется с представлением о его голоценовом возрасте. Правильная же конусовидная форма вулкана, обычно трактуемая как показатель его молодости, отсутствие вокруг него 130—150-метровой подводной террасы, являющейся, скорее всего, признаками его постоянной высокой активности. Скорее всего, древняя постройка Алаид, как и большинство сложных вулканов на Курильских островах, сформировалась в среднем, а молодая — в позднем плейстоцене. Образования центрального и внутреннего конусов — несомненно, голоценовые.

Опираясь на сказанное, можно расчленить надводную часть постройки вулкана Алаид на ряд структурно-возрастных комплексов (рис. 3 и 7): 1) эффузивно-пирокластические образования древнего конуса (включая подводное основание вулкана, рис. 1); 2) лавы и пирокластита молодого конуса; 3) центральный конус и его лавовые потоки; 4) внутренний и побочный конусы.

Авторы отдают себе отчет в том, что объединение всех побочных

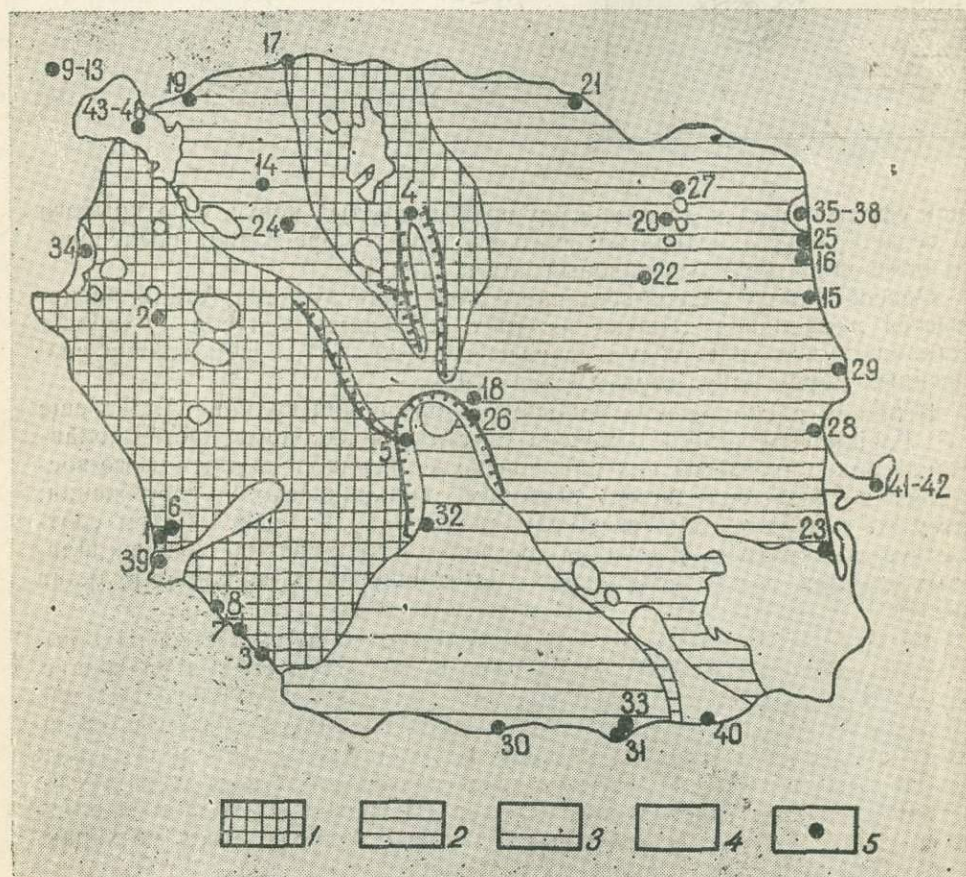


Рис. 7. Основные геологические комплексы конусов:

1 — древнего, 2 — молодого, 3 — Центрального, 4 — внутреннего и побочных шлаковых конусов; 5 — места отбора образцов

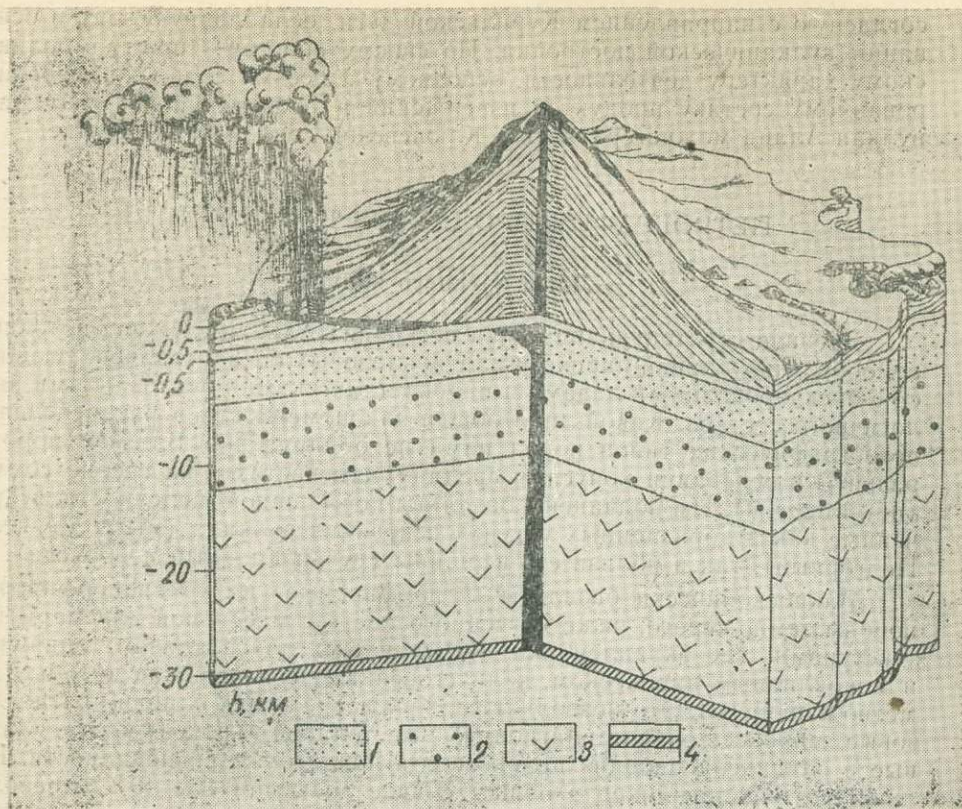


Рис. 8. Блок-диаграмма вулкана Алаид и предполагаемый механизм его извержения в 1972 г. (глубинное строение дано по И. К. Туезову (1975): 1 — верхняя, 2 — нижняя часть осадочного слоя, 3 — базальтовый слой, 4 — верхняя мантия ( $h$  — мощность по глубине осадочного базальтового слоя; с 30 км начинается верхняя мантия)

конусов в одну группу является весьма условным, так как среди них явно присутствуют образования различного возраста, возможно, отвечающие времени формирования других комплексов. В связи с этим мы считаем необходимым различать среди них: а) самые молодые шлаковые (в том числе исторические); б) относительно древние конусы, в значительной мере разрушенные и лишенные своих первичных морфологических черт. Кроме того, совершенно очевидно, что пирокластический покров на вершине вулкана — результат деятельности как молодого, так центрального и внутреннего конусов, в связи с чем он включается в один структурно-возрастной комплекс с большой оговоркой.

Некоторые представления о внутренней структуре массива вулкана Алаид дает блок-диаграмма (рис. 8), на которой также изображено место и общий характер его последнего извержения. Непосредственные наблюдения в глубоких эрозионных врезях в прикратерной части и на склонах Алаида показывают, что он является типичным стратовулканом, в строении которого лавы и пирокластика (агломераты, шлаки, бомбы, вулканические брекчии) играют близкую, хотя варьирующую от места к месту роль. Тело древнего конуса в юго-западном секторе вулкана инъецировано многочисленными, крепко спаянными с вмещающими породами маломощными дайками близкого к лавам состава. Дайки обычно почти вертикальны, их рои имеют радиальное, по отношению к вершине Алаида, северо-восточное простирание, и, возможно, как цепочка побочных кратеров в долине ручья Овражный (20—22), фиксирует другую,

согласную с направлением Курильской дуги, ослабленную зону в основании вулканической постройки. По своему общему этно-стромболианскому характеру деятельности, основному и весьма слабо дифференцированному составу продуктов извержений и очень крупным размерам вулкан Алаид можно сравнить с Ключевской сопкой на Камчатке.

## ПЕТРОГРАФИЯ ПРОДУКТОВ ИЗВЕРЖЕНИЯ

### Лавы древнего конуса

Древняя стратовулканическая постройка Алаида сложена потоками однообразных оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтов, чередующихся с брекчированными лавами и пирокластическими образованиями аналогичного состава. Какой-либо общей закономерности в распределении петрографических типов пород нами не обнаружено. Близкие породы развиты в основании конуса, в средних его частях и на гребне соммы (пик Боковой). Им подчинены базальты повышенной щелочности, встречающиеся как в абразионных уступах основания вулкана (мысы Девятка, Подгорный), так и вблизи его вершины (ручьи Главный и Юрьева).

Макроскопически базальты — порфиновые и крупнопорфиновые породы темно-серого, реже — черного цвета с массивной или пористой текстурами. Их вкрапленники представлены плагиоклазом, оливином и моноклинным пироксеном, количественные соотношения которых заметно варьируют. Это позволяет различать среди них оливин-плагиоклазовые, пироксен-оливин-плагиоклазовые, оливин-пироксен-плагиоклазовые и оливинсодержащие пироксен-плагиоклазовые разновидности. Количество вкрапленников в общем случае достигает 35—40%. Преобладает среди них, как правило, плагиоклаз (15—30%), размеры которого в среднем 1,5—2, иногда 5—7 мм. Кристаллы этого минерала нередко образуют шарообразные гломеропорфиновые скопления (до 1,5—2 см в поперечнике). Состав его отвечает битовниту. Ядра крупных кристаллов нередко сложены анортитом и насыщены каплевидными включениями. Обычно зональность нормального и осцилляторного типов. В краевых частях вкрапленников и лейстах плагиоклаз отвечает по составу андезину.

Фенокристаллы оливина образованы хризолитом и гиалосидеритом. К периферии зерен увеличивается содержание фаялита на 5—8%. Кристаллы имеют характерные очертания; не несут следов резорбции или реакционного замещения пироксеном.

Порфиновые выделения моноклинного пироксена отвечают диопсиду и диопсид-авгиту. Срезы их в шлифах имеют характерную форму с хорошо развитыми первыми и вторыми пинакоидами. Цвет светло-зеленый. Часты двойники по первому закону.

Основная масса базальтов образована лейстами плагиоклаза, зернами оливина, моноклинного пироксена и рудного минерала. Буроватое и темное стекло содержится в ее составе в количествах до 20%. Структура основной массы варьирует от микродолеритовой до микролитовой. Чаще всего встречаются породы с интерсертальной структурой базиса.

Базальты повышенной щелочности минералогически отличаются от нормальных пород по характеру моноклинного пироксена, который в шлифах имеет бледно-розовую окраску и отчетливо выраженную структуру «песочных часов», что указывает на его принадлежность к титан-авгитам. Кроме того, в лавах с микродолеритовой структурой основной массы в заметном количестве содержится щелочной полевой шпат, встречающийся в виде тонких каемок вокруг плагиоклаза и ксеноморфных выделений в интерстициях. Нефелин не обнаружен ни в одном случае.

## Лавы молодого и центрального конусов

В отличие от лав древней постройки, рассматриваемым ниже породам свойственны более широкие колебания количественных соотношений главных породообразующих минералов вкрапленников (плагноклазов, моноклинного пироксена, оливина) и характера структуры. Наиболее распространены среди них оливин-пироксен-плагноклазовые и пироксен-оливин-плагноклазовые базальты. Однако нередко встречаются и плагнофировые лавы, а также эффузивы, содержащие в качестве порфировых выделений лишь один оливин или моноклинный пироксен и уклоняющиеся в сторону пикритов. Такие образования, скорее всего, являются полярными членами эволюционного ряда пород, образующегося в результате кристаллизационной дифференциации.

Плагноклаз порфировых выделений представлен битовнитом (An 75—80), реже — анортитом (An 90—92), которые в некоторых базальтах присутствуют одновременно в виде образований двух генераций: более ранних (возможно, реликтовых) корродированных и насыщенных каплевидными включениями индивидов анортита и более поздних — стеклянноподобных кристаллов битовнита. Лейсты и таблички образованы лабрадором и андезином. В породах повышенной щелочности оторочки микровкрапленников представлены щелочным полевым шпатом. В них присутствует оливин как в виде крупных фенокристаллов, так и в виде мелких зерен в основной массе. Состав его колеблется от  $Fo_{87}$  до  $Fo_{63}$  в пределах одного потока и в разных лавах. Для кристаллов оливина характерна прямая зональность; обратная же, при которой магнезиальность краевых частей кристаллов выше, чем в ядрах (на 5—10%), встречается реже. Как в порфировых выделениях, так и в основной массе оливин лишен реакционных оторочек и следов растворения. В отдельных шлифах оливин полностью опацифицирован.

Моноклинный пироксен представлен бледно-зеленым диопсидом и диопсид-авгитом, в базальтах повышенной щелочности — титан-авгитом. Краевые части кристаллов обычно более железистые. В единичном потоке щелочных базальтов у зерен моноклинного пироксена отмечена эгирин-авгитовая оторочка.

Основная масса пород состоит из плагноклаза, оливина, моноклинного пироксена и рудного минерала. В небольших количествах отмечен щелочной полевой шпат — в виде мелкозернистых ксеноморфных скоплений — и акцессорный апатит. Содержание вулканического стекла колеблется от 0 до 30%. В отличие от лав древнего конуса, у рассматриваемых пород шире распространены слабо раскристаллизованные основные массы, обладающие гналопилитовой и микролитовой структурами.

Центральный конус вулкана Алайд сложен порфировыми пироксен-оливин-плагноклазовыми базальтами, по петрографическому составу аналогичными описанным выше породам молодой постройки.

## Лавы побочных конусов

Лавы относительно древних конусов и конусов, образовавшихся при датированных извержениях, сходны между собой по минералогическому и химическому составам и практически тождественны описанным базальтам молодого конуса. В подавляющей массе они представлены оливин-пироксен-плагноклазовыми и пироксен-оливин-плагноклазовыми разновидностями, мало меняющими свой состав в процессе извержений. В качестве иллюстрации сказанного можно привести описание лав кратера Такетоми (извержение 1933—1934 гг.), изученных Х. Куно (Kuno, 1935). Эффузивы представлены авгитсодержащими оливин-плагноклазовыми базальтами. Плагноклаз преобладает над другими вкрап-

ленниками. Его состав колеблется от анортита в ядрах кристаллов до битовнита в краевых зонах. Оливин варьирует по составу от  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$  и имеет отчетливую дисперсию оптических осей. Авгит зональный обладает хорошо выраженной структурой «песочных часов». В основной массе содержатся лейсты лабрадора и битовнита, иногда окаймленные оторочками щелочного полевого шпата, мелкие зерна оливина, авгита, магнетита, ильменита и вулканическое стекло.

Ювенильные продукты извержения 1972 г. (прорыв Олимпийский) достаточно подробно охарактеризованы в коллективной работе Г. П. Авдейко с соавторами (1974). Эти продукты представлены лавами, бомбами, шлаками, пеплом довольно однообразных оливин-пироксен-плаггиоклазовых базальтов, в первых слабораскристаллизованных (содержание стекла до 80%) порциях которых отмечены мелкие единичные зерна амфибола и чешуйки биотита. По мере поступления лав на дневную поверхность степень их кристалличности заметно возрастала, количество вкрапленников, среди которых постоянно и резко преобладал основной плаггиоклаз, увеличилось от 1—2 до 25—30%, неравномерно-пузыристые флюидальные породы сменились равномерно-пористыми, гиалопилитовые структуры основной массы — интерсертальными и микродолеритовыми. Среди включений в ранних эруптивных выбросах описаны (Авдейко и др., 1974) пироксен-роговообманковые андезиты, состоящие из хорошо ограненных кристаллов плаггиоклаза, амфибола, пироксена и преобладающего (60—65%) пузыристого стекла, а также разнообразные по размеру, цвету, текстуре и химическому составу ксенолиты своеобразных (скорее всего, немагматических) пемзоподобных пород с отчетливыми признаками плавления.

В отношении состава лав паразитических конусов исключение составляет конус мыса Хитрый (19). Породы, слагающие его, характеризуются некоторой пестротой, хотя общий набор породобразующих минералов сохраняется.

В разрезе конуса встречаются базальты, содержащие во вкрапленниках только оливин, оливин с пироксеном, пироксен с плаггиоклазом и совместно все три кристаллические фазы. Эти вариации обусловлены, вероятно, проявлением процессов кристаллизационной дифференциации; это подтверждается наличием комплементарных членов эволюционного ряда — афировых базальтов и базальтов, содержащих во вкрапленниках только плаггиоклаз.

### Лавы подводного вулкана Григорьева

Со склонов подводного конуса Григорьева В. Ф. Остапенко драгой были подняты близкие по составу к уже описанным выше лавам Алаида базальты и их эквиваленты повышенной щелочности. В качестве фенокристаллов порфиновых разновидностей пород здесь содержится плаггиоклаз (битовнит-анортит), оливин (гиалосидерит) и моноклинный пироксен диоксид-авгитового ряда. Преобладает полевой шпат. Относительные содержания темноцветных компонентов подвержены заметным колебаниям, что обуславливает петрографическое разнообразие лав. Меланократовых разновидностей пород, обогащенных темноцветными компонентами, среди них не встречено. Один образец базальта содержит во вкрапленниках только плаггиоклаз. По соотношению минералов порфиновых выделений наиболее часто встречаются пироксен-оливин-плаггиоклазовые базальты.

В основной массе пород присутствуют лейсты плаггиоклаза, гранулы оливина и моноклинного пироксена, рудный минерал и вулканическое стекло. Редко отмечается щелочной полевой шпат и в небольших количествах — апатит. Оливин в основной массе, как и в порфиновых

выделениях, лишен реакционных каемок. Ромбический пироксен отсутствует. Преобладающий тип структур основной массы — микролитовая и интерсерральная.

\* \* \*

Резюмируя все сказанное выше, следует подчеркнуть, что породы древней и молодой построек вулкана Алаид, а также лавы его паразитических конусов и подводного конуса Григорьева близки по составу и представлены базальтами и их «подщелоченными» разновидностями. Характерно, что последние не занимают какого-либо определенного положения в разрезе вулкана, встречаются весьма эпизодически и не всегда отличимы под микроскопом от обычных базальтов. Характерной их особенностью является присутствие титан-авгита и щелочного полевого шпата в раскристаллизованных разновидностях.

Продукты среднего и кислого составов полностью отсутствуют. Наблюдающееся разнообразие пород обусловлено проявлением процессов кристаллизационной дифференциации и выражается в изменении соотношений трех главных породообразующих минералов — плагиоклаза, оливина и моноклинного пироксена. Последние находятся между собой в тектических соотношениях, сохраняющихся даже в эффузивную стадию.

## ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

### Полевые шпаты

Полевые шпаты в лавах вулкана Алаид представлены основным плагиоклазом и калий-натровым щелочным шпатом.

**Плагиоклаз** в порфириновых выделениях присутствует в подавляющем большинстве изученных пород. В виде лейст основной массы он является постоянным компонентом всех пород. В количественном отношении преобладает над другими минералами и в общем составляет до 60—65% объема лав. Во вкрапленниках он обычно имеет форму табличек до 2 мм в поперечнике. Как правило, сдвойникован по альбитовому и карлсбадскому законам. Некоторые его кристаллы подвержены магматической резорбции и содержат включения стекла, рудных и темноцветных минералов.

Характерной особенностью фенокристаллов плагиоклаза является его высокая основность, особенно в ядрах порфириновых выделений (An 90—96). Лейсты основной массы и краевые зоны вкрапленников имеют более кислый состав (An 55—70).

Химическим анализом вкрапленников плагиоклаза из лавового потока восточного побережья выявлено присутствие в нем значительного количества  $Fe_2O_3$  (до 1,10%). Аналогичные содержания окиси железа обнаружены в анортитах из базальтов о-ва Парамушир и некоторых вулканов Японии (Родионова и др., 1966) и, видимо, объясняются замещением в анортите алюминия трехвалентным железом.

**Щелочной полевой шпат**, как правило, присутствует в базальтах повышенной щелочности и изредка — в нормальных базальтах в виде оторочек на удлиненных концах лейст плагиоклаза и вокруг ксеноморфных его зерен в интерстициях основной массы. Их малые размеры позволяют оптически диагностировать этот минерал только по низкому показателю преломления. Под большим увеличением оторочки вокруг фенокристаллов обнаруживают поперечно-волокнистое строение, обусловленное, очевидно, микропертитовыми срастаниями.

## Оливин

В переменных количествах встречается во многих базальтах. Максимальные содержания его в виде фенокристаллов достигают 15%. Характерны следующие морфологические разновидности выделений оливина: гломеропорфировые скопления кристаллов (размером 3—4 мм), отдельные идиоморфные индивиды (длиной 1,5—2 мм) и мелкие (доли мм) изометричные зерна в основной массе. Кристаллы порфировых выделений обычно имеют характерную удлиненно-шестигранную форму, иногда с хорошей спайностью по (010).

В шлифах оливин бесцветен, как правило, исключительно чистый, лишенный следов резорбции, распада и реакционных замещений, оптически как положительный, так и отрицательный, нередко с хорошо выраженной дисперсией  $\rho > \nu$ . Судя по данным табл. 1, в которой приведены выборочные результаты из 35 определений оптических свойств оливина, его состав не выходит за пределы  $Fo_{90} \rightarrow Fo_{55}$  (рис. 9).

Таблица 1

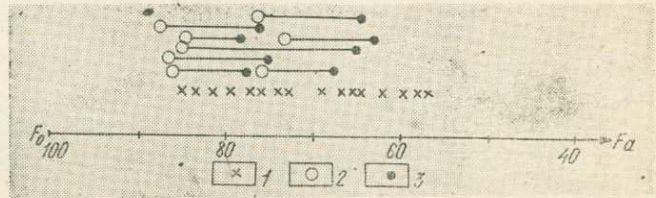
**Оптические свойства и состав оливина**

Образец	Характер зерна	2V	Преломление по Ng	Состав, % (опред. по Ng)
2475-1	Ядро	94 (+)	1,701	86
»	Край	85 (-)	1,715	78
»	Микролит		1,711	80
1100a	Вкрапленник	95 (+)	1,725	74
1115	Ядро		1,705	85
»	Край		1,718	78
1709	Ядро		1,720	76
»	Край		1,739	67
1707	Ядро	97 (+)	1,730	73
»	Край	78 (-)	1,746	63
2470-1	Ядро	93 (+)	1,703	87
»	Край	87 (-)	1,721	76
»	Ядро	80 (-)	1,744	65
»	Край		1,715	77
2480-2	Вкрапленник	78 (-)	1,756	58
2471-1	Вкрапленник		1,708	82

Рис. 9. Состав оливина в породах вулкана

Алаид:

1 — незональные вкрапленники; 2 — ядра кристаллов; 3 — краевые зоны кристаллов ( $Fo$ ,  $Fa$  — условные петрографические компоненты:  $Fo$  — форстеритовый,  $Fa$  — фаялитовый)



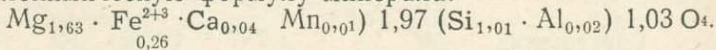
Общее изменение состава от центра вкрапленников к периферии и к микролитам выражается в росте содержания фаялитового компонента на 5—10, максимум — 15%. В одном случае (обр. 2470—1) отмечена обратная зональность, выразившаяся в возрастании к периферии форстеритового компонента на 12%. Характерно, что в этом же образце встречены выделения оливина как с прямой, так и с обратной зональностью, что, по-видимому, связано с гравитационным перемещением кристаллов. Последние выделения оливина, находящиеся в равновесии с жидкостью, имеют состав  $Fo_{76-77}$ . Химический анализ (табл. 2) усред-

## Химический состав породообразующих минералов

Компо- ненты	Оливин		Моноклинные пироксены						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	40,53	36,96	48,41	48,24	48,82	50,98	48,94	47,76	48,54
TiO <sub>2</sub>	нет	0,06	1,12	1,50	1,21	0,49	1,16	1,62	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,86	4,95	4,39	3,90	3,40	4,94	4,32	5,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	30,06*	11,06	10,55	9,85	4,93	4,56	3,27	3,84
FeO	10,92	не определялось					5,40	7,20	5,58
MnO	0,39	0,51	0,22	0,12	0,20	0,20	0,16	0,22	0,16
MgO	44,17	33,07	14,22	14,25	15,29	17,0	13,85	14,08	14,42
CaO	1,44	0,57	19,72	20,52	19,92	22,09	20,09	20,06	20,29
Na <sub>2</sub> O	0,21	не определялось							
K <sub>2</sub> O	0,01	не определялось							
H <sub>2</sub> O	—		0,20	0,30	0,28	0,36	0,20	0,30	0,20
nnn	—		—	—	—	—	0,61	0,69	0,63
Σ	100,17		99,90	99,87	99,47	99,45	99,71	99,52	99,75

Примечание: 1 — обр. 2470/1; 2 — обр. 2477; 3 — обр. 2477; 4 — обр. 2480/2; 5 — обр. 2475/2; 6 — обр. 2470/1; 7 — обр. 1707; 8 — обр. 1709; 9 — обр. 1098.

ненной пробы оливина из этого потока (Fo<sub>88</sub>—Fa<sub>12</sub>) позволяет рассчитать кристаллохимическую формулу минерала:



Приводим данные рентгеновских определений двух образцов оливина: (2471 — 1; 2480 — 2):  $a = 4,81 \pm 0,01$ ,  $b = 10,26 \pm 0,01$ ,  $c = 6,01 \pm 0,01$  и  $a = 4,806 \pm 0,005$ ,  $b = 10,29 \pm 0,01$ ,  $c = 6,00 \pm 0,01$ . Содержание фаялита, рассчитанное по формуле  $\frac{b}{0,00282} = 3615$  (Brown, 1967), составляет 17 и 34%, что соответствует оптическим определениям (табл. 1).

## Моноклинный пироксен

Содержится в породах в переменных количествах. Максимальное его содержание не превышает 20%. В шлифах встречается обычно в виде трех генераций: крупных (до 3 мм) идиоморфных вкрапленников с хорошо развитыми гранями (100) и (010), микровкрапленников короткостолбчатой формы и изометричных гранул в основной массе. В проходящем свете имеет зеленоватую окраску и слабый плеохроизм в бледнозеленых тонах. Порфиновые выделения пироксена в базальтах повышенной щелочности и микровкрапленники в нормальных их разновидностях окрашены в слабый розовый цвет и обладают отчетливой структурой «песочных часов». Изредка в краевых зонах кристаллов наблюдается ярко плеохроирующая зеленая кайма эгирина.

Как правило, кристаллы моноклинного пироксена чистые, без оторочек ромбического пироксена. В виде включений в них отмечается магнезиальный оливин, рудный минерал и, редко, плагиоклаз. Пироксены вкрапленников часто двойникованы. Двойники простые и полисинтетические по закону первой грани. Для них характерны высокое значение угла оптических осей ( $+50$ — $60^\circ$ ), дисперсия их ( $\rho > \nu$ ) и осей индикатриссы ( $\rho > \nu$  и  $\rho < \nu$ ). Зональность кристаллов наиболее часто выражается в колебаниях величины угла угасания от их центров к периферии и от вкрапленников к микролитам (от  $35$  до  $50^\circ$ ) при незначительных вариациях значений ( $2V$ ). В отличие от данных Х. Куно (Kuno, 1935),

\* В образцах 2—6 железо определено как суммарное.

отмечавшего постоянное увеличение угла угасания в более поздних фазах кристаллизации, нами встречено немало пироксенов, характеризующихся противоположной тенденцией изменения этого угла.

Согласно оптическим свойствам моноклиновых пироксенов (табл. 3), их состав соответствует диопсиду, диопсид-авгиту, титан-авгиту и харак-

Таблица 3

Оптические свойства и состав моноклиновых пироксенов\*

Образец	Характеристика зерна	2V (+)	c Ng	Преломление		Состав		
				Ng	Lp	Wo	En	Fs
2475-1	Ядро	53	43	1,718	1,690	45	40	15
»	Край	57	39	1,738	1,714	45	23	32
»	Микролит	—	—	1,736	—	—	—	—
2475-4	Вкрапленник	60	—	1,740	1,715	48	19	33
1100a	Вкрапленник	50	44	1,727	1,701	40	35	25
1108	Ядро	58	44	1,742	1,716	46	20	34
» 24	Край	57	35	—	—	—	—	—
1118	Вкрапленник	58	40	1,741	1,713	46	22	32
1709	Вкрапленник	—	—	1,724	1,700	—	—	—
»	Вкрапленник	—	—	1,743	1,716	—	—	—
1707	Ядро	59	35	1,710	1,685	47	42	11
»	Край	59	40	1,740	1,714	47	20	33
2470-1	Вкрапленник	60	—	1,713	1,687	50	40	10
2477	Ядро	56	38	1,744	1,710	45	25	30
»	Край	57	41	—	—	—	—	—
2480-1	Вкрапленник	50	—	1,747	1,718	39	23	38
2480-2	Вкрапленник	58	40	1,741	1,715	47	20	33
2481	Ядро	59	40	1,730	1,701	48	30	22
»	Край	58	50	—	—	—	—	—
2482-3	Вкрапленник	58	42	1,720	1,700	45	34	21
2493-1	Вкрапленник	56	45	1,725	1,701	46	32	22
2497-3	Вкрапленник	55	36	1,726	1,698	46	33	21

теризуется постоянно высоким содержанием волластонитового компонента (40—50%), низким — энстатитового (в среднем 25—30%) и умеренным — ферросилитового (от 11 до 33%). Эволюция состава этого минерала в процессе кристаллизации расплава проявляется в увеличении его железистости за счет магнезиальности при относительно постоянном уровне содержания кальция (рис. 10). Изредка отмечаемая обрат-

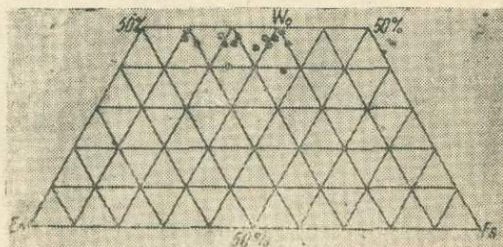


Рис. 10. Состав моноклинового пироксена в породах вулкана Алаид, по данным оптических определений (Wo, En, Fs — компоненты)

ная тенденция изменения состава пироксена, как и в случае с оливином, может быть объяснена резким изменением условий кристаллизации при гравитационном перемещении кристаллов (химический анализ такого пироксена и образца 2470/1 приведен в табл. 2).

Повышенное содержание титана в пироксенах подтверждается не только их аномальными оптическими свойствами, но и данными хими-

\* Состав пироксенов определяется по диаграмме М. М. Веселовской.

ческих анализов (табл. 2). По результатам 6 определений содержание ( $\text{TiO}_2$ ) колеблется от 1,1 до 1,6%, что в 2—3 раза выше, чем в пироксенах Большой Курильской гряды (Родионова и др., 1966; Пискунов, 1975 а). Аналогичным образом установлена несколько повышенная глиноземистость рассматриваемых пироксенов (содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  достигает 5%).

Выявленные особенности состава моноклинных пироксенов, а также отсутствие у них реакционных взаимоотношений с оливином сближают их с пироксенами из щелочных оливиновых базальтов известных петрографических провинций — Гавайских островов, юго-восточной Калифорнии и Утаха в Северной Америке (Macdonald, 1964; Lowder, 1973; Smith et. al., 1969).

### Второстепенные и акцессорные минералы

В качестве второстепенных минералов, присутствующих в описываемых породах в виде единичных мелких зерен, в некоторых образцах — в частности, в наиболее ранних выбросах прорыва Олимпийский — описаны амфибол и биотит. Кристаллы первого (размером до 0,5 мм) окрашены в желтовато-зеленый цвет и обладают отчетливым плеохроизмом в желтых тонах. Мелкие (до 0,3 мм) чешуйки второго имеют зеленовато-бурую окраску,  $n_m = 1,631 \pm 0,010$  (Авдейко и др., 1974).

Минералогический анализ 4 крупных (6—10 кг) протолочных проб, отобранных из лав прорыва Олимпийский и побочных конусов 1 и 2 в зал. Отваги, показал, что в виде акцессориев в базальтах Алаида обычно присутствуют апатит и циркон в единичных знаках. Кроме них, в небольшом количестве постоянно отмечаются сульфиды (пирит, галенит, сфалерит) и барит. В одной протолочке встречен турмалин.

В немагнитной фракции многочисленных (37) шлихов также отмечены единичные зерна циркона, значительно реже — апатита, пирита, лейкоксена, анатаза, силлиманита. До 20% электромагнитной фракции составляет мартит и гематит. Описаны единичные зерна граната, эпидота, амфибола.

### Особенности химического состава лав

#### Петрогенные элементы

Данные о составе вулканических пород основываются на результатах 48 химических анализов лав, отобранных из различных частей вулкана (рис. 7, табл. 4). Все они имеют довольно близкий состав и представлены высокоглиноземистыми базальтами — типичными породами вулканических ассоциаций восточноазиатских островных дуг.

Содержание кремнезема в них варьирует от 46, 78 до 54, 79% при среднем значении 49—50%. Глинозем содержится в повышенных количествах (18—19%), титан — в пониженных (0,72), что отличает лавы островных дуг от сходных пород океанических островов. Другие породообразующие окислы (за исключением окислов щелочных металлов) содержатся в общем в тех же пределах, что и в базальтах Главной вулканической зоны Курильской гряды. В резко подчиненном количестве среди рассматриваемых эффузивов встречаются породы с аномально высоким содержанием  $\text{MgO}$  (до 11,5%). Для них, как правило, характерны низкие значения таких окислов, как  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , что находит свое минералогическое выражение в обогащенности этих пород оливином.

Особенностью химического состава лав вулкана Алаид, отличающей их от пород Главной зоны, является повышенное содержание в них щелочей — прежде всего калия. В среднем его количество составляет 1,8%, что более чем в два раза превышает его содержание в базальтах север-

ных Курильских островов. По суммарному содержанию  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , достигающему 5—6%, и относительно высокой роли калия некоторые базальты приближаются к трахибазальтам.

Эта специфика состава лав наглядно проявляется на графике  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - q$ , где  $q$  — избыток (недостаток) кремнезема для образования насыщенных минералов по системе расчета CIPW (рис. 11). Диагональная линия графика представляет границу раздела составов толентового и щелочного оливин-базальтового магматических типов (Пискунов, 1975 б). Для сравнения на него нанесены средние составы базальтов южных, центральных и северных Курильских островов (Петрохимия..., 1966), Гавайского (Горшков, 1967) и Восточно-Тихоокеанского поднятий (Engel A., Engel C., Havens, 1965). Породы вукана Алаид, за единичными исключениями, проектируются в область щелочных оливиновых базальтов, тогда как породы Главной зоны — в область толентовых составов. Близость алаидских эффузивов и щелочных базальтов Гавайских островов подтверждают присутствующие в их нормативных составах нефелин или в небольших количествах ортопироксен.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 12) составы пород проектируются в виде роя точек, располагающихся вблизи вариационной кривой лав Йеллоустонского Парка, что указывает на их принадлежность к одной магматической серии повышенной щелочности. Наблюдающийся разброс точек по вертикали обусловлен процессами кристаллизационной дифференциации. Обогащение наиболее основных членов серии темноцветными компонентами выражено сближением точек на обеих плоскостях диаграммы при увеличении характеристики «b». Крутой наклон и значительная величина дополнительных векторов на плоскости  $asb$  говорит о низкой роли кальция в составе темноцветных минералов. Характерно, что для протообогащенных пород свойственна высокая магнезиальность оливина.

Дифференциация в лейкократовую область сопровождается увеличением компонентов плагиоклаза, при этом темп роста анортитовой составляющей выше, чем для лав Йеллоустонского Парка. Показано, что отношение  $\text{K}_2\text{O}$  к  $\text{Na}_2\text{O}$  с ростом кремнекислотности пород не меняет своего значения.

Анализ химического состава лав вукана Алаид в их возрастной последовательности показывает их петрохимическую общность вне зависимости от времени их извержения и места в вулканическом аппарате. Для большинства из них характерна недосыщенность кремнеземом и повышенная щелочность, резко отличающие их от пород Главной зоны Курильской гряды и сближающие со щелочными базальтами Гавайских

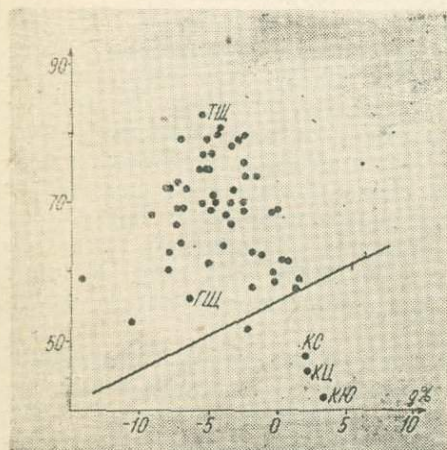


Рис. 11. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - q$  мол. кол. пород вукана Алаид: ТЩ — щелочные базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия, ГЩ — щелочные базальты Гавайских островов, КС — базальты северных, КЦ — центральных, КЮ — южных Курильских островов

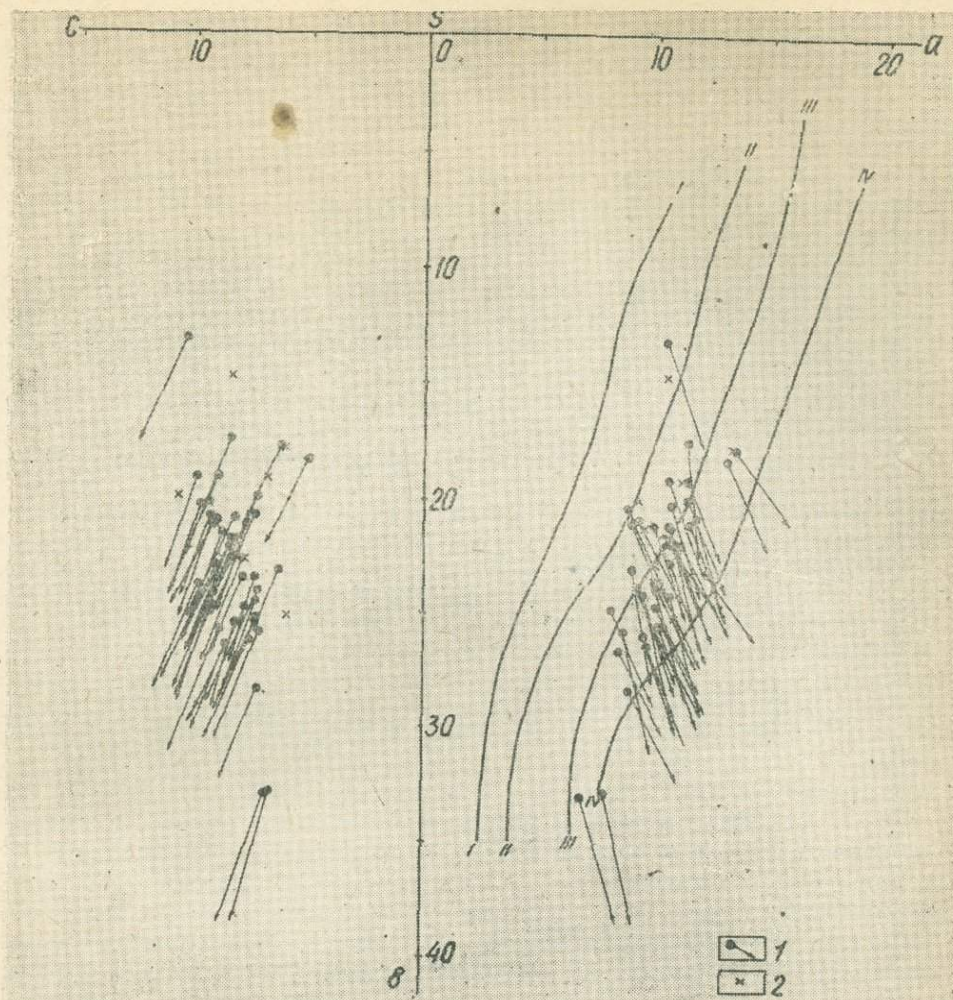


Рис. 12. Диаграмма химических составов лав вулкана Алайд (1) и горы Григорьева (2). Петрохимические типы вариационных линий: I — Пеле, II — Лассен-Пик, III — Йеллоустон, IV — Этны

островов. Наблюдающееся некоторое разнообразие составов обусловлено проявлением процессов близповерхностной дифференциации, приводящих к обеднению или обогащению расплава главными кристаллическими фазами — плагиоклазом, оливином и пироксеном.

#### Рассеянные элементы

Количественные содержания рассеянных элементов в лавах вулкана Алайд представлены в табл. 4; усредненные данные сведены в табл. 5. Концентрации Li, Rb, Cs, Ba, Sr определялись методом пламенной фотометрии, Sc, V, Cr, Ni, Co, Pb, Ge, Cu — количественным спектральным, а J, Zr — рентгено-спектральным анализами<sup>1</sup>. Ниже рассмотрен характер поведения перечисленных элементов.

<sup>1</sup> В таблицы не вынесены данные по Ba, содержание элемента оказалось ниже предела чувствительности метода — 500 г/т; Cs на пределе чувствительности — 1 г/т и Ge все определения оказались близкими к 3—5 г/т.

Таблица средних содержаний главных (вес, %) и рассеянных (г/т) элементов в породах вулкана Алаид и других районов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	49,30	48,58	55,0	51,35	51,18	52,6	50,72	50,31	49,34	49,97	51,7	52,0
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,58	0,79	0,59	1,21	1,07	1,38	1,06	1,49	2,78		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,73	17,54	18,17	19,28	17,25	17,7	18,2	14,74	17,04	17,36	16,9*	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,73	4,0	3,46	4,33	4,11	3,4	2,94	3,46	1,99	4,92		
FeO	6,0	5,45	5,33	4,93	8,22	5,6	6,89	6,86	6,82	5,06	10,4	
CaO	9,58	9,28	8,38	10,43	10,07	9,2	8,78	9,90	11,72	8,07	11,0	
MgO	5,36	8,70	4,21	4,24	4,04	5,6	5,03	8,85	7,19	3,75	6,5	
Na <sub>2</sub> O	3,08	2,90	2,45	2,63	2,83	3,0	3,52	2,80	2,73	4,28	3,1	
K <sub>2</sub> O	1,84	1,68	1,60	0,73	0,69	1,12	1,76	1,14	0,16	1,78	0,4	
Sc	43	51	19		44	25,5	41	48,2	61	23	40	
Ni	33	207	17	9	22	49	42	122	97	23	25	25
Co	33	42	18	18	42	29	34	50	32	22	40	45
Cr	37	457	12	9	23	87	53	276	297	29	40	40
V	380	373	205	283	350	300	375	332	292	238	250	255
Cu	150	165	110		112	175	135	108	77	30		
Li	6,5	5,8	9,2	5,3	7,9	12,5	13,7	11	9	7		
Rb	36,6	31	35	8,1	10	11,9	36,6	28,3	1,2	40		10
Sr	415	365	293	350	237	217			130	580		330
J	22	21	30	16	30	29	23	25,2	43	57		20
Zr	122	111	300	65	137	205	212	186	95	363		100
K/Rb	418	450	370	663	582	780	400	335	1300	366		340
Ni/Co	1,0	1,8	0,9	0,5	0,5	1,7	1,24	2,4	3	1	0,63	0,62
V/Ni	11,5	0,73	13,1	31	16,2	6,1	8,9	2,7	3	10,3	10	10,2

**Примечание:** 1 — вулкан Алаид, силикатный анализ (среднее 48 ан.), малые элементы (среднее 30 ан.), исключены при подсчете повышенные содержания Mg, Ni, Cr; 2 — вулкан Алаид, породы с повышенным содержанием Mg, Ni, Cr, силикатный анализ (среднее 9 ан.); малые элементы (среднее 4 ан.); 3 — молодые лавы вулкана Эбеко (среднее 4 ан.); 4 — вулкан Чикурачки (среднее 9 ан.); 5 — вулкан Тятя (среднее 29 ан.); 6 — вулкан Ключевской, лавы исторических побочных кратеров Биллюкой, Апахончич, Заварицкого, Вернадского (среднее 4 ан.); 7 — вулкан Плоский Толбачик, шлаковые конусы ареальной зоны (среднее 4 ан.); 8 — вулкан Плоский Толбачик, шлаковые конусы ареальной зоны, породы с повышенным содержанием Mg (среднее 5 ан.); 9 — океанический толеит (Engel A., Engel C., Havens, 1965); 10 — щелочной базальт Восточно-Тихоокеанского поднятия, с  $SiO_2 > 46\%$  (Engel A., Engel C., Havens, 1965); 11 — высокоглиноземистый базальт (Taylor et al., 1969); 12 — известково-щелочной базальт (Jakes, White, 1972).

**Рубидий.** Для пород вулкана Алаид характерно высокое содержание рубидия, который тесно ассоциирует с калием. Его содержание колеблется в пределах 23—55 при среднем значении 36,6 г/т. Отношение K/Rb почти такое же, как и в породах вулкана Плоский Толбачик (Ключевская группа), который также можно отнести к западной зоне, и в несколько более кислых голоценовых лавах расположенного непосредственно к востоку вулкана Эбеко (о. Парамушир), а также щелочных базальтоидах Восточно-Тихоокеанского поднятия. Эти параметры резко отличны от соответствующих значений для эффузивов других вулканов Восточной зоны (Ключевской на Камчатке, Чикурачки на о-ве Парамушир, Тятя на о-ве Кунашир), где отношение K/Rb близко к 600, и, особенно — от океанических толеитов, где оно достигает 1300.

**Литий.** В рассматриваемых лавах содержание Li близко к таковому в породах вулканов Эбеко, Чикурачки, Тятя, относящихся к другой (Восточной) зоне. Близко оно и у эффузивов Восточно-Тихоокеанского поднятия, однако резко отличается у продуктов деятельности как Ключевского вулкана, так и Плоского Толбачика, входящего с Алаидом в одну зону.

**Стронций.** В лавах Алаида по сравнению с таковыми Восточной зоны содержание стронция повышено почти в 1,5—2 раза и в 3 раза — по сравнению с океаническими толеитами. Оно несколько ниже (в 1,3—1,5 раза), чем в щелочных породах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

**Никель и хром.** Содержание этих элементов в лавах Алаида довольно стабильно (около 35 г/т). Вместе с тем в протообогащенных оливином и пироксеном породах, характеризующихся высокой магнезиальностью, их концентрации возрастают на порядок и более, так же, как и в лавах вулканов Ветровой и Влодавца (о-в Парамушир). Прямая зависимость содержаний никеля и хрома от магнезиальности пород отмечалась С. Р. Ноккольдсом и Р. Алленом (1958), а П. У. Гастом (Gast, 1969) было показано, что удаление из расплава около 20% темноцветных минеральных фаз влечет за собой 20-кратное уменьшение концентрации Ni. В рассматриваемых породах по сравнению с базальтами Восточно-Тихоокеанского поднятия, содержание Ni и Cr несколько повышено (в 1,4 раза), а по сравнению с океаническими толеитами — резко понижено (Ni — в 3, Cr — в 7 раз) в обычных лавах и довольно близко к таковому в протообогащенных разновидностях.

**Кобальт.** Концентрации кобальта в породах вулкана Алаид при-

\* железо суммарное в виде  $FeO$ .

мерно в 1,5 раза богаче таковых в продуктах вулканов Эбеко и Чикурачки на о-ве Парамушир, но несколько ниже, чем в лавах вулкана Тятя.

**Ванадий.** Породам островных дуг свойственно высокое содержание этого элемента (250 г/т). В рассматриваемых лавах оно еще выше (380 г/т), почти такое же, как в продуктах деятельности лав Плоский Толбачик, Ключевской, Тятя.

**Скандий.** В лавах вулкана Алайд его в 1,5 раза больше, чем в породах Эбеко, Ключевского вулкана, щелочных базальтах Восточно-Тихоокеанского поднятия, и почти во столько же раз меньше, чем в океанических толеитах.

**Медь.** В лавах Алайда и других вулканов Курило-Камчатской зоны она содержится (по отношению к породам Восточно-Тихоокеанского поднятия) в резко повышенных количествах.

**Цирконий.** Концентрации этого элемента по сравнению со щелочными базальтами Восточно-Тихоокеанского поднятия резко в лавах Алайда понижены.

## ВЫВОДЫ:

1. Вулкан Алайд — типичный сложный стратовулкан — этностромболианского типа, редкого на Курильских островах и близкого к величайшему вулкану Азии — Ключевская Сопка на Камчатке.

2. Продукты деятельности этого вулкана представлены однообразными базальтами повышенной щелочности, находящей свое минералогическое выражение в развитии клинопироксенов с повышенным содержанием титана, каемоков и мельчайших кристаллов щелочного полевого шпата, изредка — амфибола и биотита. Выделяется небольшая группа пород с повышенным содержанием Mg, Ni, Sr, обусловленная процессами кристаллизационной дифференциации.

3. Отличие продуктов деятельности вулкана Алайд от четвертичных лав Главной зоны вполне очевидно. Это оправдывает его отнесение к образованиям Западной зоны и свидетельствует о нескольких иных условиях формирования его магматического расплава.

## ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г. П., Хренов А. П., Флеров Г. Б., Токарев П. И., Широков В. А., Меняйлов И. А., Чирков А. М., Волюнец О. Н., Дубик Ю. М., Вергасова Л. П., Пономарев Г. П. Извержение вулкана Алайд в 1972 г. — «Бюлл. вулк. ст.», 1974, № 50.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. — Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

Набоко С. И., Горшков Г. С. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки. — Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Нокколдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. — М., ИЛ, 1958.

Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции (под ред. Э. Н. Эрлиха). М., «Наука», 1966.

Пискунов В. Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск, «Наука», 1975 а.

Пискунов В. Н. Типы глиноземистых базальтоидов и их распределение в структуре Курильской островной дуги. — «ДАН СССР», 1975 б, т. 220, № 5.

Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Петрография продуктов четвертичного вулканизма. — «Тр. СахКНИИ», 1966, в. 16.

Туезов И. К. Литосфера азиатско-тихоокеанской зоны перехода. — Новосибирск, «Наука», 1975.

Brown G. M. Mineralogy of basaltic rocks. - Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, 1967, v. 1.

Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. - "Geol.Soc.Amer.Bull.", 1965, v. 76, no 7.

Gast P. W. Trace element fractionation and the origin tholeiitic and alkaline magma types. - "Geochim. et cosmochim.acta", 1968, v. 32, no 10.

Kuno H. Petrology of Alaid Volcano, North Kurile. - "Jap.J.Geol.Geogr.", Tokyo, 1935, v. 12, no 3-4.

Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. - "Bull.Volc.", 1959, Ser. II, v. 20.

Jakes P., White A. J. R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. - "Geol.Soc.Amer.Bull.", 1972, v. 83, no 1.

Lowder G. G. Cenozoic transitional alkali olivine-tholeiitic basalt and andesite from the Margin of the Great Basin, Southwest Utah. - "Geol.Soc.Amer.Bull.", 1973, v. 84, no 9.

MacDonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. - "J.Petrol.", 1964, v. 5, no 1.

Smith A. L., Carmichael J. S. E. Quaternary trachybasalts from Southeastern California. - "Amer.Mineralogist", 1969, v. 54.

Taylor S. R., Kave M., White A. I. R., Duncan A. R., Ewart A. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. - "Geochim. et cosmochim.acta", 1969, v. 33, no 2.

## ПЕТРОХИМИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ И ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Б. Н. Пискунов

Алеутская островная дуга — одна из самых крупных структурных единиц земного шара. Она протягивается почти на 4000 км — от Командорских островов до полуострова Аляска и далее, на восток, до коленообразного изгиба структур близ горы Фэрбенкс. С южной стороны дуга окаймлена Алеутским желобом, с севера — глубоководной впадиной и шельфом Берингова моря, а также материковой областью Аляски. Кривизна островной системы соответствует дуге малого круга радиусом примерно 1500 км. Близ берегов Аляски система представляет сдвоенную гряду, разделенную прол. Шелихова, но уже от о-ва Унимак до Камчатки она прослеживается в виде одиночной островной гирлянды.

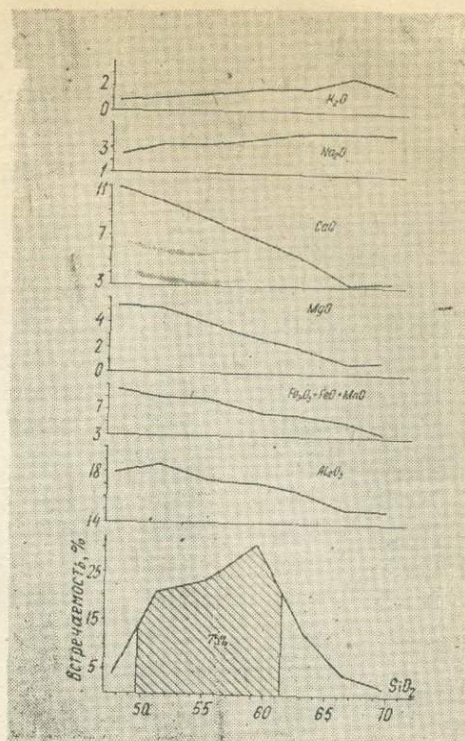
В пределах дуги насчитывается не менее 74 четвертичных вулканов (Барк, 1970). В их распределении есть особенности, давно отмеченные рядом исследователей (Coats, 1950, 1962; Горшков, 1967; Барк, 1970). Так, в западной части дуги на островах Атту, Агатту и Командорских вулканы отсутствуют, больше всего их на участке от о-ва Кыска до юго-западной оконечности п-ова Аляска. На западе от о-ва Акутана зона вулканов сосредоточена полностью на вогнутой берингоморской стороне дуги, а некоторые активные вулканы удалены далеко в тыловую часть островной системы (вулк. Богослов). На о-ве Унимак и п-ове Аляска вулканы расположены вдоль хребта, а к востоку от горы Пеулик они концентрируются вдоль главной оси полуострова. Таким образом, цепь четвертичных вулканов занимает в плане секущее положение по отношению к простиранию Алеутско-Аляскинской островной системы.

Глубинная структура земной коры и фундамент вулканических построек различны в разных частях дуги. Западная и центральная ее части имеют типичную глубинную структуру «островодужного» типа (Сергеев, 1976). Дочетвертичные отложения представлены здесь вулканическими и вулканогенно-осадочными породами миоценового, олигоценного и, вероятно, более древнего возрастов, прорванными мелкими интрузивными телами габбро, гранодиоритов и гранитов (Coats, 1962; Барк, 1970). Восточная часть дуги, выходящая на Северо-Американский континент, характеризуется континентальным типом коры, верхние слои которой сложены мезозойскими и палеозойскими эвгеосинклинальными образованиями, интродуцированными гранитными батолитами.

Вдоль Алеутской дуги почти на всем ее протяжении прослеживается крупная сейсмическая зона — с наибольшей активностью в ее центральной части, наименьшей — в западной. На внешней океанической стороне системы сосредоточиваются мелкофокусные землетрясения, на внутренней — средне- и глубокофокусные. Под зоной вулканов располагаются очаги землетрясений с глубиной около 100 км (Biswas, 1973).

По данным Ф. Баерса (Byers, 1961), Р. Котса, Б. Нельсона, Х. Пауэрса, Р. Льюиса (Coats, 1950, 1953, 1959, 1962; Coats et al., 1961; Lewis et al., 1960), Х. Древиса и др. (Drewes et al., 1961; Fraser, Snyder, 1959;

Рис. 1. Диаграммы встречаемости пород и содержания основных породообразующих окислов



Snyder, 1959), Ф. Симонса и Д. Матесона (Simons, Mathewson, 1955), продукты четвертичного вулканизма представлены типичными высокоглиноземистыми известково-щелочными породами тихоокеанского типа, варьирующими по составу от базальтов до риолитов при преобладании андезитов. Некоторое представление о распространенности различных пород можно получить из анализа кривой распределения проанализированных образцов по содержанию кремнезема (рис. 1). Кривая имеет асимметричный характер с пиком, приходящимся на 57—61%  $\text{SiO}_2$  (31% образцов). Общее количество базальтов довольно высоко (25%) и превышает долю пород кислого состава.

По петрографическому составу лавы разных вулканов дуги во многом сходны между собой и представляют преимущественно порфировые породы, содержащие в качестве основных минеральных фаз богатые кальцием полевые шпаты и пироксены, а также магнетит. Оливин встречается в более основных лавах и сопровождается базальтической роговой обманкой или ортопироксеном. Амфибол более характерен для андезитов, в которых он ассоциирует с клинопироксеном, реже — ортопироксеном. Кварц и редко биотит встречаются в кислых породах. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом и апатитом. В интерстициях, наряду со стеклом, встречаются пироксен, натровый плагиоклаз и ортоклаз.

Химический состав лав указывает на их принадлежность к известково-щелочной ассоциации островных и вулканических дуг. От базальтов океана они отличаются повышенным содержанием кремнезема и окиси железа и пониженным — окиси титана и магния. Окиси калия в них больше, чем в толентах океана, и столько же, как в щелочных оливиновых базальтах.

Диаграмма распределения весовых количеств главных породообразующих окислов показана на рис. 1, построенном по данным табл. 1. По нормативному составу все они являются насыщенными и перенасыщенными породами, за исключением лав островов Прибылова и Бого-

Средние химические составы четвертичных  
вулканических пород Алеутских островов, %

Окисел	Интервал усреднения по SiO <sub>2</sub>						
	до 49% (5)	49,1— 53% (19)	53,1— 57% (21)	57,1— 61% (28)	61,1— 65% (12)	65,1— 69% (4)	69,1— 73% (2)
SiO <sub>2</sub>	48,02	51,21	55,13	59,26	63,08	66,32	69,33
TiO <sub>2</sub>	1,2	0,86	1,02	0,78	0,72	0,62	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,05	18,71	17,46	17,2	16,42	15,19	15,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,76	3,35	3,24	2,82	2,25	1,70	1,38
FeO	5,41	5,65	5,45	3,78	3,86	3,32	2,06
MnO	0,17	0,18	0,18	0,15	0,16	0,15	0,12
MgO	5,32	5,21	4,04	2,79	1,89	0,84	0,99
CaO	10,84	9,84	8,43	6,60	5,07	3,14	3,43
Na <sub>2</sub> O	2,54	3,33	3,38	3,82	4,28	4,41	4,43
K <sub>2</sub> O	0,90	1,14	1,3	1,75	1,92	2,81	2,01
Встречае- мость	5,5%	20,9%	23,1%	30,8%	13,2%	4,4%	2,2%

Примечание: цифры в скобках обозначают количество использованных анализов.

слов, которые по минералогическому и химическому составам близки к щелочным базальтам Гавайских островов (Coats, 1962).

Поскольку известково-щелочная ассоциация имеет широкие пределы вариации состава, представляет интерес сравнение химизма рассматриваемых пород с магматическими комплексами других островных дуг. По ряду признаков и, в первую очередь, повышенной суммарной щелочности, лавы Алеутских островов отличаются от пород Курило-Восточно-Камчатского пояса и более всего близки к вулканическим образованиям Срединного Камчатского хребта. Содержание глинозема в них находится на том же высоком уровне, что и в породах восточно-азиатских дуг и превышает таковое в лавах Каскадных гор. В процессе дифференциации вулканических пород Алеутских островов в них не наблюдается заметного обогащения железом; в этом отношении они занимают промежуточное положение между высокожелезистыми лавами дуги Тонга и гиперстеновой серией Каскадных гор.

Особое внимание обращает повышенное содержание окиси калия в продуктах извержений алеутских вулканов. По данным Е. Нельсона и Р. Стойбера (Nelson, Stoiber, 1973), при фиксированном значении SiO<sub>2</sub> в породах Алеутских островов окись калия содержится в больших количествах, чем в лавах дуг Идзу-Бонинской, Марианской, Курило-Камчатской, Рюкю и Японских островов. В этом отношении они уступают лишь вулканическим породам о-ва Ява и, частично, Центральной Америки.

Вопросы зональности Алеутской дуги рассматривались в работах Г. С. Горшкова (1967) и Х. Куно (1970). По мнению Г. С. Горшкова, путем химического анализа лав выявляются четкая продольная и поперечная зональности. Первая из них выражается в последовательном смещении вариационных кривых на графике А. Н. Заварицкого в щелочную область с одновременным увеличением угла наклона при продвижении от

западного отрезка дуги к восточному. Поперечная зональность проявляется при сопоставлении химизма лав главной зоны с породами вулкана Богослов, отличающимися щелочными свойствами.

Необходимо отметить, что по тем материалам, которыми оперировал Г. С. Горшков, продольная зональность дуги устанавливается не так четко, как это утверждал автор. Не говоря об общей близости вариационных кривых, построенных по усредненным анализам, нельзя не заметить, что из базальтов наиболее щелочными являются породы западного, а из андезито-базальтов — центрального участков. Дациты западных вулканов намного более щелочные, чем центральных, и близки по содержанию щелочей к аналогичным лавам восточных вулканов.

Исследованиями Х. Куно показано, что вариации химического состава обусловлены смещением вулканов от центральной оси зоны, сложенной вулканическими дифференциатами высокоглиноземистой базальтовой магмы. Так, вулканы Богослов и Катмай, удаленные от оси во внутреннюю и внешнюю стороны, сложены соответственно породами, производными щелочно-базальтовой и толентово-магм. Лавы островов Прибылова и Нунивак, расположенные еще дальше — в тыловой части дуги, представлены типичными щелочными базальтоидами. Таким образом, данные Х. Куно указывают лишь на наличие поперечной зональности, определяющей вариации состава пород вдоль дуги в зависимости от положения вулканов по отношению к оси зоны.

Отмеченные особенности состава лав алеутских вулканов, отличающие их от пород восточноазиатских дуг, своеобразное положение цепи четвертичных вулканов, дискуссионность вопроса о вариациях состава — все это в совокупности определяет интерес, проявляемый в последнее время петрологами к Алеутской дуге (Long et. al., 1975; Marsh, 1976; Sugisaki, 1976; Scholl, 1976). Выяснению характера петрохимической зональности в значительной мере способствовало появление в литературе дополнительных аналитических данных и применение нового петрохимического параметра — индекса классификации I, позволяющего перейти к построению карт петрохимической вариации (Пискунов, 1975, 1976).

Индекс классификации I является линейной мерой удаленности точки состава от дискриминантной линии, разделяющей породы толентового магматического типа от щелочного оливин-базальтового. Положительные его значения указывают на проекции точек в поле толентовых составов, отрицательные — щелочно-базальтовых, а абсолютная величина соответствует расстоянию от проекции точки до границы раздела. Оценка принадлежности к тому или иному магматическому типу производится по уравнению:

$$I = q - (Na_2O + K_2O) + 56,$$

где q — избыток или недостаток кремнезема для образования наиболее насыщенных минералов, по системе расчета CJPW в процентах, окиси щелочей — в молекулярных количествах. По значениям индекса каждое магматическое семейство разделяется на следующие петрохимические серии: сильно известковую (I больше 20), известковую (I от 20 до 10), щелочно-известковую (I от 10 до 0) для пород толентового типа и известково-щелочную (I от 0 до -10), субщелочную (I от -10 до -20) и щелочную (I меньше -20) для пород щелочного оливин-базальтового типа.

Методика построения петрохимических карт заключалась в проведении с помощью интерполяции и экстраполяции изолиний индекса по рассчитанным для вулканов средним значениям. В нашем распоряжении после отбраковки измененных и сильно окисленных пород было 88 химических анализов лав по 20 вулканам гряды (включая вулк. Катмай на п-ове Аляска). Построенная по этим данным карта петрохимической зональности Алеутской дуги представлена на рис. 2.



Для тех участков, где фактического материала было недостаточно или он вообще отсутствовал, изолинии проведены пунктиром.

При анализе карты прежде всего обращает на себя внимание положение точек, отвечающих соответствующим вулканам дуги к полям щелочной, субщелочной и известково-щелочной серий щелочно-базальтовой области. Вулканы, сложенные породами толеитового типа, появляются лишь на крайнем востоке гряды (вулк. Фрости) и на п-ове Аляска (вулк. Катмай), где они представлены только щелочно-известковой серией с индексом классификации до 10. Полностью отсутствуют породы известковой серии, широко развитые на других островных дугах. Эта специфика химического состава резко отличает лавы Алеутских островов от эффузивов восточноазиатских дуг. Последние представлены либо производными только толеитового (дуги Марианская, Идзу, Рюкю), либо совместно толеитового и оливин-базальтового семейств, распределенных соответственно на внешней и внутренней сторонах дуг (о-в Хонсю, Курило-Камчатский вулканический пояс). Наибольшее сходство с алеутскими лавами имеют породы Среднего хребта Камчатки, представленные в подавляющем большинстве производными всех трех серий щелочно-базальтового типа и лишь в незначительном количестве в восточной части хребта — щелочно-известковой серией толеитового типа (Пискунов, 1976). Как и на Алеутской дуге, в Среднем хребте отсутствуют породы известковой и сильно известковой серий.

Положение на карте изолиний вдоль островной дуги свидетельствует о наличии четкой поперечной петрохимической зональности, которая лучше всего выражена в районах вулканов Окмок на о-ве Умнак ( $I=-10,2$ ) — Богослов ( $I=-31,5$ ) и Фрости ( $I=3,2$ ) — Амак ( $I=-22,3$ ). Молодые вулканические породы острова Прибылова, расположенные далеко в тыловой части дуги, представляют, вероятно, предельно щелочной тип пород, сходный с породами вулканов Уксичан и Лаучан ( $I=-50$ ) в западной части Среднего Камчатского хребта.

По простираанию гряды состав варьирует незначительно в пределах соседних петрохимических серий в зависимости от положения вулканов. В восточной части региона, где вулканическая цепь косо пересекает ось п-ова Аляска и вулканы смещаются к внешней части дуги, появляются породы толеитового типа. Таким образом, анализ карты подтверждает точку зрения Х. Куно о причинах продольных вариаций состава. Изолинии индекса классификации, как видно из рис. 2, ориентированы в соответствии с простираанием Алеутско-Аляскинского горного сооружения, а химические свойства четвертичных химических пород определяются положением вулканов по отношению к оси этой тектонической структуры.

Выяснение причин специфичности состава пород Алеутской дуги является предметом самостоятельного исследования. Тем не менее хотелось бы кратко остановиться на аспекте связи химизма лав с глубиной залегания сейсмофокальной зоны, получившем широкое признание в последние годы (Dickinson, Natherton, 1967; Мархинин, Стратула, 1971; и др.). Если следовать этой точке зрения, то под Алеутскими островами, отличающимися повышенной щелочностью лав, магма должна выплавляться с больших глубин, чем, например, под Курильской дугой с широко распространяемыми высокоглиноземистыми породами толеитового типа. Однако сопоставление данных о зонах землетрясений под этими дугами свидетельствует об обратном (Тараканов, 1969; Biswas, 1973). Так, под курильскими вулканами глубина верхней плоскости сейсмофокальной зоны меняется от 100 до 150 км, а под алеутскими она составляет 100 км. Подобное несоответствие свидетельствует о том, что химический состав магмы и, в частности, содержание в ней  $K_2O$  не связаны функционально с глубиной до зоны очагов землетрясений, а, по всей видимости, обуславливается взаимодействием многих факторов.

Изучение структур Алеутской островной дуги и ее продолжения

на Аляске привело Э. Н. Эрлиха (1973) к предположению о сходстве их со структурами Курило-Камчатской дуги. Депрессия между зонами Кадьяк-Кенай и Алеутской параллелизовались при этом с Центральной Камчаткой депрессией, а Алеутский хребет сравнивался со Срединным хребтом Камчатки. Описанные выше особенности химического состава лав вулканов Алеутской гряды, сближающие их с породами Срединного хребта, могут явиться дополнительным аргументом в пользу этой точки зрения.

#### ЛИТЕРАТУРА

Барк К. Алеутская островная дуга и континентальная окраина Аляски — Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг. — Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.

Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. — Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.

Пискунов Б. Н. Типы высокоглиноземистых базальтоидов и их распределение в структуре Курильской островной дуги. — «ДАН СССР», 1975, т. 220, № 5.

Пискунов Б. Н. Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги. — «Тр. СахКНИИ», Владивосток, 1976, в. 48.

Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., «Наука», 1976.

Тараканов Р. Э. Мозаика скоростей в верхней мантии и возможности построения площадного годографа. — «Тр. СахКНИИ», Владивосток, 1969, в. 20, № 1.

Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.

- B i s w a s N. N. P-wave travel-time anomalies: Aleutian-Alaska Region. - "Tectonophysics", 1973, v.19, no 4.
- B y e r s F. M. Petrology of three Volcanic Suites Umnak and Bogoslof Islands, Alaska. - "Bull.Geol. Soc.Amer.", v. 72, no 1.
- C o a t s R. Volcanic activity in the Aleutian Arc. - "Geol.Surv.Bull.", 1950, no 974-B.
- C o a t s R. Geology of Buldir, Aleutian Islands. - "Geol.Surv.Bull.", 1953, no 989-A.
- C o a t s R. Geologic Reconnaissance of Semisopchnoi Is., Aleutian Islands, Alaska. - "Geol.Surv. Bull.", 1959, no 1028-0.
- C o a t s R. Magma type and crustal structure in the Aleutian Arc. - "The crust of the Pacific Basin." Amer.Geophys.Un., Monogr., 1962, no 6.
- C o a t s R., N e l s o n W., P o w e r s H. Geologic Reconnaissance of Kiska Island, Aleutian Islands, Alaska. - "Geol.Surv.Bull.", 1961, no 1028-R.
- D i c k i n s o n W. R. Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics. - "Geophys.Space Sci.", 1970, no 8.
- D i c k i n s o n W. R., H a t h e r t o n T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. - "Science", 1967, no 157.
- D r e w e s H., F r a s e r G., S n y d e r Y., B a r n e t t H. Geology of Unalaska Island and Adjacent Insular Shelf, Aleutian Islands, Alaska. - "Geol. Surv.Bull.", 1961, no 1028-S.
- F r a s e r G. D., S n y d e r G. Geology of Southern Adak Is. and Kagalaska Is., Alaska. - "Geol. Surv.Bull.", 1959, no 1028-M.
- L e w i s R. G., N e l s o n W., P o w e r s H. Geology of Rat Is., Alaska. - "Geol.Surv.Bull.", 1960, no 1028-Q.
- L o n g E. D., H o g e s F. N., A r g u l u s R. J. Ultramafic and mafic inclusions, Kanaga Islands, Alaska, and the occurrence of alkaline rock in island arcs. - "J.Geol.", 1975, v. 83, no 6.
- M a r s h D. Some Aleutian Andesites: Their Nature and Source. - "J.Geol.", 1976, v. 84, no 1.
- N e l s o n D. E., S t o i b e r R. E. Relationship of Potassium Content in Andesitic Lavas and Depth to the Seismic Zone. - "J.Geophys.Res.", 1973, v. 78, no 29.
- S c h o l l D. W. Episodic Aleutian Ridge igneous activity: Implication of Miocene and younger submarine volcanism west of Buldir Island. - "Geol.Soc.Amer. Bull.", 1976, v. 87, no 4.
- S i m o n s F., M a t h e w s o n D. Investigations of Alaskan volcanoes. Geology of Little Sitkin Island, Alaska. - "Geol.Surv.Bull.", 1959, no 1028-H.
- S u g i s a k i R. Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate movements Lithos. 1976, v. 9 no 1.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСА ДОЛЕРИТОВ  
ЗАПАДНО-САХАЛИНСКИХ ГОР

В. Б. Сергеева

**Геологический очерк.** Интрузивные тела комплекса долеритов локализируются в узкой меридионально вытянутой полосе вдоль восточных склонов Западно-Сахалинских гор — в зоне обрамления Центрально-Сахалинского глубинного разлома. Вмещающими их стратифицированными толщами являются комплексы верхнемеловых и неогеновых осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. Поскольку наиболее молодые из интродуцированных пород принадлежат чеховской свите (средний миоцен), завершение становления рассматриваемых интрузивов представляется возможным относить к среднемиоценовому времени. Начало же формирования комплекса долеритов можно датировать ранним миоценом-олигоценом, так как среди слагающих его пород обнаружены разновидности с возрастом 27—40 млн. лет (определения проведены Л. В. Фирсовым К—Ar методом).

Наиболее распространены в составе комплекса пластовые интрузивные залежи (силлы), которые по особенностям внутреннего строения подразделяются на три типа: дифференцированные (Макаровский силл), слабо дифференцированные (Нижнеугледарский силл) и недифференцированные (Верхнеугледарский и Лесозаводский силл, силл горы Ленинская)<sup>1</sup>. Типу недифференцированных интрузивов соответствуют и многочисленные секущие структуры стратифицированных толщ, интрузивные тела.

В строении дифференцированных интрузивных тел участвуют долериты, кварцевые и пегматоидные долериты в совокупности с долерит-пегматитами, образующие обычно линзовидные «слои», «прослой» и шшироподобные обособления, вытянутые в целом субпараллельно контактовым ограничениям силлов. Для тел этого типа характерно анизотропное асимметричное строение по вертикали. Например, в разрезе Макаровского силла (район пос. Лесозаводск) отчетливо устанавливается наличие двух существенно различно построенных частей. Нижняя из них, мощность которой составляет примерно  $\frac{2}{3}$  общей мощности силла, сложена преимущественно долеритами и кварцевыми долеритами. Элементы расчлененности интрузива выражаются здесь лишь в не всегда четкой обособленности по вертикали лейкокарстовых и меланократовых разновидностей пород. Гораздо более сложное строение свойственно верхней части силла, что выражается в частой перемежаемости по вертикали кварцевых и пегматоидных долеритов, долерит-пегматитов. Все разновидности пород характеризуются близким минералогическим составом (плагноклаз, ортопироксен, клинопироксен, калишпат, кварц, роговая обманка), существенно различаясь лишь количественным соотношением породообразующих минералов и структурно-текстурными особенностями. Отсутствие следов взаимодействия одних обособлений на

<sup>1</sup> Здесь приведены рассматривающиеся ниже наиболее характерные представители интрузивных тел упомянутых типов.

другие свидетельствует о том, что расслоенность дифференцированных интрузивов вряд ли можно объяснить формированием их путем неоднократных инъекций изменяющего во времени свой состав магматического расплава. По всей видимости, она является отражением особенностей кристаллизации одноактно внедрившихся порций магмы на месте становления интрузивных тел.

Долериты и кварцевые долериты состава, аналогичного вышеприведенному, являются преобладающими породами слабо дифференцированных и недифференцированных силлов, а также секущих интрузивных тел.

**Общая петрохимическая характеристика пород.** Особенности химического состава пород комплекса долеритов отображены в табл. 1, где дополнительно приведены и результаты химического анализа типовых эффузивов чеховской свиты, близкой интрузивному комплексу по возрасту и вскрывающейся по соседству с образующими его телами. Таблица содержит данные 74 силикатных анализов пород преимущественно из коллекции автора, выполненных в лаборатории физико-химических методов исследований вещества Сахалинского КНИИ ДВНЦ АН СССР. Данные анализов пород пластовых интрузивных тел приведены в табл. 1 не в порядке возрастания их кремнеземистости, как это обычно делается в отечественной литературе, а по разрезам интрузивных тел (от кровельных к почвенным зонам). Такое расположение материалов представляется более удобным для анализа ниже приводимых так называемых «окисловых профилей» интрузивных тел, позволяющих судить о степени дифференцированности последних.

Как видно из материалов табл. 1 и рис. 1, интрузивные долериты в петрохимическом отношении близки базальтоидам чеховской свиты. Фигуративные точки, характеризующие особенности химизма пород на правой части диаграммы рис. 2, располагаются преимущественно между вариационными линиями, соответствующими петрохимическим типам Пеле и Лассен-Пик, как бы «усредняясь» вариационной линией траппового комплекса Карру. Вместе с тем, рассматриваемые долериты, как это видно на левой половине упомянутой диаграммы, существенно отличаются от долеритов Карру гораздо большим количеством полевошпатовой извести, что свидетельствует о большей основности плагноклазов в долеритах Сахалина, нежели в траппах Карру.

**Характер изменения химических составов пород в вертикальных разрезах пластовых интрузивных тел.** Для выяснения характера изменения химизма пород силлов по вертикали удобно воспользоваться предложенным А. Б. Эдвардсом (1950) методом «окисловых профилей». Последние, в данном случае, представляют собой минералого-петрографические разрезы силлов в вертикальных сечениях, на которых против фиксированного относительно того или другого контакта тела местоположения анализированного образца породы приведены результаты химического анализа, представленные как совокупность важнейших окислов.

Макаровский силл по особенностям «окисловых профилей» отчетливо подразделяется на две неравные части (рис. 2), соответствующие такому же признаку минералого-петрографического состава.

Нижняя из них (примерно  $\frac{2}{3}$  мощности силла) характеризуется в целом довольно спокойным начертанием линий всех профилей, что свидетельствует о слабом проявлении здесь явлений дифференциации магматического расплава в процессе его кристаллизации. Ограниченно распространенные довольно резкие изломы отдельных профилей (например, обр. 4423<sup>г</sup>), указывающие на локальное присутствие дифференциатов (пегматоидных долеритов), отнюдь не затушевывают общей закономерности поведения «окисловых профилей», который выражается в следующем.

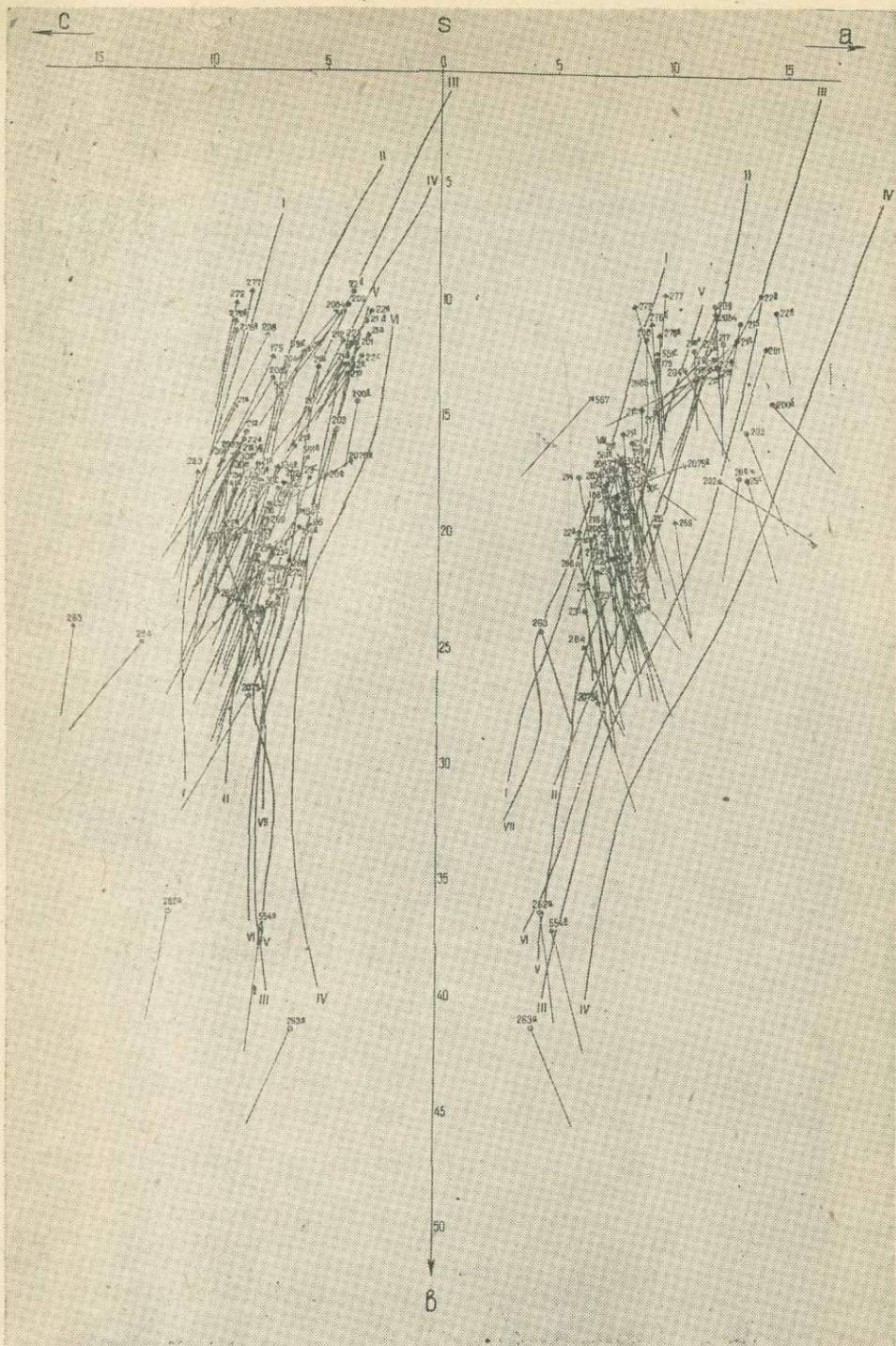


Рис. 1. Диаграмма химических составов пород комплекса долеритов Западно-Сахалинских гор. Типы вариационных линий: I — Пеле, II — Лассен-Пик, III — Сан-Франциско, IV — Марос Хайвуд; вариационные линии траппов: V — Карру, VI — юга Сибирской платформы, VII — Тасмании

Колебания количеств  $\text{SiO}_2$  (51,81—56,29%),  $\text{TiO}_2$  (0,70—1,22%),  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (5,92—8,40%),  $\text{CaO}$  (6,99—8,82%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,10—4,98%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,76—1,62%) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,07—0,33%) происходит относительно вертикальных прямых, в среднем, отвечающих соответственно 54,0; 0,8; 7,3; 8,0; 2,5; 1,0 и 0,2% их содержаний в породах. Профили  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  в низах этой части силла характеризуются очень слабым увеличением средних содержаний окислов вниз по разрезу в пределах 4,76—7,81% и 3,92—4,99% соответственно. В верхах же этой части оба они резко отклоняются влево, фиксируя уменьшение содержания  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  в породах примерно на 2% каждого (рис. 3). Важно отметить, что за пределами нижней закаленной зоны силла оба профиля имеют здесь одинаковую конфигурацию и отображают близкие соотношения в содержаниях окислов, что согласуется с однообразным составом пироксена, в целом несколько уменьшающегося количественно вверх по разрезу этой (нижней) части силла. Профиль  $\text{Al}_2\text{O}_3$  является как бы зеркальным отображением профиля  $\text{MgO}$ , что при почти постоянном содержании по разрезу  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  указывает на преимущественную концентрацию глинозема в минералах полевошпатовой группы.

Для верхней части силла, составляющей около  $\frac{1}{3}$  его мощности, свойственны многократно чередующиеся резкие изломы всех «окисловых профилей» в соответствии с характером расслоенности интрузива по признаку минералого-петрографического состава пород. При чрезвычайно сложном характере «окисловых профилей» тем не менее и здесь просматриваются общие тенденции в изменении содержания в породах их важнейших петрохимических компонент. Так, при вариациях  $\text{SiO}_2$

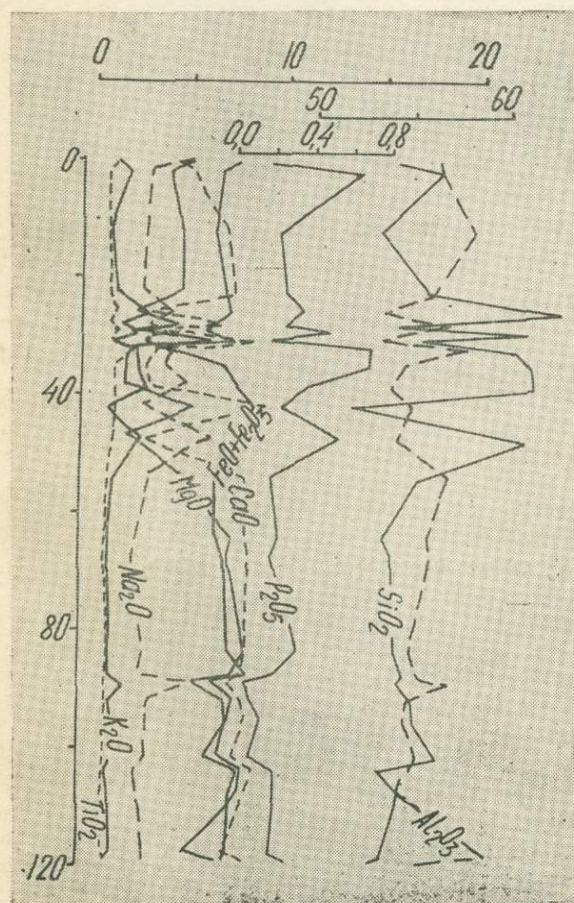


Рис. 2. Окисловые профили Макаровского силла

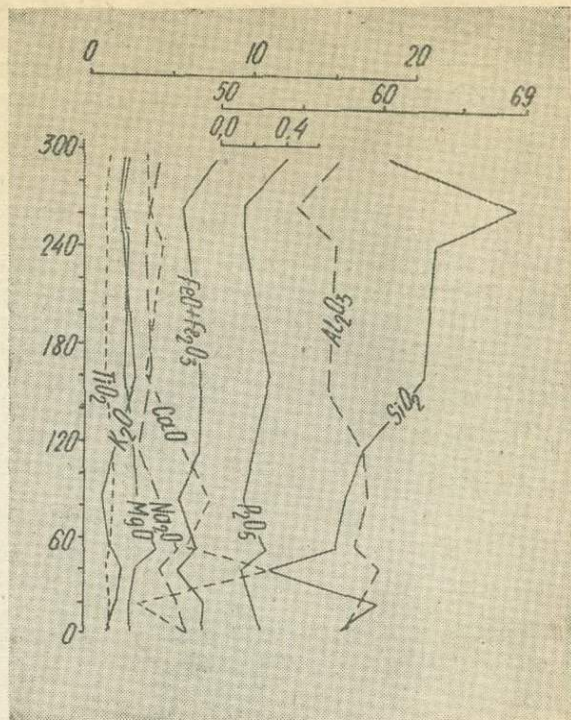


Рис. 3. Окисловые профили Нижнеугледарского силла

от 53,27 до 60,83% его содержание в целом заметно уменьшается в направлении кровли тела. Подобным же образом ведут себя профили  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  при колебаниях содержаний этих компонентов (0,69—1,74%; 2,48—5,01%, 1,01—2,81 и 0,17—0,67%) соответственно. Наоборот, количества  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в среднем несколько возрастают вверх по разрезу этой части силла, хотя и подвержены следующим резким изменениям в разных типах пород:  $\text{FeO}$ —2,58—4,47%;  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  — 5,68—8,35%;  $\text{MgO}$  — 1,43—6,21%;  $\text{CaO}$  — 2,54—8,25% и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14,99—19,50%.

Заслуживают быть отмеченными следующие общие закономерности в поведении «окисловых профилей» этой части силла:

1) Как и для нижней части тела, профили  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  располагаются субпараллельно один другому, являясь как бы зеркальным отображением профиля  $\text{CaO}$ , что характеризует изменение состава минералов полевошпатовой группы.

2) Профиль  $\text{CaO}$  по своей конфигурации тождествен профилю  $\text{MgO}$ . Последний, в отличие от нижней части силла, не зеркально отображает профиль  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а имеет близкую к нему конфигурацию.

3) Профиль  $\text{FeO}$  по-разному соотносится с профилем  $\text{MgO}$ . Если для кварцевых долеритов увеличение содержания  $\text{MgO}$ , как правило, сопровождается возрастанием абсолютных величин  $\text{FeO}$ , то в пегматоидных долеритах и долерит-пегматитах заметно возрастает содержание  $\text{FeO}$  при одновременном резком уменьшении магнезии. Это объясняется резким возрастанием железистости пироксенов в заключительную стадию кристаллизации остаточного магматического расплава.

4) Резкое увеличение количеств  $\text{SiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  также наблюдается в породах, образовавшихся на завершающем этапе становления интрузива.

Нижнеугледарский силл (рис. 3) по характеру «окисловых профилей» резко отличается от Макаровского силла. Прежде всего обращает на себя внимание расположение профиля  $\text{MgO}$  повсеместно левее профиля  $\text{FeO}$ , что свидетельствует о значительно большей железистости пирок-

сенов пород этого силла по сравнению с пироксенами Макаровского интрузива. Далее, над закаленным основанием тела наблюдается заметная концентрация MgO (обр. 203), обусловленная скоплением здесь наиболее магнезиальных пироксенов, которые, видимо, кристаллизуются одними из первых, опускались к закаленному «дну». В этом отношении Нижнеугледарский силл сходен с описанным А. Б. Эдвардсом (1950) долеритовым силлом горы Веллингтон Тасмании.

Характер поведения отдельных «окисловых профилей» по разрезу силла сводится к следующему:

При колебаниях содержания K<sub>2</sub>O от 0,67 до 2,70% наблюдается его общее уменьшение вниз по разрезу силла. Такая же тенденция характерна для профилей SiO<sub>2</sub>, количество которого по разрезу изменяется в пределах 53,08—68,34%, и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Содержания же таких компонентов, как Na<sub>2</sub>O, CaO, MgO, FeO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в целом вниз по разрезу тела возрастают при их колебаниях: 2,93—5,87%; 2,88—10,95%; 1,75—4,01%, 3,68—5,63% и 12,67—17,83% соответственно.

Конфигурация «окисловых профилей» в совокупности отражает особенности дифференциации расплава в процессе его кристаллизации, заключающейся в осаждении ранее выкристаллизовавшихся пироксенов и плагноклазов при одновременном обратном перемещении остаточного расплава, образовавшего обогащенные кремнеземом породы верхней части силла, включая гранофиры (обр. 211).

Верхнеугледарский силл характеризуется практически вертикальным положением большинства «окисловых профилей» (рис. 4), что подчеркивает принадлежность его типу недифференцированных пластовых интрузивов. Лишь в приконтактных (закаленных) зонах тела наблюдается увеличение SiO<sub>2</sub> при одновременном уменьшении MgO и CaO, которое связано с ассимиляцией расплавом контактовых зон интрузива высококремнистых вмещающих пород. Заслуживает внимания лишь близкое (с перекрытием) местоположение профилей MgO и FeO, чем Верхнеугледарский силл отличается как от Макаровского, так и от Нижнеугледарского.

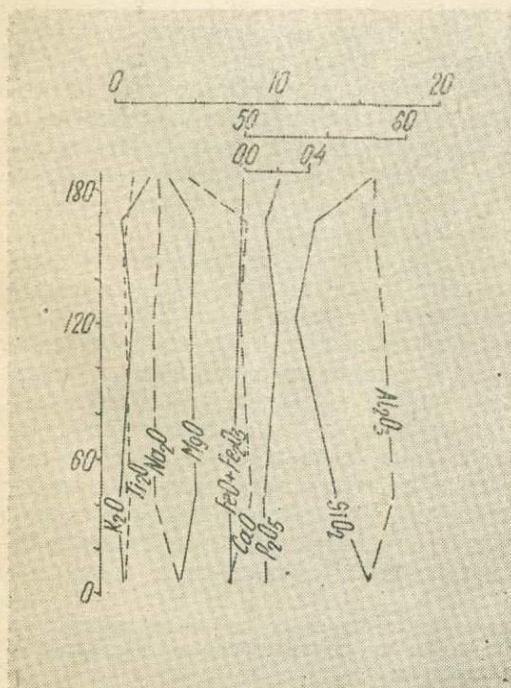


Рис. 4. Окисловые профили Верхнеугледарского силла

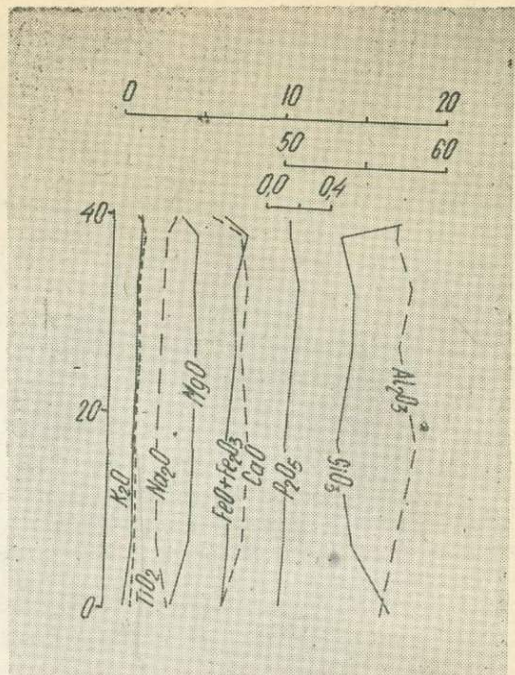


Рис. 5. Окисловые профили Лесозаводского силла

Лесозаводский силл по характеру поведения «окисловых профилей» (рис. 5) практически тождествен Верхнеугледарскому. Здесь также незначительно увеличивается количество  $\text{SiO}_2$  и уменьшается  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  в заключенных зонах в результате ассимиляции расплавов вмещающих пород.

Отсутствие изломов «окисловых профилей» свойственно и недифференцированному силлу горы Ленинской (рис. 6), который, как Верхнеугледарский и Лесозаводский интрузивы, чрезвычайно однообразен по количественным соотношениям и составу основных породообразующих минералов слагающих его пород.

**Исходный состав магматического расплава.** Образующие рассматриваемый комплекс силлы, штокообразные тела и дайки обычно имеют закаленные краевые части, мощность которых в зависимости от размеров тел варьирует от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Поскольку сколько-нибудь заметных следов химического взаимодействия расплава с вмещающими породами, как правило, не наблюдается, составы пород закаленных краевых частей интрузивов, видимо, почти соответствуют составу родоначальной магмы.<sup>1</sup>

Показательно, что долеритовые порфириды закаленных частей разных интрузивных тел, располагающихся на десятки километров один от другого, характеризуются удивительным однообразием минералогопетрографического состава. Это находит отражение и в результатах химического анализа пород (табл. 2), по большинству компонентов очень сходных между собой. Вместе с тем, нельзя не заметить и некоторых различий в химическом составе анализированных долеритовых порфиритов. Так, обращает на себя внимание аномально высокое содержание кремнезема в долеритовых порфиритах нижнего и верхнего эндоконтактов Лесозаводского силла (5 и 6 в табл. 2). По всей видимости, это связано с тем, что данный силл является единственным представителем интрузивов комплекса, в которых наблюдается ассимиляция долерито-

<sup>1</sup> Некоторые отличия состава образований закаленных частей интрузивов от состава исходной магмы обусловлены, по-видимому, только потерями из расплава летучих веществ в процессе его кристаллизации.

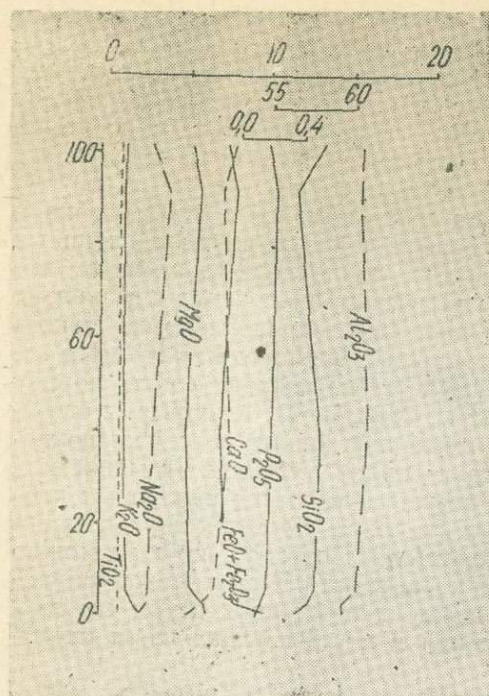


Рис. 6. Окисловые профили г. Ленинской

вой магмой вмещающих пород, представленных здесь верхнемеловыми песчаниками с содержанием кремнезема около 62—66%.

Следовательно, средний состав долеритовых порфиритов закален-

Таблица 2

Химические составы долеритовых порфиритов  
(закаленные фации силлов и даек), вес, %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	Средний состав*
SiO <sub>2</sub>	52,97	54,04	54,17	54,40	57,20	57,31	53,90
TiO <sub>2</sub>	0,69	1,08	0,74	0,50	1,13	1,16	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,17	17,64	11,51	16,36	16,77	17,08	16,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,02	3,77	2,65	2,14	1,74	1,70	2,65
FeO	6,06	3,66	5,73	5,41	5,15	4,73	5,21
MnO	0,22	0,12	0,07	0,09	0,06	0,07	0,12
MgO	4,82	4,94	5,43	3,80	3,71	3,77	4,97
CaO	8,45	3,81	5,59	7,47	6,92	5,67	6,33
Na <sub>2</sub> O	2,40	5,01	4,38	5,00	3,45	3,43	4,20
K <sub>2</sub> O	0,75	1,07	1,87	1,52	0,74	1,29	1,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,17	0,14	0,08	0,14	0,14	0,11
S	0,10	0,03	0,16	—	0,13	0,11	0,07
nnn	1,62	2,71	2,81	2,73	1,34	1,95	2,48
H <sub>2</sub> O	2,85	1,93	1,22	0,63	1,15	1,59	1,66
Сумма	99,18	99,98	100,47	100,13	99,63	100,00	100,17

Примечание: 1 — обр. 2083 (коллекция В. И. Нарыжного); 2 — обр. 4420<sup>е</sup> (р. Марковна); 3 — обр. 4440<sup>г</sup> (р. Банан); 4 — обр. 4453<sup>а</sup> (ручей Безымянный); 5 — обр. 4430<sup>п</sup> (р. Акация); 6 — обр. 4430<sup>в</sup> (р. Акация).

\* При подсчете среднего состава долеритового порфирита исключены результаты анализа пород крайних частей Лесозаводского силла (анализы 5, 6), содержащих в заметных количествах ксенолиты вмещающих пород.

ных частей интрузивов, приведенный в табл. 2, может рассматриваться в целом близко соответствующим составу исходного для пород описываемого комплекса магматического расплава. Последний соответствует толентовому типу магм, однако отличается от приводимого В. Кеннеди (Kennedy, 1933) типичного толеит-базальтового расплава относительным обогащением кремнеземом, глиноземом, щелочами и недостатком окиси кальция и суммарного количества  $Fe_2O_3$  и  $FeO$ .

Рассмотрение химического состава пород комплекса (табл. 1) показывает, что имеются определенные различия и в химизме однотипных образований из разных интрузивных тел. Это наводит на мысль, что исходный для разных интрузивов магматический расплав был несколько различным по своему составу. Для проверки справедливости такого предположения произведен подсчет средневзвешенного химического состава отдельных пластовых интрузивных тел по разрезам, «окисловые» профили вдоль которых приведены ниже (рис. 2—6). Результаты расчетов, проведенных с использованием химических анализов всех разновидностей пород в вертикальных разрезах силлов с учетом их мощности, показывают, что средневзвешенный химический состав различных пластовых интрузивных тел не постоянен (табл. 3) практически ни по одному из характеризующих его компонентов. Поэтому вряд ли можно сомневаться в том, что исходный для разных тел расплав имел неодинаковый химический состав, видимо, обусловленный процессами его глубинной дифференциации до поступления к местам становления интрузивов (рис. 7).

Средний состав пластовых интрузивных тел, приведенный в табл. 3, по всей видимости, должен быть близок составу родоначальных для комплекса магмы<sup>1</sup>, за исключением, конечно, летучих. Действительно, как видно из совместного рассмотрения данных табл. 2 и 3, средний состав пластовых интрузивных тел комплекса очень близок среднему составу долеритовых порфиритов из закаленных частей интрузивов, который выше отождествляется нами с составом магмы, исходной для комплекса в целом. Незначительные различия в составах тех и других, выражающиеся в некотором обогащении среднего состава пластовых тел кремнеземом и щелочами, по сравнению со средним составом долеритовых порфиритов из зон закалки интрузивов, обусловлены, скорее всего, тем, что в последнем случае рассматривались и породы рвущих тел. Если учесть, что эти тела являются подводными каналами и промежуточными камерами для среднемиоценовых вулканов и сложены более основными, нежели интрузивные породы силлов, породами базальтового, андезито-базальтового состава, то отмеченные различия представляются естественными и легко объяснимыми.

Следовательно, средний химический состав долеритовых порфиритов закаленных частей интрузивных тел (табл. 2) наиболее близко отвечает составу исходного для комплекса долеритов магматического расплава.

**Сравнение с базальтоидными сериями подвижных зон и тектонически устойчивых областей.** Исходная толентовая магма комплекса долеритов Западно-Сахалинских гор, как следует из табл. 4,<sup>2</sup> достаточно специфична и не находит полных аналогов среди известных базальтоидных магматических расплавов как подвижных зон, так и устойчивых областей Земли.

С одной стороны, по содержанию кремнезема, суммарного количе-

<sup>1</sup> Для верного суждения о вероятном составе исходного для комплекса расплава необходимо было учесть и средний химический состав рвущих тел. Однако последний может быть оценен лишь весьма приблизительно, так как достоверность количественных соотношений проанализированных типов пород рвущих тел не может быть строго доказана.

<sup>2</sup> В табл. 4 приведены средние составы магм и типов пород различных магматических провинций в пересчете на 100% при отсутствии воды.

Средневзвешенные химические составы пластовых и рвущих интрузивных тел комплекса

Компо- ненты и коэффи- циенты	Пластовые интрузивы (силлы)					Средний состав силлоя	Средний со- став рвущих тел*	Средний со- став эффу- зивов чехов- ской свиты
	Макаров- ский	Нижнеуг- ледарский	Верхнеуг- ледарский	Лесозавод- ский	горы Ленинской			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	55,80	57,19	57,38	54,26	57,55	56,44	54,70	54,99
TiO <sub>2</sub>	0,92	1,12	0,95	1,24	0,76	1,00	0,85	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,99	16,79	16,01	17,81	15,37	16,59	17,80	18,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	1,47	2,14	1,66	2,25	2,12	3,50	3,25
FeO	3,76	4,74	5,05	5,62	5,27	4,89	4,20	4,05
MnO	0,07	0,06	0,09	0,06	0,08	0,07	0,08	0,08
MgO	4,94	2,85	3,24	4,77	5,26	4,21	4,40	4,20
CaO	6,58	7,54	5,93	7,88	6,89	6,95	7,90	8,60
Na <sub>2</sub> O	3,00	5,02	3,34	2,74	2,76	3,37	2,90	2,70
K <sub>2</sub> O	1,37	1,24	1,53	1,19	1,15	1,30	1,32	1,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,20	0,17	0,17	0,19	0,20	0,18	0,10
nnn	1,35	2,10	2,01	1,51	1,47	1,69	1,55	1,48
Сумма	100,00	100,85	99,63	99,87	99,83	99,83	99,38	99,78
A = $\frac{Na_2O+K_2O}{SiO_2}$	6,7	9,8	7,2	6,3	6,4			
F = $\frac{Na_2O+K_2O}{FeO+Fe_2O_3+MgO} \cdot 100$	32,6	64,4	42,3	22,1	44,5			
K = $\frac{K_2O}{Na_2O+K_2O} \cdot 100$	23,8	13,8	23,2	22,8	22,5			
N = $\frac{Na_2O}{Fe_2O_3+Fe} \cdot 100$	66,6	109,5	63,1	49,4	51,1			

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$M = \frac{\text{MgO}}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} \cdot 100$		62,7	49,3	48,4	57,2	60,0			
$G = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100$		43,0	53,5	55,1	45,7	43,6			
$\sigma = \frac{\text{Alk}^2}{\text{SiO}_2 - 43}$		1,5	2,8	1,7	1,3	1,05			

Примечание: в таблице приведен дополнительно средний состав среднемиоценовых эффузивов (16 анализов).

\* Средний состав рвущих тел (23 анализа) подсчитан, несомненно, с меньшей степенью достоверности, нежели средневзвешенные и средние составы пластовых тел эффузивов, в силу невозможности точного количественного определения объемов тех или иных разновидностей слагающих их пород.

Средние химические составы пород отдельных областей проявления базальтоидного магматизма

Компо- ненты	1	2а	2б	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	56,1	51,9	52,5	53,3	54,0	51,3	52,9	49,8	56,2	52,0	56,5	56,9	55,1	56,0
TiO <sub>2</sub>	0,8	1,1	1,0	0,6	0,7	1,9	2,2	2,0	2,3	2,5	0,8	1,0	0,9	0,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,1	15,5	15,4	16,4	16,1	14,0	15,2	15,6	14,9	17,3	17,9	18,0	17,7	18,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,8	1,0	1,2	0,5	0,8	3,3	2,4	3,5	1,3	4,6	4,2	3,1	3,6	4,4
FeO	5,4	9,7	9,3	8,3	7,4	10,1	7,6	8,9	10,3	5,2	4,3	5,3	5,4	4,1
MnO	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
MgO	5,2	8,2	7,1	6,7	7,0	5,5	6,7	6,3	2,4	4,7	3,7	3,5	4,7	4,2
CaO	6,6	9,7	10,3	11,5	11,1	9,8	8,2	9,2	6,7	7,7	8,2	7,8	9,1	8,2
Na <sub>2</sub> O	4,4	1,8	2,1	1,6	1,8	2,8	3,3	2,8	3,2	3,3	2,9	3,3	2,6	2,9
K <sub>2</sub> O	1,4	0,7	0,8	0,9	1,0	0,7	1,0	1,3	1,7	1,5	1,3	0,9	0,7	1,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,1	0,1	—	—	0,3	0,4	0,4	0,8	1,0	—	—	—	—
Число анализов	4	6	43	6	3	16	—	10	1	—	25	12	5	30

Примечание: 1 — средняя закаленная фаза интрузивов долеритов Западно-Сахалинских гор; 2а — средний закаленный базальт Карру (Уокер и Польдерварт, 1950); 2б — средний долерит Карру (Уокер и Польдерварт, 1950); 3 — средний закаленный базальт Тасмании (Уокер и Польдерварт, 1950); 4 — средний долерит Кана (Уокер и Польдерварт, 1950); 5 — средний базальт Де-Отаго (Уокер и Польдерварт, 1950); 6 — средняя магма северо-восточного провинции (Уокер и Польдерварт, 1950); 7 — средний долерит Западной порфириформной верхнепалеозойских траппов Кузбасса (Кутюлин, 1963); 8 — краевой долеритовый пироксено-оливиновый гиабазальт северного побережья Охотского моря (Сперанская, 1963); 9 — основной андезит северных Курильских островов (Горшков, 1967); 10 — основной андезит северных Курильских островов (Горшков, 1967); 11 — основной андезит центральных Курильских островов (Горшков, 1967); 12 — андезито-базальт южных Курильских островов (Горшков, 1967); 13 — андезито-базальт Восточной Камчатки (Горшков, 1967).

ства окиси и закиси железа она сходна со средними составами основных андезитов и андезито-базальтов орогенных андезитовых формаций геантиклинальных поднятий островных дуг, но заметно отличается от них меньшим содержанием глинозема и извести и большим — магнезии и щелочей. Существенно различными представляются и условия проявления долеритового магматизма Западно-Сахалинских гор и андезитового магматизма островных дуг. Если в первом случае долеритовая магма образовала преимущественно пластовые интрузивные тела (силлы) при ограниченных проявлениях магматического процесса в форме вулканизма, то во втором — андезитовая магма поступает к земной поверхности главным образом в результате вулканических извержений и, как правило, не образует значительных пластовых интрузивов.

С другой стороны, долеритовая магма Западно-Сахалинских гор по условиям проявления в структуре земной коры близка к толеитовым базальтоидным расплавам тектонически устойчивых областей, исходным для пород трапповых формаций. Однако по своему химизму она существенно отличается от большинства трапповых магм большим содержанием кремнезема, глинозема и щелочей; заметно меньшим — суммарного количества  $FeO$  и  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $MgO$  и  $CaO$ .

Как видно из данных, приведенных в табл. 4, долеритовая магма Западно-Сахалинских гор по особенностям своего состава ближе всего долеритам Тасмании, Антарктики, верхнепалеозойских траппов Кузбасса, палеогеновых гялобазальтов северного побережья Охотского моря.

Так, она очень близка к среднему долериту Тасмании и Антарктики по содержанию таких компонентов, как окись титана, глинозем и суммарное железо, но в то же время отличается от них несколько большим содержанием кремнезема, заметно большим — щелочей и меньшим —  $MgO$  и  $CaO$ . По содержанию кремнезема, извести и щелочей долеритовая магма Западно-Сахалинских гор соответствует составу долеритового порфирита из зоны закалки сыркашевского силла Кузбасса,<sup>1</sup> отличаясь от него большими содержаниями окиси магния, но гораздо меньшими суммарного железа и окиси титана. Наконец, с составом палеогеновых гялобазальтов северного побережья Охотского моря ее сближает примерно одинаковое содержание глинозема, окисей магния, кальция, натрия и калия при большей, однако, кремнеземистости и меньшем содержании окиси титана и суммы  $FeO+Fe_2O_3$ .

Таким образом, из вышеизложенного следует, что в составе долеритовой магмы Западно-Сахалинских гор нет практически ни одного компонента, который в подобных же количествах не встречался бы в составе среднего долерита той или иной провинции траппового магматизма. Спецификой этой магмы является лишь неизвестное ранее соотношение между отдельными компонентами ее состава. Если же учесть, что «конкретные трапповые комплексы не так уж однообразны по своему составу» (Кузнецов, 1964, стр. 248), то, видимо, нет неожиданного в появлении в рассматриваемом районе расплава, отличающегося от расплавов, проявившихся в других районах Земли. Уместно напомнить, что Г. Д. Феоктистов (1961) показал существование в природе ряда конкретных базальтоидных расплавов, химический состав которых посте-

<sup>1</sup> В. А. Кутюлин (1963) полагает, что состав этого порфирита вряд ли соответствует составу исходного расплава, поскольку аномально высокое содержание в нем кремнезема; по мнению этого исследователя, видимо, обусловлено ассимиляцией магмой вмещающих пород. Однако, как видно из приводимой им таблицы химических анализов верхнепалеозойских траппов (стр. 67), долеритовый порфирит из зоны закалки сыркашевского силла по всем другим компонентам химического состава чрезвычайно сходен с остальными разновидностями пород этого силла. Поэтому, если ассимиляция вмещающих пород трапповой магмой в зоне контакта силла и имела место, то она привела, по-видимому, только к незначительному увеличению кремнеземистости выкристаллизовавшихся из расплава пород.

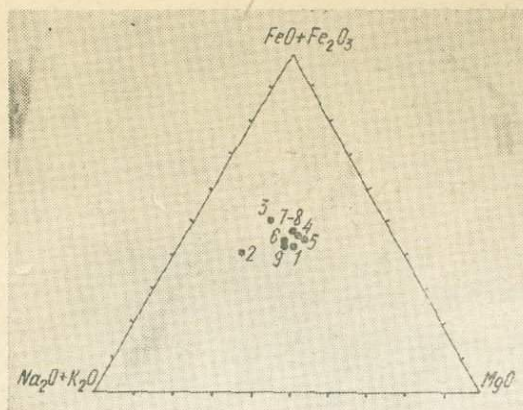


Рис. 7. Направление дифференциации в долеритах Западно-Сахалинских гор

пенно изменяется от типично толеитового до типично оливин-базальтового. Но коль это справедливо, то нельзя не согласиться с Ю. А. Кузнецовым (1964), который, говоря о разнообразии базальтоидных расплавов, приходит к следующему выводу: «Колеблющийся химизм исходных базальтовых магм, вероятнее всего, является первичной их особенностью, связанной, с одной стороны, с различиями состава субстрата, за счет которого они возникают, а с другой — с изменением состава и свойств сквозьмагматических растворов и, следовательно, с изменением самого хода процесса магмообразования» (стр. 249).

Следовательно, принимая во внимание все изложенные данные и учитывая условия проявления среднеиоцевого магматизма в районе восточных склонов Западно-Сахалинских гор, сформировавшийся здесь в это время комплекс долеритов представляется возможным рассматривать в качестве представителя ряда трапповых формаций. Поскольку последние характеризуются существенной изменчивостью своего состава, Ю. А. Кузнецов (1964) справедливо ставит вопрос о возможности выделения внутри траппового формационного типа ряда подтипов или субформаций, различающихся между собой по преобладанию разновидностей составляющих их пород. Поскольку рассмотренный интрузивный комплекс образован породами, возникшими в процессе кристаллизации исходного расплава, состав которого в целом соответствует андезитобазальту — основному андезиту, его, по-видимому, правомерно относить к не описывавшемуся ранее толеитовому андезито-базальтовому подтипу траппового формационного типа магматических образований.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. — М., «Наука», 1967.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. — М., «Недра», 1964.
- Кутюлин В. А. Трапповая формация Кузбасса. — «Труды ин-та геологии и геофизики», Новосибирск, 1963.
- Сперанская И. М. Кайнозойская формация плато-базальтов северного побережья Охотского моря. — «Геология и геофизика», № 2, 1962.
- Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты карру Южно-Африканского Союза. — В кн. «Геология и петрография трапповых формаций». М., ИЛ, 1950.
- Феоктистов Г. Д. Петрография траппов среднего течения р. Ангары. — «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та», 1961, в. 7.
- Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании. — Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950.

Rooney W. Trends of differentiation in basaltic magmas. — "Amer. J. Sci.", 1933, v. 25.



## БАЗАЛЬТ-РИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Э. Н. Казакова, М. И. Стрельцов

Древнейшие образования Командорских островов — базальты и риолиты. В данной статье рассматриваются породы базальтоидного ряда командорского комплекса, образующие вместе с риолитами базальт-риолитовую ассоциацию.<sup>1</sup>

Базальтоиды и продукты их дезинтеграции играют ведущую роль в строении командорского комплекса, который на о-ве Медный залегает на риолитовых образованиях медновского комплекса, а на о-ве Беринга слагает основание вскрывающегося разреза. На о-ве Медный вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы командорского комплекса слагают моноклиналь, которая прослеживается в виде узкой (1—4 км) и протяженной (около 20 км) полосы от среднего течения ручья Бобровый на юго-восток до мыса Гладковский. Северо-западный отрезок моноклинали характеризуется крутым (до 80°) падением слоев на юго-запад; юго-восточнее моноклинали постепенно выволаживается до 30—40°, а в районе бухт Жировая и Гладковская ее простираение меняется на субширотное. Отдельные выходы пород командорского комплекса можно наблюдать также на мысах Сулковского и Корабельный и в бух. Корабельная.

В составе комплекса на о-ве Медный повсеместно выделяются три толщи, «нижняя»<sup>2</sup> и верхняя из которых сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами базальтового состава, а средняя по составу и особенностям строения приближается к тонкообломочным и карбонатным породам вышележащего прибрежного комплекса.

В районе пос. Преображенское на слоистых риолитовых туфах структурно согласно, но, по-видимому, с некоторым перерывом залегают вулканогенные образования нижней толщи (рис. 1), в составе которой обособляются (снизу вверх):

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Базальты миндалекаменные с подушечной отдельностью; промежутки между подушками выполнены карбонатно-глинистым материалом, нижний контакт неровный с карманами глубиной до 1—2 м  | 25 м; |
| 2. Туфы базальтовые псаммитовые, плитчатые  | 5 м;  |
| 3. Базальты массивные   | 6 м;  |
| 4. Конгломераты валунные и крупно-галечные, вулканические брекчии; обломки и гальки представлены в основном базальтами, андезито-базальтами, в меньшей степени риолитами, кварцевыми кератофирами, туфами риолитов и кварцевых кератофиров, габброидами и диабазами | 2 м;  |
| 5. Туфы базальтовые, аналогичные породам слоя 2   | 2 м;  |
| 6. Базальты с подушечной текстурой, аналогичные базальтам слоя 1  | 20 м; |
| 7. Вулканические брекчии с прослоями туфоконгломератов  | 60 м. |
- Общая мощность толщи в этом районе — 120 м.

<sup>1</sup> Характеристика магматических пород риолитового состава содержится в ранее опубликованной работе (Казакова и др., 1976).

<sup>2</sup> Нижняя толща по своему объему более всего соответствует «конгломератам подошвы» И. Морозевича (Морозевич, 1912; Morozewicz, 1925).

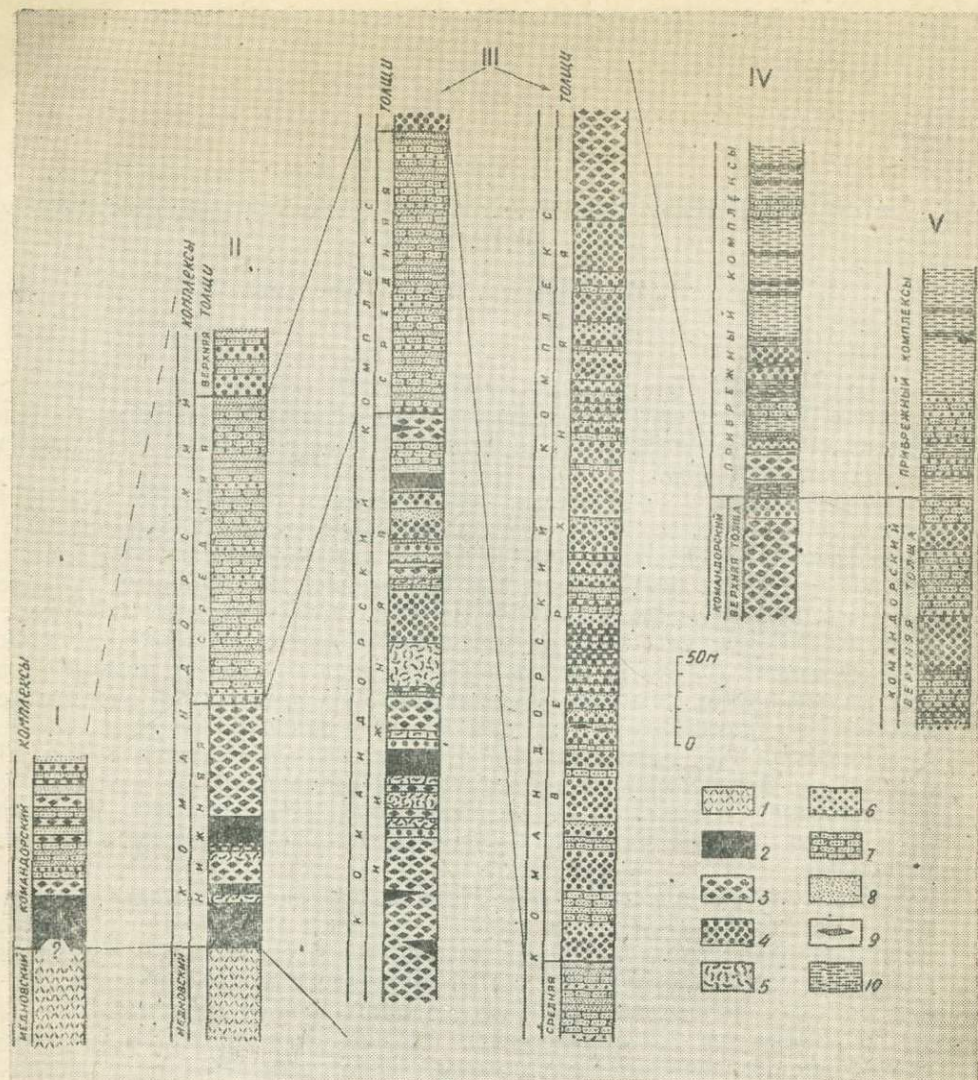


Рис. 1. Схема сопоставления геологических разрезов командорского комплекса: I — о-ва Беринга (бухты Изюговая и Перешеек); II—V — о-ва Медный (II — пос. Преображенское, III — бух. Гладковская, IV — мыс Корабельный, V — гора Гаванская):

1 — риолитовые образования медновского комплекса, 2—9 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования командорского комплекса, 2 — лавовые потоки базальтового и спилитового составов, 3 — преимущественно вулканические брекчи базальтового состава, 4 — преимущественно туфоконгломераты, 5 — туфы базальтового и спилитового составов, 6 — гравелиты, 7 — песчаники, 8 — алевролиты, 9 — линзы углей, 10 — ритмичное чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремней и известняков прибрежного комплекса

Выше, с постепенным переходом, залегает толща серых и светло-серых, порой белесоватых на поверхности выветривания, тонкопереслаивающихся, часто кремнистых песчаников, алевролитов, аргиллитов с редкими прослоями известняков, суммарная мощность которой составляет около 150 м. Разрез надстраивается слагающими гору Гаванская туфоконгломератами и вулканическими брекчиями верхней толщи, мощность которой составляет около 700 м (графическое определение).

Для нижней толщи характерны резкая фациальная изменчивость, непостоянство мощностей. Так, в бух. Гладковская, где мощность нижней толщи по сравнению с рассмотренным районом увеличивается более чем в два раза, снизу вверх по разрезу вскрываются:

1. Вулканические брекчии крупно- и среднеобломочные, агломераты, переходящие в лавобрекчии;<sup>1</sup> к верхам разреза насыщенность брекчий обломками уменьшается, появляются прослой грубозернистых туфопесчаников и туфоконгломератов; обломки и гальки представлены в основном базальтоидами, лишь изредка встречаются зеленокаменно-измененные породы риолитового состава; цемент пород туфогенный псефитовый и псаммитовый — результат дезинтеграции пород базальтового состава . . . . . более 70 м;
2. Туфоконгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу переслаиванием вулканических брекчий и туфов базальтового состава (мощность слоев от 4 до 10 м) . . . . . 35 м;
3. Лавовый поток базальтов, залегающий на эродированной поверхности пород слоя 2 . . . . . 15 м;
4. Переслаивание туфоконгломератов, базальтовых туфов, вулканических брекчий и агломератов базальтового состава (мощность слоев от 2 до 30 м) . . . . . 90 м;
5. Тонкое переслаивание мелкозернистых туфопесчаников, гравелитов и мелкообломочных вулканических брекчий . . . . . 20 м;
6. Ритмичное чередование мелкообломочных туфоконгломератов и тонкопереслаивающихся мелкозернистых туфопесчаников и туфогравелитов . . . . . 38,5 м;
7. Базальты с подушечной отдельностью, пересеченные многочисленными тонкими прожилками цеолитов и карбонатов . . . . . 8 м;
8. Туфопесчаники средне- и крупнозернистые и туфогравелиты, сменяющиеся вверх по разрезу туфами базальтовыми псаммитовыми кристалло-литокластическими . . . . . 17,5 м;
9. Вулканические брекчии и туфолавобрекчии базальтового состава . . . . . 15 м.

Суммарная мощность нижней толщи более 280 м.

Выше, как и в районе пос. Преображенское, с постепенным переходом залегают 150-метровая толща тонкопереслаивающихся светлых желтовато-серых и более темных зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Эта толща разделена здесь надвое пластообразной согласной с напластованием вмещающих пород интрузивной залежью долеритов, переходящих в краевых частях тела в базальты. Мощность залежи около 100 м.

На эродированной поверхности пород средней толщи структурно согласно залегают конгломераты верхней толщи. Отличительной чертой строения этой части разреза комплекса является ритмичность, обусловленная закономерным чередованием в разрезе туфоконгломератов, вулканических брекчий, туфогравелитов, туфопесчаников, известковистых алевролитов и аргиллитов. Различаются макроритмы, мезоритмы и, реже — микроритмы. Мезоритмы мощностью от 2—3 м до 40 м состоят из грубозернистых пород, сменяющихся вверх по разрезу более тонкозернистыми. Туфоконгломераты и вулканические брекчии, как правило, преобладают в каждом мезоритме; отношение их мощности ( $c$ ) к мощности гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов ( $p$ ) колеблется в мезоритмах от 0,5 до 20 (обычно больше единицы); кровля мезоритмов, как правило, отвечает поверхности размыва, контакт конгломератов вышележащего мезоритма с более тонкослоистыми и тонкозернистыми породами подстилающего мезоритма резкий и неровный. Мезоритмы верхней толщи можно объединить в несколько макроритмов, для каждого из которых характерно уменьшение мощности мезоритмов (снизу вверх по разрезу). В разрезе верхней толщи в бух. Гладковской выделяются 5 таких макроритмов (снизу вверх):

<sup>1</sup> Аналогичные образования мощностью около 70—80 м залегают на риолитовых туфах в районе морского побережья между мысами Саклова и Трофимовский.

1. Макроритм состоит из 3-х мезоритмов мощностью 40, 30 и 90 м и с/р соответственно — 1, 3,3 и 7 . 79 м;
2. 14 мезоритмов последовательно сменяют друг друга вверх по разрезу, уменьшаясь по мощности от 30 до 2,7 м; с/р уменьшается от 5 в нижнем мезоритме до 1 в третьем снизу мезоритме, в 5—7-м мезоритмах оно увеличивается до 3,5—5,3, затем вновь уменьшается до 0,7 (11-й мезоритм) и возрастает до 4,4 в последнем . 106 м;
3. 5 мезоритмов; их мощность уменьшается снизу вверх по разрезу от 13 до 3,7 м; с/р увеличивается от 0,4—0,6 до 4—11 . 43 м;
4. 8 мезоритмов; мощность ритмов убывает снизу вверх по разрезу от 20—32 до 5—6 м; с/р уменьшается от 15—20 до 4—5 . 85 м;
5. 4 мезоритма, мощность которых (снизу вверх) — 13, 19, 5, 8 м; с/р соответственно — 3, 2, 18 и 6 . 60,5 м.

Выше залегает 30-метровая пачка мелкогалечных туфоконгломератов, переходящих вверх по разрезу в среднегалечные туфоконгломераты и среднеобломочные вулканические брекчи. Разрез командорского комплекса заканчивается грубым переслаиванием средне- и крупнообломочных, порой до глыбовых, вулканических брекчий с прослоями туфоконгломератов. Видимая мощность этой части разреза не менее 60 м.

Суммарная мощность верхней толщи командорского комплекса в бух. Гладковская более 460 м.

Грубослоистые образования командорского комплекса вверх по разрезу постепенно сменяются тонкослоистыми и тонкозернистыми осадочными породами прибрежного комплекса. Характер перехода, изучавшийся нами в районе бух. Корабельная и горы Гаванская, изображен на стратиграфических колонках (рис. 1).

Вулканогенно-осадочные образования командорского комплекса о-ва Беринга по сравнению с таковыми о-ва Медный более тонкозернистые, лучше отсортированные и содержат меньшее количество вулканического материала. Их видимая мощность составляет здесь несколько сот метров. Один из разрезов комплекса вскрывается в береговых обрывах бухт Изюговая и Перешеек (снизу вверх):

1. Базальты в нижней части разреза со столбчатой, в верхней — с подушечной отдельностью . 50 м;
2. Мелко- и среднеобломочные вулканические брекчи базальтового состава и туфогравелиты . 7—15 м;
3. Песчаники и алевролиты темно-серые и серые, мелкозернистые, ритмично чередующиеся с прослоями средне- и крупнозернистых туфопесчаников и туфогравелитов, мощностью от 0,2 до 1 м . 25 м;
4. Ритмичное чередование пачек переслаивающихся песчаников и алевролитов мощностью от 5 до 10 м и 4—7-метровых пачек туфогравелитов; в разрезе появляются маломощные прослои светлоокрашенных сероватых, желтоватых и коричневатых, часто окремненных алевролитов и аргиллитов, характерных для вышележащего прибрежного комплекса . более 70 м.

Взаимоотношение командорского комплекса с медновским на о-ве Беринга не совсем ясно — лишь по косвенным данным (линзообразные прослои и ксенолиты риолитов и туфов риолитового состава в базальтах) можно вслед за И. Морозевичем (Morozewicz, 1925) предполагать, что риолитовые образования и здесь в целом древнее базальтоидов.

Структурно-текстурные различия и степень изменения первичных минералов позволяют различать среди эффузивных образований командорского комплекса базальты, спилиты, в различной степени спилитизированные миндалекаменные базальты, диабазы и оливиновые диабазы и базальты с интерсертальной, апоинтерсертальной, толеитовой, спилитовой и диабазовой структурами основной массы. Диабазы и оливиновые диабазы встречаются либо в центральных частях мощных лавовых по-

токов, либо слагают пластовые интрузивные залежи и штоки. Прочие базальтоиды встречаются в виде лавовых потоков с подушечной отдельностью, а также обломков и галек в вулканических брекчиях, туфах, туфоконгломератах и туфопесчаниках.

Основными петрогенными минералами пород являются битовнит порфирировых выделений (2—35%) и андезин-лабрадор основной массы, а также авгит и клинопироксен вкрапленников (2—7%) и основной массы. Количество темноцветных минералов в базальтоидах колеблется от 15 до 35%, достигая в оливиновых диабазах 53%, где наряду с уже отмеченными пироксенами появляются фенокристаллы энстатита, содержащего около 25% гиперстеновой молекулы и оливин (до 22%), в котором фаялитовая и форстеритовая молекулы находятся в отношении 1:10. Количество рудного минерала в базальтоидах достигает 7%; в оливиновых диабазах о-ва Беринга в небольшом количестве (десятые доли процента) присутствует шпинель. Из вторичных минералов наиболее широко распространены альбит, хлориты, карбонаты и цеолиты.

Вещественные и, вероятно, возрастные<sup>1</sup> аналоги вулканогенных образований командорского комплекса вскрываются на Ближних островах Алеутской гряды. Это породы так называемого фундамента мощностью более 2000 м, представленные подводными пирокластическими образованиями, столбчатыми и подушечными лавовыми потоками спилитов и кварцевых кератофилов, морскими аргиллитами, песчаниками, граувакками и конгломератами (Gates et al., 1971). В этих образованиях присутствуют силлы и дайки габбро и диабазов, которые, по мнению американских исследователей, комагматичны базальтам лавовых потоков, а также альбитовые граниты, близкие по составу к кварцевым кератофирам.

Единство места и времени излияний лав командорского и медновского комплексов дает основание рассматривать их как единую магматическую ассоциацию, а присутствие в комплексах, наряду со значительным количеством спилитов и кварцевых кератофилов, совершенно неизмененных базальтов и риолитов позволяет охарактеризовать первичные черты химизма этой ассоциации.

Химический состав пород исследуемой ассоциации охарактеризован 24 силикатными анализами риолитовых образований (Казакова и др., 1976) и 18 — базальтоидов (табл. 1).

Полярность составов и отчетливо выраженная натровая специализация риолитов и базальтоидов указывают на их принадлежность к группе вулканогенных контрастных формаций, которые, согласно Ю. А. Кузнецову (1964) и Т. И. Фроловой (1973), характерны для ранних этапов развития геосинклиналей. Полярность составов магматических образований базальт-риолитовой ассоциации Командорских островов отчетливо выступает на диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 2), где видно, что основная часть пород риолитового состава группируется вокруг значений  $b \sim 5$ , тогда как для базальтов  $b$  — менее 20. Исключение представляет лишь один анализ (обр. 108/7), отвечающий составу спилита с прожилками и миндалинами, выполненными кварцем и кальцитом. Согласно петрохимической классификации А. Н. Заварицкого, базальтоиды командорского комплекса относятся к слабо недосыщенным и недосыщенным  $SiO_2$ , бедным щелочами меланократовым породам, тогда как эффузивы медновского комплекса — пересы-

<sup>1</sup> Возраст отложений командорского комплекса, судя по определениям захороненных в них фораминифер и диатомовых водорослей, может быть позднепалеоценовым (Шмидт и др., 1973), а нижележащих риолитовых образований медновского комплекса — палеоценовым или еще более древним. Фаунистически не охарактеризованные толщи фундамента Ближних островов считаются американскими геологами позднемезозойскими или раннетретичными (Gates et al., 1971).

## Химический состав базальтоидов

Образец	108/1	179e	502	100a	502в	179б	108/3	2016/ 38a
SiO <sub>2</sub>	43,89	45,37	47,26	47,29	47,38	47,43	47,58	47,76
TiO <sub>2</sub>	0,45	1,11	0,71	0,68	0,76	1,20	0,67	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,58	14,20	18,39	14,64	13,00	15,78	13,71	15,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,89	3,15	2,84	7,98	5,29	4,03	4,70	7,25
FeO	3,48	6,46	6,82	3,03	4,74	4,36	3,70	5,41
MnO	0,29	0,19	0,14	0,18	0,22	0,22	0,20	0,02
MgO	3,37	14,80	6,18	3,14	10,15	8,06	3,07	5,80
CaO	19,56	9,50	9,86	11,42	10,04	10,51	16,51	7,18
Na <sub>2</sub> O	2,37	2,15	3,65	4,88	3,71	3,21	2,40	4,38
K <sub>2</sub> O	0,54	0,78	0,75	0,53	0,49	0,12	0,30	0,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,05	0,01	0,14	0,01	0,05	0,10	0,17
S	сл.	0,06	0,05	0,02	0,04	—	0,02	0,27
H <sub>2</sub> O	0,63	0,49	0,31	0,46	2,02	2,28	0,48	3,37
nnn	11,35	2,08	3,07	5,74	2,17	2,50	6,56	2,04
Сумма	100,42	100,39	100,04	100,13	100,02	99,75	100,00	100,09

## Числовые характери

a	6,4	5,7	9,6	12,0	8,7	7,5	6,1	10,8
c	4,5	6,3	8,1	4,2	4,1	7,2	6,7	5,9
b	34,8	37,5	25,0	27,0	33,7	28,4	28,5	25,8
S	54,3	50,5	57,3	56,8	53,5	56,9	58,7	57,5
f'	21	23	38	41	27	29	29	47
m'	18	64	44	21	50	50	19	40
c'	61	13	18	38	23	21	52	13
n	88	79	88	97	92	98	93	95
t	0,8	1,8	1,1	1,1	1,3	1,9	1,1	0,2
φ	10	7	9	30	13	13	15	25
Q	-8,7	-16,7	-12,7	-14,6	-14,5	-8,4	-1,5	-12,5
a/c	1,4	0,9	1,18	2,9	2,1	1,0	0,9	1,8

Примечание: 108/1 — миндалекаменный базальт, обломок из вулкани шпинелью, лавовый поток (о-в Беринга, бух. Изюговая); 502 — диабаз, пласто спилит, обломок из вулканической брекчи (о-в Медный, бух. Жировая); 502в — варнолит, лавовый поток (о-в Беринга, бух. Изюговая); 108/3 — миндалекаменный 2016/38a — спилит, лавовый поток (о-в Медный, пос. Преображенское); 9 — тизированный базальт, пластовая интрузивная залежь (о-в Медный, бух. Глад ровая); 502б — спилитизированный базальт, лавовый поток (о-в Медный, мыс Трофимовский); 2016/38б — спилит, лавовый поток (о-в Медный, пос. Пре бух. Гладковская); 108/14 — миндалекаменный базальт, обломок из вулканиче ломок из вулканической брекчи (о-в Медный, мыс Трофимовский); 108/7 — спи брекчи (о-в Медный, мыс Трофимовский).

щенные кремнеземом и бедные щелочами образования. Характерной чер той состава базальтоидов является присутствие в некоторых из них нор мативного нефелина (табл. 2).

Вопрос о происхождении контрастных формаций в настоящее вре мя оживленно дискутируется (Ю. А. Кузнецов, 1964; Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, 1961; Т. И. Фролова, 1973; и др.). Приведенные выше данные позволяют высказать на эту тему ряд соображений.

Прежде всего об условиях излияний лав базальт-риолитовой ассо циации Командорских островов. Накоплено достаточное количество дан ных о формировании кислой составляющей контрастных формаций в мелководных и наземных условиях, и материалы по эффузивным обра-

Таблица 1

## командорского комплекса

9	2г	507	5026	109	2016/ 386	2в	108/14	108/10	108/7
48,12	48,44	48,91	49,03	49,13	49,32	49,54	53,27	54,94	61,68
0,85	0,93	0,82	0,74	1,27	0,30	0,98	0,49	0,59	1,03
15,91	16,76	16,29	13,68	13,29	15,54	16,01	15,42	14,26	12,36
5,55	6,11	5,33	5,02	13,20	5,26	2,57	6,70	7,05	4,70
4,72	4,56	5,42	4,43	2,16	6,63	8,08	4,14	5,38	3,07
0,18	0,24	0,18	0,22	0,18	0,20	0,20	0,14	0,31	0,24
6,17	5,53	5,86	8,55	5,36	6,45	5,27	5,30	3,75	1,45
8,22	8,88	9,56	10,16	9,17	6,28	9,27	7,82	7,74	7,32
4,54	4,04	3,04	3,61	3,17	4,88	3,44	3,42	3,83	4,34
0,36	0,33	0,72	0,60	0,36	0,36	0,38	0,53	0,82	0,72
0,05	0,08	0,02	0,02	0,14	0,13	0,09	0,14	0,10	0,32
—	0,02	0,10	0,02	0,02	0,19	—	сл.	сл.	—
2,81	2,06	2,44	1,74	1,55	1,35	2,31	1,61	0,90	0,21
2,36	2,51	1,37	2,17	1,48	2,62	1,62	1,52	0,63	2,70
99,84	100,49	100,06	99,99	100,48	99,51	99,76	100,50	100,30	100,14

## стики по А. Н. Заварицкому

11,0	9,8	8,0	8,7	7,6	11,7	8,4	8,4	9,7	10,5
5,6	7,0	8,2	4,7	5,2	4,9	7,0	6,4	4,8	3,1
25,4	24,5	24,7	30,6	29,2	25,9	24,7	22,6	22,4	15,4
58,0	58,7	59,1	56,0	58,0	67,5	59,9	62,6	63,1	71,0
38	42	41	28	47	44	43	44	51	46
43	40	42	47	32	44	38	41	28	16
19	18	16	25	21	12	19	15	21	38
95	95	87	90	93	95	93	92	87	91
1,2	1,5	1,2	1,1	1,9	0,5	1,5	0,7	0,9	1,2
19	22	19	14	40	18	9	26	27	26
-11,6	-9,2	-6,0	-10,1	-4,4	-3,3	-4	2,0	2,0	19,9
1,96	1,4	1,0	1,8	1,5	2,4	1,2	1,3	2,0	3,4

ческой брекчии (о-в Медный, мыс Трофимовский); 179е — оливковый диабаз со вая интрузивная залежь (о-в Медный, бух. Жирова); 100а — миндалекаменный спилитизированный базальт, лавовый поток (о-в Медный, бух. Жирова); 179б — базальт, обломок из вулканической брекчии (о-в Медный, мыс Трофимовский); базальт, лавовый поток (о-в Беринга, мыс Гладковский); 2г — частично спилитовская); 507 — диабаз, пластовая интрузивная залежь (о-в Медный, бух. Жирова); 109 — диабаз, пластовая интрузивная залежь (о-в Медный, ображенское); 2в — базальт, пластовая интрузивная залежь (о-в Медный, ской брекчии (о-в Медный, мыс Трофимовский); 108/10 — андезит-базальт, облит с прожилками и миндалинами кальцита и кварца, обломок из вулканической

зованиям медновского комплекса не противоречат этому. Наличие конгломератов, косая слоистость и присутствие игнимбригов свидетельствуют о том, что излияние лав риолитового состава происходило в мелководных или даже наземных условиях. Что же касается условий образования основных пород контрастных формаций, то большинство исследователей полагает, что это были глубоководные бассейны, причем именно глубоководная обстановка, по мнению некоторых геологов (Иванов, 1969), определяла процессы альбитизации базальтоидов. Выше, однако, было показано, что лавы базальтов и спилитов командорского комплекса чередуются с конгломератами, гравелитами и песчаниками, содержащими прослой и линзы углей и большое количество обломков толсто-

Нормативный состав базальтоидов

Образец	108/1	179e	502	100a	502в	1796	108/3	2016/ 38a	
Q	13,30	—	—	4,89	—	—	13,70	—	
or	2,43	4,51	4,31	2,61	2,63	0,54	1,52	2,25	
ab	18,46	15,04	25,34	41,20	26,34	27,99	19,80	40,00	
an	14,81	24,06	30,46	15,38	16,32	27,18	23,35	22,82	
ne	—	1,00	3,24	—	2,65	—	—	—	
di	Wo	3,64	9,15	8,49	1,69	15,39	11,57	6,73	6,62
	En	3,04	7,77	5,79	1,69	14,08	10,50	5,71	5,49
	Fs	0,61	1,38	2,69	—	1,32	1,08	1,01	1,12
hy	En	7,04	—	—	8,47	—	7,54	3,81	6,19
	Fs	1,70	—	—	—	—	0,81	0,63	1,27
ol	Fo	—	28,63	11,11	—	14,21	6,66	—	6,34
	Fa	—	4,33	4,92	—	1,31	0,69	—	1,27
mt	2,91	2,38	2,29	4,31	4,36	3,50	3,68	6,34	
hm	—	—	—	1,51	—	—	—	—	
il	0,73	1,75	1,21	—	1,36	2,02	1,14	0,38	
cc	31,32	—	—	17,08	—	—	18,78	—	

Описание образцов см. в примечании к табл. 1.

стенных раковин моллюсков, а также растительного детрита. Следовательно, условия осадконакопления после излияния риолитов существенно не изменялись, и таким образом вся базальт-риолитовая ассоциация сформировалась в мелководной и субаэральной обстановке.

Следующая проблема касается природы альбитизации пород контрастных формаций. Как уже отмечалось (Казакова и др., 1976), в строении медновского комплекса принимают участие, помимо риолитов и кварцевых кератофилов, многочисленные промежуточные разновидности. Аналогичным образом и в командорском комплексе имеет место сонахождение базальтов, в различной степени спилитизированных базальтов и собственно спилитов порой в пределах даже одного и того же лавового потока. В командорских спилитах, как и в кварцевых кератофирах, альбит имеет явно эпимагматическую природу, и таким образом правы, по-видимому, исследователи (Коржинский, 1962; Тернер и Ферхуген, 1961), объясняющие происхождение спилит-кератофировых ассоциаций путем метаморфизма и, в частности, аутометаморфизма изначально «нормальных» серий магматических пород.

Наиболее сложен вопрос о родоначальной магме. Попытка объяснить происхождение командорской базальт-риолитовой ассоциации путем дифференциации единого магматического очага базальтового состава сталкивается порой с совершенно неразрешимыми противоречиями. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 2) точки, отражающие составы практически неизменных пород ассоциации, не приурочены к какой-либо одной из классических вариационных кривых. Если точки составов риолитов, являющихся наиболее ярко выраженными представителями известково-щелочного ряда, располагаются вблизи линии Пеле, то точки составов базальтоидов тяготеют к вариационной кривой Йеллоустонского парка. Различны и пути дифференциации базальтоидов и риолитов. Для первых, скорее всего, характерно накопление железа в процессе дифференциации (рис. 3), что сближает их с толеитами, к которым они близки и по химическому составу, тогда как дифференциация эффузивов

9	2г	507	5026	109	2016/ 386	2в	108/14	108/10	108/7
—	—	1,84	—	8,19	—	—	10,66	11,19	26,85
2,32	1,65	3,83	3,18	2,24	2,20	2,18	2,72	4,85	3,63
38,83	35,86	26,79	30,75	28,57	43,38	29,75	29,86	33,42	36,40
21,91	26,76	28,43	18,55	21,01	18,94	26,50	24,69	18,60	11,69
0,83	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9,29	8,55	9,02	14,71	12,32	5,90	9,06	6,39	9,30	3,12
8,18	7,72	7,38	13,39	12,32	4,39	5,41	5,98	7,41	2,99
1,11	0,83	1,64	1,32	—	1,51	3,85	0,41	1,89	0,13
—	9,10	12,44	1,99	6,30	2,61	10,82	11,95	5,12	1,69
—	0,96	2,73	0,26	—	0,96	7,30	0,82	1,21	0,13
9,78	1,52	—	9,54	—	11,25	1,08	—	—	—
1,48	0,14	—	0,99	—	3,77	0,34	—	—	—
4,82	5,24	4,51	4,11	1,96	4,53	2,16	5,71	5,93	3,77
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,39	1,65	1,37	1,19	2,24	0,55	1,78	0,81	1,08	1,69
—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,93

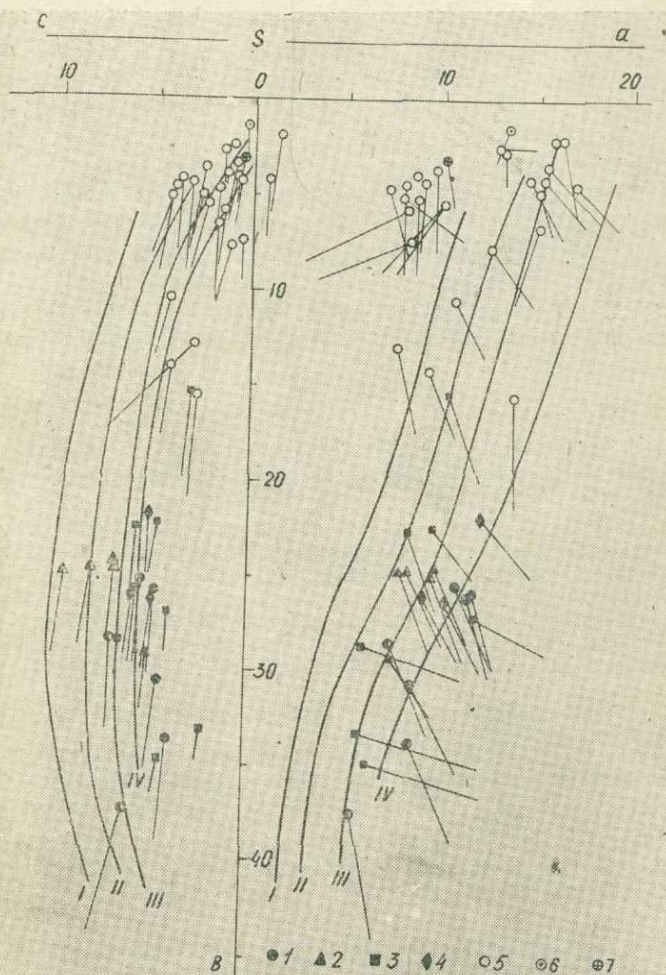
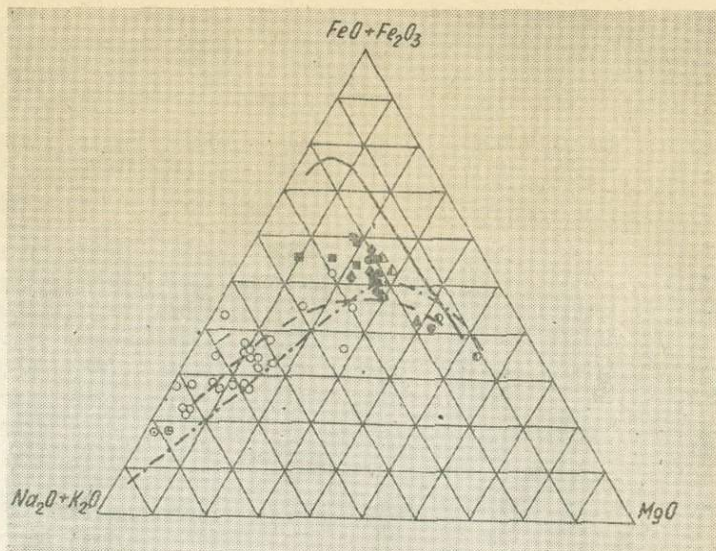


Рис. 2. Диаграмма А. Н. Заварицкого вулканогенных образований базальт-риолитовой ассоциации Командорских островов (1—3 — базальты, диабазы и спилиты (наполовину залитые значки — малоизмененные базальты и долериты): 1 — лавовые потоки, 2 — пластовые интрузивные залежи, 3 — обломки вулканических брекчий, 4 — лавовые потоки базальтов и спилитов комплекса основания Ближних островов (о-в Атту), 5 — риолиты и кварцевые кератофиры медновского комплекса, 6 — кварцевый кератофир (о-в Атту), 7 — альбитовый гранит (о-в Атту); I, II, III IV — вариационные линии магматических ассоциаций типа Пеле, Лассен-Пик и Неллоустонского парка и Этны

Рис. 3. Дифференциация в базальт-риолитовой ассоциации Командорских островов (сплошной, пунктирной и штрихпунктирной линиями показаны соответствие и н о пути дифференциации скергордских жидкостей, гавайской щелочной серии и толентово́й серии, по Г. С. Иодеру и К. Э. Тилли (1965). Прочие обозначения те же, что на рис. 1.



медновского комплекса протекала с накоплением щелочей.

Главными же возражениями против попытки объяснить происхождение исследуемых базальтов и риолитов путем дифференциации магматического очага являются значительный (около 50%) объем риолитовых образований в ассоциации и их положение в разрезе ниже базальтов. Единственно приемлемым представляется предположение о палингенном происхождении риолитовой составляющей из соответствующего по составу материала земной коры и о мантийном «сквозькоровом» происхождении базальтоидов командорского комплекса. Свидетельство в пользу возможности именно такого происхождения контрастных магматических формаций можно найти в недавно опубликованной работе Т. И. Фроловой (1973).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Иодер Г. С. мл., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. — М., «Мир», 1965.
- Иванов С. Н. О происхождении главных вулcano-плутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении. — Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала, т. 1. Свердловск, 1969.
- Казакова Э. Н., Сергеева В. В., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И. Риолиты острова Медного (Командорские острова). — «Геология и геофизика», 1976, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1964.
- Морозевич И. Месторождение самородной меди на Командорских островах. — «Тр. Геолкома, нов. сер.», 1912, в. 72.
- Фролова Т. И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — «Проблемы магматической геологии». Новосибирск, «Наука», 1973.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Шмидт О. А., Серова М. Я., Долматова Л. М. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканогенных толщ Командорских островов. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1973, № 11.

Gates O., Powers H. A., Wilcox R. E. Geology of the Near Islands, Alaska. — "U.S. Geol. Surv. Bull.", 1971, no 1028-U.

Morozewicz J. Komandory. Studium geologiczno-pszwrodczne. Warszawa, 1925.

УДК 551.24 (571.66)

**Тектонический очерк Курильской островной системы.** Сергеев К. Ф. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

Совокупность геолого-геофизических данных позволяет говорить о том, что Курильская островная система (островная дуга+желоб) сформировалась в обстановке горизонтального сдавливания коры и мантии Земли в области сочленения впадины Тихого океана с окружающими ее континентами и имеет эпиконтинентальную природу. Примыкающая с северо-запада к островной системе Южно-Охотская глубоководная впадина — новообразованная структура, формирование которой сопровождалось изменением физических свойств вещества земной коры и пограничной с ней мантии в сторону его уплотнения. Своеобразие вещественных и структурных признаков образований островной системы позволяет считать ее современной геосинклинальной (периокеанической) областью, не имеющей аналогов среди геосинклинальных систем континентов в геологическом прошлом.

Илл. 7, библ. 55.

УДК 551.14

**Вероятная геолого-петрографическая модель литосферы Земли и некоторые соображения о природе поверхности Мохоровичича.** Сергеев К. Ф., Федорченко В. И. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

Природа поверхности Мохоровичича, обычно отождествляемой с подошвой земной коры в геофизических моделях литосферы Земли, представляется различной под океанами и континентами. В первом случае эта граница фиксирует смену химического состава пород (габбро-перидотит) и соответствует, следовательно, истинному, т. е. геолого-петрографическому разделу между земной корой и верхней мантией. Во втором случае эта граница нередко является метаморфической (в частности, фазовой), располагаясь внутри земной коры в ее геолого-петрографическом понимании. Земная кора, в ее геолого-петрографическом понимании, в ходе геологической истории Земли, как производная верхней мантии, изменяет свой объем только в сторону его увеличения; земная же кора геофизических моделей литосферы может, по-видимому, не только увеличиваться, но и уменьшаться в мощности.

Библ. 43.

УДК 550.311+551.1+551.241

**Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм.** Мельников О. А. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

Современная динамическая модель земной коры, обуславливающая основные геоструктурные особенности коры, является результатом сложного наложения четырех механизмов: ротогенеза, дрефтогенеза, рифтогенеза и геосферогенеза (сепаратогенеза).

Ротогенез — горизонтальное, с запада на восток, перемещение земной коры или отдельных ее участков за счет большей угловой скорости верхней мантии, несущей на себе пассивную земную кору. Дрефтогенез — горизонтальное, от по-

люсов к экватору, перемещение континентальных блоков земной коры за счет центробежных сил, возникающих на поверхности пассивно вращающейся земной коры. Рифтогенез — а) разрыв земной коры и раздвижение ее частей в стороны от разрыва за счет увеличившейся в объеме верхней мантии (активный рифтогенез, или спрединг); б) отрыв отдельных фронтальных участков земной коры отдвигающихся континентов за счет ротогенеза и дрефтогенеза (пассивный рифтогенез).

Геосферогенез (сепаратогенез) — разделение (расслоение) планетного вещества на оболочки за счет гравитационной дифференциации и вращения Земли.

Уникальные геоструктурные образования вдоль Восточной Азии — системы: желоб — островная дуга — окраинное море — пример взаимного наложения ротогенеза, дрефтогенеза и пассивного рифтогенеза.

УДК 551.73/76+551.24 (571.64)

**Палеозойско-мезозойские рифтоподобные комплексы Сахалина и некоторые особенности его тектонического развития.** Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

В палеозойско-мезозойской доверхнемеловой толще Сахалина, кроме пород спилито-диабазовой формации, обнаружены вулканы щелочно-базальтоидного состава. Установлен преимущественно аркозовый состав песчано-глинистых образований. Слабое развитие пород спилито-диабазовой и граувакковой формаций не позволяет относить палеозойско-мезозойские отложения острова к образованиям ранней (океанической) геосинклиальной стадии развития. С другой стороны, большой объем песчаного материала со значительной ролью в его составе аркозовых компонентов и специфический характер вулканической деятельности (преимущественное развитие щелочно-базальтоидного вулканизма) дают основание предположить, что в рассматриваемый период времени изучаемый район являлся краевой частью бассейна, возникшего в результате процессов рифтогенеза. Осадконакопление происходило у подножия континентального склона за счет сползания с шельфа нелитифицированных осадков и разрушения местных построек.

Илл. 8, табл. 1, библи. 31.

УДК 551.24 (571.642)

**Некоторые черты тектоники палеозойско-мезозойских комплексов Южного Сахалина.** Гаврилов В. К., Скворцов В. М. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

Рассматриваются складчатые и разрывные дислокации доверхнемеловых комплексов Тонино-Анивского полуострова. Высказывается предположение о проявлении фазы тектогенеза в раннемеловое время. При анализе тектонических трещин с зеркалами скольжения установлено существование двух типов разломов: 1) сбросо-сдвигов и надвигов, 2) сбросов. Особенности геологического строения некоторых районов свидетельствуют о значительной роли горизонтальных движений при формировании структуры полуострова. Наблюдающаяся в ряде случаев связь щелочных базальтоидов с кайнозойскими грабенами и широкое распространение в доверхнемеловом разрезе вулканических образований того же состава позволяют предполагать развитие грабенообразных структур и на ранних этапах геологической истории района.

Илл. 6, библи. 4.

УДК 552.5:552.122 (571.66)

**О нептунических дайках острова Беринга (Командорские острова).** Иващенко Р. У. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

Приводятся результаты картирования и статистической обработки элементов пространственной ориентации более чем 600 нептунических даек, сосредоточенных на океанском побережье острова Беринга и сложенных преимущественно разнородными кварц-полевошпатовыми вулканогенными песчаниками и в меньшей степени — алеволитами, мелкогалечными конгломератами, брекчиями и туфобрекчиями. Наибольшим распространением пользуются дайки мощностью от 5 до 25 см; углы их падения в большинстве случаев крутые (до 70°), плоскости наклонены преимущественно на юг. Углы между плоскостями падения даек

и напластованием их толщ, измеренные по стереографической проекции, также достаточно велики и различны для даек, пересекающих отложения беринговского и диковского комплексов. Устанавливается различие в простираниях дайковых тел, расположенных в разных толщах. Для беринговского комплекса характерно северо-западное простираание даек, а для диковского — субширотное. По способу заполнения трещин выделяются дайки простого заполнения и дайки выжимания.

Илл. 5, табл. 1, библ. 9.

УДК 551.243.21 (645)

**О сдвигах на флангах островных дуг.** Стрельцов М. И. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

Различный характер эшелонирования зон растяжения на флангах Алеутской, Курило-Камчатской, Японо-Сахалинской, Идзу-Бонинской дуг и дуги Рюкю позволяет предполагать, что здесь есть разнонаправленные сдвиговые перемещения — левосторонние на правом и правосторонние — на левом (наименование флангов определяется по их расположению относительно наблюдателя, смотрящего на дугу из центра соответствующей ей окружности). Сдвиговые перемещения на флангах дуг подобны сдвигам, появляющимся, например, при изгибе слоистого бруса. Сам изгиб мог появиться в результате воздействия на дугу реактивных сил, т. е. сил, обусловленных процессами, происходящими в самих дугах. Одним из таких процессов может быть тепловое расширение вещества внутренних зон дуг. Показано, что величина этих сил оказывается достаточной для того, чтобы первоначально прямолинейный брус, которым аппроксимируется внутренняя зона дуги, потерял устойчивость и начал изгибаться.

Илл. 5, библ. 44.

УДК 552.11 (571.64)

**О возможной петрологической природе эффузивного комплекса Томари — Ноторо (остров Шикотан, Малая Курильская гряда).** Родионова Р. И., Федорченко В. И. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

Вулканическая деятельность на Малой гряде завершилась излияниями эффузивов основного состава, слагающими современные горы Томари и Ноторо в южной части острова Шикотан, которые являются реликтами крупного щитового сооружения. Резко преобладающие среди вулканитов однообразные основные лавы сложены фенокристами плагноклаза, пироксенов (диопсид-авгита, изредка — гиперстена) и оливина, погруженными в микродолеритовую основную массу. Детальное количественно-минералогическое и химическое изучение эффузивов позволило прийти к выводу, что вулканизм на Малой гряде в своей заключительной фазе по ряду признаков был близок к океаническому, проявляющемуся в пределах хребтов Гавайского типа, а исходная магма имела толеитовый состав и, по-видимому, выплавлялась из первичного базальт-ультрабазитового вещества верхней мантии. Это еще раз подтверждает различие в характере и природе вулканизма Большой и Малой гряд Курильской островной системы.

Табл. 4, илл. 3.

УДК 551.21 (571.64)

**Вулкан Алайд (Курильские острова).** Абдурахманов А. И., Пискунов В. Н., Смирнов И. Г., Федорченко В. И. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

Вулкан Алайд является типичным сложным стратовулканом этно-стромболианского типа. Его постройка расчленяется на ряд структурно-возрастных комплексов: 1) эффузивно-пирокластические образования древнего конуса (включая подводное основание вулкана); 2) лавы и пирокластическая молодого конуса; 3) центральный конус и его лавовые потоки; 4) внутренний и побочные конусы.

Продукты деятельности этого вулкана представлены однообразными базальтами повышенной щелочности, находящей свое минералогическое выражение в развитии клинопироксена с повышенным содержанием титана, каомак и мельчайших кристаллов щелочного полевого шпата, изредка — амфибола и биотита. Выделяется небольшая группа пород с повышенным содержанием Mg, Ni, Cr.

обусловленная процессами кристаллизационной дифференциации. Приводятся новые силикатные анализы пород (46), монофракций (9), малых элементов (38) и состав акцессорных минералов в 4-х пробах протолочках.

Рис. 12, табл. 6, библ. 20.

УДК 552.313 (97:266)

**Петрохимия четвертичных эффузивов и латеральная зональность Алеутской островной дуги.** Пискунов Б. Н. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

По петрографическому и химическому составам вулканические породы относятся к известково-щелочной ассоциации островных и вулканических дуг и характеризуются повышенным содержанием глинозема, извести и щелочей. Окись калия содержится в них в количествах, превышающих таковые в аналогичных породах восточноазиатских дуг Идзу-Бонинской, Марианской, Курило-Камчатской, Рюкю и Японских островов. Изучение латеральных вариаций состава с помощью индекса классификации показало наличие четкой поперечной петрохимической зональности. Вариации вдоль дуги обусловлены положением вулканов по отношению к оси Алеутско-Аляскинской тектонической системы. Особенности химизма лав не могут быть объяснены с позиции гипотезы о связи магмообразования непосредственно с сейсмофокальной зоной.

Рис. 2, табл. 1, библ. 29.

УДК 552.323.5 (571.64)

**Петрологические особенности комплекса долеритов Западно-Сахалинских гор.** Сергеева В. В. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

Рассматриваются петрохимические и петрографические особенности силлов долеритов. На основании расчетов, проведенных с использованием химических анализов всех разновидностей пород вертикальных разрезов силлов с учетом их мощности, устанавливается, что средневзвешенный химический состав тел не остается постоянным.

Предполагается, что исходный для разных тел расплав имел неодинаковый состав, обусловленный процессами глубинной дифференциации до поступления к местам становления интрузивов.

Илл. 7, табл. 4, библ. 5.

УДК 552.323.1 (571.66)

**Базальт-риолитовая ассоциация Командорских островов.** Казакова Э. Н., Стрельцов М. И. «Восточноазиатские островные системы (тектоника и вулканизм)». Южно-Сахалинск, 1978.

Наиболее древние магматические образования Командорских островов объединяются в составе медновского и командорского комплексов. Приводятся петрографическая и петрохимическая характеристики пород и наиболее характерные разрезы образований командорского комплекса. Единство места и времени излияний лав риолитового и кварц-кератофирового составов (медновский комплекс) и вышележащих базальтов и спилитов командорского комплекса позволяет рассматривать те и другие в составе единой базальт-риолитовой ассоциации. Формирование ассоциации происходило в мелководных и субаэральных условиях; исходная магма для риолитовой составляющей ассоциации образовалась, по-видимому, путем плавления соответствующего по составу материала земной коры, а для базальтовой составляющей — сформировалась в мантийных условиях.

Илл. 3, табл. 2, библ.

2723