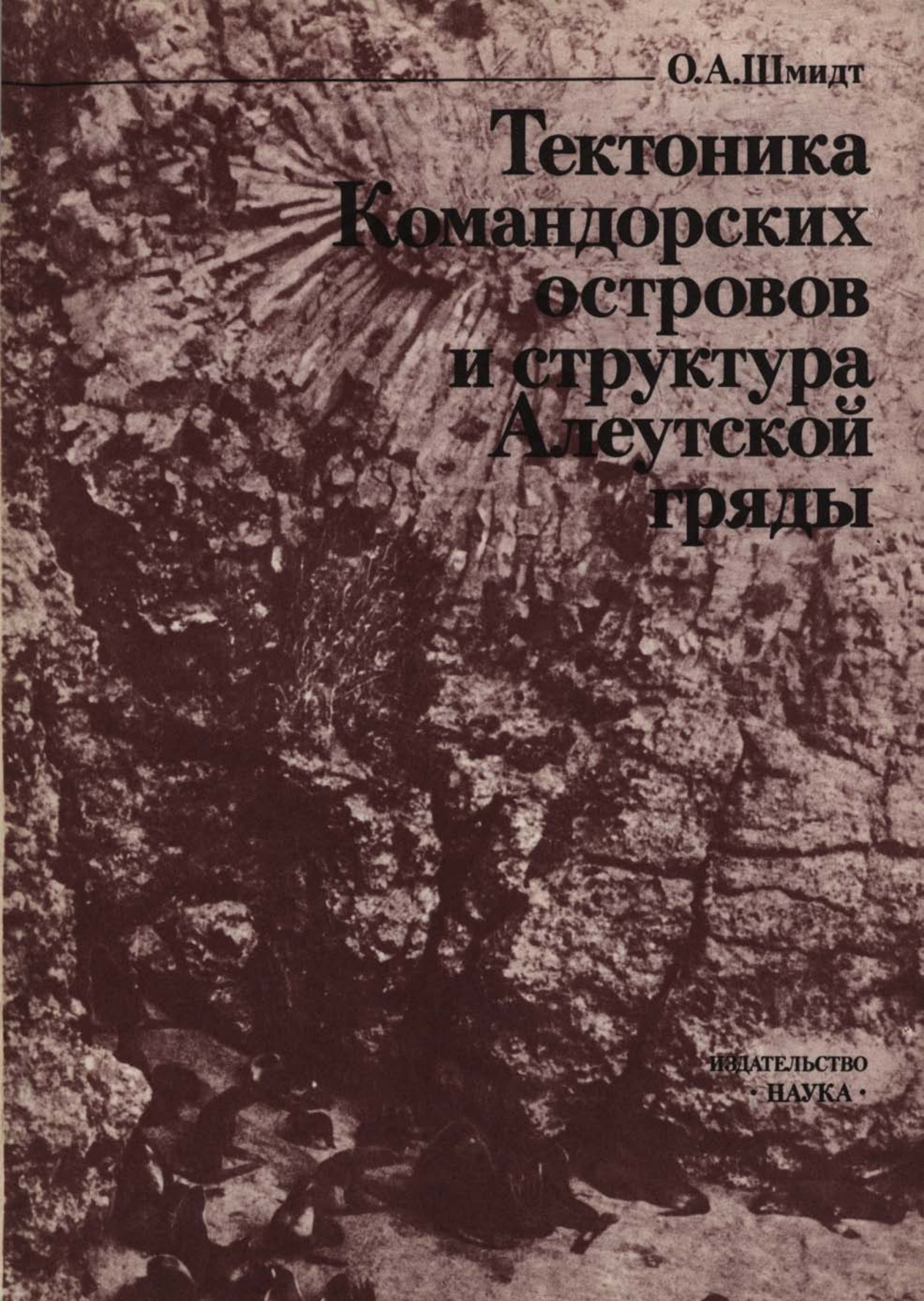




О.А.Шмидт

Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды

ИЗДАТЕЛЬСТВО
• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

О. А. ШМИДТ

ТЕКТОНИКА
КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ
И СТРУКТУРА
АЛЕУТСКОЙ ГРЯДЫ

Труды, вып. 320



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1978

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

O. A. Schmidt

TECTONICS OF THE KOMANDORSKIE ISLANDS AND STRUCTURE
OF THE ALEUTIAN RIDGE

Transactions, vol. 320

Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. Шмидт О.А. Труды ГИН АН СССР, вып. 320. М., "Наука", 1978 г.

В работе дано стратиграфическое расчленение вулканогенных толщ Командорских островов и сопоставление их с разрезами Алеутской гряды, выделены четыре горизонта: алеутский, никольский, канагинский и семисопочный. Структура Алеутской гряды представлена в виде наложенного на докайнозойское океаническое ложе вулканоплутонического поднятия, ядро которого сложено породами офиолитовой ассоциации.

Табл. 4. Ил. 31. Библ. 110 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

Ю.М. Пушаровский

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),
V. G. Gerbova, V. A. Krashennnikov, P. P. Timofeev

Responsible editor

Yu. M. Pushcharovsky

ВВЕДЕНИЕ

Проблема геологического строения и структурной эволюции островных дуг привлекает внимание геологов как в нашей стране, так и за рубежом. Изучение островных дуг особенно важно для развития геосинклинальной теории и теории формирования земной коры. Вместе с тем тектоника и структурная эволюция островных дуг исследованы еще далеко не достаточно. Главным образом это объясняется малым количеством специальных тектонических работ. Следствие этого — большая противоречивость в понимании тектонической природы островных дуг, характера проявления в них тектонических движений, соотношения вулканических и тектонических процессов в ходе их развития и т.д. Сущность структурных преобразований в переходную стадию развития земной коры до сих пор неясна.

Основная область развития островных дуг лежит на западе Тихого океана. Одна из наиболее крупных структур подобного рода — Алеутская гряда, протягивающаяся на 1700 км. Она и выбрана автором для всестороннего геологического изучения и анализа. Полевые исследования автор проводил на западном окончании дуги — на Командорских островах; собственно Алеутские острова изучались по литературным источникам, главным образом американским.

Многолетние исследования автора на Командорских островах, включающие также драгирование и эхолотные промеры в пределах прилегающего шельфа, позволили выяснить генезис пород, установить их возраст и последовательность образования, выявить фациальные, стратиграфические и структурные взаимоотношения. Определена этапность в формировании и эволюции вулканических толщ, слагающих Командорские и Алеутские острова. Проанализировано развитие структурных форм во времени в пределах Алеутской островной дуги и показано, что определяющими среди них являются разрывные нарушения. На основании сопоставления геологических и геофизических данных дана новая трактовка строения и развития глубинной структуры в процессе формирования дуги. Рассмотрено также тектоническое положение Алеутской гряды в системе структур северной части Тихоокеанского пояса, показано ее отношение к геосинклинальному процессу и к преобразованию океанической коры в континентальную. Составлены новая геологическая карта Командорских островов и геологическая схема для Алеутской дуги в целом.

Исследования выполнены в Геологическом институте АН СССР в лаборатории тектоники приокеанических зон.

Обработка палеонтологического материала проведена М.Я. Серовой (фораминиферы), Л.М. Долматовой (диатомовые), Ю.Б. Гладенковым, В.Н. Синельниковой (макрофауна), М.А. Ахметьевым (растительные остатки) и Б.Б. Назаровым (радиолярии).

Автор постоянно пользовался советами и консультациями научного руководителя, члена-корреспондента АН СССР Ю.М. Пушаровского.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ И АЛЕУТСКОЙ ДУГИ

Геологические исследования Командорских островов начала экспедиция Академии наук под руководством И. Морозевича в начале XX в. В обработке материала принимал участие коллектив исследователей-палеонтологов, петрографов и химиков. До этого времени по геологии островов имелись лишь отрывочные сведения, содержащиеся в описаниях натуралистов.

По Морозевичу (Morozevich, 1925), Командорские острова сложены изверженными и осадочно-туфогенными образованиями палеогенового и неогенового возраста, причем основную роль в строении разреза играет мощная толща пелитов и псаммитов. В кровле и подошве разреза Морозевич выделил пачки конгломератов. Эта толща вулканогенно-обломочных пород согласно залегает на более древних изверженных отложениях, представленных в основном риолитами о. Медного и андезито-базальтами северной части о. Беринга. Командорские острова Морозевич считал различно наклоненными континентальными блоками — останцами Берингской платформы, погружившейся в третичное время под воды Берингова моря.

Работа Морозевича содержит хороший петрографический материал. Этот исследователь на основании находок остатков моллюсков и флоры получил первые данные о возрасте вулканических толщ Командорских островов. Некоторые результаты исследований Морозевича сохраняют свое значение до настоящего времени.

В 1958 г. Ю.В. Жегалов составил первую геологическую карту Командорских островов. Геологическое описание этого района Ю.В. Жегаловым вошло в XXXI том "Геологии СССР" (1964). В результате его работ стратиграфическая схема Морозевича была значительно изменена. Ю.В. Жегалов расчленил все вулканогенные породы на четыре свиты (снизу вверх): м. Толстого (лавы, туфы, брекчии), буяновскую (конгломераты), каменскую (диатомиты) и водопадскую (плиоценовые вулканиды). Первые три свиты он объединил в командорскую серию (рис. 1). Возраст наиболее древних отложений командорской серии на основании находок остатков *Variamusium pillarense* Slod. определен как позднеолигоценовый. Пересмотрены также представления о тектонической природе Командорских островов и высказано мнение о пликативной структуре этого района, сформированной в результате позднемиоценовой складчатости. Такой вывод сделан на основании представления о наличии синклинальной структуры, которая выявлена с помощью применения разработанной стратиграфической схемы в средней части о. Беринга, а также вследствие интерпретации подводно-оползневых явлений как изоклинальной складчатости (Геология СССР, т. XXXI, рис. 140, 1964).

Примерно такую же тектоническую трактовку на основе несколько иного стратиграфического расчленения дал и А.В. Горячев (1966). Этот автор справедливо отметил существенное значение вулканогенных пород в строении разрезов

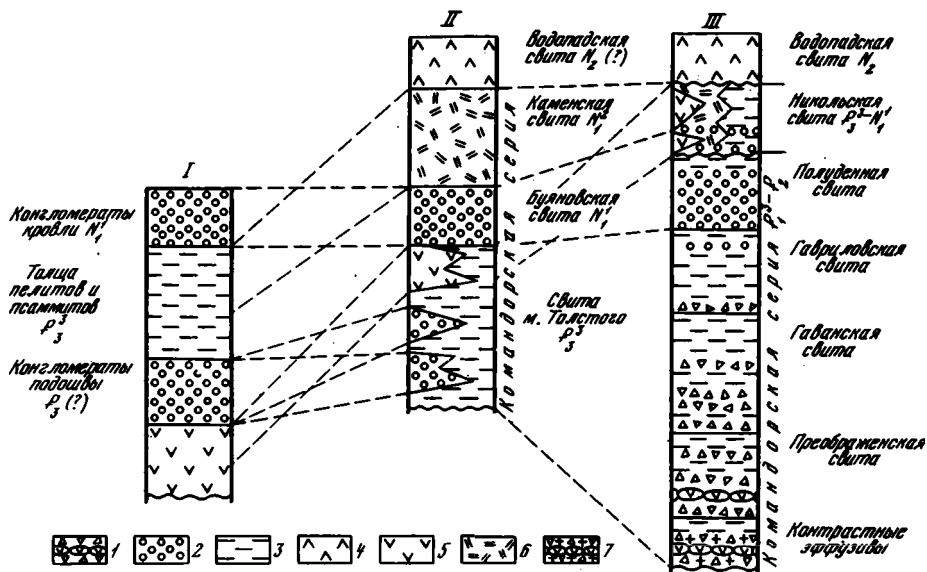


Рис. 1. Сопоставление разрезов вулканогенных толщ Командорских островов: I — по И. Морозевичу, 1925 г., II — по Ю.В. Жегалову, 1959 г., III — по О.А. Шмидту и др., 1973 г.

1 — шаровые лавы базальтов; 2 — туфоконгломераты; 3 — пелитовые и псаммитовые туфы; 4 — андезиты, дациты и автокластические брекчии; 5 — базальты, андезиты, их туфы и брекчии; 6 — диатомовые туффиты; 7 — контрастные эффузивы

островов и указал на возможность фациальных взаимоотношений между отдельными частями вулканических толщ.

Геологические и геофизические исследования остальных островов Алеутской гряды начались в 50-х и начале 60-х годов (Coats, 1950, 1956a,b,c, 1959a,b; Coats e.a., 1961; Byers, 1959; Fraser, Snyder, 1959; Fraser, Barnett, 1959; Kennedy, Waldron, 1955; Lewis e.a., 1960; Nelson, 1959; Powers e.a., 1960; Gates, Gibson, 1956; Simons, Mathewson, 1955; Snyder, 1959). Эти работы содержат хороший геологический материал, но каждый автор, как правило, дает собственную стратиграфическую схему.

Благодаря находкам остатков флоры, которая была определена как *Annularia Stellata* (Sloth) Wood, долгое время существовали представления о наличии палеозойских пород в разрезах Алеутской гряды. Однако это определение оказалось ошибочным. Представления о стратиграфии Алеутских островов обобщены в монографии Б.Х. Егiazарова (1969).

Все авторы подчеркивают большое значение в строении Алеутской гряды вулканогенных образований. Важная роль отводится дизъюнктивным дислокациям, но вместе с тем высказываются мнения и о складчатой структуре дуги. В этот же период появились первые работы по геофизике и подводной морфологии Алеутской гряды (Gates, Gibson, 1956; Gibson, Nichols, 1953; Shor, 1964; Snyder, 1957).

Современный этап исследования Алеутских островов начался с конца 60-х годов. Появился качественно новый материал по геологии, геофизике и бурению как в пределах островов, так и прилегающих акваторий. Значительно пополнены биостратиграфические характеристики разрезов, появились новые данные о глубинном строении гряды и распределении осадков в глубоководных впадинах. Особенно ценны работы Шолла с соавторами (Scholl e.a., 1970), Марлова с соавторами (Marlow e.a., 1970) и Керра с соавторами (Carr e.a., 1970, 1971),

которые доказали эоценовый возраст разреза, ранее относившегося к палеозою, и провели корреляцию этих отложений с соответствующими разрезами остальной части Алеутской гряды. Эти исследователи подчеркнули этапность в формировании вулканогенных толщ и блоковую структуру гряды.

В этих и других последних работах, по результатам 19-го рейса "Гломар Челленджера", появились попытки объяснить структуру Алеутской дуги с точки зрения тектоники плит. При этом предполагается, что движение Тихоокеанской плиты происходит с юго-востока на северо-запад (Grow, Atwater, 1970), в результате чего она пододвигается под островную дугу. Такое движение возможно только в северо-восточной и центральной частях Алеутского желоба, и поэтому северо-западный отрезок желоба рассматривается как трансформный разлом.

Подобная интерпретация требует слишком много допущений, а с учетом геологических и геофизических данных она вообще несостоятельна.

М.Н. Шапиро (1976) рассматривает Командорские острова как блоки складчатых сооружений, погружившихся в миоцене под воды Тихого океана и Командорской глубоководной котловины.

Таким образом, тектоническое строение описываемого региона объясняется, с одной стороны, с позиций ультрамобилизма, а с другой — с позиций фиксизма. Однако фактический материал, которым располагает автор, и анализ литературных данных не позволяют примкнуть ни к одной из этих крайних точек зрения.

Для понимания тектоники Алеутской дуги важное значение имеет ряд обобщающих публикаций. Ю.М. Пушаровский в обзорной работе, посвященной строению и развитию Алеутско-Аляскинской тектонической зоны, подошел к анализу этого региона с позиций геосинклинальной теории и подчеркнул геоантиклинальный характер в кайнозое Алеутской островной дуги, сложенной в основном чрезвычайно слабо дислоцированными вулканитами. Кроме того, он показал, что в Алеутско-Аляскинской тектонической зоне происходил "направленный тектонический процесс, заключающийся в прогрессирующем отмирании геосинклинального режима и все большем оттеснении зон геосинклинального осадконакопления в сторону Тихоокеанской впадины" (Пушаровский, 1963, с. 50). Этот вывод подтвержден последующими исследованиями и получил развитие в данной работе.

Особенно полно современная геосинклинальная зона представлена на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970) и в книгах Ю.М. Пушаровского (1971, 1972), где в нее включены Алеутский глубоководный желоб, Алеутская островная дуга, глубоководные котловины Берингова моря и подводные поднятия Бауэрса и Ширшова. На упомянутой карте отчетливо показаны также структурные формы северной части ложа Тихого океана: океанический краевой вал, глыбовое поднятие Обручева, вулканическое поднятие Императорских гор и структуры типа океанических плит. При рассмотрении тектоники Алеутской дуги автор будет касаться всех этих структурных образований. Берингоморский регион отражен также на Тектонической карте Северной Америки (Кинг, 1969), однако здесь показаны лишь возрастные комплексы пород островной дуги и батиметрия. Структура Алеутской дуги осталась не расшифрованной.

П.Н. Кропоткин и К.А. Шахварстова (1965) развивают интересную общую идею о том, что кривизна островных дуг может быть связана с их фрагментарным перемещением в сторону океана.

Принципиально важны высказывания относительно того, что глубоководные котловины Берингова моря представляют собой остаточные участки океанической коры, отделенные от ложа океана развивавшейся Алеутской островной дугой. По М.С. Маркову (1975), геофизические данные по Алеутской дуге

позволяют заключить, что фундаментом западной и центральной частей Алеутской островной дуги служит "базальтовый" слой земной коры и только на восточной окраине фундамент представлен сейсмическим "гранитным" слоем. У автора нет расхождений с этой точкой зрения.

Из геофизических обобщающих работ, существенных для понимания глубинной структуры Алеутской дуги, северной части Тихого океана и Берингова моря, необходимо упомянуть статью Ю.А. Павлова и П.А. Строева (1975), сборник "Геоманнитное поле окраинных морей..." (1975) и книгу "Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана" (1974).

Методически интересна книга Н.А. Богданова (1975), в которой на примере развития Тихоокеанских палеозойских геосинклиналей выявляются взаимосвязи тектонических явлений в обрамлении океана и в зонах островных дуг.

Наконец, для нашего тектонического анализа очень важны новые представления о сущности стадий геосинклинального процесса и формирования континентальной земной коры, развиваемые в работах А.В. Пейве с соавторами (1971; Пейве, 1969).

ОСНОВНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Отложения, развитые на Командорских островах, представлены в основном продуктами подводных извержений вулканов. Небольшой процент составляют хемогенно-биогенные карбонаты и обломки экзотических пород. Последние являются исключительно в виде обломков в лавах и пирокластике. В разрезе выделены три вулканогенных комплекса (снизу вверх) — командорская серия, никольская свита и водопадская свита, — разделенных перерывами. По возрасту они охватывают интервал от эоцена (возможно, палеоцена) до плиоцена (Шмидт и др., 1973; рис. 2).

КОМАНДОРСКАЯ СЕРИЯ

Разрез командорской серии имеет сходство с разрезами трансгрессивно-регрессивного цикла: в подошве и кровле расположены наиболее грубые отложения, а в средней части — более тонкие, что дало Морозевичу (Morozewicz, 1925) повод говорить о наличии конгломератов в кровле и подошве. Характерная особенность командорской серии — ее ритмичность, которая выражена как в мегаритмичном строении всей толщи, так и в градационной сортировке материала отдельных слоев. В основании мегаритма расположен грубый пирокластический материал, который образует массивные слои, четко выделяющиеся в рельефе. Кровля же сложена тонкослоистыми туфосилицитами псаммитовой и пелитовой размерности.

Хороший разрез отложений командорской серии имеется на о. Медном. Здесь, в районе с. Преображенского, с севера на юг в крутом моноклиналином залегании обнажается основная часть серии. В ней выделяются характерные пачки слоев, которые позволили расчленить отложения командорской серии на четыре свиты (снизу вверх): преображенскую, гаванскую, гавриловскую и полуденную. Следует отметить, что предыдущие исследователи — Морозевич (Morozewicz, 1925), М.Б. Белова и др. (Геологическое строение..., 1961) — указывали на невозможность расчленения этого разреза, поскольку полагали, что слои имеют линзовидный характер. Однако детальные исследования автора показали, что отдельные пачки хорошо прослеживаются по простиранию и сохраняют определенное место в разрезе, несмотря на некоторые фациальные изменения.

ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ СВИТА

В преображенскую свиту объединены три различные вулканогенные толщи. Нижняя из них обнажается на северо-западной оконечности о. Медного и представлена в основном грубообломочной грубослоистой толщей контрастных эффузивов светло-зеленого цвета. В низах разреза залегает пачка (мощность

Рис. 2. Стратиграфическая схема Командорских островов

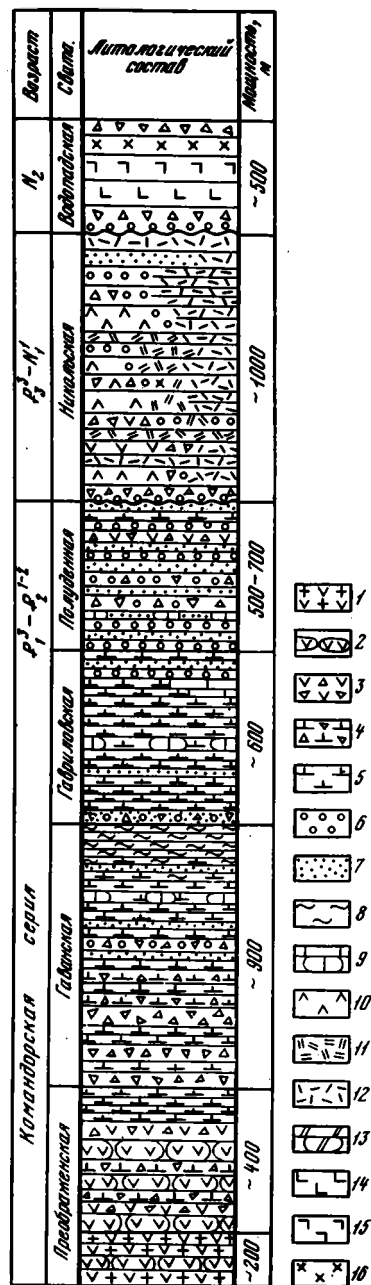
1 — контрастные эффузивы; 2 — шаровые лавы базальтоидов; 3 — лавобрекчии; 4 — туфобрекчии; 5 — пелитовые и псаммитовые туфы; 6 — туфоконгломераты; 7 — туфопесчаники; 8 — туфосилициты; 9 — конкреции и горизонты кальцита; 10 — лавы щелочных андезитов и базальтов; 11 — диатомовые туффиты; 12 — слоистые туффиты; 13 — линзы и конкреции доломитов; 14 — лавы толеитовых базальтов; 15 — субазральные андезиты; 16 — дациты

слоев до 30 м) глыбовых эруптивных брекчий, чередующихся с шаровыми лавами базальтов. Самый нижний горизонт лав образован мелкими (от 2 до 5 см) спекшимися шариками. С шаровыми лавами обычно связаны розовые карбонаты, пропитывающие как сами шаровые лавы, так и их туфы. Текстуры лав плотные, массивные, структуры — порфириовидные и диабазовые. Мелкозернистыми и стекловатыми бывают только породы в самых краях подушек. Темноцветные минералы представлены гиперстеном и авгитом, а также основным плагиоклазом, рудный минерал представлен кристаллическим магнетитом.

Верхи этой толщи видны в районе с. Преображенского и сложены в основном хорошо стратифицированной пачкой тонкослоистых псефитовых и псаммитовых туфов. Они содержат угловатые светло-зеленые и светло-розовые глыбы порфириовидных дацит-липаритов и темно-бурые обломки подушек базальтов. В дацит-липаритах порфириовые вкрапленники (до 3 мм) представлены чистым кварцем, кислым зональным плагиоклазом и редкими кристаллами авгита в микрокристаллической массе кислого стекла. Встречены обломки, в которых шестигранные кристаллы плагиоклаза (андезин) включены в перлитовое кварцевое стекло. В кислой пирокластике наряду с обломками кристаллов вкрапленников и стекла в изобилии обнаружены шестигранные дипирамиды кварца и октаэдры магнетита. Последнее нередко оплавлено, что, очевидно, свидетельствует о том, что температура извержения превышала 1000°C.

Необходимо отметить, что среди обломков встречаются также глыбы яшм, яшмовидных пород, фтанигов и тонкокристаллических светло-серых полосчатых габброидов, описание которых будет дано ниже. Видимая мощность всей толщи около 500 м.

Выше по разрезу контрастные эффузивы резко сменяются темноцветной толщей, содержащей шаровые лавы базальтов, грубые автокластические брекчии и туфы основного состава. В хороших береговых обнажениях удается видеть строение отдельных потоков (рис. 3). В их подошве обычно находится мало-мощный (1–2 м) горизонт лавобрекчий, который выше постепенно сменяется массивной лавой (до 10 м толщиной) с грубой столбчатой отдельностью. Концы



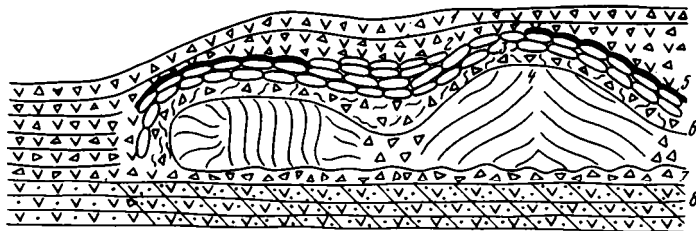


Рис. 3. Внутреннее строение потока шаровых лав базальтов

1 — слоистые туфы; 2 — агломератовые туфы; 3 — подушечные лавы; 4 — столбчатая отдельность внутренней части потока; 5 — корки кальцита на поверхности шаровых лав; 6 — лавобрекчии кровли; 7 — лавобрекчии подошвы потока; 8 — термально измененные слоистые туфы

столбов обычно изогнуты в разные стороны, а в краевой части потока или в раздувах они расположены в виде веера. Выше снова лежат лавобрекчии с большим количеством прожилков кварца. Кровлю потока слагают подушечные лавы (рис. 4), нередко покрытые коркой кальцита. Микросферолитовые текстуры и состав этих образований сходны с таковыми в пелагических илах. Обычно все это перекрыто слоем автокластических туфобрекчий, в которых кальцит образует изоморфные стяжения в цементе, а кремнезем встречается в виде желваков агатов. В краевых частях подушек и в обломках появляются гиалокластиты, которые указывают на большие глубины образования шаровых лав (Хворова и др., 1974). В пирокластике изобилуют основной плагиоклаз, сдвойнированный гиперстен и авгит, а также октаэдры магнетита. В средней части о. Медного мощность этой толщи порядка 400 м, а в направлении на северо-запад, к с. Преображенскому, она постепенно уменьшается до 100 м, причем шаровые лавы из разреза выпадают. Вторичные изменения незначительны, и только пустоты в лавах иногда заполнены актинолитом, кальцитом или кварцем, реже — хлоритом и цеолитом.

Выше по разрезу темноцветная толща постепенно переходит в третью толщу. В ее низах лежат грубые туфобрекчии, в которых базальтовый темно-бурый материал смешан с кислым зеленоцветным материалом. Вверх по разрезу размер обломков уменьшается и толщу венчает тонкослоистая пачка туфопесчаников и туфосилицитов. Общая мощность толщи около 300 м. Здесь также наблюдается существенное уменьшение грубости обломочного материала от средней части острова по направлению к с. Преображенскому. На северо-западной оконечности острова весь разрез практически представлен тонкообломочными пирокластами.

В самых низах разреза контрастных эффузивов в цементе грубых туфобрекчий найдены фрагменты известняковых трубок полихет, неопределимые обломки наутилоидей и остатки планктонных и бентосных фораминифер, в верхней части разреза толщи — радиолярии, кремнистые губки и их спикюлы, а также зубы акул. Из органических остатков в средней части разреза преображенской свиты обнаружены бентосные фораминиферы. Сохранность органических остатков в породах командорской серии часто плохая. Остатки определяемой микрофауны и пелеципод найдены в результате тщательных поисков. Обычно они заключены в более грубообломочных частях разреза, где породы менее окремненны и ожелезнены.

Только благодаря массовому отбору образцов на микрофауну удалось палеонтологически охарактеризовать ранее немые вулканогенные толщи самых низов разреза. В сильно окремненных и ожелезненных туфах и туфосилицитах пелитовой



Рис. 4. Шаровые лавы базальтов. Светлые поверхности – корки кальцита на подушках

и псаммитовой размерности, а также в карбонатных стяжениях остатки радиолярий и микрофауны изучались в шлифах. Микрофауна в нижней части комплекса контрастных эффузивов и из основания массивных агломератовых туфов представлена довольно многочисленными фораминиферами. По данным М.Я. Серовой, 75% из их числа состоит из планктонных форм, преимущественно глобигерин. Раковины их минерализованы, деформированы и не пригодны для точной диагностики. Лишь отдельные экземпляры сохранили в большей или меньшей степени прижизненные очертания и условно могут быть отождествлены со следующими видами: *Globigerina* cf. *nana* Chalil., *G.* cf. *velascoensis* Cushm., *G.* cf. *turgida* Finlay, *G.* cf. *linaperta* Finlay, *Globorotalia* sp. indet. Наряду с многочисленными планктонными в комплексе присутствуют также единичные бентосные фораминиферы: *Cibicides* cf. *pseudoungerianus* *evolutus* Cushm. et Hobs., *Vaginulinopsis* cf. *asperuliformis* Nutall, *Osangularia* sp. indet., *Silicobathysiphon* sp. indet., *Lenticulina* sp. indet., *Bulimina* *lirata* Cushm. et Parker, *B.* sp. indet., *Glomospira* *charoides* *corona* Cushm. et Jarv. В верхней части преображенской свиты фораминиферная ассоциация представлена единичными экземплярами плохой сохранности исключительно бентосных видов: *Robulus* *inornatus* (d'Orb.), *Cibicides* *praecursorius* Schwager, *C.* *cushmani* Nutall.

ГАВАНСКАЯ СВИТА

Подошва гаванской свиты, залегающей согласно на отложениях преображенской свиты, устанавливается по появлению горизонта, содержащего четыре-пять пластов грубых туфобрекчий и туфоконгломератов, переслаивающихся с более тонкими слоями псаммитовых и пелитовых туфов. Несколько выше снова появляется массивный пласт темно-бурых туфобрекчий мощностью 30–40 м, который содержит обломки (до 0,5 м) подушек шаровых лав, прослои псефитовых и псаммитовых туфов. Потоки шаровых лав здесь отсутствуют. Вверх по разрезу

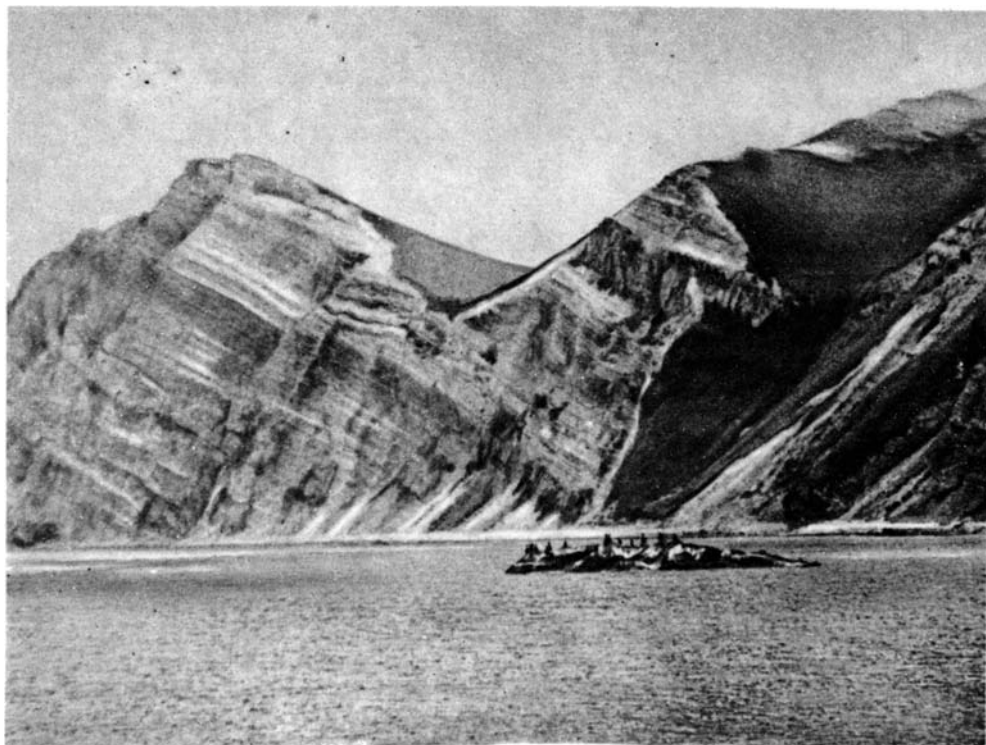


Рис 5. Характер слоистости в вулканогенно-осадочных породах командорской серии (гаванская свита)

продолжается чередование пластов туфоконгломератов, туфобрекчий, пелитовых и псаммитовых туфов (рис. 5). У верхов разреза начинают преобладать тонкообломочные пирокластические разности. В составе туфов преобладают минералы основных пород, однако в качестве примеси присутствует и кислый материал контрастных эффузивов.

Обычно в подошве концентрируются темноцветные минералы, в то время как в кровле преобладают лейкократовые компоненты. Заканчивается разрез этой свиты 100-метровой пачкой туфосилицитов. Отметим, что в разрезе появляются отдельные прослои темно-бурых псефитовых и псаммитовых туфов с характерной псевдошаровой скорлуповатой отдельностью. Примерно в середине разреза свиты появляются признаки градиционной слоистости со следами завихрений в слоях и подошвенными знаками, а также редкие остатки растительного детрита. Здесь же в туфобрекчиях встречаются обломки толстостворчатых раковин. В отложениях гаванской свиты впервые обнаружены мелкие конкреции плотного светло-розового кальцита. Мощность отложений гаванской свиты порядка 900 м.

В двух образцах из 20, отобранных из верхней части разреза гаванской свиты, были найдены единичные известковые бентосные фораминиферы (определение М.Я. Серовой): *Cibicides laimigi* Mallory, *Discorbis* aff. *baintoni* Mallory — и формы, соответствующие определенным Мэллори (Mallory, 1959): *Epistominella partshina*, *Gyroidina guayabalensis* Cole., *G. orbicularis planata* Cushman., *Pseudoguttulina* cf. *laevigata* d'Orb., *Quinqueloculina* sp. indet., *Guttulina* sp. indet.

Подошва гавриловской свиты фиксируется появлением горизонта темно-серых псефитовых и псаммитовых туфов с мелкими обломками битой ракуши. Этот горизонт характеризуется присутствием светло-серых конкреций туфокальцита, которые нередко изъедены камнеточками (образованные ими пустоты заполнены более светлым кальцитом). Отложения гавриловской свиты представляют довольно монотонную толщу псаммитовых и пелитовых туфов основного состава светло-серого цвета мощностью 500—600 м, внутри которой встречаются отдельные темноцветные прослои более грубых туфов со скорлуповатой "подушечной" отдельностью. Здесь в изобилии встречается растительный детрит и спорадически появляются послойные стяжения светло-розового кальцита. В верхах свиты кальцит иногда выполняет верхние части своеобразных вулканогенных ритмов.

В кровле свиты начинают появляться прослои туфобрекчий, туфопесчаников и туфоконгломератов, чем отмечается постепенный переход к вышележащей полуденной свите. В этих прослоях найдены остатки бентосной микрофауны, а также фрагменты определяемой фауны моллюсков. На микрофауну были опробованы нижняя (25 образцов) и верхняя части пачки (11 образцов). Фораминиферы встречены лишь в одном образце в верхней части свиты. Комплекс фораминифер состоит всего лишь из нескольких видов, представленных единичными экземплярами неудовлетворительной сохранности: *Nodosarella* (?) cf. *vernuili* d'Orb., *Cibicides falconensis* Reus., *C. maurensis* Howe et Roberts, *Cassidulina* cf. *diversa* Cushm. et Stone, *Plectofrondicularia* cf. *sacatensis* Hornady. Кроме того, присутствуют ядра нодозариид, иглы морских ежей, обломки мшанок. Здесь же собраны немногочисленные раковины моллюсков (определение Ю.Б. Гладенкова): *Venericardia* cf. *nipponica* Yok., *Glycymeris* sp., *Callista* sp., *Polinices* sp. (возможно, *P. cf. eocenica* Nagao), *Siphonalia* (возможно, *S. cf. asakuraensis* Nagao), *Fanus* sp., *Lunatia* sp., *Trominina* sp., *Pseudoporissolax* sp., *Adamnestia* sp., *Gastropoda* gen. (три новых вида).

ПОЛУДЕННАЯ СВИТА

Отложения полуденной свиты представлены ритмично чередующимися туфоконгломератами, туфогравелитами и туфопесчаниками темно-серого цвета. Иногда в них появляются прослои и линзы глыбовых туфоконгломератов и туфобрекчий. Здесь грубый материал часто достаточно хорошо окатан. Видны подошвенные знаки и следы жизнедеятельности морских животных. В породах встречаются неопределимые обломки раковин моллюсков и большое количество растительного детрита. Иногда появляются прослои и линзы (до 5 см) жирных углей.

На о. Медном в отложениях этой свиты преобладают грубообломочные разности. В обломках встречаются интрузивные породы габбро-плагиогранитного комплекса, спилиты и горнблендиты, а также яшмы, фтаниты, роговообманковые габбро, опалы. Степень окатанности этих обломков вверх по разрезу увеличивается. В туфах наряду с пироксенами появляется роговая обманка. Сохранившаяся мощность этих отложений на о. Медном 400—500 м, но на о. Беринга, вероятно, гораздо больше, причем в верхах разреза доминируют туфопесчаники. Здесь были найдены только остатки бентосной микрофауны и неопределимые остатки крупных пектенид. И. Морозевич называл отложения полуденной свиты конгломератами кровли, а Ю.В. Жегалов, объединив их с эффузивной фацией вышележащей никольской свиты, картировал под названием буяновской свиты.

На микрофауну была опробована самая верхняя часть полуденной свиты (верхние 12 м). Здесь обнаружены обломки мшанок, отолиты рыб, радиолярии

и единичные фораминиферы. Единичные экземпляры, менее подвергшиеся деформациям и сохранившие прижизненные очертания, отождествлены М.Я. Серовой с *Elphidium cf. smithi* Cushm. et Dusenbmry, *Nonion havanese* Cushm. et Berm., *Dentalina kreyenbagensis* Mallory, *Gyroidina orbicularis planata* Cushm., *Globobulimina pacifica oregonensis*, *Nonion cf. durchami* Mallory.

Породы всех четырех свит командорской серии обнажаются на юге о. Беринга и вдоль его юго-западного побережья, почти до с. Никольского. Отличаются они лучшей окатанностью пирокластики и меньшей контрастностью размеров обломочного материала. Характерной чертой командорской серии является наличие аморфного кальцита. В нижней части разреза он появляется в виде корок на шаровых лавах и изоморфных стяжений в автокластических брекчиях, выше по разрезу кальцит равномерно рассеян в цементе, а начиная со средней части гавриловской свиты встречается в виде аморфных светло-розовых конкреций. В верхах этой свиты он иногда образует линзовидные стяжения. В верхней части гавриловской свиты местами существуют отдельные горизонты карбонатных пород. В полуденной свите кальцит снова появляется в виде мелких конкреций или обломков. В более высоких частях разреза Командорских островов карбонаты представлены в основном доломитом.

Как отмечалось выше, основание разреза командорской серии характеризуется отсутствием массивных несортированных эруптивных брекчий и горизонтальнослоистых туфов с гранулометрической сортировкой материала, но без следов его значительного перемещения и обработки. Растительный детрит отсутствует. Данные по гиадокластитам и перечисленные особенности разреза свидетельствуют о том, что во время формирования осадки не подвергались волновому воздействию шельфовой зоны и не испытывали перемещений, характерных для образований подводных склонов. В кровле тонкообломочных пирокластов иногда появляются следы пологой ряби, подобной той, которую сейчас находят на абиссальных глубинах. Кроме того, нижняя часть разреза охарактеризована в основном остатками планктонной макро- и микрофауны. Встречены также трубочки полихет, отпечатки водорослей, радиолярии, губки и их спикеры.

Вверх по разрезу постепенно появляется градационная слоистость с подошвенными знаками в основании, следами завихрений в слоях и хорошей окатанностью материала, достигающей максимума в кровле разреза. Породы охарактеризованы бентосной макро- и микрофауной. Встречается растительный детрит, особенно обильный в кровле разреза. Таким образом, здесь явные признаки волнового воздействия и близко расположенной суши, служившей источником растительных остатков и вулканогенного материала. Представляется, что условия осадконакопления изменялись от глубоководных к мелководным.

Исходным материалом являются породы командорской серии, а также хорошо окатанные яшмовидные породы, яшмы, агаты и опалы (подобные встречены в шаровых лавах преображенской свиты). Отсутствие в обломочном материале пород, характеризующих континенты, и наличие явно талассогенных яшм, фтанитов, тонкослоистых терригенных и терригенно-карбонатных пород свидетельствуют о том, что в основании гряды лежит океаническая кора. Мегаритмичность разреза и сортировку пирокластического материала можно объяснить пульсацией вулканизма. Градационная слоистость внутри крупных ритмов может быть связана как с деятельностью мутьевых потоков в области подводного склона, так и с последовательным осаждением пирокластического материала в толще морской воды. Фациальная изменчивость в породах командорской серии выражена слабо и выявляется только при тщательных наблюдениях. При этом, судя по характеру выклинивания лавовых потоков, некоторому уменьшению грубости обломочного материала, подошвенным знакам и характеру слоистости,

можно говорить, что во время накопления вулканогенных отложений этой серии перемещение материала происходило в северном направлении в тыл гряды.

На о. Беринга в районе бухты Федоскиной в конгломератах верхней части полуденной свиты в приливной полосе обнажается древний грязевой поток с крупными (до 3 м) глыбами лавобрекчий пикритов, который резко выклинивается в сторону берега. В лавах оливин полностью замещен баститом. При этом форма кристаллов сохранена благодаря тому, что они одеты в рубашку железистых окислов. Здесь же встречено большое количество древесных остатков, изъеденных древоточцами. Эти признаки, а также структурные и текстурные особенности лавобрекчий указывают на то, что извержение происходило в субэвральном условиях, а вулканические центры находились к югу от Командорских островов.

АНАЛОГИ КОМАНДОРСКОЙ СЕРИИ НА АЛЕУТСКИХ ОСТРОВАХ

Палеонтологически охарактеризованные третичные отложения в пределах Алеутской дуги развиты на островах Амчитка, Адак и Крысий. На о. Амчитка они разделены на три толщи: Амчитка, Банджо-Поинт, Читка-Поинт. Толща Амчитка развита на юго-востоке острова и представлена в нижней части брекчией, переслаивающейся с туфопесчаниками ("древняя брекчия" основания толщи). Верхняя ее часть образована толщей Кирилов-Поинт, состоящей из туфобрекчий, шаровых лав основного состава и слоистых вулканогенно-осадочных пород (Carr e.a., 1970). В нижней части толщи Амчитка обнаружены немногочисленные плохой сохранности фораминиферы: *Cassidulina globosa* Hantken, *Globigerina* sp., *Globorotalina* sp. aff., *G. pseudobulloides* Plummer, *Bolivina* sp., *Oridorsalis umbonatus* (Reuss.), *Gyroidina* sp. cf. *G. soldanii octocamerata* Cushman et Hanna. Возраст отложений определен как раннетретичный.

Толща Банджо-Поинт, согласно залегающая на толще Амчитка, состоит из брекчий, осадочных пород и базальтовых лав. В осадочных толщах обнаружены моллюски и фораминиферы. Из подстилающих отложений (толща Амчитка) сюда перешли *Cassidulina globosa* Hantken, *Globigerina* sp., *Oridorsalis umbonatus* (Reuss.), *Gyroidina* cf. *soldanii octocamerata* Cushman et Hanna. Вновь появляются виды: *Cassidulina* cf. *galvinensis* Cushman et Fruezel, *Cibicides* cf. *sandiegensis* Cushman et Hanna, *C.* cf. *hodgei* Cushman et Schenck, *C.* cf. *haydoni* Cushman et Schenck, *Nonion* aff. *planatus* Cushman et Thomas, *Plectofrondicularia vaughani* Cushman, *P. packardii multilinea* Cushman et Simonson, *P. packardii* Cushman et Schenck, *Gattulina* cf. *problema* d'Orb., *Planularia mackleyana* Church, *Uvigerina elongata* Cole, *Nodosaria* cf. *pyrula* d'Orb., *N. holserica* Schwager, *Dentalina consobrina* d'Orb., *D.* (?) *amchitkaensis* Todd, *Sigmomorphina* cf. *Schencki* Cushman et Ozawa, *Melonis* cf. *umbilicatus* Montague, *Melonis* sp., *Alabamina kernensis* Smith, *Bulimina schencki* Beck, *Glaudulina laevigata ovata* (Cushman et Applin), *Angulalogenrina hanna* Beck, *Globorotaloides* cf. *suteri* Bolli. (Carr e.a., 1970).

Сходный, но более обедненный в отношении видового состава комплекс характеризует отложения толщи Ганиерков о. Крысьего. На основании фауны моллюсков и фораминифер возраст толщи Банджо-Поинт о. Амчитка и сходных отложений о. Крысьего определяется как позднеоценновый или олигоценный.

На о. Адак окаменелости встречены в толще Эндрю-Лейк (Scholl e.a., 1970), которая залегает на массивных сильно измененных андезитовых и базальтовых лавах и пирокластических породах Фингер-Бэй. В основании толщи Эндрю-Лейк найдены отпечатки растений, определенные как *Annularia stellata* (Slotheim) Wood (Coats, 1956a), на основании чего возраст толщи считается пермским. Однако в той же толще, в 350 м выше находок "аннулярий" обнаружены

моллюски: *Propeamussium* cf. *stainfordensis* Arnold, фораминиферы: *Uvigerina churchi* Cushm. et Siegfus, *Plectofrondicularia* cf. *packardi* *packardi* Cushm. et Schenck, *P. packardi multilineata* Cushm. et Simonson, *Gyroidina* cf. *orbicularis planata* Cushman, *Cibicides* cf. *felix* Martin, *Oridorsalis umbonatus* (Reuss.), *Siphonodosaria* sp., *Cyclammina* cf. *samanica* Berry, *Bathysiphon* sp., *Tritaxilina colei* Cushm. et Siegfus, *Haplophragmoides* sp., *Parapolymixia* cf. *P. californica* David., а в самом образце с "аннулярией" найдены остатки кайнозойских динофлагеллат, которые указывают, что отпечатки растений были определены неверно. На основании этих находок отложения толщи Эндрю-Лейк сопоставлялись с эоценовыми отложениями наризийского яруса Калифорнии (Scholl e.a., 1970).

КОРРЕЛЯЦИЯ И ВОЗРАСТ

Сравнение комплексов фораминифер из вулканогенных толщ Командорских островов и островов Амчитка, Крысьего и Адак, проведенное М.Я. Серовой (Шмидт и др., 1973), показало, что видовой и родовой составы различны, вследствие чего достоверная корреляция разрезов по фораминиферам на данной стадии изученности не представляется возможной. Но не исключено, что отложения нижней части командорской серии, охарактеризованные планктонными фораминиферами, являются в какой-то степени возрастным аналогом толщи Амчитка. Сохранность фауны в обоих случаях не позволяет с достоверностью определить возраст вмещающих пород. Однако присутствие в основании командорской серии трехкамерных глобигерин, менее деформированные экземпляры которых весьма близки к виду *Globigerina* *papa* Chalilov, в сочетании с другими глобигеринами нижнетретичного облика, а также вид *Globorotalia* cf. *pseudobulboides* Plummer в отложениях формации Амчитка, по мнению М.Я. Серовой, скорее свидетельствуют о палеоценовом возрасте этих отложений, а вид *Globigerina* cf. *papa* уточняет его как верхнепалеоценовый.

Встреченные в средней и верхней частях разреза командорской серии бентосные фораминиферы не дают конкретных указаний на возраст вмещающих пород. Можно лишь отметить, что все эти виды известны из отложений улатизийского и наризийского ярусов Калифорнии, возрастной интервал которых по бентосным фораминиферам в ярусной шкале Маллори (Mallory, 1959) определяли соответственно как средний и верхний эоцен. На основании последних данных по планктонным фораминиферам (Bandy, Kolpack, 1963; Steineck, Gibbison, 1971; Serova, 1967; Крашенинников, 1971) отложения улатизийского яруса относятся к нижнему, а наризийского — к среднему эоцену. Отпечатки моллюсков, найденные в верхах гавриловской свиты, среди которых, к сожалению, преобладают формы плохой сохранности, не дают возможности определить точный возраст отложений. Однако присутствие указанных *Venericardia*, *Polinices*, *Siphonalia* и других, сходных с эоценовыми ассоциациями в Японии, по мнению Ю.Б. Гладенкова, позволяет предполагать нижнепалеогеновый (скорее всего эоценовый) возраст вмещающих слоев, хотя это заключение нуждается еще в проверке. Наличие в комплексе перечисленных форм свидетельствует об относительной тепловодности бассейна.

Видовой состав комплекса фораминифер Банджо-Пойнт о. Амчитка и Эндрю-Лейк о. Адак также сходен с комплексом наризийского яруса Калифорнии, на основании чего можно полагать, что данные толщи синхронны в какой-то степени отложениям верхней части командорской серии. Таким образом, данные, полученные на основании изучения фораминифер, позволили существенно уточнить возраст пород командорской серии и ее аналогов, являющихся самыми древними образованиями в пределах Алеутской гряды.

Аналоги пород командорской серии известны и на других крупных островах Алеутской гряды, и на Аляске. Эти породы часто слабо охарактеризованы фаунистически. Однако, учитывая примерную разновозрастность этих образований, а также литологическое и петрохимическое сходство пород, их можно объединить в одну толщу под общим названием "алеутский горизонт". В него, по мнению автора, должны быть включены самые древние образования Алеутской гряды и соответствующие им породы на Аляске. Это — отложения группы Бивер-Бэй на п-ве Аляска (Burk, 1965); формация Уналашка на о. Уналашка, а также соответствующие им отложения на соседнем о. Умнак (нижняя часть разреза) (Byers, 1959), толщи Эндрю-Лейк и Фингер-Бэй на севере о. Адак (Coats, 1956a; Scholl e.a., 1970), а также соответствующие им слои на юге этого острова и на островах Амагигнак и Юлак (Fraser, Barnett, 1959; Fraser, Snyder, 1959); породы толщ Амчитка и Банджо-Пойнт (Powers e.a., 1960; Carr e.a., 1970), а также их литологические аналоги — толщи Рэт и Гунерс-Ков на о. Крысьем (Lewis e.a., 1960); толща Вега-Бэй на о. Кыска (Coats e.a., 1961); слои Агатту и Крутлой-Пойнт на о. Агатту (Gates e.a., 1971). Приведенная корреляция почти полностью согласуется с представлениями группы американских геологов (Scholl e.a., 1970).

Это в основном вулканогенные породы эоценовых подводных извержений, слагающие основание разреза Алеутской гряды. Терригенная составляющая в разрезах незначительна и уменьшается по направлению от Аляски к Камчатке от 25 до нескольких процентов. Вторичные изменения нередко выражены локальной хлоритизацией, пропилитизацией, окремнением и пиритизацией отдельных частей разреза. Чаще всего эти изменения связаны с интрузиями или разломами.

Необходимо отметить фациальную изменчивость в породах алеутского горизонта. Если на о. Амчитка, самом южном острове Алеутской гряды, на юге о. Адак и на других крупных островах почти весь разрез слагают шаровые лавы и грубообломочные пирокластические образования, то на более северных островах преобладают мелкообломочные пирокластические разности. Кроме того, на многих островах отмечается сокращение мощностей эоценовых подводных вулканитов с юга на север (Carr e.a., 1970). Это свидетельствует о том, что центры извержения эоценового времени находились южнее и в настоящее время, очевидно, погребены под водами Тихого океана вдоль фронта гряды. Наоборот, как на Командорских островах, так и на многих других островах Алеутской гряды имеются признаки относительной глубоководности (Scholl e.a., 1970) образований. Очевидно, что большинство современных островов представляет собой фрагменты тыльного склона гряды. Об этом же говорят преобладающие наклоны слоев на север.

Обилие растительного детрита, среди которого появляются обломки древесины, споры и пыльца, планктонные фораминиферы и теплолюбивая микрофауна (особенно появление наутилоидей и пектенид) свидетельствуют о том, что эоценовая эпоха в этом районе характеризовалась значительно более теплым климатом, чем в настоящее время.

Как для пород командорской серии, так и для вышележащих образований характерна слабая переработка пирокластического материала, указывающая на незначительный перемыв и недалекий перенос. Рентгеноструктурный анализ из фракции менее 0,01 мм показывает резкое преобладание тонкой кристаллокластичности и наличие очень незначительного количества органогенной примеси и глинистых минералов.

Отсутствие терригенной составляющей немаловажно для формационного анализа и выявления палеоаналогов островных дуг.

Разрез отложений никольской свиты описан на о. Беринга, где она несогласно налегает на различные свиты командорской серии. Здесь на протяжении 50 км в разрозненных, но достаточно частых обнажениях, несмотря на сильную раздробленность пород и блоковые перемещения, выявляется картина сложных и относительно резких фациальных переходов между отдельными частями свиты. Многие исследователи отложения никольской свиты относят к разным возрастным толщам (Геология СССР, 1964, т. XXXI). Однако при детальном полевых наблюдениях, а также в результате описания шпифов и определения остатков флоры и фауны удалось обнаружить корреляционные признаки и характерные черты, позволившие объединить разнородные разрезы в одну полифациальную свиту. Отметим, что фациальные переходы очень часто видны в обнажениях. Обособляются три фациальные зоны: на севере — зона щитовых вулканов, в центре — зона массивнослоистых диатомовых туффитов, на юге — зона тонкослоистых туффитов и тефроидов (рис. 6).

Эффузивные породы никольской свиты включают самый различный изверженный материал: лавы, грубые автокластические брекчии, туфоконгломераты. Особенно широко представлены тонкие пирокластические разности: псефитовые и псаммитовые туфы, туффиты и тефроиды, которые иногда бывают частично перемыты. Эти породы, как по вертикали, так и по латерали, встречаются в самых различных сочетаниях. Учитывая их эруптивную природу и для упрощения автор называет их просто туфами.

Разрез зоны щитовых вулканов в лучшем виде представлен в северной части о. Беринга, от м. Юшина до м. Северо-Восточного и от м. Юшина до м. Северо-Западного. На севере в разрезе резко преобладают лавы и грубые автокластические туфобрекчии, гораздо реже появляются отдельные прослои тонких туфов и туфодиатомитов, которые обычно выступают в качестве цементирующего материала в грубой пирокластике. Примесь вулканогенного материала нижежающей толщи незначительна. Еще реже встречаются плотные красные яшмы и яшмовидные породы. Имеются также отдельные обломки зеленых роговообманковых сланцев, развитых по вулканическим породам. В лавах трахибазальтов в изобилии встречены крупные и мелкие ксенолиты ультраосновных пород. В крупных ксенолитах на контакте с лавой возникает зона роговообманковых пород.

В основании разреза лава представлена щелочными базальтами с типичным набором минералов: моноклинным пироксеном, пизонитом и титан-авгитом, а также зональными плагиоклазами широкого диапазона — от олигоклаза до битовинита. В значительных количествах присутствует рудный минерал, представленный титаномagnetитом. Преобладают порфиоровые и андезитовые структуры. В пирокластике наряду с пироксенами появляется бурая титанистая роговая обманка.

Потоки верхних частей разреза имеют андезитовый состав за счет раскисления плагиоклаза до андезина (преобладает) и олигоклаза. Наряду с бурой полущелочной роговой обманкой (баркевикит) появляется зеленая и уменьшается количество рудного минерала. В пирокластике появляется биотит.

В районе м. Вакселя вблизи кровли свиты в разрезе преобладают грубые пирокластические разности, представленные в основном глыбовыми эруптивными брекчиями, в которых появляется до 10% хорошо окатанной гальки. Эта грубослоистая толща переслаивается с редкими потоками лавы и, вероятно, была сформирована на склоне вулкана в прибрежной зоне. В процессе мощных взрывов, по-видимому, наблюдалось некоторое перемещение обломочного материала. При этом происходило смешивание пирокластического материала с

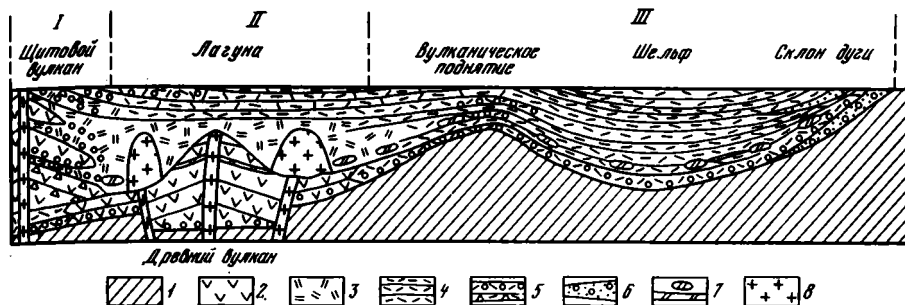


Рис. 6. Характер фациальных взаимоотношений в никольской свите и вероятная палеоструктурная обстановка

I — зона щитовых вулканов; II — зона диатомовых туффов; III — зона туффов и тефроидов. 1 — нерасчлененные отложения командорской серии; 2 — лавы и агломеративные туфы; 3 — массивные диатомовые туффы; 4 — слоистые туффы; 5 — внутриформационные конгломераты и брекчи; 6 — базальные конгломераты; 7 — линзы и конкреции доломитов; 8 — экструзии андезито-базальтов

галькой пляжей и частичная сортировка пирокластике. Далее на юг вдоль побережья Берингова моря видно, как пирокластический материал постепенно утоняется и становится менее грубослоистым. Содержание туфогенной составляющей увеличивается, отмечается сортировка пирокластике. Здесь в пределах одного обнажения удастся наблюдать, как грубые туфобрекчи и туфоконгломераты вверх по разрезу постепенно сменяются массивнослоистыми и грубозернистыми рыхлыми туфами и туфодиатомитами, которые в свою очередь выше сменяются тонкослоистыми сильно силицифицированными туфами. Последние вверх по разрезу снова сменяются туфобрекчиями и туфоконгломератами. В районе оз. Саранного и в его окрестностях видно переслаивание рыхлых туфов и туфоконгломератов с массивнослоистыми туфодиатомитами и тонкослоистыми окремненными туфами; намечается постепенный переход к следующей фациальной зоне. Мощность разреза зоны щитовых вулканов около 1000 м. В средней части разреза в прослоях светло-желтых отбеливающихся туфов в двух точках найдены обильные остатки диатомовых, водорослей и радиолярий. В верхней части этого разреза в перемытых туфогравелитах и туфопесчаниках встречены крупные раковины моллюсков, а также относительно хорошо сохранившиеся остатки фораминифер. В грубой пирокластике найдены обугленный детрит и окремневшие обломки стволов.

В самой верхней части разреза никольской свиты (верхние 50 м) в разрезе у м. Северо-Западного обнаружены фораминиферы (определение М.Я. Серовой): *Melonis soldanii* d'Ord., *Nonion goudkoffi* Kleinpell, *Obliquina williamsoni* (Alcock), *Cibicides altamiraensis* Kleinpell, *C. mallori* Matsunaga, *C. kleinpell* Serova, *C. lobabulus* (Walker et Jakob), *Islandiella islandica* (Norwang), *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. trilocularis* d'Orb., *G. praebulloides* Blow и др. и моллюски (определение В.Н. Синельниковой): *Papyridea kipenensis* Slod., *P. harrimani* Dall., *Callista olgensis* (Ilyna), *Pitar kavranensis* (Slod.), *Phacoides* (*Lucinoma*) cf. *acutilineata* Conr., *Mya* sp. indet., *Pododesmus* sp., *Yoldia* (*Cnesterium*) sp., *Thyasira* sp. Видовой состав фораминифер и моллюсков, по мнению М.Я. Серовой и В.Н. Синельниковой, типичен для отложений кавранской серии Западной Камчатки и, вероятно, характеризует ее среднемиоценовую часть (какертский и нижняя часть этолонского горизонтов).

Здесь же найдены остатки шишечной чешуи *Abies* sp., фрагменты побегов *Glyptostrobus europaeus* (Brongn), *Thuja* sp., *Ilex* sp. (?), фрагмент листа двудольного, напоминающий отчасти листья кустарников берез (*ex sect. Fruticosae*), и

фрагмент побера (?) *Glyptostrobus* sp. (определение М.А. Ахметьева), которые характеризуют олигоцен-миоценовый возраст вмещающих пород.

Несколько ниже по разрезу найдена створка *Lima* (Acesta) cf. *sachalinensis* Slod. (определение В.Н. Синельниковой); этот вид встречается в отложениях не выше низов среднего миоцена. Также обнаружены единичные створки *Delectopecten pedroanus* Trask, *Phacoides* (*Lucinoma*) cf. *acutilineata* Conr., *Arca* sp., *Thiasira* sp. indet.

Зона массивно слоистых диатомовых туффитов занимает северную, пониженную, часть острова от южного берега оз. Саранного до широты с. Никольского и от тихоокеанского побережья до среднего течения р. Лощавой. Состав туфов постоянен и аналогичен описанному в зоне щитовых вулканов. Как в латеральном, так и в вертикальном направлении меняются лишь размерность и соотношения пирокластической составляющей. В пирокластике определены вторичные минералы, развитые по вулканическому стеклу. Это смешанно слоистые глины и в меньшей степени цеолит. Подобная ассоциация указывает на присутствие в первичном материале как основного, так и кислого стекла. Более грубая пирокластическая не затронута вторичными изменениями. Видно лишь растворение рудного минерала, который здесь представлен довольно обильным титаномагнетитом. Поэтому свежий скол таких обломков покрыт кольцами Лизеанга, а поверхность всегда отбеленная. В отдельных обнажениях появляется некоторая слоистость и гранулометрическая сортировка материала. При этом верхи таких слоев всегда сильно окремнены, вероятно за счет вторичного растворения более тонких стекловатых туфов, диатомовых и радиолярий. Вниз окремнение постепенно уменьшается, и нижняя часть слоя (20–30 см) состоит из рыхлых грубозернистых туфов. В массивных туффитах не наблюдается сортировки материала, нередко встречается галька вышеописанных лав. Здесь обнаружен богатый комплекс остатков диатомовых водорослей. В районе оз. Саранного в туффитах появляются крупные конкреции доломита, включающие раковины гастропод, пелеципод и дендалиумов достаточной хорошей сохранности, а также отпечатки хвойной и широколиственной растительности и фрагменты древесины. Здесь же встречен небогатый в видовом отношении комплекс бентосных фораминифер.

Далее к северо-востоку и на юге начинают постепенно появляться признаки слоистости и гранулометрической сортировки, намечается переход к следующей фациальной зоне (рис. 7, см. вкл.).

Необходимо отметить, что зона массивных диатомовых туффитов подстилается отложениями более раннего щитового вулкана, аналогичного описанному в первой зоне. Фрагменты этого вулкана обнажаются в отливной полосе вдоль северо-восточного побережья, где видны подводные потоки лав щелочных базальтов и глыбовые автокластические брекчии. В брекчиях наряду с глыбовыми обломками подушек трахибазальтов встречаются хорошо окатанные гальки того же состава, псефитовые и псаммитовые туфы, содержащие до 20 % глауконита. В жилах и отдельных прослоях встречены туфодоломиты, в шлихах из которых определены остатки бентосной микрофауны. Центр извержения, вероятно, находится в районе горы Наковальня, которая представляет остатки шлакового конуса с обломками бомб описанных выше андезитов-базальтов. Здесь грубые массивно слоистые брекчии с обломками бомб наклонены в разные стороны от центра горы и пронизаны многочисленными жилами, заполненными туфодоломитами. Пирокластический материал также пропитан доломитом. Минеральный состав пирокластической породы аналогичен описанному на севере о. Беринга. Наличие обломков пористых лавовых бомб свидетельствует о том, что выброс материала происходил в атмосферу, а хорошая слоистость, некоторая сортировка и частичная

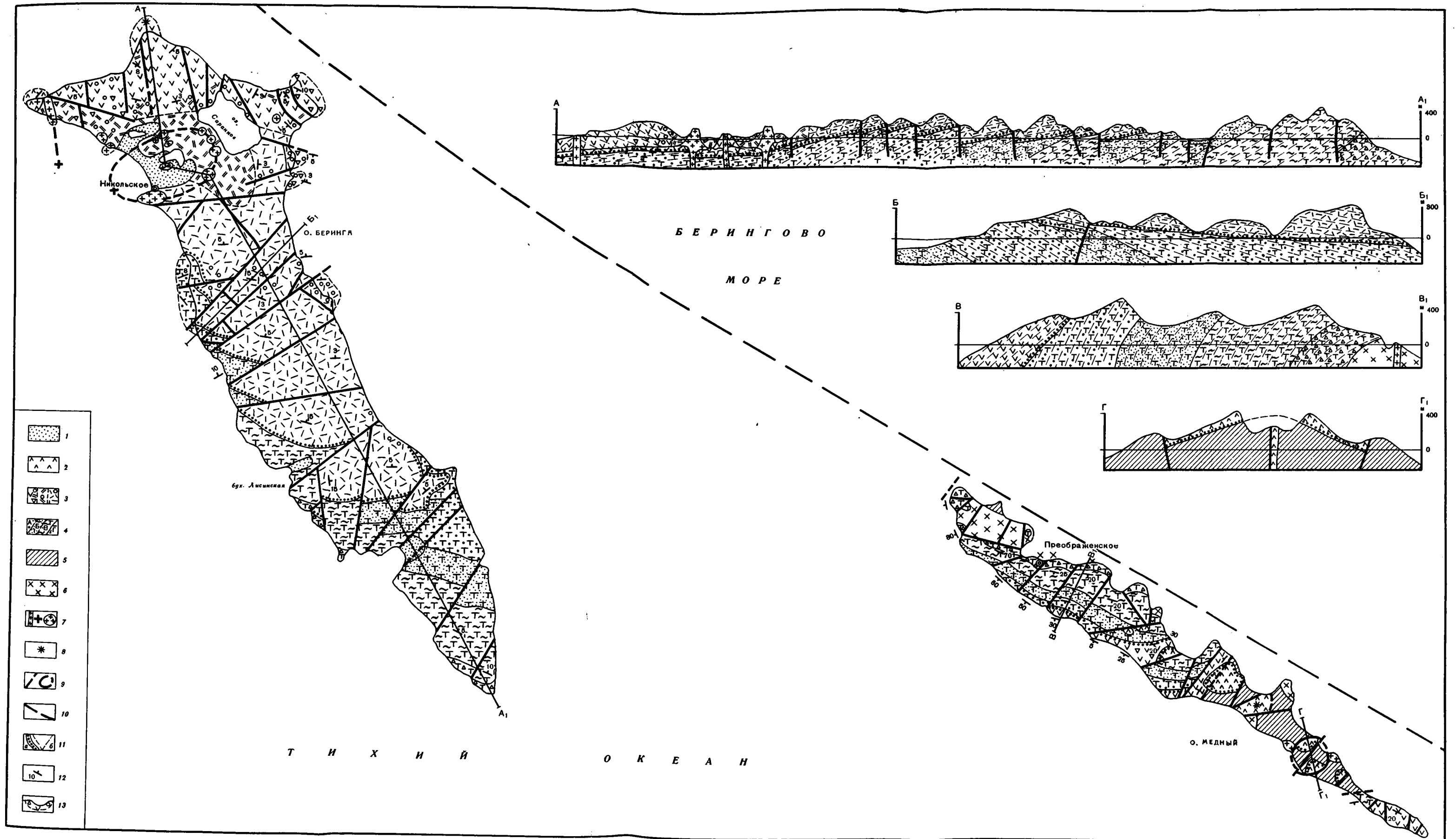


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Командорских островов

1 - четвертичные отложения; 2 - эффузивы водопадской свиты; 3 - полифациальные отложения никольской свиты; 4 - отложения командорской серии (свиты: А - преобразенская, Б - гаванская, В - гавриловская, Г - полуденная); 5 - гидротермально измененные породы; 6 - эоцен-олигоценовые интрузии; 7 - послеолигоценовые интрузии и экструзии; 8 - вероятные центры извержений; 9 - основные разломы; 10 - вероятное положение глубинного разлома; 11 - несогласные и стратиграфические границы (а), фациальные границы (б); 12 - элементы залегания пород; 13 - обнажения в пределах отливной полосы

Абсолютный возраст	Период	Эпоха	Камчатка	Командорские острова	Острова Ближние	Крысы острова			Андреяновские острова			Лисьи острова		Аляска
			Усть-Камчатский полуостров	Острова Беринга и Медный	Острова Атту, Агattu и Семичи	О. Кыска	Острова Рет, Литл Ситхин, Сегула, Давыдов и Хвостов	Острова Амчитка и Семисопочный	Острова Канага, Танага и Деларовы	Острова Адак и Кагалашка	О. Грет-Ситхин	Острова Умнак и Богослов	О. Уналашка	Аляскинский полуостров
			Материалы стратиграфического совещания (1975) с добавлениями автора	Шмидт и др., 1973	Coats, 1956b; Sharp, 1946; Gates e.a., 1971	Coats e.a., 1961	Lewis e.a., 1960; Nelson, 1959; Snyder, 1959	Powers e.a., 1960; Coats, 1959b; Carr e.a., 1969, 1970	Fraser e.a., 1959; Coats, 1956b	Coats, 1956a; Fraser e.a., 1959; Scholl e.a., 1970	Simons e.a., 1955	Biers, 1959	Barnett e.a., 1961	Burk, 1965
11	Четвертичный	Голоценовая	Ольховская свита. Конгломераты, песчаники, глины с галькой. 400 м			Породы вулкана Кыска. Переслаивание лав и пирокластиков	Современные конусы вулканов. Потoki лав и туфы	Современные вулканы и пеплы	Пачка-5, лавы базальтов и андезитов, современные конусы вулканов	Молодые конусы вулканов, туфы, брекчи, лавы андезитов	Вулканиды конуса Грет-Ситхин. Лавы, пеплы, агломераты	Андезиты, риодазиты, туфы, пеплы, посткальдерные	Современные вулканиды, пеплы, фумаролы	Современные потоки лав, брекчи, пеплы
		Плейстоценовая	Отложения современных стратовулканов											
	Неогеновый	Плиоценовая		Водопадская свита. Лавы базальтов, андезитов, дацитов, туфы. 500 м	Базальты, туфы, агломераты, слабо изменены	Формация Кыска-Гарбер. Потoki лав, автокластические брекчи, туфы, песчаники	Формация Вулф-Коув. Агломераты, туфы, лавы андезитов и базальтов	Вулканиды Похной. Туфобрекчи андезитов и базальтов, лавы и агломераты	Пачка-4. Предкальдерные потоки лав древних щитовых вулканов и пирокластиков	Вулканиды Эндрю-Бей. Туфобрекчи, туфы, лавы и купола андезитов. 300 м	Формация Сенд-Бей. Агломераты, потоки лав, пеплы, туфы. 450 м	Вулканиды вулканов Окток и Рехешной. Лавы, агломераты, туфы	Потоки андезитов и базальтов, пирокластические породы	Потоки лав, брекчи, туфы, морские песчаники и конгломераты
		Миоценовая	Высокогорская свита. Туфы, конгломераты, песчаники											
			Тюшевская серия. Флишюиды. 600 м	Никольская свита. Лавы базальтов и андезитов, их туфы, диатомовые туффиты, туфопесчаники, слоистые туфы. 500-1000 м	Зеленые и серые базальты, агломераты, туфы, слабо изменены и дислоцированы	Формация Вега-Бей. Переслаивание лав и пирокластиков, конгломераты и песчаники. 600 м	Формация Гуннерс-Коув. Лавы базальтов, туфы, конгломераты, слабо изменены	Формация Читка-Пойнт. Потoki лав и брекчи андезитов, конгломераты. 300 м	Пачка-3. Туфобрекчи, лавы, туфы, шаровые лавы, слабо изменены	Слоистые туфы и песчаники, грубозернистые песчаники и вулканические вакки	Грубозернистый хорошо слоистый туф, литифицирован	Осадочный и изверженный комплекс, дислоцирован. 4500 м	Формация Уналашка (верхняя часть). Потoki андезитов и базальтов, туфы. 250 м	Формация Беар-Лейк. Песчаники и конгломераты
		Олигоценная	Чажминская свита. Туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты. 1000 м											
			Баклановская свита. Туфопесчаники, конгломераты. 500 м											
	Палеогеновый	Эоценовая	?				Формация Рет. Конгломераты, потоки лав андезитов, изменены	Формация Банджо-Пойнт. Песчаники, конгломераты, туфы. Формация Амчитка. Пеплы, туфы, шаровые лавы, изменены	Пачки 1-2. Шаровые лавы, конгломераты и пирокластическая, слоистые туфогенные породы	Формация Фингер-Бей. Потoki базальтов, зеленые туфы, шаровые лавы и осадочные породы. 4000 м	Аналоги формации Фингер-Бей. Андезиты, базальты, их туфы, брекчи, слабо метаморфизованы и дислоцированы	Осадочный и изверженный комплекс, дислоцирован. 1500-4500 м	Формация Уналашка (низы). Шаровые лавы отбеленные, силлы, дайки, грауваксы, 2000 м	Формация Бивер-Бей. Вулканические песчаники, потоки лав, конгломераты, темные аргиллиты
		Палеоценовая	Столбовская серия. Шаровые лавы, туфы, конгломераты, песчаники	Командорская серия. Контрастные эффузивы, шаровые лавы базальтов, туфобрекчи, туфоконгломераты, туфы. 2500 м	Мелкозернистые осадочные породы и туфы, сильно окремнены									
			Кислые туфы. 2000 м											
68														

Рис. 10. Схема сопоставления кайнозойских и четвертичных отложений Восточной Камчатки, Алеутской дуги и Аляски

обработка пирокластики свидетельствуют о том, что осаждение происходило в спокойной воде, возможно в лагунных условиях. Вероятно, после миграции центров извержения на север о. Беринга произошло образование эллипсоидной кальдеры обрамленной серией экструзий щелочных андезито-базальтов, фрагменты которых видны в районе с. Никольского и севернее. Кальдера выражена в рельефе и подтверждается резким гравитационным минимумом (устное сообщение М.А. Зубина). Массивные туфы залегают иногда с размывом, но несогласие, по-видимому, локальное, так как на юге оно не прослеживается.

Зона тонкослоистых туффитов и тефроидов фациально сменяет предыдущую и тянется до м. Толстого. Породы имеют светло-серую и светло-желтую окраску, толщина слоев 20–30 см. В кровле разреза материал более тонкий и дает светлую фарфоровидную оскольчатую щебенку. Минеральный состав аналогичен описанному в предыдущих двух зонах, хорошо выражена сортировка материала в ритмичных прослоях, окатанность незначительная. Глауконит встречается только в виде обломков зерен. Отмечены редкие обломки серпентинитов. В небольшом количестве появляется хорошо окатанный материал пород командорской серии. Последний иногда образует самостоятельные прослои и линзы. Количество их увеличивается в районе м. Толстого, где такие прослои выделяются серо-зеленым цветом. Для этой зоны также характерно присутствие линзовидных стяжений и конкреций туфодоломита. Сохранившаяся мощность отложений в этой фициальной зоне порядка 500–600 м.

Вблизи основания разреза иногда видны линзы темно-серых грубых туфов. В средней части зоны линзы достигают мощности 5–6 м. На широте бухт Буян и Федоскиной с этими туфами связаны линзы внутриформационных конгломератов. В обломочном материале преобладают лавы, описанные на севере острова, а также в изобилии встречены обломки пород командорской серии, особенно светло-зеленые дацит-липариты контрастной серии. Сюда же переходят из полуденной свиты хорошо окатанные гальки яшм, опалов и агатов. Встречены также окатанные обломки окаменевшей древесины и неокатанные фрагменты диатомовых туффитов. По простиранию количество обломков уменьшается, туфы начинают расслаиваться и постепенно переходят в слоистые туффиты, обычные для этой зоны. В средней части о. Беринга образуются высыпки галек из этих конгломератов, по которым Ю.В. Жегаловым была закартирована буяновская свита. Однако нами установлено, что ни высыпки, ни горизонты конгломератов не прослеживаются поперек всего острова. В зоне размыва этих конгломератов реками или морским прибоем на современном побережье образуются галечниковые пляжи, обогащенные гальками экзотических яшм и яшмовидных пород, а также агатами и опалами, вымытыми из пород командорской серии (Сеславинский, Шмидт, 1974).

В зоне тонкослоистых туфов и туффитов обнаружены основные комплексы бентосных и планктонных фораминифер никольской свиты. Диатомовые встречаются только в виде обломков, которые видны в шлифах. Из-за сильной окремненности пород выделить их не удастся. Здесь же как в слоистых породах, так и в конгломератах и конкрециях найдены определяемые остатки широколиственных и хвойных растений. Кроме того, обнаружены остатки пелеципод и радиолярий.

Для никольской свиты характерен набор минералов, который не встречен ни выше по разрезу, ни ниже в вулканитах командорской серии. Индекс-минералами здесь являются рудный минерал (титаномагнетит), пироксен, пижонит, щелочная роговая обманка (баркевикит) и хемогенный карбонат (доломит). Иногда в лавах количество рудного минерала титаномагнетита достигает 10–15%. В районе сортировки и частичного перемива туфов никольской свиты появляются прослои чистых титаномагнетитовых песков и мощные горизонты

туфов, обогащенных титаномагнетитом. Один такой горизонт тянется от бухты Медвежьей на севере о. Беринга до западного берега оз. Саранного и бухты Саранной, полукольцом охватывая м. Юшина. На всей северной части о. Беринга и на о. Медном современная эрозия трех фациальных зон приводит к накоплению на морском пляже черных титаномагнетитовых песков. Черные пески появляются также на южном берегу оз. Саранного и в некоторых речках, размывающих описанный выше горизонт. Баркевикит (щелочная роговая обманка) встречается совместно с зеленой роговой обманкой как в лавах, так и в туфах.

На о. Беринга Стейнигер описал новую породу из коллекции Морозевича — берингит, состоящую из плагиоклаза, кварца и баркевикита. Однако эта роговая обманка встречается и в других сочетаниях и определяет щелочность включающих ее пород. Этот густо-коричневый минерал является хорошим индикатором для минералогической корреляции фаций. Титан-авгит и пижонит в лавах обычно встречаются совместно. На самой северной оконечности о. Беринга, где в приливной полосе обнажается центральная часть щитового вулкана, появляются мощные потоки лавобрекчий трахибазальтов с порфирсбластиками пижонита (размер до 1 см). Из этих частично выветрелых лав были отобраны кристаллы пижонита на определение абсолютного возраста и химанализ. В обычном случае, как в лавах, так и в пирокластике пижонит и титан-авгит встречаются в виде хорошо ограненных шестоватых кристаллов. Эти минералы также являются хорошим индикатором для корреляции фациальных зон никольской свиты. Самой заметной и характерной особенностью всех трех зон никольской свиты является наличие горизонта конкреций туфодоломитов. Последний построен довольно закономерно. Источником доломита являются, очевидно, вулканиды погребенного в северной части острова щитового вулкана.

Как уже отмечалось, в грубых вулканидах древнего щитового вулкана в никольской свите доломит встречен в большом количестве в виде прослоев и жил. В более тонких пирокластических разностях в средней части о. Беринга доломит обнаружен в виде мелких линзовидных прослоев. Выше в массивных доломитовых туффитах это уже подушечные крупнокристаллические конкреции до 1 м величиной, а еще несколько выше по разрезу появляются шаровидные конкреции плотного массивного доломита. Эти характерные черты горизонта прослеживаются с небольшими изменениями через все три фациальные зоны. В грубой пирокластике северной части о. Беринга и о. Медного образуются изометричные стяжения доломита или линзочки и желваки. В южной части, в районе развития внутриформационных конгломератов, конкреции становятся крупными, 3—5 м в диаметре, и встречаются значительно реже. Далее на юг конкреции становятся опять мельче и встречаются еще реже, однако четко сохраняют свое положение в разрезе.

Необходимо охарактеризовать базальный горизонт никольской свиты. Как уже отмечалось, на о. Беринга он обнажается в основании зоны слоистых туфов, а на о. Медном — в основании грубых туфобрекчий. Этот горизонт имеет характерные особенности. Он представлен чередующимися хорошо окатанными туфоконгломератами и туфопесчаниками. Эти породы слабо сцементированы, сильно ожелезнены и содержат большое количество растительного обугленного детрита и обломки раковин. Обломочным материалом являются породы командорской серии, сцементированные тем же вулканотерригенным материалом. Мощность горизонта колеблется от 3—5 м на о. Медном до 20—30 м в средней части о. Беринга. На юге этого острова конгломераты базального горизонта встречены только в эрозионных карманах, а несогласие в основном выражено зоной ожелезнения пород командорской серии. В последнем случае горизонт насыщен плитчатыми обломками нижележащих туфов, которые образуют харак-

терные слои, и отчетливо делится на две части. Нижняя содержит в качестве цемента темно-серый хорошо переработанный материал командорской серии, в верхней в качестве цемента появляется слабо переработанный светло-желтый туф никольской свиты.

Для базального горизонта характерны вторичные плотные шаровидные и подушечные стяжения туфопесчаников и туфоконгломератов, сильно сцементированных за счет вторичного растворения карбоната и его коагуляции в цементе. В центре таких ядер обычно находится обломок карбоната или обломок крупной раковины. Там, где рядом расположено несколько таких обломков, формируются гантелевидные и более сложные формы конкреционных стяжений. Эти стяжения обычно очень устойчивы и в местах размыва базального горизонта отчетливо выделяются на фоне прочего обломочного материала. Необходимо отметить, что подобные стяжения образуются и во внутриформационных конгломератах, описанных выше, но там они более редки, не ожелезнены и не содержат обугленного растительного детрита.

На о. Медном в базальном горизонте обнаружен бедный в видовом отношении комплекс бентосных фораминифер. На о. Беринга при детальном опробовании удалось получить более богатый комплекс бентосной микрофауны; кроме того, в верхней части базального горизонта обнаружены единичные планктонные формы фораминифер.

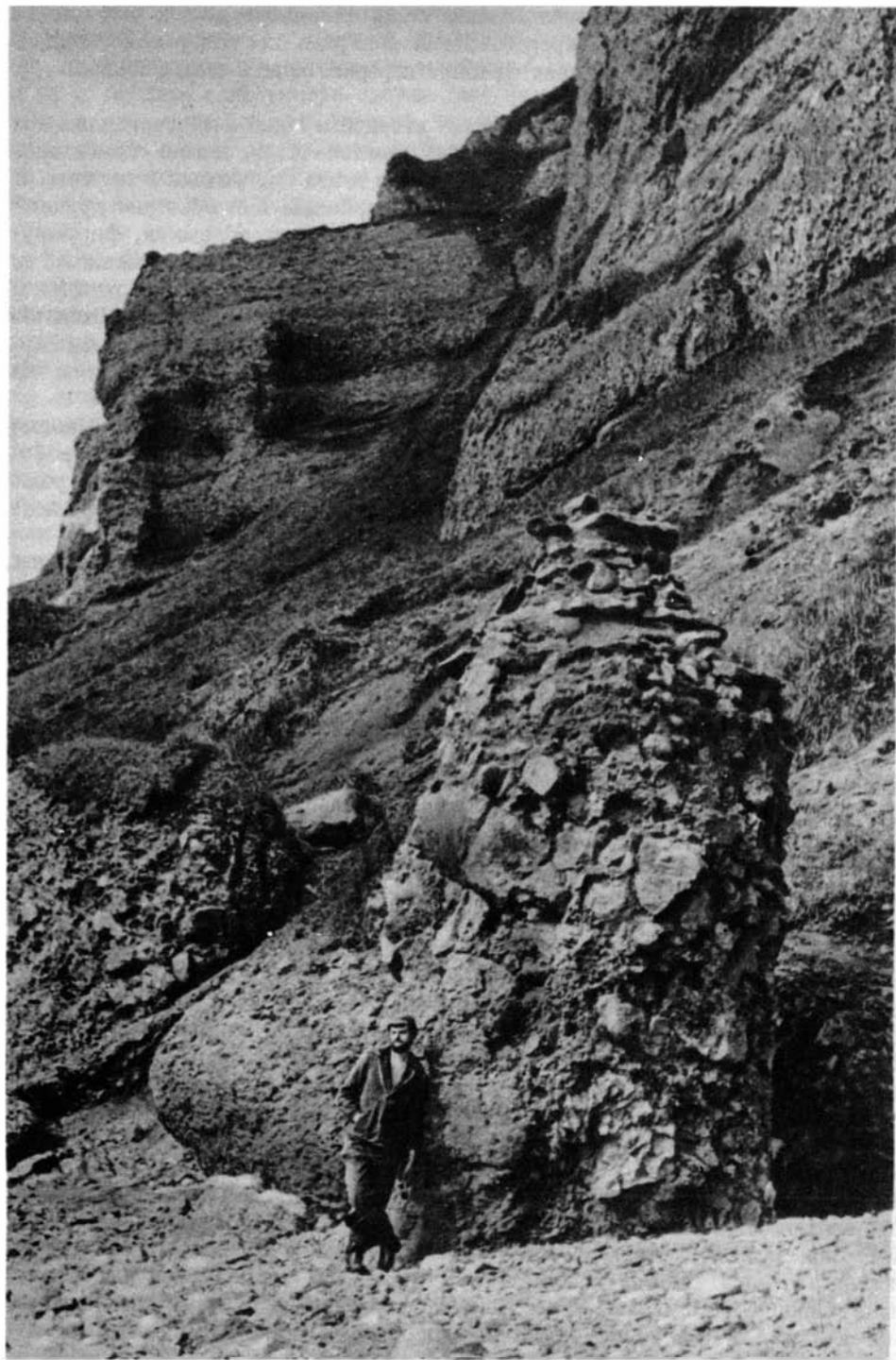
На о. Медном видны фрагменты отложений только первой фациальной зоны, которые обнажаются в поперечном грабене и в центральной части острова. Здесь в основании разреза обнажаются подушечные лавы, сходные с лавами погребенного щитового вулкана о. Беринга. Выше они переходят в ритмично слоистую толщу туфобрекчий, туфоконгломератов и грубозернистых туфов, аналогичную описанной на северо-востоке о. Беринга (рис. 8).

Второй выход пород никольской свиты находится несколько севернее, где они выполняют диагональный односторонний грабен. С севера видно несогласное залегание свиты на породах гавриловской и полуденной свит, но местами контакты идут по разломам. На юге грабена породы представлены грубыми автокластическими брекчиями, которые на севере переходят в толщу ритмичного чередования туфоконгломератов и грубозернистых туфов.

Характер подобных фациальных взаимоотношений свидетельствует о том, что и здесь, вероятно, имела место миграция вулканизма. Необходимо отметить, что лавы, туфобрекчии и туфы никольской свиты драгированы из пролива между островами, а также с подводных банок, расположенных северо-западнее о. Медного и вокруг всей северной оконечности о. Беринга.

Для всех трех зон никольской свиты характерно постоянство минерального состава туфогенной составляющей, независимо от размерности. Иногда наряду с перемытым вулкано-терригенным материалом встречаются отдельные обломки серпентинитов. В средней зоне, особенно в основании разреза, появляется значительное количество глауконита, который в первой и третьей зонах встречен только в виде обломков.

Наличие несогласия между породами командорской серии и никольской свиты оспаривается некоторыми геологами (Шапиро, 1976), поскольку породы обеих толщ залегают в одном структурном плане и редко в пределах одного обнажения удается увидеть между ними угловое или азимутальное несогласие. Однако породы никольской свиты налегают на различные свиты командорской серии, а также в ней присутствует характерный базальный горизонт, поэтому несогласие представляется несомненным. Кроме того, сопоставление разрезов Командорских островов с разрезами Алеутских показывает, что повсюду имеется соответствующий перерыв, отвечающий почти всему олигоцену. Поскольку морское бурение в Беринговом море и в северной части Тихого океана не



**Рис. 8. Туфобрекчи никольской свиты, заполняющие грабен
в средней части о. Медного**

обнаруживает этих перерывов, имеется основание говорить о том, что несогласие приурочено к присводовой части гряды. Обусловлено оно, очевидно, не столько тектоническими движениями, сколько отсутствием вулканизма в указанный промежуток времени.

Породы соответствующих щелочных андезито-базальтовых щитовых вулканов обнаруживают большое сходство в пределах всей Алеутской гряды. На многих островах имеются фаунистические датировки этих отложений, указывающие на одновременность их формирования. Следовательно, эти вулканы можно объединить в единый стратиграфический горизонт, дав ему название "никольский", поскольку на о. Беринга он не только наиболее полно фаунистически охарактеризован, но и детально литологически изучен.

По заключению М.Я. Серовой (Шмидт и др., 1973), комплекс микроокаменелостей никольской свиты состоит преимущественно из радиолярий и агглютинированных фораминифер; лишь в отдельных популяциях секретионные формы преобладают над агглютинированными. Для этого комплекса характерно массовое развитие следующих видов: *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks, *H. flagrei trinitalensis* Cushm. et Renz., *Cyclamina* aff. *pacifica* Beck., которые составляют его основной фон; в массовом количестве присутствуют также радиолярии. Фораминиферовый комплекс четко делится на два подкомплекса. Нижний подкомплекс приурочен к базальному горизонту никольской свиты. Характерным для него является резкое численное преобладание (более 50 % всей численности популяции) вида *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks. Сопутствующие виды представлены немногочисленными экземплярами: *Haplophragmoides flagrei trinitalensis* Cushm., *H. carinatus* Cushm., *Cyclamina* aff. *pacifica* Beck., *Nonion* cf. *havanese* Cushm. et Berm., *Elphidium* cf. *E. smithi* Cushm. et Dusenbury, *Cibicides* sp. indet., *Dentalina*, *Nodosaria*. Секретионные фораминиферы представлены исключительно ядрами.

Верхний подкомплекс характеризует пачку светло-желтых слоистых туфов. Для этого подкомплекса в отличие от подстилающего типично присутствие наряду с руководящими видами комплекса видов: *Rhabdammina* aff. *eocenica* Cushm. et Hauna, *Gaudrina* sp. Kleinpell et Weaver, — имеющих значительную численность. Присутствие рабдаммин позволяет легко различить эти два подкомплекса.

Для верхнего подкомплекса характерно также появление в нижней части слоистой туфовой толщи единичных планктонных фораминифер хорошей сохранности, из которых четыре формы были отождествлены с видом *Globorotalia pseudokugleri* Blow. Остальные восемь экземпляров глобороталий по типу строения напоминают вид *Globorotalia minutissima* Bolli, однако полного тождества установить не удалось, и пока они выделены под названием *Globorotalia* sp.

М.Я. Серова в никольской свите выделила еще один комплекс фораминифер, который отличается от описанных выше присутствием в нем наряду с немногочисленными экземплярами вида *Haplophragmoides obliquicameratus* Marks и сопутствующих ему видов, большого количества вздутых булиминид, представленных преимущественно кальцитовыми ядрами, но некоторые экземпляры имеют хорошую сохранность и вполне определены до вида. По ним установлено присутствие в этом комплексе видов: *Globobulimina pacifica oregonensis* Cushm., Stew., Stew. Этот комплекс сопоставляется с позднеэоценовым комплексом Калифорнии (верхи наризийского и рефуджийский ярус) и характеризует относительно глубоководные участки бассейна осадконакопления.

В отложениях никольской свиты обнаружены также многочисленные остатки диатомовых. На островах Беринга и Медном из разных структурно-фациальных зон на диатомовый анализ было отобрано около 200 образцов. Л.М. Долматова определила 168 форм. Из них 159 форм представлены диатомеями, 6 — силико-

флагеллятами, 3 — эбридеями. Кроме того, обнаружены радиолярии, пыльца, большое количество спикул губок.

Подавляющее большинство форм микроскопических водорослей — морские планктонные виды. Бентические виды менее разнообразны в видовом отношении, но некоторые из них весьма обильны. Эвригалильных вида — три, пресноводных — шесть. Остатки пресноводных форм представлены в основном единичными створками.

Систематические составы диатомовых водорослей во всех обнажениях близки между собой. Отличаются они разным количеством отдельных форм, что указывает на некоторое различие в условиях обитания.

Характерные виды диатомей — *Hyalodiscus dentatus* O. Korotk., *Stephanopyxis* cf. *schlenckii* Kanaya, *Stephanopyxis* sp., *Chaetoceras dentatus* O. Korotk., *Hemiaulus polymorphus* Grun., *Goniothecium odontella* Ehr., *Navicula* cf. *rouxioidea* Sheshuk. Отмечены также *Coscinodiscus marginatus*, Ehr., *C. symbolophorus* Grun. В отдельных образцах в большом количестве присутствуют формы: *Coscinodiscus* (*Endyctia*) *robustus* Grev., *Stephanopyxis* *corona* (Ehr.) Grun., *Xanthiopyxis oblonga* Ehr., *Actinocyclus* cf. *ehrenbergii* Ralfs, *Rhizosolenia curvirostris* cf. *inermis* Jouse, *Biddulphia aurita* (Zyngb.) Breb. et Godey, *Pterotheca kittoniana* Grun., *Cocconeis antiqua* Temp. et Brun. Такой состав диатомовой флоры характерен для бореальной области сублиторально-неритической части открытого бассейна. В отложениях зоны массивных туфодиатомитов доминирует вид *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs, характерный для несколько опресненного водоема типа лагуны. В отложениях о. Медного разнообразны диатомей в средней и верхней частях никольской свиты. В нижней части диатомей присутствуют в виде единичных ядер и обломков створок. В массовом количестве представлены океанический и неритический виды: *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. symbolophorus* Grun.

Бентические виды единичны. По мнению Л.М. Долматовой, такой состав флоры указывает на накопление осадков в неритической части открытого океана.

Суммируя приведенные выше данные по микропалеонтологической характеристике разреза, можно отметить, что как фораминиферы, так и радиолярии в вулканогенно-осадочных толщах никольской свиты островов Беринга и Медного встречаются спорадически, имеют незначительную численность, как правило, — плохую сохранность и крайне бедны в систематическом отношении. Планктонные фораминиферы характеризуют только нижнюю часть разреза никольской свиты.

Анализ бентосной ассоциации фораминифер никольской свиты, проведенный М.Я. Серовой, показывает, что видовой ее состав весьма близок к таковому из отложений верхней части наризийского (зона *Amphistegina jenkinsi*) и рефуджийского ярусов Калифорнии.

Встреченные в низах разреза единичные планктонные фораминиферы как будто бы указывают на более молодой возраст свиты, поскольку верхняя граница распространения вида *Globigerina pseudokugleri* Blow, определенного в нашем материале по четырем экземплярам, лимитируется, по данным Блоу (Blow, 1969), нижней частью зоны *Globigerina kugleri* (аквитан). Однако время появления этого вида в разрезе остается неясным, во всяком случае в верхней зоне олигоцена — *Globigerina ciperoensis viperoensis* (Bolli, 1957) — этот вид достоверно известен (Blow, 1969).

Вместе с тем для отложений никольской свиты характерен богатый комплекс остатков диатомей. Они, по определению Л.М. Долматовой, распределяются в следующие группы: 1. Виды, известные с мел-палеогена и ранее не отмеченные в неогеновых отложениях, составляют 6%. Количество створок этих раковин невелико, не превышает оценки "единично — редко". Это *Stephanopyxis*

grunowii Grun. et St., *Grunowiella gemmata* (Grun.) и др. 2. Виды, известные ранее только с миоцена, составляют 49 %. Почти все доминирующие виды диатомей входят в эту группу. Это *Hyalodiscus dentalus* O. Korotk., *Asterolamphra decora* Brun. и др. 3. Виды, найденные только в исследованных отложениях, составляют 15 %. К ним относятся в основном виды двух родов: *Xanthiopyxis*, *Chaetoceras*, а также несколько видов родов *Triceratium*, *Stephanopyxis*. 4. Виды других возрастных диапазонов составляют 30 % (табл. 1). Доминируют среди них *Hemialulus polymorphus* Grun. Отложения олигоценового возраста, охарактеризованные

Таблица 1
Геологическое распространение диатомовой флоры
в отложениях никольской свиты Командорских островов

K ₂	P	N ₁	N ₂	Q	R	?	Количество форм
							17,1
							1,3
							28,1
							7,8
							7,8
							3,6
							9,1
							1,5
							3,9
							4,5
							3,9
							1,3
							1,3
							1,3
							2,6
							1,4
							1,3

флорой (изученной Л.М. Долматовой), распространены на севере Камчатки, в Пенжинском районе. Виды, характерные для этих отложений, в комплексе никольской свиты или вообще отсутствуют, или встречаются в небольшом количестве.

Комплекс диатомей никольской свиты существенно отличается также от среднемиоцен-плиоценового комплекса Камчатки, Сахалина, Японии (Шешукова-Порецкая, 1967). Флора никольской свиты более теплолюбива, северно-бореальных видов здесь меньше. Вымершие виды составляют 41,1 % от общего числа диатомей, и 15 % видов найдены только в отложениях этой свиты. Из приведенных данных следует, что наиболее вероятный возраст отложений никольской свиты может быть определен, по мнению Л.М. Долматовой, как поздний олигоцен — ранний миоцен.

Необходимо подчеркнуть, что это заключение согласуется с определением возраста по планктонным фораминиферам и растительным остаткам, которые найдены во второй и третьей фациальных зонах. Последние отождествлены М.А. Ахметьевым с семействами *Taxodiaceae* и *Cupressaceae* (*Cryptomeria*, *Glyptosrobis*, *Metasequoia*, *Thuja*). В отдельных точках обнаружены *Taxus*, *Araucarites*, *Hamacyparis*. Найдены один экземпляр полного хорошо сохранившегося цельнокрайного листа, принадлежащего одному из видов рода *Nyssa*, и клена

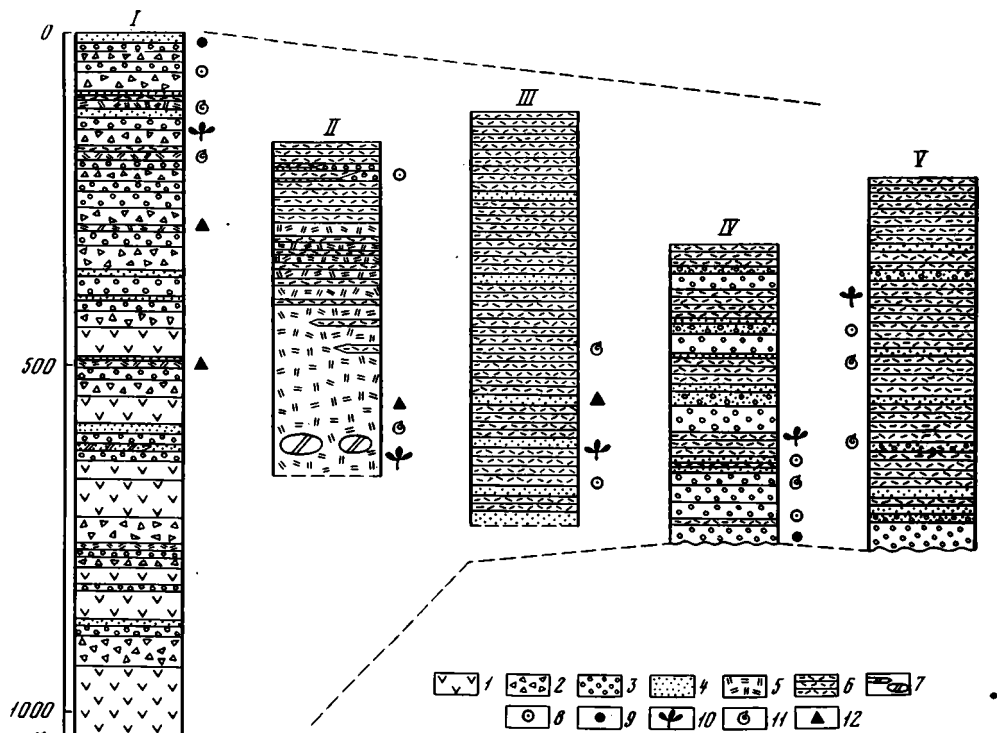


Рис. 9. Схема литологической и палеонтологической корреляции различных фациальных зон нижней свиты

I — северное побережье о. Беринга; II — оз. Саранное — р. Лощавая; III — район р. Каменки; IV — бухта Буян — м. Нерпичий; V — южнее м. Буян. 1 — лавы андезитов и базальтов; 2 — туфобреккии; 3 — туфоконгломераты; 4 — туфопесчаники; 5 — диатомовые туффиты; 6 — слоистые туффиты; 7 — линзы и конкреции доломитов; палеонтологические остатки: 8 — бентосные фораминиферы, 9 — планктонные фораминиферы, 10 — растительные остатки, 11 — моллюски, 12 — диатомовые

Acer sp. Кроме того, встречаются отпечатки листьев *Abies* sp., *Pinus trifoliata* Heer, листья и побеги *Glyptostrobus europaeus* (Brongn) Heer. Эти флористические остатки позволяют датировать возраст вмещающих пород как олигоцен—миоцен.

На о. Амчитка (Сагг е.а., 1970) в отложениях толщи Читка-Пойнт определены спора и пыльца, из которых большие оценки обилия имеют формы перечисленных выше семейств. Кроме того, учитывая их литологическое и петрохимическое сходство, а также аналогичное структурное положение, можно провести корреляцию этих отложений с нижней свитой.

Таким образом, фациальные взаимоотношения между тремя зонами нижней свиты подтверждаются полевыми наблюдениями, единством комплекса диатомовых для первых двух зон, общностью флористических остатков, а также тождественностью минерального состава туфов для всех трех зон (рис. 9).

Как видно из приведенной палеонтологической характеристики отложений нижней свиты, различные группы остатков флоры и фауны дают неоднозначные определения возраста. Здесь, вероятно, отражается и фациальная приуроченность фауны, и некоторое различие в условиях их обитания и осадконакопления. Щитовой вулкан м. Юшина, вероятно, представлял собой крупную надводную возвышенность, покрытую лесом. Массивные диатомовые туффиты отлага-

лись, вероятно, в лагунных условиях, возможно, несколько опресненных. Внутрiformационные конгломераты, скорее всего, отлагались на подводном уступе, в качестве которого мог служить край расположенного на север от м. Буяна щитового вулкана, аналогичный вулкану на севере о. Беринга.

Слоистые туфы и тефроиды, судя по наличию в них вулканогенного материала, вероятно, являются отложениями шельфа в пределах размыва пород командорской серии.

Очевидно, что все эти факторы влияли на условия обитания флоры и фауны. Поэтому возраст отложений пород никольской свиты принимается автором как позднеолигоцен-раннемиоценовый. Этот возраст дают все животные и растительные остатки, за исключением большей части бентосных фораминифер. Однако следует учитывать, что основной их комплекс был найден в породах базального горизонта, который при картировании был отнесен к никольской свите. Как уже отмечалось, определимые диатомовые найдены только в первых двух фашиальных зонах, а находки растительных остатков в основном относятся ко второй и третьей зонам, где обнаружены и основные комплексы фораминифер. Связующим звеном здесь является одно обнажение на юго-востоке оз. Саранного у подножия Свиных гор, где были встречены совместно основные остатки диатомовых, богатый комплекс хорошей сохранности остатков моллюсков, остатки флоры хвойных и широколиственных растений, а также некоторые бентосные фораминиферы. Поэтому в рассуждениях о возрасте отложений никольской свиты и взаимной корреляции фашиальных зон это обнажение является ключевым. Остатки макрофауны из этой точки определены как *Yoldia* (*Portlandia*) *watasei* Kan., *Yoldia* cf. *longissima* Slod., *Yoldia* aff. *multidentata* (Khom.), *Malletia inermis* (Yok.) *Phacoides* cf. *acutilineata* (Conr.) *Cardium* sp., *Turritella* sp., *Natica* sp., *Dentalium* sp. По предварительному заключению Ю.Б. Гладенкова, это, скорее всего, верхи палеогена (верхний эоцен (?) — олигоцен).

ВОДОПАДСКАЯ СВИТА

Отложения водопадской свиты¹ обнажаются в основном на о. Медном, где они представлены разрозненными глубоко эродированными останцами субазальных стратовулканов. Это наземные потоки лав, лавобрекчий, базальтов, андезитов и дацитов, грубые автокластические брекчии и грязевые потоки, слагающие вулканические постройки. Эти вулканы резко несогласно наложены на сильно расчлененный палеорельеф пород командорской серии и никольской свиты. Нашими работами уточнены ареалы развития соответствующих образований. Вулканизм начался в тылу Алеутской гряды и сопровождался сильным дроблением и минерализацией нижележащих отложений. Это выражено в появлении большого количества даек и силлов кварцевых порфиритов, а также жил кварца и разноцветного кремнезема. При этом вмещающие породы оказались сильно гидротермально переработанными. Лавы обычно имеют хорошо выраженную флюиальность. Все породы сильно ожелезнены, и для них характерен розовый оттенок.

Отмечаются игнимбритоподобные образования. Структуры мелкослоистые и порфириовидные. В порфириобластах обычны базальтическая роговая обманка и псевдогексагональный биотит. Плагноклаз варьирует от андезина до битовнита. Свободный интерсертальный кварц редок. Рудный минерал представлен вторичным магнетитом, который обычно сильно растворен.

¹ Выделена по Ю.В. Жегалову (Геология СССР, т. XXXI, 1964).

В основании вулканитов наблюдаются зоны ожелезнения нижележащих пород, а также в массовом количестве встречаются куски окаменевшей и обугленной древесины. Это свидетельствует о том, что климат тогда был менее суровым и острова были покрыты лесом. Определимых органических остатков не встречено. Мощность отложений не превышает размаха рельефа и составляет 300—400 м.

Единственный небольшой изолированный выход пород аналогов водопадской свиты обнаружен автором на северо-западной оконечности о. Беринга, на мысе, выступающем далеко в море, где они слагают его расширенную часть. По элементам залегания здесь устанавливается азимутальное несогласие и видно линзовидное прислонение. Отложения этой свиты представлены грубыми автокластическими брекчиями, включающими отдельные крупные подушки шаровых лав базальтов с веерообразной столбчатой отдельностью.

Основание разреза представлено толщей косослоистых туфопесчаников и туфогравелитов, сложенных слабоокатанными и неокатанными кристаллокластами и галькой базальтов, включающих древесные остатки и кости животных. В кристаллокластике имеется значительная примесь пород нижележащей никольской свиты и обильная примесь обломков полурастворенных раковин моллюсков. Эти признаки свидетельствуют о том, что накопление осадков происходило в прибрежной мелководной части океана, в зоне литорали. Здесь же была собрана коллекция фауны моллюсков (определенных В.Н. Синельниковой): *Chlamys hastatus* (Sov.), *Pododesmus* sp. indet., *Mya japonica* Jay, *Acmea* sp. Перечисленные формы, по мнению В.Н. Синельниковой, говорят о плиоценовом возрасте вмещающих толщ. Такой возраст, несогласное налегание на отложения никольской свиты и наличие в пирокластике значительного количества биотита заставляют отождествлять их с водопадской свитой о. Медного, хотя этот вывод еще нуждается в подтверждении.

Подобные древние вулканы встречены также на многих других островах Алеутской гряды. Корреляция этих пород проводится на основании петрохимического сходства и структурного положения. На островах Танага и Канага (Fraser, Barnett, 1959) в аналогичных вулканитах найдены остатки морской фауны, которая позволяет датировать их плиоценом. В структурном отношении вулканы образуют единый горизонт, расположенный в тылу гряды, и их можно объединить под названием "канагинский горизонт" (Шмидт, 1974).

В районе развития основной части пород водопадской свиты нами обособлена зона гидротермально измененных пород. Здесь нижележащие отложения командорской серии и никольской свиты, а также низы водопадской свиты настолько изменены, что не поддаются стратиграфическому расчленению. Вторичные изменения заключаются в сильной пропилитизации и окремнении, с которыми связаны обильные проявления сульфидных минералов. В отдельных местах появляется значительное количество разноцветных глин. С кислыми породами обычно связаны каолиниты, а с основными породами командорской серии — монтмориллониты.

Зона гидротермально измененных пород имеется также на северо-западной оконечности о. Медного, где она не связана непосредственно с вулканами водопадской свиты и ассоциирует с крупной зоной дробления вдоль разлома того же простирания. Здесь в интрузивном массиве кварцевых порфиров и в породах контрастной серии развита зона каолинизации и пиритизации, с которыми ассоциируют жилы чистого гидротермального гипса. Эта вторичная минерализация указывает на интенсивность гидротермальной деятельности во время накопления пород водопадской свиты.

Четвертичные породы на Командорских островах не получили широкого развития. Это в основном речной аллювий и отложения морских побережий, современных и древних террас. В районе больших озер (Саранного, Лисинского), в некоторых бухтах и долинах большое развитие получили озерно-болотные образования и торфяники. На склонах гор развиты делювиальные и пролювиальные отложения, которые нередко толстым слоем перекрывают подножия гор и уступов, маскируя взаимоотношения коренных пород. Этому способствуют сильная водонасыщенность склоновых отложений дождевыми и талыми водами и процессы солифлюкции. Источники ювенильных вод отсутствуют.

Современных вулканических построек в районе Командорских островов нет. Однако современные стратовулканы получили широкое развитие на многих других островах Алеутской гряды. Они расположены редкой цепочкой по дугообразной линии от о. Булдырь до зал. Кука и наложены несогласно на различные по возрасту и генезису образования. В пределах островной части гряды фундаментом для них чаще всего служат обработанные древними ледниками поверхности шлющевых вулканов. Они включают лавы и пирокластику базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. На Аляске они наложены на гетерогенное складчатое основание. У этих образований также есть черты структурного и петрохимического сходства, поэтому их можно объединить в самостоятельное подразделение — "семисопочный горизонт" — по названию острова, на котором они наиболее полно представлены и хорошо исследованы (Coats, 1959b).

ДАЙКИ КЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

В вулканогенно-осадочных отложениях Командорских островов широко распространены дайки обломочных пород. Материалом заполнения трещин обычно служит тонкообломочный туфогенный материал пелитовой и псаммитовой размерности. Однако встречаются также дайки, заполненные гравелитами, в которых отдельные обломки достигают 5 см в диаметре.

По происхождению среди них можно выделить три группы. Первую группу образуют нормальные нептунические дайки. Они сложены в основном мелкообломочным несортированным материалом. По характеру обломочного материала устанавливается перенос материала сверху вниз. Дайки этой группы не имеют широкого распространения.

Вторую группу представляют так называемые эруптивные дайки, состоящие в основном из грубообломочного материала, несущего следы динамотермального воздействия. Они, вероятно, возникли в результате вдавливания вулканического материала в трещины в результате взрывного процесса. Встречаются они спорадически и приурочены в основном к низам разреза.

Третья группа наиболее многочисленна. Соответствующие дайки сложены вулканогенно-осадочным материалом, претерпевшим гидротермальное воздействие. Они образовались в ходе раскрытия трещин за счет заполнения их материалом, выносимым из нижележащих толщ гидротермальными растворами. В пользу такого происхождения этих специфических образований свидетельствует ряд данных: вторичные изменения темноцветных минералов, интенсивное окремнение пород трещин и вмещающих отложений и большое количество сульфидных минералов. Судя по появлению вторичного плагиоклаза, можно говорить о том, что термальное воздействие проявилось в широком диапазоне температур.

Аналогичные дайки на Алеутских островах также пользуются широким развитием.

Подводя итог всему изложенному, отметим, что вулканогенные образования Алеутской гряды расчленяются на четыре стратиграфических горизонта. Нижний из них, алеутский, объединяет самые древние породы гряды, развитые почти на всех островах. Возраст горизонта определен по фораминиферам на Командорских островах, на островах Адак (Scholl e.a., 1970) и Амчитка (Carr e.a., 1970) как позднепалеоцен-эоценовый. Но наиболее вероятно, что истинный его возраст ограничивается эоценом — возможно, нижним и средним. В формационном смысле в этот горизонт объединены контрастная эффузивная серия самых низов разреза ("древняя брекчия" — Carr e.a., 1970), шаровые лавы и пирокластика основного состава. Все это подводные образования, мощность которых 2,5–3,5 км.

Вышележащий никольский горизонт объединяет останцы древних щитовых вулканов Алеутской гряды. Сложены они в основном щелочными андезито-базальтами и их туфами и тефроидами подводных и субазеральных извержений. На основании находок остатков флоры, моллюсков и диатомовых время формирования отложений этого горизонта определяется как олигоцен-миоцен. Однако наиболее вероятно, что возраст этих отложений не выходит за пределы позднего олигоцена — раннего миоцена. Отложения никольского горизонта залегают с разрывом на нижележащих породах. Максимальная их мощность около 1600 м. Необходимо подчеркнуть, что разрез пород никольского горизонта в виде линзы приклонен к тыльной стороне гряды.

Древние щитовые вулканы, в основном субазеральные, пестрого состава, развитые в тыльной части гряды, составляют "канагинский горизонт". Возраст его определяется на основании скудной фауны моллюсков (Fraser, Snyder, 1959) как плиоценовый. Затухание этих вулканов выразилось мощным кальдерообразованием. Время этого процесса определяется по такому признаку: почти все кальдеры обработаны самыми древними ледниками — вероятно, доплейстоценовыми. Мощность соответствующих образований резко изменчива.

Современные стратовулканы, расположенные в самом тылу гряды, также образуют очень характерный горизонт, который назван семисопочным. Породы этих вулканов представлены от базальтов до дацитов субазерального происхождения и большим количеством пирокластики и гидротермальных образований.

Из четырех перечисленных вулканогенных толщ в пределах Алеутской гряды, на Командорах и на островах Амчитка и Рэт (Carr e.a., 1970) развиты только три нижние.

Экзотические ультрабазитовые, серпентинитовые, габброидные и яшмовидные породы, найденные в обломках в пирокластике и в ксенолитах лав, свидетельствуют о том, что в основании Алеутской гряды возможно наличие меланжа и что вся гряда сформирована на океаническом дне.

В заключение приводим схему сопоставления стратиграфических разрезов Командорских и Алеутских островов (рис. 10, см. вкл.).

Произведено также сопоставление кайнозойских разрезов Алеутской гряды, глубоководных впадин Берингова моря и сопредельной части ложа Тихого океана (рис. 11). По данным 19-го рейса "Гломар Челленджера" верхнекайнозойские осадки Берингова моря и Тихого океана мало отличаются по составу и представлены в основном терригенными и глинисто-диатомитовыми илами с незначительной примесью пирокластического материала. Эти отложения не литифицированы или слабо литифицированы. Однако мощность кайнозойских отложений во впадинах Берингова моря примерно в три раза больше, чем в океане.

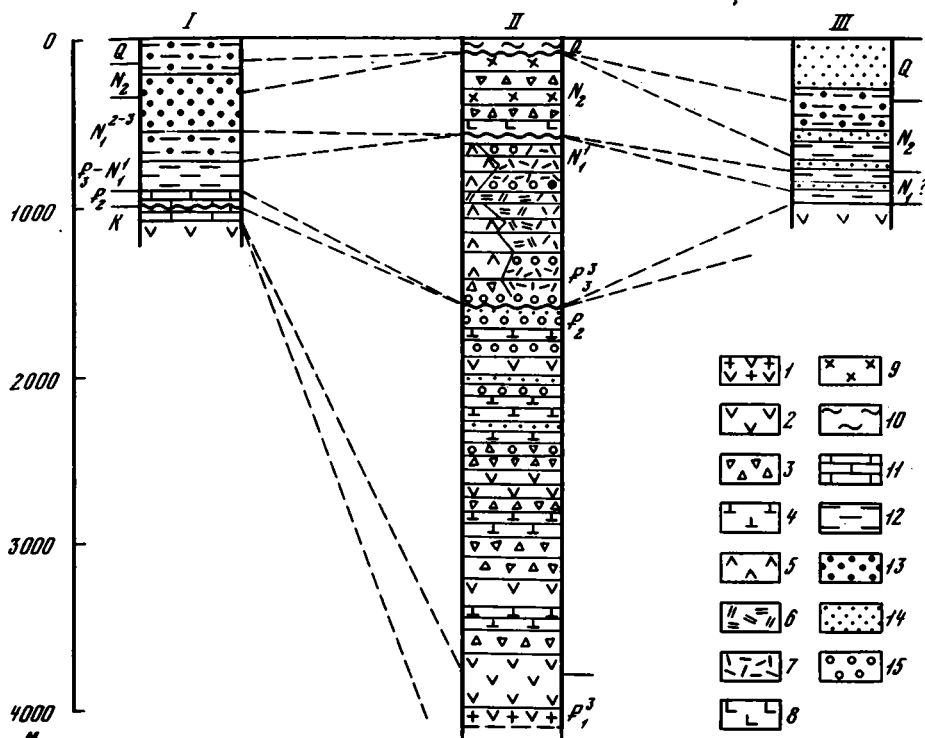


Рис. 11. Схема сопоставления кайнозойских разрезов ложа Тихого океана (I), Алеутской гряды (II) и глубоководных впадин Берингова моря (III)

1 — контрастные эффузивы; 2 — шаровые лавы базальтов; 3 — лавобрекчии; 4 — туфы; 5 — лавы андезито-базальтов; 6 — диатомовые туффиты; 7 — туффиты; 8 — пнитоценовые базальты; 9 — андезиты и дациты; 10 — четвертичные вулканиты; 11 — известняки; 12 — глины; 13 — диатомовые илы; 14 — песчаники; 15 — конгломераты

Как было показано выше, для Алеутской гряды характерны в основном вулканогенные отложения большой мощности, которые сильно литифицированы, нередко вторично изменены и дислоцированы.

В глубоководных отложениях впадин встречаются отдельные грубые обломки и нередко имеются перерывы в осадконакоплении, однако они не коррелируются с периодами затухания вулканизма в Алеутской гряде.

Таким образом, наблюдаются различия в строении разрезов, мощностях осадков, их литификации и дислокации трех упомянутых структурных зон, что, естественно, отражает их тектоническое положение и разное отношение к современному геосинклинальному процессу на севере Тихоокеанского пояса.

О ПОРОДАХ ОСНОВАНИЯ АЛЕУТСКОЙ ГРЯДЫ

Как уже отмечалось выше, практически во всем вулканогенном разрезе Командорских островов отмечено наличие расслоенных габброидов, яшм и кремненных пород, которые встречаются в виде ксенолитов и примеси в пирокластике. Особенно обильно появление этих пород в виде неокатанных глыб в основании разреза командорской серии, в контрастных эффузивах. Изучение этих образований в шлифах показало, что это сильно окремненные тонкослоистые и микро-

слоистые терригенные, терригенно-вулканогенные и терригенно-карбонатные породы, яшмы, яшмоиды и фтаниты. Почти для всех этих пород характерно присутствие радиолярий, растворенных в той или иной степени. Особенно характерной группой яшм являются сферолитовые разности. Сферолиты имеют размеры от 0,5 до 5 мм и радиально-лучистое строение. В отдельных образцах видно, что они развиваются по тонкослоистым терригенным породам. Сферолитовые разности детально описаны М.Ю. Хотиным (1976) и очень характерны для меловых отложений Восточной Камчатки, где они ассоциируют с глубоководными океаническими отложениями. Встречены также чисто радиоляритовые яшмы.

Определимые формы радиолярий редки, однако в некоторых образцах Б.Б. Назаров их установил. Это в основном *Larcoidea* (*Lithellius* sp.), *Sphaeroidea* gen. et sp. indet. и *Cirtoidea* gen. et sp. indet. Найденные формы, по мнению Б.Б. Назарова, позволяют предполагать мезозойский или даже позднепалеозойский возраст этих пород. Эти экзотические породы сильно ожелезнены, цвет их меняется от желтого до темно-бурого. Железистый минерал представлен лимонитом и гидрогетитом. Встречаются также породы низких ступеней регионального метаморфизма. Это кварц-серицитовые сланцы, развитые по тонкослоистым породам, с альбитом, эпидотом и стильпномеланом. По Н.Л. Добрецову (1974), такие породы следует относить к низам фации зеленых сланцев. В отдельных образцах наименее окремненных пород обнаружено наличие пренита и пумпеллита.

Необходимо отметить, что почти все образцы несут следы тектонического воздействия. Они сильно трещиноваты или будинированы, а иногда микроскладчаты и плейчатые. Вероятно, природа этих дислокаций обусловлена тектоническими процессами.

В самом основании разреза контрастных эффузивов (о. Медный, м. Котенок) в приливной полосе обнаружена небольшая трещина, заполненная тонкослоистыми яшмовидными породами, сходными с океаническими отложениями. Эти породы сильно перемяты.

Вероятно, еще жидкий неминерализованный осадок был с большой силой вдавлен в трещину. В последующем как породы заполнения, так и окружения трещин были окремнены и ожелезнены.

Расслоенные габброиды представлены микрокристаллическими светло-серыми массивными глыбами, в которых преобладают основные плагиоклазы. Набор этих пород характеризует абиссальную часть океана (Хворова и др., 1974), а условия их появления и характерные черты разреза командорской серии свидетельствуют о том, что накопление вулканитов контрастной толщи происходило в океане, который имел хорошо развитый осадочный слой, включающий осадки по крайней мере позднего палеозоя и мезозоя.

Второй группой экзотических пород, которые появляются только в образованиях никольской свиты, являются ультрабазиты и серпентиниты. Как уже отмечалось выше, они содержатся в лавах в виде ксенолитов, окруженных зонами роговообманковых пород. Гипербазиты (перидотиты и пироксениты) представлены обломками размером до 10 см, серпентиниты — глыбами до 0,5 м, разлинзованными и прокварцованными. В серпентинитах завальцованы макро- и микрообломки описанных выше яшм, яшмовидных пород и габброидов. Следовательно, разлинзованные серпентиниты являются, судя по включениям, производными меланжа. Учитывая отсутствие подобных ксенолитов в вулканиках командорской серии, есть основание считать, что ультрабазиты в основании гряды появились только после накопления пород этой серии. Вероятно, во время начальных извержений пород никольской свиты в основании гряды ультрабазиты находились только в виде пироксенитов, а к моменту завершения

этого этапа вулканизма были преобразованы в серпентиниты, так как совместно они не встречены. Серпентинизация и образование меланжа, вероятно, шли одновременно. Следовательно, основанием Алеутской гряды нужно считать океаническую кору, которая претерпела тектоническое воздействие.

Еще одной группой экзотических пород являются гальки гранитов и гнейсов, которые появляются на современном побережье Командорских островов в самых различных местах. Подобные гальки встречены также на современных пляжах Алеутских островов. По поводу появления типично континентальных пород на современных пляжах островов все исследователи придерживаются единого мнения: эта экзотическая галька принесена плавучими льдами, которые весной пригоняются ветрами с севера. Фрейзер (Fraser, Barnett, 1959) отмечает нахождение этих галек в корнях выброшенных деревьев.

ИНТРУЗИВНЫЕ И ЭКСТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Интрузивные породы широко развиты на Командорских островах и в остальной части Алеутской дуги. Состав интрузивного комплекса варьирует от основных до кислых разностей. Из последних самым крупным телом является массив плагиогранитов, находящийся в северо-западной части о. Медного. Длина массива около 20, ширина 8 км. Он представляет собой многофазовый лакколлит, отпрепарированный эрозией по кровле. До наших работ он был описан как экструзия и относился к самым древним породам Командорских островов. Однако детальными полевыми исследованиями удалось установить интрузивные контакты со всех сторон массива. Кроме того, наличие ксенолитов вышележащих пород, апофиз, штоков и даек того же состава в перекрывающих породах, а также структурные наблюдения приводят к заключению, что этот массив является относительно молодой интрузией — вероятно, олигоценного возраста.

Этот вывод подтверждается данными абсолютного возраста $(35 \pm 1,4$ млн. лет)¹, а также отсутствием галек из пород этого массива в отложениях командорской серии. Краевые части массива имеют отчетливо выраженную столбчатую отдельность и порфировую структуру. В порфиробластах видны крупные (до 1 см) идиоморфные кристаллы плагиоклаза и менее крупные (до 0,5 см) зерна прозрачного кварца. Гораздо реже виден авгит, который обычно менее идиоморфен. Цвет породы в краевой части светло-розовый и светло-зеленый. В первом случае это связано с закалкой по контакту, во втором — с ассимиляцией светло-зеленых пород контрастной серии. Внутренние части массива имеют светло-серый цвет и крупнокристаллическую гранитную структуру. Типичный набор минералов здесь — кварц, плагиоклаз (преобладает) и авгит. Рудный минерал представлен магнетитом, аксессуарный — цирконом. Структурные и текстурные особенности массива свидетельствуют о том, что это гипабиссальное тело. Наличие мощных сложно построенных зон приконтактной закалки, глубокая переработка ксенолитов кислых пород и сильное реакционное взаимодействие с основными породами указывают на то, что внедрение происходило при высокой температуре (порядка 1000°C).

Из химанализов гранитоидов следует, что это породы толеитового ряда с очень низким содержанием калия — океанические плагиограниты. Вероятно, эти породы являются дифференциатами основной магмы. Несколько повышенное содержание щелочей в краевой части и избыточную кислотность можно объяснить ассимиляцией пород контрастной серии.

Вторым по величине является массив кварцевых диоритов м. Черного на о. Медном. Это полнокристаллические породы светло-розового цвета с хорошо развитой столбчатой отдельностью. Состоят они из кварца, кислого плагиоклаза,

¹ Определения абсолютного возраста К-Аг-методом сделаны в лаборатории Геологического института АН СССР С.Б. Смеровым.

коричневой роговой обманки и полевого шпата. Биотит появляется только в виде вторичного минерала в краевых частях массива и в апофизах. Это штокообразное тело около 2 км в поперечнике. На основании предположения о том, что этот массив прорывает породы водопадской свиты, возраст его считали плиоценовым. Однако как на Командорах, так и в пределах остальной части Алеутской гряды подобные породы встречены только в интрузивных взаимоотношениях с самыми древними толщами. Кроме того, галька из этого массива обнаружена в самых верхах командорской серии. Это свидетельствует о том, что интрузив — эоценового возраста. Наличие нескольких более мелких тел переходного состава от габбро к кварцевым диоритам позволяет предположить, что это дифференциат магмы основного состава. Структурные и текстурные наблюдения показали, что внедрение происходило на значительной глубине, в более спокойной обстановке и не сопровождалось перегревом магмы. При подводных драгировках обнаружено, что массив не тянется сколько-нибудь далеко в море, так как на траверзе м. Черного нами были подняты шаровые базальты преображенской свиты.

К наиболее древним интрузивам Командорских островов относится несколько более мелких штоков габбро (см. рис. 7) на северо-западе о. Медного, а также диориты мысов Лебяжьего и Водопадского.

На юго-востоке о. Медного есть еще несколько сравнительно крупных (поперечник около 1 км) интрузий гранодиоритов. Это светло-серые порфировидные и полнокристаллические породы с крупными идиоморфными фенокристаллами биотита и средиезернистой основной массой, состоящей из плагиоклаза, микроклина и кварца. Две сравнительно крупные интрузии приурочены к плиоценовой кальдере в центральной части о. Медного, и еще несколько даек и силлов обнаружены в разных частях о. Медного. Характер контактовых взаимоотношений свидетельствует о том, что они имеют отношение к плиоценовым вулканам и некоторые из них, вероятно, служили магмоподводящими каналами вулканов. Химанализы этих пород показывают, что это диориты с достаточно низким содержанием щелочей.

Экструзивные породы также широко развиты на Командорах. Приурочены они в основном к олигоцен-миоценовым щитовым вулканам. Самые крупные из них — экструзии, обрамляющие древнюю кальдеру севернее с. Никольского на о. Беринга: Входной риф, о. Топоркова, Столовые горы, Свиные горы и гора Гаванская. По характеру это щелочные андезито-базальтовые купола, выжатые на поверхность во время образования кальдеры. В краевых частях развиты шпировые пористые порфировидные породы. Пустоты чаще всего заполнены целиком или частично светло-розовым арагонитом. Внутренние части экструзий — плотные полнокристаллические породы с хорошо развитой столбчатой отдельностью. Здесь только по веерообразному расположению последней удается видеть, что это куполовидные тела. Еще несколько более мелких тел подобного рода есть в районе бухты Китовой и севернее оз. Саранного.

Химический и минеральный состав аналогичен описанному в зоне щитовых вулканов.

На глубине эти тела, вероятно, соединены дайками, которые местами обнажаются на поверхности (в районе Свиных гор) и прослежены подводными исследованиями в районе о. Топоркова, где они выражены резким уступом с гребнем.

В широких береговых обнажениях северной части о. Беринга также появляются несколько куполовидных тел, но здесь экструзии трудно отличить от потоков лав, а иногда и от интрузий, поскольку не всегда видны контактовые взаимоотношения. Далее отметим дайковые серии. Эоценовые породы прорваны в основном силлами и дайками габброидов. Количество их, большее в нижней части разреза, резко сокращается к верхней части.

С породами щитовых вулканов связана серия даек, которая в районе м. Юшина о. Беринга образует довольно густую сетку и подчеркивает структуру центральной части вулкана. Одна из самых крупных даек этого этапа вулканизма — дайка м. Северо-Западного, которая пересекает мыс и продолжается в море. Частью этой дайки является о. Арий Камень, находящийся в 5 км от мыса. Дайки этой серии обнаружены только в северной части о. Беринга до широты нижнего течения р. Каменки, где они прорывают отложения различных фациальных зон. Минеральный и химический состав их тождествен описанному в зоне щитовых вулканов.

Самая распространенная серия связана с породами пшиоценовых стратовулканов (водопадская свита). Эти дайки из-за светло-серого цвета резко выделяются на фоне более темных вмещающих пород и нередко формируют отчетливые гребни рельефа, а также протягиваются далеко в море в виде гряд и отдельных выступов. Особенно большое количество таких даек видно в районе зоны гидротермально измененных пород на о. Медном. Сложены они светло-серыми биотитовыми диоритами. В них, так же как и в более молодых интрузивах, резко проявлен идиоморфизм крупных псевдогексагональных порфиробластов биотита. На о. Беринга эти дайки отсутствуют.

Таким образом, для всех пород, описанных в данном разделе, установлена тесная генетическая связь с вулканидами. Все это различные формы проявления единого магматического процесса, отвечающего ранним стадиям геосинклинального развития в условиях океанической коры.

НЕКОТОРЫЕ МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ, АЛЕУТСКОЙ ДУГИ И АЛЕУТСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА

На Командорских островах значительно развиты морские террасы, особенно широко — в северной, пониженной, части о. Беринга. Условно можно выделить пять террасовых уровней (10–15, 40–60, 80–120, 150–180 и 250–350 м). Нижняя (10–15 м) терраса хорошо развита на о. Беринга, окаймляет его северную часть и протягивается практически непрерывно по беринговоморскому побережью до бухты Командор. По тихоокеанскому побережью эта терраса почти непрерывно прослеживается до бухты Полуденной. На севере о. Медного видны только фрагменты этого террасового уровня, а на южном берегу он практически отсутствует. Недостаток данных не позволяет говорить о возрасте террас, однако И.М. Хорева (устное сообщение) установила, что низкая терраса м. Северо-Западного сформировалась в плейстоцене.

Второй террасовый уровень (40–60 м) также получил развитие только на севере о. Беринга и охватывает северную часть острова от м. Вакселя до с. Никольского и р. Песчанки. Останцы третьей террасы (80–100 м) имеются в северной части о. Беринга, где они образуют уступы на склоне более высокой (150–180 м) террасы и ступенчатые водоразделы в средней части этого острова. Пятый террасовый уровень проблематичен, и только по выровненным поверхностям гольцовых высот (250–350 м) можно предположить существование этой террасы, которая к настоящему времени полностью уничтожена эрозией поверхностных вод. Морская галька встречена лишь на уступах двух нижних террас, но отсутствие ее на более высоких уровнях может объясняться интенсивными процессами выветривания. Зачастую корреляция террас затруднительна из-за довольно интенсивного проявления новейших тектонических движений, выражающихся как в локальных поднятиях, так и в опусканиях отдельных блоков по современным разломам. Одним из примеров участка опускания, судя по наступлению моря и изменению профиля р. Гаванской, является участок древней кальдеры севернее с. Никольского. Опускания особенно резко проявляются после довольно частых землетрясений. Но с землетрясениями могут быть связаны и поднятия. В начале века, например, после одного из землетрясений произошел существенный подъем о. Арий Камень.

Одна из характерных особенностей морских террас — их наклон в сторону Алеутского желоба (рис. 12). Особенно хорошо это видно по высоким останцовым горам, таким, как гора Гаванская, Столовые и Свинные горы, гора Наквальня и некоторые др. Другая особенность террас — сокращение их площадей с севера на юг до почти полного срезания на юге, что отчетливо видно на о. Беринга. Но в подводной части на южном окончании острова обнаружены террасы и другие субаэральные формы рельефа. Эти наблюдения показывают, что в северной части о. Беринга, который расположен по диагонали к простирающемуся гряды, происходит процесс интенсивного поднятия, в то время как на юге преобладает опускание.

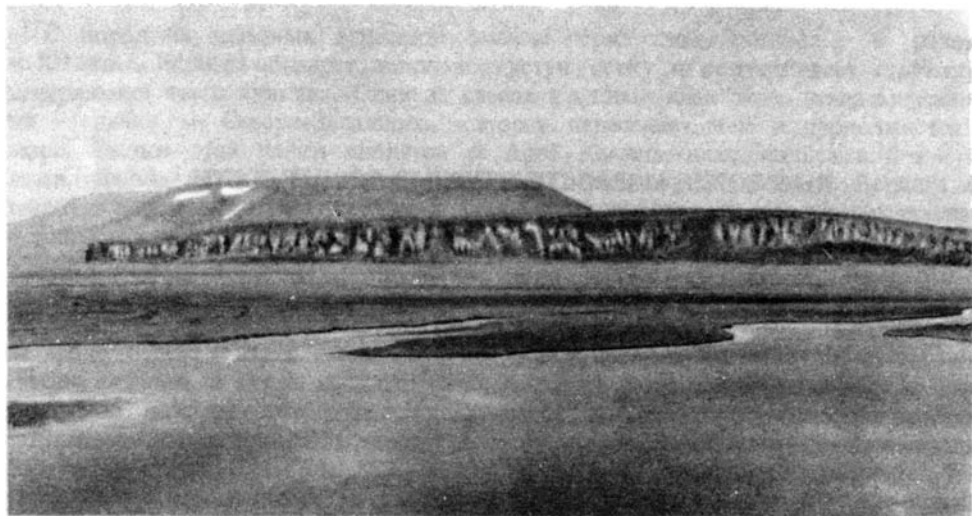


Рис. 12. Наклоненные в сторону Алеутского желоба останцы высоких морских террас (о. Беринга)

Этот вывод подтверждается и при наблюдении за низкими террасами. С северной стороны острова низкие террасы развиты гораздо сильнее. Здесь меньше непропусков вдоль берега, и затопляемые части морских побережий в отлив обнажаются иногда на несколько километров, в то время как на юге острова прибрежные плиты остаются под водой даже в самый большой отлив. На севере острова также видны береговые валы, которые не заливаются в прилив; они наращивают современные низкие террасы с севера. Здесь реки нередко образуют большие перепады и даже водопады (с террасовых уступов), что также свидетельствует об интенсивном новейшем поднятии этой части острова.

В образовании современной морфологии побережья и рельефа островов, помимо молодых тектонических движений, существенную роль играют литологический и структурный факторы. Многие крупные реки проложили свои русла вдоль длительно живущих разломов, которые при подводных работах прослежены и в пределах шельфа. Крупные мысы обычно сложены интрузивными и вулканическими породами либо более литифицированными отложениями командорской серии, в то время как самые глубокие бухты обычно приходятся на менее литифицированные породы никольской свиты.

На юге о. Беринга и на о. Медном прибрежные скалы возвышаются над морем. Здесь нередки высокие водопады, где реки обрываются прямо в море. Это указывает на интенсивное тектоническое опускание этой части острова и интенсивную морскую абразию берегов, за которой не успевает речная эрозия.

На о. Медном террасы не получили широкого развития, и только в отдельных частях острова (например, м. Черный) видны отдельные останцы террасовых уступов. Вместе с тем, несмотря на небольшую ширину этого острова (около 4–5 км) и простираение, параллельное островной дуге, в его строении также отчетливо выражена асимметрия, особенно хорошо проявленная в очертании береговой линии.

Необходимо подчеркнуть, что приведенные морфологические особенности характерны и для других крупных островов Алеутской гряды. Хорошо описаны

террасовые уступы о. Канага (Fraser, Barnett, 1959), которые также обнаруживают наклон в сторону Алеутского желоба. И чем древнее террасы, тем наклон их больше. На юге о. Адак (Fraser, Snyder, 1959) также видна абразионная платформа, наклоненная в сторону глубоководного желоба. Подобные наклоненные террасы видны и на многих других крупных островах, но зачастую они плохо описаны. На мелких островах эта особенность выражена слабее, вероятно, из-за преобладания структурного фактора в формировании рельефа.

Подводные исследования в районе д. Амчитка также показывают наличие погруженных субаэральных форм к югу от этого острова. Амчитка является самым низким островом в Алеутской гряде и ближе всего расположен к желобу.

Морфология шельфовой части Алеутской гряды обнаруживает следующие особенности. В тыловой ее части перегиб шельфа к более глубоководному склону довольно резкий и приходится на глубины 120–130 м. Во фронтальной части перегиб менее резкий и находится на глубинах 150–180 м. Таким образом, шельфовая плита оказывается, как и террасы, наклоненной в сторону желоба.

Кроме того, в северной части островов¹ шельф обычно в 1,5–2 раза уже, чем в южной. Перекос террас и наклон шельфа свидетельствуют о том, что в пределах фронтальной части гряды происходит интенсивное погружение, в то время как тыловые части испытывают поднятие.

Склоновые части Алеутской гряды также обнаруживают очень характерные морфологические черты.

Тыловой склон гряды начинается от перегиба шельфа (глубина примерно 130 м) и продолжается до абиссальной части беринговоморских впадин (глубина до 3800 м) с наклоном от 10 до 15°. Характерными чертами рельефа здесь являются протяженные, вытянутые вдоль простирания гряды выступы и впадины (Scholl e.a., 1975). Самая крупная из впадин — хорошо исследованная впадина Булдырь. Это плиоценовый грабен, некомпенсированно заполненный мощной толщей субгоризонтально залегающих осадков (Marlow e.a., 1970). Подобная же впадина (но меньших размеров) обнаружена нашими подводными исследованиями у юго-восточной оконечности о. Медного. В целом для тылового склона гряды характерны крупные продольные по отношению к дуге каньоны и довольно густая сеть мелких субпоперечных каньонов, которые, вероятно, наследуют разломы того же простирания. Это особенно хорошо видно там, где такие каньоны упираются в острова (Адак, Амчитка, Амля и др.).

Фронтальный склон гряды, обычно более крутой (до 20°), начинается от перегиба шельфа (глубина около 180 м) и продолжается до желоба (глубина 6500–7500 м). Этот склон построен более сложно, изобилует ступенчатыми уступами и протяженными субпоперечными каньонами. Из них самые крупные каньоны — Амля, Адак, Амчитка и каньон, верховья которого находятся между островами Беринга и Медным. Они прослеживаются через весь фронтальный склон гряды, имеют довольно крутые борта и заканчиваются в желобе, пересекая все уступы склона. Все эти каньоны заложены вдоль крупных длительно развивавшихся зон разломов. Более мелкие каньоны довольно многочисленны; они не всегда доходят до желоба, а часто заканчиваются на уступах гряды.

Уступы гряды не являются ступенями или террасами, как это иногда пытаются представить. Это чаще всего локальные, разновысотные выступы коренных пород, чешуйчато надстраивающие друг друга и закономерно уменьшающиеся по размерам и площади к основанию гряды. Фронтальные края уступов обычно приподняты, а в тыловой их части находятся изометричные впадины, некомпен-

¹ Здесь не имеются в виду шельфы вблизи современных вулканических построек. Такие шельфы обычно выражены не очень отчетливо.

сированно заполненные молодыми осадками. По характеру слоистости (Scholl, Greager, 1973) видно, что осадки к переднему краю уступа выклиниваются, а к тыловой части резко увеличиваются в мощности и формируют своеобразный "клин" слоев. Перегибы уступов резкие, борта крутые, часто почти отвесные. На суше подобные формы рельефа обычно развиты вдоль крутых склонов рельефа и называются оползневыми террасами. Вероятно, такой же генезис они имеют и под водой, но отличаются от наземных оползней громадными размерами. Учитывая градиенты высот и крутизну склонов, а также сейсмичность Алеутской гряды, подводно-оползневый генезис уступов представляется вполне вероятным.

Таким образом, трем крупнейшим морфологическим элементам Алеутской гряды — тыльному склону, сводовой части и фронтальному склону — соответствуют различные формы рельефа, обусловленные в основном тектоническим фактором. В первом случае это продольные выступы и впадины, обусловленные горстами и грабенами, во втором — наклоненные в сторону желоба террасы и шельф, в третьем — серия субпоперечных каньонов и довольно закономерно построенных уступов, связанных с субпоперечными разломами и подводно-оползневыми террасами.

Морфоструктурные черты Алеутского желоба также очень характерны. Как поперек желоба, так и вдоль него видны отчетливые неоднородности в морфологии. В поперечном направлении это выражается в том, что склон желоба со стороны гряды крутой (нередко до 30°), а со стороны ложа Тихого океана довольно пологий ($5-7^\circ$). Кроме того, склон желоба почти лишен рыхлых осадков и сложен плотными, сильно раздробленными вулканическими породами. Он интенсивно расчленен и в плане имеет очень неровную линию контакта с дном желоба. Противоположный склон сложен рыхлыми слоистыми пелагическими осадками, которые простираются до дна желоба. Здесь переход от дна к склону довольно пологий и плавный. Но, несмотря на это, и этот склон довольно сильно расчленен относительно мелкими, но частыми долинами (см. карту) (Gates, Gibson, 1956). Таким образом, океанический склон желоба также подвержен подводной эрозии, но в значительно меньшем масштабе. В результате эрозии и сноса пелагических осадков их мощность к основанию желоба увеличивается.

Дно желоба представляет собой выровненную поверхность шириной 10–15 км, расположенную на различных глубинах. Осадочное заполнение неравномерное как по характеру осадочного материала, так и по его массе. На профилях НСП (Scholl, Creager, 1973; Huene, Shor, 1969) видно, что пелагические осадки, опускающиеся ровным покровом с океанического склона, у основания краевого вала начинают расходиться веером, приобретая максимальные мощности (до 2 км) у склона островной дуги. При этом меняются характер слоистости и состав осадков. На дне желоба это обычно турбидиты, которые под островодужным склоном становятся более грубозернистыми и местами, вероятно, замещаются глыбовыми развалами.

Склоны желоба в разных частях сложены породами различного возраста и строения. Океанический склон желоба в районе Командорских островов начинается с возвышенности Обручева, представляющей собой поднятый блок океанической коры. Бурение на ней вскрыло осадки позднего мела (скв. 192). Склон здесь относительно крутой (до 10°); на нем выходят коренные породы.

Далее у океанического склона желоба появляются отдельные возвышенности (вероятно, вулканические постройки) и линейные депрессии, залеженные вдоль крупных разломов. В районе Аляскинского залива этот склон пологий ($3-4^\circ$) и низкий и сложен мощной толщей терригенных осадков (скв. 183). Продольная неоднородность в строении островодужного склона желоба проявляется в том, что вдоль островной части Алеутской гряды в строении склона участвуют

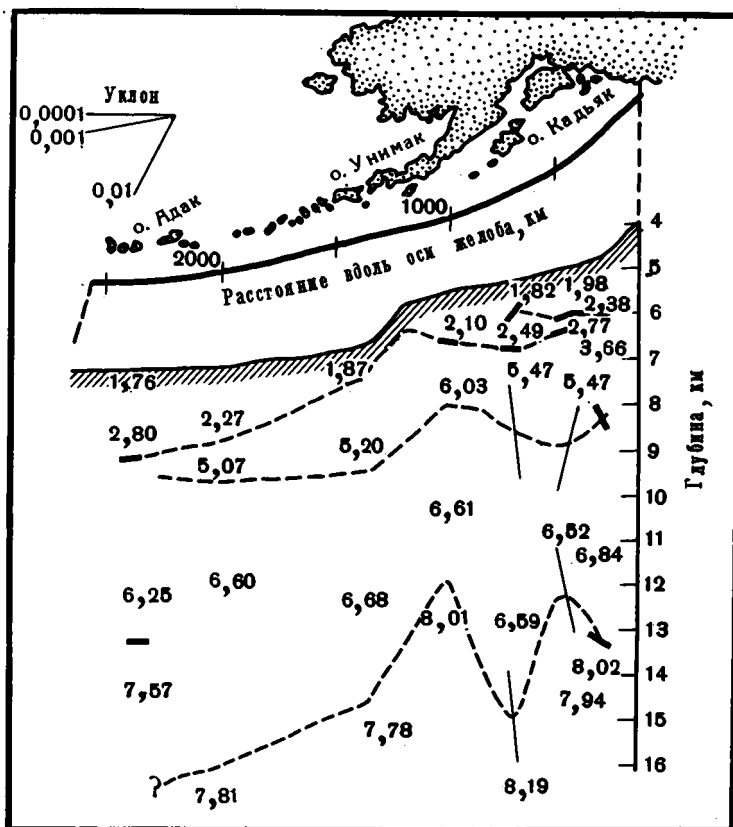


Рис. 13. Разрез земной коры вдоль оси Алеутского желоба. Виден выступ фундамента напротив островов Шумагина (Шор, 1970)

вулканиты, свойственные островам, а в Аляскинском заливе, начиная от о. Шумагина, склон желоба сложен меловыми вулcano-терригенными отложениями.

Что касается желоба, то вблизи материковых частей (у Камчатки и в Аляскинском заливе) за счет заполнения осадками глубины его относительно небольшие (5000–6000 м), в то время как в центральных частях эти глубины нередко превышают 7000 м при максимальной глубине 7600 м в районе о. Амчитка (центральная часть Алеутской гряды). Большие мощности осадков в желобе в районе Аляскинского залива могут быть связаны с тем, что здесь, близ о. Кадьяк, имеется крупный вулкан того же названия. Он лежит на продолжении линеймента гайота Пратт, не имеет плоской вершины, и можно предположить, что этот вулкан возник в желобе после его образования.

Южнее о. Шумагина в желобе происходит резкий перепад глубин от 5000 до 7000 м. Эта зона перепада лишена осадков и выражена в геофизических полях в виде ступени. Вероятно, она является местом сочленения Алеутского желоба с более древним Аляскинским (рис. 13).

Морфологические особенности Алеутского желоба, как можно видеть, обусловлены геологическим строением этой части дна Тихого океана. Многие морфологические черты отчетливо связываются с тектоническими структурами и прежде всего — с разломами.

Морфоструктурный анализ будет использован ниже при рассмотрении условий образования островной дуги.

ОПИСАНИЕ СТРУКТУР

Крупные складчатые дислокации не характерны для Командорских островов и всей Алеутской гряды. Наклоны слоев связаны с блоковыми перемещениями либо вызваны влиянием интрузий, а иногда являются конседиментационными. Мелкие лежащие складки, видимые в береговых обнажениях, обусловлены подводно-оползновыми деформациями. Самый распространенный вид деформаций как на Командорских островах, так и в пределах остальных островов Алеутской гряды — разрывные нарушения. Это прямолинейные, извилистые, дугообразные и кольцевые структуры.

СТРУКТУРЫ КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

ЛИНЕЙНЫЕ РАЗЛОМЫ

С линейными разрывами обычно связаны сбросы и взбросы и нередко — сдвиги. В большинстве случаев разломы крутопадающие или вертикальные. По отношению к простиранию островов разломы имеют самое различное направление, но наиболее выражено субпоперечное. Это объясняется тем, что вдоль них заложены основные долины рек и ручьев. Они хорошо видны также в крупных береговых обнажениях и в отливной полосе.

По времени образования разрывные нарушения различны. Наиболее древние из них приурочены к нижней части вулканогенного разреза, современные образуют эскарпы, смещают нынешние формы рельефа или формируют открытые трещины. Чаще всего подвижки вдоль разломов незначительны, но в отдельных случаях смещения значительны. Благодаря последним острова имеют отчетливо выраженное блоковое строение. Основные поперечные разломы на о. Беринга следующие (рис. 14): р. Каменки, мысов Нерпичьего и Черного, бухт Полуденной, Гладковской, Дикой, Бобровой и Шепитинской.

Продольные разломы проявлены хуже из-за недостаточной обнаженности. Часто они замаскированы склоновой брекчией или тундровой растительностью. Основными из них на о. Беринга являются разломы м. Северо-Западного, бухты Медвежьей, м. Вакселя, верховьев р. Каменки, горы Стеллера.

На о. Медном, который имеет максимальную ширину 7 км, субпродольные разломы вообще трудно наблюдаемы, зато хорошо видны субпоперечные и диагональные структуры. Это разломы м. Печка, бухты Песчаной, с. Преображенского, бухты Гладковской, м. Гладкого, бухты Корабельной, м. Корабельного, бухт Ожидания, Глинки, Перешеек и несколько мелких разломов м. Юго-Восточного.

Зона разлома р. Каменки проходит вдоль экстрезии Входного Рифа по нижнему течению реки до ее поворота и далее по ее правому притоку,

пересекая весь остров и выходя несколько южнее м. Старогаванского. На беринговоморской стороне крупные обрывы образуют воронкообразные обвальнo-оползневые цирки. Это, очевидно, следствие сильной водонасыщенности пород и увеличения их проницаемости вдоль зоны дробления. По этому разлому произошло опускание южного блока и, вероятно, правосдвиговое смещение, из-за чего в левом борту нижнего течения р. Каменки не обнажаются нижние горизонты никольской свиты, которые при данном падении пород должны были бы слагать весь левый борт этой реки.

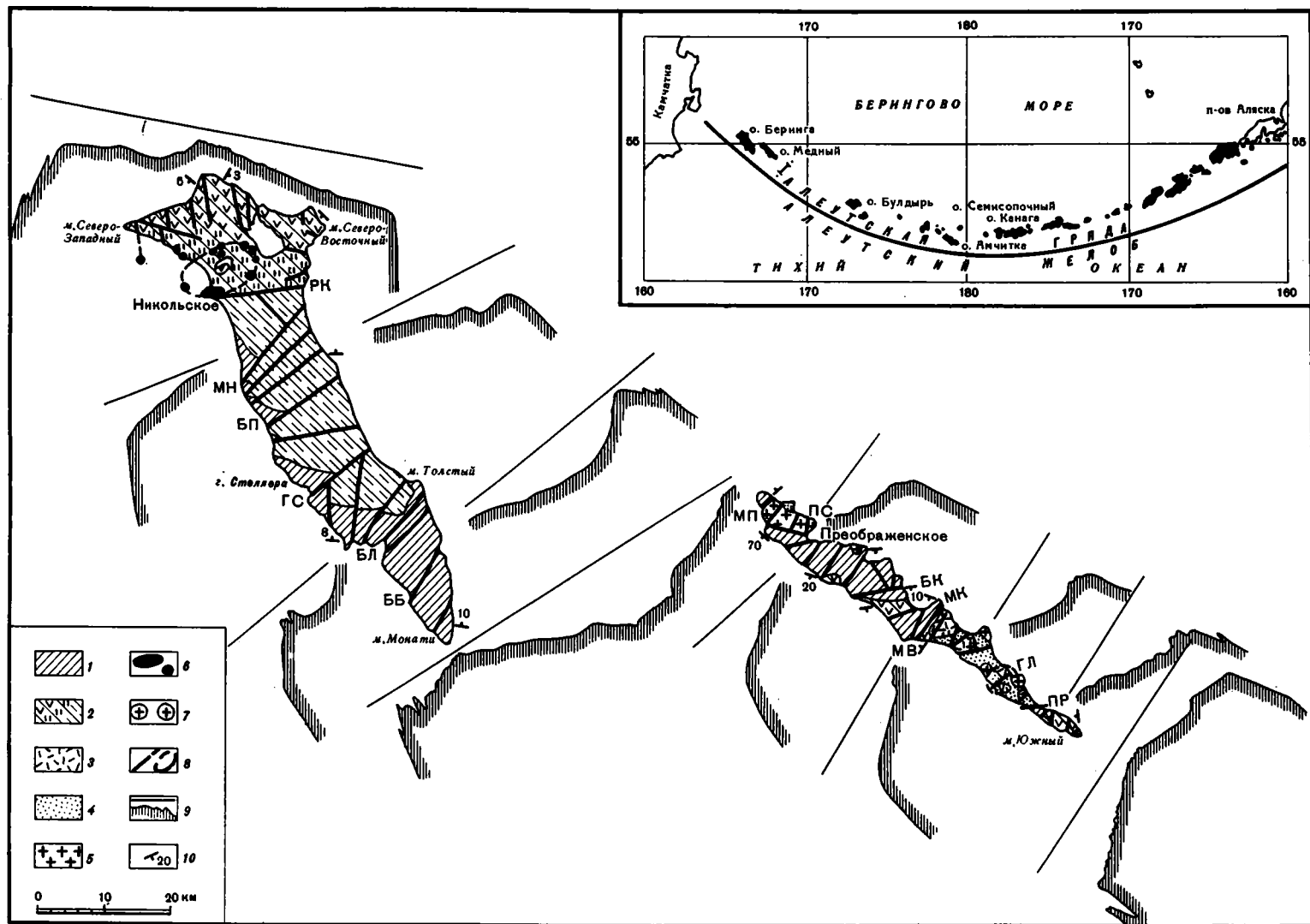
Как и все остальные крупные разрывы, это не единая трещина, а целая зона параллельных и кулисных нарушений. Смещение вдоль этих разломов происходило многократно и, вероятно, даже в четвертичное время, поскольку по ним часто фиксируются нарушения террасовых уровней, глубокие врезы ручьев, с ними связаны упомянутые выше цирки. На повороте р. Каменки видны трещины, заполненные милонитами, разлннзованность которых указывает на наличие правосдвиговой составляющей смещения. Оперяющими эту зону нарушений нужно считать разломы рек Песчанки и Старогаванской. Эти два разлома, вероятно, представляли единую зону нарушений более древнего возраста, которая смещена по типу правого сдвига более молодым разломом р. Каменки.

Вторая крупная зона нарушений — разлом м. Нерпичьего, который тянется поперек острова до бухты Малой Буяновской. Здесь в результате сброса южного блока приведены в соприкосновение конгломераты полуденной свиты и лежащие внутриформационные конгломераты никольской свиты с тонкослоистой толщей верхов никольской свиты. Амплитуда сброса превышает 500 м. Это самый крупный сброс о. Беринга. Опускание южного блока подтверждается также подворотом слоев вдоль плоскости сброса. Недоучет этого смещения приводит к неправильным стратиграфическим выводам: конгломераты полуденной свиты, базальные и внутриформационные конгломераты никольской свиты объединяются в самостоятельную свиту (буяновскую), которую располагают выше тонкослоистой толщи никольской свиты. Этот разлом имеет небольшие оперяющие трещины.

Разлом м. Черного тянется на север до м. Буян. Здесь также сброшен южный блок. Амплитуда сброса едва ли достигает 100 м, однако существенна правосдвиговая составляющая. Это видно по подвороту слоев, который можно наблюдать в отливной полосе. Разлом проявляется многократно в довольно широкой зоне. Последнее смещение обозначено трещиной, заполненной милонитами трения. Сбрасывание южного блока сопровождалось увеличением крутизны наклона слоев до 30°, в то время как в северном блоке угол наклона всего 10° (на северо-восток). Разлом наклонен на юго-восток под углом 80°. С этой же зоной, вероятно, связана серия небольших разломов бухты Непропусковой.

Разлом бухты Полуденной прослеживается на север до устья р. Никитинской Шайбы. Здесь тоже имеет место опускание южного блока, благодаря чему в устье р. Полуденной приведены в соприкосновение конглобрекции низов гаванской свиты и туффиты никольской свиты. Возможно наличие правосдвиговой составляющей.

Разлом бухты Бобровой тянется на север до бухты Половина и выражен в рельефе в виде глубокой седловины, разделяющей остров на две части. Здесь сброшена беринговоморская часть южного блока, а со стороны Тихого океана по субпродольному разлому Стеллера поднят блок этой горы и приведены в соприкосновение породы никольской и гаванской свит командорской серии, представленные конглобрекциями. Взброс этого блока подтверждается подворотом слоев никольской свиты, которые на контакте с разломом меняют угол падения от 10 до 25°. Кроме того, на северном уступе горы Стеллера сохранился небольшой выход туффитов никольской свиты с конгломератами базального



горизонта в основании. Благодаря этому удается оценить амплитуду взброса, которая здесь составляет около 300 м. Вероятно, вдоль этих разломов есть современные подвижки. Сдвиговая составляющая не установлена, падение зоны разломов субвертикальное.

Разлом бухты Дикой тянется до южного борта бухты Половина параллельно описанному выше нарушению. Здесь также несколько сброшен южный блок. Этот разлом пересекается разрывом горы Стеллера и образует ступенчатую структуру, в результате чего еще раз сброшен юго-западный блок, в кровле которого видны светло-желтые туфы никольской свиты, залегающие на низах разреза гаванской свиты командорской серии.

Благодаря этому удается оценить амплитуду двойного сбрасывания — около 200 м.

Зона разлома м. Толстого лучше всего прослеживается севернее этого мыса, где в береговых обнажениях видны пять параллельных разрывов, по каждому из которых отмечено сбрасывание южного блока примерно на 40–50 м. Таким образом, на расстоянии около 200 м происходит общее опускание южных элементов разреза никольской свиты на 200–250 м. Падения разломов крутые, в основном южные, реже — северные. В последнем случае это чаще всего взбросы. Движения вдоль этой зоны разломов также проявлялись многократно. Вероятно, следствие более ранних подвижек — мощная (около 20 м) дайка туфогравелитов, перекрытая сверху породами никольской свиты. Последние смещены более поздними разломами. В зависимости от плотности пород по-разному проявляются разрывные дислокации. Часто разлом, образующий в более плотных породах командорской серии одну трещину, переходит в вышележащие толщи никольской свиты в виде веера трещин, заполненных дайками туфопесчаников, или зоны раздробленных пород, которая разрушается, и формируются циркообразные воронки.

Разломы бухты Лисинской и бухты Передовой расположены почти параллельно и образуют небольшой грабен в породах командорской серии. Подвижки, вероятно, происходили в новейшее время, благодаря чему и была образована почти прямоугольная бухта. Проседание фиксируется и в рельефе дна шельфа с тихоокеанской и беринговоморской сторон.

Разломы бухты Бобровой тянутся на север: один до бухты Перегребной, второй до бухты Казарма. По обоим разломам незначительно опущены южные части разрезов командорской серии. По морфологическим признакам, основным из которых является очертание юго-восточной оконечности острова, можно предположить, что по этим разломам происходило правосдвиговое смещение.

По менее хорошо видимым мелким разрывам южной оконечности о. Беринга также отмечено сбрасывание южных блоков, сложенных породами низов разреза командорской серии, и, вероятно, правосдвиговое смещение.

Необходимо отметить, что во всех случаях сдвиговые смещения невелики и, видимо, составляют сотни метров. Установленные по смещениям даек мелкие сдвиги не превышают нескольких метров.

Рис. 14. Структурная схема Командорских островов с элементами рельефа шельфа

1 — вулканы позднеллоцен-эоценового возраста; 2 — лавы, диатомовые туфиты и туфы позднеллоцен-раннеллоценного возраста; 3 — останцы плиоценовых стратовулканов; 4 — гидротермально измененные породы; 5 — плагииграниты и кварцевые диориты; 6 — экструзии андезито-базальтов; 7 — гранодиориты; 8 — основные разломы: РК — р. Каменки, МН — м. Нерпичьего, БП — бухты Полуденной, ГС — горы Стеллера, БЛ — бухты Лисинской, ББ — бухты Бобровой, МП — м. Печка, ПС — бухты Песчаной, БК — бухты Корабельной, МК — м. Корабельного, МВ — м. Водопадского, ГЛ — бухты Глинка, ПР — бухты Перешеек; 9 — рельеф дна шельфа Командорских островов (вертикальный масштаб приблизительно в 50 раз больше горизонтального); 10 — элементы залегания слоев



Рис. 15. Схематический геологический профиль вдоль о. Медного

1 — эффузивы контрастной серии; 2 — шаровые лавы базальтов, брекчии и туфы преображенской свиты; 3 — пирокластическая толща гаванской свиты; 4 — пелитовые и псаммитовые туфы гавриловской свиты; 5 — туфоконгломераты и туфопесчаники полуденной свиты;

Как видно из описания крупных разрывных структур о. Беринга, здесь имеет место четкая закономерность: почти во всех случаях опущенными оказываются южные блоки. Единственным исключением оказывается блок горы Стеллера, который резко взброшен.

Помимо описанных выше структур, существует большое количество более мелких разломов с незначительной амплитудой смещения, подчиняющейся той же закономерности, т.е. почти всегда опущенным оказывается южный или юго-западный блок. Вследствие этого происходит многократное повторение разреза (см. рис. 7). Если бы не было этих смещений, то суммарная мощность командорской серии при среднем падении пород на север под углом 10° должна была бы составить около 15 000 м. На самом деле мощность отложения этой серии не превышает 3000 м.

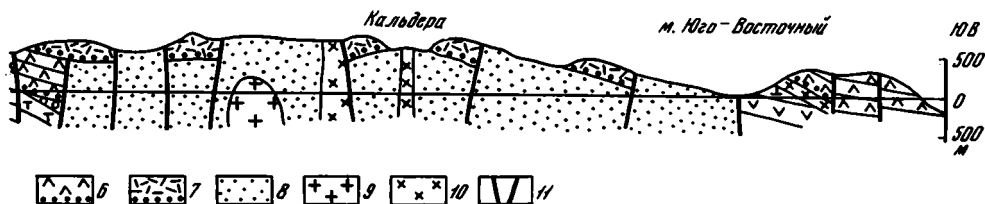
Перейдем к характеристике продольных разломов. Разлом м. Северо-Западного зафиксирован в прямолинейном крутом уступе на сочленении двух высоких террас. Вероятно, это не столько следствие новейших движений вдоль этого разлома, сколько результат препарирования морской абразией блока, сложенного менее устойчивыми породами верхней части разреза никольской свиты.

Зона разломов верховьев р. Каменки — сбросовая структура с опущенным юго-западным блоком. Видимо, здесь имели место смещения в новейшее время. В правом борту реки, у поворота, указанный разлом проявлен в виде серии даек кластических пород и дайки базальтоидов. Последняя указывает на глубину заложения разлома.

Серия разломов северной части острова представлена в основном мелкими сбросами с опущенными юго-западными крыльями. Исключением является разлом м. Вакселя, где сброшены северо-восточные части разреза никольской свиты, и разломы, образующие грабен проседания в районе бухты Тундрной. Эта структура также отчетливо выражена в современном рельефе. Необходимо отметить, что почти все разломы северной части о. Беринга до широты р. Каменки заполнены дайками базальтов. Унаследованные новейшие разломы поэтому проявились параллельно более древним нарушениям. Сдвиговые смещения здесь нигде не зафиксированы.

Линейные нарушения о. Медного, как уже упоминалось, представлены системой субпоперечных и субдиагональных направлений, определяющих отчетливо выраженное блоковое строение этого острова (рис. 15). Обычно каждый блок характеризуется своим наклоном пластов и смещением относительно соседних блоков. Примеры подобных структур многочисленны, но мы рассмотрим только основные из них.

Зона разломов м. Печка пересекает северо-западную оконечность о. Медного и приводит к сбрасыванию блока примерно на 200 м. Этот разлом проявлен в рельефе острова и прослежен на шельфе со стороны Берингова моря, где он



6 — лавы, автокластические брекчи и туфы никольской свиты; 7 — останцы стратовулканов водопадской свиты; 8 — гидротермально измененные породы; 9 — миоценовые интрузии; 10 — плиоценовые интрузии; 11 — основные разломы

образует крутой V-образный каньон глубиной более 300 м. Это, очевидно, свидетельствует о новейших подвижках. Сдвиговая составляющая не фиксируется, однако можно предположить, что имело место правосдвиговое смещение. Вероятно, с этой зоной разломов ассоциирует несколько более мелких разломов, расположенных юго-восточнее основного нарушения и приводящих к менее значительным опусканиям. Эти разломы смещают контакт интрузии плагиогранитов с вмещающими вулканитами контрастной серии, что создает впечатление переслаивания пород. Судя по наклону, эти разломы на глубине, вероятно, соединяются с основным нарушением. На этом же конце острова видно несколько широтных нарушений, заполненных дайками габброидов. Очевидно, это наиболее древние нарушения, которые в последующем не обновлялись.

Вторая крупная зона нарушений — разлом бухты Песчаной. Эта структура отчетливо выражена в рельефе в виде глубокой седловины, пересекающей весь остров в широтном направлении. Здесь вдоль контакта с интрузией резко сброшен южный блок, из-за чего угол падения слагающих его пород возрастает до 70–80°. Амплитуда смещения здесь, вероятно, превышает 200 м.

Зоной малозначительных нарушений являются разломы с. Преображенского. Здесь ступенчато погружены северо-западные крылья двух разломов с общей амплитудой около 100 м. Трещины разломов заполнены интрузиями как кислого, так и основного состава, дайками туфопесчаников и милонитов. Все это, очевидно, свидетельствует о различном времени проявления подвижек вдоль этих разломов. Сдвиговая составляющая здесь не зафиксирована.

По зонам разломов бухт Жировой и Гладковской отмечены незначительные смещения, возможно, с правосдвиговой составляющей. Следствие этих разломов — изменение угла наклона пород в смежных крыльях от 15 до 45°. В районе м. Гладкого в нижнем течении р. Тополевой виден хорошо проявленный современный эскарп, который смещает формы рельефа и тянется поперек всего острова.

Самое крупное нарушение о. Медного — разлом бухты Корабельной. Вдоль этого разлома приведены в соприкосновение вулканиты водопадской свиты и вулканогенно-осадочные породы верхов гаванской свиты. Учитывая, что водопадская свита здесь налегает на эффузивные породы никольской свиты, достигающие мощности около 1000 м, необходимо признать, что эта величина определяет амплитуду вертикального смещения. Вдоль разлома развиты дайки базальтоидов и жилы кварца.

Еще одно крупное нарушение — зона разломов м. Корабельного. Это две параллельные трещины, образующие грабен, заполненный туфоконгломератами и туфобрекчиями. По наклону этих пород (20° на юго-запад) можно предположить, что смещения вдоль этих разломов — разные по величине и, вероятно, неодновременны. Однако, исходя из того, что один из разломов перекрыт

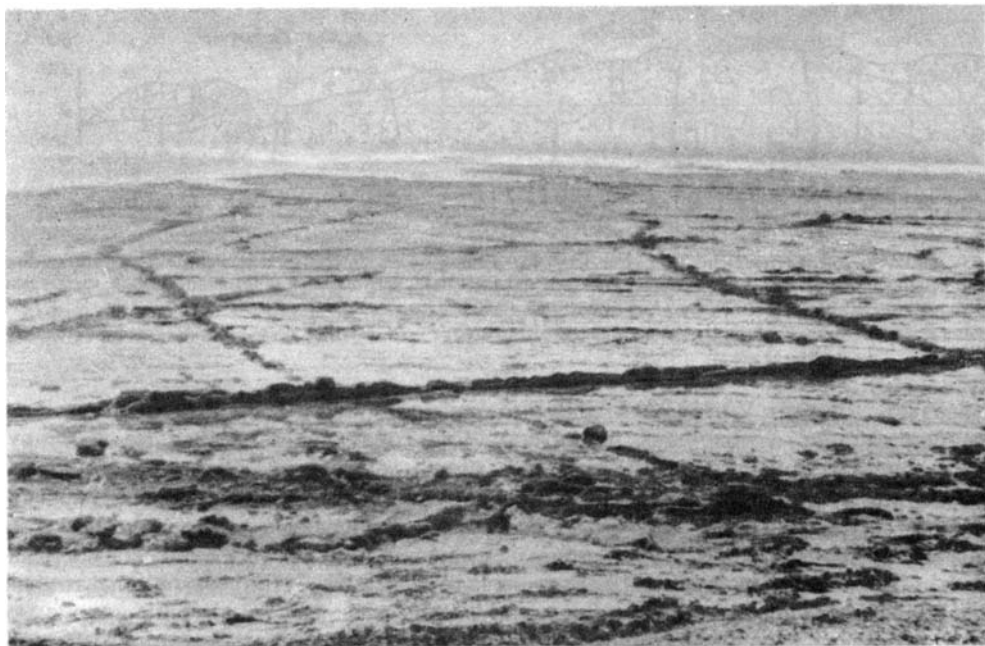


Рис. 16. Характер проявления трещин в породах командорской серии (темные полосы — дайки кластических пород, обнажающиеся в отливной полосе)

ненарушенными породами водопадской свиты, есть основание считать, что эти движения прекратились в плиоцене. Сдвиговая составляющая здесь не установлена. Погружение опущенного блока превышает 300 м. С разломами связаны субинтрузивные тела базальтоидов и диоритов поздних серий.

Разломы бухт Ожидания и Глинки представлены густой сетью субпоперечных нарушений, заполненных дайками базальтоидов, диоритов и гидротермальных пород. Вследствие этих нарушений образована мощная зона дробления и гидротермального изменения. По фрагментам слоев здесь устанавливаются углы падения до 80° . Большая проницаемость этой зоны обусловила пропилитизацию пород и насыщение сульфидами.

Разлом бухты Перешеек проходит по самой узкой части о. Медного, которая представляет собой перешеек шириной 500 м. Здесь в соприкосновение приведены средняя часть гаванской свиты командорской серии и зона гидротермально измененных пород. Судить о величине смещения трудно, так как сам разлом фактически не виден. Однако по морфологическим признакам и характеру окружающих пород можно предположить, что смещение значительно.

Еще несколько менее значительных разломов пересекают юго-восточную оконечность о. Медного, смещая породы эффузивных фаций никольской свиты. Эти разломы заполнены дайками габбро до диоритов, и, судя по пересечениям даек, смещения здесь происходили в разное время.

Таков перечень основных линейных нарушений, создающих блоковую структуру острова и существенно влияющих на наклоны пород. Помимо перечисленных, существует большое количество мелких разломов с незначительным смещением. Кроме того, на Командорских островах получили развитие многочисленные трещины, по которым не было смещений. Эти трещины обычно извилисты и могут пересекаться под разными углами (рис. 16). Заполнены они чаще всего дайками туфопесчаников и гравелитов, а также кремнеземом и кальцитом.

Иногда это заполнение зональное, включающее все перечисленные породы. Все это однозначно свидетельствует в пользу того, что и разломы, и трещины образовались в условиях растяжения вмещающих пород.

КОЛЬЦЕВЫЕ РАЗЛОМЫ

Помимо описанных выше линейных структур, на Командорских островах и в пределах остальной части Алеутской гряды развиты кольцевые разломы.

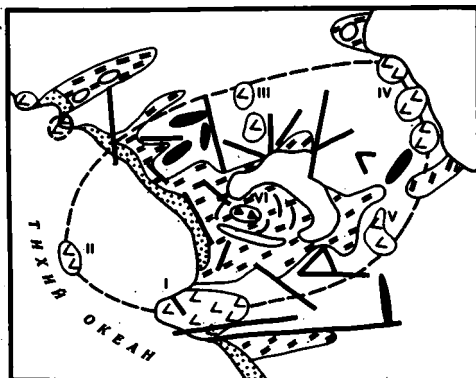
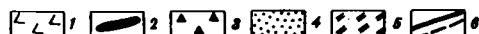
Основные из них на о. Беринга — кальдера в районе с. Никольского, а на о. Медном — кольцевая структура бухты Глинка.

Кольцевая структура с. Никольского (рис. 17) представлена эллипсовидной кальдерой (4 x 7 км), обрамленной серией экзтрузий щелочных андезито-базальтов, в центре которой находится шлаковый конус горы Наковальня. Окружающие кальдеру экзтрузии являются абразионными останцами с выровненными поверхностями: Входной Риф, горы Гаванская, Свиные (три), Столовые (две), Ладыгинская и небольшой о. Топорков. Последний находится на Никольском рейде и имеет плоскую вершину. Подводными исследованиями установлена связь этой экзтрузии с Входным Рифом. Экзтрузии соединены дайкой того же состава, выступающей на дне моря в виде гребня. Кроме того, также известна гребневидная структура, протягивающаяся к устью р. Ладыгинской. На суше видно, как эти экзтрузии соединяются дайками того же состава, образующими гребневидные формы рельефа. Самые крупные из этих соединительных звеньев — дайки от Свиных гор к горе Гаванской и от Столовых гор к горе Ладыгинской. Менее заметны связи Свиных гор и Столовых, а также горы Гаванской и Входного Рифа, поскольку здесь находятся задернованные депрессии. Однако, судя по высыпкам глыб андезито-базальтов, между этими горами связь посредством даек также существует.

Вероятно, в конце олигоцена здесь был крупный щитовой вулкан и после проседания центра этого вулкана образовалась эллипсовидная кальдера, обрамленная серией экзтрузий. Затем произошла миграция вулканизма на север, и вся эта структура оказалась перекрытой верхними слоями никольской свиты. Однако на этом опускания не прекратились, а продолжают до настоящего времени, о чем свидетельствует морфология рельефа в зоне кальдеры. В частности, сильно перекошенные низкие террасы, кольцевое расположение рек и озер, эскарп, прорывающий песчаные дюны на побережье в районе р. Ладыгинской, и многие другие признаки говорят о том, что проседание здесь происходит и в настоящее время, но по меньшему эллипсовидному периметру, центром которого продолжает оставаться гора Наковальня.

Рис. 17. Схема тектонического строения кальдеры в районе с. Никольского

1 — экзтрузии андезито-базальтов: I — Входной риф, II — о. Топорков, III — Столовые горы, IV — Свиные горы, V — гора Гаванская, VI — гора Наковальня; 2 — дайки андезито-базальтов; 3 — туфобрекчи; 4 — песчаные дюны; 5 — заболоченные низины; 6 — основные разломы



Наши шестилетние наблюдения показали, что море в районе горы Гаванской и севернее, в пределах прикальдерной части, продвинулось на 20–25 м и что проседания резко увеличились после последних сильных землетрясений.

Таким образом, здесь, вероятно, имеет место древняя крупная эллипсоидная кальдера, в которой происходит телескопированное проседание центра структуры.

Вторая крупная кольцевая структура — кольцевой разлом бухты Глинки на о. Медном. Она сформирована в зоне гидротермально измененных пород и по происхождению также связана с извержениями. Эта структура отчетливо дешифрируется по аэрофотоснимкам, несмотря на то, что разбита более поздними поперечными разломами и края ее частично скрыты под водой. Здесь также, вероятно, проседание связано с окончанием извержения в плиоценовое время, потому что в просевшем блоке видны останцы вулканических пород водопадской свиты. С кольцевым разломом связаны два штока гранитоидов и сильно гидротермально измененные и пронизанные жилами окружающие породы.

Помимо описанных кольцевых структур, существуют также дугообразные или полукольцевые формы разломов. Часто это фрагменты кольцевых структур, а иногда отрезки извилистых трещин. Подобные разрывы дешифрируются на мысах Вакселя и Юшина в северной части о. Беринга, а также в средней части о. Медного. На м. Северном в приливной полосе видна серия даек, заполненных лавобрекчиями базальтов, а также система пересекающихся кольцевых и радиальных трещин, образующих структуру "битой тарелки", в центре которой возвышается Сивучий Камень; последний представляет собой остатки жерла олигоцен-миоценового щитового вулкана. Следует отметить, что здесь взяты образцы слюдястых пикритовых базальтов.

На м. Вакселя системой долин отпрепарировано несколько дугообразных разломов, огибающих мысы Тонкий и Вакселя.

Судя по тому, что сбросы направлены в сторону Берингова моря, и принимая во внимание характер пород, представленных здесь эруптивной брекчией, можно предположить, что это остатки древней кальдеры. Кроме этих структур, в верховьях р. Федоскиной обнаружена дугообразная трещина, заполненная диоритами, состоящими почти нацело из плагиоклаза. Это, вероятно, часть извилистой трещины.

На о. Медном в зоне развития пород водопадской свиты также видно несколько дугообразных разрывов, однако из-за сильных дроблений и недостаточной обнаженности они плохо дешифрируются.

Из приведенных примеров следует, что разрывные нарушения играют главенствующую роль в формировании структуры Командорских островов. Практически нет ни одного сколько-нибудь значительного обнажения, которое не было бы рассечено трещинами или разломами. На остальных островах Алеутской гряды разрывные нарушения получили столь же широкое развитие. Немаловажное значение для понимания характера дислокации слоистых пород имеют изменение наклона слоев от блока к блоку и приразломные дислокации, что нередко воспринимается как проявление складчатости.

ПРИИНТРУЗИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Дислокации этого вида также широко развиты в пределах островов Алеутской гряды. Практически везде, где мы сталкиваемся с проявлениями значительных интрузивных тел, наблюдается подъем слоев, соприкасающихся с интрузией (рис. 18). Особенно это свойственно приконтактным зонам массивов и штоков гранитоидов. На Командорских островах таких массивов несколько. Достаточно посмотреть на карту, чтобы убедиться в том, что с ними связаны основные пластические деформации слоев, подчиненность простираний контактам массивов

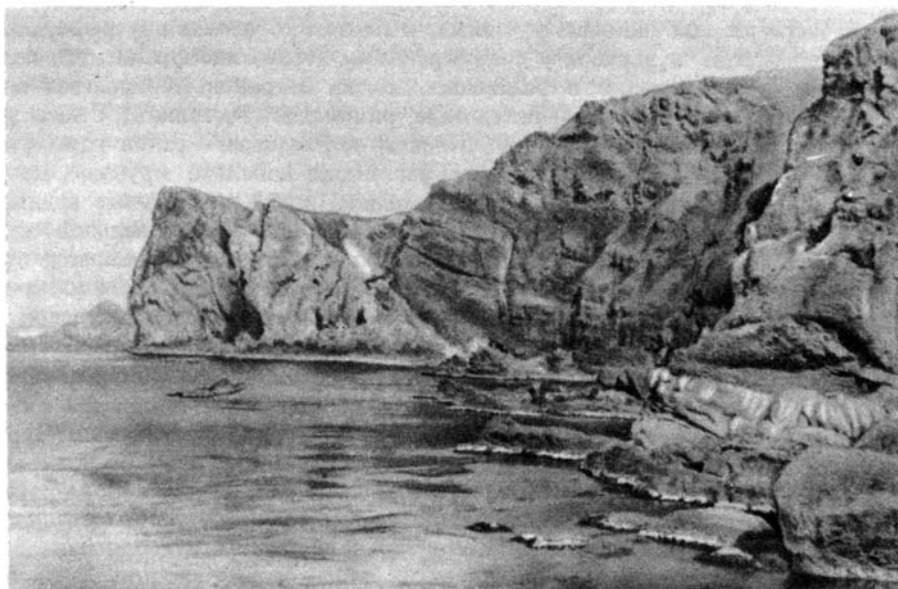


Рис. 18. Характер деформации слоев на контакте с интрузией плагногранитов (светлое)

и крутое падение. Самая показательная структура в этом отношении — массив гранитоидов в северо-западной части о. Медного и его обрамление. Массив представляет собой магматический лакколит, внедрившийся в олигоцене в породы командорской серии. При этом в кровле массива происходит интенсивная ассимиляция пород контрастной серии основания преобразенской свиты, а в краевых частях вулканогенно-осадочные породы приобретают углы падения $70-80^\circ$. На периферии интрузии пласты выполаживаются, а в кровле они также залегают субгоризонтально, как это видно по отдельным останцам слоистых пород.

Второй крупный массив гранитоидов м. Черного и еще несколько мелких штоков на о. Медном расположены в зоне гидротермально измененных пород, поэтому дислокации здесь трудно различимы. Однако в районе развития роев даек в бухте Ожидания, где обнажаются туфосилициты верхов гаванской свиты, которые слабо подвержены изменению, установлены очень крутые углы ($70-80^\circ$) залегания пород, что, очевидно, связано с дроблением пород и внедрением даек гранитоидов.

На о. Адак (Coats, 1956a) описаны кольцевые деформации, связанные с внедрением штоков диоритов. На о. Амчитка (Carr e.a., 1970) также видны деформации пород, связанные с массивами кислых и средних интрузивов. Примеров подобных дислокаций достаточно и на остальных островах Алеутской гряды.

ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Этот вид деформаций также характерен для слоистых пород Командорских островов. Проявляются эти деформации в разных местах как на беринговоморской, так и на тихоокеанской стороне островов в крупных береговых обнажениях и в глубине островов Беринга и Медного. Однако при ближайшем рассмотрении мы имеем дело в основном с двумя частями разреза, к которым такие деформации приурочены. Один из горизонтов находится в верхах разреза гаванской свиты командорской серии и связан с пачкой туфосилицитов, второй приурочен к

средней части разреза никольской свиты, к верхам горизонта внутриформационных конгломератов и горизонту с конкрециями. Появление фрагментов подводно-оползневых деформаций в различных местах островов объясняется многократным повторением разреза вследствие разломной тектоники. Самое значительное место развития подводно-оползневых деформаций — район горы Стеллера. Здесь на северном крутом склоне горы видны довольно крупные, до 20 м, лежащие складки, скрученные слои и отдельные глыбы в горизонте мощностью около 100 м. Это явление часто выдается за проявление изоклинальной складчатости (Геология СССР, т. XXXI, 1964). Однако при внимательном рассмотрении видно, что и выше- и нижележащие слои не дислоцированы. Только там, где подводно-оползневые складки образуют густой пучок, вышележащие слои вспучиваются и формируют конседиментационный купол. Одна из таких структур обнаружена в береговом обнажении, несколько южнее бухты Полуденной. Здесь же хорошо видна вергентность складок на север. Определяя положение антиклиналей и синклиналей по методике, разработанной В.С. Буртманом (Буртман, Шмидт, 1970), а также по подошвенным знакам и завихрениям в слоях, можно заключить, что смещение осадочных масс в момент накопления пород командорской серии шло на север. Заслуживает внимания также факт, что с подводно-оползневыми явлениями тесно связаны извилистые трещины, заполненные дайками кластических пород.

Горизонт подводно-оползневых деформаций в никольской свите менее мощный (около 20 м), и наблюдение за вергентностью складок показывает, что смещение осадков происходило на юг. Здесь с этим горизонтом связаны мощные прослои оползневых вулканогенных конгломератов, встречаются олитолиты, происходит выпаживание нижележащих слоев, создающее видимость несогласия. Подобные взаимоотношения можно видеть в районе бухты Буян в круглом береговом обрыве. С этим горизонтом также связаны интенсивные проявления трещин, заполненных дайками туфопесчаников.

Приуроченность подводно-оползневых проявлений к определенным горизонтам может быть объяснена сейсмическими явлениями геологического прошлого. Сильные землетрясения, вероятно, приводили к сползанию неконсолидированных осадков с крутых склонов гряды, а возникавшие при этом волны цунами обогащали прибрежную галькой и гравием глубоководные отложения (Хворова и др., 1974). Совершенно очевидно, что подобные конгломераты не могут образовывать протяженные горизонты, а залегают линзовидно.

Дислокации Командорских островов связаны с различными причинами. Недоучет одних и переоценка других факторов приводят к разным трактовкам строения островов.

В приведенном выше описании структур дислокации расположены в порядке их геологической значимости. Становится ясным, что все описанные выше нарушения не могут считаться результатом орогении или складчатости. Судя по имеющимся описаниям и картам, подобные типы дислокаций широко представлены и на остальных островах Алеутской гряды и также во многом определяют их структуру.

СТРУКТУРА АЛЕУТСКОЙ ГРЯДЫ

Понимание структуры гряды основывается на приведенных выше стратиграфических данных, публикациях по общим морфологическим особенностям и по конкретным дислокациям, на геофизических материалах как по самой дуге, так и по прилегающим акваториям и, наконец, на данных по морскому бурению,

известных по материалам 19-го рейса "Гломар Челленджера". В пределах островов Алеутской гряды нет ни одной сколько-нибудь значительной достоверно описанной складки, поэтому можно без погрешностей считать, что основную роль в ее структуре играют дизъюнктивные дислокации. Все материалы свидетельствуют о том, что нет никаких оснований говорить о наличии складок и в подводной части гряды, как это предполагает, например, Латрем (Lathram, 1974). За изоклинальную складчатость здесь принимаются подводно-оползневые дислокации, видимые на островах и отраженные в материалах сейсмопрофилирования в подводной части гряды. Нередко морфология под водой четче отражает роль разломной тектоники, чем в пределах суши, поскольку зоны дробления здесь препарируются подводными потоками.

Из анализа всех имеющихся данных вытекает, что трем крупным морфологическим элементам гряды — тыловому склону, сводовой части и фронтальному склону — присуще преобладание определенного типа дизъюнктивных нарушений.

Тыловой склон (склон гряды в Беринговом море), как уже отмечалось, характеризуется субпараллельными простиранию гряды формами рельефа. Судя по геофизическим данным, образование их тесно связано с разломами того же направления. Подобные формы нарушений нередко существуют на крупных островах Алеутской гряды. Выше отмечалось, что о. Беринга — это сбросы, обращенные в сторону желоба. Смещение обычно сопровождается раздвижением, образованием грабенов или заваливанием отдельных блоков, из-за чего иногда возникают крутые залегания слоев. Эти же формы часто удается дешифровать в подводной части гряды, где с ними связаны обширные смещения и образования серии впадин (Scholl *et al.*, 1975).

Одна из крупных впадин (20x50 км и глубиной 1,6 км) — хорошо изученный подводный грабен Булдырь (Marlow *et al.*, 1970), находящийся севернее Лисьих островов. Он образовался в плиоцене в результате растяжения в тыловой части гряды, дробления и проседания крупного блока. Сейчас дно грабена перекрыто горизонтально слоистыми вулканогенными и вулканотерригенными толщами мощностью около 300 м. Судя по некомпенсированному заполнению осадками (рис. 19), подворотам слоев и разрывным нарушениям в осадочной толще, движения вдоль разломов происходили и в новейшее время. Таким образом, это развивающаяся структура. Наши исследования на шельфе в юго-восточной части о. Медного позволяют предположить здесь наличие аналогичной структуры, но меньшего размера. Она выражена на эхолотном профиле.

К субпродольным нарушениям часто приурочены широкие каньоны. Подобные каньоны видны в районе Крысыих островов, о. Семисопочного, в районе Андреяновских и Лисьих островов. Здесь, вероятно, наблюдается не только дробление пород, но и отодвигание отдельных блоков к югу. Именно такая структура видна на сейсмопрофилях к северу от Крысыих островов.

Необходимо также отметить, что с отдельными субпродольными структурами связаны современные вулканические постройки, такие, как вулканы Булдырь, Семисопочный, вероятно, о. Богослова и многие др.

Все вышесказанное говорит о том, что в тыловой части гряды преобладают разрывные нарушения с раздвиговым характером деформаций.

Сводовая часть Алеутской гряды наиболее доступна для изучения, так как здесь расположены почти все острова и меньше глубина водной толщи. Большая часть площади свода гряды представляет выровненную поверхность островных шельфов с глубиной 150–200 м, слегка наклоненную с сторону желоба. Исключением являются две седловины. Первая расположена между Командорскими и Ближними островами (глубина около 1000 м). Вторая находится между Ближними и Крысыими островами (глубина около 400 м). Как в пределах островов, так и в шельфовой части видно преобладание субпоперечных

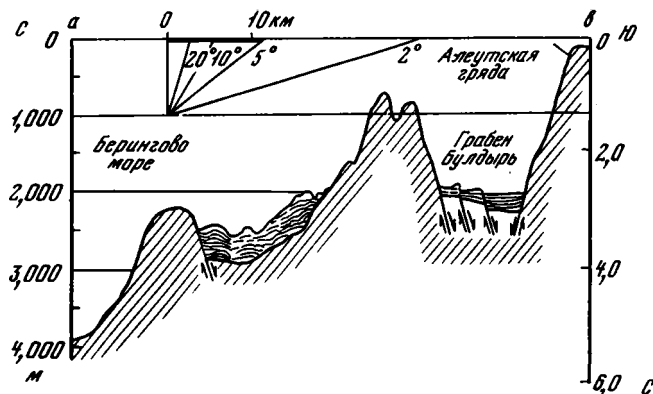


Рис. 19. Сейсмический профиль отраженных волн тылового склона Алеутской гряды в районе впадины Булдырь. Сбрасывание с раздвижением происходит к югу в сторону желоба. Акустическое основание заштриховано (Marlow e.a., 1970). Положение профиля см. на рис. 21

структур. Как и на Командорских островах, здесь часто удается установить сбрососдвиговую составляющую в разрывных нарушениях. Представляется, что сдвиговые нарушения от Командорских островов до середины Алеутской гряды имеют правосторонний характер, а далее на восток преобладает левосторонний характер. Однако необходимо отметить, что вряд ли эти сдвиги являются очень значительными и едва ли они существенно влияют на кривизну дуги.

Как на островах, так и в пределах шельфа субпоперечные и субпродольные нарушения часто образуют грабены. В их систему входит описанный выше грабен о. Медного, заполненный отложениями никольской свиты и перекрытый вулканитами водопадской свиты. Несколько более мелких структур видны в средней части о. Беринга. На о. Амчитка в его южной части обнаружен достаточно крупный субпродольный грабен. Подобные грабены существуют на о. Ситхин и предполагаются на о. Адак. Все эти данные свидетельствуют о том, что присводовой части Алеутской гряды свойственны дизъюнктивные дислокации, обусловленные растяжением как в субпродольном, так и в поперечном направлении. Однако для присводовой части более характерны разломы со сбросо-сдвиговым смещением.

Фронтальный склон гряды (тихоокеанский склон), судя по данным сейсмопрофилирования, также характеризуется сильным развитием дизъюнктивных дислокаций. Из рассмотренных выше морфологических особенностей вытекает, что фронтальный склон рассечен крупными субпоперечными разломами, которые часто видны в присводовой части. Вдоль этих разломов обычно заложены протяженные каньоны, пересекающие весь фронтальный склон гряды. Благодаря этим структурам Алеутская гряда приобретает отчетливо выраженное блоковое строение. Блоки соответствуют группам островов, таким, как блоки Командорских и Ближних островов, ограниченные с обеих сторон субпоперечными разломами. Между ними находится опущенный блок с самой глубокой седловиной. Далее на восток следует два блока Крысыных островов и сложно построенный блок Андреяновских островов. Помимо описанных выше субпоперечных нарушений, существует большое количество более мелких разломов, осложняющих структуру дуги. Необходимо отметить, что иногда наблюдается хорошая корреляция субпоперечных линеаментов с эпицентрами мелкофокусных землетрясений.

Однако самая характерная особенность фронтального склона гряды — наличие ступенчатых структур, которые обычно описываются как террасы или как разломные уступы. Вероятно, ни к тем, ни к другим структурам их относить нельзя. Во-первых, краевая часть уступов всегда выше, чем тыловая, и это не позволяет считать их террасовыми уступами. Во-вторых, они имеют сложное строение и разновысотное положение, и это исключает принадлежность их к единому разломному уступу. При ближайшем рассмотрении единого уступа

вообще не существует, а есть большое количество довольно закономерно построенных ступеней. В плане они имеют обычно изометричную форму, ограниченную со стороны склона крутыми циркообразными уступами. Край ступени всегда возвышается над тыловой частью. В последней обычно формируется асимметричная впадина, частично или полностью заполненная осадками. Ступени и впадины имеют различную величину, но наблюдается одна закономерность — чем ближе к основанию гряды, тем меньше становятся ступени. В основании гряды при переходе в желоб на профилях сейсмопрофилирования получается отражающая картина, характерная для крупных глыбовых развалов. Самая крупная впадина Умнак пробурена в 19-ом рейсе судна "Гломар Челленджер". При этом выяснено, что осадочное заполнение распределяется не равномерно, а клиновидно расходуется к тыловой части уступа, где часто видны задираны слоев. Все эти признаки свидетельствуют в пользу того, что, вероятнее всего, эти уступы являются подводными оползнями коренных пород, так как имеют все типичные признаки наземных оползневых нарушений.

Эти структуры и определяют в основном характер фронтального склона гряды. Там, где подобные структуры у основания гряды переходят в желоб, видно, как осадки желоба подминаются под фронтальный склон гряды и становятся складчатыми (Scholl, Creager, 1973). Таким образом, представляется, что в данном случае мы имеем дело с обычным явлением интенсивного развития подводных оползней и дробления пород, в результате чего у основания гряды на дне желоба формируются толщи, сходные с олистостромой. Вместе с тем фронтальная часть гряды явно надвинута на осадки желоба, постепенно подминает их и, вероятно, формирует структуру, сходную с надвигом. Следовательно, для фронтального склона гряды характерен свой тип разрывных дислокаций, который можно назвать оползнево-надвиговым.

* * *

Из всего вышесказанного следует, что структура Алеутской гряды тесно связана и определяется дизъюнктивными дислокациями, обусловленными в основном процессами растяжения. Тыльному склону, сводовой части и фронтальному склону присущи свои формы проявления разрывной тектоники. В первом случае это сбросораздвиговые нарушения, во-втором — сбрососдвиговые и в последнем случае — сброснадвиговые формы дислокаций. При этом от тыльного склона к фронтальному постепенно увеличивается амплитуда сбросовой составляющей. Учитывая преобладающий наклон разломов в сторону желоба, тенденцию нарушений к выполаживанию и их амагматичность, можно сказать, что они не являются глубинными, а, вероятнее всего, в основании гряды выполаживаются и соединяются в единую зону, наклоненную от тыла дуги в сторону желоба.

О вероятном наличии в основании гряды зоны дробления свидетельствует характер пород этого основания, присутствующих в выбросах вулканов. Последние представлены ультрабазитами, пикритами, сильно разлинзованными серпентинитами, блоками меланжа, сильно раздробленными и дислоцированными яшмоидами и зеленокаменно-измененными породами, тоже сильно тектонизированными.

Описание структуры гряды было бы неполным без характеристики основного глубинного магноподводящего разлома и распределения вулканических комплексов. Глубинный разлом представляется в виде единой дугообразной зоны проницаемости, состоящей, вероятно, из ряда кулисно надстраивающих друг друга элементов. Как видно из стратиграфических данных, извержения вдоль этого разлома происходили поэтапно, и более молодые серии изверженных пород постепенно оказывались в тылу гряды, образуя линзовидные прислонения, увеличивающие ширину дуги.

Следует подчеркнуть, что в каждом случае это смещение было незначительным и

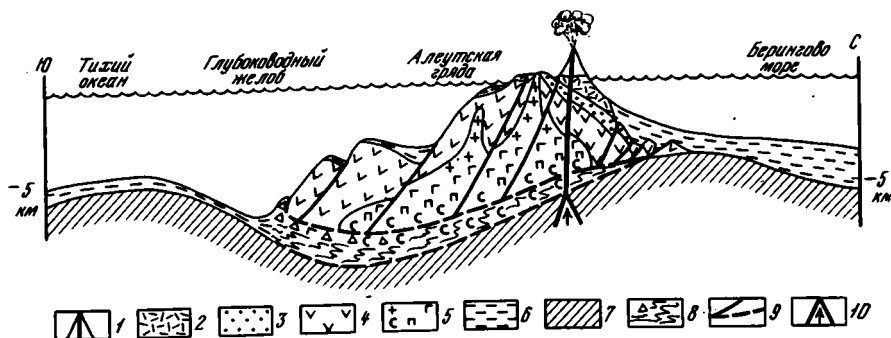


Рис. 20. Гипотетический профиль глубинного строения Алеутской гряды (через о. Адак). Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 5

1 — отложения современных стратовулканов; 2 — плиоценовые вулканы; 3 — породы позднеолигоцен-раннемиоценовых щитовых вулканов; 4 — эффузивы позднепалеоцен-эоценового возраста; 5 — дифференцированный интрузивный комплекс основания гряды: С — серпентиниты, П — ультрабазиты, Г — габброиды, + — более кислые производные; 6 — кайнозойские осадки впадин Берингова моря и ложа Тихого океана; 7 — докайнозойское океаническое ложе; 8 — зона дробления в основании гряды, включающая осадки желоба и обвальное оползневые отложения гряды; 9 — основные разломы; 10 — глубинный магмоподводящий разлом

происходило периодически. Все это не позволяет считать, что причина смещения заключается в образовании в каждом случае нового глубинного разлома, как это часто пытаются представить (Coats, 1962). Вероятнее всего, здесь имеет место перемещение самой гряды в направлении желоба, в то время как вулканизм был приурочен к одному и тому же глубинному разлому.

Сравнение ксенолитов, которые несут следы интенсивного тектонического воздействия и регионального метаморфизма, с породами Алеутской гряды, которые слабо затронуты вторичными изменениями, а тектонические воздействия проявлено только в виде разломов, приинтрузивных и конседиментационных дислокаций, свидетельствует о различном характере метаморфизма и деформаций.

Различная степень дислокаций и метаморфизма пород основания гряды и самой гряды, видимо, лучше объясняется независимым положением вулканической постройки гряды относительно структуры основания, нежели разновозрастностью процессов деформации и метаморфизма. Вероятно, для основания гряды и то, и другое (по крайней мере частично) обусловлено воздействием вулканической постройки дуги на нижележащие породы. Вторым фактором, по-видимому, является латеральное давление.

Таким образом, Алеутская гряда в крупном плане представляет собой первоначально крупное сводовое вулканоплутоническое поднятие, заложившееся вдоль единой шовной зоны — глубинного разлома на докайнозойском океаническом ложе. В дальнейшем в результате описанных выше тектонических процессов южное крыло поднятия было разрушено, и в настоящее время доступна изучению лишь его тыловая часть.

Морфоструктурные, тектонические и геофизические данные показывают, что эта часть поднятия — крупноблоковая структура. Вершины отдельных блоков выступают над уровнем моря в виде крупных островов или групп островов (рис. 20).

Важно отметить, что все дислокации пород, судя по многочисленным трещинам, их форме и по заполнению в основном кlastическим материалом, связаны с растяжением гряды как в продольном, так и в поперечном направлениях. Подобная картина может быть объяснена свободным гравитационным сползанием блоков гряды с растущего в тылу поднятия в сторону прогибающегося желоба, который в процессе прогибания мигрирует в сторону океана.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АЛЕУТСКОЙ ГРЯДЫ В СИСТЕМЕ СТРУКТУР БЕРИНГОВОМОРСКОГО РЕГИОНА

Тектоническая система Алеутской дуги и глубоководного желоба ограничивает на юге обширную и сложно построенную область Берингова моря, через которую проходят структурные связи между Азией и Северной Америкой. Северная часть этой области, занимающая примерно 40% ее площади, представляет собой шельфовую плиту. Южная часть вместе с Алеутской системой составляют зону современного активно развивающегося геосинклинального процесса (Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970).

Ниже последовательно в направлении с севера на юг рассмотрены основные структурные единицы плиты и современной геосинклинальной зоны. Это позволяет четко определить место, которое занимает в Беринговоморском регионе Алеутская гряда. Структурное районирование региона иллюстрируется составленной автором тектонической схемой (рис. 21). В качестве основного принципа районирования в соответствии с идеями, разрабатываемыми в Геологическом институте АН СССР (Пейве и др., 1972), взято время формирования континентальной коры.

ШЕЛЬФОВАЯ ЧАСТЬ БЕРИНГОВА МОРЯ

В шельфовой части глубина моря не превышает 200 м. С севера на юг в ней выделены четыре тектонические зоны, отличающиеся временем становления земной коры континентального типа.

ЗОНА ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Самую северную зону занимают продолжения чукотских и североалаяскинских структур, которые соприкасаются по разломной зоне Берингова пролива, вероятно, со значительным сдвиговым смещением. Со стороны Чукотки сюда простираются крупное поднятие, сложенное древними кристаллическими породами, и структуры, образованные смятыми палеозойскими карбонатно-терригенными толщами. Со стороны Аляски — блок Сьюард, где под палеозойскими отложениями залегают метаморфические комплексы. Севернее этого блока, уже в Чукотском море, расположено поднятие хребта Брукса с его мощнейшим палеозойским миогеосинклинальным разрезом.

В эту зону входит также большая часть о. Святого Лаврентия. По материалам Паттона (Patton, Dutro, 1969), на острове выходят доломиты девона, кремнистые известняки карбона и, вероятно, пермские и триасовые сланцы и аргиллиты.

Эти отложения дисслоцированы и интродуцированы телами габброидов, биотитовых гранитов, кварцевых монзонитов и нефелиновых сиенитов (Crejtey e.a.,

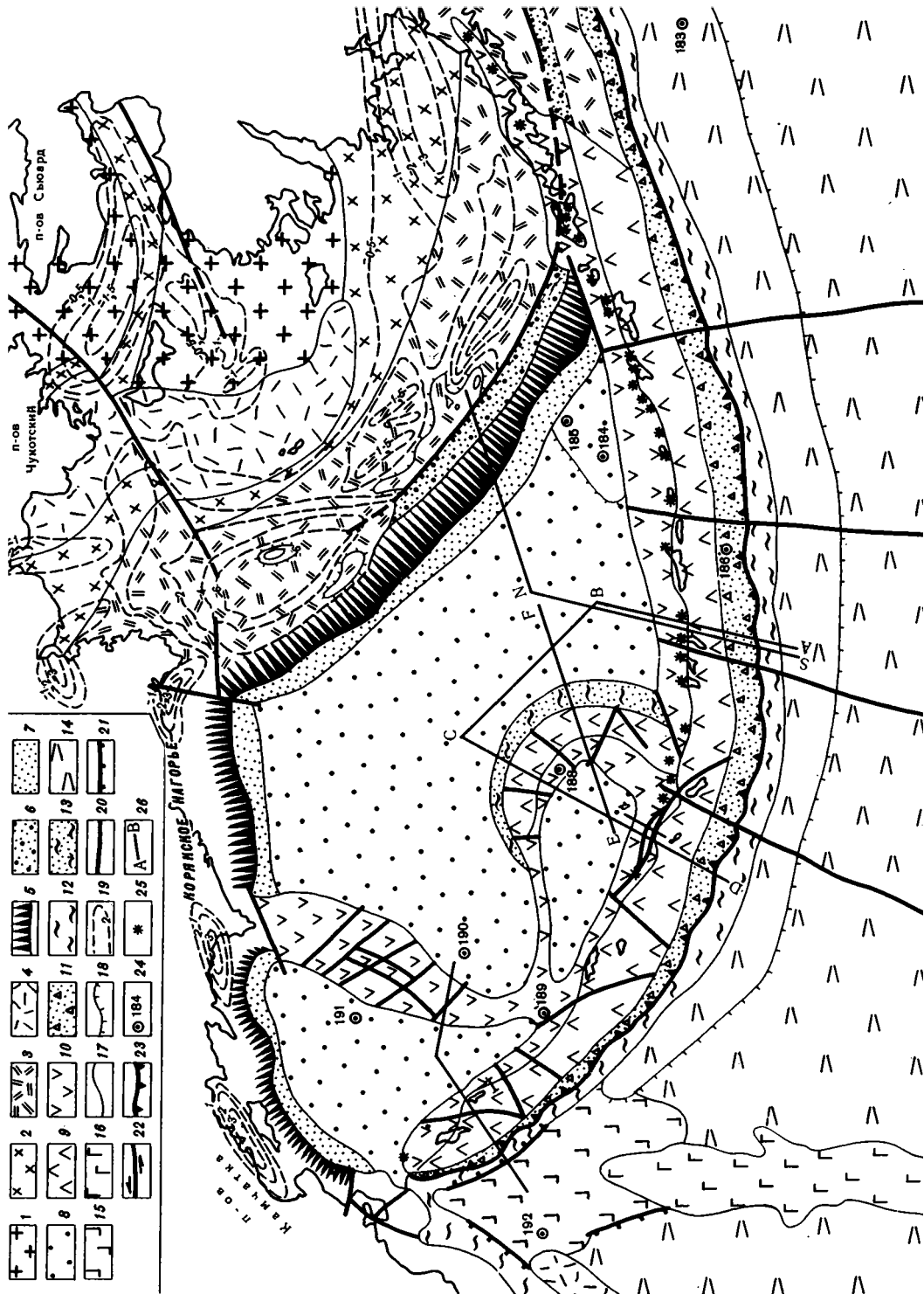
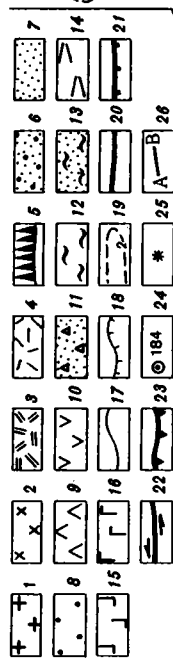


Рис. 21. Схема основных структурных элементов Берингоморского региона (с использованием данных Marlow *et al.*, 1970)

1 — области развития докембрийской континентальной коры; 2 — зона позднемезозойского становления коры континентального типа; 3 — зона незавершенного формирования континентальной коры; 4 — позднемеловой вулканический пояс; 5 — зона резкого выклинивания геофизического гранитного слоя; 6 — зона впадин краев склонов; 7 — впадины подножия континентального склона; 8 — глубоководные котловины Берингова моря с субокеанической корой; 9 — ранние (эоценовые) океанические серии эффузивов; 10 — поздние (позднеолигоценовые — четвертичные) серии эффузивов; 11 — древний желоб под обвально-оползневыми осадками фронтального склона гряды; 12 — современный желоб; 13 — желоб Бауэра, компенсированный кайнозойскими осадками; 14 — океанические плиты; 15 — мезозойское вулканическое поднятие Обручева; 16 — кайнозойский вулканический хребет (Императорский хребет); 17 — границы зон; 18 — границы сводовых поднятий; 19 — изопакхиты кайнозойского осадочного чехла; 20 — разрывы; 21 — сбросы; 22 — сдвиги; 23 — надрыв фронтального склона Алеутской гряды; 24 — глубоководные скважины; 25 — современные вулканы; 26 — линии профилей

1971). На о. Нунивак породы кристаллического основания появляются в виде ксенолитов в вулканических толщах¹.

Для гранитов и гранито-гнейсов массива Восточной Чукотки имеются цифры абсолютного возраста, полученные рубидий-стронциевым методом: 602 — 1246 млн. лет (Загзурина, Пепеляев, 1974). Ранее калий-аргоновым методом получены значения 1570—1680 млн. лет. Эти данные, а также формационный состав палеозойских отложений свидетельствуют об образовании земной коры континентального типа в этой зоне в докембрии.

Площади развития пород этой зоны выражаются спокойным магнитным полем низких положительных значений с отдельными незначительными максимумами. В мезозойско-кайнозойской структуре здесь обособляются изометричные пологие своды и впадины, заполненные осадками. В их числе такие крупные структуры, как свод Нунивак и впадина Нортон. Последняя представлена асимметричным трогом, вытянутым от Чукотки до Аляски и выполненным мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью около 2000 м (Scholl, Hopkins, 1969). Свод Нунивак протягивается под осадками шельфа через пролив Этолина, затем на о. Нунивак и далее до о. Святого Лаврентия.

ЗОНА МЕЗОЗОЙСКОЙ КONTИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Зона протягивается от Аляски на запад южнее о. Нунивак в сторону о. Святого Лаврентия. Здесь она сужается и уходит под вулканический пояс. Зона разбивается на ряд субширотных поднятий и прогибов. Первые сложены мощными толщами основных эффузивов позднепалеозойского и раннемезозойского возраста. Эти породы дали граувакковый материал для заполнения прилегающих прогибов. Стабилизация этого района произошла в раннемеловое время после аптской орогении (Gates, Gris, 1963). Мезозойское время формирования континентальной коры в этой зоне определяется временем образования наложенного на нее вулканического пояса. На Чукотке ей соответствует район хребта Золотого.

По данным А.А. Александрова (1975), комплекс вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений имеет много общих черт с аналогичными породами верхней юры и мела внутренних частей Корякского нагорья, которые на карте С.М. Тильмана с соавторами отнесены к позднемезозойским. Как считает Г.С. Гнибеденко (1969), комплекс метаморфизован на контакте с крупной интрузией плагиогранитов, имеющей позднемеловой возраст. Аналогичные вулканогенно-кремнистые образования поздней юры и раннего мела слагают

¹ Доклад Патгона в Геологическом институте АН СССР в апреле 1975 г.

Аляскинский хребет на Южной Аляске. Здесь эти породы также прорваны крупным массивом гранитоидов (Аляскинский батолит). Оба интрузива имеют много общих черт строения. Это многофазные интрузии, состав которых колеблется от габбро и диоритов до плагιοгранитов и редко доходит до биотитовых разностей (Reed, Lanphere, 1974).

По мнению С.М. Тильмана (устное сообщение), тесная ассоциация пород вулканического пояса со структурами хребта Золотого может свидетельствовать о том, что позднемеловой вулканический пояс в отдельных участках на западе района налегает на структуры хребта Золотого. Это позволяет предполагать завершение становления коры континентального типа к позднему мелу, а некоторые гранитоиды этого хребта, вероятно, имеют отношение к вулканическому поясу.

Необходимо отметить, что полного тождества отложений структур и гранитоидов Аляскинского хребта и хребта Золотого установить не удалось. Возможно, это следствие существенной разобщенности Азиатского и Северо-Американского материков.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Зона вулканического пояса в Беринговом море — продолжение хорошо изученного Охотско-Чукотского вулканического пояса. Она наложена на обе описанные выше тектонические зоны и отделяет расположенную южнее Корякско-Аляскинскую зону с особым типом строения земной коры. В Беринговом море породы зоны обнажены на западе о. Святого Лаврентия и слагают о. Святого Матвея. Они принадлежат вулканоплутонической ассоциации.

На названных островах видны толщи переслаивания кислых и средних эффузивов (лавы, брекчии, туфы), залегающих субгоризонтально. С ними ассоциируют тела гранитоидов, представленные плагιοгранитами, диоритами и биотитовыми гранитами. Возраст гранитоидов определен калий-аргоновым методом и соответствует позднему мелу (74–76 млн. лет). Эти гранитоиды перекрываются базальтовыми субазральными потоками, имеющими датировки 60–64 млн. лет. В геофизических полях вулканический пояс выражен сильно расчлененным магнитным полем положительных и отрицательных значений средних величин. Формирование позднемелового пояса свидетельствует о завершении процесса становления коры континентального типа (Моссаковский, 1975). На основании этого предыдущая зона и была интерпретирована в качестве зоны с корой мезозойского возраста.

ЗОНА НЕЗАКОНЧЕННОГО ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Описываемая зона широкой полосой простирается от Корякского нагорья до Аляски и далее южнее Аляскинского хребта. Для прибрежных районов Корякского нагорья, входящих в данную зону, характерно строение района р. Хатырки (Богданов, 1969). Эта подзона позднемеловых вулканотерригенных флишоидов вместе с севернее расположенной подзоной вулканитов, включающих ультрабазиты, тянется от о. Кадьяк и островов Шумагина на северо-запад к островам Прибылова (Lathram *et al.*, 1974; Patton *et al.*, 1976).

Б.В. Ермаков (1975) по сходству описанных выше флишоидов и Укэлятского флишевого прогиба Корякского нагорья выделяет единый Укэлятско-Шумагинский прогиб, который расположен вдоль края континентального шельфа позднемелового возраста и рассматривается в качестве паралигеосинклинали. Однако, если учесть, что в тылу этой зоны на Южной Аляске широко развиты породы офиолитовой ассоциации, имеются почти непрерывные морские разрезы от триаса до кайнозоя и континентальная кора в этом районе до сих пор не сформирована, подобные сопоставления представляются преждевременными.

Существенная роль в структуре прибрежных зон Корякского нагорья и Южной Аляски принадлежит терригенным кайнозойским формациям, слагающим протяженные глубокие прогибы. Характерная особенность зоны — отсутствие К-гранитного магматизма, свойственного континентальным блокам, что наряду с тектоническим положением районов указывает на незавершенность образования коры континентального типа. Выходы пород этой зоны видны на островах Кадьяк и Прибылова, где они представлены вулканическими образованиями основного состава и телами ультрабазитов (Burk, 1965), нередко здесь существуют зоны меланжа. На островах Шумагина породы представлены вулканотерригенными флишоидами; подобные породы драгировались на северном склоне

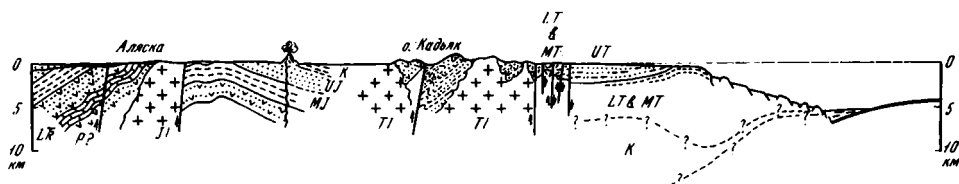


Рис. 22. Схематический геологический профиль через Южную Аляску к Тихому океану (Huebel, Shor, 1969)

Алеутской котловины в каньоне Прибылова (Hopkins et al., 1969). Эти отложения имеют позднемеловой возраст; они перекрыты более молодыми осадками.

По магнитным данным описываемая зона разбивается на две подзоны: северную и южную. Первая характеризуется сильным положительным расчлененным полем. Она протягивается от о. Кадьяк к островам Прибылова и далее к м. Наварин. Вторая подзона обладает слабыми положительными аномалиями.

На границе мезозойских и кайнозойских складчатых сооружений в заливах Бристоль и Анадырском развиты впадины, заполненные мощными толщами преимущественно кайнозойских осадков. Впадина Бристоль представляет собой вытянутый прогиб с более крутым северным склоном, мощность осадочного заполнения достигает более 3000 м. Впадина Анадырского залива меньше по размерам: она заполнена осадками мощностью до 1500 м (Бурлин и др., 1972).

Вдоль южного края зоны также протягивается система впадин. Это линейные формы, заполненные кайнозойскими отложениями мощностью до 3000 м. Они приурочены к серии сбросовых уступов, разделяющих подзоны слабо магнитных и сильно магнитных пород. Характер разлома виден на юге о. Кадьяк (рис. 22).

ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

Характерная особенность мелководных площадей Берингова моря — наличие крупных зон нарушений, в которых часто имеется сдвиговая составляющая. Крупный разлом Калтаг тянется из центральных районов Аляски, пересекает устье р. Юкон и прослежен геофизическими исследованиями на 500 км в мелководной части Берингова моря. Это правый сдвиг, который смещает мезозойские структуры Аляски на 150–200 км.

Другая крупная зона нарушений — разлом Берингова пролива, который, вероятно, тянется из Северного Ледовитого океана через Берингов пролив, пересекает всю шельфовую часть Берингова моря и затухает в районе каньона Жемчуг и м. Наварин. Это, вероятно, крупная шовная зона, разделяющая Чукотку и Аляску (Хаин, Сеславинский, 1972). Вдоль этого разлома, по-видимому, также происходили правосдвиговые смещения, которые, судя по магнитным данным, смещают вулканический пояс и частично кайнозойские складчатые

сооружения края шельфа и впадины края склона Алеутской глубоководной котловины. В глубоководной части Берингова моря этот разлом не прослежен.

Помимо описанных основных крупных разрывных структур, существует множество более мелких. Последние обычно приурочены к склонам глубоководных котловин и выражены в виде резких уступов склона или каньонов.

Общее рассмотрение структур кайнозойского чехла Берингоморской плиты показывает, что их формы от округлых и изометричных на севере меняются на линейные на юге. Последние простираются в полном соответствии с простиранием северных склонов Алеутской котловины и Алеутского желоба. Имеющиеся данные показывают несомненно единый тектонический процесс кайнозойского времени в области шельфа Берингова моря. Склон Алеутской котловины отделяет эту область от более южной с ее контрастным тектоническим рельефом и большими участками субокеанической коры. С точки зрения строения коры этот склон представляет собой линейную зону утонения и выклинивания гранитно-метаморфического слоя (Пушаровский, 1976).

ОБЛАСТЬ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Описываемая область состоит из трех глубоководных котловин — Алеутской, Командорской и Бауэрс, двух разделяющих их подводных поднятий — Бауэрс и Ширшова и поднятия, соответствующего плато Умнак. Далее на юг расположена Алеутская островная дуга.

Алеутская глубоководная котловина, примыкающая на юге к Алеутской гряде, имеет глубины 3500—3800 м, наиболее значительна по площади и хорошо изучена геофизическими методами. Она характеризуется трехчленным строением осадочного разреза. Здесь на нормальном океаническом "базальтовом" слое со скоростью 6,9 км/с залегает слой, имеющий мощности 3,5 км и характеризующийся скоростями 3,7 км/с. Он, вероятно, представлен сильно уплотненными осадочными породами и вулканитами (Shor, 1964). Выше расположен слой мощностью около 2 км, характеризующийся скоростями 2,9 км/с. Он, очевидно, отвечает слабо уплотненным осадочным слоям. Неуплотненные осадки, перекрывающие дно впадины, имеют мощность около 2 км и характеризуются скоростями 1,9 км/с. По данным НСП, верхняя часть осадочного разреза представлена хорошо слоистыми породами. В ней имеется два акустических маркирующих горизонта (нижний Р, верхний U), ниже которых появляются акустически прозрачные слои, не дающие четких отражающих площадок (Ewing et al., 1965) (рис. 23).

Надбазальтовый слой может содержать уплотненные палеозойские породы, а более высокий — мезозойские.

На западе впадины у подножья хребта Ширшова "Гломар Челленджером" пробурена скв. 190, которая углубилась на 700 м в осадки дна. Здесь оказались вскрытыми глинисто-диатомовые отложения с прослоями пещлов. Возраст слоев — от четвертичных до позднемiocеновых.

Вдоль склона Корякского шельфа и у северо-западного ограничения котловины от каньона Первенец до каньона Прибылова существуют протяженные прогибы, в которых мощности кайнозойских отложений увеличены до 4—5 км. Вдоль выпуклого края хребта Бауэрс также есть узкий дугообразный прогиб с большими мощностями осадков, который можно интерпретировать как погребенный желоб. В сторону Алеутской дуги происходит постепенное уменьшение мощности осадков. Возможно, со стороны хребта Ширшова, судя по асимметрии в его строении, тоже имеется прогиб, однако для окончательного решения этого вопроса данных пока недостаточно.

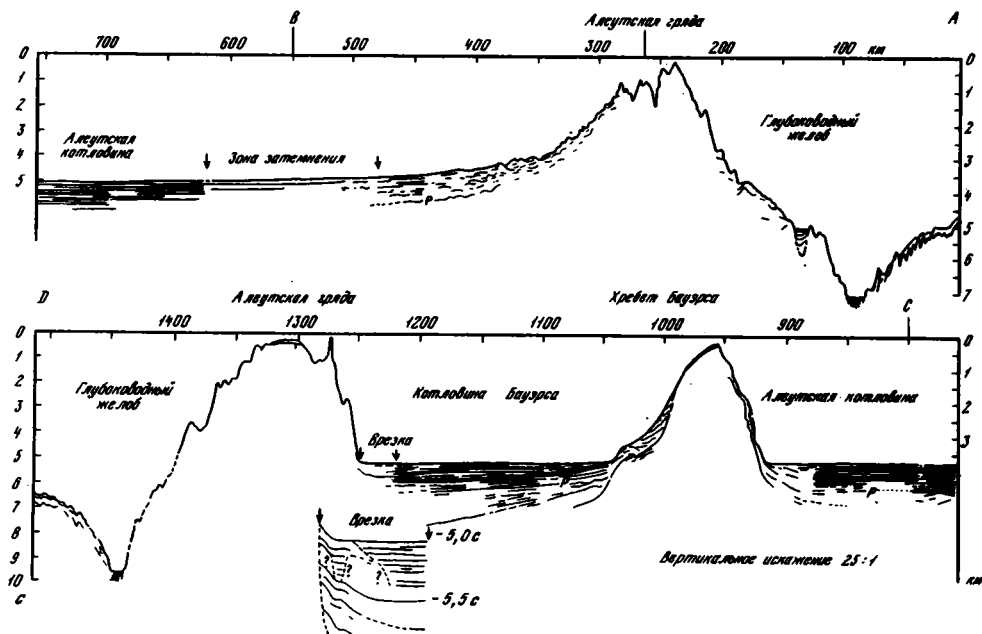


Рис. 23. Схема распределения осадков во впадинах Берингова моря в районе центральной части Алеутской гряды, глубоководного желоба и хребта Бауэrsa по данным НСП (Ewing e.a., 1965)

Положение профилей см. на рис.21

Глубоководная котловина Бауэrsa ограничена с севера дугообразным хребтом Бауэrsa, а с юга — средней частью Алеутской гряды. Эта впадина имеет глубины до 4000 м и, судя по геофизическим данным (Ewing e.a., 1965; Ludwig e.a., 1971; Kienle, 1971), характеризуется таким же строением коры, как и Алеутская впадина, но несколько меньшими мощностями осадочного заполнения. Последние, вероятно, обусловлены удалением от областей сноса. Здесь в осадках верхнего слоя более отчетливо видны два промежуточных маркирующих горизонта, которые иногда трактуются как несогласия. Впадина Бауэrsa представляет собой изометричную мульду, к бортам которой происходит уменьшение мощности осадочного заполнения и подъем подошвы осадков (рис. 24).

Командорская глубоководная котловина примыкает к Камчатскому шельфу и имеет глубины до 3800 м. Она меньше других изучена геофизическими методами. Осадочное заполнение здесь имеет мощность около 1,5 км. На востоке впадины, вблизи хребта Шиrhoва на небольшом поднятии с судна "Гломар Челленджер" пробурена скв. 191 (Sholl, Creager, 1973), которая прошла около 1000 м осадков, представленных глинами, диатомовыми илами и турбидитами. Возраст осадков в основании разреза — средний плиоцен. Ниже обнаружены океанические базальты с абсолютным возрастом 29,6 млн. лет. Считается, что эти базальты подстилают всю впадину и являются акустическим основанием, отвечающим кровле слоя 2. Однако в поднятом образце скорости сейсмических волн составляли всего 5,5 км/с. Это заставляет думать, что, возможно, при бурении подсечен промежуточный базальтовый поток.

На западе Командорской котловины у подножия склона Камчатско-Корякского шельфа отмечен интенсивный минимум изостатических аномалий. К востоку

уступе с глубиной 2500 м, прошла около 700 м и углубилась в позднемiocеновые турбидитные слои, содержащие довольно грубый брекчированный материал. Плиоценовые слои представлены диатомитами с незначительной примесью пеплового и вулканотерригенного материала. Это свидетельство того, что хребт Бауэрса потерял свою тектоническую активность в плиоцене.

По поверхностным структурам связь между поднятиями Бауэрса и Ширшова не обнаруживается, однако данные сейсмопрофилирования и другие материалы указывают, что под молодыми осадками структуры соединяются гребневидным поднятием. Однако, судя по уменьшению мощностей осадков и сильной раздробленности структуры в тылу Алеутской гряды на стыке с этими двумя поднятиями, можно предположить, что существует структурная связь между ними и грядой. Таким образом, возникает тройное сочленение. Район этого тройного сочленения является наименее сейсмичной зоной. В рельефе гряды здесь имеется глубокая седловина, а примыкающая часть Алеутского желоба менее глубоководна. Все это позволяет думать, что здесь мы имеем дело с какой-то сквозной глубинной структурой, характеризующейся, вероятно, утолщением "базальтового" слоя и в связи с этим более слабой проницаемостью для глубинного материала.

Поднятие Ширшова — субмеридиональный хребт, расположенный на глубинах 500—1000 м. Он слабо изучен, однако, судя по его тесным структурным связям с Алеутской дугой и поднятием Бауэрса, можно предположить, что это поднятие имеет вулканическую природу. Геофизические исследования (Гайнанов и др., 1968) показывают существенное утолщение "базальтового" слоя под этой структурой. Магнитные аномалии имеют над этим хребтом высокие положительные значения, характерные для островной гряды и хребта Бауэрса, редко переходящие в слабые отрицательные минимумы. В магнитных аномалиях наблюдается некоторая симметрия строения относительно центра поднятия. В структуре поднятия Ширшова большую роль играют субпродольные разломы, которые рассекают хребт, образуя систему продольных грабенов, заполненных осадками. Одна из подобных структур — крупный грабен, заполненный толщиной осадков около 2000 м мощностью (Ludwig et al., 1971). По морфологическим особенностям выделяются также крупные субпоперечные разломы. Возможно, что скв. 191, пробуренная "Гломар Челленджером" вблизи хребта, пересекла океанические базальты его основания. Наличие в кернах грубых песчаников и турбидитов свидетельствует о том, что, вероятно, до конца миоцена поднятие было тектонически активным.

Далее коснемся сочленения Алеутской дуги со структурами Аляски и Камчатки.

Геологические соотношения и геофизические материалы, прежде всего магнитные, показывают, что эоценовая Алеутская гряда наложена на востоке на более древние структуры, сечет их под углом и уходит в пределы Аляски до залива Кука (см. рис. 21). При этом эоценовая вулканическая серия гряды простирается до о. Шумагина, олигоцен-миоценовая доходит до залива Кука, плиоценовая тянется вдоль этого залива, а серия четвертичных вулканов глубже всего проходит на территорию Аляски до сочленения с Кордильерами Северной Америки. По сейсмическим данным, алеутское направление прослеживается еще далее на восток.

Несколько иначе выглядит сочленение Алеутской гряды со структурами Камчатки. Об этом сочленении писали М.С. Марков с соавторами (1969). В первую очередь обращалось внимание на сходство палеогеновых разрезов п-ва Камчатский Мыс и Командорских островов. Работы автора на Восточной Камчатке подтвердили это сходство. На Восточной Камчатке можно выделить практически все элементы командорской серии и никольской свиты. В основании

разреза здесь также расположена 50-метровая пачка контрастных туфов, представленная переслаивающимися светло-зелеными кислыми туфами и темно-бурыми основными. Выше идут шаровые лавы и туфобрекчии базальтов, конгломераты и туфы, туффиты и туфогенные песчаники.

Сходство по ряду признаков имеется и в более высоких частях разреза. Но есть и различия. Так, в разрезе палеогена Восточной Камчатки переувлажнения материала более значителен; кроме того, изверженный материал более лейкократовый и сильнее дифференцирован. Шаровые лавы спилитизированы, а обломочная часть разреза более литифицирована.

В структурных признаках сходства мало. Можно лишь предположить, что между Восточной Камчаткой и Командорами существует какая-то глубинная связь: на месте сочленения расположен значительный (около 2000 м) перепад глубин, и осадки Командорской котловины, по крайней мере частично, подпружены погребенной структурой. Кроме того, по сейсмологическим данным, в пределы Восточной Камчатки прослеживаются "командорские направления".

Итак, в Беринговоморском регионе выявляется четкая тектоническая зональность. Наиболее северная зона обладает материковой корой, сформированной в докембрии. С юга к ней примыкает тектоническая зона, где кора континентального типа образовалась в мезозое. С этой зоной сопряжено распространение позднемезозойских вулканоплутонических формаций, продолжающих в акватории Охотско-Чукотский вулканический пояс. Южнее лежит обширная зона, где континентальный тип коры до настоящего времени еще не полностью сформировался. Получается общая картина приращения континентального блока, хотя развитие этого процесса и не следует понимать упрощенно.

Вся область от ложа Тихого океана отделена современной геосинклинальной зоной, тектоническое положение которой, согласно изложенному, вполне закономерно. В приматериковой части она имеет мозаичное строение, где глубоководные впадины разделены сложно взаимосвязанными тектоническими поднятиями. Сколько-нибудь развитого гранито-метаморфического слоя в этом районе Берингова моря нет. Со стороны океана область окаймлена Алеутской линейной геосинклинальной системой с высокой степенью современной тектонической подвижности. Таким образом, тектоническое положение Алеутской дуги определяется с полной ясностью. Это фронтальная структура длительно существующей области преобразования океанической коры в континентальную.

Расположенный южнее Алеутский желоб представляет одну из крупнейших структур подобного рода — его протяженность превышает 4000 км. Осадки, заполняющие желоб, в южном направлении постепенно замещаются слоистыми отложениями океанического ложа. К основанию гряды мощность осадков резко возрастает, к ним примешиваются грубые обвально-оползневые образования, и там, где удастся проследить слои под фронтальным склоном дуги, видно, что они становятся дислоцированными. Заслуживает внимания тот факт, что вниз по разрезу наклон слоев к основанию гряды возрастает. Это является свидетельством прогибания океанического склона желоба.

Желоб сопровождается краевым океаническим валом. На сейсмопрофилях видно, что вал перекрыт тонким слоем осадков, которые фациально замещаются турбидитами желоба и частично подстилают их. Судя по детальным картам (Gates, Gibson, 1956; Gibson, Nishols, 1953) и по профилям, структура краевого вала нарушена разломами и склон его, обращенный к желобу, подвергается подводной эрозии. В северо-западной части вал наложен на более древнее поднятие океанической коры — возвышенность Обручева. Вероятно, это поднятие

сложено вулканическими породами, перекрытыми известняками маастрихта (скв.192). По геофизическим данным, оно имеет утолщенный "базальтовый" слой. На перегибе желоба существуют крутые уступы, которые, очевидно, вызваны обрушением края плато.

Обращает внимание серия разломов, которые, начинаясь в пределах Тихоокеанской плиты, пересекают краевой вал, глубоководный желоб и уходят под структуры дуги.

В заливе Аляска прослеживается линеамент гайота Пратт, выраженный в виде цепочки вулканов. На продолжении этой линии в Алеутском желобе находится конус подводного вулкана Кадык. Появление его в желобе можно объяснить связью с указанным линеаментом. Западнее находится еще один линеамент, также обозначенный цепочкой подводных вулканов. У желоба продолжение этого разлома обозначено резким поворотом подводного рва Сьюард, а на склоне гряды появляется семь маленьких вулканических конусов, продолжающих это направление.

В районе островов Амля и Адак находятся еще два линеамента, смещающих полосовые магнитные аномалии океанического дна. Эти нарушения интерпретируются как трансформные разломы (Grow, Atwater, 1970) (см. рис. 21). Они также пересекают желоб и отражены в структуре гряды. В первом случае это выражено в виде гребневидного выступа, протягивающегося в Берингово море. Во втором случае это крупнейший в структуре гряды каньон Адак. В центральной части Алеутской гряды, в районе о. Амчитка видна еще одна крупная разрывная зона. Она выражена в структуре краевого вала в виде подводного каньона, а в гряде ей отвечает зона дробления.

Таким образом, все упомянутые крупные зоны нарушений находят отражение в структуре гряды. Возможно, при более детальных исследованиях их удастся проследить в глубоководных впадинах Берингова моря. Уже сейчас можно сказать, что существование таких зон нельзя объяснить с позиций тектоники плит по крайней мере в том виде, как это предлагают американские геофизики (Grow, Atwater, 1970).

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Район Берингова моря, Алеутской гряды и глубоководного желоба сравнительно слабо изучен геофизически. Однако, суммируя разрозненные данные разных исследователей, можно составить общее представление о геофизических полях описываемой области. Ниже приведены имеющиеся геофизические данные и их комплексная интерпретация в соответствии с изложенными выше представлениями о тектоническом положении Алеутской дуги в Беринговоморском регионе.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В последних сводках (Павлов, Строев, 1975; Аномальные гравитационные поля ..., 1974) собраны имеющиеся гравиметрические данные по описываемому региону. В них показано, что гравитационное поле в редукции Буге на акваториях Тихого океана, прилегающих к Алеутской дуге, характеризуется значительной дифференцированностью и высокими положительными значениями. В районе океанического склона желоба интенсивность гравитационного поля возрастает. Характерной особенностью аномального гравитационного поля в пределах Алеутского желоба является постепенное понижение интенсивности от краевого вала к оси желоба. Здесь выделяется полоса пониженных аномалий шириной около 50 км, которая отчетливо прослежена в центральной и восточной частях желоба и менее выражена в западной части. Для структуры гряды характерны резко дифференцированные аномалии средних и высоких положительных значений, при этом максимумы локальных аномалий обычно смещены в сторону глубоководного желоба на 20–30 км относительно островов и приходится на крутые уступы склонов с маломощным осадочным покровом. Как на Командорских, так и на Крысьих островах (Сагг е.а., 1971) наблюдается хорошая корреляция гравитационного поля со структурами. Это свидетельствует о том, что гравитирующие массы расположены близко к поверхности. При осреднении гравиметрических данных структуре гряды отвечает минимум положительного гравитационного поля (рис. 25). Региональный максимум, как и в других подобных системах, находится в тылу дуги.

Подводным хребтам Ширшова и Бауэрса, разделяющим глубоководные котловины Берингова моря, также присущи дифференцированные положительные аномалии средней величины. При этом пониженным участкам хребтов присущи большие значения аномалий. В тылу Алеутской островной дуги, в пределах плато Умнак отмечаются пониженные значения силы тяжести. Изоаномалии образуют здесь субширотную зону, которая далее на север снова сменяется зоной относительно повышенных значений, а еще севернее расположена другая субширотная зона пониженных аномалий. На профилях ГСЗ, проведенных через эту зону, видны, уменьшение мощности осадочных слоев и подъем подошвы земной коры (Shor, 1964). Это свидетельствует о том, что в центральной части Алеутской глубоководной

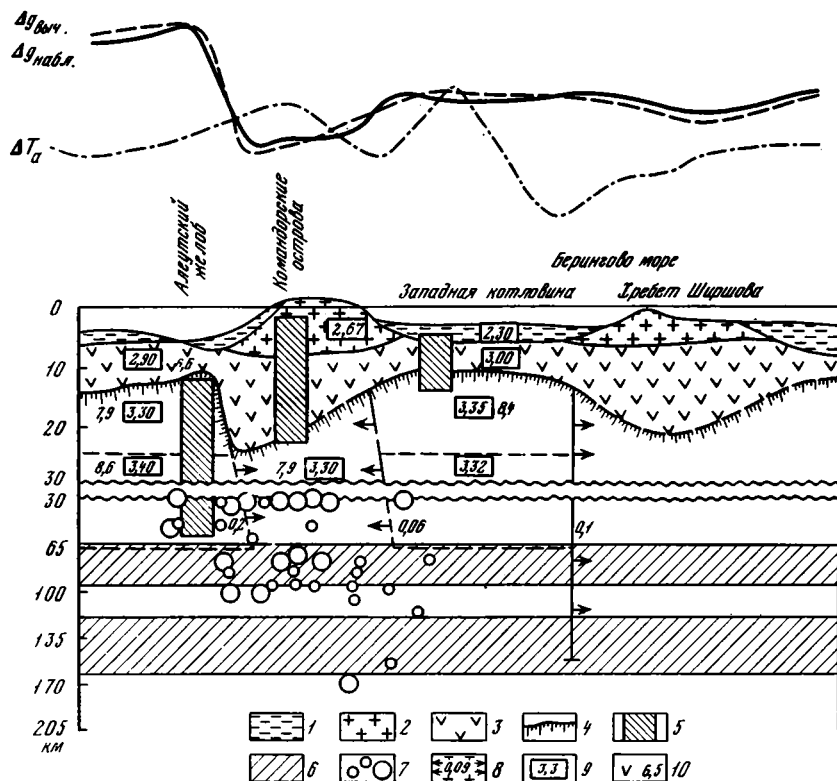


Рис. 25. Разрез коры и мантии по профилю Алеутский желоб – Командорские острова – Берингово море (Гайнанов и др., 1968)

1 – осадочные слои; 2 – “гранитный” слой; 3 – “базальтовый” слой; 4 – граница Моховичича; 5 – магнитовозмущающие тела (поперечные разрезы не в масштабе); 6 – астеносферные слои; 7 – гипоцентры землетрясений; 8 – разломы по гравиметрическим данным (стрелки указывают направления разуплотнения, цифры – скачок плотностей); 9 – плотности (в г/см³); 10 – скорости продольных волн (в км/с). Положение профиля см. на рис. 21

котловины также имеется валопоподобная структура в нижних горизонтах земной коры, скрытая под молодыми осадками. Максимальные значения аномалий Буге в пределах Берингова моря приурочены к глубоководным котловинам.

На склонах глубоководных котловин интенсивность аномалий резко снижается. В районе Камчатки и Корякского нагорья, после резкого спада в пределах бортов котловин, аномалии постепенно сменяются слабо дифференцированным спокойным полем небольших положительных аномалий. Эти аномалии простираются на Аляску.

В соответствии с усредненными гравиметрическими данными составлена схема глубин залегания подошвы земной коры описываемого региона (Павлов, Строев, 1975). В пределах прилегающих акваторий Тихого океана подошва коры находится на глубинах около 11, в глубоководных впадинах Берингова моря – около 14 км. Под Алеутской грядой подошва коры залегает на глубинах от 21 в центральной части до 27–30 км на флангах. При этом максимальный прогиб подошвы коры сдвинут от островной дуги в район северного склона глубоководного желоба. Под подводными хребтами Бауэрса и Шишова подошва коры залегает на глубинах от 13 до 15 км, что соответствует мощности 8–11 км. На

шельфе в северной части Берингова моря мощность коры составляет 27–30 км. В направлении камчатского и корякского побережий, а также в сторону Аляски подошва коры резко погружается на глубины до 30–36 км.

По изостатическим аномалиям в пределах Берингова моря выделяется ряд районов, характеризующихся различной степенью приближения к равновесному состоянию (Гайнанов и др., 1968).

В мелководной части моря изостатические аномалии имеют небольшие положительные и отрицательные значения. В глубоководных котловинах, несмотря на различные мощности осадков, также наблюдается состояние, близкое к равновесному. Только в районе плато Умнак наблюдаются положительные аномалии. Несколько повышенные изостатические аномалии характерны и для Командорской глубоководной котловины. Алеутской гряде свойственны положительные аномалии, максимумы которых соответствуют южному склону гряды. Минимум изостатических аномалий приходится на осевую часть желоба. Аналогичное распределение аномалий характерно и для хребта Бауэрс. По характеру изостатических аномалий хребет Ширшова делится на три части, причем к равновесному состоянию близка только средняя часть поднятия.

Таким образом, характер гравитационного поля, мощность земной коры и изостатические аномалии подчеркивают описанную выше тектоническую зональность. Они отчетливо показывают, что при движении с юга на север наблюдается переход от современной развивающейся геосинклинальной системы к районам, принадлежащим континентальному блоку.

ГЕОМАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

По описываемому региону сводка геомагнитных полей отсутствует. По имеющимся данным выясняется следующая картина магнитных характеристик основных структур. К югу от Алеутского желоба в глубоководной части Тихого океана и Аляскинском заливе видно, как полосовые магнитные аномалии меняют свое простираие от субмеридионального на субширотное. Они имеют интенсивность ± 400 гамм, под углом подходят к Алеутской дуге, уменьшаются по интенсивности в осевой части желоба и обрезаются более интенсивным и сложно построенным магнитным полем гряды (Grow, Atwater, 1970). Магнитное поле возвышенности Обручева имеет сложное и неоднородное строение. Интенсивность его достигает $+500$ гамм. Корреляция между полем и рельефом дна отсутствует. Поднятие Императорских гор характеризуется субмеридиональным простираием аномалий и большой корреляцией их с рельефом дна. Это свидетельство более молодого возраста этой структуры (Геомагнитное поле ..., 1975). Для Алеутской гряды характерно сложно построенное, сильно расчлененное магнитное поле. Максимум аномалий (до $+2000$ гамм) приходится на склон гряды к желобу. Северный, берингоморский, склон характеризуется преимущественно отрицательными аномалиями интенсивностью до -200 , -300 гамм. Характерной особенностью магнитного поля гряды является тесная связь положительных аномалий с позитивными структурными элементами. Блок Командорских островов создает две крупные положительные аномалии. Южная, интенсивностью более $+500$ гамм, приурочена к кромке уступа шельфа о. Медного и отвечает горстовому выступу, с которого автором были драгированы базальты основания командорской серии.

Характер этих аномалий показывает, что они вызваны двумя различными по глубине залегания объектами. Более поверхностное возмущающее тело имеет глубины верхней кромки — 3 км и нижней — 8 км. Более длиннопериодная аномалия отвечает глубинному возмущающему объекту. Подобное распределение аномалий видно и в районе Ближних и Крысых островов (Воробьев, 1970). Здесь

аномалии хорошо коррелируются с поднятыми структурами и гравиметрическими данными. Подобная корреляция свидетельствует о том, что и магнитные, и гравиметрические аномалии вызываются влиянием одних и тех же тел. Судя по аномальным характеристикам, это могут быть расположенные близко к поверхности тела ультрабазитов. Поэтому не случайно появление в вулканических породах никольской свиты массовых находок пород ультраосновного состава.

Магнитные исследования в районе хребта Бауэрса, который детально изучен (Kienle, 1971), показывают, что для него характерно такое же распределение аномалий, как и для Алеутской гряды. Здесь положительные аномалии достигают +1500 гамм и отчетливо видна корреляция магнитных, структурных и гравиметрических данных. Хребт Ширишова изучен слабее. Для него имеются только два магнитных профиля, проведенных через южную пониженную часть поднятия. Однако и здесь видна отчетливая зависимость магнитных характеристик от структурных особенностей.

Глубоководные котловины Берингова моря характеризуются слабыми отрицательными аномалиями с незначительными положительными максимумами. Последние отражают локальные неоднородности строения коры. Исключением являются участки впадин в тылу гряды, где видна полоса положительных магнитных аномалий, совпадающих с региональным гравитационным максимумом. Расчет глубины кромки магнитовозмущающих тел в тылу Командорских островов показывает, что верхние кромки находятся на глубине 5 км от поверхности моря, примерно на 2 км выше кровли "базальтового" слоя впадин, а нижние — на глубине около 15 км и отвечают подошве земной коры в Командорской впадине. Это подтверждает наличие в тылу гряды сводового поднятия.

По направлению к шельфовым областям происходит сначала снижение, затем на склонах впадин — повышение интенсивности магнитных аномалий. Характер магнитных аномалий на шельфе в северной части Берингова моря вкратце описан в предыдущей главе. Отметим, однако, что с имеющимися здесь крупными разломными зонами обычно связаны интенсивные положительные аномалии, иногда превышающие +700 гамм (Scholl, Hopkins, 1969).

Таким образом, магнитные данные подтверждают описанные выше тектонические особенности района и помогают при его структурном расчленении.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данные сейсмических исследований уже приводились в предыдущей главе при характеристике мощностей коры и осадочного заполнения впадин Берингова моря. Здесь будут рассмотрены только сейсмические характеристики Алеутской гряды. В качестве примера проанализируем профиль ГСЗ, проходящий через центральную часть гряды (Shor, 1964) (рис. 26). На профиле видно, что к северу от оси дуги при приближении к ее тыловой части теряются четкость и стройность ее отражающих горизонтов, появляются прерывистые и промежуточные горизонты. В тылу гряды единые отражающие горизонты исчезают и появляются мелкие отражающие площадки, расположенные на различных уровнях и не совпадающие по высотному положению с горизонтами Берингова моря. При этом часто наблюдаются инверсии скоростей и плотностей. В структуре гряды, помимо поверхностных осадочных слоев, практически не прослеживаются никаких определенных площадок — ни методом отраженных, ни методом преломленных волн при исследованиях ГСЗ. Подобная картина может быть объяснена присутствием в основании Алеутской гряды зоны меланжа и значительным смещением всего сооружения гряды, осложняющим структуру коры в целом.

Сейсмичность Командорских и Алеутских островов очень высокая. В районе Командорских островов землетрясения приурочены в основном к склонам

шельфе в северной части Берингова моря мощность коры составляет 27–30 км. В направлении камчатского и корякского побережий, а также в сторону Аляски подошва коры резко погружается на глубины до 30–36 км.

По изостатическим аномалиям в пределах Берингова моря выделяется ряд районов, характеризующихся различной степенью приближения к равновесному состоянию (Гайнанов и др., 1968).

В мелководной части моря изостатические аномалии имеют небольшие положительные и отрицательные значения. В глубоководных котловинах, несмотря на различные мощности осадков, также наблюдается состояние, близкое к равновесному. Только в районе плато Умнак наблюдаются положительные аномалии. Несколько повышенные изостатические аномалии характерны и для Командорской глубоководной котловины. Алеутской гряде свойственны положительные аномалии, максимумы которых соответствуют южному склону гряды. Минимум изостатических аномалий приходится на осевую часть желоба. Аналогичное распределение аномалий характерно и для хребта Бауэрса. По характеру изостатических аномалий хребет Ширинова делится на три части, причем к равновесному состоянию близка только средняя часть поднятия.

Таким образом, характер гравитационного поля, мощность земной коры и изостатические аномалии подчеркивают описанную выше тектоническую зональность. Они отчетливо показывают, что при движении с юга на север наблюдается переход от современной развивающейся геосинклинальной системы к районам, принадлежащим континентальному блоку.

ГЕОМАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

По описываемому региону сводка геомагнитных полей отсутствует. По имеющимся данным выясняется следующая картина магнитных характеристик основных структур. К югу от Алеутского желоба в глубоководной части Тихого океана и Аляскинском заливе видно, как полосовые магнитные аномалии меняют свое простираие от субмеридионального на субширотное. Они имеют интенсивность ± 400 гамм, под углом подходят к Алеутской дуге, уменьшаются по интенсивности в осевой части желоба и обрезаются более интенсивным и сложно построенным магнитным полем гряды (Grow, Atwater, 1970). Магнитное поле возвышенности Обручева имеет сложное и неоднородное строение. Интенсивность его достигает +500 гамм. Корреляция между полем и рельефом дна отсутствует. Поднятие Императорских гор характеризуется субмеридиональным простираием аномалий и большой корреляцией их с рельефом дна. Это свидетельство более молодого возраста этой структуры (Геомагнитное поле ..., 1975). Для Алеутской гряды характерно сложно построенное, сильно расчлененное магнитное поле. Максимум аномалий (до +2000 гамм) приходится на склон гряды к желобу. Северный, берингоморский, склон характеризуется преимущественно отрицательными аномалиями интенсивностью до -200, -300 гамм. Характерной особенностью магнитного поля гряды является тесная связь положительных аномалий с позитивными структурными элементами. Блок Командорских островов создает две крупные положительные аномалии. Южная, интенсивностью более +500 гамм, приурочена к кромке уступа шельфа о. Медного и отвечает горстовому выступу, с которого автором были драгированы базальты основания командорской серии.

Характер этих аномалий показывает, что они вызваны двумя различными по глубине залегания объектами. Более поверхностное возмущающее тело имеет глубины верхней кромки - 3 км и нижней - 8 км. Более длиннопериодная аномалия отвечает глубинному возмущающему объекту. Подобное распределение аномалий видно и в районе Ближних и Крысыих островов (Воробьев, 1970). Здесь

аномалии хорошо коррелируются с поднятыми структурами и гравиметрическими данными. Подобная корреляция свидетельствует о том, что и магнитные, и гравиметрические аномалии вызываются влиянием одних и тех же тел. Судя по аномальным характеристикам, это могут быть расположенные близко к поверхности тела ультрабазитов. Поэтому не случайно появление в вулканических породах никольской свиты массовых находок пород ультраосновного состава.

Магнитные исследования в районе хребта Бауэрса, который детально изучен (Kienle, 1971), показывают, что для него характерно такое же распределение аномалий, как и для Алеутской гряды. Здесь положительные аномалии достигают +1500 гамм и отчетливо видна корреляция магнитных, структурных и гравиметрических данных. Хребет Шишовъ изучен слабее. Для него имеются только два магнитных профиля, проведенных через южную пониженную часть поднятия. Однако и здесь видна отчетливая зависимость магнитных характеристик от структурных особенностей.

Глубоководные котловины Берингова моря характеризуются слабыми отрицательными аномалиями с незначительными положительными максимумами. Последние отражают локальные неоднородности строения коры. Исключением являются участки впадин в тылу гряды, где видна полоса положительных магнитных аномалий, совпадающих с региональным гравитационным максимумом. Расчет глубины кромки магнитовозмущающих тел в тылу Командорских островов показывает, что верхние кромки находятся на глубине 5 км от поверхности моря, примерно на 2 км выше кровли "базальтового" слоя впадин, а нижние — на глубине около 15 км и отвечают подошве земной коры в Командорской впадине. Это подтверждает наличие в тылу гряды сводового поднятия.

По направлению к шельфовым областям происходит сначала снижение, затем на склонах впадин — повышение интенсивности магнитных аномалий. Характер магнитных аномалий на шельфе в северной части Берингова моря вкратце описан в предыдущей главе. Отметим, однако, что с имеющимися здесь крупными разломными зонами обычно связаны интенсивные положительные аномалии, иногда превышающие +700 гамм (Scholl, Hopkins, 1969).

Таким образом, магнитные данные подчеркивают описанные выше тектонические особенности района и помогают при его структурном расчленении.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данные сейсмических исследований уже приводились в предыдущей главе при характеристике мощностей коры и осадочного заполнения впадин Берингова моря. Здесь будут рассмотрены только сейсмические характеристики Алеутской гряды. В качестве примера проанализируем профиль ГСЗ, проходящий через центральную часть гряды (Shor, 1964) (рис. 26). На профиле видно, что к северу от оси дуги при приближении к ее тыловой части теряются четкость и стройность ее отражающих горизонтов, появляются прерывистые и промежуточные горизонты. В тылу гряды единые отражающие горизонты исчезают и появляются мелкие отражающие площадки, расположенные на различных уровнях и не совпадающие по высотному положению с горизонтами Берингова моря. При этом часто наблюдаются инверсии скоростей и плотностей. В структуре гряды, помимо поверхностных осадочных слоев, практически не прослеживаются никаких определенных площадок — ни методом отраженных, ни методом преломленных волн при исследованиях ГСЗ. Подобная картина может быть объяснена присутствием в основании Алеутской гряды зоны меланжа и значительным смещением всего сооружения гряды, осложняющим структуру коры в целом.

Сейсмичность Командорских и Алеутских островов очень высокая. В районе Командорских островов землетрясения приурочены в основном к склонам

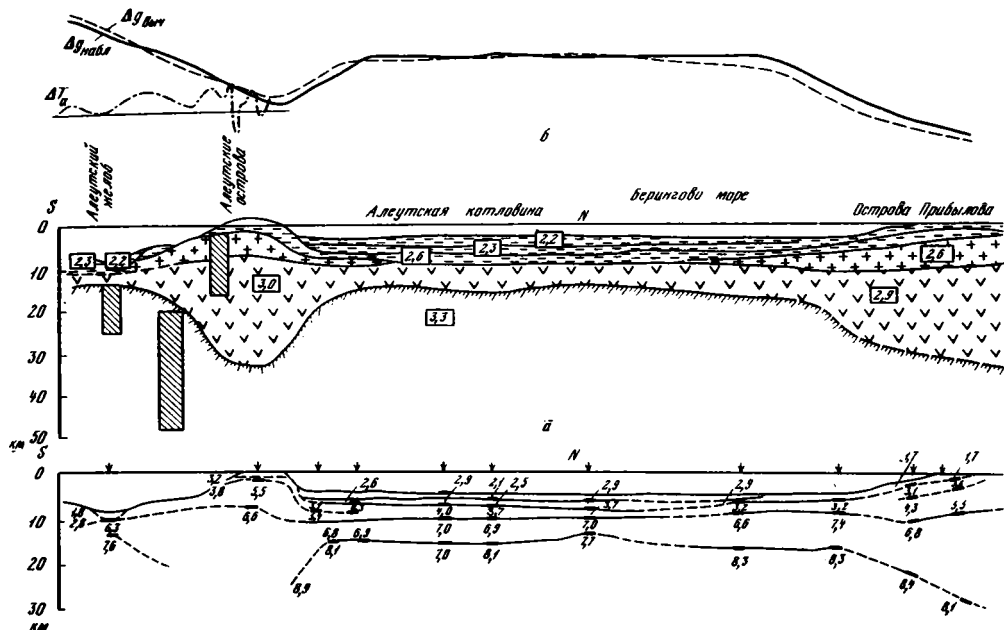


Рис. 26. Разрез коры и мантии по профилю Алеутский желоб – о. Адак – острова Прибылова (Гайнанов и др., 1968)

а – сейсмический разрез; б – разрез коры и мантии по комплексным геофизическим данным (стрелками показаны места сейсмических наблюдений методом преломленных волн). Условные обозначения см. на рис. 25. Положение профиля см. на рис. 21

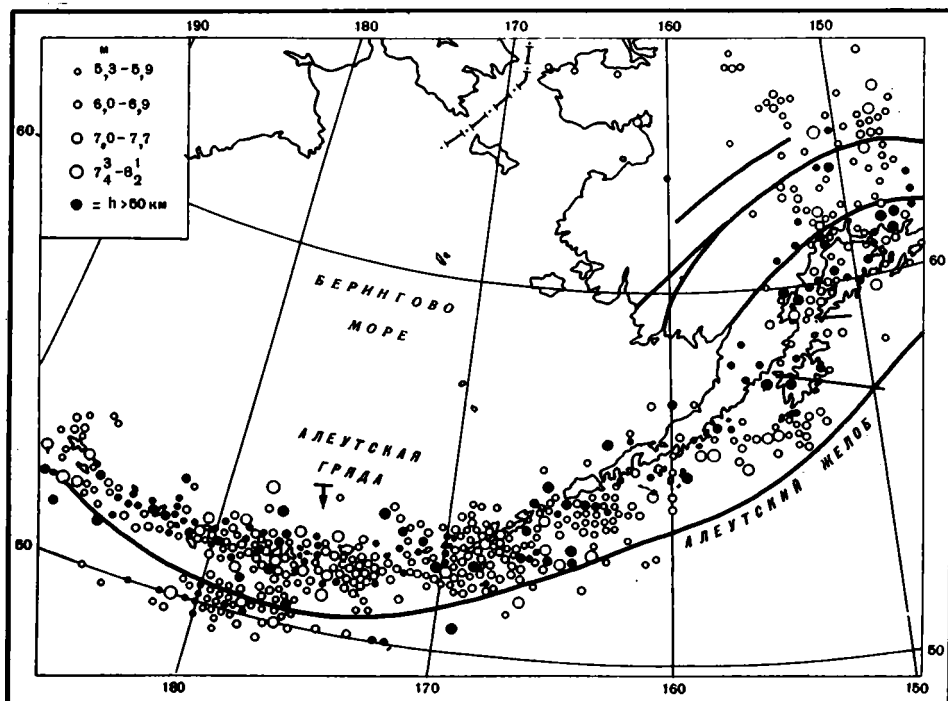


Рис. 27. Карта распределения эпицентров землетрясений 1898–1961 гг. для средней и восточной частей Алеутской гряды и Аляски (Stone, 1968)

островной дуги. Очагов землетрясений, расположенных глубже 100 км, за последние 15 лет не зарегистрировано. Имеющиеся данные показывают, что Командорские острова и прилегающие полуострова Камчатки явно различаются по своей сейсмичности, что, вероятно, отражает различие в их глубинном строении (Федотов и др., 1969).

Сейсмичность остальной части Алеутской дуги (рис. 27) более интенсивна (Stone, 1968). Основные очаги здесь обычно расположены на глубинах до 70 км и редко достигают глубины 200 км. По данным американских исследователей, изучавших афтершоки после крупных землетрясений на Андрияновских и Лисьих островах, наблюдается хорошая корреляция между эпицентрами землетрясений и поперечными разломами дуги. Сильные землетрясения редко бывают связаны с извержениями вулканов, а основная масса эпицентров сосредоточена вдоль склона дуги и желоба. Поэтому можно сделать вывод, что землетрясения являются в основном следствием перемещения блоков, что имеет существенное значение для наших геодинамических выводов.

По данным Г.М. Деметьева (устное сообщение), отчетливо наблюдается уменьшение количества эпицентров в районе тройного сочленения хребтов Бауэрса, Ширшова и Алеутской гряды. Кроме того, отчетливо выделяются зоны крупных поперечных разломов, секущих краевой вал и отражающихся в структуре гряды.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

По описываемому району мало геотермических замеров. Почти все полученные материалы касаются только Алеутской глубоководной котловины и прилегающих участков дна Тихого океана (Foster, 1962). Имеются данные скважинных измерений на о. Амчитка (Carr e.a., 1970). По всем этим показателям установлена обычная для подобных структур картина: в Тихом океане тепловой поток близок к нормальному — около 1 мккал/см², в районе Алеутского желоба и прилегающих склонов островной гряды — около 0,7 мккал/см², в тылу гряды — более 3 мккал/см² с постепенным понижением к северу в глубоководных впадинах Берингова моря. Наблюдается корреляция графиков теплового потока с региональными магнитными и гравиметрическими аномалиями.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Интерпретация изложенных выше геофизических данных обычно не представляет существенных трудностей, когда речь идет о глубоководных впадинах с горизонтально лежащими осадками, с нормальной последовательностью в разрезе. С помощью ГСЗ легко отбиваются слои с различными плотностями свойствами, выявляются пологие сводовые структуры и наблюдается корреляция между данными, полученными различными геофизическими методами. Совсем иначе обстоит дело при интерпретации геофизических характеристик применительно к островной дуге. Здесь, несмотря на совпадение общих контуров графиков, построенных на основе различных геофизических материалов, трудно подобрать единую модель, отвечающую данным, полученным различными методами. Поэтому при построении моделей для интерпретации комплексных геофизических результатов приходится делать определенные допущения. Ниже мы рассмотрим основные модели, принимаемые при интерпретации геофизических данных в районах островных дуг.

Первая модель предполагает тоехслойное строение земной коры в районе островных дуг. Здесь под вулканогенно-осадочным слоем с плотностями около 2 г/см³ и скоростями до 4 км/с залегает слой с гранитными характеристиками, имеющий плотность 2,67 г/см³ и скорость до 5,5 км/с, под которым, в свою

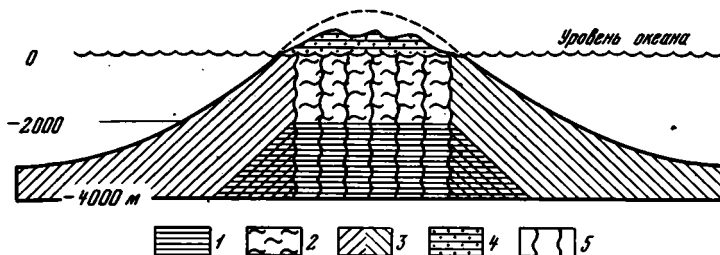


Рис. 28. Предполагаемое строение подводного основания вулканического о. Паротонга (о-ва Кука) (Gotton, 1969)

1 — плотные подводные лавовые потоки; 2 — шлаковые породы основания; 3 — шлаковые откосы; 4 — надводная часть базальтового вулкана; 5 — трещины — подводящие каналы для магмы

очередь, лежит слой с базальтовыми характеристиками, имеющий плотность до $2,8 \text{ г/см}^3$ и скорость до $6,6 \text{ км/с}$. Этим слоям отвечают соответствующие характеристики магнитной восприимчивости. Манипулируя предполагаемыми мощностями геофизических слоев, авторы добиваются соответствия полученных графиков подобранным моделям.

Вторая модель предполагает двухслойное строение коры в районе островных дуг: наличие вулканогенно-осадочного и утолщенного "базальтового" слоев. Методика подбора модели соответствующим графикам та же самая, но несколько упрощена, потому что приходится иметь дело в основном с подбором мощности "базальтового" слоя, необходимой для интерпретации графиков. Следует отметить, что подбор мощностей ведется довольно произвольно, с большой долей субъективизма и без достаточного учета реального геологического строения гряды.

Приведенные выше геологические, геомагнитные и гравиметрические данные однозначно свидетельствуют в пользу того, что в структуре гряды принимают участие породы более плотные и с гораздо большей магнитной восприимчивостью, чем базальты и граниты. По массовым находкам ксенолитов, ультрабазитов, серпентинитов и глыб меланжа, которые появляются в эруптивной брекчии никольской свиты, можно уверенно говорить, что эти породы расположены близко к поверхности. Как было показано выше, Алеутская дуга представляет собой первично валообразную вулканическую структуру, фронтальная часть которой обрушена в желоб. Следовательно, для нее вполне приемлемы выводы Коттона (Cotton, 1969) и Б.М. Валиева (1971), которые показывают, что внутри вулканических структур в океанических областях существует плотное ядро глубоководных базальтов с удельной плотностью $2,95 \text{ г/см}^3$ (рис. 28). В Алеутской дуге это ядро представлено пикритами и ультрабазитами. Следовательно, можно предположить несколько повышенные плотности (около 3 г/см^3) и соответствующие скорости продольных волн (вероятно, около $7,8 \text{ км/с}$).

Все приведенные выше геологические данные свидетельствуют о том, что вулканическая гряда наложена на более древнее океаническое ложе, включавшее докайнозойские осадочные слои. Однако морфологические данные, материалы морского бурения (скв. 189) и региональные геофизические характеристики свидетельствуют о том, что в тылу дуги расположена растущая сводовая валообразная глубинная структура, в то время как во фронтальной части прослеживается глубокий активно развивающийся прогиб. Все эти данные не учитываются чрезвычайно упрощенными геофизическими моделями, поэтому геологический разрез земной коры в районе Алеутской гряды с геофизической точки зрения остается нерасшифрованным.

Вероятное наличие в основании гряды сложно построенной зоны тектонического разлинзования, о которой мы получаем представление по ксенолитам, постепенное изменение плотности пород вверх по разрезу, а также сильная раздробленность пород самой гряды приводят к тому, что на сейсмических профилях не получается четких отражающих площадок. Гравиметрические же наблюдения дают суммарную картину, искаженную за счет того, что основные гравитирующие массы расположены гораздо ближе к поверхности, чем это предполагается. При построении годографов скоростей этот факт также не принимался во внимание, что привело к искажениям сейсмических и сейсмологических данных.

Представляется, что для более правильной интерпретации геофизических данных структуры гряды необходима новая геофизическая модель, которая учитывала бы реальное геологическое строение, предполагающее инверсию плотностей и многослойное строение земной коры в районе гряды, а также интенсивное тектоническое скучивание в зоне магмоподводящего глубинного разлома.

Важно учитывать, что океаническое ложе образовалось гораздо раньше, чем наложенные вулканогенные поднятия. Следовательно, докайнозойские осадки океанического дна должны находиться в разрезе ниже вулканических образований поднятий. Эти осадки под действием давления, температуры и флюидов будут более уплотненными и литифицированными, чем в пределах соседних глубоководных котловин; это будет влиять на соответствующие геофизические характеристики. Таким образом, структура поднятий в геологическом смысле не является продолжением непосредственно океанического "базальтового" слоя, а имеет сложное внутреннее строение.

Эти представления, вытекающие из геологических данных, позволяют приблизиться к расшифровке геологической природы утолщенного "базальтового" слоя земной коры в районе Алеутской гряды, а также поднятий Бауэрса и Ширшова.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Проблема происхождения и развития Алеутской дуги, как и островных дуг вообще, весьма сложная, и вряд ли сейчас она может иметь однозначное решение. Поскольку разрезы Командорских и Алеутских островов на 95% сложены вулканитами, автор имеет в виду прежде всего рассмотрение истории вулканизма островной дуги.

ИСТОРИЯ ВУЛКАНИЗМА АЛЕУТСКОЙ ДУГИ

Изучение вулканических процессов в пределах Командорских и Алеутских островов позволяет заключить, что вулканические комплексы островной дуги сформировались в результате четырех вулканических этапов: эоценового, позднего олигоцен-раннемиоценового, плиоценового и четвертичного. Этапы вулканизма разделены длительными периодами затухания вулканической деятельности.

Эоценовый этап вулканизма начался в раннем эоцене (возможно, в позднем палеоцене) и продолжался, вероятно, до конца среднего эоцена (около 15 млн. лет). В это время был выброшен основной объем изверженного материала и намечена структура гряды. Извержение носило в самом начале трещинный характер с большим коэффициентом эксплозивности. Была сформирована толща контрастных эффузивов основания Алеутского горизонта. Эти породы появляются в основании разреза на многих островах, и чаще всего их называют древней брекчий. Как уже говорилось, здесь имеются ясные признаки глубоководности, в частности массовое появление глыб яшмовидных пород. Вслед за эксплозиями кислой и основной лавы последовали мощные излияния лав только основного состава, которые сформировали толщу шаровых лав низов разреза Алеутской гряды. Далее извержения происходили циклично, с постепенным нарастанием коэффициента эксплозивности. В результате образовалась мощная ритмично построенная толща пирокластики. Закончился эоценовый этап извержением лав пикритового состава. Выбросы материала самых верхних частей разреза происходили уже или в субазальных условиях, или в мелководных. Это приводило к перемию материала и формированию толщи вулканогенных конгломератов верхов разреза командорской серии.

Таким образом, первый этап вулканизма — это длительный период циклической вулканической активности, во время которого образовалась мощная толща (2500—3000 м) лав и пирокластики. Практически весь этап вулканизма происходил в подводных условиях и по петрохимическим и седиментационным условиям тесно связан с океаном. Поэтому этот ранний этап становления структуры гряды можно понимать как океанический.

По-видимому, во все периоды извержения внедрялись интрузии, в начале эоценового этапа — штоки, дайки и силлы базальтоидов и габброидов. Формиро-

вались кварцевые прожилки и нодулы в ассоциации с потоками шаровых лав и, вероятно, первые дайки кластических пород. В конце эоценового этапа извержения появились первые мелкие тела гранитоидов типа кварцевых диоритов м. Черного (о. Медный). Основной этап интрузивной деятельности приурочен к началу олигоцена и связан с периодом затишья вулканической деятельности. Он ознаменовался внедрением крупной интрузии плагиогранитов о. Медного и сходных интрузивов на других островах Алеутской дуги.

Период затухания вулканической деятельности продолжался, вероятно, весь поздний эоцен, ранний и средний олигоцен (около 15 млн. лет) и привел к значительной планации сводовой части островной гряды и, возможно, к полному исчезновению участков суши.

Олигоцен-миоценовый этап вулканизма начался в позднем олигоцене и закончился, вероятно, в раннем миоцене (продолжительность около 10 млн. лет). Характерная особенность вулканизма этого этапа заключается в том, что он проявлялся локально, будучи приуроченным к щитовым вулканам; состав лав андезит-базальтовый. Судя по фаціальным взаимоотношениям, центры вулканизма существенно смещены к северу, в тыловую часть гряды. Извержения отличаются более отчетливо выраженной цикличностью и меньшим количеством выброшенного материала. Начинался каждый цикл в подводных, хотя и не глубоководных условиях, и завершался в субаэральных или очень мелководных. Цикличность особенно отчетливо выражена вблизи центров извержения, где видно, как вверх по разрезу идет многократная смена от лавовых потоков к автокластическим брекчиям, вулканогенным конгломератам и вулканогенным песчанникам. Причем в нижних циклах лавы содержатся примерно в количестве 60%, а в более высоких — не более 20%. Это свидетельство того, что с течением времени эксплозивный индекс увеличивался.

В процессе вулканической деятельности как в отдельных циклах, так и в олигоцен-миоценовом этапе в целом происходит постепенное увеличение количества роговообманковых андезитов и уменьшение базальтовой составляющей лав.

Во время этого этапа вулканизма, который сопровождался периодическим перемывом пород, на Командорских островах сформировалась вулканогенная толща андезит-базальтового состава с максимальной мощностью около 1500 м. Она приурочена к тыльной части гряды; это линзовидное тело, прислоненное к ранее образованным породам. Необходимо отметить, что андезиты составляют не более 30% от общего количества изверженного материала.

Интрузивные проявления на этом этапе ограничиваются внедрением мощных даек андезит-базальтов, связанных в основном с вулканическими постройками. Большое развитие получили достаточно крупные экструзии и системы даек кластических пород. Необходимо отметить также, что вулканические породы этого этапа накапливались в условиях расчлененного рельефа, поэтому здесь в большей степени видна фаціальная изменчивость.

Длительный период вулканического затишья (около 8 млн. лет) привел, вероятно, к сильной эрозии островов и существенному сокращению их площади.

Плиоценовый этап вулканизма начался в раннем и закончился в позднем плиоцене (продолжительность около 3 млн. лет). Этот этап вулканизма происходил в основном в субаэральных условиях тыловой части гряды. На многих островах на поверхность выведены и морские отложения, связанные с этим этапом извержений. Это в основном косослоистые толщи туфов, формировавшиеся в прибрежно-морских условиях. Породы этого этапа представлены базальтами, андезитами и дацитами, их автокластическими брекчиями, туфами и отложениями грязевых потоков, сформировавшими крупные конусы щитовых и стратовулканов. На Командорских и Ближних островах с этим этапом связано

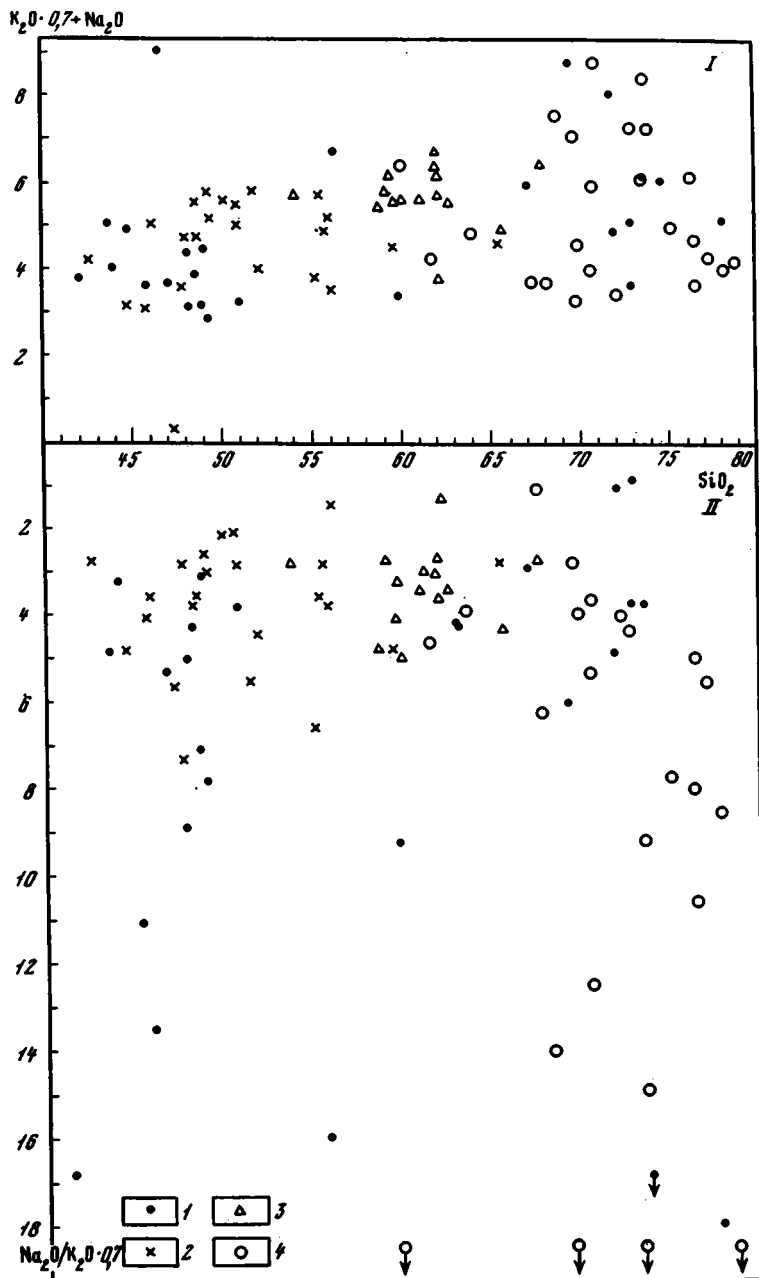


Рис. 29. Содержание щелочей в породах различной кислотности по полным силикатным анализам

I — сумма щелочей, II — отношение $\text{Na}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + 0.7\text{Na}_2\text{O})$

1 — командорская серия; 2 — никольская свита; 3 — водопадская свита; 4 — породы кислой составляющей контрастных эффузивов (Казакова и др., 1976)

окончание вулканической деятельности. Плиоценовый этап повсеместно на Алеутских островах закончился кальдерообразованием.

К этому этапу вулканизма приурочены несколько значительных интрузий гранитоидов, дайки габбро-диоритового состава, жилы кварца и туфокремнезема, расположенные в зоне развития плиоценовых вулканов. Имеются также свидетельства проявления интенсивной гидротермальной деятельности.

В период вулканического затишья в самом конце плиоцена кальдеры были обработаны древними ледниками и подвергались субаэральной эрозии, так что к настоящему времени видны только кольцевые останцы этих структур.

Четвертичный этап вулканизма начался около 1 млн. лет назад и продолжается до настоящего времени в восточной части Алеутской дуги и на Аляске, где насчитывается 75 действующих вулканов. Это в основном субаэральные стратовулканы, сложенные базальтами, андезитами и дацитами, их брекчиями и туфами. Большинство вулканов расположено в тыловой части гряды, где они наложены на более древние отложения. С этими вулканическими постройками связаны зоны гидротермально измененных пород. Извержения обычно сопровождаются повышенной сейсмической активностью, характеризуются максимумами и минимумами активности и укладываются в 5-летние циклы (Coats e.a., 1961). Несмотря на то, что вулканы образуют огромные конусы (иногда более 4 км высотой), количество изверженного материала плиоценовых вулканов (Fraser, Barnett, 1959) примерно в три раза превышает количество материала четвертичных вулканов.

Таким образом, периоды вулканической деятельности в течение геологического времени становятся все короче, как и промежутки между ними. Количество изверженного материала от этапа к этапу уменьшается примерно в геометрической прогрессии (3:1). Есть основание считать, что интенсивность вулканической активности также снижалась от периода к периоду примерно в два раза. При этом с каждым периодом вулканическая деятельность смещалась все дальше и дальше на север в тыл гряды, формируя линзовидные прислонения и увеличивая тем самым ширину гряды.

ОБ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА

В ходе вулканических процессов в Алеутской островной дуге происходила эволюция химического состава магмы. При этом каждый из четырех этапов вулканизма характеризуется своей направленностью петрохимической эволюции.

В эоценовый этап вулканизма, в самом его начале происходило излияние магмы кислого и основного состава, причем преобладали кислые разности. Затем — скачкообразная смена характера извержений, на поверхности появилась лава исключительно основного состава.

В самых верхах разреза командорской серии образовались пикриты.

Таким образом, дифференциации магмы здесь не происходило. Судя по данным химических анализов магматических пород (рис. 29), все они имеют известково-щелочной уклон, т.е. характеризуются резким преобладанием натрия над калием (табл. 2).

В олигоцен-миоценовый этап вулканизм развивался более последовательно, с постепенной сменой базальтов, изливавшихся в начале этапа, андезитами, характерными для конца этапа (табл. 3).

Эти породы относятся к щелочной группе. По сумме щелочей эта серия мало отличается от предыдущей, но отношения щелочей позволяют различать их довольно отчетливо. Это слабо дифференцированная серия.

Таблица 2

Полные силикатные анализы магма

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46,44	45,73	48,83	46,95	48,70	48,12	48,26	47,89	49,16	62,95	66,92	72,80
TiO ₂	0,69	1,02	0,85	1,03	1,35	0,76	0,85	0,76	0,70	0,47	0,42	0,60
Al ₂ O ₃	18,09	19,29	18,04	15,98	14,69	16,13	16,42	19,72	17,46	16,48	16,56	12,75
Fe ₂ O ₃	4,18	4,59	4,87	5,17	7,29	6,17	4,97	3,31	5,13	1,26	0,23	0,54
FeO	2,31	3,76	4,59	4,66	6,19	4,27	4,56	4,96	5,24	3,22	1,87	1,39
MnO	0,11	0,28	0,21	0,21	0,31	0,29	0,24	0,11	0,17	0,09	0,05	0,09
CaO	6,26	9,67	8,88	11,45	10,18	12,30	9,21	10,93	10,11	5,77	4,56	3,33
MgO	4,88	6,75	5,67	5,89	4,85	5,33	6,67	4,57	5,30	1,91	1,85	2,17
Na ₂ O	8,49	3,33	3,39	3,08	2,76	2,83	3,19	3,73	2,56	4,48	4,51	2,95
K ₂ O	0,90	0,43	1,53	0,84	0,56	0,46	1,06	0,92	0,54	1,57	2,26	1,16
H ₂ O ⁺	5,29	1,81	1,47	0,86	0,79	0,89	1,49	2,47	0,96	0,71	0,19	1,31
H ₂ O ⁻	0,80	2,45	0,91	1,80	2,04	1,55	2,59	0,32	2,34	0,18	0,08	0,46
CO ₂	1,76	0,36	0,10	1,62	0,10	1,34	0,18	—	—	0,16	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	0,01	—	—
P ₂ O ₃	0,09	0,09	0,18	0,09	0,16	0,11	0,14	0,07	0,11	0,27	0,14	0,09
Сумма	100,29	99,56	99,52	99,63	99,97	100,55	99,83	99,80	99,78	99,53	99,64	99,64

Примечание. 1 — о. Медный, м. Северо-Западный, мелкие спекшиеся шарики лавы гиалобазальтов вблизи видимого основания контрастной серии; 2—3 — шаровые лавы внутри контрастной серии (там же); 4—6 — средняя часть о. Медного, шаровые лавы (преображенская свита); 7 — там же, силл габброидов; 8—9 — дайки габбропорфиров; 10—11 — о. Медный,

Таблица 3

Полные силикатные анализы магма

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	47,42	44,71	65,39	46,02	50,05	50,72	49,08	56,07	45,80	47,83	51,94
TiO ₂	0,79	0,65	0,93	0,68	1,80	1,40	1,48	1,11	1,11	1,02	1,11
Al ₂ O ₃	7,91	16,23	15,27	14,02	15,17	15,76	15,18	17,78	18,23	18,73	17,60
Fe ₂ O ₃	3,41	9,12	2,71	4,95	6,57	5,58	5,28	3,83	6,44	7,15	3,31
FeO	4,33	5,95	1,87	1,36	1,95	1,82	2,87	4,05	3,79	1,45	5,34
MnO	0,10	0,17	0,03	0,22	0,04	0,08	0,10	0,14	0,13	0,16	0,18
CaO	20,86	11,46	6,68	13,84	10,52	10,55	8,38	8,45	11,89	8,09	9,46
MgO	13,53	5,38	1,19	3,37	5,40	4,44	7,10	3,57	6,57	4,35	4,01
Na ₂ O	0,68	2,60	3,41	3,94	3,89	3,76	4,32	2,07	2,49	3,53	3,24
K ₂ O	0,18	0,77	1,78	1,59	2,44	2,58	2,35	2,07	0,88	1,77	1,04
H ₂ O ⁺	0,10	1,32	0,08	1,61	0,50	0,79	2,18	0,64	0,80	3,24	1,50
H ₂ O ⁻	0,36	0,82	0,38	0,96	0,62	0,84	0,80	0,41	1,39	1,91	0,85
CO ₂	0,08	—	—	6,70	0,18	—	—	—	—	—	0,10
C	0,10	0,14	—	0,06	—	0,03	0,01	—	0,07	0,26	—
P ₂ O ₅	—	0,27	0,18	0,23	1,24	1,15	0,55	0,34	0,09	0,05	0,21
Сумма	99,85	100,09	99,90	99,53	100,37	99,50	99,68	100,53	99,68	99,54	99,89

Примечание. 1 — кристаллы моноклинного пироксена; 2—3 — шаровые лавы низов разреза; 4, 16, 22 — обломки из брекчий фацальных переходов; 5—6 — обломки вулканических бомб, гора Наковальня; 7—8 — экструзия, с. Никольское; 9—11, 21 — лавы основания разреза; 12, 14 — лавы средней части разреза, северная часть о. Беринга; 13, 15, 17 — обломки

тических пород командорской серии

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
72,75	71,86	74,50	73,48	50,88	56,09	77,97	69,33	41,92	43,44	44,24	43,89	71,56
0,68	0,42	0,37	0,42	0,68	1,27	0,30	0,42	1,03	0,86	1,20	1,06	0,42
11,50	11,51	12,16	12,65	16,65	16,38	10,83	14,20	20,16	18,93	18,14	18,44	12,99
1,45	1,33	1,68	2,14	4,74	3,39	1,41	3,01	5,59	9,85	7,86	6,63	1,93
2,01	2,21	1,00	1,16	3,47	4,87	1,15	0,86	6,22	2,32	4,16	4,90	1,37
0,07	0,09	0,05	0,04	0,14	0,24	0,04	0,04	0,17	0,14	0,14	0,21	0,05
1,44	1,45	0,91	1,87	8,18	5,41	1,42	1,42	9,43	8,67	9,30	9,65	1,89
1,95	2,13	0,53	0,97	4,86	3,93	0,49	0,49	6,22	4,83	5,29	6,06	1,20
2,37	2,45	5,99	4,99	2,58	6,37	5,27	8,75	3,64	4,51	3,65	3,02	5,25
4,12	3,58	0,34	1,91	0,97	0,57	0,42	0,21	0,31	0,79	1,22	0,85	1,49
1,71	2,12	0,68	0,04	2,87	1,28	1,01	0,12	2,55	3,48	2,84	3,19	1,19
0,28	0,56	0,41	0,51	3,52	0,51	0,13	0,48	2,07	1,58	1,86	1,59	0,42
0,08		1,42	1,42	0,10	—	—	—	0,45	—	—	—	—
—	0,03	—	—	0,05	0,11	0,01	0,17	—	0,12	—	—	—
0,09	0,08	0,10	0,07	0,14	0,18	0,07	0,18	0,14	0,11	0,09	0,13	0,09
100,50	99,82	100,14	100,25	98,58	100,60	100,52	99,68	99,90	99,63	99,99	99,62	99,85

м. Черный, кварцевый диорит; 12–14, 16 – о. Медный, плагиогранит; 15, 19–20 – обломки дацитов в контрастной серии; 17 – туф со скорлуповатой псевдошаровой отдельностью; 18, 25 – дайки кварцевых порфиров в основании командорской серии; 21–24 – о. Беринга, лавобрекчия (верхи командорской серии).

тических пород никольской свиты

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
49,26	55,82	50,82	51,70	55,64	55,09	48,52	59,39	48,36	42,68	47,92	55,41	40,24
1,45	1,03	1,50	1,11	1,02	9,94	1,79	0,68	1,02	0,93	0,89	0,77	1,92
18,37	18,01	17,09	19,58	17,71	17,14	8,00	17,20	19,06	18,50	20,73	17,47	13,27
7,85	4,62	5,66	5,03	3,49	4,79	5,05	3,96	6,62	5,07	5,97	5,23	8,63
2,92	2,61	3,63	2,33	4,35	2,80	3,23	1,91	3,69	4,50	3,65	3,56	11,12
0,13	0,10	0,16	0,21	0,10	0,14	0,13	0,11	0,16	0,15	0,14	0,11	0,28
9,00	8,60	9,38	9,95	8,08	8,39	9,71	7,56	10,45	10,17	12,23	8,45	14,93
4,07	2,44	3,95	3,02	3,33	4,49	7,00	2,48	4,36	6,93	4,15	3,24	8,57
3,89	3,71	3,71	4,96	3,64	3,34	3,73	3,73	4,36	2,76	3,01	3,86	0,26
1,85	1,42	1,89	1,29	1,82	0,73	1,47	1,12	1,67	1,37	0,51	1,66	0,10
0,62	0,25	0,85	0,09	0,73	0,52	1,37	0,81	—	3,90	0,35	0,11	0,41
0,38	0,79	0,95	0,78	0,38	1,33	1,00	0,38	0,70	2,46	0,50	0,36	0,30
—	—	—	0,30	—	0,20	—	—	—	—	0,10	—	—
0,14	—	—	—	—	—	0,24	0,08	0,08	—	—	—	—
0,46	0,21	0,16	0,18	0,25	0,09	0,62	0,10	0,23	0,10	0,13	0,36	0,02
100,89	99,61	99,75	100,53	100,54	99,99	99,52	99,51	100,76	99,52	100,28	100,59	100,05

лав, средняя часть о. Медного; 18 – о. Беринга, м. Северо-Западный, пористая лава; 19 – экструзия северной части о. Беринга, роговообманковый андезит; 20 – дайка лавобрекчий; 23 – средняя часть о. Беринга, обломок роговообманковых андезитов (внутриформационные конгломераты); 24 – ксенолит габброанортозита.

Полные силикатные анализы магма

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	61,00	58,69	59,46	59,91	65,62	61,96	62,15
TiO ₂	0,47	0,86	0,85	0,94	0,94	0,85	0,64
Al ₂ O ₃	17,42	19,69	18,48	17,80	15,34	15,91	7,70
Fe ₂ O ₃	3,54	1,50	3,13	4,02	2,61	5,14	2,33
FeO	0,86	2,31	1,44	0,43	1,30	0,57	2,74
MnO	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,07
CaO	6,68	7,18	7,07	6,44	5,84	6,05	4,21
MgO	1,81	3,17	3,15	3,04	2,86	2,28	1,97
Na ₂ O	4,42	4,54	4,54	4,69	4,08	4,54	2,16
K ₂ O	1,85	1,36	1,60	1,36	1,30	2,44	2,44
H ₂ O ⁺	0,29	0,87	0,20	0,92	0,15	—	1,80
H ₂ O ⁻	0,80	0,28	0,20	0,50	0,30	0,52	0,24
CO ₂	0,20	—	—	—	—	—	1,08
C	0,03	—	—	—	—	—	0,04
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,09	0,11	0,14	0,16	0,14
Сумма	99,55	100,59	100,24	100,20	100,52	100,45	99,65

Примечание. 1–5, 10, 12–15 — лавы средней части о. Медного; 6–7, 11 — дайки диорит-порфиров; 8–9 — штоки гранодиорит-порфиров. Химанализы выполнены в Геологическом институте АН СССР.

Плиоценовый этап вулканизма на всех островах Алеутской дуги проявился в сильно дифференцированных сериях. Здесь составы лав варьируют от базальтов до дацитов, при этом снизилось содержание щелочей до толеитовых нормативов (табл. 4).

Еще более контрастные дифференциаты характерны для лав четвертичных вулканов (Coats, 1959б). Здесь составы лав изменяются от базальтов до дацитов и риолитов. Причем разные потоки появляются в течение одного цикла извержения вулканов.

Таким образом, от одного этапа к другому меняются не только количественные, но и качественные характеристики вулканизма. Если в первый период это в основном базальты (примерно 90 %), а кислые и ультраосновные разности (контрастная серия и пикриты) играют подчиненную роль, то в последующие этапы дифференциация магмы постепенно увеличивается, вплоть до образования сильно дифференцированных серий.

Эволюцию магматических комплексов Алеутской гряды можно объяснить в соответствии со взглядами Ритмана (1964). В начале эоцена или в конце палеоцена, как это датировано планктонной микрофауной из самых низов разреза командорской серии, в северо-западной части Тихого океана образовался глубинный разлом, вдоль которого внедрилась глубинная базальтовая пиромagma. Подъем магмы, вероятно, сопровождался гравитационной дифференциацией, а во фронтальной части происходили процессы интенсивной ассимиляции осадочного корового материала, что привело к образованию гибридной магмы. В процессе начальной эксплозии этого материала на дне океана сформировалась серия контрастных эффузивов основания разреза. Вслед за эксплозией последовали трещинные излияния основной магмы, которые образовали мощную толщу шаровых лав и пирокластики. На последней стадии эоценового этапа вулканизма произошел подъем глубинной тяжелой, богатой оливином магмы пикритов,

8	9	10	11	12	13	14	15
62,56	61,96	61,92	59,01	54,19	67,77	61,71	59,60
0,43	0,51	0,77	0,68	0,72	0,51	0,60	0,68
16,04	16,70	9,98	16,72	17,36	15,74	16,61	18,20
2,25	2,79	6,55	3,15	5,54	2,25	2,75	3,30
2,15	2,16	1,45	2,18	2,34	0,77	1,40	2,27
0,07	0,08	0,03	0,05	0,11	0,02	0,03	0,06
5,08	5,67	2,60	6,29	7,27	4,85	4,97	5,97
2,12	2,67	1,13	2,19	3,61	0,88	2,75	2,84
4,37	4,51	5,13	4,28	3,69	4,17	4,25	4,46
1,84	1,80	2,44	2,23	1,84	2,09	1,97	1,76
1,12	0,16	4,52	1,00	2,16	0,13	0,71	0,31
0,54	0,59	3,26	0,99	1,07	0,70	1,59	0,97
1,00	—	—	0,85	—	0,10	—	—
—	—	—	—	0,11	0,03	0,01	—
0,14	0,15	0,16	0,18	0,14	0,15	0,18	0,18
99,71	99,75	99,94	99,80	100,09	100,18	99,53	100,59

которая только частично излилась на поверхность, а в основном растекалась в ослабленной зоне между новообразованными вулканическими породами и дозоценовыми океаническими образованиями, поднимая ранее сформированную вулканогенную толщу и формируя огромный магматический лакколит. Если учесть высокое положение астеносферы в океанических областях и низкое абсолютное положение поверхности океанического дна, то этот механизм представляется вполне возможным. Запас тепла сохранялся под мощной толщей осадков, а интенсивный газовый обмен, для которого были все условия, способствовал комплексной гравитационной дифференциации временного внутрикорового магматического очага.

Вместе с дифференциацией, очевидно, происходили процессы выборочной ассимиляции более кислого материала кровли очага и обогащение кислой составляющей расплава силикатными продуктами ранней стадии эксплозий.

При этом наиболее кислые производные, вероятно, концентрируются в повышенных местах кровли и способны к диапиризму, прорывая и поднимая в отдельных местах вулканогенную покрывку. Взаимодействие перегретой, насыщенной оливином магмы, очевидно, приведет к метаморфизму нижележащих осадков океанического дна. В то же время реакционные взаимодействия осадочного слоя с нижними частями остывающего лакколита привели к быстрой серпентинизации оливинов и каолинизации плагиоклазов. При этом объем сильно увеличивается, что создает избыточное напряжение в зоне эндоконтакта.

С течением времени, в результате внедрения в разлом более тяжелого вещества, за счет оплавления и реакционного взаимодействия основной глубинной магмы и корового вещества, вероятно, разлом расширился книзу и приобрел в сечении форму клина. Такая полость, заполненная расплавленным гибридным веществом, является внутрикоровым магматическим очагом, в котором медленно продолжают процессы гравитационной дифференциации и ассимиляции

корового материала, в результате чего подается все более кислый и дифференцированный материал.

Латеральное сжатие, вероятно, привело к раздавливанию единого линейного очага, скучиванию материала верхних слоев литосферы и формированию цепи полуразобренных полостей, благодаря чему извержения постепенно локализуются вдоль отдельных центров, отмечающих глубинный разлом и соответствующих отдельным островам или группе островов.

В заключение отметим, что основную роль в строении разрезов Алеутской гряды играет базальтовый материал. Андезиты не являются преобладающим типом пород, как это принято считать. Как уже отмечалось, эоценовому этапу вулканизма андезиты не свойственны. Во втором этапе андезиты не играют существенной роли, поскольку их содержание не превышает 30 %. В последующие этапы андезиты появляются спорадически и занимают промежуточное положение между базальтами и дацитами. По отношению к общему объему изверженного материала андезиты составляют не более 15 %.

Еще меньшую роль в строении разреза гряды играют кислые производные. Их содержание в среднем не превышает 10 %.

Получение такого количества средних и кислых вулканитов вполне можно объяснить эволюцией внутрикоровых дериватов магматического очага, связанного с зоной глубинного магноподводящего разлома. Наличие подобных очагов под современными вулканами Камчатки убедительно доказано работами Института вулканологии АН СССР¹ и геофизиков СахКНИИ.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Конец мезозоя и начало палеогена в северных районах Тихоокеанской области были временем проявления крупных по масштабу тектонических движений. Особенно отчетливо это видно в приокеанических зонах, таких, как Корякское нагорье и зона Аляскинского хребта. На Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970) Корякское нагорье и юг Аляски показаны областями, в которых формирование островных структур относится к эпохе раннекайнозойской складчатости. Основанием для этого послужило распространение в обоих районах орогенных впадин, выполненных палеогеновыми молассами (например, впадина залива Кука). Новейшие работы по тектонике Корякского нагорья (Александров и др., 1975) свидетельствуют о том, что большие тектонические движения, в том числе и образование покровов, происходили и раньше, в конце мелового периода. Эти движения охватили и океаническую кору, перестроив ранее существовавший на севере Тихого океана тектонический план. С этим временем связано появление глубинной крупноволновой структуры в сопредельных с современной сушей районах, включающей валообразное поднятие Умнак, смежные с ним прогибы, ряд берингоморских структур и Алеутский краевой вал (рис. 30).

Формирование крупноволновой глубинной структуры в краевой части океанического ложа явилось начальным этапом процесса скучивания океанической коры. Созданные структуры играют основную роль в последующей истории геосинклинального процесса, если его понимать широко (Пейве, 1975). Появление и развитие валообразных структур обусловлено процессами латерального сжатия, вызванными тектоническими усилиями, направленными от континента к океану, как можно судить по асимметрии структур, но не наоборот, как это

¹ Доклад С.А. Федотова в Геологическом институте АН СССР в 1974 г.

предполагает гипотеза тектоники плит. Процессы интенсивного осадконакопления в пределах волновой структуры на первых этапах геосинклинального развития способствуют тому, что эти структуры оказываются морфологически слабо выраженными (плато Умнак). Развитие структур происходило медленно и, вероятно, пульсационно; по характеру такие движения сходны с эпейрогеническими движениями на континентах.

В ходе развития валообразных поднятий и сопряженных с ними прогибов в местах их сочленения геодинамические процессы приводили к возникновению разрывных зон. Подобная зона, появившаяся на сопряжении поднятия Умнак и прогиба, в котором впоследствии оформился Алеутский глубоководный желоб, стала глубинным разломом с высокой степенью проницаемости, определившим возникновение Алеутской вулканической дуги. Со структурой глубинного магмоподводящего разлома, вероятно, связана зона интенсивного дробления, как можно судить по тектонизированным ксенолитам осадочных пород. Длительное существование этой структуры привело к образованию закономерно построенных вулканических серий, слагающих Алеутскую островную дугу; вдоль этого разлома формировалась серия внутрикоровых магматических очагов.

Соответственно структура Алеутской дуги (а также поднятий Бауэрс и Ширшова) представляется в виде линейной вулканической зоны, наложенной на глубинную структуру океанической коры. Начало ее образования падает на конец палеоцена — начало эоцена. Тем самым в строении области обособляются два тектонических комплекса. Как уже отмечалось выше, в основании структуры гряды предполагается наличие ослабленной зоны в виде серпентинитового меланжа. Здесь и происходит раздел между двумя комплексами.

История тектонических движений гряды тесно связана с появлением осложняющей ее сети разломов и блоковыми перемещениями по ним, а также появлением интрузивного диапиризма. Помимо тектонических причин, разломообразование вызывали вулканизм и внедрение интрузивов.

Выше было показано, что вулканическая постройка Алеутской гряды создана в результате четырех этапов извержений: эоценового, олигоцен-миоценового, плиоценового и четвертичного. С каждым из этих этапов связана стадия разломообразования и перемещений вдоль разломов. На первом этапе вулканизма, судя по наличию силлов, даек и мелких штоков, разломообразование, вероятно, проявилось слабо, дислокации пород были незначительны. Судя по шпирам в лавах, по наличию волновой ряби, породы залегали субгоризонтально или имели небольшие углы наклона. Трещины, образовавшиеся в породах, выполненные кварцем или кальцитом, вероятно, связаны с остыванием вулканических толщ. Внедрявшиеся дайки и штоки слабо дислоцировали породы.

Последовавшее в конце эоценового этапа внедрение глубинных магматических масс должно было привести к поднятию ранее сформированных вулканогенных толщ, вызвало их тектоническое растрескивание.

Этап вулканического затишья, который приходится на конец эоцена и начало олигоцена, создал условия для дифференциации внутрикорового очага, в результате чего образовались более кислые апофизы. Последние поднимались вверх и деформировали вышележащие породы. Вероятно, в это же время было образовано большинство крупных даек кластических пород¹.

В конце этого этапа затухания вулканической деятельности, вероятно, имели место латеральные (гравитационные) подвижки дуги в сторону желоба, потому

¹ Как уже отмечалось выше, мощность этих даек в породах командорской серии достигает иногда 20 м; заполнение их грубым обломочным материалом вплоть до гравийной размерности, поступающим снизу, и ассоциация с ними сульфидных минералов свидетельствуют о генетической связи с гидротермами.

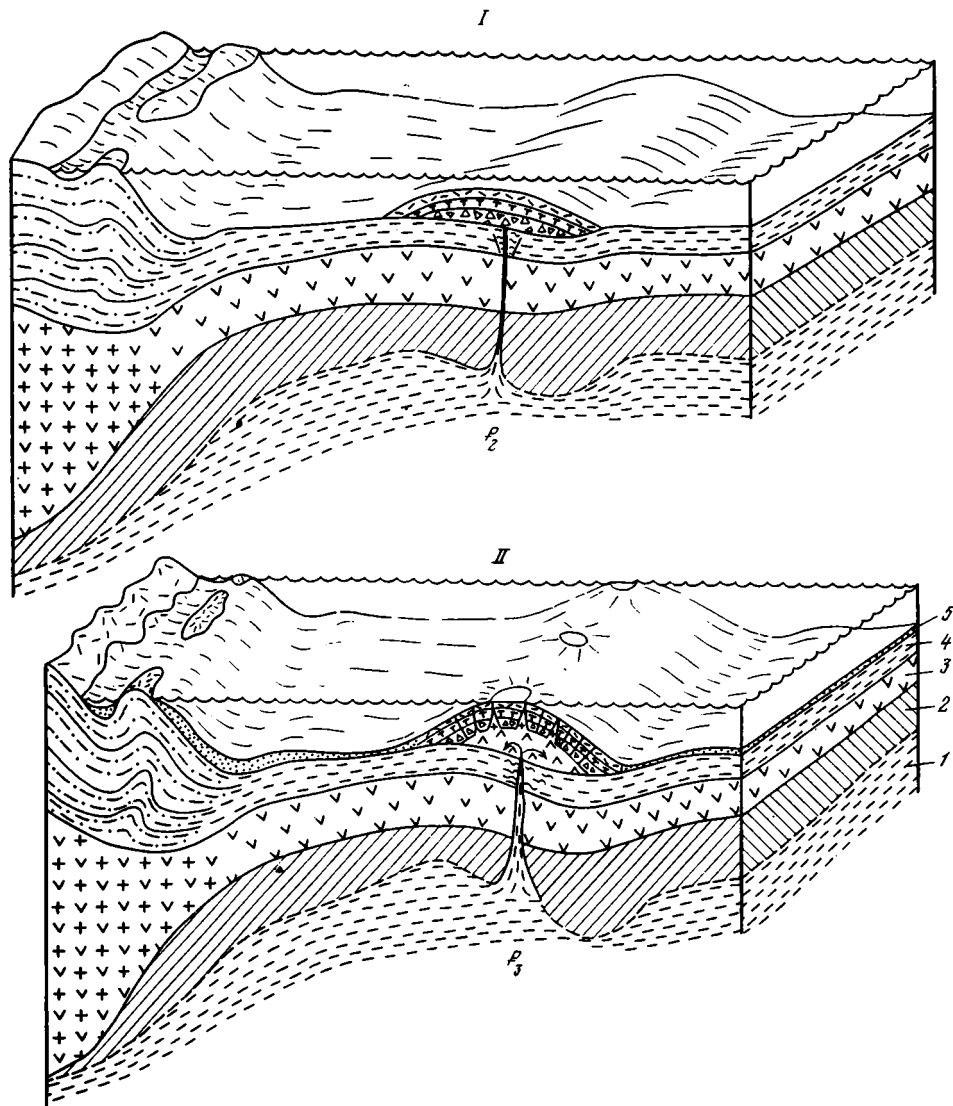
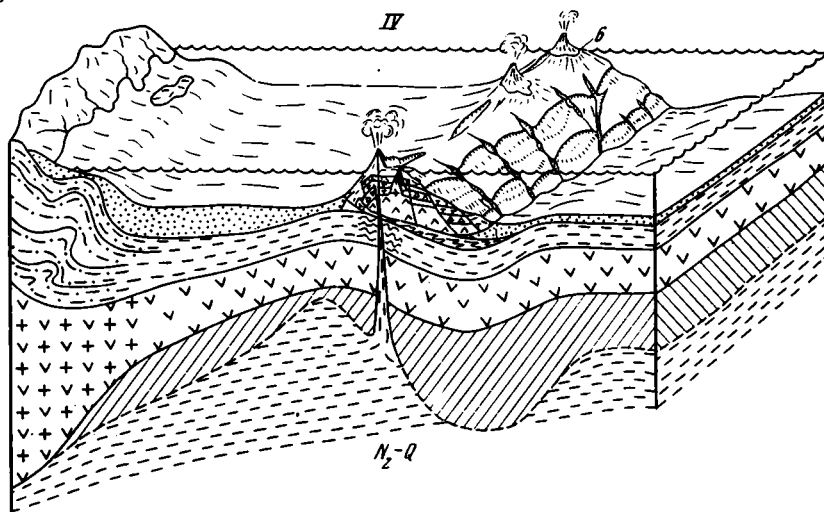
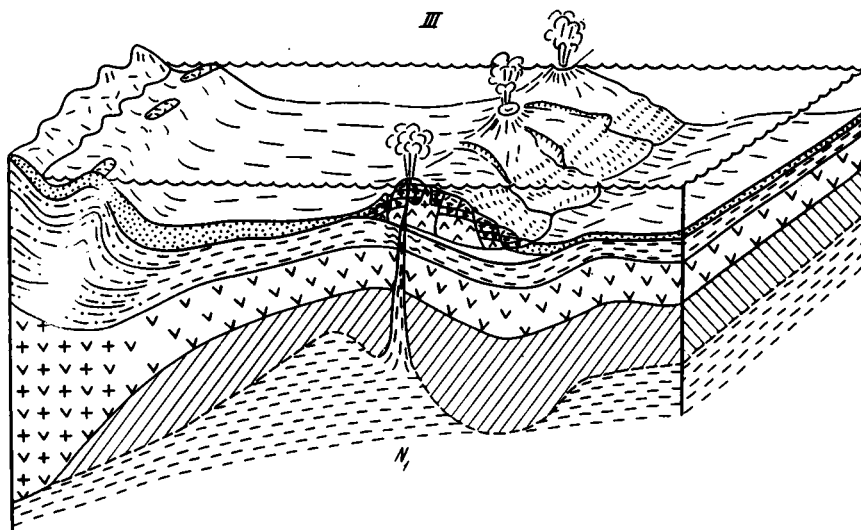


Рис. 30. Схема предполагаемого развития земной коры Берингоморского региона, отражающая взаимосвязь тектонических процессов Алеутской гряды и прилегающих континентальных областей в I – эоцене, II – олигоцене, III – миоцене и IV – плиоцен-четвертичное время

что вулканизм олигоцен-миоценового этапа оказался уже значительно смещенным в тыл гряды. В процессе вулканизма смещения также имели место, так как центры вулканизма продолжали как бы миграцию на север. В это время склон глубинной структуры был уже достаточно крутым и в основании гряды уже появились серпентиниты. Латеральное перемещение привело к формированию серии сбросовых уступов в тыл гряды и к заложению первых субпродольных грабенов, а также обусловило появление первых сбросовых ступеней (см. рис. 30). Если до этого желоб имел форму относительно симметричного прогиба с ненарушенными бортами, то в это время должна была возникнуть асимметрия в строении желоба, а его осадки оказались подмятыми под фрон-



1 — астеносфера; 2 — мантия; 3 — "базальтовый" слой; 4 — докайнозойские породы; 5 — кайнозойские и современные осадки; 6 — вулcano-плутонические породы Алеутской гряды. Остальные условные обозначения см. на рис. 20

тальный склон гряды. Сползанию гряды способствовали сильная трещиноватость пород и наличие ослабленного горизонта в ее основании; миграция вулканизма в тыл гряды привела к образованию серии кальдер, подобных описанной в районе с. Никольского. Последние представляли собой тыловые структуры растяжения.

В последующий период вулканической деятельности тектонические подвижки вдоль отдельных блоков проявились особенно сильно. Примером этих движений является грабен в средней части о. Медного, заполненный брекчиями никольской свиты и перекрытый плиоценовыми лавами водопадской свиты. К этому же времени, вероятно, относятся и все основные подвижки на о. Беринга, так как

простирающихся соответствующих структур секут породы никольской свиты, а плиоценовые вулканы еще дальше смещены в тыл гряды.

Плиоценовый этап вулканизма также сопровождался растяжением гряды и ее сдвиганием в сторону желоба. В это время, вероятно, произошло заложение крупного грабена Булдырь (Marlow *et al.*, 1970). Этим этапом закончился период кальдерообразования. Судя по тому, что кальдеры часто нарушены более поздними разломами, тектонические подвижки на этом не закончились. Они продолжаются и в настоящее время, о чем свидетельствуют смещение террас по разломам и современная сейсмическая активность островной дуги.

Таким образом, современный структурный план Алеутской дуги создан в результате сложного сочетания развития глубинной крупноволновой структуры, магматических процессов и явлений гравитационного тектогенеза, выражающихся блоковым сползанием структуры гряды в сторону желоба, который рассматривается как краевая часть крупного прогиба океанической коры.

Из сказанного следует, что история развития собственно островной дуги связана с процессами растяжения; отсутствие тангенциальных напряжений сжатия в современной структуре дуги подтверждается инструментальными замерами на о. Амчитка (Carr *et al.*, 1971). Анализ напряжений в очагах землетрясений свидетельствует о том, что для Алеутской гряды характерно преобладающее количество землетрясений, связанных с напряжениями растяжения. Растягивающие напряжения расположены веерообразно, а центр растяжения находится в тылу гряды (Аверьянова, 1975).

В то же время в более глубоких горизонтах земной коры должны преобладать сжимающие напряжения, вызывающие дробление и скучивание коры.

В формировании дислокаций пород Алеутской гряды заметную роль играют неотектонические подводно-оползневые деформации. Они обусловлены тем, что часто вулканогенные и вулканотерригенные отложения формируются на крутых склонах гряды. Большая скорость накопления приводит к неустойчивому состоянию осадочного покрова, а сейсмические явления играют роль того спускового механизма, который определяет срыв неконсолидированных отложений и их сползание по склону. При этом формируются мелкие сложные складки, не имеющие, естественно, к складкам тектонического происхождения никакого отношения. В разрезах Командорских островов и на других островах Алеутской гряды подводно-оползневые горизонты появляются неоднократно и связаны с толщами различного возраста.

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ АЛЕУТСКОЙ ГРЯДЫ

Как уже отмечалось выше, тектонические закономерности формирования структуры Алеутской гряды не могут быть объяснены с позиции тектоники плит, поэтому для объяснения приведенного фактического материала в качестве рабочей гипотезы представляется другой механизм, который, по мнению автора, более соответствует имеющимся данным.

В основу теоретических рассуждений о возможном механизме эволюции структуры Алеутской гряды положены известные представления о значительной древности северо-западной части Тихого океана (Пушаровский, 1972; Богданов, 1975; Муратов, 1975). Предполагается, что океан здесь существовал в раннем палеозое, а возможно, и в докембрии. Изложенные в предыдущих главах материалы свидетельствуют об относительной молодости вулканической постройки Алеутской дуги и наложении ее на древнее океаническое ложе. Этот процесс происходит в эпоху мощного тектогенеза в окружающих областях. Возникшие в результате тектогенеза, сопровождающегося тектоническим скучиванием, обшир-

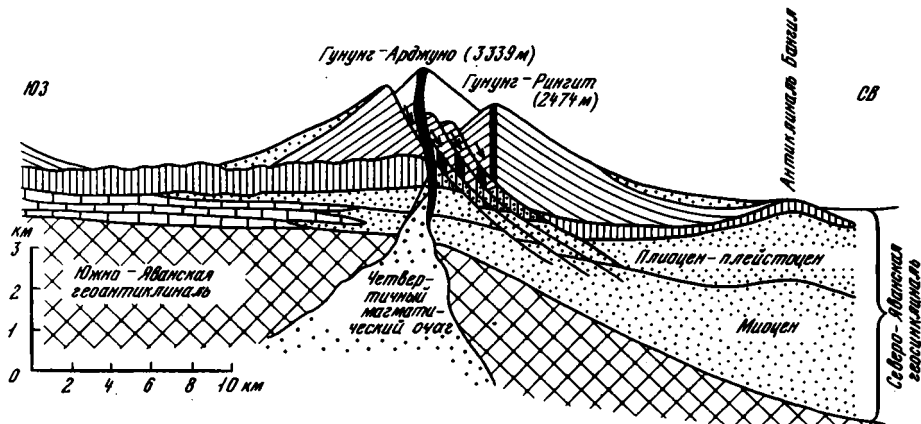


Рис. 31. Геологический разрез через Гунунг-Арджуно Велиранг, о. Ява (по Ван Беммелену)

ные складчатые зоны вследствие нарушения изостазии должны оказывать существенное давление на астеносферный слой. Отсюда неизбежно повышение гидростатического давления в астеносфере и движение глубинного материала в сторону океана. Дифференцированное нагнетание материала вызовет неизбежность выхода его на поверхность. Наиболее ослабленными (проницаемыми) зонами окажутся участки сопряжения крыльев глубинных поднятий и прогибов. В этих участках будет существовать градиент утонения литосферы, в результате чего здесь образуются зоны дробления и смятия пород. В благоприятных с геодинамической точки зрения условиях возникают глубокие трещины в тектоносфере, которые и будут использованы магматическими процессами. Таким путем формируется вулканическая гряда.

Рост глубинного поднятия в тылу гряды и прогибание структуры со стороны желоба приводят к нарушению равновесия и, грубо говоря, смещению центра тяжести гряды в сторону прогиба. Помимо увеличения крутизны склона поднятия, движению способствуют серпентинизированные породы, появившиеся в основании гряды. При достижении критического состояния, когда горизонтальная составляющая силы тяжести превосходит силу трения, происходит срыв гряды со своего основания и сползание ее в сторону желоба. Споспобствует этому процессу также сейсмичность.

В то же время обвально-оползневые процессы на склонах гряды приводят к формированию у ее подножия грубообломочных накоплений, в том числе олистостромы. Попадая под надвигающуюся часть гряды, они смешиваются с серпентинитами и осадочными породами желоба, формируя меланж.

Начало процесса перемещения, вероятно, падает на олигоценовое время, так как центры извержений пород никольского горизонта уже значительно смещены в тыл гряды. Кроме того, в этих породах впервые появляются ксенолиты ультрабазитов, серпентинитов и меланжа. В эоцене условий для гравитационного смещения не было, так как не существовало еще серпентинитов в основании гряды и, вероятно, наклон гряды не был таким значительным. Смещение, возможно, продолжается до сих пор, так как рост поднятия в тылу гряды и устойчивое прогибание во фронтальной части имеют место и в настоящее время. И поднятие, и прогиб, по-видимому, с течением времени расширяются. Расширение прогиба приводит к вовлечению в опускание все новых участков океанического дна, что находит отражение в наклонах древних осадков заполнения желоба в сторону гряды. А расширение поднятия в тылу гряды вместе с гравитационным сползанием структуры приводит к увеличению крутизны дуги.

Таким образом, Алеутская гряда представляет собой весьма динамичное тектоническое поднятие, находящееся в современной геосинклинальной области, с далеко не законченным геосинклинальным развитием.

Автор полагает, что описанная выше модель отнюдь не является универсальной. Однако явления гравитационного сползания масс характерны для ряда хорошо изученных островных дуг. Например, в районе Антильской дуги по магнитным данным предполагается, что о. Барбадос является гравитационным оползнем, оторвавшимся от структуры гряды и сползшим в желоб. А для самой гряды возможно такое же наложенное блоковое строение, как и для Алеутской (см. рис. 20). Японские исследователи все чаще приходят к выводу о значительной роли гравитационного сползания масс в структуре Японской дуги. Кроме того, данные по скв. 298, пробуренной "Гломар Челленджером" вблизи основания дуги, у желоба, показали, что здесь под фронтальный склон подмяты молодые осадки желоба, которые сильно литифицированы и расклива-жированы.

Примером вулканических построек, выросших на склонах структур и сорванных со своего основания, является также массив Гунунг-Арджуно Велиранг, описанный Ван Беммеленом (рис. 31). Здесь, по системе пологих сбросов, древний вулкан Гунинг-Рингит соскользнул в северо-восточном направлении. При этом происходили многократные разрывы его канала и дислокация ниже лежащих пород. В старом канале возобновилась вулканическая деятельность и возник новый вулкан Гунунг-Арджуно.

Эти примеры свидетельствуют о типичности гравитационного тектогенеза, свойственного молодым сейсмичным, активно развивающимся областям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования автора на Командорских островах и анализ материалов по Алеутской гряде позволили подойти с новых позиций к вопросам геологического строения, вулканизма, глубинной структуры и геодинамики островной дуги и сопредельных районов.

На основе геологического картирования с использованием биостратиграфических методов (микропалеонтологический, палеонтологический и палеофлористический) для Командорских островов разработана новая стратиграфическая схема. Наиболее существенно в ней выделение верхнепалеоценовых и эоценовых образований, что позволило провести хронологическую корреляцию тектонических движений на обширной площади Беринговоморского региона. При составлении стратиграфической схемы учтены установленные существенные фациальные изменения в эффузивных комплексах, которым ранее внимания не уделялось. Разработанную схему удалось сопоставить со схемами, составленными американскими геологами для Алеутских островов, что дало возможность предложить единую стратиграфическую схему для всей Алеутской островной дуги.

Схема включает четыре стратиграфических горизонта: алеутский (самые древние вулканогенные образования, имеющие позднепалеоцен-эоценовый возраст); никольский (позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканы); канагинский (плиоценовые щитовые вулканы) и семисопочный (четвертичные стратовулканы). Предложенная схема, а также составленная геологическая карта Командорских островов будут полезны для дальнейшего проведения геологосъемочных работ в Беринговоморском регионе и для исследований по корреляции геологических явлений в Тихоокеанской области.

Алеутская дуга начала формироваться в конце палеоцена в виде сводового вулканического хребта. Современная ее структура возникла в результате четырех этапов извержения: позднепалеоцен-эоценового, позднеолигоцен-раннемиоценового, плиоценового и четвертичного. Периоды вулканизма разделены периодами затишья вулканической деятельности. Количество изверженного материала уменьшалось от этапа к этапу. Происходила постепенная эволюция магмы от высокоглиноземистых базальтов до щелочных андезитов-базальтов и дацитов.

Для Алеутской гряды характерны разрывные дислокации. Они выражены сбросами, трещинами, в некоторых случаях — сдвигами. Протяженность разломов различна: от незначительных до крупных, прослеживающихся на сотни километров. Однако амплитуды смещений относительно невелики. В ходе формирования островной дуги сетка разрывных нарушений усложнялась. Важные этапы в развитии системы разрывов совпадают с эпохами вулканизма. Складчатые деформации, как правило, связаны с подвижками по разрывным нарушениям. Особенности тектоники и магматизма Алеутской дуги не позволяют рассматривать ее в качестве структуры, находящейся на орогенном этапе развития, о чем имеются высказывания в литературе.

Проведенное автором изучение ксенолитов выявило присутствие среди них радиоляриевых яшм, кремнистых пород, ультрабазитов и серпентинитов, а

также глыб меланжа; породы гранитно-метаморфического комплекса отсутствуют. Это позволяет заключить, что в основании вулканического комплекса Алеутской дуги находится океаническая кора. С этим согласуются и высокие значения гравитационных и магнитных аномалий.

В районе островной дуги, по имеющимся геофизическим и отчасти геоморфологическим (поднятие Умнак) данным, в океанической коре выявляется крупноволновая глубинная структура — обширное валообразное поднятие и сопряженный с ним прогиб, включающий Алеутский глубоководный желоб. Алеутская дуга развивалась над глубинным разломом, образовавшимся в зоне сопряжения указанных крупных глубинных складок, и представляет собой наложенную структуру. Постоянство местоположения глубинного магмоподводящего разлома и "миграция" вулканических комплексов от этапа к этапу все далее в тыл островной дуги позволяют допустить смещение фрагментов дуги и ее в целом в сторону глубоководного желоба. Это подтверждается соответствующими наклонами террас, а также особенностями развития грабеноподобных структурных форм. Смещение происходит под действием гравитационных сил, возникающих в связи с развитием глубинного поднятия и сопряженного с ним прогиба в океанической коре. Соответственно островная дуга надвинута на отложения глубоководного желоба, причем в ее основании, судя по составу некоторых ксенолитов, находится зона дробления, сходная с зоной меланжа.

Широкое развитие разнонаправленных трещин и связанные с ними грабены различного простирания и возраста указывают на то, что Алеутская дуга не подвергалась региональному сжатию. Отсутствие тангенциальных напряжений в настоящее время подтверждается инструментальными измерениями в районе о. Амчитка (Сагг е.а., 1971) и анализом сейсмических данных (Аверьянова, 1975). Это находится в противоречии с основными тезисами тектоники плит. Из приведенных геодинамических рассуждений, а также из региональных тектонических закономерностей Берингоморской области в целом следует, что латеральные напряжения были направлены прежде и передаются сейчас от континента к океану, а не наоборот, как принято в новой глобальной тектонике.

Берингоморский регион — интересный пример последовательного роста континентального блока земной коры за счет океанической коры в мезозойско-кайнозойское время в процессе геосинклинального развития. Глубоководный желоб, Алеутская дуга, поднятия Бауэrsa и Ширшова, а также глубоководные впадины находятся еще на геосинклинальной стадии развития. На поднятиях в настоящее время наблюдается утолщение "базальтового" слоя земной коры. В пределах структур Корякского нагорья, юго-западной Аляски и шельфовой зоны Берингова моря выделяются области с незавершенным геосинклинальным развитием и соответственно с несформировавшейся континентальной корой. Севернее расположена зона мезозойских складчатых сооружений с мезозойским возрастом становления континентальной коры, причлененная к докембрийскому ядру. Составленная тектоническая карта Берингова моря и его обрамления иллюстрирует последовательность приращения "гранитного" слоя в направлении с севера на юг.

Проблема островных дуг обсуждается в литературе уже несколько десятилетий. Автор попытался подойти к ней не основе новейших представлений о стадийности геосинклинального процесса формирования континентальной коры, развиваемых отечественной тектонической школой. Естественно, некоторые геодинамические выводы, содержащиеся в работе, носят дискуссионный характер. Однако существующие в литературе представления о формах проявления тектонических движений собственно геосинклинальной стадии имеют настолько общий характер, что привлечение внимания к механизму гравитационного скольжения, разрывообразования в ходе магматических процессов, глубинным тектоническим движениям в океанической коре представляется автору обоснованным и необходимым.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянова В.Н.* 1975. Глубинная сейсмо-тектоника островных дуг. Северо-запад Тихого океана. М., "Наука".
- Александров А.А.* 1975. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. Автореф. канд. дис. М.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Бялобжевский С.Г.* и др. 1975. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. — "Геотектоника", № 5.
- Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. 1974. Новосибирск, "Наука".
- Богданов Н.А.* 1969. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. — "Геотектоника", № 3.
- Богданов Н.А.* 1975. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 269.
- Бурлин Ю.К., Куприн П.Н., Калятин О.А., Иванов М.К.* 1972. Геологическая структура дна Берингова моря и смежных территорий суши. — "Вестн. МГУ. Сер. геол.", № 5.
- Буртман В.С., Шмидт О.А.* 1970. Исследование складчатой структуры Тегермачского останца шарьяжа (Южный Тянь-Шань). — ДАН СССР, т. 190, № 5.
- Валев Б.М.* 1971. О вулканах, "утонувших" в океане. — "Природа", № 7.
- Воробьев В.М.* 1970. Результаты гидромагнитной съемки акваторий, прилегающих к западной части Алеутской островной дуги. — "Труды СахКНИИ", вып. 24. Геофиз. сб., № 3.
- Гайнанов А.Г., Косминская И.П., Строев П.А.* 1968. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", № 8.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки, 1961. М., Гостехиздат.
- Геология СССР. 1964. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова, ч. 1. М., "Недра".
- Геомангнитное поле окраинных морей северо-западной части Тихого океана и его связь с геологическим строением. 1975. — "Труды СахКНИИ", вып. 38.
- Гнибиденко Г.С.* 1969. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., "Наука".
- Горячев А.В.* 1966. Основные закономерности развития Курило-Камчатской зоны. М., "Наука".
- Добрецов Н.Л.* 1974. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, "Наука".
- Егiazаров Б.Х.* 1969. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. Л., "Недра".
- Ермаков Б.В.* 1975. Укэлятско-Шумагинский флишевый прогиб Корякии и Южной Аляски. — "Геол. и геофиз.", № 6.
- Загзурина И.А., Пепеллев Б.В.* 1974. Новые данные по геохронологии докембрия Северо-Востока СССР. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. (Тезисы докладов межведомственного стратиграфического совещания). Магадан.
- Казакова Э.Н., Сергеева В.Б., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И.* 1976. Риолиты острова Медного (Командорские острова). Новосибирск, "Наука".
- Кинг Ф.Б.* 1969. Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во МГУ.
- Крашенинников В.А.* 1971. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). — "Вопросы микропалеонтол.", № 14.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука".
- Марков М.С.* 1975. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 268.
- Марков М.С., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Долматов Б.К.* 1969. О сочленении восточной Камчатки и Алеутской островной дуги. — "Геотектоника", № 5.

- Моссаковский А.А. 1975. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 268.
- Муратов М.В. 1975. Происхождение материков и океанических впадин. М., "Наука".
- Павлов Ю.А., Строев П.А. 1975. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море по гравиметрическим данным. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. М., Изд-во МГУ.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — "Геотектоника", № 4.
- Пейве А.В. 1975. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — "Геотектоника", № 5.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1972. Проблема внутриконтинентальных геосинклинальных областей. — В кн.: Тектоника (Международный геологический конгресс. XXIV сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3). М., "Наука".
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Квиннер А.Л. и др. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс. — ДАН СССР, т. 196, № 3.
- Пушаровский Ю.М. 1963. Очерк строения и развития Алеутско-Аляскинской тектонической зоны. — В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М., Изд-во АН СССР. ("Труды ГИН АН СССР", вып. 89).
- Пушаровский Ю.М. 1971. Проблема происхождения Тихого океана в связи с тектоникой его обрамления. — В кн.: История Мирового океана. М., "Наука".
- Пушаровский Ю.М. 1972. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 234.
- Пушаровский Ю.М. 1976. Тектоника Северного Ледовитого океана. — "Геотектоника", № 2.
- Ритман А. 1964. Вулканы и их деятельность. М., "Мир".
- Сеславинский К.Б., Шмидт О.А. 1974. Командорские самоцветы. — "Природа", № 9.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. 1970. Масштаб 1 : 10 000 000. М., ГУГК.
- Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана. 1974. М., "Наука".
- Федотов С.А., Токарев П.И., Кузин А.М. и др. 1969. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований и ее связь с глубинным строением. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., "Наука".
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. 1972. Некоторые основные вопросы строения и тектонической истории северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. — "Вестн. МГУ. Сер. геол.", № 4.
- Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Руженцев С.В. 1974. Раннегеосинклинальная формация Сакмарской зоны Южного Урала. — "Литол. и полезн. ископ.", № 4.
- Хворова И.В., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. 1974. Гиадокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. — "Литол. и полезн. ископ.", № 3.
- Хотин М.Ю. 1976. Эффузивно-туфокремнистые формации Восточной Камчатки. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 281.
- Шапиро М.Н. 1976. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., "Наука".
- Шешукова-Порецкая В.С. 1967. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л., Изд-во ЛГУ.
- Шмидт О.А. 1974. Проблемы тектонического развития Командорских островов. — "Геотектоника", № 6.
- Шмидт О.А., Серова М.Я., Долматова Л.М. 1973. Стратиграфия и палеонтологическая характеристика вулканогенных толщ Командорских островов. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 4.
- Шор Дж. 1970. Островные дуги и континентальные окраины западной части Северной Америки. М., "Мир".
- Bandy O., Kolpack R. 1963. Foraminiferal and sedimentological trends in the Tertiary section of Teolote Tunnel, California. — "Micropaleontology", v. 9, N 2.
- Blow W.H. 1969. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. — Proc. I Internat. Conf. Planktonic Microfossils.
- Bolli H.M. 1957. Planktonic foraminifera from the Oligocene-miocene Cipero and Laguna formation of Trinidad, B.W.I. — "Bull. U.S. Nat. Museum", N 215.
- Burk C.A. 1965. Geology of the Alaska peninsula island arc and continental margin, (pt 1). N.Y.
- Byers F.M. 1959. Geology of Umnak and Bogoslof island, Aleutian islands Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-L.
- Carr W.J., Bath G., Gard L.M., Healey D.L. 1971. Earth-science studies of a nuclear test area in the Western Aleutian islands: an interim summary of results. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 82, N 3.
- Carr W.J., Quinlivan W.D., Gard L.M. 1970. Age and stratigraphic relations of Amchitka, Banjo Point, and Chitka Point formations, Amchitka island, Aleutian islands, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1324-A.
- Coats R.R. 1950. Volcanic activity in the Aleutian arc. — "Geol. Surv. Bull.", N 974-B.
- Coats R.R. 1956a. Geology of Northern Adak island, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-C.

- Coats R.R.* 1956b. Geology of Northern Canaga island Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-D.
- Coats R.R.* 1956c. Reconnaissance geology of Western Aleutian island, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-E.
- Coats R.R.* 1959a. Geologic reconnaissance of Gereloi island Aleutian islands, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-J.
- Coats R.R.* 1959b. Geologic reconnaissance of Semisopchnoi island, Western Aleutian islands, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-O.
- Coats R.R.* 1962. Magma type and crustal structure in the Aleutian Arc. — In: *The Crust of the Pacific Basin*. Amer. Geophys. Union Monogr., N 6.
- Coats R.R., Nelson W.H., Lewis R.Q., Powers H.A.* 1961. Geologic reconnaissance of Kiska island Aleutian islands, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-R.
- Cotton C.A.* 1969. The pedestals of oceanic volcanic islands. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 80, N 5.
- Crejtek B., Patton W., Muller T.P.* 1971. Cretaceous plutonic rocks of St. Lawrence island, Alaska — a preliminary report. — "U.S. Geol. Surv. Profess. Paper", N 750-D.
- Ewing M., Ludwig W.J., Ewing J.* 1965. Oceanic structural history of the Bering sea. — "J. Geophys. Res.", v. 70, N 18.
- Foster T.D.* 1962. Neat flow measurements in the Northeastern Pacific and Bering sea. — "J. Geophys. Res.", v. 67.
- Fraser G.D., Barnett H.F.* 1959. Geology of the Delarof and Westernmost Andreanof islands Aleutian islands, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-1.
- Fraser G.D., Snyder G.L.* 1959. Geology of Southern Adak island and Kagalaska island, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-M.
- Gates G.O., Gibson W.* 1956. Interpretation of the configuration of the Aleutian ridge. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 67, N 2.
- Gates G.O., Gric G.* 1963. Structure and tectonic history of Alaska. — In: *The Backbone of the America — tectonics history from pole to pole*. Sympos., Mem. N 2, Tulsa.
- Gates G.O., Powers H.A., Wilcox R.E.* 1971. Geology of the Near islands, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-U.
- Gibson W., Nichols H.* 1953. Configuration of the Aleutian ridge. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 64, N 10.
- Grow J.A., Atwater T.* 1970. Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 81.
- Hopkins D.M., Scholl D.M., Addicott W.O.* e.a. 1969. Cretaceous, Tertiary, and Early Pleistocene rocks from the continental margin in the Bering Sea. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 80.
- Huene R., Shor G.* 1969. The structure and tectonic history of the Eastern Aleutian trench. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 80.
- Kennedy G.C., Waldron H.H.* 1955. Geology of Pavlof volcano and vicinity Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-A.
- Kienle J.* 1971. Gravity and magnetic measurements over Bowers ridge and Shirshov ridge, Bering sea. — "J. Geophys. Res.", v. 76, N 29.
- Lathram H.E.* 1974. Aleutian arc. — In: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic belts*. Data orogenic studies. Edinburgh.
- Lathram H.E., Grantz A., Barnes D.E.* e.a. 1974. Alaska. — In: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic belts*. Data orogenic studies. Edinburgh.
- Lewis R.Q., Nelson W. H., Powers H.A.* 1960. Geology of Rat island Aleutian islands, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-Q.
- Ludwig W.J., Houtz R.E., Ewing M.* 1971. Sediment distribution in the Bering sea: Bowers ridge, Shirshov ridge, and Enclosed basins. — "J. Geophys. Res.", v. 76, N 26.
- Ludwig W.J., Murauchi S., Den N.* e.a. 1971. Structure of Bowers ridge, Bering sea. — "J. Geophys. Res.", v. 76, N 26.
- Mallory V.* 1959. Lower Tertiary biostratigraphy of the California Coasts Ranges. — "AAPG Bull.", sp. publ.
- Marlow M.S., Scholl D.W., Buffington E.C.* e.a. 1970. Buldir depression — a late Tertiary graben on the Aleutian ridge, Alaska. — "Marine Geol.", v. 8.
- Marlow M.S., Scholl D.W., Cooper A.K., Buffington E.C.* 1976. Structure and evolution of Bering sea shelf south of St. Lawrence island. — "AAPG Bull.", v. 60/2.
- Morozewicz J.* 1925. Komandory. Studium geologiczno-pszwrodczne. Warszawa.
- Nelson W.H.* 1959. Geology of Segula, Davidof Khvostof island, Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-K.
- Patton W.W., Crejtek B.* 1971. Preliminary geologic investigations of Western St. Lawrence island, Alaska. — "U.S. Geol. Surv. Profess. Paper", N 684-C.
- Patton W.W., Dutro J.T.* 1969. Preliminary report on the Paleozoic and Mesozoic Sedimentary sequence on St. Lawrence island, Alaska. — "U.S. Geol. Surv. Profess. Paper", N 650-D.
- Patton W.W., Lanphere M.A., Miller T.P., Scott R.A.* 1976. Age and tectonic significance of volcanic rocks on St. Matthew island, Bering sea, Alaska. — "J. Res. U.S. Geol. Surv.", v. 4, N 1.
- Powers H.A., Coats R.R., Nelson W.H.* 1960. Geology and submarine physiography of Amchitka island Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-P.
- Reed B.L., Lanphere M.A.* 1974. Chemical variations across the Alaska-Aleutian range Batholith. — "J. Res. U.S. Geol. Surv.", v. 2, N 3.
- Scholl D.W., Buffington E.C., Hopkins D.M.* 1968. Geologic history of the continental margin of North America in the Bering sea. — "Marine Geol.", v. 6.

- Scholl D.W., Creager J.S.* 1973. Geologic synthesis of leg 19 (DSDP) results, far North Pacific, and Aleutian ridge, and Bering sea. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 19. Washington.
- Scholl D.W., Greene H.G., Marlow M.S.* 1970. Eocene age of the Adak Paleozoic (?) rocks, Aleutian islands, Alaska. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 81.
- Scholl D.W., Hopkins D.M.* 1969. Newly discovered Cenozoic basins, Bering sea, Alaska. — "AAPG Bull.", v. 53, N 10.
- Scholl D.W., Marlow M.S.* 1970. Diapir-like structures in Southeastern Bering sea. — "AAPG Bull.", v. 54, N 9.
- Scholl D.W., Marlow M.S., Buffington E.C.* 1975. Summit basins of Aleutian ridge, North Pacific. — "AAPG Bull.", v. 59, N 5.
- Serova M.Ya.* 1967. The zonal scale of the Paleogene deposits. — In: From Tertiary correlation and climatic change in the Pacific. Tokyo.
- Sharp R.P.* 1946. Note on the geology of Agattu, an Aleutian island. — "J. Geol.", v. 54, N 3.
- Shor G.G.* 1964. Structure of the Bering sea and the Aleutian ridge. — "Marine Geol.", v. 1, N 3.
- Simons S., Mathewson D.E.* 1955. Geology of Great Sitkin island Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-B.
- Snyder G.L.* 1957. Ocean floor structures Northeastern Rat islands Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-G.
- Snyder G.L.* 1959. Geology of Little Sitkin island Alaska. — "Geol. Surv. Bull.", N 1028-H.
- Steineck P.L., Gebbison I.M.* 1971. Age and correlation on the Eocene Ulatisian and Narizian stages, California. — "Bull. Geol. Soc. America", v. 82.
- Stone B.B.* 1968. Geophysics in the Bering sea and surrounding areas: a review. — "Tectonophysics", v. 6, N 6.

Введение	3
Краткий очерк истории геологического изучения Командорских островов и Алеутской дуги	4
Основные стратиграфические сведения	8
Командорская серия	—
Никольская свита	18
Водопадская свита	29
Четвертичные образования	31
Дайки кластических пород	—
Стратиграфическая схема Алеутской гряды	32
О породах основания Алеутской гряды	33
Интрузивные и экструзивные породы Командорских островов	36
Некоторые морфоструктурные особенности Командорских островов, Алеутской дуги и Алеутского глубоководного желоба	39
Описание структур	44
Структуры Командорских островов	—
Структура Алеутской гряды	54
Тектоническое положение Алеутской гряды в системе структур Беринго-воморского региона	59
Шельфовая часть Берингова моря	—
Область современной геосинклинали	64
Региональные геофизические характеристики	70
История формирования Алеутской островной дуги	78
История вулканизма Алеутской дуги	—
Об эволюции магматизма	81
История тектонических движений	86
О возможном механизме формирования структуры Алеутской гряды	90
Заключение	93
Литература	95

CONTENTS

Introduction	3
A brief history of geological study of the Komandorsky island and Aleutian arc	4
Main stratigraphical data	8
Komandorsky series	—
Nikolsky suite	18
Vodopadsky suite	29
Quaternary formations	31
Dykes of clastic rocks	—
Stratigraphic scheme of the Aleutian ridge	32
On rocks of the Aleutian ridge basement	33
Intrusive and extrusive rocks of the Komandorsky islands	36
Some morphostructural features of the Komandorsky islands, Aleutian arc and Aleutian deep-sea trench	39
Description of the structures	44
Structures of the Komandorsky islands	—
Structure of the Aleutian arc	54
Tectonic position of the Aleutian ridge in the structural system of the Bering Sea region	59
The Bering Sea shelf part	—
Area of the recent geosyncline	64
Regional geophysical characteristics	70
The history of formation of the Aleutian islands arc	78
The history of volcanism of the Aleutian arc	—
On evolution of magmatism	81
The history of tectonic movements	86
On a possible mechanism of formation of the Aleutian ridge structure	90
Conclusions	93
References	95

Отто Александрович Ш м и д т

ТЕКТЕНИКА КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ И СТРУКТУРА АЛЕУТСКОЙ ГРЯДЫ

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор М. А. Б е з р. Редактор издательства А. В. К о п п
Художественный редактор А. Н. Ж д а н о в. Художник Ю. А. Н о з д р и н
Технический редактор Н. М. Б у р о в а

ИБ № 7082

Подписано к печати 8.02.78. Т — 00135. Усл.печ.л. 8,1 + вкл. 0,5. Уч.-изд.л. 9,3.
Формат 70 x 100 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 800 экз. Тип. зак. 942. Цена 1 р. 40 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 40 к.