

Г. Л. Кириллова, Ю. Д. Марков, И. В. Уткин

## ЭВОЛЮЦИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ ГАЙОТА ЛАМОНТ ПОДНЯТИЯ МАРКУС-УЭЙК (Тихий океан)

Анализируется состояние проблемы образования и эволюции гайотов западной части Тихого океана, вскрываются наметившиеся противоречия в объяснении их происхождения в рамках гипотезы тектоники литосферных плит.

На основании детального изучения рельефа гайота Ламонт системы поднятий Маркус-Уэйк исследована его структура. Анализ взаимоотношений отдельных элементов структуры позволил восстановить относительную последовательность вулканических, тектонических, седиментационных процессов.

### ВВЕДЕНИЕ

Гайоты привлекли к себе внимание исследователей после того, как Г. Хесс в 1946 г. детально проанализировал огромное количество трансокеанских промеров, выполненных во время второй мировой войны в Тихом океане. Единой точки зрения на образование гайотов до сих пор не существует. Согласно мнению большинства исследователей [13], эти структуры возникли под воздействием волновой абразии, разрушившей древние вулканы в предшествующие периоды поднятий, и благодаря этому характеризуют амплитуду их погружения. Некоторые исследователи не разделяют эту точку зрения и высказывают мнение, что, по крайней мере, некоторые плосковерхие гайоты представляют собой вулканические конусы, кальдеры которых заполнены лавой [30]. Существует и другой аспект этой проблемы. Сторонники первой точки зрения, начиная с Е. Гамильтона [15], видели главную причину погружения гайотов в движениях земной коры при сохранении постоянства объема океанической воды. По мнению же других исследователей [12, 26], образование гайотов связано с поднятием уровня моря, вызванного или простым увеличением объема воды, или излиянием огромного объема базальтовых лав на дно океана.

Стройная модель образования и эволюции гайотов предложена сторонниками гипотезы тектоники плит, однако по мере изучения гайотов и подводных гор эта модель все более усложняется [31], а в ряде мест и не подтверж-

дается. Так, Дж. Маммерикс [24] для исследования соотношения между возрастом коры и глубиной ее залегания в той части Тихого океана, которая подстилается мезозойской корой, выбрала три района, где уверенно картированы аномалии серии М: впадина между поднятием Шатского и Срединно-Тихоокеанскими подводными горами, Центрально-Тихоокеанская впадина и бассейн Науру. Для каждого района были построены уточненные батиметрические карты, на которые нанесены изохроны, основанные на магнитных аномалиях. Во всех районах аномалии глубин в сопоставлении с изохронами значительно превышают  $\pm 100$  м. Эти аномалии распространены настолько широко, что возникает сомнение, сохранились ли участки дна с достаточно «нормальной» мезозойской корой, на которых могла бы базироваться эмпирическая кривая соотношения глубина — возраст. Выявлены по меньшей мере четыре причины аномалий глубин: сводообразное изгибание коры вокруг вулканических построек (например, Гавайско-Императорский хребет и другие подводные вулканические горы и плато); поднятие, сопровождающее внутриплитный подводный вулканизм (бассейн Науру); поднятия, предшествующие вулканизму срединно-океанических хребтов, как активные в настоящее время, так и отмершие, с «несостоявшимся» вулканизмом; поднятие, соответствующее внешнему валу глубоководного желоба.

Подобный же вывод о несистематическом характере увеличения мощности океанской коры с возрастом сделан после детального пересмот-

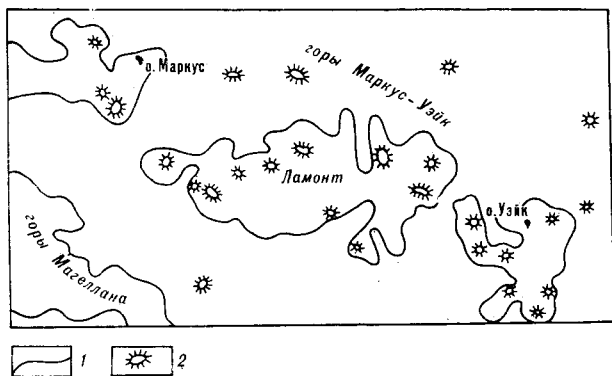


Рис. 1. Схема местоположения гайота Ламонт в системе гор Маркус-Уэйк. 1 — контуры отдельных поднятий, 2 — крупные гайоты.

ра профилей на юге Тихого океана [24].

Если проанализировать собранные А. П. Седовым [9] данные о возрасте девяти гайотов поднятия Маркус-Неккер, то можно увидеть, что значения возраста, полученные палеонтологическим методом, гораздо ниже (на 10—39 млн лет) подсчитанных по магнитным аномалиям.

Вместе с тем следует отметить, что в целом гайоты изучены довольно слабо. По данным Т. Sato на 1969 г. [26], из 100 известных гайотов западной части Тихого океана исследованы только 10.

Все сказанное не оставляет сомнения в необходимости вовлечения новых данных о строении гайотов для разработки концепций их происхождения и развития.

Исследование гайотов имеет и практическую ценность, так как с ними связаны проявления фосфатов [16], железомарганцевых корок с кобальтовой специализацией [22], приуроченных к средней части гайотов.

Изложенные ниже материалы о строении и эволюции гайота Ламонт (рис. 1) собраны во время 8-го рейса НИС «Академик Александр Виноградов» в 1986 г.

### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ИЗУЧЕННОСТЬ РЕГИОНА

Гайот Ламонт из группы гор Уэйк [16] расположен в пределах возвышенности Маркус-Уэйк, являющейся западной частью системы поднятий Маркус-Неккер, протягивающейся на 5,2 тыс. км в субширотном направлении от Гавайского хребта почти до стыка желобов Идзу-Бонинского и Волкано. Система поднятий Маркус-Неккер ограничивает с юга впадины Исакова, Бейлей и в целом Северо-Западную котловину, а с севера — впадину

Минамитори. Восточную часть системы Маркус-Неккер, отделенную от западной части глубокой (больше 5 км) седловиной, называют поднятием Уэйк-Неккер или Срединно-Тихоокеанскими горами (Мид-Пасифик).

Вал Маркус-Уэйк представляет собой невысокое (300—400 м) сводовое поднятие длиной около 2200, шириной 650 км, увенчанное крупными, обычно обособленными подводными горами с превышением над уровнем дна в 3500—4500 м. Здесь известно не менее 20 гор и гайотов. Две горы образуют поднятые коралловые атоллы. Это о. Маркус на западе, возвышающийся на 23 м над уровнем океана, и более низкий о. Уэйк на востоке.

Со времени открытия гайота Ламонт на нем проводили исследования многие советские и зарубежные экспедиции, которые вели здесь и эхолотную съемку. Наиболее детальными были исследования СахКНИИ ДВНЦ АН СССР на НИС «Пегас» в 1975—1976 гг. [10, 11] и ТОИ ДВНЦ АН СССР на НИС «Каллисто» в 1978—1979 гг. Что касается зарубежных работ, то особенно интересные результаты получены на американском судне «Томас Вашингтон» в мае—июне 1971 г. [16, 17]. Для наших исследований наиболее важное значение имеют данные по станции V23. Используя приведенные в работах [16, 17] данные, удалось определить местонахождение этой станции на приводимых в статье схемах рельефа. Из-за изменчивости скорости звука\* положение станции в нашей системе съемки несколько глубже, чем в американской (1215—1275 м), и составляет примерно 1260—1320 м.,

По данным И. К. Туезова и др. [11], поднятие Маркус-Неккер в районе наших исследований представляет собой группу из трех-четырех подводных гор, покоящихся на едином цоколе, между которыми расположены участки выровненного рельефа с отдельными небольшими горами и абиссальными холмами. От соседних котловин с глубинами 5500 м и более возвышенность отделена четкими уступами высотой 150—300 м. Цоколи массивов хорошо оконтуриваются изобатой 5250 м и обращены к котловинам крутыми 50—150-метровыми уступами. Выделяются три морфологические группы гайотов: с вершинами, лежащими в 1000—1400, 1600—2000 и 2900—3500 м от поверхности океана. Высота таких гайотов достигает соответственно 3750—4250,

\* Следует отметить, что при составлении приводимой здесь схемы рельефа дна условно предполагалось, что скорость звука в воде составляет 1500 м/с. Реальная же скорость звука иная, причем она, конечно, меняется во времени, поэтому разница в абсолютной глубине у разных исследователей может составлять 50—60 м.

3250—3650 и 2350—2750 м, диаметр их вершин — 14—42, 9—14 и менее 9 км. Размер эллипсоидных оснований гайотов не превышает 100 км.

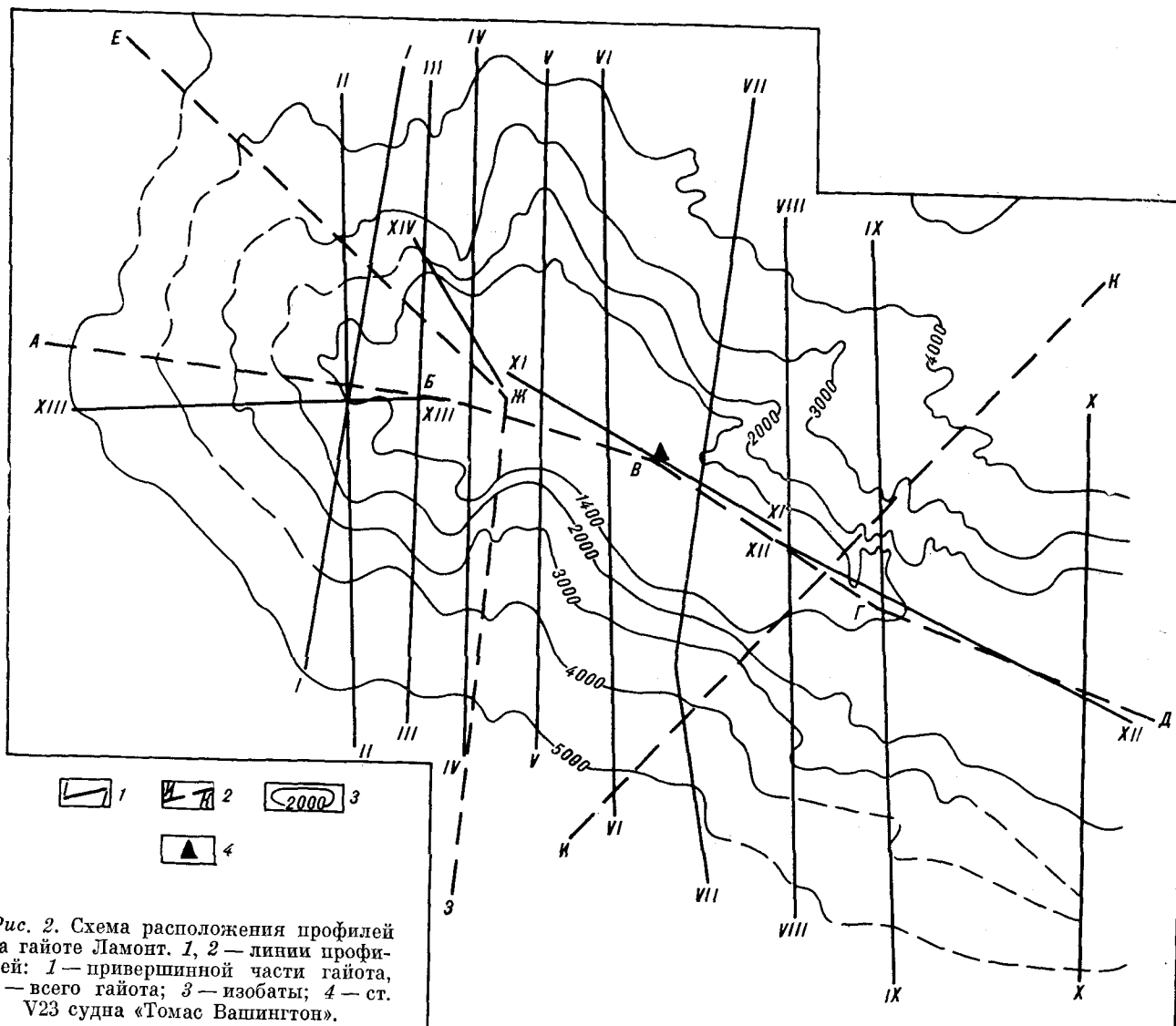
Гайот Ламонт относится к первой из выделенных групп. На выположенной поверхности вершин гайотов этой группы наблюдаются 10—20-метровые уступы, а также останцы, которые наряду с находками хорошо окатанной базальтовой гальки служат, по мнению И. К. Туезова и др. [11], прямыми признаками абразионного срезания вершин гайотов. У многих гайотов первой группы вершины наклонены в западном направлении под углами  $1^{\circ} 12' - 1^{\circ} 18'$  и менее. Крутизна склонов обычно не превышает  $8-15^{\circ}$ .

На склонах гайотов и цоколей на глубинах 2600, 3000, 4200, 4950 и 5200 м обнаружены от одной до шести террасовидных ступеней

шириной до 6—7 км. Ступени наклонены как по падению склона, так и в обратном направлении под углом  $1-5^{\circ}$ . Поверхности ступеней и собственно склонов гайотов имеют сложнопереосеченный рельеф с амплитудами 100—300 м. Это подтверждает предположение Е. Гамильтона [15] о происхождении большинства ступеней в результате подводных излияний лав по трещинам на склонах. Лишь для самой нижней ступени глубиной около 5200 м характерен аккумулятивный шлейф вокруг подводных гор.

### ГЕОМОРФОЛОГИЯ ГАЙОТА ЛАМОНТ

В строении гайота четко выделяются вершина, склоны и подножие (рис. 2—4). Вершина гайота представляет собой платообраз-



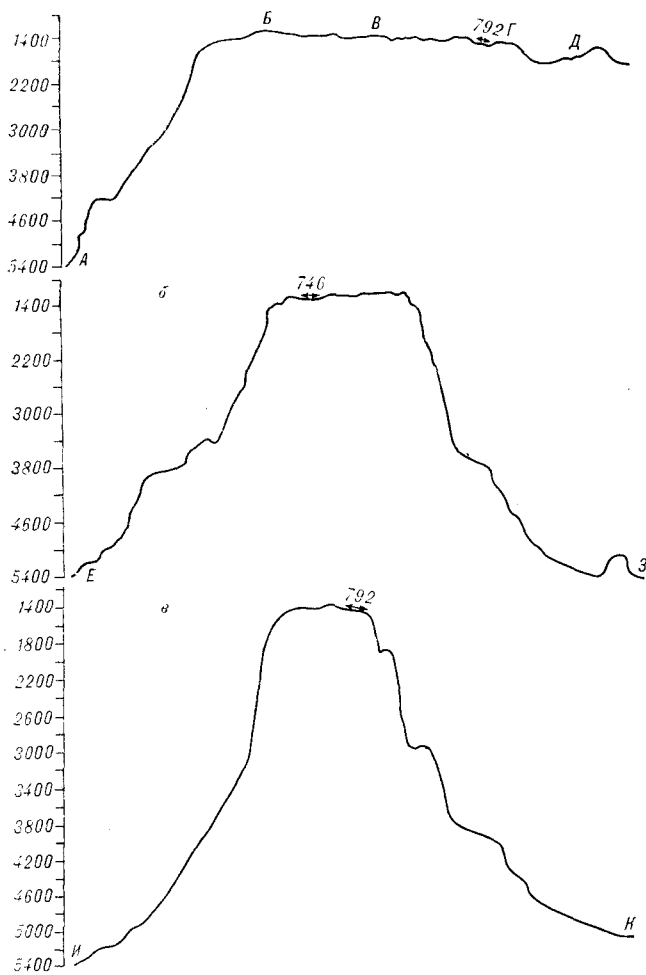


Рис. 3. Профили гайота Ламонт (местоположение см. на рис. 2).

ную всхолмленную поверхность, вытянутую в направлении с северо-запада на юго-восток более чем на 60 миль; ширина ее 8—12 миль. Бровка расположена примерно на изобате 1350—1500 м на западе и довольно резко понижается до изобаты на 1800 м на востоке (см. рис. 3).

Морфологически поверхность делится на три части, различающиеся конфигурацией бровки. Западный сегмент отчленен субмеридиональными долинами и как бы сдвинут на юг относительно оси гайота. Восточный сегмент пространственно более тесно связан с центром, но отделяется уступом и понижением бровки.

В строении поверхности плато, кроме сегментов, выделяются более мелкие формы рельефа. Это изометричные холмы в поперечнике не более мили, отличающиеся друг от друга формой, высотой и взаимным расположением — кольцевым, линейным или одиночным. Группировка холмов в виде колец цели-

ком определяет облик западного сегмента, где можно предположить существование сложной структуры в виде одного кратера или нескольких, наложенных один на другой (возможны различные варианты интерпретации); небольшая кратероподобная структура отмечена также в центральной части вершины. Линейная ориентировка представлена в виде цепочки холмов, протягивающейся без особых смещений через все сегменты, но особенно хорошо выраженной в центре и на востоке. Одиночные формы встречаются по краю плато в центральной и западной частях. По форме холмы бывают в виде куполов или остроконечных конусов. К последним относится вершина внутри предполагаемого западного кратера и все вершины восточного сегмента. По высоте выделяются два типа: для куполов характерна высота 50—100 м, для конусов — 100—400 м.

Склоны гайота довольно однообразны по сравнению с вершиной. Характер склонов примерно одинаков, они имеют крутую привершинную часть (наклон более  $20^\circ$ ), среднюю часть (начиная примерно с изобаты 3000 м) с наклоном  $10\text{--}20^\circ$  и нижнюю часть (изобаты 4000—5400 м) с наклоном в среднем менее  $10^\circ$  (см. рис. 3). Склоны изрезаны прямолинейными V-образными долинами с врезом глубиной от 400 м и наклоном днища, который меняется от  $20^\circ$  в верховьях долин, до  $5\text{--}7^\circ$  в их средней и нижней частях. Борта долин вблизи бровки вершины — наиболее крутые участки склона, при этом самый крутой из них — борт южной долины, отделяющий западный и центральный секторы плато; здесь угол наклона более  $40^\circ$ . На склонах встречаются редкие изометричные купола с относительной высотой около 200 м.

Подножие представляет собой субгоризонтальную или слабонаклонную поверхность с углами наклона менее  $5^\circ$ , расположенную в целом ниже изобат 5200—5400 м. Возможно, на северо-востоке полигона подножие начинается с изобаты 4000 м. В юго-западной части полигона у подножия имеется довольно крупный холм, вытянутый в субширотном направлении, с минимальной отметкой около 5000 м, относительной высотой около 400 м и длиной около 8 миль. По форме он напоминает обычные абиссальные холмы окружающей котловины.

#### СУБГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ УРОВНИ, ТЕРРАСЫ, СТУПЕНИ

Как в вершинной части, так и на склонах и у подножия гайота отмечен целый ряд субгоризонтальных (с наклоном менее  $1,5\text{--}$

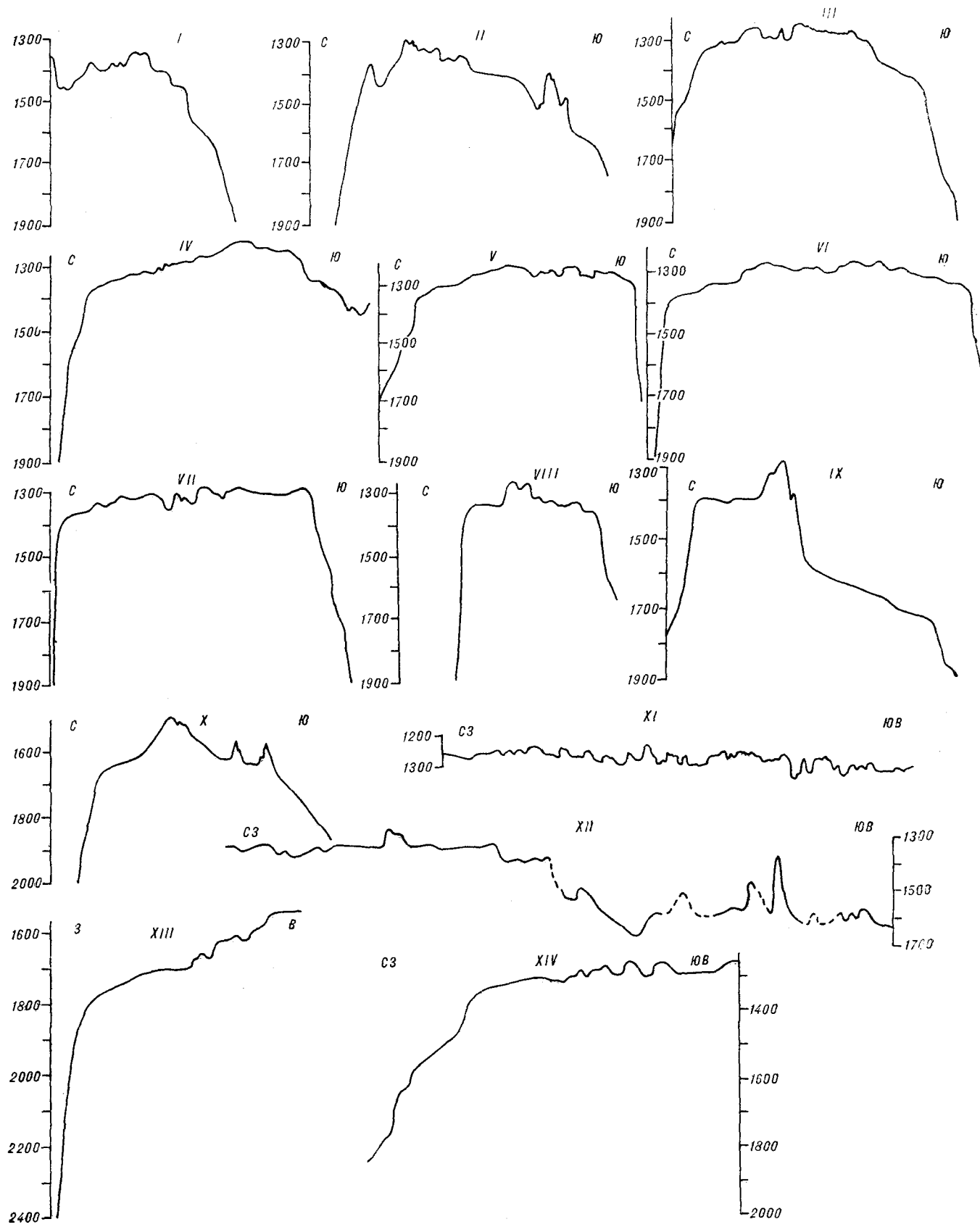


Рис. 4. Профили привершинной части гайота Ламонт.

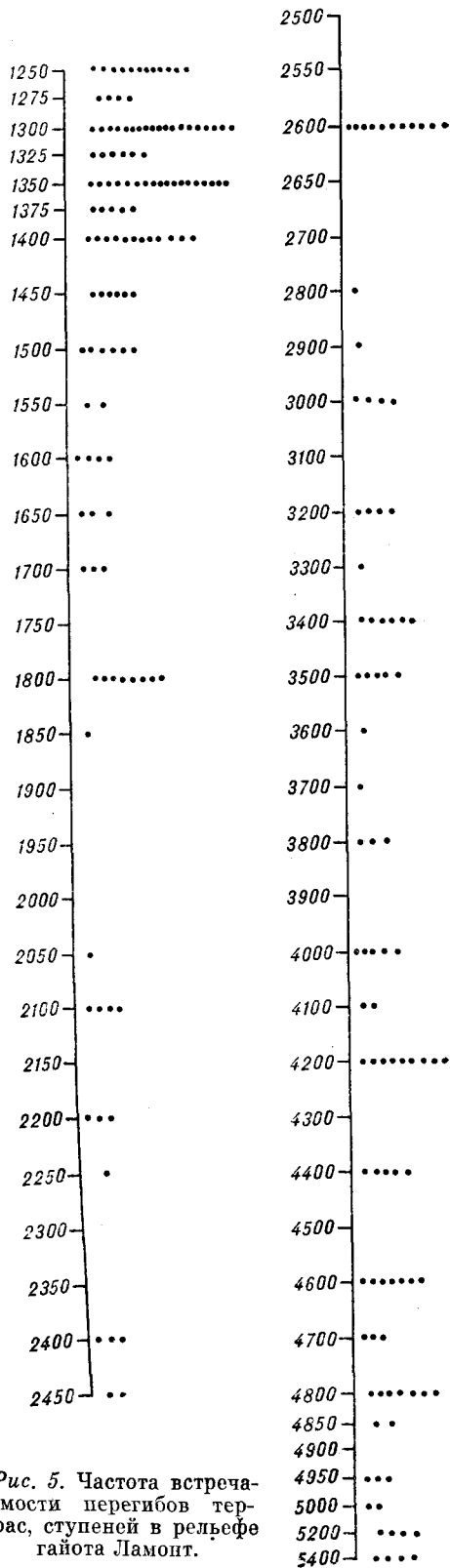


Рис. 5. Частота встречаемости перегибов террас, ступеней в рельефе гайота Ламонт.

2°) поверхностей, расположенных на одном и том же уровне. На рисунках они слабо заметны из-за разреженности изобат. На профилях (см. рис. 4), особенно в более крупном масштабе, они прослеживаются достаточно отчетливо, особенно при статистической обработке последних (рис. 5). Близравновысотные уровни выделяются не только по субгоризонтальным площадкам, но и по приуроченности вершин холмов (в том числе разной генетической принадлежности) к одной изобате.

В привершинной части гайота наблюдаются уровни на 1250, 1275, 1300, 1325, 1350, 1375, 1400, 1500, 1600, 1700 и 1800 м (см. рис. 4, 5; рис. 6). Первый из них — это уровень стенок западного кратера и плоской поверхности на склоне внутрикратерного холма, второй — уровень вершин куполов центрального сегмента. Уровень 1300 м — это площадка вокруг западного кратера и отдельных куполов центра плато. Уровни 1325, 1350 и 1375 м образуют широкие (более мили) террасы в центральной части вершины, в основном по южной ее стороне. Уровни 1400 и 1450 м отмечены в основном вдоль западной бровки. Наиболее глубокие уровни (1500—1800 м) широко представлены на востоке полигона, хотя их реликты отмечены и на остальных участках (например, на северном мысу).

Уровни склона и подножия горы выражены в разных частях гайота по-разному. В средней части склона они отмечаются чаще на изобатах 2100, 2200, 2600 и 3000 м. Обычно это небольшой уступ или уступ с небольшой террасой, или же перегиб в рельефе и осложняющий его холм, или, наконец, просто изменение угла наклона склона (см. рис. 3).

Ниже уровни отмечаются на изобатах 3200, 3400, 3500, 3800, 4000, 4200, 4800, 5200 и 5400 м. Первые два уровня прослежены только на северо-восточном склоне в виде небольших перегибов. Уровень 3600 м наиболее четко выражен также на северо-восточном склоне в виде прямолинейного уступа. Он же отмечен как уступ на северо-западном склоне и как перегиб на южном склоне. Уровень 3800 м выражен в виде уступа на северо-западном склоне. Уровень 4200 м ( $\pm 100$  м) прослеживается с той или иной четкостью почти по всему периметру, за исключением юго-восточной части, образуя наиболее широкие площадки и террасы в северной и северо-восточной частях (см. рис. 3, 5, 6). В юго-западной части он же представлен прямолинейной террасой. Уровень 4800 м ( $\pm 100$  м) фиксируется также довольно отчетливо на большей части гайота. На северо-востоке — это плоская равнина, в остальных частях слабонаклонная терраса. Уровень 5200 м отмечается на абиссальном холме в юго-западной части полигона, а также

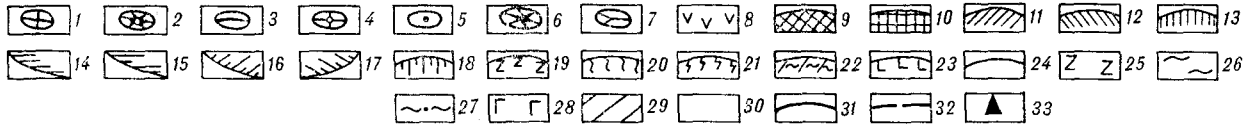
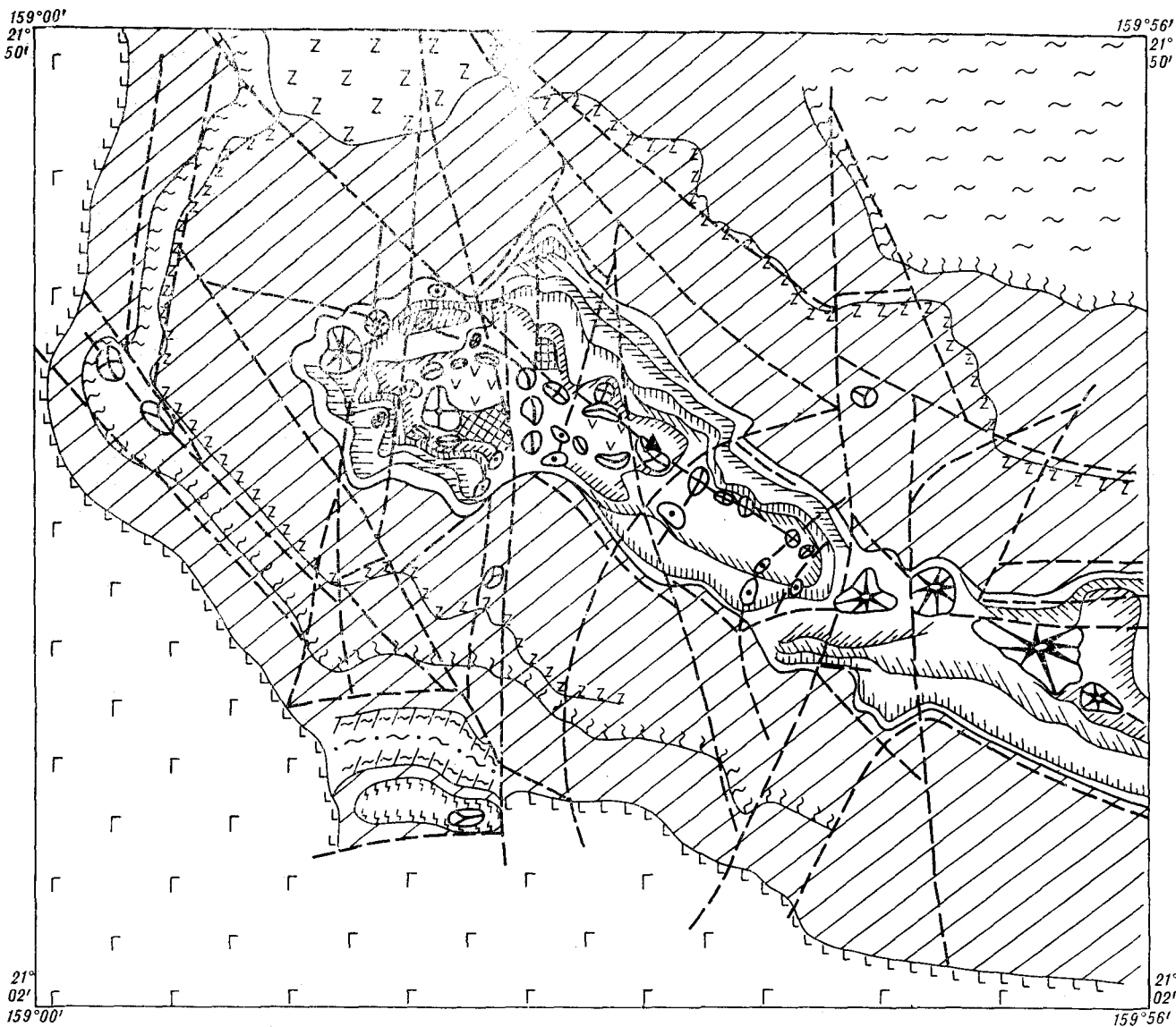


Рис. 6. Морфоструктурная схема гайота Ламонт.

1-7 — вулканические купола и конусы: 1, 2 — с линейным расположением (1 — на изобатах 1275—1300 м, 2 — на изобатах 1350—1500 м), 3 — с кольцевым расположением на изобатах 1250—1275 м, 4 — одиночные, внутри кольцевой структуры (на уровне 1175 м), 5-7 — одиночные на изобатах: 5 — 1275—1300, 6 — 1350—1500, 7 — более 2000 м; 8 — внутрикальдерные понижения на уровне 1275 м; 9-18 — абразионные уровни на изобатах: 9 — 1250 м, 10 — 1275, 11 — 1300, 12 — 1325, 13 — 1350, 14 — 1400, 15 — 1450, 16 — 1600, 17 — 1700, 18 — 1800 м; 19-24 — тектонические уступы и ступени на изобатах: 19 — 4200 м, 20 — 4800, 21 — 5200, 22 — 5400, 23 — 5500 м, 24 — прочих; 25-28 — аккумулятивные площадки на изобатах: 25 — 4200 м, 26 — 4800, 27 — 5200, 28 — 5500 м; 29, 30 — склоны с углами наклона: 29 — более 10°, 30 — менее 10°; 31 — бровка вершинной части гайота; 32 — предполагаемые разломы; 33 — ст. V23 судна «Т. Вашингтон».

в некоторых других частях склона. Уровень 5400 м связан с перемычкой между абиссальным холмом в юго-западной части полигона и гайотом Ламонт. Наконец, уровень 5460—5500 м представляет собой дно окружающей котловины.

**ФОТОИЗОБРАЖЕНИЕ  
ОТДЕЛЬНЫХ ДЕТАЛЕЙ РЕЛЬЕФА**

Подводное фотографирование выполнено подводной фотоустановкой ПФ-77, предназначенной для многократного фотографирования поверхности морского дна на глубинах, не пре-

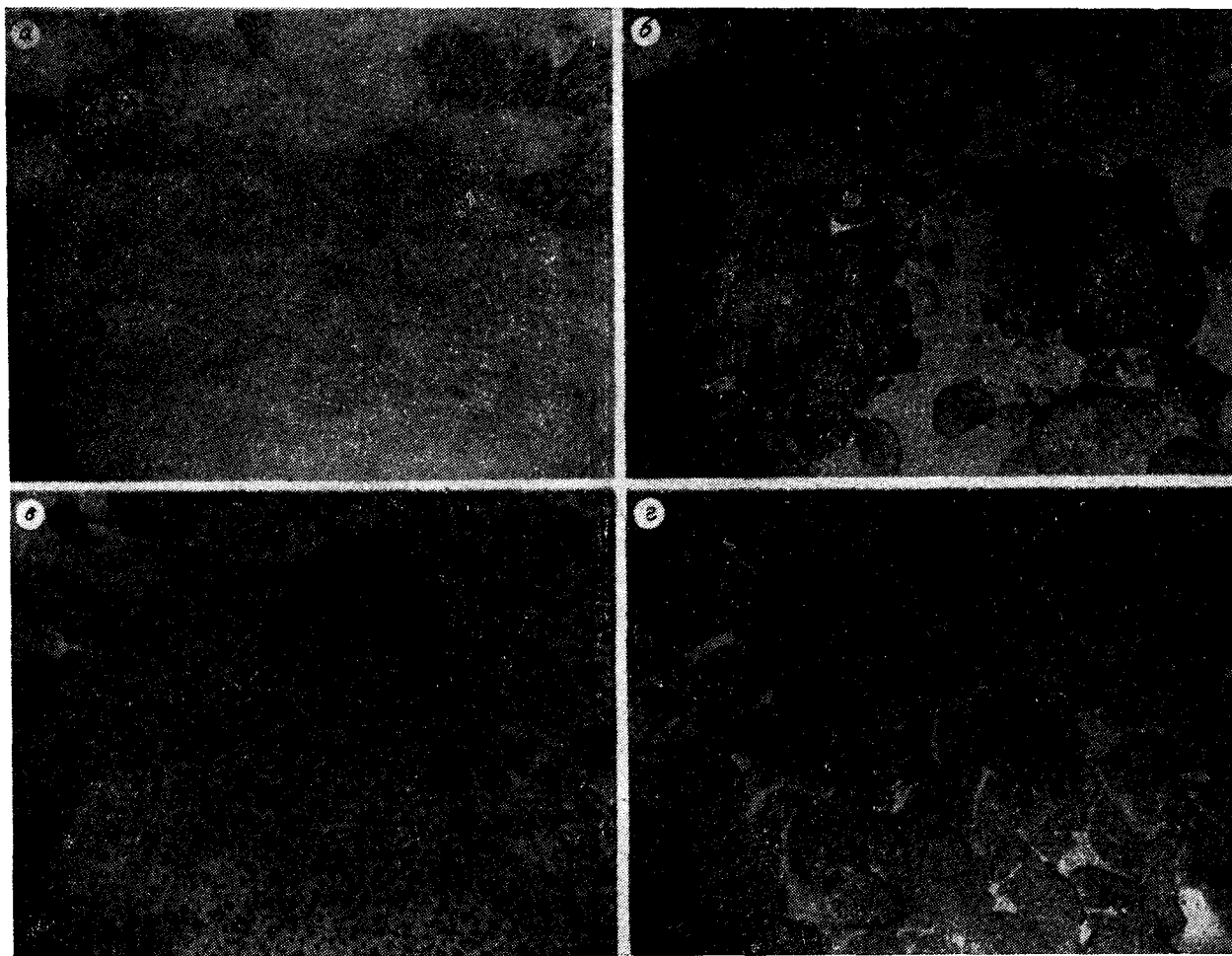


Рис. 7. Северо-западная часть поверхности гайота Ламонт (ст. 746, гл. 1260—1280 м).

а — белый фораминиферовый песок с ходами илоедов, б — глыбовая осыпь, в — фораминиферовый песок с железомарганцевыми конкрециями, г — глыбовые развалы.

вышающих 5500 м. Снимаемая площадь приблизительно равна 6 м<sup>2</sup>. На гайоте Ламонт выполнено пять результативных станций: 746, 771, 778, 785, 792. Четыре из них приходится на уплощенную часть гайота, одна — на верхнюю часть его западного склона.

На северо-западе на слабосхолмленной поверхности гайота (ст. 746) на отметках 1260—1280 м на ровных участках распространены фораминиферовые белые пески со следами ходов илоедов (рис. 7, а), иногда здесь встречаются выходы коренных пород, слегка присыпанные песком. Западнее в 100—150 м, в промоине (гл. 1300 м), возможно, на склоне холма, развита глыбовая осыпь (см. рис. 7, б). Глыбы в ней остроугольные, размером от 20 до 50 см, преобладают 25—30 см, покрыты, по-видимому, железомарганцевой коркой. В промежутках между глыбами фораминиферовый песок со следами илоедов. По ходу дрейфа на запад на слегка всхолмленном

участке (вероятно, на пологом склоне холма) на глубине 1290 м на поверхности фораминиферо-вого песка распространены железомарганцевые конкреции и отдельные округлой формы глыбы 20—80 см (см. рис. 7, в). Железомарганцевые конкреции округлой и неправильной формы, размером 1—3 см занимают 50—60% площади снимка. На вершине холма (отм. 1260 м) видны глыбовые развалы (см. рис. 7, г), размер глыб 30—50 см. Промежутки между глыбами заполнены фораминиферовым песком.

На юге гайота на террасовидной поверхности вблизи перегиба его к склону (гл. 1300—1320 м) в начале ст. 771 на отм. 1320 м — коренной выход базальтов, покрытых железомарганцевой коркой и в углублениях заполненных фораминиферовым песком (рис. 8, а). Нередко в углублениях между скальными породами на песке лежат железомарганцевые конкреции.



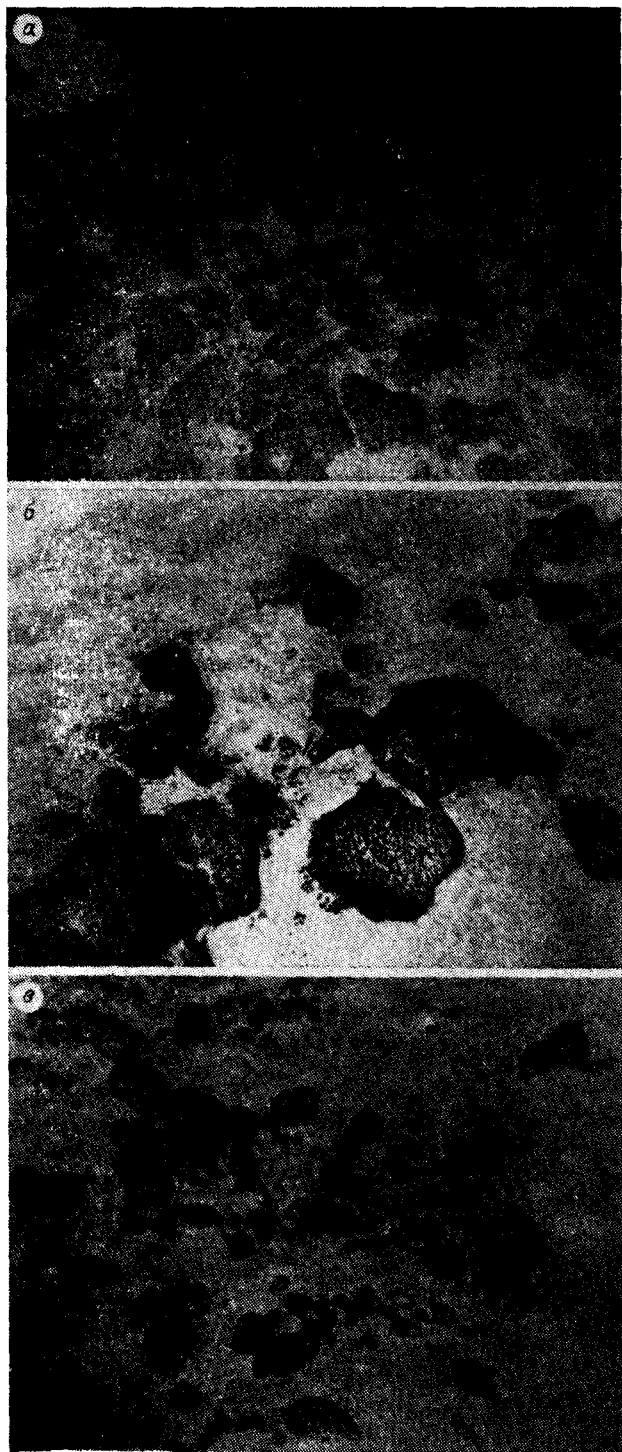


Рис. 8. Террасовидная поверхность в южной части гайота Ламонт (ст. 771, гл. 1300—1320 м).

*a* — коренной выход базальтов, покрытых железомарганцевой коркой, в промежутках — песок и конкреции; *b, в* — фораминиферовый песок и окатанные обломки базальтов.

Далее через 100—150 м коренные выходы пород сменяются полем железомарганцевых конкреций, которые покрывают сплошным

чехлом террасовидную поверхность и плотно прилегают друг к другу. Здесь же встречаются и отдельные глыбы в виде валунов. Конкреции неправильной и округлой формы, размером 2—3 см занимают 70—80% поля фотографии, в промежутках — фораминиферовый песок. Еще дальше, через 150 м, на террасовидной поверхности — выход коренных пород и отдельные глыбы округлой формы (см. рис. 8, б). Они занимают 50% площади фотографии, остальная часть — песок. Далее опять наблюдается поле железомарганцевых конкреций, фотоизображение аналогично рис. 8, б.

За полем конкреций (через 150 м) на террасовидной поверхности на глубине 1300 м — глыбовые развалы и отдельные глыбы, сильно выступающие над полем песка (см. рис. 8, в). Все глыбы округлой формы, покрыты железомарганцевыми корками, с неровной ячеистой поверхностью. Они нередко значительно (до 1—1,5 м) удалены друг от друга. Размер отдельных глыб 0,3—0,5, реже 1,0—1,5 м. Песок, залегающий между глыбами, имеет слабо выраженные следы ряби.

Станция 785 расположена в восточной части плоской поверхности гайота Ламонт на террасовидной поверхности вблизи перегиба к склону на глубинах 1300—1340 м. Это участок с наиболее активным гидродинамическим режимом. На протяжении около 2 км наблюдается чередование плоских участков, покрытых песком, почти лишенным конкреций, с участками, сильно обогащенными конкрециями, выходами коренных пород и глыбовых развалов.

Станция 792 расположена на глубине 1300—1340 м несколько северо-восточнее ст. 785 и тоже приурочена к выравненной поверхности гайота, где преобладают фораминиферовые пески. На расстоянии около 2 км только в двух местах встречены выходы коренных пород. На этом участке придонные течения, видимо, очень незначительны, так как знаки ряби почти не видны, поверхность песка испещрена следами и холмиками илюэдов и приобретает «оспенный» характер за счет ямочек и холмиков. Железомарганцевые конкреции распределены неравномерно, иногда их очень много. Там, где обнажаются скальные породы, они покрыты железомарганцевыми корками. Поверхность корок неровная, бугристая, ямки на корках выполнены белым фораминиферовым песком.

Станция 778 расположена в верхней западной части склона гайота. Фоторазрез выполнен в интервале глубин 1600—2610 м (вниз по склону). В начале станции на ровной поверхности гайота на глубине 1600 м залегают фораминиферовые пески с неровной бугристой поверхностью (за счет ходов, норок, холмиков

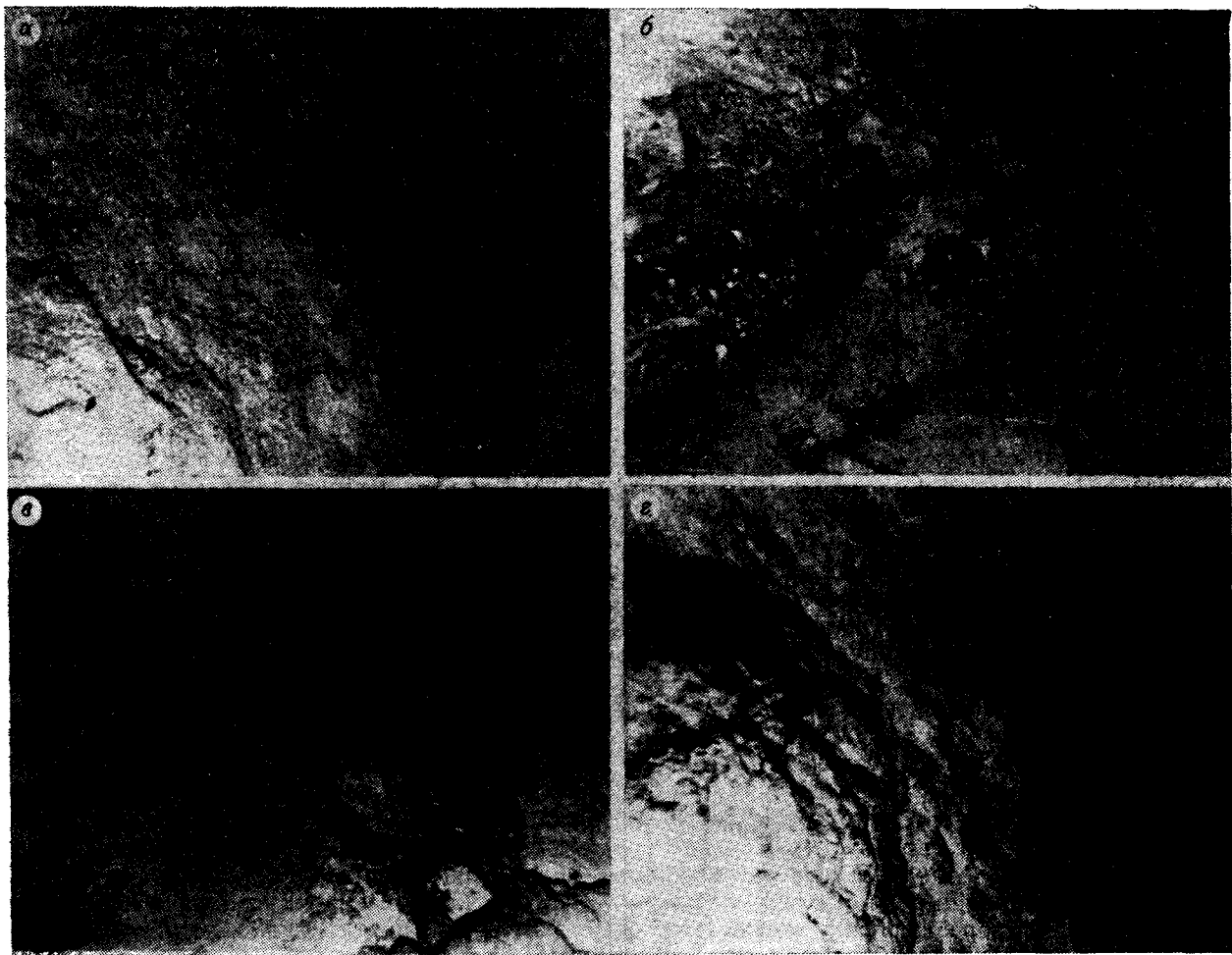


Рис. 9. Верхняя часть западного склона гайота Ламонт (ст. 778, гл. 2100—2380 м).

а — коренные выходы базальтов; б — базальты, рассланцованные в зоне разлома; в — базальты, засыпанные фораминиферным песком; г — базальты с подушечной отдельностью.

илоедов) и слабо выраженными знаками ряби. Ниже (гл. 1650—1700 м) крутизна склона увеличивается и на его поверхности обнажаются коренные породы. Они массивные с глыбовой отдельностью (рис. 9, а). Между обнажениями (на менее крутых частях склона) залегает песок, он же встречается в «карманах» среди глыб. Еще глубже (отм. 1910 м) в коренном обнажении видна линейная текстура, похожая на сланцеватость (см. рис. 9, б), обусловленная, видимо, разломом. Песок залегает на выровненных поверхностях и в углублениях обнажения. На глубине 2020—2100 м склон выполаживается и здесь встречена незакрепленная осыпь, представленная скоплением песка, железомарганцевых конкреций и отдельных глыб. Еще ниже (отм. 2120—2240 м) на крутом склоне — коренные выходы базальтов с глыбовой отдельностью. На глубинах 2290—2380 м склон опять выполаживается и здесь встречаются чередование

выходов коренных пород и скопление песка с отдельными глыбами (см. рис. 9, в): Ниже (отм. 2480—2560 м) склон становится круче и на его поверхности обнажается лавовый поток с подушечной отдельностью базальтов (см. рис. 9, г), на глубине 2580 м базальты разбиты трещинами, еще глубже (отм. 2600 м) склон опять выполаживается и лавовый поток частично присыпан песком. В конце станции (отм. 2610 м) крутизна склона снова возрастает, на его поверхности обнажаются базальты, здесь же развита осыпь песчаного материала.

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ ОТДЕЛЬНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

В океанах формы рельефа, созданные вулканическими и тектоническими процессами, сохраняются довольно долго, претерпевая лишь

сравнительно небольшие морфологические изменения под влиянием осадконакопления. Поскольку средняя мощность осадочного чехла в океанах составляет 400—500 м, под толщей осадков могут, по-видимому, исчезнуть лишь малые и средние формы рельефа амплитудой не более полукилометра. Таким образом, анализ рельефа, созданного некогда вулканотектоническими процессами, позволяет восстановить последовательность образования отдельных его элементов.

Простираение гайотов определено направлением разлома, вдоль которого происходили неоднократные вулканические излияния, образовавшие морфоструктуру гайота. Этот разлом подчинен крупному линеamentу юго-восточного простираения, с которым связана система гор Маркус-Неккер, пересекаемая субмеридиональными разломами. Блоковое строение гайота связано, по-видимому, с неоднократным возобновлением тектонической активности последних. Образование же платообразной вершины связывается с длительной абразией после прекращения вулканической деятельности.

Движения по субмеридиональным разломам, возможно, привели к сдвигу западного сегмента на юг относительно центрального. Центральный блок, по-видимому, приподнят относительно западного, но в уровне платообразной поверхности это не выражается, что может свидетельствовать об относительном возрасте этого поднятия — до абразии гайота. Смещение уровня бровки вниз в восточной части горы (на довольно коротком расстоянии) свидетельствует об опускании восточного блока относительно центрального, причем это опускание (полностью или частично) произошло после периода абразии.

Мелкие выступающие формы рельефа на вершине горы — купола, конусы, кратеры — очевидно, являются вулканическими. Они наложены на абразионную поверхность плато и, следовательно, моложе ее. На простираение вулканических куполов не сказывается сдвиг западного блока гайота и поднятие центрального: все вершины куполов цепочки в пределах западной и центральной частей вершины на одной высоте (последующей денудацией, выраженной в образовании террас и ступеней, они также затронуты одинаково). Что касается восточного блока, то здесь купола и коническая вершина, вероятно, даже опущены вместе с этим блоком (относительное опускание продолжалось и после образования цепочки куполов). Расположение кратеров, как нам кажется, свидетельствует о том, что они как бы наложены на линейную цепочку куполов и, таким образом, моложе последних. Образование их связано, вероятно, как с возобнов-

лением вулканизма по разлому юго-восточного простираения, образовавшего линейную цепочку, так и с новой активизацией субмеридиональных разломов.

После образования цепочки вулканических куполов, а затем кратеров прекратилось или уменьшилось влияние разломов юго-восточного направления, но продолжались небольшие подвижки по субмеридиональным разломам. Эти подвижки привели к смещению восточной стенки западного кратера на север, а также сдвигу отдельных участков линейной системы куполов. На отдельных мелких разломах возникли одиночные купола (например, в центральном блоке).

Для дальнейшего изложения истории образования форм рельефа на вершине гайота необходимо рассмотреть происхождение субгоризонтальных террас на его вершине. Все близвысотные геоморфологические уровни (от 1250 до 1800 м) встречаются, хотя и с разной выраженностью, по всему периметру горы и во всех ее сегментах, т. е. они не затронуты движениями блоков. Образование уровней произошло, по-видимому, за счет абразии на фоне эвстатических колебаний уровня океана и при опускании гайота. Наложение уровней на указанные выше вулканические формы свидетельствует о более древнем возрасте последних, и, следовательно, речь идет об абразии более молодой, чем та, с которой связано образование вершины гайота.

Особняком стоит вулканический конус с минимальной для полигона отметкой 1175 м. Вершина его не сглажена и не соответствует какому-либо уровню. Видно (см. рис. 6), что уплощенные холмы с отметкой 1250 м окружают его со всех сторон, образуя кратероподобную структуру; конус как бы воздвигнут на стенках этой структуры. Поэтому конус должен быть моложе кратера. На склоне кратера расположена терраса на изобате 1250 м. Она, в свою очередь, должна быть моложе конуса. Два расположенных южнее холма пространственно связаны с этой террасой и занимают, с одной стороны, террасу 1300 м, а с другой — бровку плато, формируя самый крутой участок на гайоте. Возможно, они синхронны образованию центрального конуса и являются побочными конусами. В этом случае история образования кратерной структуры представляется в следующей последовательности: кратер — террасы (за исключением уровня 1250 м) — центральный конус (с побочными конусами) — терраса на уровне 1250 м.

Примерно одинаковыми по возрасту с центральным конусом должны быть также вулканические купола на западной бровке плато; они размещаются (с выраженными в рельефе

следами лавовых излияний) на уровнях 1350, 1400 и 1450 м.

Вулканические излияния, таким образом, чередовались, по-видимому, с образованием террас вплоть до наиболее поздних этапов их формирования; вероятно, с этим связано отсутствие на гайоте Ламонт следов коралловых построек.

Дальнейшее опускание гайота до современного положения происходило не по блокам, а в целом, в виде единого массива и без вулканической деятельности. Геологические данные и подводное фотографирование свидетельствуют о происходивших на этом этапе (и происходящих сейчас) процессах эрозии вулканических построек, аккумуляции и перемещения обломочных и биогенных осадков на широких участках террас и в отдельных «карманах» на склонах, однако интенсивность их невелика, о чем свидетельствует хорошая сохранность абразионных уровней.

Помимо абразионного рельефа вышеуказанных уровней, вулканического рельефа, выделяются также тектонические формы рельефа. Прежде всего, это террасовидные уступы линейных простираний. Например, уровень 3600 м на северо-восточном склоне гайота, по-видимому, соответствует предполагаемому субмеридиональному разлому; перегибы в рельефе на 3200 и 3400 м также связаны с этим разломом. Другой пример — прямолинейная терраса юго-западного склона на уровне 4200 м. Возможно, что некоторые уступы связаны с кольцевыми разломами (например, уступы северо-западного склона на 3600 и 3800 м). Перегибы, фиксируемые на единичных профилях, скорее всего, связаны с наплывами лавовых потоков.

По подводному фотографированию и геологическим данным участок склона от бровки до глубин около 3500—4000 м можно считать эрозионной частью склона, ниже этих глубин — аккумулятивной; но процессы эрозии и аккумуляции, как и на вершине, не достигают большой интенсивности и активной рельефообразующей роли не играют.

Происхождение уровней подножия (4200 м и глубже) первоначально связано, вероятно, с наиболее ранними этапами вулканической и тектонической деятельности, часто общими для всего хр. Маркус-Неккер (что отмечается, в частности, для уровня 5200 м, а возможно, относится и ко всем остальным). Эти уровни в большей мере охвачены процессами аккумуляции, чем вышележащий склон и вершина. Местами можно предполагать образование довольно значительных аккумулятивных шлейфов. Такова, в частности, северо-восточная часть гайота.

Образование холмов на склоне и у подножия

связано, как и на вершине, с вулканическими процессами. Происхождение подводных долин на склоне обусловлено тектоническими (разломными) движениями. Подножия многих долин (в частности, на северо-востоке) перекрыты аккумулятивными шлейфами.

Сопоставление между собой расположений уступов на склонах горы подводных долин, отдельных форм рельефа плато, прямолинейных участков изобат позволило проследить отдельные тектонические элементы.

## ВЫВОДЫ

Для становления рельефа изученного гайота характерна полигенность. Основным рельефообразующим фактором является вулканический, ответственный за формирование основного тела гайота со склонами и мелких вулканических форм на вершине и склонах (кратеров, конусов, куполов, лавовых потоков). Тектонический фактор проявлен в формировании сети разломов и в конечном итоге определяет местоположение гайота, его погружение, мозаичность строения, формирование подводных долин и тектонических уступов на склонах, расположение мелких вулканических форм рельефа. Процессы абразии (на фоне тектонического погружения, эвстатических колебаний уровня моря и вулканизма) образовали плато на вершине горы и отдельные террасы и ступени на нем. Деятельность процессов аккумуляции выражается в образовании небольших аккумулятивных шлейфов у подножия и вместе с эрозией в формировании микроландшафта на вершине и склонах.

Последовательность образования рельефа гайота Ламонт представляется в следующем виде.

1. Становление массива гайота в процессе неоднократных вулканических излияний произошло на участке сочленения линеамента Маркус-Неккер с субмеридиональными разломами. Основной этап субаэрального вулканизма, создавший вулканическое поднятие Маркус-Неккер, в целом относится к раннему мелу [7, 15, 16, 23]. Однако в западной части поднятия (система Маркус-Уэйк), где развиты более дифференцированные серии вулканитов, предполагается и более позднее завершение этого этапа — лишь в позднем мелу [3]. По представлениям Г. Менарда [4] и более поздним материалам глубоководного бурения [28, 31], вулканизм среднемелового возраста проявился в центральной и западной частях Тихого океана на площади около  $10^7$  км<sup>2</sup>, сформировав так называемое поднятие Дарвина [4]. Установлено также, что аптский возраст имеют вулканиты поднятий Онтонг-Джава, Манихики, Хесса [14, 27, 29], платобазальты во впадинах

Науру [19], Марианской [20] и, возможно, Центральной. Такой мощный вулканизм вызвал эвстатический подъем уровня большей части океана. На некоторых гайотах системы Маркус-Неккер и других гайотах Тихого океана после этого этапа вулканизма формируются коралловые рифы «нижнего яруса» [5, 23], широкие карбонатные банки, атоллы [2, 6]. Древнейшие осадки, обнаруженные в керне скв. 463 в Срединно-Тихоокеанских горах, имеют барремский возраст (около 118 млн лет), этим же возрастом датируются известняки «нижнего рифа» гайота Дайити-Касима [5].

2. Прекращение вулканической деятельности, денудация, образование (путем абразии) вершинного плато; вероятно, начал формироваться аккумулятивный шлейф у подножия.

3. Активизация субмеридиональных разломов: сдвиг западного блока к югу, поднятие центрального и опускание восточного блоков; начало погружения гайота в целом и связанное с этим формирование сетки мелких разломов. Возможно, по времени эти события связаны с формированием «верхнего» этажа рифов на японских гайотах в альбе [5], а в восточных районах этот процесс растянулся до сеномана [6, 8].

4. Новый этап вулканической деятельности на фоне общего опускания и активности субмеридиональных разломов состоит из следующей последовательности кратковременных (в геологическом смысле) событий: а) активизация разлома юго-восточного направления; появление цепочки вулканических куполов; б) продолжение относительного опускания восточного блока; в) образование кратеров; г) разломные смещения стенок западного кратера; такие же смещения форм рельефа вулканической цепочки и образование отдельных куполов к югу от последней; д) абразия на фоне опускания гайота и эвстатических колебаний уровня океана; образование большинства субгоризонтальных уровней и террас на платообразной вершине; е) излияние центрального конуса внутри западного кратера и образование отдельных вулканических куполов и конусов вдоль южной и западной бровок плато; ж) образование последнего уровня на 1250 м.

Для характеристики времени этого этапа вниманию читателей предлагаются следующие имеющиеся данные. Для достаточно измененного и окатанного обломка породы щелочного ряда (оливинового тералита), относящегося к наиболее молодому комплексу вулкаников [3], поднятому на гайоте Ламонт на ст. V23, определен калий-аргоновым методом возраст затвердевания. Первоначально указывался возраст 55 [16] или 57 [25] млн лет назад. Однако последующее детальное исследование химического и изотопного состава отдельных зон

образца, связанное с теоретическими и экспериментальными разработками в области диффузии ионов и изотопов калия и аргона, показало, что этот возраст омоложен, а реальной должна считаться цифра  $86,6 \pm 3,7$  млн лет [25]. Из схем на рис. 1 и 6 видно, что, вероятнее всего, рассматриваемый обломок получен из стенки одного из вулканических куполов прямой цепочки; впоследствии он был переработан абразией на террасе 1300 м. Образование цепочки куполов — начало рассматриваемого этапа. Следовательно, мы имеем нижнюю возрастную границу его.

Образование кратеров и центрального конуса — более молодые процессы. Прямых возрастных данных для них нет. С других гор поднятия Маркус-Неккер известны цифры абсолютного возраста — 69, 42, 33 и 25 млн лет назад [9], но все эти цифры (за исключением первой) следует считать омоложенными [3]. Для нас более важным является факт, что тот же рассмотренный выше обломок найден в известняках среднего — верхнего эоцена [17]. Судя по описанию, известняки представляли собой первоначально нормальные морские осадки, состоящие из раковин планктонных фораминифер; они не могли быть отложены намного выше их современного положения (относительно уровня моря). Отмечается также, что и литификация их произошла в подводной среде с последующей фосфатизацией [17]. Таким образом, во временном интервале 49—37 млн лет назад гайот Ламонт был опущен. Поскольку последняя абразионная терраса моложе последних вулканических образований, то эти цифры следует признать верхней границей и всего этапа.

Что касается возраста самих террас (с уровня 1450 м и выше; более глубокие уровни, как уже говорилось, скорее всего опущенные), то обращают на себя внимание их весьма небольшие превышения относительно друг друга: 25—50 м. Это свидетельствует, что даже на фоне предполагаемого опускания гайота амплитуда колебаний уровня моря небольшая. Сравнение с кривой Вейла и др. для неогена [1] показывает, что наиболее похожая ситуация была в период с 60 до 49 млн лет (это циклы третьего порядка ТР.2.1, ТР.2.2, ТР.2.3, ТЕ.1.1, ТЕ.1.2, т. е. палеоцен — нижний эоцен), когда уровень моря долгое время колебался около одной отметки (при небольшой общей тенденции к повышению). Общее опускание гайота за это время должно было составить всего лишь примерно 100 м. Зато в конце этого этапа (ближе к 49 млн лет) должно было произойти довольно быстрое опускание (не менее чем на 150 м), так как понижение уровня моря, происшедшее 49 млн лет назад, не уничтожило ранее образованные террасы. Возможно, следом

этого понижения является самая молодая терраса на уровне 1250 м.

5. Продолжение общего опускания гайота и завершение формирования современной сети разломов; образование современного микроландшафта на вершине и склонах подводной возвышенности за счет эрозии вулканических форм рельефа, транзита и неустойчивого накопления эдафогенного, биогенного и глинистого материала; продолжение формирования аккумулятивного чехла у подножия склона, формирование железомарганцевых корок и конкреций. По приведенным выше данным, после 49 млн лет гайот находился в опущенном состоянии; глобальное понижение уровня моря 30 млн лет назад не затронуло гайот (т. е. его положение в то время было более глубоким — почти таким, как современное).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученных материалов и литературных источников последних лет приводит к выводу, что история становления гайотов го-

раздо сложнее, чем представлялось ранее. Это не простое скольжение плиты от центра спрединга к зоне субдукции над горячей точкой с последующим утяжелением и погружением, а сложнейшее взаимодействие вулканических, тектонических и седиментационных процессов. Роль вертикальных движений, сложно сочетающихся с эвстатическими колебаниями уровня океана, не учитывать нельзя.

Нередко гайоты служат фундаментом атоллов, покрытых «шапкой» рифов, разбуривание этой шапки дает интересный материал об истории развития атолла на вулканическом основании, позволяющий датировать периоды погружений и поднятий. Так, анализ данных бурения на атолле Мидуэй [18] показал, что погружение острова трижды прерывалось поднятием.

На общие закономерности формирования гайотов накладываются также местный вулканизм и чисто локальные тектонические процессы. В установлении относительной последовательности формирования отдельных элементов гайота большую помощь оказывает детальный анализ рельефа.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Вейл П. Р., Митчем Р. М. мл., Томпсон С. Ш. Глобальные циклы относительных изменений уровня моря.— В кн.: Сейсмическая стратиграфия. Т. 1. М.: Мир, 1982.
2. Лысенко П. И., Головинова М. А., Свальнов В. Н. О находке поздне меловых неринеид на поднятии Маркус-Неккер в Тихом океане.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 5.
3. Матвеевков В. В., Марова И. И. Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5.
4. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана.— М.: Мир, 1966.
5. Немто К. Морская геология подводной горы Дайити-Касима.— В кн.: Тектоника Восточно-Азиатских окраинных морей. М.: Наука, 1987.
6. Пояркова З. Н., Глибиденко Г. С., Корнев О. С. Геологическое строение и развитие гайота Гуадалупе (северо-западная часть Тихого океана).— Тихоокеанская геол., 1987, № 2.
7. Рудник Г. Б., Матвеевков В. В. Особенности химизма и этапы развития вулканических пород поднятия Маркус-Неккер (Тихий океан).— Океанология, 1978, т. 18, вып. 3.
8. Свальнов В. Н., Ушакова М. Г. и др. Новые данные о геологии подводных гор Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1984, № 1.
9. Седов А. П. Палеогеоморфология подводных гор Тихого океана в позднем мелу.— Океанология, 1981, т. 21, вып. 5.
10. Соловьев С. Л., Туезов И. К. Исследование НИС «Пегас» в западной части Тихого океана зимой 1975—1976 гг.— Океанология, 1977, вып. 17(1).
11. Туезов И. К., Ильев А. Я. и др. Геологическое строение подводной возвышенности Маркус-Уэйк.— Сов. геол., 1979, № 3.
12. Хошино М. Морская геология.— М.: Недра, 1986.
13. Шенард Ф. П. Морская геология.— Л.: Недра, 1976.
14. Andrews J. E. et al. Site 289.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1975, v. 30.
15. Hamilton E. L. Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains.— Geol. Soc. Amer. Memoir., 1956, v. 64.
16. Heezen B. C., Matthews J. L. et al. Western Pacific guyots.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 20. Washington: US Govern. Print. Office, 1973.
17. Heezen B. C., Tharp M. R/V "Thomas Washington" Cruise Aries V. Reconnaissance seismic reflection profiles of prospective DSDP sites in the Northwest Pacific.— Ibid.
18. Ladd H. S. et al. Deep Drilling on Midway atoll.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1970, N 680-A.
19. Larson B. L. et al. Site 462.— Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1981, v. 61.
20. Leg 89 Scientific Party. Leg 89 drills Cretaceous volcanics.— Geotimes, 1983, v. 28.
21. Mammerickx J. Depth anomalies over Mesozoic crust in the western Pacific.— Geodyn. Dest. Pacif.— Indones. Reg. Washington: D. C., 1983.

22. *Manheim F. T., Ling T. H., Candice L.* A worldwide data base for ferromanganese crusts in the oceans.— 27-й Междунар. геол. конгр. Тезисы. Т. 6. Секц. 12. М., 1984.
23. *Matthews J. L., Heezen B. C. et al.* Cretaceous drowning of reefs on Mid-Pacific and Japanese guyots.— *Science*, 1974, v. 184.
24. *McClain J. S., Atallah C. A.* Thickening of the oceanic crust with age.— *Geology*, 1986, v. 14, N 7.
25. *Ozima M., Saito K., Honda M., Aramaki S.* Sea water weathering effect on K-Ar age of submarine basalts.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41.
26. *Sato T.* Problems about guyots in the western Pacific.— «Уми Мер.», 1969, v. 7, N 3.
27. *Schlanger S. O. et al.* Site 317.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1976, v. 33.
28. *Schlanger S. O., Jenkyns H. C., Premoli-Silva.* Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions.— *Earth Planct. Sci. Lett.*, 1981, v. 52.
29. *Thiede et al.* Site 464.— In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1981, v. 62.
30. *Winterer E. L. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1971, v. 7.
31. *Winterer E. L., Metzler C. V.* Origin and subsidence of guyots in Mid-Pacific Mountains.— *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, N B12.

ИТuГ ДВНЦ АН СССР, Хабаровск  
ТОИ ДВНЦ АН СССР, Владивосток

Поступила в редакцию  
27 марта 1987 г.