



# АТЛАС

подводных  
фотографий  
Красноморского  
рифта



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П. П. ШИРШОВА

# АТЛАС

## ПОДВОДНЫХ ФОТОГРАФИЙ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА

4043



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1983



**Атлас подводных фотографий Красноморского рифта /**  
Ю. А. Богданов, Е. В. Жулева, Л. П. Зоненшайн, В. В. Мат-  
веевков, Е. Г. Мирлин, А. М. Сагалевиц, И. М. Сборщиков.  
М.: Наука, 1983.

В Атласе систематизированы фотографии рельефа дна Красноморского рифта, сделанные с помощью подводных аппаратов «Пайсис-ХІ» и «Звук-4м» во время Красноморской экспедиции Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР в 1979—1980 гг. Дается описание структуры рифтовой впадины, проанализирована ее природа в свете тектоники литосферных плит. Рассмотрены основные черты трех главных процессов, формирующих подводный рельеф впадины: вулканизма, тектоники и осадкообразования.

Табл. 1, ил. 144, библиогр. 53 назв.

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР А. С. МОНИН,  
доктор технических наук В. С. ЯСТРЕБОВ

## АТЛАС ПОДВОДНЫХ ФОТОГРАФИЙ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА

Утверждено к печати Институтом океанологии им. П. П. Ширшова

Редактор издательства Л. С. Тавельзон. Художник В. В. Фирсова  
Художественный редактор И. Ю. Нестерова. Технический редактор С. Г. Тихомирова  
Корректоры И. А. Талалай, Т. Д. Хорькова

ИБ № 27515

Сдано в набор 16.03.83. Подписано к печати 12.07.83. Т-08390. Формат 70×100<sup>1</sup>/<sub>4</sub>.  
Бумага для глубокой печати. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,45.  
Уч.-изд. л. 10,7. Усл. кр. отт. 12,59. Тираж 1200 экз. Тип. зак. 2750. Цена 1 р. 60 к.

Издательство «Наука» 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90  
2-я типография издательства «Наука» 121089, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

А 1904040000-406  
042(02)-83 223-83-III

© Издательство «Наука», 1983 г.

Подводное исследование Красноморско-Аденского рифта (ПИКАР) при помощи обитаемого и буксируемых подводных аппаратов было основной научной задачей Красноморской экспедиции.

Во-первых, рифтовая долина, простирающаяся по оси Красного моря, является наиболее ярким примером очень молодого раздвижения литосферных плит — так называемого спрединга, уже приведшего к образованию моря (возраст которого по полосчатым магнитным аномалиям оценивается в 3,5—5 млн. лет, хотя, судя по некоторым изверженным породам, рифтогенетические процессы с прогибами коры и излияниями трапных базальтов в этом районе имели место еще в миоцене 25—15 млн. лет назад; кроме того, обнаружены базальты с возрастными 35—40 млн. лет).

Во-вторых, Красноморский район служит примером очень медленного спрединга, за последние 5 млн. лет происходящего здесь в среднем со скоростью около 0,75 см/год, тогда как на Срединно-Атлантическом хребте спрединг происходит со скоростью 2—3 см/год, на Галапагосском рифте и в северной ветви Восточно-Тихоокеанского поднятия ~6 см/год, а в его южной ветви до 10—12 и, может быть, даже до 16 см/год.

В-третьих, специфической особенностью Красного моря, отличающей его от других рифтовых зон Мирового океана, является наличие в земной коре мощного эвапоритового слоя (толщиной, по-видимому, ~5 км), способного осложнять процессы рифтогенеза проявлениями соляной тектоники — пластического течения соляного слоя и образования

соляных куполов — диапиров. Кроме того, проходя через слои эвапоритов, воды термальных источников, собственных вулканическим областям, способны насыщаться солями; таково, вероятно, происхождение горячих рассолов и металлоносных осадков, обнаруженных в ряде глубоководных впадин центральной части Красноморского рифта (Атлантик II, Дискавери, Чейн, Вандо, Вальдивия, Порт-Судан, Суакин, Ошеанографер, Кебрит, Нереус, Альбатрос, Шагара, Эрба и др.).

Все эти особенности Красноморского рифта определяют первостепенную важность его полевого исследования, спланированного с позиций новой глобальной тектоники Земли. Желание понять природу Красного моря, которое при длине 1200 миль имеет ширину всего 100—180 миль и рифтовую зону с океанической корой в виде узкой осевой трещины шириной только 10—30 миль, неизбежно приводит к представлению о спрединге и делает Красное море одним из первоочередных объектов для обоснования и развития мобилистской геодинамики.

Для детального визуального обследования Красноморского рифта экспедиция располагала обитаемым (трехместным) подводным аппаратом «Пайсис-ХI» (нис «Академик Курчатов»), рассчитанным на погружение до глубины в 2 км, тремя буксируемыми подводными аппаратами «Звук-4», «Звук-4м» и «Звук-6» и телеуправляемым аппаратом «Манта-1,5». «Звук-4м» и «Звук-6», проходившие первые экспедиционные испытания, использовались на «Академике Курчатов». Они были снабжены системами многокадрового подводного фотографирования, теле-

визионными передатчиками (с передачей изображения по кабелю на борт судна и его запись на видеоманитофон), акустическими профилографами (АП) и локаторами бокового обзора (ЛБО). На судне «Акванавт» работал аппарат «Звук-4» с АП и ЛБО и телевизионный манипулятор «Манта-1,5», рассчитанный на глубину до 1,5 км.

В последние годы французский подводный аппарат «Сиана» (а в одной из экспедиций «Архимед») и американский аппарат «Алвин» продемонстрировали новые возможности и высокую эффективность в обследовании дна участка рифта Срединно-Атлантического хребта (экспедиция «ФАМОУС»), желоба Кайман, рифта Галапагос, района рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия на 21° с. ш. между разломами Ривера и Тамайо (экспедиция «СИАМЕКС» программ «РИТА» и «РИСЕ») и Эллингского желоба.

Институтом океанологии АН СССР перспективы широкого научного использования обитаемых подводных аппаратов планировались еще в начале 70-х годов и детально разрабатывались для аппаратов «Пайсис-VII», «Пайсис-XI» и «Аргус» в 1975—1976 гг. Первой крупной работой обоих аппаратов «Пайсис» было обследование в 1977 г. дна оз. Байкал, являющегося участком континентального рифта, находящегося, по-видимому, и на сильно затянувшейся во времени (возраст около 20 млн. лет) предспрединговой стадии рифтогенеза; после этого и был запланирован переход к изучению следующей стадии (начального спрединга), представленной в Красном море. В промежутке между этими крупными экспедициями при помощи «Пайсиса-VII» были проведены небольшие работы — опыт обследования склонов подводных гор в Тихом океане в 21-м рейсе нис «Дмитрий Менделеев» (1978 г.) и гидрофизические измерения (вертикальной микроструктуры и турбу-

лентности) в Тиморском море в 22-м рейсе «Дмитрия Менделеева» (1979 г.). Наконец, на аппарате «Аргус» за эти годы проводилось обследование верхней части континентального склона Черного моря в районе Геленджика.

Основными формами планируемых работ являлись визуальные наблюдения через иллюминаторы «Пайсиса», подводное фотографирование, запись видеofilмов, направленный сбор образцов и регистрация показаний АП, ЛБО, гидрофизических и гидрохимических датчиков.

Для обеспечения погружений «Пайсиса» и спусков буксируемых аппаратов необходимо было провести предварительное геоморфологическое и геолого-геофизическое обследование соответствующих участков дна. По плану экспедиции эта задача возлагалась в основном на нис «Профессор Штокман». Для этой цели судно было оснащено созданными в послевоенные годы обычными средствами морских геолого-геофизических исследований, прежде всего цифровыми узколучевыми эхолотами (результаты измерений которыми сыграли очень большую роль в обеспечении экспедиции в целом), аппаратурой для непрерывного сейсмопрофилирования (НСП) и многоканального глубинного сейсмопрофилирования (ГСП) с трехкилометровой сейсмокозой, а также регистрирующей аппаратурой «Галс», магнитометрами, термоградиентометрами, грунтовыми трубками, драгами, дночерпателями и тралами. На «Академике Курчатове» имелись обычные эхолоты, подводные фотоаппараты, тралы, дночерпатели и гравиметры, на «Акванавте» — эхолоты, магнитометр и приборы для измерения намагниченности образцов горных пород. Измерения всеми этими приборами входили в число основных научных задач экспедиции.

Красноморская экспедиция была уникальной в том отношении, что

в ней впервые осуществлялось почти ежедневное, т. е. практически непрерывное, наблюдение дна глубокого моря — визуальное, телевизионное и фотографическое.

За время экспедиции осуществлено 30 погружений «Пайсиса», из них 26 — на основном полигоне (прямоугольнике длиной 15 км вдоль оси рифта и шириной 55 км поперек рифта с центром в точке  $17^{\circ}59'$  с. ш.,  $40^{\circ}06'$  в. д.), в том числе 20 — на малом полигоне, покрывающем внутренний рифт (прямоугольнике длиной 8 км вдоль оси рифта и шириной 6 км поперек рифта с центром в точке  $17^{\circ}57'$ , 8 с. ш.,  $40^{\circ}04',5$  в. д.), одно — на восточных краевых горах основного рифта, четыре — на западном и одно — на восточном континентальных склонах; два погружения совершены в гидротермальных впадинах с горячими рассолами — Чейн ( $21^{\circ}18'$  с. ш.,  $35^{\circ}05'$  в. д.) и Вальдивия ( $21^{\circ}22'$  с. ш.,  $37^{\circ}58'$  в. д.) — в пределах Красноморского рифта и одно — на его западном континентальном склоне. Первое погружение в целях технических испытаний было произведено еще в Атлантическом океане, на подводной горе Ампер, в 400 милях к западу от Гибралтарского пролива.

«Пайсис» провел под водой 163,5 ч, в том числе на дне 97,2 ч, записал 12 ч видеомагнитофонных фильмов, сделал 666 подводных фотографий, собрал 59 образцов пород (главным образом базальтовых лав) общим весом более тонны, произвел записи гидрофизических параметров (на 20 разрезах) и взял 11 проб воды, в том числе пробу из рассолов впадины Чейн.

На «Академике Курчатове» проведено 22 буксировки аппаратов «Звук-4м» и «Звук-6» (из них вторым аппаратом — три буксировки), занявших в сумме около 84 ч, сделано 2580 фотографий дна (на траекториях суммарной длины около 6 миль), произведено 5 ч 10 мин телевизионных наблюдений и записано 3 ч 20 мин видеомагнитофонных фильмов. На «Акванавте» проведено 9 буксировок аппарата «Звук-4» и три буксировки «Манты-1,5» с записями видеомагнитофонных фильмов.

Главный вывод из исследований заключается в том, что погружения в обитаемых подводных аппаратах являются исключительно плодотворным методом работы морских геологов, которые раньше вслепую опускали на дно океанов и морей драги и грунтовые трубки в надежде захватить какие-нибудь образцы, а теперь впервые получили возможность работать так же, как на суше, перемещаться у поверхности дна в нужных направлениях, подробно рассматривать ее, фотографировать, записывать видеомагнитофонные фильмы и брать манипулятором нужные образцы. В некоторой мере сказанное относится также к необитаемым буксируемым и телеуправляемым подводным аппаратам.

Весьма перспективным представляется расширение использования подводных аппаратов для различных направлений океанологии и, возможно, в первую очередь — подготовка и организация экспедиции, подобной ПИКАР, для изучения распределения и поведения организмов бентоса на глубинах, доступных подводным аппаратам.

## ОТ АВТОРОВ

Фотографии, содержащиеся в Атласе, сделаны из подводного обитаемого аппарата «Пайсис-ХІ». Кроме того, фотографирование проводилось с подводного буксируемого аппарата «Звук-4м». Отбор и систематизация фотографий выполнены Е. В. Жулевой и Е. Г. Мирлиным. Получение этого фотоматериала стало возможным благодаря усилиям специалистов, обеспечивающих работу подводных аппаратов, командиров экипажей А. М. Подражанского и В. С. Кузина, бортиженеров А. А. Горлова, А. С. Рулева, Е. С. Черняева, П. В. Щербакова, а также геологов, принимавших уча-

стие в погружениях: А. И. Альмухамедова, Т. Жюто, В. Г. Казьмина, В. М. Литвина, М. В. Руденко, А. А. Шрейдера. Всем указанным лицам мы выражаем искреннюю признательность. В погружениях также принимали участие ответственные редакторы настоящего атласа — А. С. Монин и В. С. Ястребов — и авторы — Ю. А. Богданов, Л. П. Зонешайн, В. В. Матвеевков, Ч. М. Сборщиков. Общее руководство погружениями аппарата «Пайсис-ХІ» осуществлялось А. М. Сагалевичем, который также принимал участие в погружениях в качестве командира подводного аппарата.

## Глава I

# АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ГЛУБОКОВОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ (подводная фотосъемка)

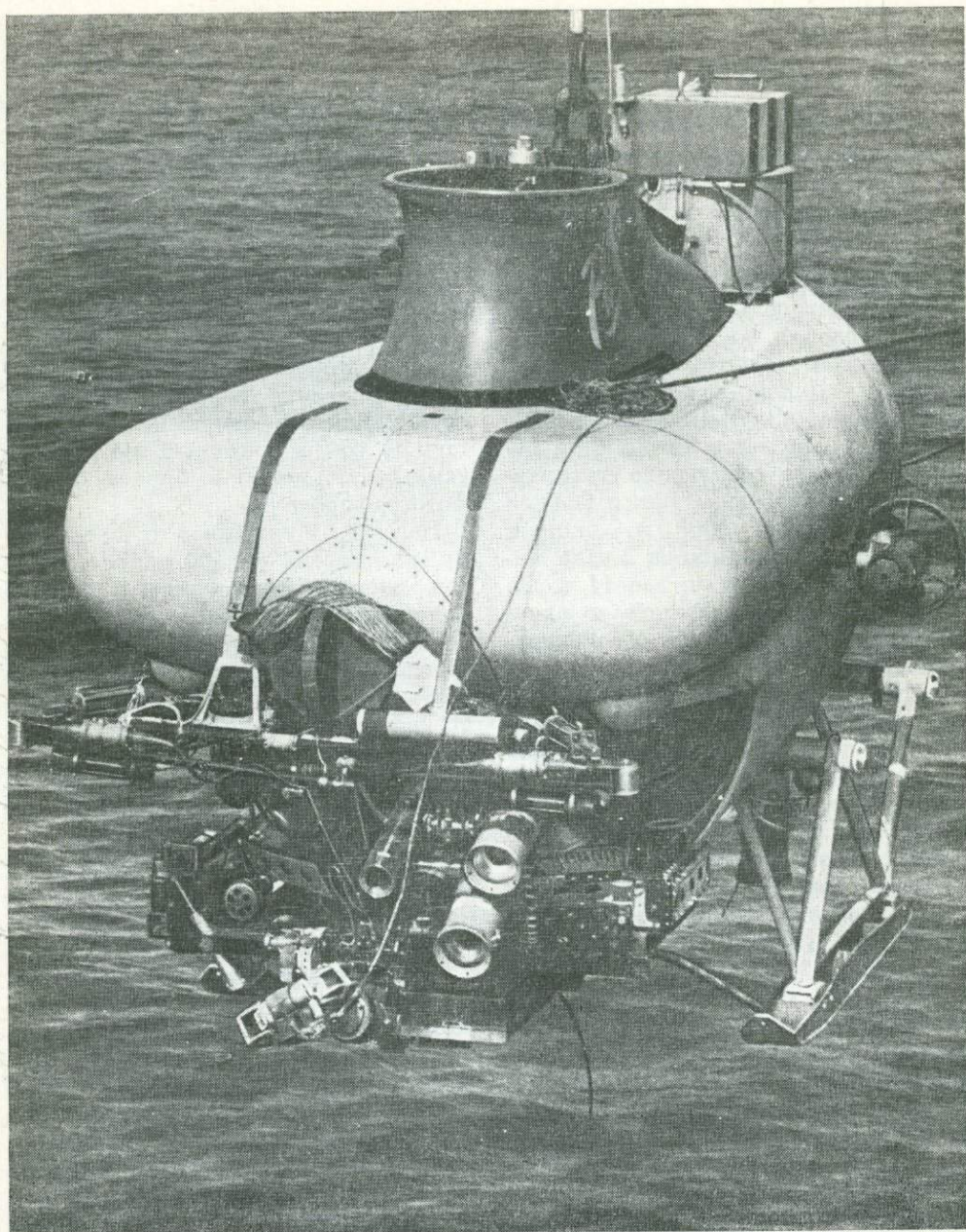
Как отмечено выше, для исследования микрорельефа и геологического строения дна Красного моря использовали обитаемый подводный аппарат «Пайсис-Х1» и буксируемый аппарат «Звук-4м» (рис. 1 и 2). «Пайсис» работает в автономном режиме и имеет следующие технические характеристики: максимальная рабочая глубина 2000 м, экипаж 3 человека, скорость хода 2 узла, автономность 216 чел.-ч, вес 11 т. Он оборудован навигационной и измерительной аппаратурой, обеспечивающей точную привязку при производстве работ и измерении параметров морской среды. На его борту имеются две заборные фотокамеры и импульсный подводный осветитель, установленные на специальном поворотном устройстве, которое способно вращать всю фотосистему в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Кроме того, на том же поворотном устройстве закреплена подводная телевизионная камера, видеосигнал с которой передается внутрь обитаемой сферы и контролируется на экране монитора. Таким образом, при фотографировании оператор внутри аппарата может кадрировать объект с помощью телесистемы по экрану монитора. Фотографирование осуществляется на широкоформатную пленку (70 мм), позволяющую получить высокую разрешающую способность фотографий. Угол обзора фотокамеры 67°. Благодаря использованию повторного устройства ширина обзора фотокамер значительно увеличивается,

что дает возможность при движении аппарата или при посадке его на грунт делать панораму окружающей обстановки. Следует отметить, что управление работой фотокамер осуществляется оператором из обитаемой сферы, который по своему усмотрению может выбирать объект фотографирования.

Кассета, заряжаемая в фотокамеру, рассчитана на 400 кадров, которые могут быть сняты в течение одного погружения. Однако при большом количестве погружений, учитывая сложность отбора и обработки огромного числа снимков, фотографирование обычно производится выборочно: фотографируются наиболее интересные с точки зрения наблюдателя объекты. Это дает возможность значительно ускорить процесс обработки получаемых данных и сократить количество расходуемого фотоматериала практически без потери полезной информации.

В качестве осветителя при подводном фотографировании используется импульсный источник, номинальная энергия которого равна 200 Дж. Перезаряд накопительных конденсаторов осветителя производится в течение 6 с, что определяет минимальный интервал между кадрами. Осветитель имеет спектральную характеристику, аналогичную спектру дневного света. Как показала практика работы с фотосистемой в различных регионах, наиболее качественные кадры (с точки зрения их детальности и плотности) получаются при расстоянии до объекта 1–4 м.





**Рис. 1.** Подводный обитаемый аппарат «Пайсис-ХI»

Естественно, что качество получаемых фотографий в значительной мере зависит от прозрачности воды, которая в то же время определяет и

максимальное расстояние до объекта съемки.

Следует отметить, что технические возможности «Пайсиса» позволяют вести фотосъемку донной поверхности при самом сложном характере рельефа: от равнинных участков до

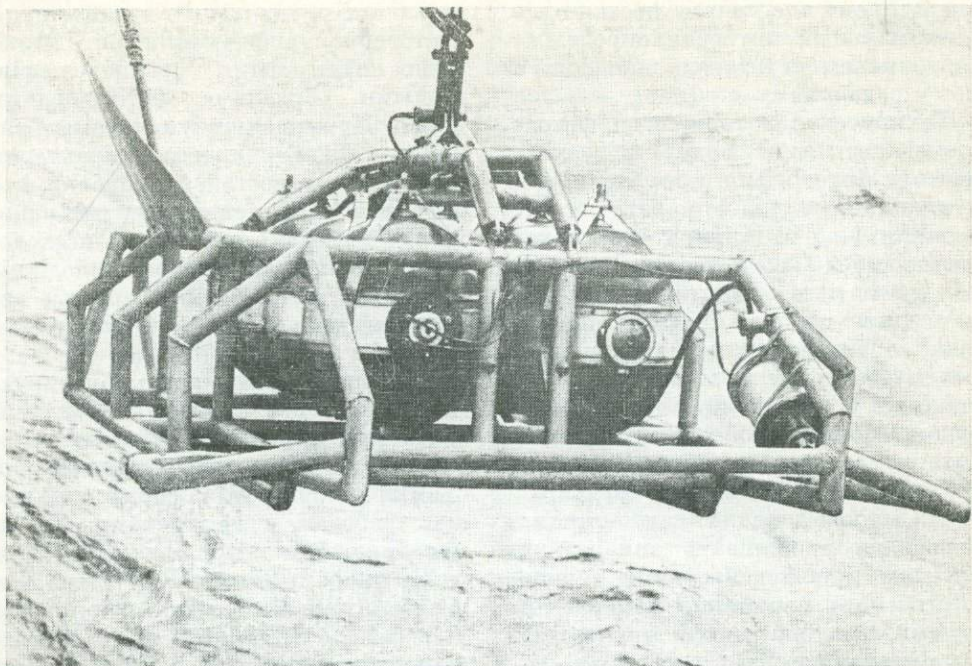


Рис. 2. Подводный буксируемый аппарат «Звук-4м»

вертикальных стенок, а также трещин и грядов. Балластно-дифференциальная система аппарата позволяет с высокой точностью регулировать плавучесть аппарата: он может зависать на любой глубине при нейтральной плавучести, ему можно придавать незначительную положительную или отрицательную плавучесть. Это дает возможность зависнуть аппарату на любой глубине, погружаться и всплывать на максимальных скоростях. Двигательный комплекс позволяет перемещаться вперед над ровным дном или по склону практически любой крутизны. Эти качества «Пайсиса» позволили провести большой объем геологических исследований дна Красноморского рифта и получить около 700 фотографий, отражающих практически все наиболее характерные формы рельефа и геологических образований рифтовой зоны Красного моря.

Глубоководный буксируемый аппарат «Звук-4м» предназначен для проведения исследований с борта судна в режиме буксировки вблизи дна. Он рассчитан на максимальную глубину буксировки, равную 4 км, и оборудован гидроакустической аппаратурой для исследования рельефа и поверхности грунта, а также телевизионной и фотосистемой, состоящей из теле- и фотокамеры, источника заливающего света и двух подводных импульсных осветителей. В качестве фотоносителя используется 35-миллиметровая пленка; кассета, заряжаемая в фотокамеру, рассчитана на 400 кадров; энергия, накапливаемая конденсаторами одного импульсного осветителя, равна 300 Дж. Управление работой фотосистемы осуществляется с помощью программного устройства, установленного внутри камеры и позволяющего производить фотографирование с различными интервалами между кадрами. Перед каждым спуском аппарата в воду временный интервал между кадрами устанавливается

оператором и остается постоянным. Минимальный интервал определяется временем перезаряда конденсаторов и равен 16 с.

Технические возможности фотосистемы позволяют получать качественные фотографии при буксировке отстоящего от дна аппарата на расстоянии 1—4 м. Аппарат буксируется на кабель-тросе на скорости судна на 2—4 узла; постоянная высота над дном поддерживается оператором, управляющим лебедкой и контролирующим ее величину по самописцу эхолота, установленному рядом с лебедкой. Акустическая антенна эхолота установлена непосредственно на аппарате, буксируемом вблизи дна. Такая методика позволяла удерживать аппарат над грунтом при буксировке в течение длительного времени, измеряемого часами, как на ровном грунте, так и на склонах до 35°.

Следует отметить, что при сильно изрезанном рельефе оператору довольно сложно проследить постоянное расстояние от дна. В этом случае не исключена возможность ударов аппарата о выступы рельефа, что может привести к различного рода его повреждениям или даже к утере. Поэтому применение буксируемого аппарата «Звук-4м» в районах с сильно пересеченным рельефом дна, изобилующим вертикальными стенками и сбросовыми уступами, нежелательно. Аппараты этого типа более эффективны при исследованиях на длинных тросах буксировки в течение длительного периода в районах с относительно спокойным характером рельефа дна.

Технические характеристики обитаемых и буксируемых аппаратов показывают, что они имеют довольно ограниченные возможности. Так, обитаемые аппараты, обладающие малой скоростью хода и небольшими энергетическими ресурсами, при передвижениях в толще воды и у дна могут применяться лишь при исследованиях локальных участков дна с

целью их детализации и получения достоверной информации, определяемой визуальными наблюдениями, взятыми образцами, фотографиями и т. д. Применение буксируемых аппаратов ограничивается характером рельефа и скоростью буксировки, что определяет временные затраты при их использовании. Поэтому исследования с помощью аппаратов должны проводиться в районах с заранее известным рельефом и геологическими особенностями.

Как правило, маршруты буксируемых аппаратов и точки погружений обитаемых аппаратов выбираются на основании данных геофизической съемки с борта судна, предшествующей работам с аппаратами. Такая методика была применена в 30-м рейсе нис «Академик Курчатов». На первом этапе экспедиции с борта нис «Профессор Штокман» была проведена комплексная геофизическая съемка с применением эхолотирования, непрерывного сейсмопрофилирования и магнитометрии на большом участке в центральной части Красного моря. По данным этой съемки была составлена довольно подробная батиметрическая карта полигона, которая и являлась основным руководством при планировании маршрутов «Звука-4м» и «Пайсиса-ХІ». Учитывая их технические возможности, с помощью «Пайсиса-ХІ» исследовалась преимущественно центральная часть рифтовой долины, «Звук-4м» изучал краевые горы, а также равнинные части западного и восточного склонов. В соответствии с этим распределяется и основная масса фотографий, полученных обоими аппаратами: фотографии «Пайсиса» содержат преимущественно детали экстрезивной зоны, области растяжения и краевых стенок рифта; «Звуком-4м» зафиксированы склоны краевых гор рифтовой долины и ровные участки, окаймляющие рифтовую долину и засыпанные осадками. На фотографиях, полученных с помощью обоих аппара-

тов, отражены практически все детали, характеризующие геологическое строение рифтовой зоны Красного моря.

Важным фактором при проведении исследований с помощью подводных аппаратов является их точная навигационная привязка. Определение подводного маршрута аппарата, его местоположения в каждый данный момент дает возможность достаточно точно привязать места взятия образцов, фотографирование и т. д. Навигационная привязка «Пайсиса-ХІ» и «Звука-4м» осуществлялась с помощью системы гидроакустической навигации по донным маякам-ответчикам. Перед производством работ на полигоне были расставлены донные гидроакустические маяки-ответчики; маяк-ответчик — ретранслятор устанавливался на «Пайсисе-ХІ» или «Звуке-4м». Опрос маяков осуществлялся с борта нис «Академик Курчатов». Данные системы навигации обрабатывались на ЭВМ. Результаты обработки выводились с выхода ЭВМ на прецизионный графопостроитель; на нем вычерчивался маршрут аппарата с указанием опорных точек, в которых производились точные вычисления с указанием времени определений. При фотографировании на каждом кадре отмечается время съемки. Таким образом, практически каждая фотография, сделанная с аппаратов, довольно просто может быть привязана к карте полигона.

В зависимости от характера дна применялись различные методики движения аппаратов вблизи дна, во время которого велись постоянные

визуальные наблюдения непосредственно из аппарата «Пайсис-ХІ» или наблюдения по экрану монитора телесистемы аппарата «Звук-4м». Так, при прохождении ровных участков «Пайсис-ХІ» перемещался на движителях, установленных горизонтально; склоны гор и вулканов прослеживались путем установки движителей под углом; вертикальные стенки обследовались при движении аппарата вверх с небольшой положительной плавучестью. При всех этих операциях пилотами аппарата выдерживалась скорость, достаточная для визуальных наблюдений, и поддерживалось расстояние до грунта от 1 до 4 м с целью проведения попутной телевизионной съемки и фотографирования. В наиболее интересных местах фотографирование велось в режиме остановки аппарата и зависания его или посадки на дно. В две фотокамеры аппарата заряжались разные типы фотоносителей: негативная черно-белая пленка в одну камеру и обратимая цветная — в другую. При обработке фотопленок с обратимой пленки были сделаны цветные фотографии донной поверхности.

Применение подводных аппаратов «Пайсис-ХІ» и «Звук-4м» позволило в сравнительно короткие сроки провести детальные исследования донной поверхности на довольно большом участке Красного моря. При обработке полученных данных и их систематизации из них была выделена небольшая часть, наиболее ярко характеризующая особенности геологического строения Красноморского рифта.

## Глава II

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА

Впадина Красного моря образовалась в результате отодвигания Аравийского полуострова от Африки, что надежно документируется геологическими данными. Результаты детальных геологических исследований известного Левантийского разлома, к которому приурочены грабены залива Акаба и Мертвого моря, указывают на смещение докембрийских кристаллических пород вдоль этого разлома таким образом, что более восточный блок оказывается сдвинутым на север относительно западного на 105 км [Freund et al., 1970]. Перемещение было левосторонним и происходило против часовой стрелки. Из этого общего смещения 45 км приходится на поздний миоцен — плиоцен, а остальные датируются как послемеловые. Имеются и другие независимые свидетельства в пользу вращения Аравийского полуострова относительно Африки. На это указывает сходство очертаний береговых линий, положительные аномалии силы тяжести, интенсивные полосовые магнитные аномалии, присутствие на небольшой глубине под осевой глубоководной частью высокоскоростных пород. Согласно оценкам Р. Гирдлера [1970], на широте  $27^\circ$  с. ш. величина смещения в направлении, перпендикулярном оси Красного моря, составляет 67 км, а на широте  $14,5^\circ$  с. ш. — свыше 200 км.

5 млн. лет назад ширина впадины Красного моря была меньше современной на 80 км, а сама эта впадина, как полагают многие исследователи, начала формироваться не более чем 25 млн. лет назад. За это время образовалась новая океаническая кора в центре моря. Поэтому Красное море издавна привлекало внимание как

образец начального раскола континентов и образования между ними молодого океана. На Красное море как на эталон очень часто ссылаются континентальные геологи, полагая, что в развитии складчатых поясов можно видеть следы растяжения такого же, в общем небольшого масштаба, как и в Красном море.

По оси Красного моря проходит граница между Африканской и Аравийской литосферными плитами (рис 3). Строго говоря, такой границей является лишь северная часть моря — между  $19$  и  $27^\circ$  с. ш. На юге и на севере между этими двумя крупными литосферными плитами появляются две дополнительные, или малые, плиты: Данакильская и Синайская. В южной части Красного моря протягивается граница между Аравийской и Данакильской плитами, а в Суэцком заливе — между Африканской и Синайской плитами [McKenzie et al., 1970; Le Pichon, Francheteau, 1978]. Данакильская плита отделяется от Африканской Данакильским грабеном и структурами пустыни Афа в Эфиопии. Синайская плита граничит с Аравийской по Левантийскому разлому. В результате такой довольно сложной мозаики плит ширина Красного моря, а следовательно и величина его раскрытия, уменьшается от центра моря в районе  $19^\circ$  с. ш. как к северу, так и к югу [Le Pichon, Francheteau, 1978; Зоненшайн и др., 1981]. Установлено, что полюса раскрытия северной и южной частей Красного моря располагаются соответственно к северу и югу, в точках  $36^\circ$  с. ш.,  $18,5^\circ$  в. д. и  $7^\circ$  с. ш.,  $50^\circ$  в. д.

Граница литосферных плит, прослеживаемая по оси Красного моря,

относится к категории границ наращивания коры, которая хорошо изучена в срединно-океанических хребтах, в частности в Срединно-Атлантическом хребте в районе работ по проекту «ФАМОУС» [Bellaiche et al., 1974; Ballard, van Andel, 1977], и на континентах, в особенности в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы или в районе Байкала (на Байкале для изучения рифта были использованы погружаемые аппараты [Монин, Мирлин, 1979]). До проведения детальных работ экспедицией Института океанологии оставалось неизвестным, как построена рифтовая зона в Красном море, к чему она ближе — к срединно-океаническим или внутриконтинентальным рифтам, как происходит в нем наращивание новой океанической коры, есть ли какая-либо специфика Красного моря и в чем она выражается.

## РЕЛЬЕФ

По краям Красного моря протягиваются сравнительно широкие 50–100-километровые полосы шельфа, над которыми возвышаются банки и коралловые острова (Фарасан, Дахлак, Суакин). Глубины здесь не превышают 200 м. По мере движения к оси моря дно постепенно понижается до 500–600 м. Изобата 500 м оконтуривает пониженную внутреннюю часть моря шириной 100–150 км. Это понижение протягивается вдоль всего Красного моря. Оно обычно называется главным трогом. Внутри него располагается узкая (шириной не более 40 км) полоса глубоких впадин, получившая название осевого трога Красного моря. Глубины впадин в среднем составляют 2000 м, но ряд впадин находится на больших глубинах. Максимальная отметка 2850 м была зафиксирована во впадине Суакин в центре моря в районе 19° с. ш. Осевой трог обладает сильно расчлененным рельефом: узкие подводные хребты и гребни перемежаются с глубокими впадинами, при-

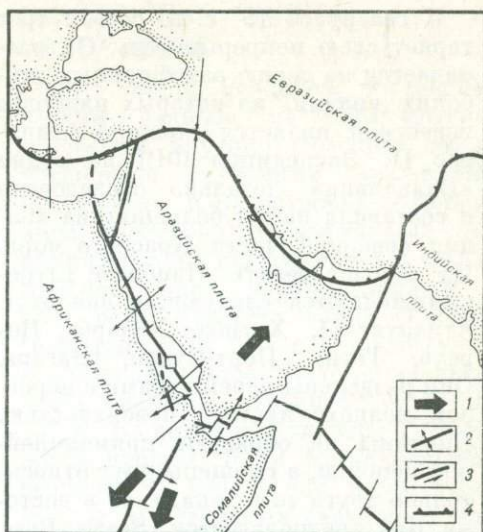


Рис. 3. Основные плиты литосферы в Красноморском регионе

1 — направление относительных перемещений плит; 2 — оси спрединга и направления растяжений в них; 3 — разломы и направления сдвигов в них; 4 — граница Евразийской и Аравийской плит по зоне сжатия; квадрат — положение района исследований Красноморской экспедиции

чем контраст рельефа достигает 500 м и даже более, а крутизна склонов часто близка к вертикальной.

Осевой трог в отличие от главного, внутреннюю часть которого он составляет, не протягивается в одном и том же виде вдоль всего моря. Наиболее отчетливо он выражен в южной части моря, между 15 и 19° с. ш., т. е. на границе между Аравийской и Данакильской плитами. Здесь осевой трог обладает линейной ориентировкой, будучи вытянутым почти строго по прямой на северо-запад по среднему азимуту СЗ—330°. С этой линейной ориентировкой соподчинено простираение всех более мелких элементов рельефа — подводных гряд, хребтов и впадин. К северу, к центру моря осевой трог углубляется, достигая максимальных глубин во впадине Суакин; к югу он выклинивается и на его продолжении находятся цепочки вулканических островов: Джебель-эт-Таир, Зубайр, Ханиш.

К северу от 19° с. ш. осевой трог теряет свою непрерывность. Он распадается на серию разобщенных глубоких впадин, из которых наиболее известной является впадина Атлантик II. Экспедиция ФРГ на судне «Вальдивия» детально обследовала и составила карты большинства впадин северной части Красного моря. Их больше десяти. Наиболее глубокими являются следующие впадины: Атлантик II, Хатиба, Хадарба, Неруус, Тетис, Порт-Судан, Шагара. Они разделены перемычками с неровной мелкохолмистой поверхностью. Впадины не образуют прямолинейной цепочки, а смещены друг относительно друга то к западу, то к востоку. Как предполагается [Searle, Ross, 1975], они смещены трансформными разломами, которые затянута солью. Некоторые впадины имеют блюдцеобразную форму, но большинство их представляет собой глубокие провалы, дно которых на 1—1,5 км расположено ниже бортов. Дно некоторых впадин (Атлантик II, Порт-Судан, Неруус) расчленено на две дополнительные впадины и разделяющее их центральное поднятие.

Глубокие впадины северной части Красного моря снискали широкую известность тем, что в них были открыты (подняты грунтовыми трубками) металлоносные осадки: тонкослойные, пестрые по окраске, черные, ярко-красные, зеленые и серые жидкие осадки, обогащенные целым рядом полезных компонентов — железом, марганцем, медью, цинком, свинцом. С научной точки зрения, металлоносные осадки Красного моря крайне интересны как образец современного образования рудных залежей на дне моря, непосредственно на молодом базальтовом основании. Геологам давно уже известны аналоги красноморских металлоносных осадков в виде окаменелых рудных залежей, например колчеданные месторождения Кипра.

Выявилась и другая крайне любопытная особенность глубоких впадин.

Толща воды вблизи их дна насыщена солями и часто имеет высокую температуру — до 50—60° С. Содержание солей превышает нормальную концентрацию в 4—5 раз. Толщина слоя рассолов составляет до первых сотен метров. Граница рассола и нормальной морской воды прекрасно видна на эхолотных и сейсмоакустических записях в виде четкого отражающего горизонта. В некоторых впадинах на записях видны три отражающих горизонта внутри рассолов, т. е. концентрация солей меняется с глубиной, и это изменение происходит достаточно резко.

Соль вымывается из эвапоритовой толщи миоцена, обнажающейся по бортам впадин, и тяжелый рассол скатывается вниз. Скопление соленых вод в подошве водной толщи свидетельствует об отсутствии циркуляции воды на дне впадин, т. е. о застойных, или, как говорят, стагнационных условиях. Высокая температура указывает на поступление разогретых вод из глубины, т. е. на сильную гидротермальную активность. Поступление металлов в рассол осуществляется также гидротермами.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

В 60-х годах было выполнено несколько сейсмических зондирований дна Красного моря [Drake, Girdler, 1964; Davies, Tramontini, 1970]. Оказалось, что главный трог на сравнительно небольшой глубине (около 4 км) подстилается слоем, в котором скорость прохождения продольных сейсмических волн составляет от 6,3 до 7 км/с, в среднем 6,63 км/с. В осевом трогe этот слой практически выходит на поверхность морского дна. Подобные скорости, как твердо установлено, типичны для пород океанической коры. Следовательно, главный трог Красного моря, по сейсмическим данным, обладает земной корой океанического типа. Это очень важное заключение. Красное море протягивает-

ся на 1700 км, его ширина от берега до берега максимум 300 км, т. е. это очень узкая и протяженная линейная структура, а внутри нее еще более узкая зона шириной всего в 100 км подстилается океанической земной корой и принципиально отличается от континентальной земной коры смежных материков Африки и Аравии.

Детальные сейсмические исследования структуры земной коры были выполнены в пределах главного трюга и прилегающих к нему районов шельфа между параллелями 22° и 23° с. ш. [Davies, Tramontini, 1970]. Было установлено, что мощность неконсолидированных осадков весьма мала и составляет 0,19—0,39 км. Под осадками залегает слой со скоростями 4,3 км/с, мощность которого варьирует от 2 до 5 км. Ниже залегают породы со скоростями волн 6,63 км/с. Средняя глубина этого слоя от поверхности дна составляет 4,6 км. В отношении природы нижнего слоя в пределах главного трюга нет сомнений: он представлен породами, слагающими третий слой океанической земной коры и являющимися дериватами поднимающейся в рифте мантии. Что же касается состава верхнего слоя, то он может состоять либо из эвапоритов, либо из пиллоулав. По одним только сейсмическим данным решить этот вопрос невозможно, так как оба типа пород имеют близкие сейсмические скорости. Базируясь на геомагнитных и геологических данных, можно с большой долей уверенности полагать, что в южной части моря, где развиты линейные магнитные аномалии, а на дне обнаружены базальты, этот слой сложен пиллоу-лавами. Именно такую совместную интерпретацию геомагнитных и гравиметрических данных предложил Аллан [Allan, 1970]. В северной части моря, где преобладают изометрические слабоаномальные магнитные поля, под рыхлыми осадками, возможно, залегают миоценовые эвапориты.

## СОЛЕНОСНАЯ ТОЛЩА. ЭВАПОРИТЫ

Состав толщи, лежащей, по сейсмическим данным, на океаническом основании внутри Красного моря, установлен глубокими скважинами по берегам и на островах Красного моря, пробуренными нефтяными компаниями, а также бурением в самом Красном море, осуществленным в 23-м рейсе бурового судна «Гломар Челленджер» в 1977 г. С этого судна в Красном море было пробурено шесть скважин глубиной от 9 до 359 м. Во впадине Атлантик II скважина прошла 14 м металлоносных осадков и вошла под ними в базальты. В остальных скважинах под тонким покровом плиоцен-четвертичных осадков были вскрыты верхнемиоценовые соли. Скважины нефтяных компаний местами прошли всю мощную соленосную толщу насквозь, вплоть до подстилающего ее фундамента. Этот фундамент по краям моря сложен гранитами и гнейсами, обычными для материков, а ближе к центру моря под солями залегают базальты, более характерные для океанской коры. Сама соленосная толща действительно достигает мощности около 5 км, как было установлено сейсмическими данными. По возрасту она обнимает, по видимому, весь миоцен, и, возможно, верхнюю часть олигоцена, т. е. формировалась на протяжении от 25 до 5 млн. лет. Главный период соленакопления относится, скорее всего, к позднему миоцену, к тому же мессинскому времени около 5 млн. лет назад, когда сформировалась соленосная толща в Средиземном море. Кроме солей, в составе этой толщи присутствуют прослои доломитов и темно-серых глин. Иногда соли венчаются тонким слоем доломитов.

## МОЛОДЫЕ ОСАДКИ

Соленосные отложения с несогласием перекрыты осадками, накопившимися за последние 5 млн. лет и при-



надлежащими по стратиграфической шкале к плиоцен-четвертичному времени. На шельфовых окраинах Красного моря эти молодые накопления представлены рифовыми коралловыми известняками. В более глубоких частях моря, внутри главного трога на солях залегают серо-зеленые мергелистые осадки, состоящие в основном из остатков планктонных микроорганизмов — скелетов птеропод и фораминифер. Примесь обломочных частиц крайне невелика, поскольку в Красное море, которое находится в зоне аридного климата, не впадает ни одна река. Обломочные частицы — это в основном золотая пыль, принесенная ветром из африканских и арабских пустынь. Вместе с тем верхние слои воды в Красном море насыщены планктонными организмами. Когда спускаешься на «Пайсисе» и включаются прожекторы, то перед глазами наблюдателя мелькает бесконечный «снег», состоящий из мириад планктонных частиц. «Снег» падает на дно и в конечном счете составляет современные осадки. Скорость накопления осадков по разным оценкам варьирует от 5 до 10 см в тысячу лет. Это очень большие скорости, особенно по сравнению с открытым океаном, где они измеряются миллиметрами в тысячу лет.

На разрезах, выполненных методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП), хорошо видно строение верхней осадочной толщи Красного моря [Ross et al., 1969; Ross, Schlee, 1973]. От подстилающих солей она отделяется четким отражающим горизонтом, который получил название рефлектора *S*. Этот горизонт представляет собой неровную границу, по которой плиоцен-четвертичные отложения с размывом залегают на миоценовых солях. Мощность молодых осадков невелика: по краям главного трога она составляет 250—300 м; по мере движения к центру моря мощность заметно уменьшается, падая до 100 м. В осевом трогe метод НСП вообще не обнару-

живает осадков. Нет их и по данным наблюдений с «Пайсиса», вернее, мощность там измеряется первыми метрами. Закономерное уменьшение мощности осадков к оси Красноморского рифта находится в хорошем соответствии с образованием рифта в результате раздвижения литосферных плит.

На некоторых разрезах методом НСП удается «пробить» верхние горизонты соленосной толщи. Как правило, внутри солей на записях хорошо регистрируются куполовидные структурные формы, которые пронизывают всю толщу и большей частью заканчиваются у рефлектора *S*, т. е. на границе солей и плиоцен-четвертичных осадков, но местами «протыкают» и последние. Эти куполовидные структуры легко интерпретируются как соляные купола, связанные с поднимающимися соляными диаширами.

## БАЗАЛЬТЫ

До работ Красноморской экспедиции Института океанологии из осевого трога донными трубками в целом ряде мест были извлечены обломки базальтовых стекол [Bäcker et al., 1975; Schneider, Wachendorf, 1973]. Это послужило хорошим основанием считать ось Красноморского рифта зоной молодого базальтового вулканизма. Вулканические стекла, равно как и базальты, пробуренные «Гломаром Челленджером» во впадине Атлантик II, очень бедны окисью калия (не более 0,2%) и другими литофильными элементами и близки к базальтам, так называемым океанским толеитам, которые слагают ложе всех океанов.

## СЕЙСМИЧНОСТЬ

Граница плит, отвечающая оси Красноморского рифта, выражена в узкой зоне сейсмичности, протягивающейся вдоль осевого грабена [Fairhead, Girdler, 1970]. Участок, где распола-

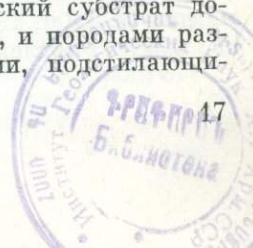
гаются в основном эпицентры землетрясений, приурочен к району глубоководных впадин между 19 и 21° с. ш., в пределах которого известны наиболее крупные трансформные разломы. Три землетрясения в период с 1953 по 1968 г. зарегистрированы между 17,5 и 18° с. ш. Одно из них с магнитудой 4,4 зафиксировано в пределах исследованного полигона. Характерно, что эпицентр этого землетрясения попадает на зону разлома 18-го градуса. Землетрясения, фокальные механизмы которых удалось определить, располагаются в точках с координатами: 19,79° с. ш., 38,82° в. д. в районе впадины Суакии и 17,22° с. ш., 40,58° в. д. в районе подводной горы Рамад. Оба решения указывают на левостороннее смещение вдоль нодальной плоскости северо-восточного простирания (соответственно СВ 43° и СВ 49°).

## АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Гравитационные измерения были произведены Алланом и Плауманом [Allan, 1970; Plaumann, 1975]. Было установлено, что в северной части впадины преобладают отрицательные аномалии в редукции Фая амплитудой менее -25 мГал. На этом фоне в ряде районов зафиксированы отдельные небольшие по площади изометрические положительные аномалии в свободном воздухе амплитудой до 25 мГал и выше. В центральной части моря имеются как отрицательные, так и положительные изометрические аномалии, интенсивность которых достигает 50 мГал (от минимума до максимума), хотя при этом преобладает отрицательный фон. В южной части доминирует линейная положительная аномалия Фая, протягивающаяся вдоль главного трога, а на шельфе близ берегов наблюдаются отрицательные поля. Наиболее характерной чертой аномалий поля силы тяжести в редукции Буге является региональный максимум, протягивающийся вдоль про-

стирания главного трога. Его интенсивность достигает 150 мГал в центральной части впадины и уменьшается до 50-60 мГал в северной. Интенсивность гравитационных аномалий Буге уменьшается до нулевых значений на шельфе впадины. Интерпретация этих данных показывает, что ложе рифта сложено породами с плотностью 2,8 г/см<sup>3</sup>, т. е. близкой к средней плотности океанической земной коры.

На основе количественной интерпретации гравитационных аномалий и с привлечением сейсмических данных [Мирлин, Бочарова, 1982] была разработана модель глубинной структуры Красноморского рифта в районе 18° с. ш. Для этой цели был построен сводный гравиметрический профиль, пересекающий рифтовую впадину на параллели 18° с. ш. При этом использовались материалы морских гравиметрических съемок, а также материалы по гравитационному полю прилегающих районов Африки и Аравийского полуострова [Plaumann, 1975; Gettings, 1977]. Сводная кривая аномалий Буге имеет характерную «ступенчатую» структуру (рис. 4); ее западные и восточные ветви кривой как бы состоят из двух частей, причем верхние части имеют большие горизонтальные градиенты, чем нижние. Это позволяет предположить, что гравитирующие массы залегают на двух различных структурных уровнях, сформировавшихся, вероятно, в течение двух основных этапов развития впадины. Оценки показывают, что избыточная плотность осевого блока, создающего гравитационные аномалии с максимальными градиентами, равна 0,45 г/см<sup>3</sup>. Вертикальная мощность этого блока равна около 5 км, что близко к средней мощности океанической земной коры. Нижняя часть гравитационного максимума обусловлена контрастом плотностей между породами, слагающими кристаллический субстрат докембрийского щита, и породами разуплотненной мантии, подстилающей



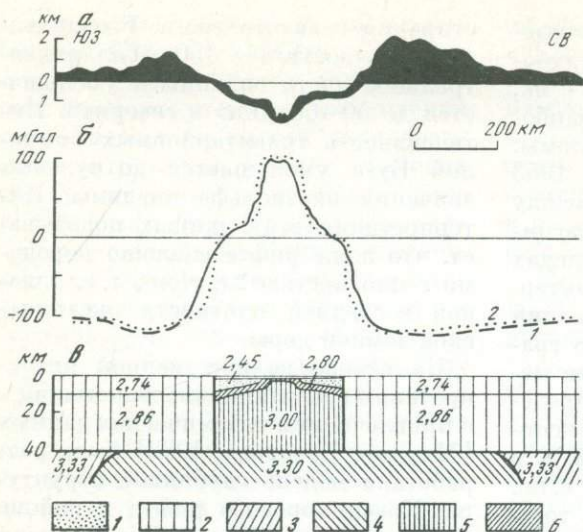


Рис. 4. Рельеф земной поверхности (а), гравитационные аномалии (б), наблюдаемые (1) и рассчитанные (2), плотностный разрез земной коры и верхней мантии (в) Красноморского рифта в районе 18° с. ш.

1 — осадки, эвапориты; 2 — кристаллический фундамент; 3 — мантия; 4 — разуплотненная мантия; 5 — наименее плотные массы аномальной мантии; 6 — породы океанической коры; цифрами обозначена плотность (г/см<sup>3</sup>) пород

ми земную кору Красноморского рифта.

Согласно данным Геттингса [Gettings, 1977], плотность пород, составляющих верхние 10 км разреза Аравийского щита, составляет 2,74 г/см<sup>3</sup>, нижняя часть разреза имеет плотность 2,86 г/см<sup>3</sup>. При таких параметрах получается, что плотность выступа разуплотненной мантии составляет 3,00—3,05 г/см<sup>3</sup>. Низкая средняя плотность мантии вполне согласуется с геотермическими данными, согласно которым интенсивный разогрев недр рифтовой зоны наблюдается на относительно небольших глубинах под всей впадиной Красного моря. Эти данные рассматриваются ниже.

## ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК

Многочисленные измерения показывают, что главный трог Красного моря характеризуется высокими значениями теплового потока: 3,0—4,0 ЕТП, что свидетельствует о незначительных глубинах, на которых находится вероятный источник тепла — частично расплавленные породы верхней мантии [Sclater, 1966; Langseth, Taylor, 1967; Гирдлер, 1970; Вержбиц-

кий, Золотарев, 1980]. Особенно высокие значения теплового потока, среди которых отмечаются рекордные для Мирового океана (79,0 ЕТП), наблюдаются вблизи впадин осевого трога, где имеются горячие источники минерализованных растворов. В таких впадинах конвективный вынос глубинного тепла происходит столь интенсивно, что обеспечивает прогрев природных вод до температур в несколько десятков градусов. Довольно высокие, хотя и неоднородные значения теплового потока зафиксированы и в скважинах, пробуренных на шельфе Красного моря, поэтому средние симметричные значения потока, полученные Е. А. Любимовой и др. [1978], уменьшаются от оси впадины к ее периферии всего на 0,5 ЕТП. Количественная интерпретация геотермических данных, проведенная этими авторами, показала, что на относительно небольших глубинах (27—30 км) достигается температура около 1600°С, что подтверждает интенсивный разогрев недр рифтовой зоны и находится в соответствии с рассмотренным выше плотностным разрезом рифтовой впадины.

## МАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Осевая зона Красного моря по характеру магнитного поля разделяется по простиранию на три части. На севере впадины от залива Акаба до параллели  $23^{\circ}$  с. ш. преобладают слабоинтенсивные, почти изометрические аномалии, причем границы осевого трого не проявляются в структуре аномалий. В среднем амплитуда аномалий составляет здесь  $100-200$  нТ, и лишь над отдельными участками дна наблюдаются локальные экстремумы амплитудой до  $300-500$  нТ. Центральная часть моря от  $23$  до  $19^{\circ}$  с. ш. характеризуется довольно интенсивными аномалиями амплитудой до  $600-800$  нТ. В пределах этой части осевой зоны зафиксированы аномалии, имеющие простирание с северо-запада на юго-восток, т. е. согласно простиранию впадины, а также отдельные аномалии с поперечными простираниями. Наконец южная часть моря к югу от  $19^{\circ}$  с. ш. характеризуется весьма интенсивными (до  $1500$  нТ) положительными и отрицательными линейными аномалиями, простирание которых строго параллельно осевому трого [Allan, 1970].

Структура магнитного поля Красного моря неоднократно рассматривалась с точки зрения нахождения здесь линейных аномалий, связанных с процессом спрединга. В этом отношении наиболее однозначно идентифицируются с магнитохронологической шкалой линейные аномалии южной части моря. Магнитные аномалии симметричны относительно оси трого (с учетом низкого магнитного наклонения), здесь отчетливо выделяется осевая аномалия повышенной интенсивности, а структура аномалий довольно хорошо совпадает с аномальным магнитным полем, рассчитанным по модели инверсионного магнитоактивного слоя для интервала времени от 0 до  $3-5$  млн. лет при скорости спрединга около  $1$  см/год. При этом необходимо допустить весьма высокую намагниченность объек-

тов, создающих аномалии, что еще раз подтверждает наличие под дном рифта весьма магнитных океанических pillow-лав [Allan, 1970; Phillips, 1970].

Идентификация полосовых магнитных аномалий в пределах участка исследований была выполнена на основе детальной магнитной съемки, проведенной И. М. Беляевым и Г. М. Вальяшко на нис «Профессор Штокман». Магнитное поле в районе работ характеризуется отчетливо выраженной линейной структурой, хотя из-за малого наклоения вектора намагничения аномалии имеют усложненную конфигурацию. К оси рифта приурочен обширный асимметричный максимум, окаймленный отрицательными аномалиями. Ширина максимума заметно увеличивается с северо-запада на юго-восток, и в этом направлении он осложняется локальными экстремумами, которые уверенно трассируются между профилями. При расчетах мощность магнитоактивного слоя принималась равной в среднем  $600$  м, что соответствует мощности наиболее высоко намагниченных пород в осевых зонах срединно-океанических хребтов. Верхняя поверхность слоя совпадает с поверхностью акустического фундамента.

Для достижения наилучшего совпадения расчетных и наблюдаемых кривых необходимо допускать асимметричный, нерегулярный характер спрединга в течение последних 2 млн. лет. Так, согласно расчетам по профилю, расположенному в юго-восточной части полигона (рис. 5, б), скорость разрастания дна в интервале от  $1,78$  до  $0,89$  млн. лет была примерно в полтора раза выше на западном фланге, чем на восточном. Напротив, в интервале времени от  $0,89$  млн. лет тому назад до настоящего времени скорость была в  $1,4$  раза выше на восточном фланге. Чтобы объяснить некоторое расширение осевого максимума в юго-восточной части полигона, необходимо допустить наличие еще одного отмершего центра разрас-

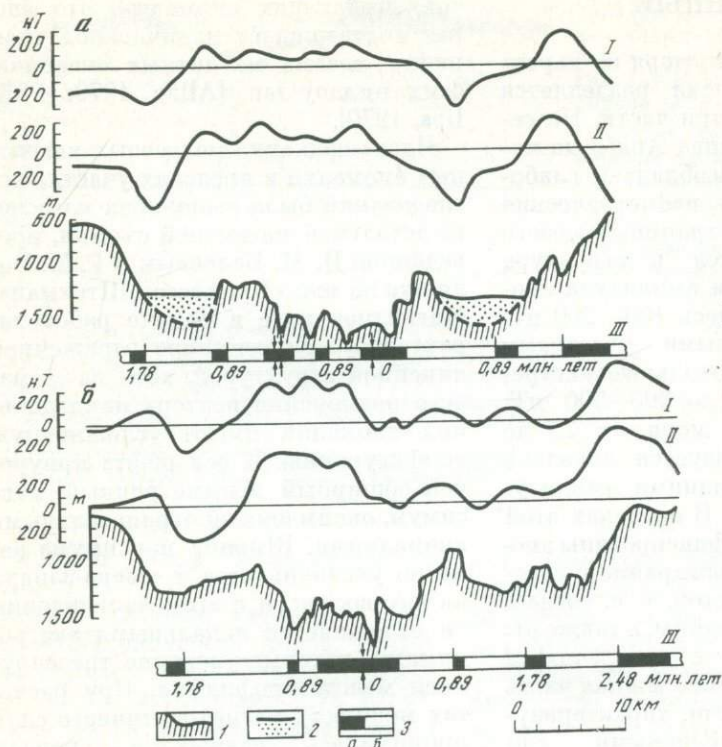


Рис. 5. Идентификация магнитных аномалий на полигоне в районе 18° с. ш. по профилям, расположенным в северо-западной (а) и юго-восточной (б) его частях

Магнитные аномалии: I — рассчитанные, II — наблюдаемые; III — магнитохронологическая шкала, построенная в масштабе, соответствующем скоростям разрастания дна  
1 — рельеф дна; 2 — осадки; 3 — намагниченность пород: а — прямая, б — обратная. Одиночными стрелками показано положение оси разрастания до «скачка», двойными — то же, после «скачка»

тания (рис. 5, а), причем смещение его в нынешнее положение произошло около 0,6 млн. лет тому назад. На сложность и неравномерность раздвижения дна в зоне рифта, а также на возможные «скачки» центра разрастания указывают и непосредственные геологические наблюдения из подводных аппаратов. Согласно проведенным расчетам, в изученном районе полная скорость спрединга уменьшилась от 1,78 см/год (интервал времени 1,78—0,89 млн. лет) до 1,56 см/год (0,89—0,0 млн. лет).

### СТРОЕНИЕ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА В РАЙОНЕ 18° С. Ш.

Почему был выбран район 18° с. ш. Перед началом экспедиции, конечно, встал вопрос, в каком месте проводить детальные исследования с погружениями «Пайсиса». Из всей почти 2000-километровой длины

Красноморского рифта необходимо было выбрать отрезок длиной не более 50 км, а внутри него наметить полосу длиной всего 4—5 км и притом, чтобы удовлетворялись два условия: район должен был иметь строение, типичное для рифта, и располагаться на глубинах, доступных для «Пайсиса», т. е. не глубже 2000 м.

Прежде всего необходимо было определиться, в какой части Красного моря следует работать — на севере, где расположены впадины с горячими рассолами, или на юге, где рифт имеет линейную структуру. В пользу северной точки говорило то обстоятельство, что рифт является здесь границей между крупными литосферными плитами — Африканской и Аравийской — в отличие от южного отрезка, относящегося к границе Аравийской плиты с малой Данакильской плитой. Кроме того, на севере можно было изучить такое интересное явление, как образование

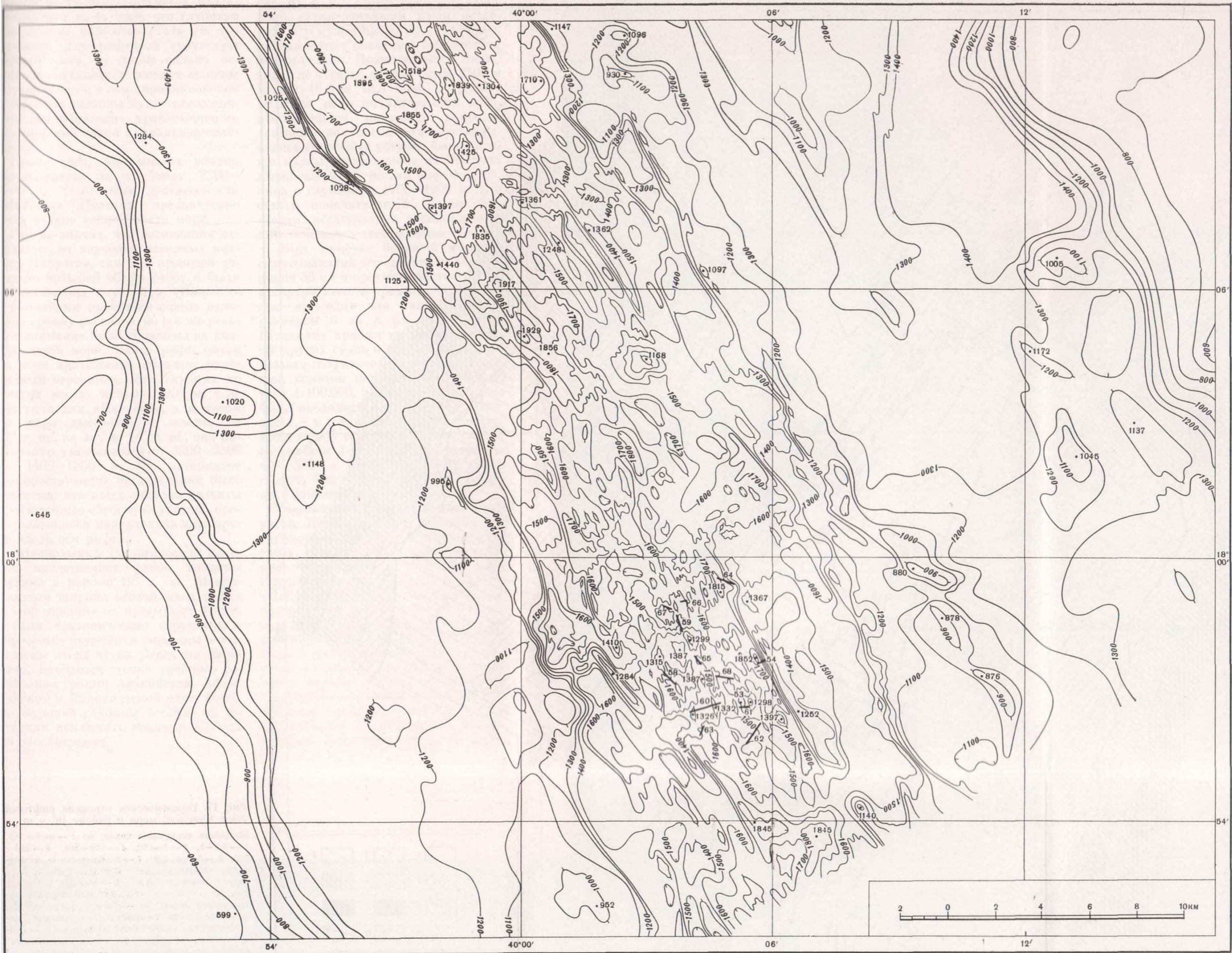


Рис. 6. Батиметрическая карта Краснодарского рифта в районе 18° с. ш. Изобаты проведены через 100 м; линиями и цифрами указаны соответственно место и номер погружения  
К стр. 21



Рис. 17. Геологическое строение рифтовой зоны Красного моря в районе 18° с. ш.

Мощность осадочного чехла, м: 1 — менее 0,5, 2 — 0,5—1, 3 — 1—100, 4 — 100—250, 5 — 250—500, 6 — более 500; 7 — доголоценовые известняки, «бронирующие» базальты ложа; 8 — гидротермальные руды; 9 — выходы голоценовых базальтов; 10 — голоценовый возраст базальтового ложа; 11 — область распространения соленосного горизонта; 12 — граница распространения соленосного горизонта; 13 — изохроны базальтового ложа (млн. лет) по магнитным исследованиям; 14 — ось спрединга по магнитным исследованиям; 15 — тектонические нарушения типа сброса; 16 — поперечные тектонические нарушения; 17 — трансформные разломы

металлоносных осадков. Однако северная часть была признана неблагоприятной из-за того, что глубокие впадины не являются столь уж типичными для рифтовой структуры осевого трога, их форма сильно осложнена затеканием солей со склонов внутрь впадин, а само проникновение в тяжелые рассолы будет невозможным для «Пайсиса», уравновешенного с морской водой нормальной солености.

Кроме того, дно многих впадин располагается на глубинах 2200—2500 м, т. е. ниже достигаемости «Пайсиса». Поэтому предпочтение было отдано южной части моря.

Это не значит, что экспедиция оказалась от изучения северных впадин. Напротив, там был проведен довольно большой объем работ и были осуществлены опускания «Пайсиса» с попытками пробиться сквозь верхнюю кромку рассолов, но все же главное внимание было обращено на южную часть моря. Здесь рифт почти на всем протяжении обладает однотипным строением. Его глубина во многих местах меньше 2000 м, т. е. доступна для «Пайсиса», а в целом по мере движения с севера, от 19° с. ш., на юг, до 14° с. ш., она постепенно уменьшается от 2800—2500 до 1400—1200 м. Из материалов предшествующих исследований было известно, что здесь широко развиты протяженные сбросовые уступы, протягивающиеся параллельно друг другу вдоль оси рифта.

Наибольший геологический интерес представляет район впадины Суакин в районе 19° с. ш. Максимальная ширина осевой зоны рифта в этой впадине не превышает 10 км, а сами тектонические структуры — сбросовые ступени и впадины — выражены очень четко. Здесь же, вероятно, находится точка тройного сочленения границ Аравийской, Африканской и Данакильской плит. Однако большие глубины (~2800 м) заставили исключить впадину Суакин из рассмотрения.

Самые южные районы рифта, южнее 16° с. ш., также представлялись мало перспективными из-за опасений, что сужающаяся там рифтовая долина может оказаться погребенной под осадками. Поэтому выбор сократился до отрезка длиной около 250 км между 18,5 и 16,5° с. ш. В районе 18° с. ш. рифт по материалам предшественников выглядел наиболее «симпатично»: очень четко проглядывались сбросовые уступы, были хорошо видны разделяющие их ступени, вырисовывалась осевая рифтовая долина с глубинами 1700—1900 м. Тем самым окончательный выбор был сделан: исследования решили проводить именно в этом районе.

Был намечен большой полигон, охватывающий все сечение рифта шириной 55 км и протяженностью 45 км, а внутри него, в пределах осевой зоны, — еще один или малый полигон размером 6 на 8 км. «Профессор Штокман» прибыл на полигон раньше других судов и провел детальную геолого-геофизическую съемку. Большой полигон картировался в масштабе 1:100 000, а малый, где должны были проводиться погружения «Пайсиса», — в масштабе 1:25 000. Расстояния между галсами в первом случае составляли 1—1,5 км, во втором — 400—500 м (рис. 6). Результаты съемок были частично опубликованы [Зоненшайн и др., 1981].

**Участки работ погружаемых аппаратов.** Исследования с помощью погружаемых аппаратов, особенно «Пайсиса», ставили своей целью получение информации о строении всех структурных зон рифта. Погружения «Пайсиса» производились на соляных склонах, где хотелось увидеть следы истечения соли из эвапоритовой толщи на нижних ступенях, где важно было изучить тектонические структуры, и особенно в осевой зоне, которая в первую очередь интересовала как полоса образования новой океанической коры. В осевой зоне было осуществлено 16 маршрутов, из них главная часть приходится на цент-



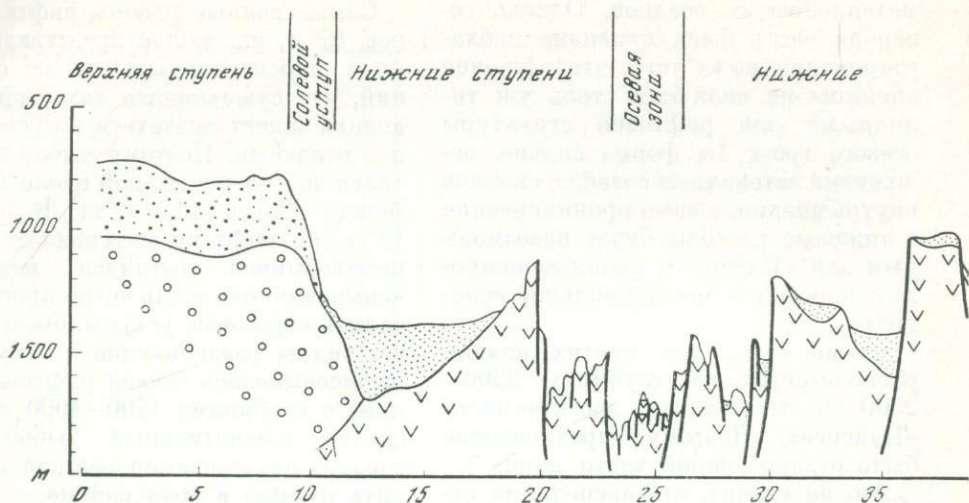


Рис. 7. Геологический разрез через Красноморский рифт в районе 18° с. ш.

Осадки: 1 — плейстоценовые, 2 — плиоцен-плейстоценовые; 3 — позднмиоценовая соленосная толща; базальты: 4 — голоценовые, 5 — плейстоценовые, 6 — плиоценовые; 7 — тектонические нарушения

ральное вулканическое поднятие, и три маршрута пересекают восточный сбросовый уступ высотой 500 м.

### МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР

В любом сечении рифта в районе 18° с. ш. отчетливо проступает симметрия и ступенчатость его строения с последовательным погружением ступеней от краев к центру (рис. 7). С каждой стороны рифта выделяются следующие структуры:

1) внешняя, или верхняя, ступень, расположенная на глубинах 500—700 м и спускаемая пологим, но высоким (до 600 м) уступом к центральной части рифта; эта ступень подстилается эвапоритовой толщей; ее можно именовать соляной, а ограничивающий ее уступ — соляным склоном; в его пределах рефлектор выходит на поверхность дна, а эвапоритовая толща выклинивается, не продолжаясь внутрь рифта;

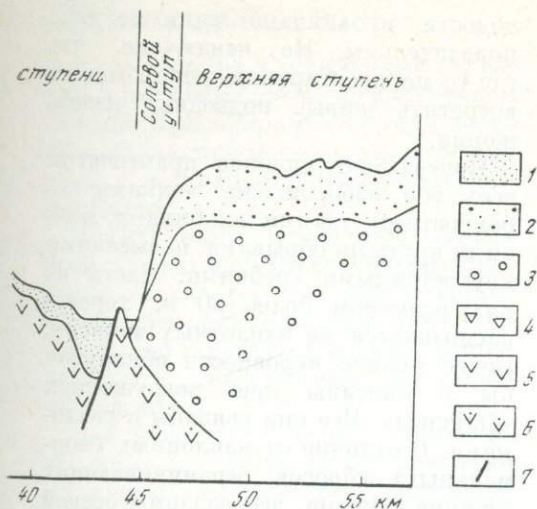
2) внутренние, или нижние, ступени (от одной до трех); они находятся

на глубинах 1100—1500 м и обрываются грандиозными (высотой 500—600 м) уступами сбросовой природы к оси рифта; их верхние поверхности полого (под углом 2—3°) наклонены в сторону от рифта, образуя тем самым крупные асимметричные блоки, верхние части которых, обращенные к центру, протягиваются в виде хребтов, составляя так называемые рифтовые горы, тогда как опущенные части заняты впадинами, засыпанными осадками; с каждой стороны рифта выделяются две-три внутренние ступени;

3) осевая зона, или внутренний рифт, с сильно расчлененным рельефом и глубинами 1300—1900 м; в целом эта зона имеет мозаичное строение и состоит из нагромождения вулканических гор различной высоты, разделенных понижениями неправильной формы.

Осевая зона служит осью симметрии, относительно которой по краям повторяются вначале нижние, а затем верхние ступени. Ширина рифта между бровками верхних ступеней составляет 35—40 км, из них на ширину осевой зоны приходится всего 4—5 км, тогда как на ширину нижних ступеней — от 5 до 15 км.

Все морфологические и, следовательно, структурные зоны протяги-



ваются по простиранию рифта, сохраняя в общем свое строение. Однако полной выдержанности форм рельефа и структуры нет. Без заметных перерывов прослеживаются лишь соляные ступени и соляные склоны. Нижние ступени существенно видоизменяются по простиранию. Одни из них исчезают, взамен появляются новые, сменяя через седловины в рельефе прежние или подставляя их кулисообразно. Сбросовые уступы протяженностью 10–25 км зачастую разбиваются на серию дополнительных уступов, и в этом случае возникают сбросовые лестницы. Местами они разбиты поперечными разломами. Осевая вулканическая зона и ограничивающие ее сбросовые уступы нарушаются в двух местах: в самом центре изученной площади, примерно в районе  $18^\circ$  с. ш., и на крайнем юге, на уровне  $17^\circ 54'$  с. ш. Особенно крупное смещение (до 6 км) наблюдается в районе  $18^\circ$  с. ш.; оно отвечает трансформному разлому, именуемому в дальнейшем как разлом  $18$ -го градуса.

Наибольший интерес для погружений «Пайсиса» представляла, конечно, осевая зона, так как именно в ней рождается новая океаническая кора. По своему положению осевая зона — это узкая, 4–5-километровая

полоса, заключенная между внутренними сбросовыми уступами и обладающая сильно изрезанным «мелкосопочным» рельефом. В поперечном сечении осевой зоны почти всегда удается обособить центральное (вулканическое) поднятие и обрамляющие его две краевые впадины, прижатые к подошве первых сбросовых уступов. Центральное поднятие находится на уровне 1300–1500 м, впадины достигают глубин 1700–1900 м.

Полная симметрия в расположении центрального поднятия и краевых впадин наблюдается в общем сравнительно редко. Большой частью краевая впадина располагается лишь с одной стороны центрального поднятия: то к западу, то к востоку от него. Впадины покрыты маломощным (менее 50 м) чехлом осадков, а поднятие, как установлено погружениями «Пайсиса», опробованием драгами и донными трубками, — молодыми, четвертичными базальтами.

Как краевые впадины, так и центральное вулканическое поднятие повсеместно сохраняют общую линейную ориентацию, параллельную простиранию осевой зоны. Центральное поднятие обладает очень сложной морфологией. Оно образовано сравнительно беспорядочным нагромождением изолированных вулканических гор с относительными превышениями 200–300 м. Размер гор обычно составляет 0,5–1 км в поперечнике, иногда первые сотни метров. Таких гор на площади съемки насчитывается не менее 40. Они то группируются в цепи протяженностью 3–4 км, то располагаются совершенно изолированно друг от друга. В одних сечениях через осевую зону центральное поднятие состоит всего из одной горы, в других сечениях их может быть несколько (до трех, располагающихся рядом). Иногда ряд вулканических гор образует кучную группу, находящуюся на едином доколе. Горы разделены понижениями неправильной, часто очень извилистой формы разме-

ром от первых сотен метров до 1—1,5 км.

Горы, составляющие центральное поднятие, по форме довольно разнообразны. Условно можно выделить три их разновидности: 1) остроконечные конусовидные, обычно с крутыми (до 30°) склонами; большей частью такие горы являются изолированными; 2) плосковершинные со сглаженной поверхностью и пологими склонами; часто они состоят из нескольких сближенных возвышенностей; 3) сильно изрезанные горы с вершинами, расчлененными на мелкие крутосклонные холмы.

По присутствию или отсутствию в колонках грунтовых трубок слоя твердых арагонитовых корок, образование которых относится ко времени плейстоценового оледенения, Ю. А. Богданов и Г. Л. Кашищев смогли оконтурить на площади осевой зоны области распространения соответственно доголоценовых (в основном плейстоценовых) и голоценовых базальтов. Выяснилось, что голоценовые базальты слагают серию вулканических построек, заключенных в узкой (шириной 1 км) полосе внутри центрального поднятия. По результатам опробования и погружений «Пайсиса» таких достоверных голоценовых вулканических построек насчитывается в районе не менее 10. При погружениях «Пайсиса» был описан ряд таких построек. Они большей частью представляют собой вулканические конусы высотой до 300 м. На их вершинах располагаются жерла, во все стороны от которых текут потоки подушечных лав. Осадков на лавах либо нет совсем, либо их слой измеряется первыми сантиметрами. Учитывая высокую скорость осадконакопления (5—10 см в 1000 лет), можно предположить, что возраст хотя бы некоторых из вулканических гор составляет буквально первые сотни лет; по самым максимальным оценкам он не может превышать 1000 лет. Эти факты о мо-

лодости вулканизма сами по себе поразительны. Не исключено, что где-то по простиранию рифта можно встретить живые подводные извержения.

Поверхность склонов практически всех гор изборождена мелкими неровностями, узкими ложбинами, мелкими крутыми обрывами, невысокими крутостенными гребнями. Часть из них, размером более 20 м, хорошо распознается на эхолотных записях. Более мелкие неровности обнаружены и описаны при погружениях «Пайсиса». Все они связаны с разломами. В отличие от наклонных (нормальных) сбросов, ограничивающих нижние ступени, все разломы осевой зоны — вертикальные и представляют собой раздвиги. Разломы осевой зоны распадаются на две категории: 1) гьяры и 2) вертикальные сбросы. Гьяры отвечают чистому раздвигу без вертикальных смещений.

Простирания раздвиговых разломов, как гьяров, так и вертикальных сбросов, большей частью выдержаны в едином северо-западном направлении, параллельном ориентировке осевой зоны. Но наряду с продольными разломами выделяются участки, избыточные поперечными разломами. Сгущения поперечных разломов обычно выглядят в рельефе общим понижением уровня осевой зоны и появлением глубоких седловин между горами центрального поднятия. Такие понижения отмечены на уровнях 17°56', 17°57', 17°58', 18°08', 18°10' с. ш. и на некоторых других участках. При погружениях «Пайсиса», например, на южном склоне одной из гор (17°57') и к северу от нее (17°58') описаны серии поперечных разломов и отмечены сдвиговые перемещения вдоль них. В совокупности с продольными разломами они разбивают поверхность дна на многочисленные мелкие прямоугольные блоки. Поперечные разломы отвечают, вероятнее всего, зарождающимся трансформным разломам.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Анализ рельефа и морфологии структур показывает, что в поперечном сечении Красноморского рифта четко обособливаются по меньшей мере три зоны с различной тектонической обстановкой.

Прежде всего выделяется осевая зона, для которой характерны раздвиговые структуры и, соответственно, обстановка общего растяжения. Формирование структур этой зоны сопровождается современным активным вулканизмом.

Две нижние ступени с ограничивающими их сбросовыми уступами составляют следующую тектоническую зону. Для нее определяющим является образование нормальных, падающих под углом  $60^\circ$  сбросов с наклоном (т. е. с вращением) блоковых ступеней в сторону от оси рифта. Формирование ступеней сопровождается дифференциальными вертикальными перемещениями с амплитудой в среднем 400–500 м. Каждый блок испытывает вращение вокруг оси, находящейся где-то на перпендикуляре к сбросовому уступу. Величина вращения не очень велика —  $4-7^\circ$ , но этого достаточно, чтобы создать превышение вдоль сбросовых уступов до 500 м. Вращение блоков свидетельствует о том, что механизм возникновения сбросовых ступеней подобен механизму образования оползней, для которых вращение при скольжении вниз хорошо изучено, твердо доказано и является обязательным. Исходя из этого, можно утверждать, что сбросовые ступени имеют гравитационное происхождение. В этом коренное отличие обстановки общего растяжения осевой зоны от условий гравитационного сбросообразования в зоне нижних ступеней с оползанием блоков в сторону оси рифта.

Нетрудно заметить, что если ось вращения проектируется за пределы блока, то весь блок опустится вниз: внешний край больше, а внутренний меньше. В обоих случаях блок испы-

тывает небольшое перемещение по направлению к оси рифта, т. е. противоположно движению литосферной плиты. При сбросообразовании вдоль уступов будут идти приразломные деформации в виде появления тектонических брекчий, милонитов и зеркал скольжения. Следует обратить внимание на то, что сбросовые ступени находятся в целом гипсометрически выше осевой зоны, а вторая ступень в среднем на 200 м выше первой. Эти различия в высоте не могут быть достигнуты за счет гравитационной тектоники, ответственной за образование сбросовых ступеней. Необходимо предположить, что формирование ступеней происходит на фоне воздымания. Если средний уровень осевой зоны рифта составляет примерно 1500 м, а второй ступени — около 1200 м, то величина подъема оценивается в 300 м. Следовательно, при образовании сбросовых ступеней одновременно действуют два механизма: гравитационное оползание и поднытие.

В качестве третьей тектонической зоны можно обособить всю остальную часть рифта, включая верхние соляные ступени. Если осевая зона и краевые сбросовые ступени тектонически активны в настоящее время или были активными в самом недавнем прошлом, то внешние части рифта сейчас тектонически не активны, в них не происходит никаких дифференциальных движений. Они испытывают лишь погружение в соответствии с общим законом опускания дна (пропорционально корню квадратному от возраста дна [Сорохтин, 1974]).

## ЭВОЛЮЦИЯ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА В РАЙОНЕ $18^\circ$ С.Ш.

Используя изохроны возраста базальтового ложа Красноморского рифта, полученные по идентификации магнитных аномалий, и простирания трансформных разломов, удалось

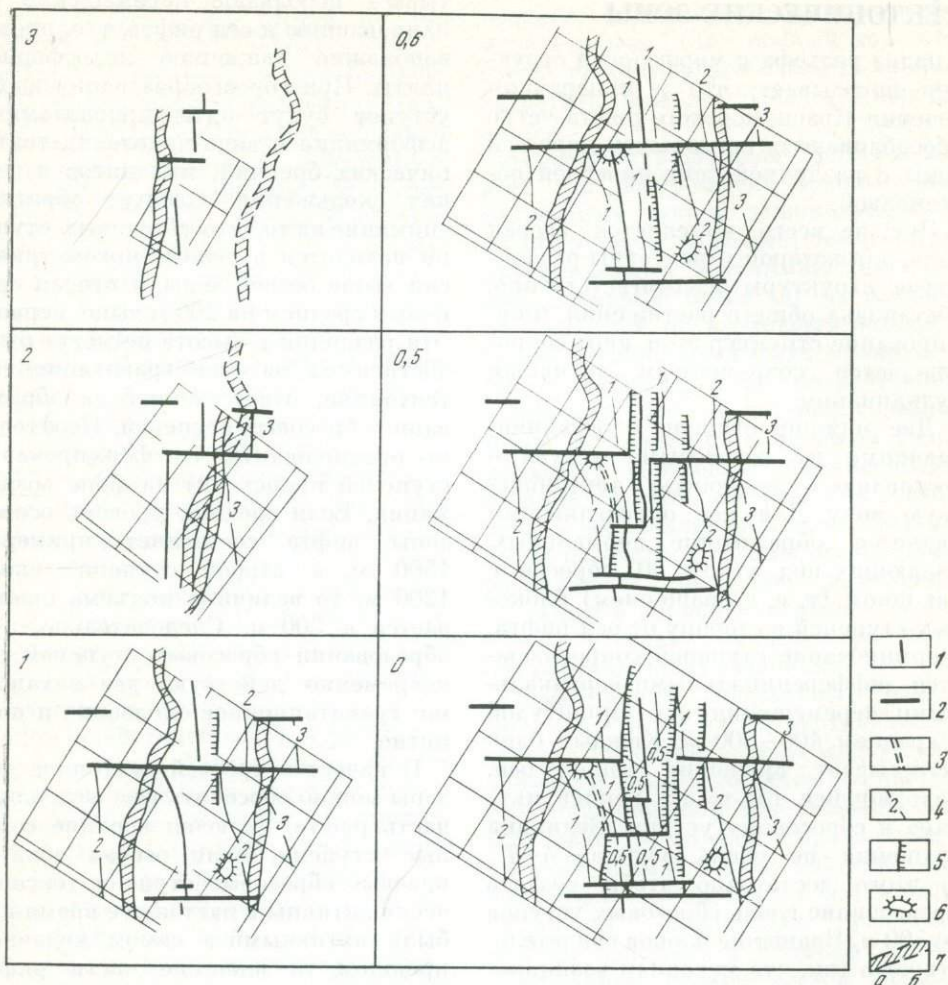


Рис. 8. Схема эволюции Красноморского рифта в районе 18° с.ш. с 3 млн. лет назад до современности

1 — оси спрединга; 2 — отрезки неактивных трансформных разломов; 3 — отмершие оси спрединга; 4 — изохроны возраста ложа и их значения (в млн. лет); 5 — сбросовые уступы; 6 — наиболее крупные подводные горы; 7 — соляные склоны выявленные (а) и предполагаемые (б); цифры в левом верхнем углу обозначают возраст (млн. лет)

восстановить эволюцию Красноморского рифта с 3 млн. лет (рис. 8) [Зоненшайн и др., 1981].

Магнитные аномалии и соответствующие им изохроны возраста ложа прослеживаются под соляными склонами на расстоянии до 10 км от их бровок. Это значит, что на начальных

моментах плиоцен-четвертичного раскрытия Красноморского рифта он закладывался в пределах развития мощной эвапоритовой толщи и что излияния базальтов происходили в то время под солями, не выходя на поверхность. На реконструкции до 3 млн. лет назад соляные склоны значительно (до 15 км) перекрывают друг друга. Это перекрытие, конечно, чисто кажущееся и связано с растеканием соленосной толщи уже после новообразования океанической коры. Базальты под солями залегают, скорее всего, в виде силлов или лакколитообразных тел. Безусловно, в основании были расколы в виде зияющих трещин и сбросов. Движения затра-

гивали и эвапоритовую толщу. Но внутри нее они должны были быстро релаксировать из-за пластичности соли и ее способности к течению с залечиванием всех расколов. Этот процесс течения солей наложил отпечаток на все развитие рифтовой зоны. Наглядным примером той обстановки, которая существовала в районе 18° с. ш. 3 млн. лет назад, могут сейчас служить районы глубоких впадин северной части Красного моря. Эти впадины представляют собой окна тектонического происхождения, разрывы в соленосной толще, в которых обнажаются базальты. Соль затекает как в сами впадины, так и в разделяющие их зоны трансформных разломов.

2 млн. лет назад возникли, видимо, первые окна в эвапоритовой толще и базальты стали изливаться непосредственно на дно моря. Эти окна во многом напоминали современные северные впадины Красного моря. Можно ожидать, что в них были также распространены горячие рассолы и отлагались такие же металлоносные осадки, как сегодня в северных впадинах. Следовательно, рифтовая зона прошла здесь стадию образования металлоносных впадин типа Атлантис II. Можно поэтому ожидать, что в основании плиоцен-четвертичной осадочной толщи на нижних сбросовых ступенях могут располагаться залежи металлоносных осадков, образовавшихся около 2 млн. лет назад.

Примерно 1 млн. лет назад, когда эвапоритовая толща оказалась полностью разорванной, оформились соляные склоны в том виде, в каком мы их сейчас наблюдаем. Начиная с этого времени рифтовая зона по своей морфологии становится похожей на современную. Происходит формирование лестницы сбросовых ступеней. Тогда же (т. е. около 1 млн. лет назад) возник самый высокий (из современных) сбросовый уступ. Последний сбросовый уступ, ограничивающий осевую зону, создается по существу сейчас, в плейстоцен-голоценовое время. Примерно 0,6 млн. лет назад произошел значительный (на 7 км) перескок оси спрединга в центральной части района. Отмер трансформный разлом на севере района, а вместо него возник и стал активно развиваться трансформный разлом 18-го градуса.

Полученные данные, а также анализ истории развития Красного моря показывают, что практически по всем параметрам Красноморский рифт принадлежит к типично океаническому. Главное, что его отличает, — это отсутствие срединного хребта, который возникает, очевидно, только тогда, когда рифт раскроется на ширину во многие сотни километров. Вывод о том, что Красноморский рифт идентичен океаническим структурам, является одним из главных итогов работы экспедиции.

# МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ, ЕЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОДУКТЫ

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНИЗМА КРАСНОГО МОРЯ

Подушечное сложение лавовых потоков издавна считалось признаком подводных вулканических извержений. Об этом свидетельствовала тесная связь подушечных лав с морскими осадками. Образование самих подушечных форм долгое время не поддавалось однозначному объяснению. Считалось, что подушки — это форма отдельности лав, на которую распадается лавовый поток при контакте с водой. Лишь после того, как в 60-х годах геологам посчастливилось наблюдать подводные извержения и снять на киноплёнку увлекательный фильм об извержении вулкана Килауэа на Гавайских островах, в котором показано, как поток лавы стекает в море, стало ясно, что подушки представляют собой формы течения лавы под водой.

Поступая в воду, жидкая базальтовая лава сразу облекается стекловатой оболочкой из-за быстрого охлаждения водой, а вокруг потока создается рубашка из перегретого пара, которая предохраняет базальты от дальнейшего охлаждения. Лава продолжает течь под стекловатой коркой, она в любом месте может ее прорвать и дать начало новому потоку либо быстро застыть, образуя на поверхности потока причудливые стекловатые наросты. Отдельные подушки выглядят как раздувы лавового потока, соединенные между собой узкими перемычками, или шейками. Подушки вытянуты по направлению течения и в совокупности составляют протяженные трубообразные лавовые потоки, протягивающиеся на

первые сотни метров. Нагромождение таких подушечных лавовых труб имеет зачастую очень сложную форму, напоминая переплетение сети шлангов. Иногда такие лавы называют кишечными, а само их скопление импедуют не очень благозвучно — лавовой требухой.

Когда начались первые спуски обитаемых аппаратов в Срединно-Атлантическом хребте по проекту «ФАМОУС» [Bellaiche et al., 1974], на дне были обнаружены наслоения подушечных лав. Центры их изливший сконцентрированы в узкой экстрезивной зоне в центре рифтовой долины, а сами вулканические постройки представляют собой вулканические холмы или горы высотой 200—300 м (горы Венера, Плутон), вершины некоторых из них увенчаны остроконечными лавовыми наслоениями высотой в несколько метров, напоминающими стога сена. При работе в Восточно-Тихоокеанском поднятии по проекту «СИАМЕКС» [Francheteau et al., 1979; Суатех, 1980] было установлено, что излияния, как и в Атлантике, происходят в узкой, шириной 1—2 км экстрезивной зоне, а среди лав много подушечных трубообразных потоков. Скорость на Восточно-Тихоокеанском поднятии значительно выше скорости спрединга в Атлантическом океане (соответственно 6—7 и 2—2,5 см). На гребне поднятия вместо осевой рифтовой долины присутствует осевой горст, а наряду с подушечными лавами открыты крайне любопытные формы, интерпретированные как остатки подводных лавовых озер. Из-за большой скорости раздвижения лава настолько подвижна, что быстро растекается по морскому дну сплошным

платом, заполняя понижения между вулканическими постройками подушечных лав. В результате возникают тонкие массивные покровы.

В детально исследованном районе Красного моря на 18° с. ш. наблюдались лишь подушечные трубообразные лавы. Если и присутствуют покровы массивных лав, то их количество настолько мало, что ни в одном из погружений они не были отмечены. В Красном море прекрасно выражена рифтовая долина. Все это находится в полном соответствии с малой скоростью спрединга, измеряемой 1,5 см/год.

Как в Атлантике и Восточно-Тихоокеанском поднятии, так и в Красном море хорошо выделяется экстрезивная зона. Она прослеживается по полосе развития самых молодых вулканических построек. Ее ширина, если взять по подошве этих построек, составляет в среднем 1 км, но надо иметь в виду, что это значение завышено, так как потоки молодых лав перекрывают на склонах более древние. Величина 1 км должна быть взята в качестве максимального значения. На всем изученном протяжении рифта длиной 40 км ширина экстрезивной зоны не меняется сколько-нибудь заметно и, следовательно, может быть принятой типичной для всего почти 1000-километрового отрезка южной части Красного моря. Экстрезивная зона представляется в виде огромной и протяженной трещины, протягивающейся на многие сотни километров при ширине всего в 1 км.

Вулканические постройки по форме очень напоминают аналогичные вулканические горы оси Срединно-Атлантического рифта. Говорилось, что их высота составляет 200—300 м, а поперечные размеры — от 0,5 до 1 км. Сами центры излияний подушечных лав представлены по меньшей мере двумя типами. Это, во-первых, зияющие жерла размером 2—5 м в поперечнике, обычно располагающиеся вблизи вершин вулканических гор, а во-вторых, вулканические хол-

мы, аналоги «стогов сена» в Атлантике. В обоих случаях центры излияния представляют собой самые последние истечения лавы. Они выглядят как паразитические образования, возникающие то в одном, то в другом месте, давая начало эпизодическим лавовым потокам. Каждый последующий поток может похоронить под собой предшествующий центр. Как правило, вблизи центров излияний встречается большое количество пустотелых подушек, из которых вытекли последние порции лавы, вокруг всегда много битого вулканического стекла, обломков обрушившихся облочков подушек или обвалившихся сводов вулканических жерл. При заполнении осадками такого обломочного материала и его цементации образуются гналокластиты — породы, типичные для прошлых подушечных лав, развитых в складчатых поясах континентов.

Вулканизм в осевой зоне происходит эпизодически, что доказано и в Атлантике, и в Тихом океане. В Красном море для этого есть следующие данные. Упомянулось, что по присутствию или отсутствию карбонатных корок удалось откартировать лавы, сформированные соответственно до плейстоценового оледенения, т. е. до 11 000 лет, и более молодые лавы. Молодые, голоценовые лавы полностью локализованы в центре осевой зоны. Среди них при погружениях «Пайсиса» были распознаны потоки двух самостоятельных эпизодов вулканизма. К последнему эпизоду относятся лавы, практически не покрытые осадками и слагающие самые свежие вулканические постройки (такие, как гора с отметкой 1298 м на параллели 17°58' с. ш.). Их возраст, как говорилось, моложе 1000 лет. Лавы более древнего эпизода либо выходят на склонах молодых построек, либо слагают самостоятельные горы. Они припорошены осадками толщиной до 0,5 м, но на них нет еще карбонатных корок, т. е. они моложе 11 000 лет. Толщина слоя осадков позволяет го-



ворить об излияниях около 10 000 лет назад. Следовательно, вулканизм происходил с интервалами примерно в 10 000 лет. Такого же порядка эпизодичность вулканизма установлена для Атлантики.

Наблюдения с «Пайсиса» обнаружили еще одну любопытную особенность вулканизма. Гора с отметкой 1298 м представляет собой один из самых молодых вулканических центров. На востоке и западе от горы обнажаются припорошенные осадками лавы более древнего эпизода — 10 000 лет назад, изливавшиеся из центра, существовавшего ранее. Если бы вулканические извержения происходили в разное время, но из одного центра, расположенного где-то у геометрической оси спрединга, то потоки лав самого различного возраста были бы всегда направлены в стороны от этой оси. Действительно, на восточном склоне горы потоки более древних и молодых лав наклонены в одну сторону — на восток. Но на западном склоне горы видно, что потоки молодых лав текли в противоположную сторону, на запад, а более древние потоки сохраняют наклон в восточном направлении. Следовательно, центр, из которого они изливались, находится западнее, а более молодая вулканическая постройка оказалась смещенной к востоку относительно этого древнего центра. Молодой вулкан возник на склоне более древнего вулкана. Величина смещения измеряется, видимо, сотнями метров и не превышает 1 км. Но эти данные говорят о том, что подобные смещения, или перескоки, центров вулканизма, возможно, свойственны всей осевой зоне. Ось спрединга тем самым не остается на одном и том же месте, а может смещаться в пространстве. Таким образом, осуществляются перескоки оси спрединга, в том числе, видимо, и те, которые устанавливаются на основании геолого-структурных и магнитных данных. При таких перескоках, а они все смещают ось спрединга к востоку, часть коры Ара-

вийской плиты оказывается привлеченной к Африке, вернее, к Данакильской плите. Тем самым возникает картина асимметричности спрединга.

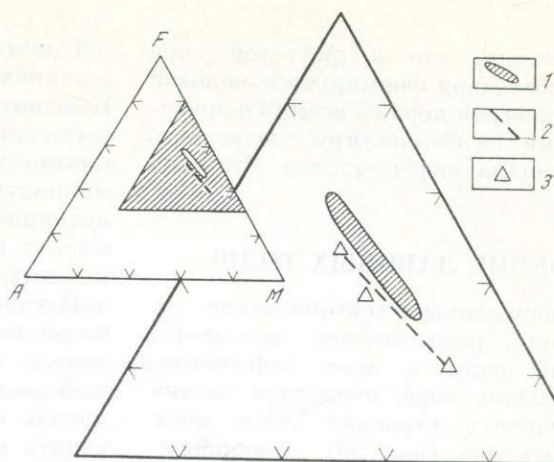
## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ

При погружениях «Пайсиса» удалось поднять большое количество образцов базальтов. Они были тщательно проанализированы в Институте геохимии им. А. П. Виноградова в Иркутске [Альмухамедов и др., 1981]. Базальты представлены типичными низкокальциевыми океаническими толеитами, ничем не отличающимися от базальтов открытого океана. Несмотря на узость щели Красноморского рифта, его молодость и близость мощной континентальной литосферы докембрийских щитов Африки и Аравийского полуострова, никакого влияния континентов, ни малейшего «загрязнения» континентальным материалом не происходит. В образующую щель сразу же поступает истощенный материал астеносферы.

Характерной особенностью красноморских толеитов является присутствие среди образцов значительных количеств крупнопорфировых разновидностей пород. В этом отношении толеиты Красного моря сопоставимы с толеитами Срединно-Атлантического хребта, где так же широко развиты крупнопорфировые разновидности пород. Фенокристаллы в красноморских базальтах представлены в основном плагиоклазом, количество которого в отдельных образцах достигает 15% объема породы [Матвеевков и др., 1982]. Реже встречаются единичные фенокристаллы оливина и клинопироксена. Все крупные вкрапленники (2—4 мм), судя по их размеру и особенностям состава и морфологии, кристаллизовались в промежуточных очагах на небольшой глубине [Альмухамедов и др., 1981]. Здесь происходили фракционирование и кумуляция кристаллических фаз. Это под-

Рис. 9. АFM-диаграмма составов базальтов Красного моря

1 — поле составов базальтов; 2 — тренд дифференциации толеитов [Дмитриев и др., 1979]; 3 — средний состав океанических толеитов, а также исходный и остаточный расплав дифференциации в условиях низких давлений



тверждает присутствие образцов, имеющих слоистую текстуру, где без заметной зоны закалки чередуются слои базальтов с порфировой и афировой структурой. Это свидетельствует о том, что в процессе одного акта извержения на поверхность поступал расплав, обогащенный кумулятивным плагиоклазом и без него.

По химическому составу толеитовые базальты Красного моря могут быть отнесены к типичным толеитам, изливающимся в срединно-океанических хребтах. Отличительной чертой является низкое содержание  $K_2O$ , обычно не превышающее 0,2% породы. Для нормативного минерального состава толеитов описываемого района характерно присутствие нормативного кварца, что может свидетельствовать о фракционировании из первичного толеитового расплава некоторой части кристаллов оливина. От среднего толеитового базальта океанов [Альмухамедов и др., 1981] толеиты Красного моря отличаются в основном более высокой железистостью, что является результатом глубокой дифференцированности толеитового расплава. Это хорошо видно на диаграмме АFM (рис. 9), где поле составов красноморских толеитов протягивается вдоль тренда дифференциации толеитового расплава при низких ( $<5$  кбар) давлениях [Дмитриев и др., 1979]. Процессы кумуляции плагиоклаза в составах

красноморских базальтов сказываются на появлении высокоглиноземистых разностей пород. Последние отличаются наиболее высоким содержанием фенокристаллов плагиоклаза.

Исследование содержания редких элементов в красноморских базальтах также позволяет отнести их к типичным толеитам срединговых зон океанов. Они характеризуются низкими содержаниями таких литофильных металлов, как Li, Be, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, Hf и др., что свидетельствует о сопоставимости процессов фракционного плавления вещества мантии под срединно-океаническими хребтами океанов и в рифтовой зоне Красного моря.

Определение содержаний летучих компонентов в низкокальциевых толеитах Красного моря, оцененное на основании пористости базальтов, показало, что содержание их крайне незначительно и не превышает содержания летучих в толеитовых базальтах из других рифтовых зон Мирового океана [Moore, 1965]. Главным летучим компонентом базальтов Красного моря является вода, кроме нее, среди летучих присутствуют B, F, Cl,  $P_2O_5$ , S,  $CO_2$ . Их содержание близко к содержанию летучих в первичных магмах.

Таким образом, минеральный и химический состав, содержание редких элементов и летучих компонентов в базальтах Красного моря позволяет

утверждать, что в рифтовой зоне Красного моря формируется молодая океаническая кора со всеми специфическими особенностями подводного вулканизма рифтовых зон Мирового океана.

## СТРОЕНИЕ ЛАВОВЫХ ТОЛЩ

Многочисленные тектонические нарушения, разрывающие сплошность земной коры в зоне рифтогенеза в Красном море, позволили частично изучить строение толщ подушечных лав (рис. 59)<sup>1</sup>. Специфической особенностью вод Красного моря является пересыщенность их карбонатами. Поэтому незначительное изменение физико-химических условий в зоне контакта вода—базальт приводит к активной садке карбонатов на поверхности обнажений. Выделившиеся карбонаты сильно сглаживают все микроформы рельефа, затрудняя их диагностику. Однако при внимательном изучении фотографий и телезаписей основные детали рельефа можно восстановить. Так, на фотографиях более или менее четко видны округлые торцовые сколы потоков подушечных лав, их размер и некоторые особенности взаимоположения (рис. 61). В обнажениях видно, что вся доступная наблюдению верхняя часть океанической коры, мощностью около нескольких десятков метров, сложена потоками подушечных лав, плотно налегающих друг на друга. Индивидуальные трубы-потоки слагают пачки подушечных лав, отражающих отдельные акты экструзивной деятельности. Некоторые пачки подушечных лав могут различаться по размеру и форме индивидуальных потоков. На контакте между пачками в ряде мест фиксируется небольшое количество осадочного материала (рис. 66).

Таким образом, изучение стенок тектонических нарушений на дне Красного моря показало, что верхняя часть океанической коры сложена плотно переслаивающимися потоками подушечных лав. Прерывистость вулканизма в экструзивной зоне привела к появлению несколько разобценных во времени пачек лав.

Изучение морфологии подводных базальтовых потоков, формирующих второй слой океанической коры в рифтовых зонах океанов, позволяет понять особенности генезиса и проводить реконструкцию геодинамических условий в палеорифтах, при изучении офиолитовых комплексов. Так, известно, что в срединно-океанических хребтах, отличающихся низкими скоростями раздвижения литосферных плит, развиты подушечные лавы разного типа, а в рифтовых зонах с высокими скоростями спрединга ( $>5$  см/год) наряду с подушечными лавами наблюдаются массивные потоки и лавовые озера. Приведенные в работе фотографии различных форм проявления базальтового вулканизма характеризуют его в рифтовой зоне Красного моря, отличающегося крайне низкими скоростями спрединга ( $\sim 1,5$  см/год).

Основной особенностью этого района является слабая интенсивность вулканизма, развитого на изолированных друг от друга участках дна в осевой части рифта. Здесь наблюдаются небольшие вулканические аппараты высотой до первых сотен метров. Иногда группы отдельных молодых вулканов протягиваются в виде цепочки по оси рифта. Склоны вулканов в основном крутые, часто крутизна их достигает  $30-40^\circ$ . Вулканы и депрессии между ними сложены типичными подушечными лавами, образование которых объясняется взаимодействием базальтового расплава с морской водой. Лава, поступающая из жерла вулкана в виде узкого каплевидного потока, начинает стекать вниз по склону. Однако вследствие взаимодействия с морской водой по-

<sup>1</sup> Рисунки начиная с № 22 и дальше представляют собой непосредственно фотографии Атласа.

верхность каплевидного потока быстро покрывается жесткой коркой базальтового стекла.

Дальнейшее поступление расплава и увеличение давления внутри капли приводит к ее некоторому растяжению; хрупкое стекло ломается, и на поверхности капли возникает типичная для подушечных лав система продольных трещин. Внутренняя часть стекловатой корки сохраняет некоторую пластичность, поэтому расплав внутри капли в контакт с водой не вступает. Когда базальтовая капля располагается на склоне, максимальные нагрузки, обусловленные весом заключенной в капле магмы, приходится на нижнюю часть капли. Здесь происходит максимальные растяжения стекловатой корки. Такие же усилия возникают и на шейке капли расплава. В этих местах наряду с продольными трещинами в хрупком стекле возникают поперечные трещины растяжения (рис. 10). Когда давление расплава превышает прочность стекловатой корки, последняя ломается и вниз по склону устремляется следующая гигантская капля. В результате многократного повторения этого процесса на склоне формируется длинная базальтовая труба с многочисленными пережимами и специфической структурой стекловатой корки каждой отдельной ее секции (см. рис. 10). Естественно, что во время извержения из вулканического центра вниз по склону спускается не одна труба. Отдельные трубы-потоки могут перекрывать друг друга, разветвляться, если их прорыв произошел в нескольких местах, останавливаясь на склоне.

Форма индивидуальных потоков подушечных лав зависит в основном от форм рельефа, на которых они формируются. Специфической особенностью вулканизма Красного моря является наличие в верхних частях вулканических аппаратов небольших кратерообразных воронок (рис. 38). Их размер не превышает первых метров. Появление таких кратеров объ-

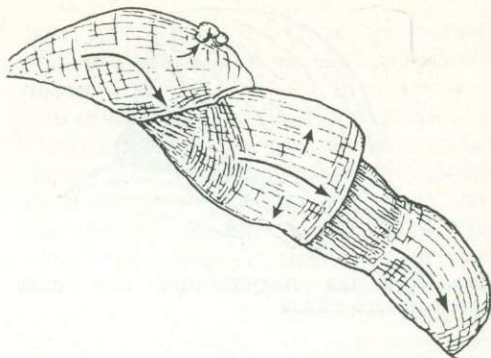


Рис. 10. Трубообразный поток и направление течения в нем

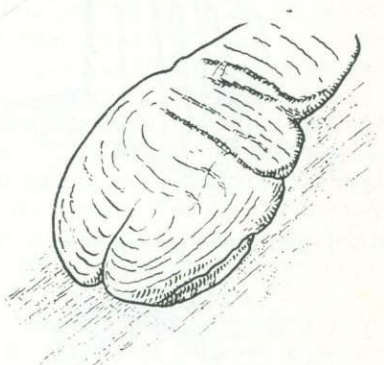


Рис. 11. Тип подушкообразного потока

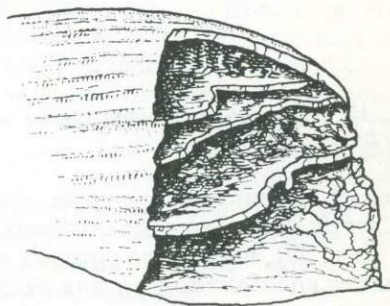


Рис. 12. Пустотелый поток с площадками отстоя расплава

ясняется, видимо, очень слабой интенсивностью вулканизма в рифтовой зоне Красного моря. Кратероподобная воронка возникает после понижения уровня стояния расплава в жерле вулкана и обрушения верхней стекловатой корки. У края кратерообразной

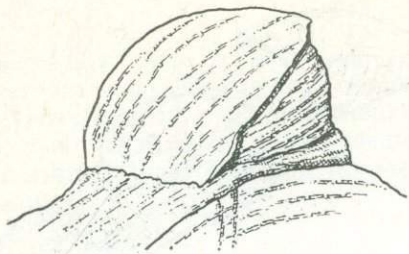


Рис. 13. Форма подушечных лав типа «расколотого яйца»

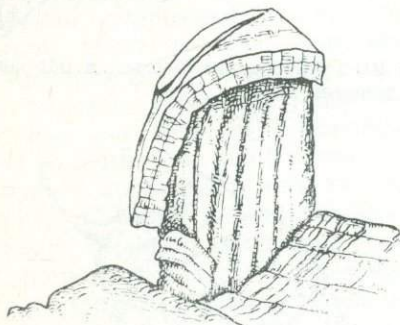


Рис. 14. Форма типа крышки люка

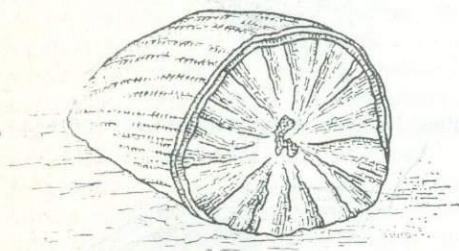


Рис. 15. Строение индивидуального лавового потока в сколе

воронки возникают сложные нагромождения плитчатых базальтовых корок (рис. 39), появление которых объясняется колебаниями уровня расплава в жерле. Форма отдельных частей потоков-труб, отходящих от экстремального центра, зависит в основном от крутизны склона. На пологих участках капля расплава растекается до поверхности, образуя уплотненные формы подушечных лав (рис. 11).

На крутых склонах возникают различной длины вытянутые капли, образуя типичные трубообразные фор-

мы (см. рис. 10 и 27). Если поток попадает в депрессию между ранее сформировавшимися крупными трубами, то расплав выдавливается из него и затвердевает на поверхности в виде несколько изометричного шара (рис. 24). После окончания эруптивной деятельности часть расплава, оставшаяся внутри базальтовых труб, может стекать вниз и на склоне остается твердая корка подушечной лавы (рис. 37). Внутренняя поверхность такой пустотелой формы обычно гладкая, со следами течения и сталактитообразными подтеками базальтового стекла. Истечение расплава из пустотелой формы может происходить постепенно, и тогда внутри пустотелой формы могут возникнуть стекловатые корки, сформировавшиеся на поверхности зон отстоя магмы (рис. 12).

Иногда стекловатая корка лопается, но расплав практически не вытекает из лопнувшей формы подушечной лавы. Так возникает форма типа «разбитого яйца» (рис. 13). Часто стекловатая базальтовая труба трескается в верхней и боковой частях, и из нее выдавливается, как паста из тубика, небольшое количество расплава. В этом случае формируются мелкие вторичные потоки, отличающиеся изометричной формой и гладкой поверхностью (рис. 48). Иногда выдавленный расплав несет на поверхности кусок стекловатой корки, вырванной из края первичной базальтовой трубы, и тогда возникает форма типа «крышки люка» (рис. 14). Вся система разновременных и ветвящихся первичных и вторичных труб, шаров и других форм создает на склоне кажущееся на первый взгляд хаотичным сложное переплетение отдельных потоков (рис. 52). Однако более детальное исследование показывает, что все трубы-потоки направлены в основном вниз по склону, в сторону от эруптивного центра и отклоняются от этого направления не более чем на 10–15°. Довольно четко выделяются верхняя и нижняя части капли подушечной лавы (см. рис. 10). Использо-

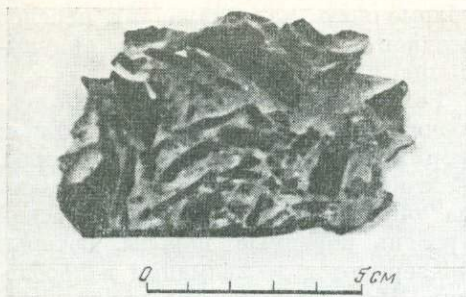


Рис. 16. Поперечный срез фрагмента базальтовой брекчия (обр. П66-3)

ние всех этих данных позволяет восстанавливать эруптивные центры при палеореконструкциях.

### ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА ИНДИВИДУАЛЬНЫХ ПОТОКОВ

Визуальное наблюдение многочисленных свежих сколов подушечных лав, а также анализ фотографий и изучение крупных образцов, представляющих собой фрагменты индивидуальных потоков, позволяют описать некоторые особенности внутреннего строения магматических форм. На поперечном сколе лавовых потоков отчетливо выделяются три концентрические зоны. Внешняя зона, наименьшая по мощности (2—3 см), представляет собой корку на поверхности магматического тела, отделенную серией сферических трещин, которые образуют поверхности отслоения (рис. 15). Эти поверхности покрыты пленкой темно-синей побежалости или выполнены тонкой (доли миллиметра) корочкой вторичных карбонатов.

Во внешней части корка представлена закаленным базальтовым стеклом. Мощность стекловатой зоны не превышает 0,5—1 см. Так как в Красном море (вследствие высоких скоростей осадконакопления) наблюдению доступны только очень молодые вулканы в осевой части рифта, то во всех образцах стекло абсолютно све-

жее, почти не затронутое процессами вторичных изменений. Во внутренней части стекловатой корки в прозрачном стекле появляются округлые участки, замутненные рудным веществом и содержащие тончайшие микролиты. Количество таких пятен быстро увеличивается, и они сливаются в единую непрозрачную массу. Многочисленные сферические трещины, отделяющие корку потока, проходят по внутренней части микролитовой зоны. Легкое отшелушивание корки приводит к тому, что почти все наблюдаемые в развалах глыбы базальта обычно ее лишены. В то же время брекчия, образующаяся у подножий тектонических нарушений в зоне гьяров, состоит из обломков стекла, цементированных плотным карбонатом (рис. 16). Можно предположить, что стекловатая и микролитовая зоны представляют собой ту жесткую и полупластичную оболочку, которые возникают при соприкосновении расплава с водой.

Возникновение трещин на границе внешней корки и кристаллического базальта объясняется резкими перепадами температур в этой зоне. Граница стекловатой корки отлично видна визуально на сколах индивидуальных потоков подушечных лав. Особенно хорошо она видна там, где трещины оказываются заполненными вторичным карбонатом. Во внутренней части застывшего потока подушечной лавы также иногда может наблюдаться сложная структура, возникающая в результате намерзания последующих порций расплава на внешнюю, стекловатую корку. Иногда намерзающие части отличаются по содержанию фенокристаллов, что свидетельствует о фракционировании магмы перед ее излиянием. Базальты во внутренних частях потоков отличаются относительно высокой степенью раскристаллизации и обладают вариолитовыми и микродолеритовыми структурами основной массы породы. Типична радиальная отдельность базальта на сколах индиви-

дуальных потоков подушечных лав (см. рис. 15), объясняемая характером распределения температурного градиента в подушке.

Базальты Красного моря обладают некоторой пористостью. Максимальное количество пузырей, достигающее 7—8% объема породы, наблюдается в базальте, непосредственно под коркой закалки, в то время как средняя пузыристость базальтов Красного моря составляет 3—4% объема породы. Скопление пузырей под коркой закалки объясняется дегазацией магмы внутри трубы-потока. Во внутренней части индивидуального потока подушечной лавы часто можно наблюдать небольшие изометрические пустоты со сложной, бугристой поверхностью. Вероятно, эти пустоты представляют собой раковины усадки. Часто внутренняя часть потока сложена разуплотненным базальтом, в котором не удается выделить преобладающего направления трещин. Порода в этой зоне содержит многочисленные мелкие поры-каверны. Граница между средней и внутренней зонами выражена в большинстве случаев четко, часто в виде сферической трещины отслоения (см. рис. 15).

## ОБЛОМОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В рифтовой зоне Красного моря широко распространены эдафогенные обломочные породы. К этому типу осадков относятся образования, состоящие преимущественно (более 70%) из продуктов подводного разрушения коренных пород дна [Петелин, 1971]. Формирование эдафогенных пород в рифтовых зонах связано с действием тектонических процессов. Осадки этого генетического типа обычно приурочены к склонам вулканов и днищам тектонических депрессий. В создании эдафогенных пород (как и в случае образования терригенных осадков) можно выделить три стадии: 1) дезинтеграцию коренных пород и мобилизацию

обломочного материала; 2) перенос осадков и 3) осаждение и аккумуляцию [Мурдмаа, 1976].

Роль тектонических движений исключительно велика на всех этапах формирования эдафогенных пород. Тектонические процессы поднимают на определенный гипсометрический уровень коренные породы, которые подвергаются десквамации и дроблению. Перемещению обломочного материала и формированию осыпей способствуют проявления сейсмической активности, характерные для рифтовых зон. В целом по структурным признакам эдафогенные породы можно разделить на грубообломочные образования (глыбы, щебень, дресва) и песчано-алевролитовые осадки, которые по минеральному и петрографическому составу близки к коренным породам, в результате разрушения которых они и образовались.

В Красноморском рифте эдафогенные образования выражены в виде развалов глыбовых базальтовых обломков, осыпей базальтового материала и аккумулятивных тел, сложенных базальтовой щебенкой. Такое деление основано на гранулометрических и морфологических признаках описываемых образований. Породы этого типа наблюдались во время погружений «Пайсиса» на глубинах 1500—1600 м. Развалы глыб базальтов были встречены на субгоризонтальных участках донной поверхности. Обломки измеряются первыми десятками сантиметров, имеют в целом неправильную, угловатую форму, заостренные ребра. Некоторые грани обломков сохраняют признаки первичных, разрушенных форм: они выделяются типичной округлостью, а на поперечных сколах хорошо заметна слоистость покрывающей их корочки (рис. 89). Базальтовые осыпи приурочены к склонам. В них наблюдается характерная для осыпей дифференциация осадочного материала (рис. 75, 76). По-видимому, формирование осыпей прямо связано с сейсмической активностью рифтовой

зоны Красного моря. Скопления щебнистого материала наблюдались на слабонаклонных поверхностях. Размеры обломков здесь составляют 5—15 см. Для отделившихся базальтов характерна секториальная форма (рис. 87). Остроугольные обломки с ребристыми поверхностями хорошо отражают внутреннюю структуру лавовых потоков. В цементированном виде базальтовый щебень создает брекчии (рис. 109). В Красном море в связи со спецификой осадконакопления наполнителем базальтовых брекчий является карбонатный цемент. В образце брекчии, поднятом «Пайсисом», мелкие обломки стекла размером до 10 см даже плавают в известковом цементе (см. рис. 16). Этот тип образований достаточно

широко распространен в пределах исследуемой рифтовой зоны. Базальтовые брекчии часто встречаются в стенках сбросовых уступов; иногда на них образуются зеркала скольжения.

В целом, характеризуя эдафогенные породы рифтовой зоны Красного моря, можно отметить их некоторые особенности. Отличительной чертой этих образований является отсутствие в их составе песчано-алевритовой фракции. Одновременно обращает на себя внимание свежесть обломков, низкая степень их выветрелости, окатанности. Эти особенности можно объяснить современным образованием исследуемого материала в условиях тектонического подводного дробления.

## Глава IV

### ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И МИКРОРЕЛЬЕФ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

#### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В центральной части Красного моря в районе 18° с. ш. на полигонах было выполнено геологическое картирование дна. Для этого наряду с материалами, полученными с помощью обитаемого подводного аппарата «Пайсис», был осуществлен спуск геологических приборов (грунтовых трубок, дночерпателей и драг) на 140 станциях. Опубликованные ранее материалы и полученная нами новая геологическая информация позволили установить основные закономерности осадконакопления в рифтовой зоне Красного моря.

Наиболее полный стратиграфический разрез осадочной толщи встречен на верхних ступенях. Наиболее древние достаточно редкие находки морских осадочных образований Красного моря датируются олигоцен-

ном, ранним и средним миоценом [Coleman, 1974; Girdler, Whirtmarsh, 1974]. Выше залегает миоценовая соленосная толща, сложенная ангидритом и галитом. Петрографическое исследование и геохимические данные однозначно свидетельствуют о том, что эвапориты накопились в очень мелководных условиях [Stoffers, Kühn, 1974]. В пределах этой толщи присутствует несколько маломощных прослоев тонкослоистых черных сланцев, обогащенных органическим веществом и пиритом. Исследование скелетных остатков кокколитофорид и бентосных фораминифер из этих прослоев показало, что они развивались в условиях нормального открытого моря со значительными глубинами. Надо полагать поэтому, что в позднем миоцене неоднократно изменялись условия седиментации. Существовала глубоководная впадина, а уровень воды менялся. При



низком стоянии уровня накапливались соли, при высоком — сланцы. Мощность соленосной толщи составляет несколько километров, уменьшаясь при движении к Красноморскому рифту.

Важно отметить, что у «солевых» уступов верхнемиоценовые соли подстилаются более молодыми плиоцен-плейстоценовыми базальтами ложа (рис. 17). Такое аллохтонное положение эвапоритовой толщи объясняется пластичностью соли, «натеканием» солей на смежные участки более молодого базальтового фундамента.

Выше залегают темно-серые до черных сложные доломитизированные алевриты, содержащие аргиллиты. Мощность горизонта 10—30 м. Черные прослои обогащены органическим веществом и пиритом. Возраст этих пород — ранний плиоцен либо самый конец позднего миоцена. Данный горизонт перекрывает соленосную толщу. Полагают [Supko et al., 1974], что вещественный состав этого пограничного горизонта обусловлен раннедиагенетической перекристаллизацией первично-карбонатных биогенных отложений в условиях рассола. Наличием придонных рассолов при накоплении осадочного материала обусловлено и присутствие в осадочных образованиях значительных количеств органического вещества и аутигенного пирита.

Данный горизонт перекрывается нижнеплиоценовыми серыми умеренно или сильно литифицированными терригенными алевритистыми аргиллитами, содержащими значительную (до 40%) примесь кокколитов. Мощность горизонта не превышает 50 м. Осадки местами обогащены органическим углеродом (до 10%) и содержат пирит. Наблюдаются следы переработки осадков бентосными роющими организмами.

Верхний горизонт осадочной толщи позднеплиоценового — плейстоценового возраста мощностью 100—200 м состоит из мягкого до слег-

ка литифицированного карбонатного кокколитового ила с примесью скелетных остатков планктонных фораминифер и птеропод, а также терригенного материала пелитовой и алевритовой размерности [Whitmarsh et al., 1974]. В верхней части плейстоценовых осадков встречены фрагменты арагонитовых корок. Осадки окрашены в светло-коричневые, светло-серые, зеленовато-серые и темно-серые, а также черные тона, причем границы между осадками разного цвета резкие. Это указывает на неоднократное изменение осадков в процессе интенсивного накопления в них органического вещества.

На нижних тектонических ступенях, возраст базальтового ложа которых не превышает 3 млн. лет, мощность осадочной толщи измеряется первыми сотнями метров. При этом распределение осадков крайне неравномерно (см. рис. 17). В пределах тектонических уступов на поверхности дна обнажаются вулканиты базальтового состава. В осадочном разрезе нижних тектонических ступеней по сравнению с верхними ступенями верхнемиоценовая соленосная толща отсутствует. Осадочный чехол сложен плиоцен-плейстоценовыми осадками.

Осадочный чехол в пределах осевой зоны Красноморского рифта (см. рис. 17), несмотря на неравномерность его распространения, характеризуется также закономерным уменьшением мощностей в направлении к осевой зоне. У тектонических уступов, обрамляющих осевую зону, мощность осадков измеряется единицами и первыми десятками метров. В центральной экстрозивной зоне на приподнятых участках дна, представляющих собой изолированные вулканические постройки с конусовидной, плосковершинной или со сложно построенной расчлененной поверхностью, осадки либо вообще отсутствуют, либо встречаются в виде «небольших присыпок» в понижениях микрорельефа (рис. 80).

В осевой зоне Красноморского рифта неогенные осадочные образования отсутствуют; вся осадочная толща, залегающая на базальтовом фундаменте, сложена плейстоценовыми осадками, сходными по составу с плейстоценовыми отложениями описанных выше структурных элементов рифта. В большинстве изученных колонок осадки сложены главным образом биогенным карбонатом, представленным скелетными остатками кокколитофорид, планктонных фораминифер и птеропод. Абиогенная часть осадка представлена преимущественно кварцем и полевыми шпатами. В отдельных горизонтах присутствует значительная примесь эдафогенного материала, главным образом вулканического стекла.

В составе плейстоценовой осадочной толщи выделяется несколько горизонтов, содержащих литифицированные карбонатные плитчатые образования, сложенные главным образом арагонитом, частично Mg-кальцитом. Они детально описаны зарубежными исследователями [Herman, 1968; Gevirtz, Friedman, 1966; Milliman et al., 1969; Stoffers, Ross, 1974]. Наряду с биогенными арагонитом (иглы птеропод) и Mg-кальцитом (бентосные фораминиферы) в цементе карбонатных образований широко развиты аутигенные разновидности этих минералов, особенно арагонит.

На поднятиях и горах за пределами экстрезивной зоны осадки часто отсутствуют, а на поверхность выходят карбонатные корки мощностью до 20 см и более (рис. 89). Они залегают непосредственно на базальтах ложа, бронируя их. Эти корки представлены плитчатыми светло-серыми известняками, переслаивающимися с менее литифицированным неслоистым карбонатным материалом коричневатого-серого цвета. Такой же материал присутствует в тонких прослоях между плитками. На достаточно крутых тектонических усту-

пах, на которых осадочный материал не накапливается, обнажающиеся породы обычно покрыты тонкой пленкой хемогенно осажденного арагонита.

Основная масса плитчатых известняков и слабо сцементированных осадков состоит из биогенного карбоната (кокколиты, фораминиферы и птероподы), сцементированного хемогенным арагонитом. Местами известняки резко обогащены игловидными птероподами. После растворения карбоната известняков в остатке присутствует тот же набор терригенных минералов, что и в нелитифицированных осадках.

Карбонатные корки по времени и механизму формирования отождествляются с известковыми плитками, которые постоянно присутствуют в позднеплейстоценовых колонках. Отличие заключается в том, что хемогенно осаждающийся арагонит на поднятиях цементирует преимущественно самый грубый биогенный материал, в частности игловидные птероподы, ибо основная масса тонких осадков не задерживается, а сносится вниз по склонам. Эти корки имеют региональное значение. Они являются типичной позднеплейстоценовой фацией подводных поднятий и гор и латерально сменяются горизонтом биогенных карбонатных осадков с арагонитовыми плитками, формирующимися на склонах поднятий и во впадинах. Над горизонтами с карбонатными плитками очень часто выделяются темно-серый, почти черный ил, резко обогащенный органическим веществом. Этот ил часто сравнивается с сапропелевыми слоями Средиземного моря [Müller, 1976].

Имеется достаточно четкая привязка выделенных в колонках горизонтов к конкретным возрастным интервалам, отражающим эволюцию климата в плейстоцене. При изучении в колонках скелетных остатков планктонных и бентосных организмов [Berggren, Boersma, 1969; Chen, 1969; McIntyre, 1969; Risch, 1976;

Müller, 1976], при датировании осадков методами абсолютной стратиграфии —  $C^{14}$  и Th/U [Geyh, Höhndorf, 1976], а также исследованиями изотопного состава углерода и кислорода карбоната раковин планктонных фораминифер [Schoell, Risch, 1976] было установлено, что в ледниковые периоды, когда понижался уровень океана, резко сокращался обмен водами между Индийским океаном и Красным морем, при этом соленость вод в последнем резко возрастала. В результате существенно изменялись численность и видовой состав морских организмов. В конце холодных периодов с увеличением температуры вод начиналась хемогенная садка арагонита из высокосоленых вод. Это приводило к формированию известковых корок на возвышенностях и горах и литифицированных известковых плиток в поверхностных горизонтах осадков.

С завершением ледниковых периодов и повышением уровня океана обмен через Баб-эль-Мандебский пролив усиливался, что приводило к увеличению биопродуктивности на поверхности Красного моря. Под поверхностными водами некоторое время сохранялись достаточно плотные «реликтовые» воды, которые плохо перемешивались с поверхностными и слабо снабжались кислородом. В этих условиях увеличивалась сохранность органического вещества при седиментогенезе. Следовательно, так называемые сапропелевые горизонты знаменуют собой начало межледниковых периодов плейстоцена.

Последнее оледенение закончилось 10—15 тыс. лет назад. В Красноморских осадках верхняя граница последнего горизонта с карбонатными плитками датируется 12,5 тыс. лет. Поэтому та часть базальтового фундамента рифтовой зоны Красного моря, которая на приподнятых участках не «бронирована» карбонатными корками, а в понижениях покрыта осадками, лишенными карбонатных плиток, сформировалась в последние

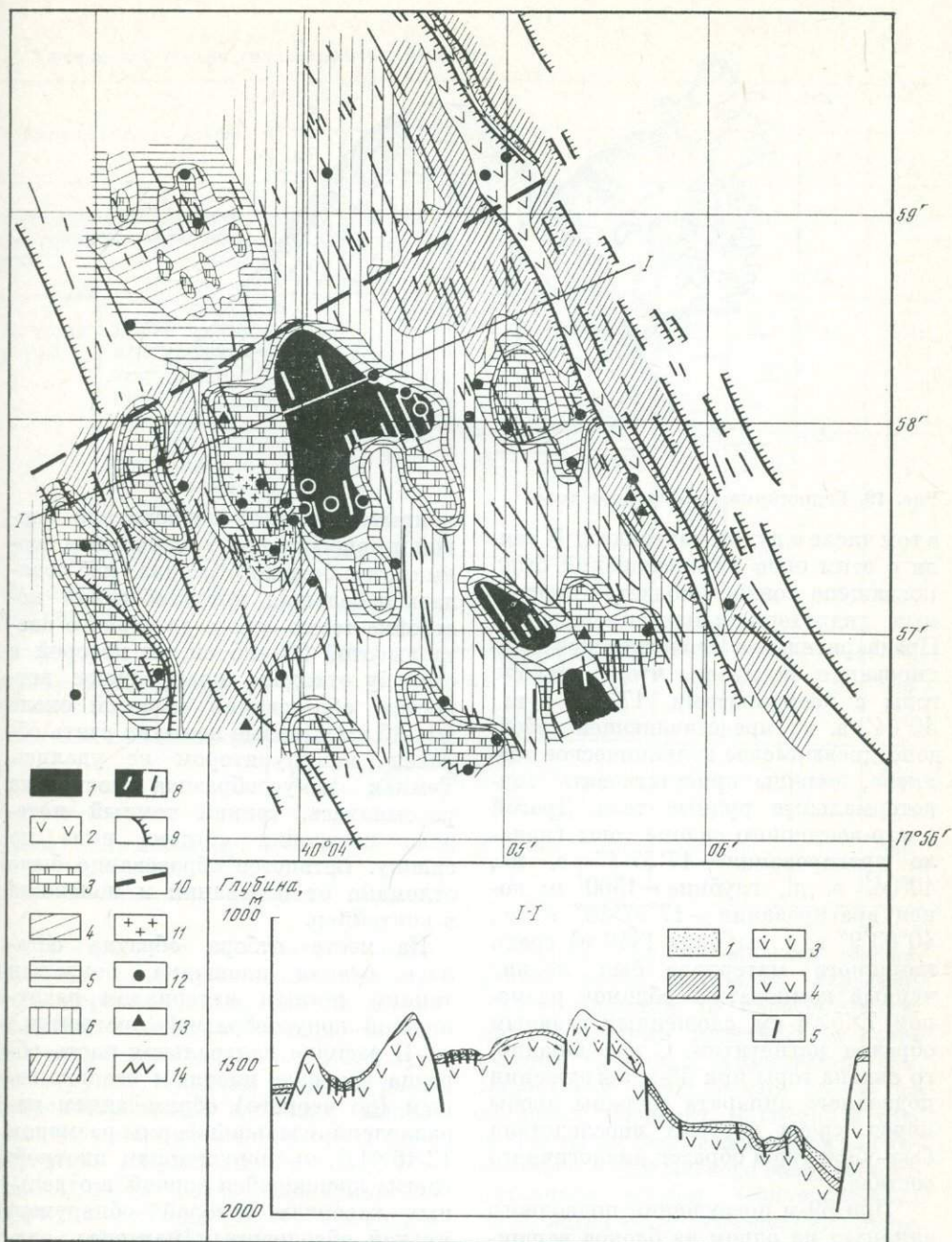
12,5 тыс. лет. На рис. 18 выделена эта зона молодой океанической коры.

В связи с тем, что скорости осадконакопления в рифтовой зоне Красного моря достаточно высоки (среднее значение по 48 определениям равно  $\sim 5$  см в 1000 лет при колебаниях значений 0—26,4 см в 1000 лет), часто наблюдаются излияния базальтов на маломощные покровы биогенных осадков, «закатывание» масс осадков внутрь лавового потока, интенсивная литификация молодых осадков.

Таким образом, отличительной особенностью строения осадочного чехла исследованного района, как и всех океанических рифтов, является постепенное увеличение его мощности и удревнение базальных горизонтов при удалении от осевой зоны. В пределах осевой зоны формирование океанической коры продолжается и в настоящее время. Возраст широкой полосы базальтового фундамента не древнее 12,5 тыс. лет. Осадконакопление в пределах рифта развивается достаточно неравномерно. В результате активной тектонической деятельности и, возможно, придонных течений осадочный материал сносится с подводных поднятий и гор и накапливается на склонах и в прилегающих впадинах. Одной из существенных черт осадконакопления в Красноморском рифте является широкое развитие в отдельные этапы плейстоцена хемогенного осаждения карбонатного материала. Встреченные на дне Красного моря карбонатные корки являются уникальными образованиями, отсутствующими в других районах океанического рифта.

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ В РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Рифтовая зона океана является специфичной провинцией на земном шаре, уникальной областью широкого развития гидротермальных и гидротермально-осадочных процессов,



**Рис. 18.** Геологическое строение осевой зоны рифта (полигон 1)

Базальты: 1 — голоценовые, 2 — доголоценовые; 3 — доголоценовые известняки, «броннирующие» базальты ложа; мощность осадков, см: 4 — менее 25, 5 — 25—50, 6 — 50—100, 7 — более 100; 8 — тектонические нарушения типа грядов; 9 — тектонические нарушения типа сбросов; 10 — трансформный разлом; 11 —

гидротермальные руды; места отбора проб: 12 — геологическими трубками, 13 — дочерпателями; 14 — места драгирования

На разрезе: 1 — голоценовые осадочные образования; 2 — доголоценовые осадочные образования; 3 — голоценовые базальты; 4 — доголоценовые базальты; 5 — тектонические нарушения

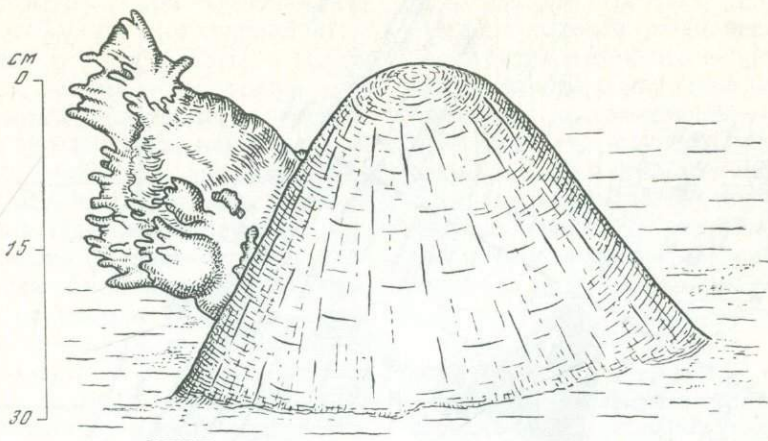


Рис. 19. Гидротермальное рудное тело

в том числе и рудообразующих. В связи с этим одно из погружений было посвящено поискам областей подводных гидротермальных проявлений. Предварительное геологическое картирование показало, что в районе горы с координатами  $17^{\circ}58'$  с. ш.,  $40^{\circ}04'$  в. д., представляющей собой допозднеюрмское вулканическое поднятие, должны присутствовать гидротермальные рудные тела. Драгой с юго-восточного склона горы (начало драгирования —  $17^{\circ}57'4''$  с. ш.,  $40^{\circ}04'$  в. д., глубина — 1560 м; конец драгирования —  $17^{\circ}57'46''$  с. ш.,  $40^{\circ}03'9''$  в. д., глубина 1440 м) среди каменного материала был поднят черный комковатый обломок размером  $7 \times 5 \times 4$  см, сложенный главным образом магнетитом. С юго-западного склона горы при 58-м погружении подводного аппарата собраны пробы пород, среди которых впоследствии был обнаружен образец аналогичного состава.

При 69-м погружении подводного аппарата на одном из блоков вершины этой горы, отделенной от соседних блоков системой субширотных и субмеридиональных разломов, в точке с координатами  $17^{\circ}57'$  с. ш.,  $40^{\circ}03'$  в. д. (глубина 1400 м) было обнаружено геологическое образование необычной формы (рис. 19). На относительно ровной поверхности,

покрытой мощной карбонатной коркой и присыпанной маломощным слоем светло-бежевого осадка, наблюдалась небольшая конусообразная постройка темно-серого до черного цвета высотой 20—25 см, из которой в сторону отходило красно-бурое ветвистое образование высотой около 10—15 см. Первые попытки взять образец манипулятором не удались. Темная конусообразная постройка рассыпалась, тонкий темный материал постройки «потек» вниз по склону. Ветвистое образование было отломано от основания и положено в контейнер.

На месте отбора образца осталась ровная площадка, покрытая тонким темным материалом разрушенной конусообразной постройки.

В распиле центральная часть образца сложена плотным стальным (до черного) образованием параллелепипедальной формы размером  $12 \times 6 \times 1,5$  см, окруженным плотной, слегка крошащейся коркой, в отдельных кавернах которой обнаружен мягкий обводненный материал, слагавший, по-видимому, всю конусообразную постройку. Часть ветвистого образования, обнажающаяся над конусообразной постройкой, имеет натеchnую поверхность красно-бурого цвета. Химический состав этих образований (таблица) изучен с помощью атомной абсорбции.

### Химический состав гидротермального тела

Характеристика пробы		%	ppm							
			Fe	Mn	Ni	Co	Cu	Zn	Cd	Cr
Параллелепipedальное центральное образование		52,8	10000	1520	370	810	27	10,5	1330	200
Плотная корка	Более плотные ветвистые выделения	71	195	64	53	13	70	9,8	19	1070
	Рыхлое заполнение между ними	72,5	90	58	54	11	50	10,5	9,5	970
Мягкий обводненный материал		66,6	80	53	49	8,5	32	14,5	7,5	640
Красно-бурые пленки на плотной корке		59,5	92	48	42	11	35	10,1	5,5	920
Проба из драги		62	1500	78	54	19,5	50	9,7	11,5	4750
Проба, полученная при 58-м погружении		47,5	3400	54	43	25	75	9,7	12	9000

Центральное образование представляет собой кусок минерализованного дерева. Стенки клеток дерева частично замещены минералом, ранее описанным только в пробах лунного грунта. Согласно четырем рентгеноспектральным анализам, выполненным на микроанализаторе УХА-5 (средние результаты: Fe—81,7, P—18,1%; сумма 99,8%), эмпирическая формула его  $Fe_{2,86}P_{1,14}$ ; теоретический состав  $Fe_3P$  [Богданов, Бородаев, 1982]. Этот минерал образует скелетные агрегаты шириной до 0,03 мм. Размер отдельных зерен в среднем равен 0,005 мм. В ассоциации с ним обнаружены широко распространенный антракосолит и редкий алабандин.

Корка, окружающая это образование, имеет ветвистое строение. Между тонкими (в первые миллиметры) ветвями присутствует более рыхлый материал. Химический (см. таблицу) и минеральный состав их одинаков: магнетит, маггемит и гидроокислы железа. Близкий состав характерен и для мягкого обводненного материала каверн. Обнажающаяся часть ветви этого образования покрыта тонкой пленкой гидроокислов железа. Массивное гидротермальное тело такого состава на дне морей и океанов встречено впервые.

Несмотря на очень детальное геологическое картирование рифтовой зоны, признаки гидротермальных проявлений в других районах встре-

чены не были. Локальность гидротермальных процессов, относительно высокие скорости накопления экзогенного осадочного материала — вот основные причины, по которым вынос гидротермальными растворами рудных компонентов в придонные воды не отразился на составе донных осадков рифтовой зоны.

На основании полученных материалов по гидротермальным проявлениям можно сделать следующие выводы.

1. Гидротермальные процессы строго локализованы, ограничены по интенсивности.

2. Область их проявлений находится не в экстрозивной зоне рифта, а в прилегающей к ней части тектонически активной зоны, где наряду с субмеридиональными разрывами типа гьяров широко развиты субширотные тектонические нарушения.

3. Гидротермальные массивные тела пространственно приурочены к положительным формам рельефа или к их ступенчатым склонам, разбитым многочисленными тектоническими нарушениями.

## Глава V

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОСЕВОЙ ЗОНЫ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА

Осевая зона Красного моря (или внутренний рифт) характеризуется не только проявлениями современного магматизма, но и активной тектонической деятельностью. Именно этими процессами (безусловно взаимосвязанными) и созданы, очевидно, основные черты рельефа центральной части рифта. Сама осевая зона во многом напоминает рифтовую долину срединно-океанического хребта и представляет собой линейную депрессию шириной 5—8 км. Амплитуда рельефа от днища долины до приле-

4. Исходя из минеральных ассоциаций массивного рудного тела, можно заключить, что гидротермальные растворы, выносящие на поверхность дна рудные компоненты (прежде всего железа), характеризовались температурами в несколько сотен градусов.

5. Наличие фосфидов железа в составе рудного тела указывает на то, что выход гидротермальных растворов представлял собой сильно фонтанирующий источник. Видимо, под его влиянием инородный предмет (обломок деревянного бруска) был перемещен в центр фонтанирующего источника. Образование фосфидов железа, замещающих стенки клеток дерева, могло происходить в условиях изоляции от придонной морской воды.

6. Массивное сульфидное тело сформировалось на поверхности карбонатной корки, возраст которой, по видимому, позднеюрмский. Поэтому гидротермальные процессы развивались в голоцене.

гающих к ней возвышенностей («краевых гор») составляет 400—500 м; следовательно, таков здесь и размах вертикальных тектонических движений. Несомненно, наиболее яркие, эффектные формы в пределах рифта связаны с растягивающими напряжениями. Структурные проявления растяжения на дне рифтовой долины выражены несколько по-разному в самом центре (зоне экстрозивий) и в стороны от нее.

Экстрозивная зона отличается наиболее свежими формами вулканиче-

ской деятельности и ее облик в первую очередь определяется хаотическим нагромождением лавовых потоков, почти не прикрытых осадочным материалом.

Для осевой зоны Красноморского рифта характерны проявления тектонической активности, что находит отражение в рельефе. Наиболее примечательны структурные уступы, очевидно, сбросовой природы. Отдельные вулканические постройки в разрезе имеют очертания ступенчатых пирамид, на склонах которых зафиксирован ряд почти вертикальных стенок высотой до 50–60 м, встречаемых через 70–100 м. Все они протягиваются в соответствии с общим простираем рифтовой зоны — с юго-востока на северо-запад. В стенках уступов вскрываются разрезы лавовых потоков, причем характерны сфероидальные сколы подушечных отделенностей. Такого рода сколы видны и на обломках, слагающих осыпи у основания уступов. Во время погружения № 62 отчетливо установлено, что обломочный материал с приближением к стенке уступа, высота которого здесь достигает 110 м, значительно меняется по размерности — от огромных глыб до почти щебенчатого материала у самого основания. Это изменение зафиксировано на протяжении нескольких десятков метров. Осыпи совершенно свободны от осадков, что свидетельствует об их молодости. Какие-либо признаки тектонических брекчий, связанных с движениями по разломам, вдоль уступов не отмечаются. Площадки между уступами обычно выровнены и наклонены в соответствии с общим падением склона в среднем под углом 15–30°.

Трещины в осевой зоне встречаются редко. Обычно ширина их не превышает 1–2 м. В плане они имеют извилистые очертания, простираясь так же, как и уступы, вдоль рифта. Стенки крутые, неровные, «рваные». По морфологии это типичные трещины отрыва. Чаще всего они рас-

полагаются в нижних частях склона, по окраинам вулканических построек. Таким образом, осевую (экструзивную) зону нельзя считать полностью лишенной следов тектонической активности. Наличие многочисленных уступов, несомненно сбросового происхождения, несколько отличает ее от аналогичных образований, изучавшихся в экспедиции «ФАМОУС», где тектонические структуры практически полностью скрыты лавовым покровом [Luyendyk, Macdonald, 1977]. Не исключено, что это отличие обусловлено ослабленным проявлением магматизма в Красном море, где вулканические излияния не успевали нивелировать следы тектонических процессов. Возможно, что сбросы в какой-то степени связаны с проседанием кровли над магматическими очагами промежуточного типа, наличие которых подтверждается некоторыми признаками дифференциации базальтов.

По обе стороны от оси рифта выделяются зоны интенсивной трещинной тектоники (рис. 20). В пределах этих зон мощность рыхлого осадочного покрова, как правило, уже достигает 20–25 см, а местами и значительно больше. В целом рельеф в этих зонах достаточно сложный, характеризующийся превышениями в десятки (иногда до сотни) метров. Формы лавового микро рельефа выражены здесь гораздо менее отчетливо, чем в центральной зоне, а местами полностью перекрыты осадками. Наиболее характерной чертой структуры этих зон является чрезвычайно широкое развитие трещин — «гьяров», как называют такие образования по аналогии с исландскими. В некоторых местах, по-видимому, можно говорить о настоящем «гьяровом рельефе», поскольку следующие одна за другой глубокие трещины создают совершенно своеобразную, ни с чем не сравнимую картину расчлененной и раздробленной поверхности дна.

Практически все встречавшиеся трещины вытянуты строго по про-



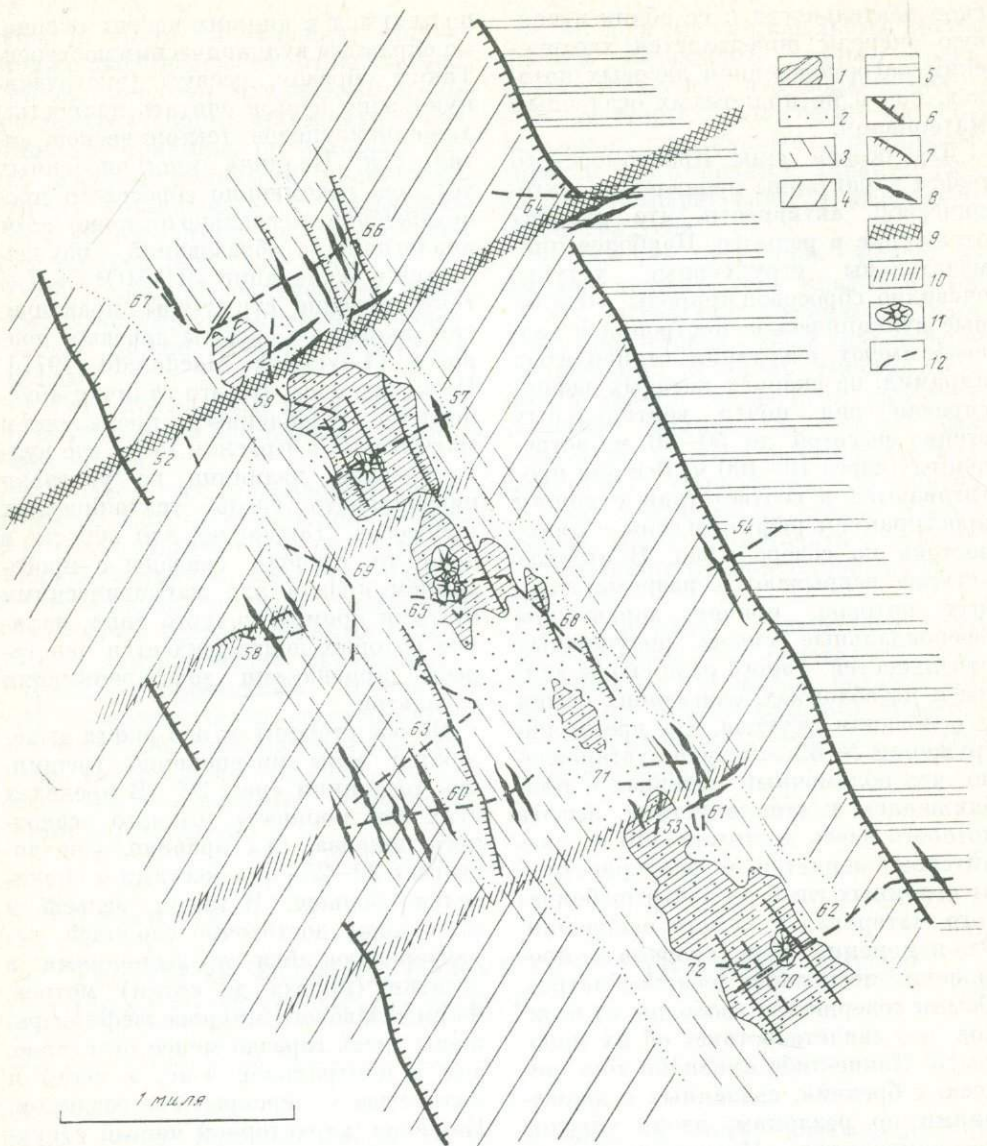


Рис. 20. Структурная схема внутреннего рифта (рифтовой долины) в Красном море  
 1 — область развития наиболее молодых изливаний базальтов; 2 — центральная зона; 3 — зоны трещинной тектоники; 4 — дно рифтовой долины, перекрытое рыхлыми осадками; 5 — склон краевых гор; 6 — крупнейшие краевые уступы; 7 — уступы осевой зоны долины; 8 — трещины растяжения; 9 — сквозной поперечный разрыв; 10 — другие поперечные нарушения; 11 — хорошо сохранившиеся кратеры; 12 — линии маршрутов и их номера

стиранию рифтовой долины. Стенки их вертикальные, очень неровные, а края имеют ломаные очертания. Обычно ширина трещин не превышает первых метров, но местами достигает 20–25 м (изредка больше), причем стенки резко сходятся книзу. В пределах рассматриваемых зон между гьярами находятся обычно ровные площадки, покрытые осадочным материалом. Чаще всего это просто раз-

блокированные участки склонов. Лишь в некоторых местах отмечаются вертикальные смещения между ними, обычно не превышающие нескольких метров. Возможно присутствие здесь структур типа сброс-раздвиг (шарнирный сброс). Подобные нарушения характерны для областей интенсивного растяжения. В трещинах вскрываются выходы базальтов, образующие отдельные разнообразной формы. Можно выделить две разновидности трещин, различающихся по облику «среза» коренных пород в их стенках. Чаще всего неровная поверхность стенки целиком образована выступающими округлыми частями шарообразных или удлиненных подушек почти без сколов. В этом случае базальтовые отдельности как бы «растаскиваются» при раскрытии трещины и значительная их часть сохраняет свою форму.

В трещинах другого типа наблюдается отчетливое рассечение всех форм лавового потока. Такая же картина обычно отмечается и в стенках сбросовых уступов, при этом возникают осыпи и развалы с обломками «сфероидальной» формы (с радиально-трещинным сколом). Отмечаются также трещины, в которых внизу вскрыты выступы шаровых лав, а на поверхности располагаются «разорванные» пустотелые формы (рис. 21, а). В отличие от кратерных образований, где такие пустотелые подушки обычно сочетаются с вторичными потоками, вытекающими из них (типа структур «разбитого яйца»), здесь ничего подобного не наблюдается, поскольку трещинообразование происходило много позже излияния лав.

Почти всегда трещинные структуры в пределах осевой зоны сопровождаются разнообразными карбонатными корками, образующими наетки, карнизы и наросты причудливых форм (рис. 98, 101).

В большинстве трещин, встреченных в рассматриваемых зонах, осадочный материал на их дне практи-

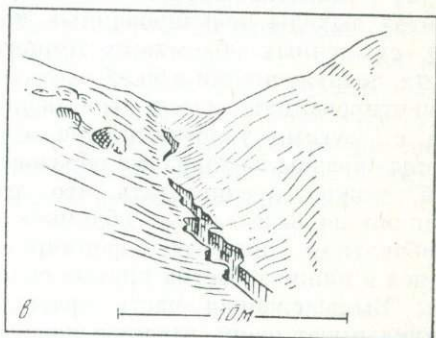
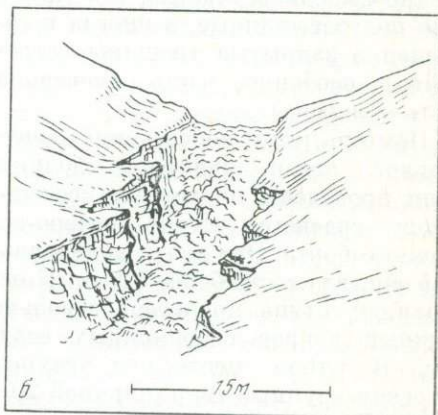
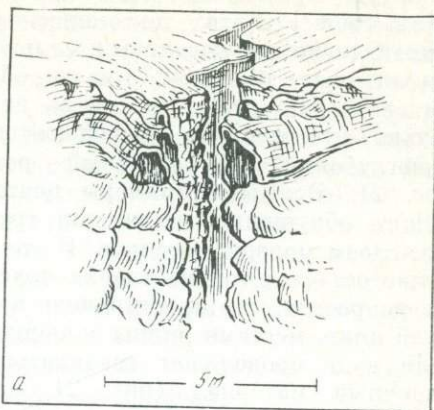


Рис. 21. Некоторые характерные трещины растяжения в осевой зоне Красноморского рифта (по наблюдениям из «Пайсиса») а — в «срезе» трещины в ее верхней части видны «пустотелые» подушечные лавы; б — полузасыпанная трещина с многочисленными базальтовыми обломками на дне; в — трещина, почти полностью скрытая под слоем современных осадков

чески отсутствует, что свидетельствует о свежести этих тектонических форм. Однако наблюдались и сильно разрушенные трещины. Свалы обломков загромаздают их всегда настолько, что трещина превращается в неглубокий трогообразный ров (рис. 21, б). Были примеры почти полного обрушения, засыпания трещин слоем молодых осадков. В этом случае остается только слабая пологая депрессия, по простиранию которой лишь местами видны зияющие щели, куда продолжает сваливаться осадочный материал (рис. 21, в). Можно выделить участки, где такого рода полужасыпанные, а иногда и совершенно закрытые трещины встречаются особенно часто (северная часть полигона).

Помимо ряда пересечений центральной части рифтовой долины были проведены подводные исследования краевого уступа северо-восточного борта. Это почти вертикальный обрыв высотой более 300 м. К основанию уступа прилегает довольно мощный покров современных осадков. В одном месте под уступом встречен крупный гыар шириной 20—25 см. В нижней части склона отмечаются выходы брекчированных пород, сложенных обломками темного цвета, погруженными в более светлую цементированную массу. По аналогии с другими участками, где отобраны образцы из таких же образований, можно предполагать, что это брекчия из базальтовых обломков в карбонатном цементе, формирующаяся в нижних частях крутых склонов. Вышележащая часть краевого уступа имеет очень гладкую поверхность, почти сплошь покрытую карбонатной коркой толщиной до 10—15 см. Отдельные наблюдения позволяют предполагать здесь наличие тектонических зеркал скольжения с характерной вертикальной штриховкой. В верхней части уступа видны выходы типичных шаровых лав базальтов со всеми формами, присущими подводным излияниям. Пологая

ступень над уступом покрыта сплошным чехлом рыхлых осадков.

Все рассмотренные выше структуры, в целом характерные для областей тектонического растяжения, являются продольными по отношению к рифтовой долине. Однако на изученной площади выделяются и поперечные элементы. Они выражаются даже в определенных формах рельефа. С некоторой долей условности можно говорить о системе ступеней, несколько смещенных друг относительно друга по вертикали. Следует отметить и конфигурацию центральной (экструзивной) зоны в плане. Как структурный элемент она прослеживается непрерывно вдоль оси рифта, но самые свежие выходы базальтов с основными вулканическими постройками, хорошо сохранившимися кратерами распространены локально, образуя цепочку изолированных выходов. В целом центральная зона ориентирована в плане несколько косо к общему простиранию рифта. Это особенно заметно по ее соотношению с северо-восточным краевым уступом.

Если в южной части полигона самые молодые вулканические образования зафиксированы в полукилометре от стенки уступа, то на севере это расстояние уже превышает 1,5 км. Можно было бы допустить, что это обусловлено изменением общего направления спрединга, в результате чего молодые структуры пересекают более древние под некоторым углом. Однако такое предположение противоречит ориентировке основных структур растяжения (трещин, сбросовых уступов), замеренных непосредственно при подводных наблюдениях. В большинстве своем они имеют азимут простирания 150—160°, т. е. строго в соответствии с ориентировкой всей рифтовой зоны, в то время как цепочка самых молодых вулканических образований вытянута в направлении 140°. Наиболее вероятным кажется предположение, что отдельные элементы цент-

ральной зоны кулисно сдвинуты по простиранию рифта, образуя левостороннюю эшелонированную систему, в которой при движении с юго-востока на северо-запад наблюдается смещение осевой зоны в юго-западном направлении. Отдельные «перескоки» оси спрединга подтверждаются структурными наблюдениями, а сочетание скачкообразных смещений с асимметричным характером раздвижения, вероятно, предопределяло общую конфигурацию осевой зоны [Сборщиков, Литвин, 1982].

Пожалуй, наиболее выразительно выглядит самая северная поперечная структура, пересекающая весь полигон. По батиметрическим данным, блок к северу от нее несколько приподнят в сравнении с южным. В маршрутах № 59, 64 и 66 отмечены крупные открытые трещины, располагающиеся вдоль нарушения. Ширина трещин достигает 10–15 м. Чуть севернее (маршрут № 67) зафиксирована трещина с небольшим (1,5–2 м) сдвиговым смещением левостороннего типа. Интересно, что поперечная зона как бы рассекает северо-восточный краевой сбросовый уступ и в месте их пересечения находится глубокая ложбина. При исследовании этого участка наблюдались очень свежие формы тектонического рельефа, характеризующегося хаотическим нагромождением смещенных и раздробленных блоков. Явно доминируют здесь глубокие открытые

гьяры северо-восточного направления шириной до 25 м. На батиметрической карте (см. рис. 6) отчетливо видно, что сбросовый уступ несколько смещен к северу от поперечной зоны. Не исключено, что это связано со сдвиговым нарушением. Непосредственно на продолжении этого нарушения, уже в области краевых гор, обнаружена цепочка линейно-вытянутых холмов высотой до 50 м, вершины которых покрыты своеобразным панцирем карбонатного материала (не исключена их гидротермальная природа).

Другие поперечные элементы менее значительны, и они отмечены только на юго-западном фланге рифтовой долины. При пересечении этих структур встречены поперечные трещины, уступы, однако прямых данных о характере подвижек по ним пока не получено. Особого внимания, по-видимому, заслуживает очень своеобразная зона, пересеченная в маршрутах № 58 и 69. Рельеф здесь чрезвычайно сложен, и наблюдаются как поперечные так и продольные разрывы; широко распространены «карбонатные корки», имеющие натечные, карнизообразные формы. Здесь встречены признаки гидротермальной деятельности и подняты образцы окислов и сульфидов железа натечной формы. Кроме того, именно к данной зоне приурочено значительное смещение (около 1 км) нулевой магнитной аномалии.

## ПОДВОДНЫЕ ФОТОГРАФИИ ДНА КРАСНОГО МОРЯ

**Рис. 22**

Первичные потоки  
паровых лав,  
выступающих  
на склоне вулкана,  
засыпанном осадками

*a* — п. 53,  $H=1560$ ;

*b* — п. 59,  $H=1450$

Здесь и далее  
на всех рисунках:  
п. — номер погружения,  
 $H$  — глубина, м

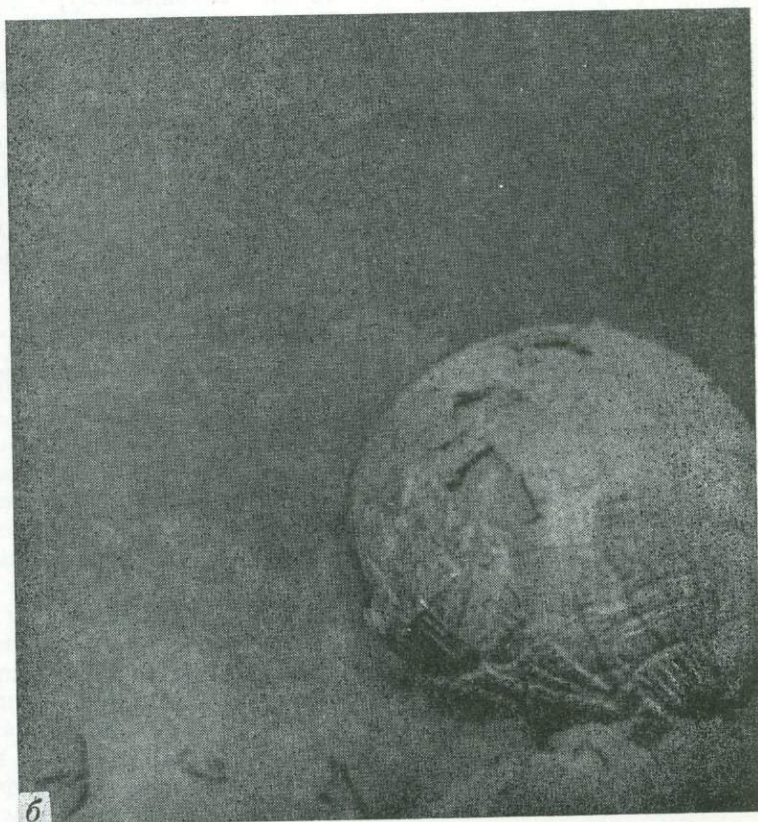
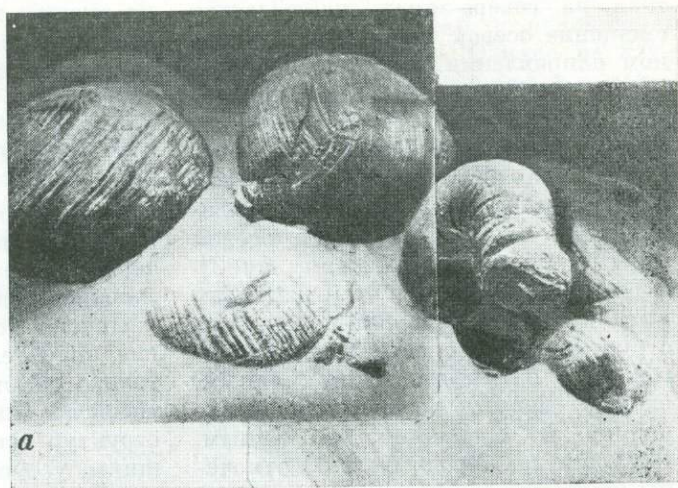
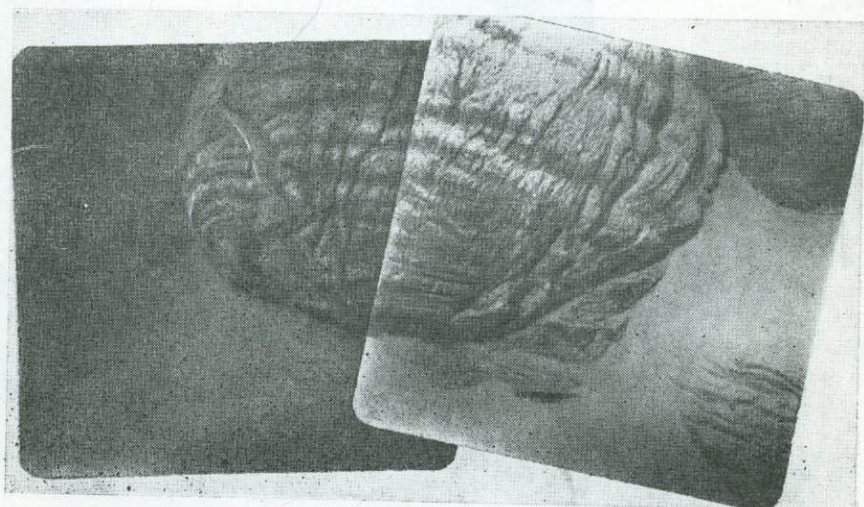


Рис. 22  
Окончание

с — п. 65,  $H=1500$ .



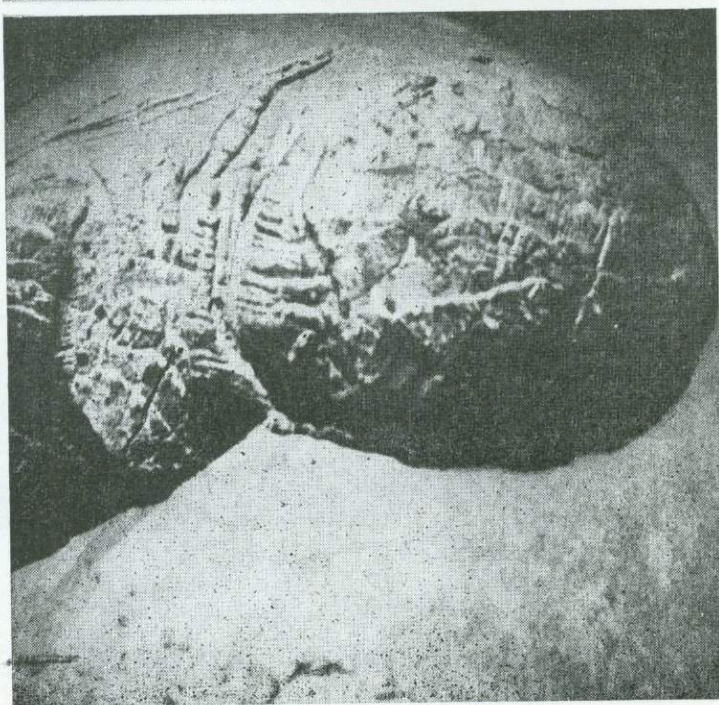
Рис. 23  
Гофрированная  
поверхность  
первичного потока  
шаровой лавы;  
п. 65,  $H=1500$



**Рис. 24**  
Нагромождение  
шаровых лав,  
присыпанных  
карбонатным  
илом;  
п. 57,  $H=1450$



**Рис. 25**  
Фрагмент  
уплощенной  
подушечной  
лаво́вой формы  
на склоне,  
перекрытом  
осадками;  
п. 68,  $H=1550$



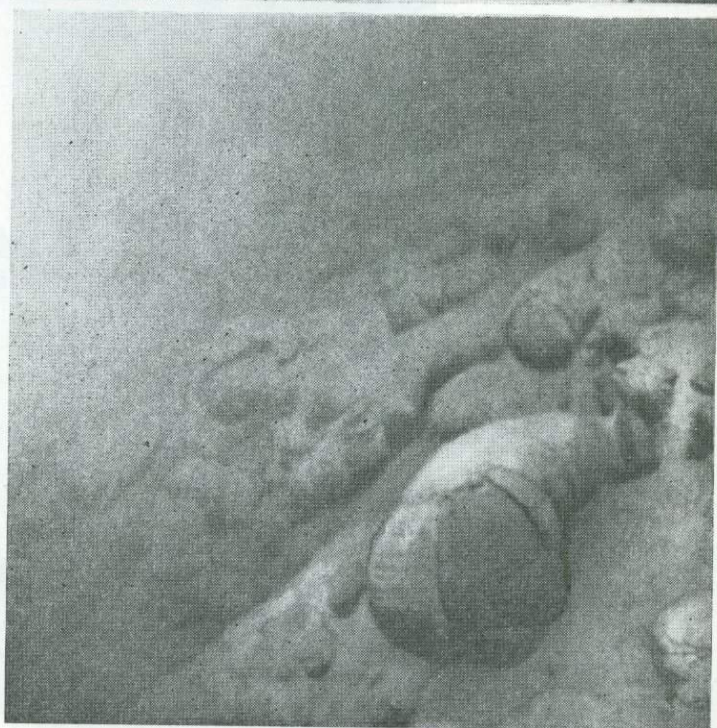
**Рис. 26**

Подушечные лавы  
на выположенной  
части  
склона вулкана;  
п. 57,  $H=150$



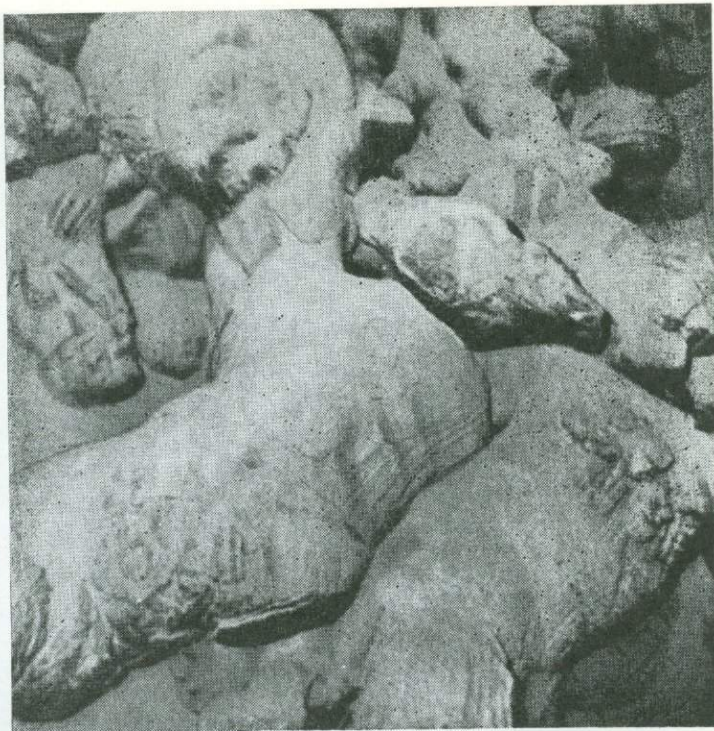
**Рис. 27**

Первичные  
трубообразные  
лавовые потоки  
на склоне вулкана;  
п. 65,  $H=1500$





**Рис. 28**  
Трубообразные  
потоки лав,  
припорошенные  
осадками;  
п. 57,  $H=1300$



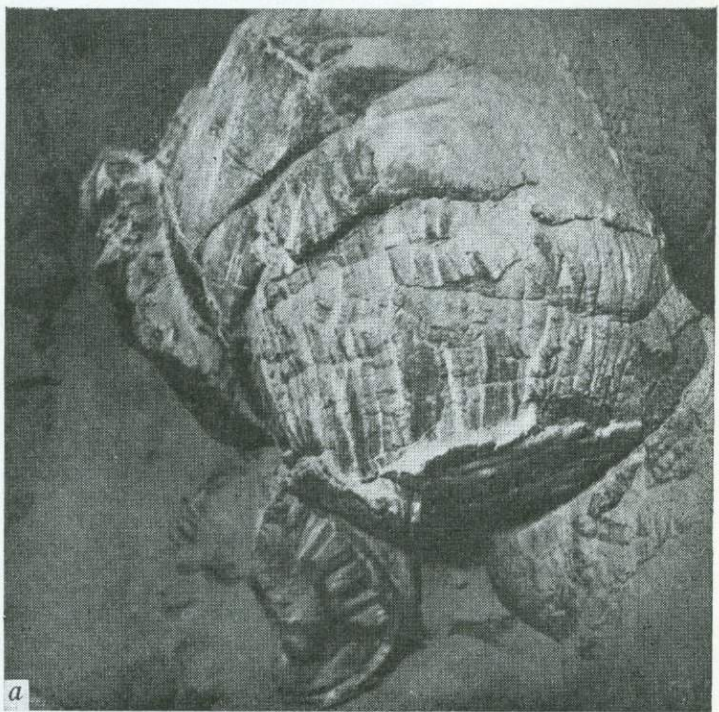
**Рис. 29**  
Трубообразный  
лавовый поток  
на склоне вулкана;  
п. 65,  $H=1500$



**Рис. 30**  
Свежерасколотый  
трубообразный  
поток лавы;  
п. 57,  $H=1350$



**Рис. 31**  
Окончания  
первичных  
трубообразных  
лавовых потоков  
с характерной  
гофрировкой  
поверхности;  
трещины направлены  
здесь как вдоль,  
так и поперек  
течения потока  
*a* — п. 59,  $H=1420$ ;



**Рис. 31**

**Окончание**

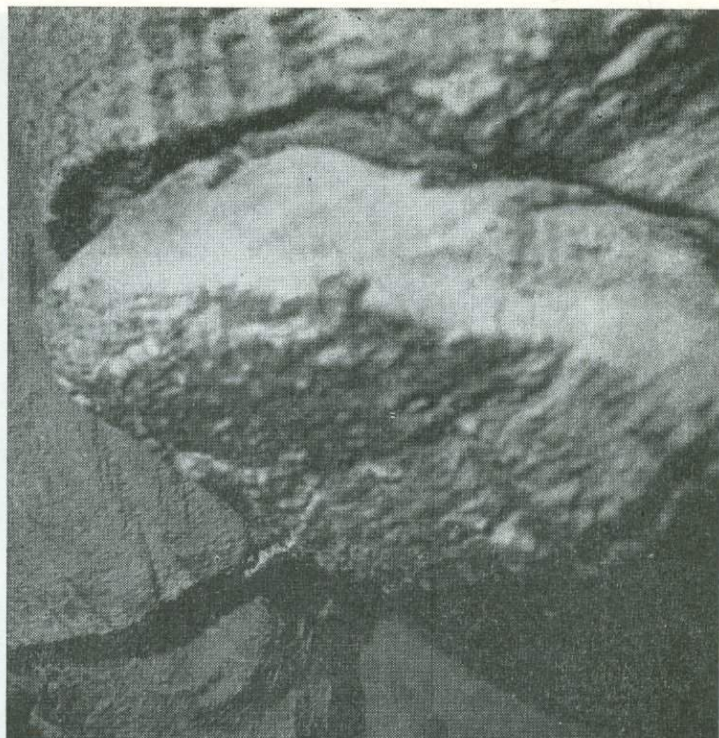
**б, в — п. 65, H=1490**

Снимки сделаны с интервалом в несколько секунд



**Рис. 32**

Поперечные трещины  
на окончаниях  
первичных  
трубообразных  
лавовых потоков;  
п. 65,  $H=1490$



**Рис. 33**

Поверхность  
первичных  
трубообразных  
лавовых потоков  
с характерной  
гофрировкой  
и трещиноватостью,  
направленными  
вдоль течения  
потока;  
п. 65,  $H=1490$



**Рис. 34**  
Первичные  
и вторичные  
трубообразные  
лавовые потоки  
на склоне вулкана,  
засыпанном осадками;  
п. 68,  $H=1550$



**Рис. 35**  
Расколотая  
трубообразная лава  
на склоне,  
покрытом  
карбонатными  
осадками;  
п. 58,  $H=1470$



**Рис. 36**

Целые и расколотые  
трубообразные  
лавовые потоки  
на сильно  
перекрытом осадками  
склоне;  
п. 53,  $H=1550$ .  
Здесь и на других  
фотографиях  
трубка  
в поле снимка —  
это элемент  
навесного  
исследовательского  
оборудования



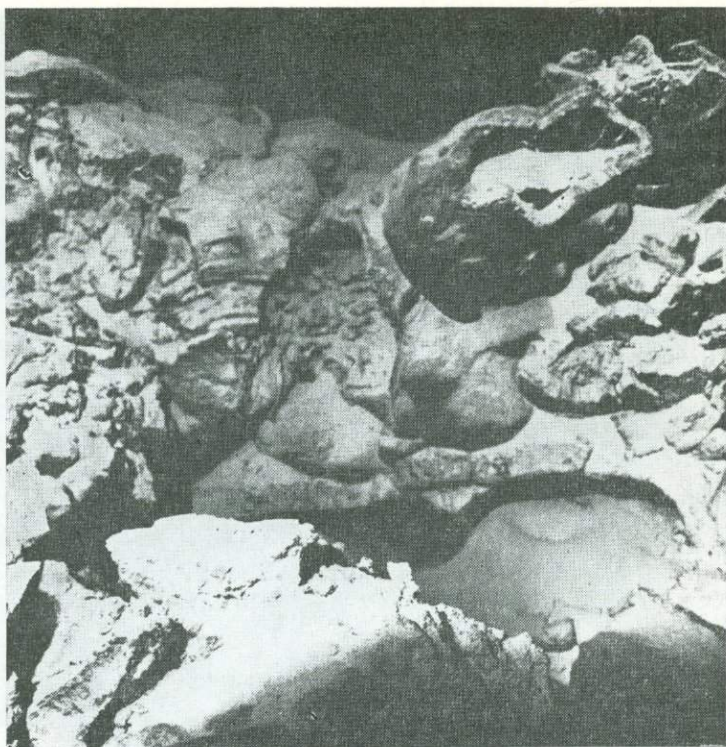
**Рис. 37**

Припорошенная  
осадками  
пустотелая  
лавовая форма  
в верхней  
части вулкана;  
п. 65,  $H=1480$



**Рис. 38**

Пустотелые лавы  
прихотливой формы  
на вершине вулкана  
около  
кратерообразной  
воронки;  
п. 57,  $H=1310$

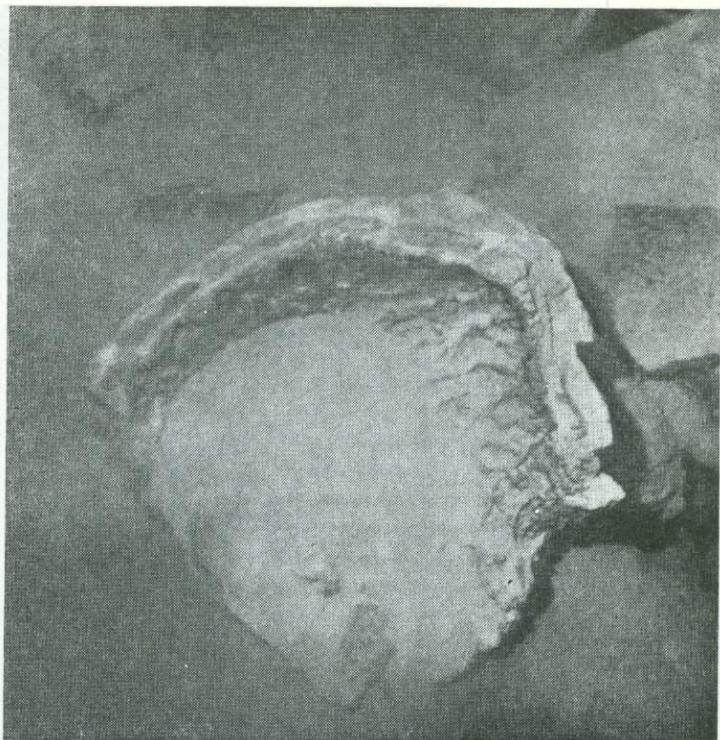


**Рис. 39**

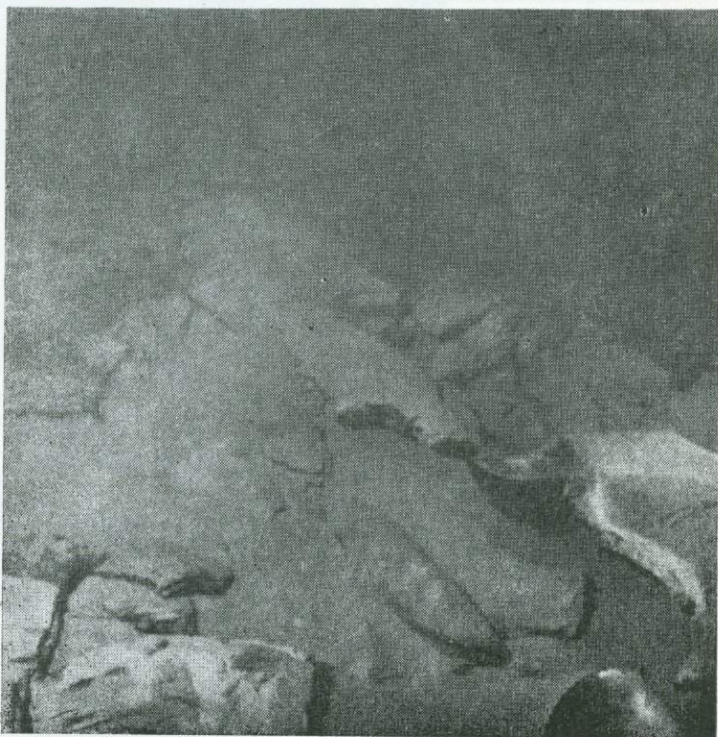
Пустотелые  
расколотые  
лавовые формы  
на склоне вулкана;  
п. 57,  $H=1350$



**Рис. 40**  
Фрагмент  
пустотелой  
лавовой формы  
с характерной  
волнистой  
внутренней  
поверхностью;  
п. 65,  $H=1500$

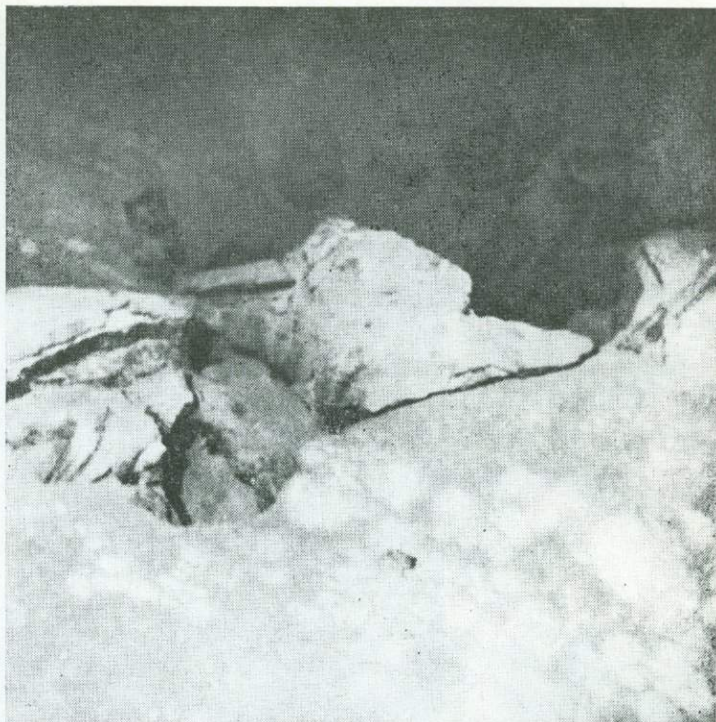


**Рис. 41**  
Расколотые  
пустотелые лавы  
на вершине горы,  
прикрытые тонким  
слоем осадков;  
п. 60,  $H=1330$





**Рис. 42**  
Кратер и расколотые  
пустотелые  
лавовые формы  
на плоской  
вершине вулкана,  
покрытой  
илистыми осадками;  
п. 65,  $H=1470$

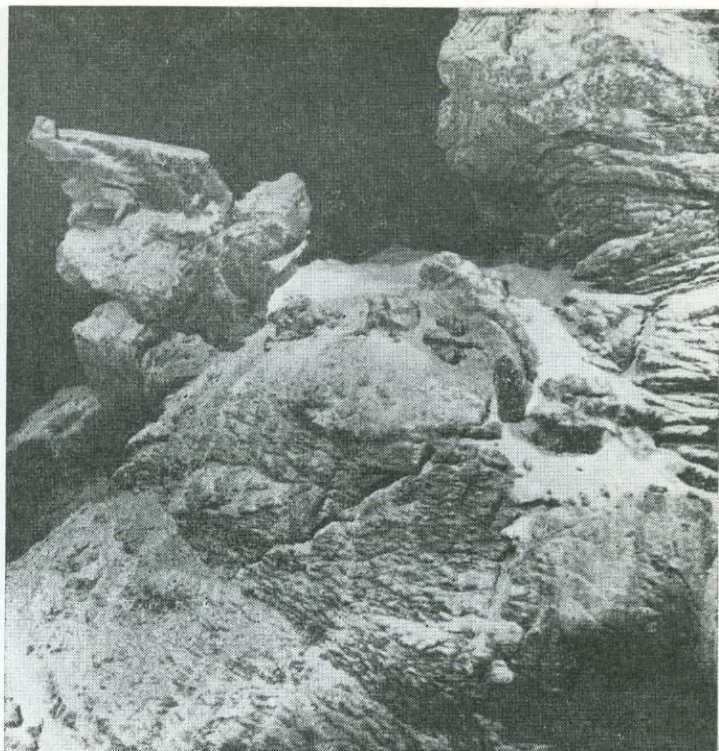


**Рис. 43**  
Отстойная камера  
в теле пиллоу-лавы,  
вскрытая  
поперечным сколом;  
п. 62,  $H=1500$



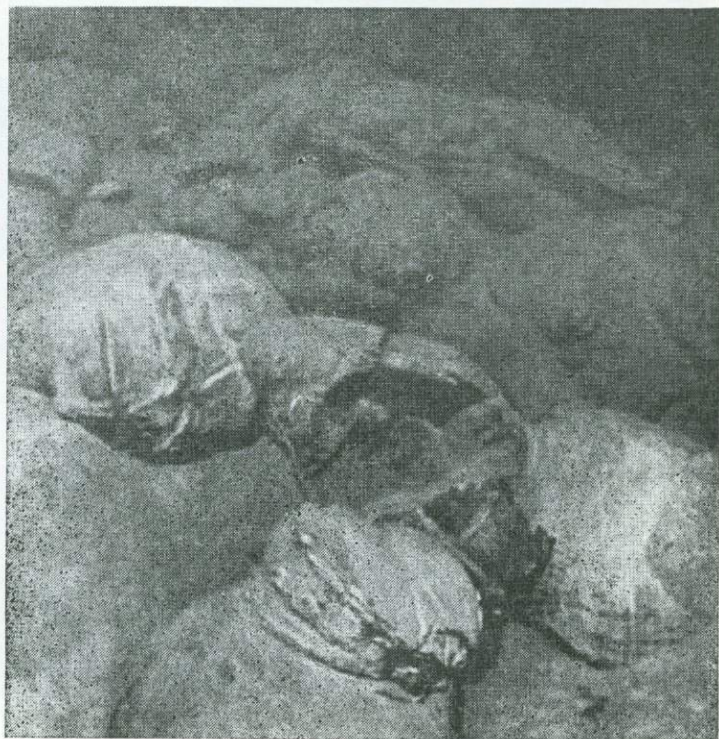
**Рис. 44**

Лавовые формы  
типа «крышки люка»  
в привершинной  
части вулкана;  
п. 65,  $H=1470$



**Рис. 45**

Пилдоу-лавы  
на склоне вулкана;  
на переднем плане —  
небольшая форма  
типа «крышки люка»;  
п. 57,  $H=1450$



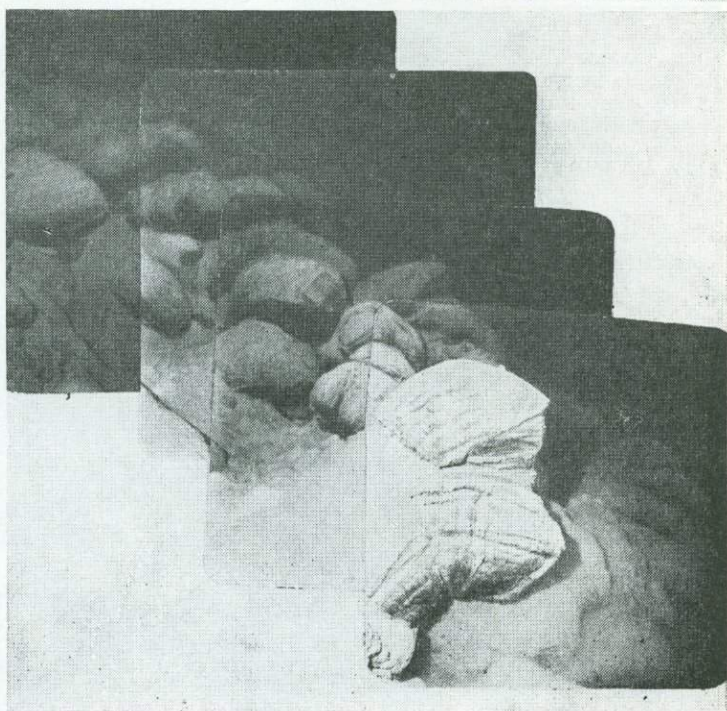
**Рис. 46**

На склоне вулкана  
в правой части  
снимка  
видна форма  
типа «крышки люка»  
на засыпанной  
осадками  
горизонтальной  
поверхности;  
п. 65,  $H=1500$



**Рис. 47**

На склоне вулкана —  
хаотическое  
нагромождение  
шаровых лав;  
видна форма  
типа  
«расколотого яйца»;  
п. 65,  $H=1500$



**Рис. 48**  
Слабо присыпанные  
осадками  
вторичные  
лавовые потоки  
среди первичных  
базальтовых форм;  
п. 59, Н=1430



**Рис. 49**  
Сложной формы  
вторичные  
лавовые потоки  
среди первичных  
трубообразных  
базальтов;  
п. 59, Н=1430



---

**Рис. 50**  
Вытянутая  
шишковатая  
вторичная  
лавовая форма  
среди первичных  
потоков;  
п. 57,  $H=1400$



---

**Рис. 51**  
Расколотые  
вторичные  
лавовые потоки  
на насыпанном  
осадками  
склоне вулкана;  
для скола характерна  
радиальная  
отдельность лав;  
п. 65,  $H=1500$



---

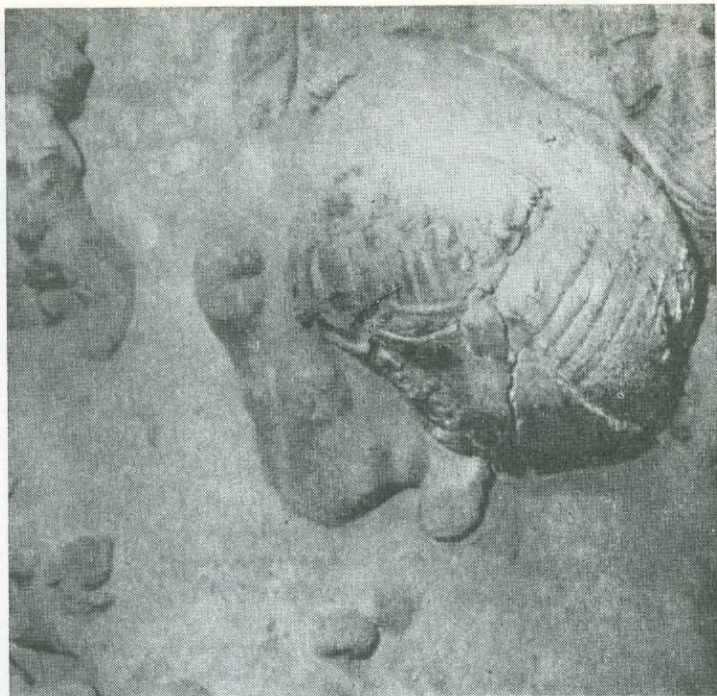
**Рис. 52**  
Сочетание  
разнообразных  
первичных  
и вторичных  
лавовых потоков  
на склоне;  
характерны  
окончания  
трубообразных  
потоков;  
п. 65,  $H=1500$



Рис. 52

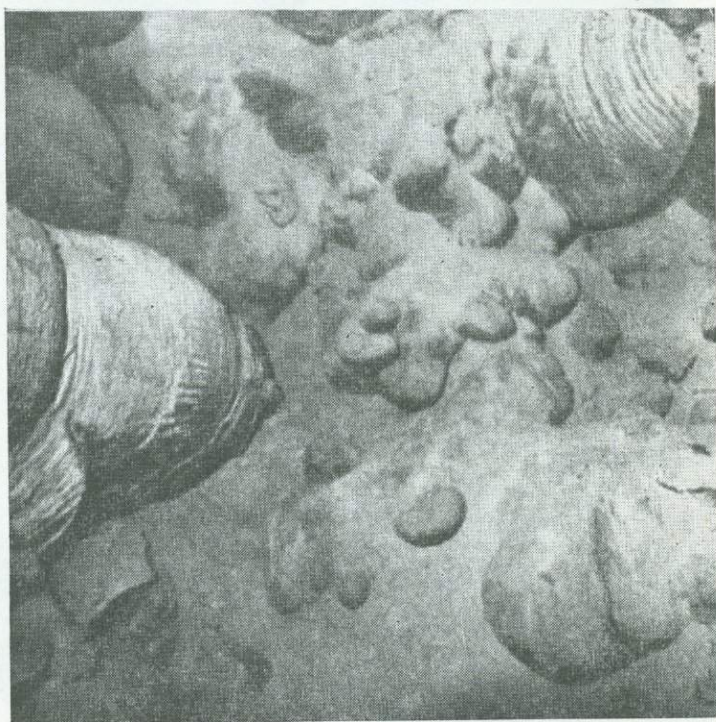
---

**Рис. 53**  
Первичные  
трубообразные  
и небольшие  
вторичные  
лавовые потоки  
на засыпанном  
осадками склоне;  
п. 65,  $H=1500$



---

**Рис. 54**  
Первичные  
и вторичные  
лавовые потоки,  
припорошенные  
осадками;  
п. 59,  $H=1450$



**Рис. 55**

Разнообразной формы  
лавовые потоки

*a* — слабо

припорошенные  
осадками, п. 57,

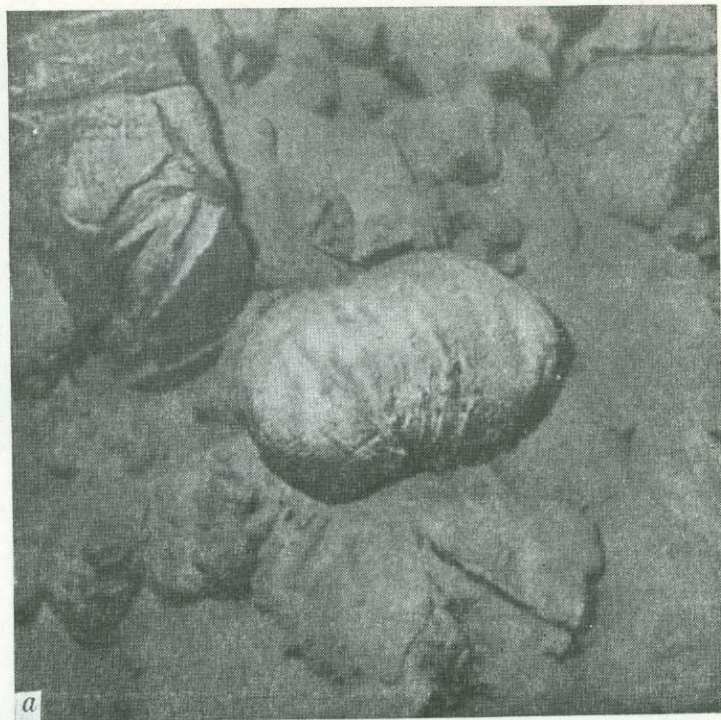
$H=1450$ ; *b* — на сильно  
засыпанном осадками  
склоне, п. 57,  $H=1500$



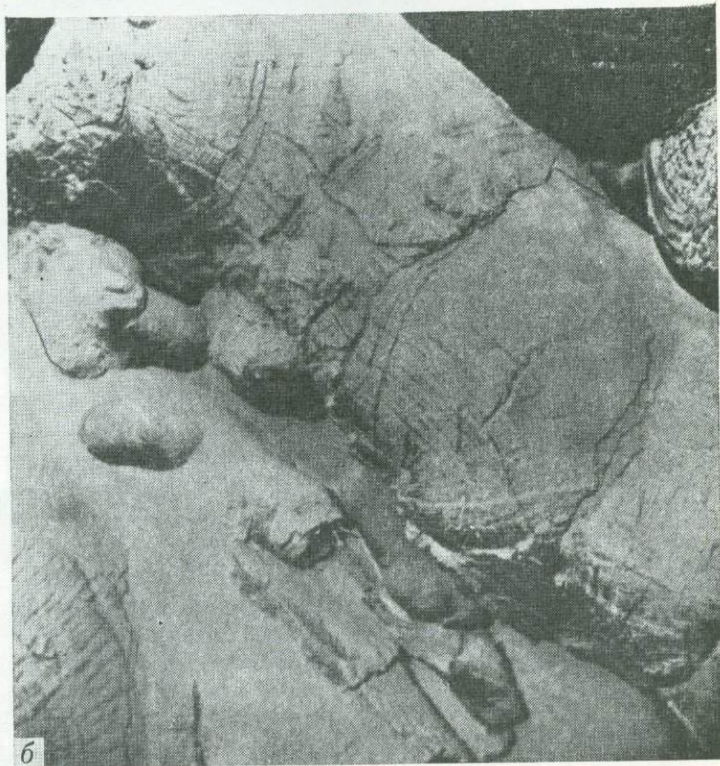


**Рис. 56**  
Первичные  
трубообразные  
и вторичные  
лавовые формы,  
припорошенные  
осадками

*a* — п. 59,  $H=1430$ ;  
*б* — п. 65,  $H=1500$



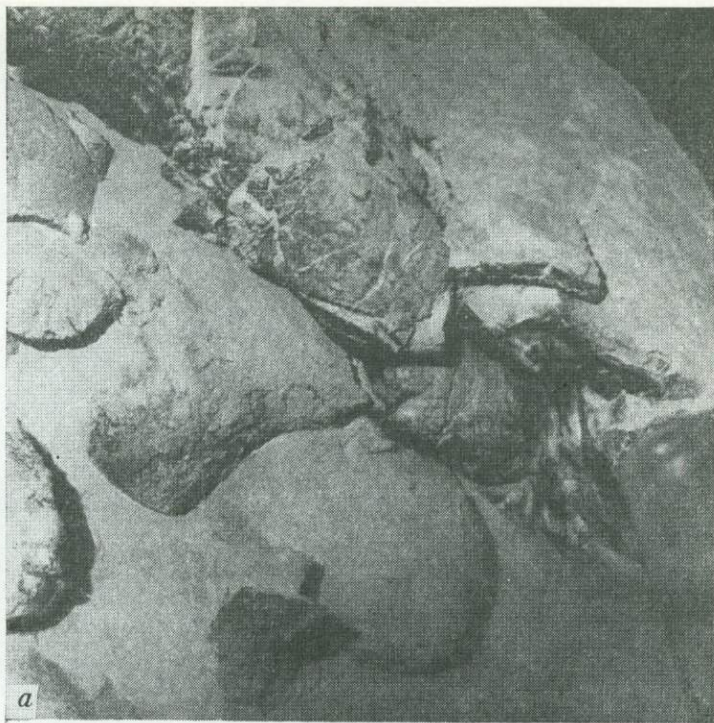
*a*



*б*

**Рис. 57**  
Разнообразные  
первичные  
и вторичные  
лавовые потоки,  
припорошенные  
карбонатными  
фораминиферовыми  
осадками

*a* — п. 53,  $H=1560$ ;  
*б* — п. 59,  $H=1450$ ;

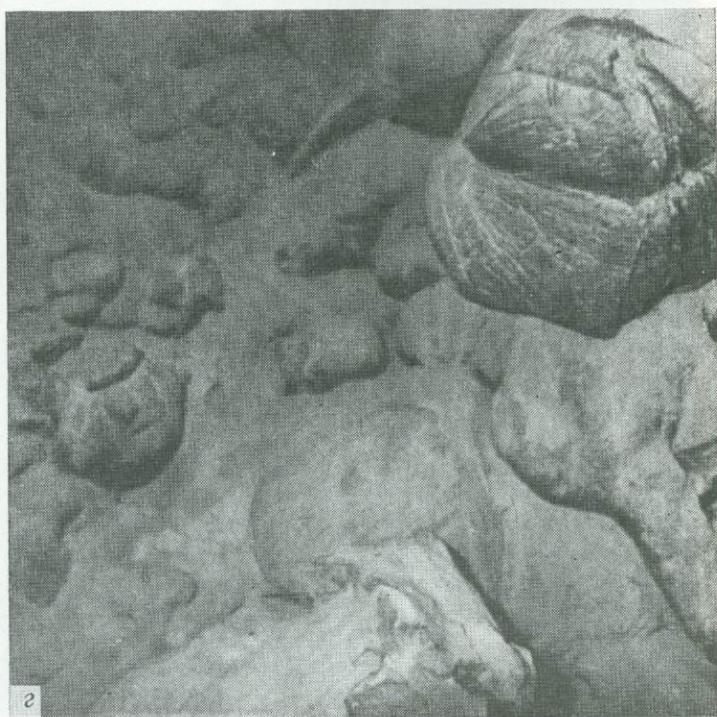
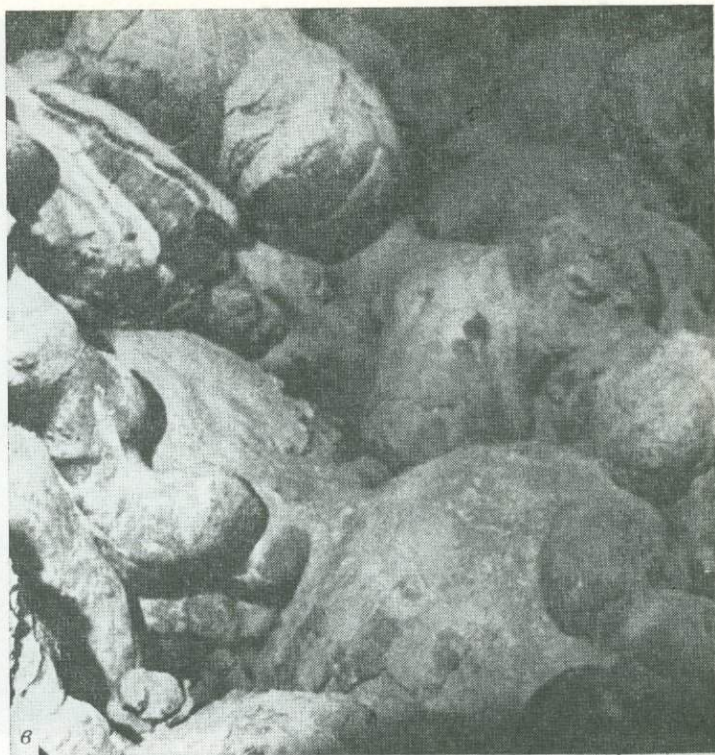


**Рис. 57**

**Окончание**

*б* — п. 65,  $H=1450$ ;

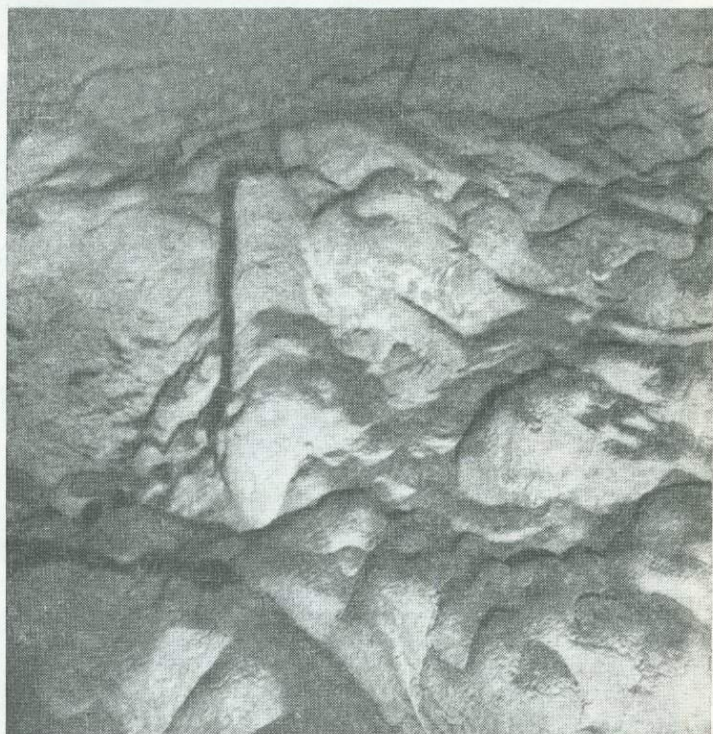
*г* — п. 59,  $H=1430$



**Рис. 58**  
Первичные  
трубообразные  
и вторичные  
вытянутые лавовые  
потоки  
на склоне вулкана;  
п. 59,  $H=1500$



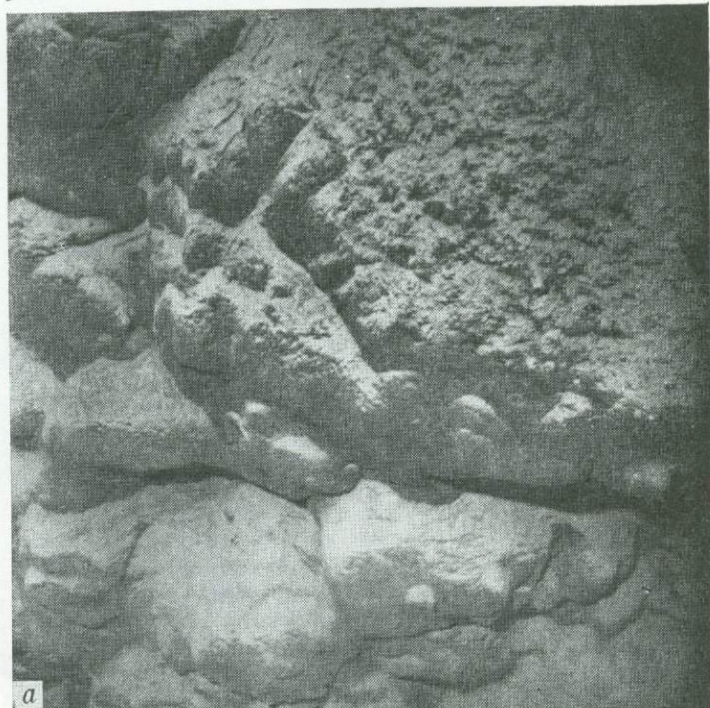
**Рис. 59**  
В стенке  
тектонического  
уступа — выходы  
переслаивающихся  
пиллоу-лав, создающих  
базальтовую толщу  
второго слоя  
океанической коры;  
п. 54,  $H=1550$



**Рис. 60**  
Склон, перекрытый илистыми осадками, срезан тектоническим уступом, в котором вскрыты затянутае карбонатной коркой сколы лавовых потоков;  
п. 52,  $H=1500$



**Рис. 61**  
В тектоническом уступе — толща переслаивающихся лавовых потоков, поперечные сколы которых затянутае карбонатными корками  
а — п. 54,  $H=1360$ ;

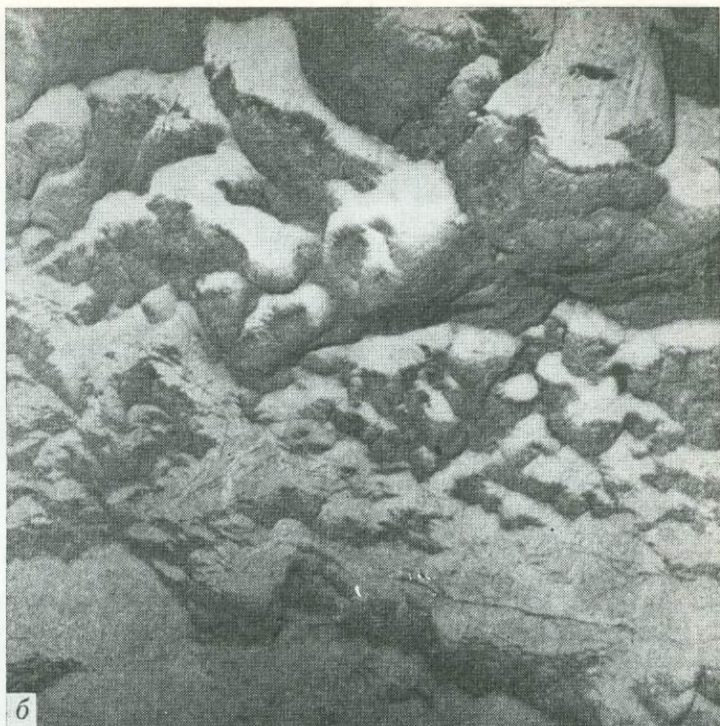


**Рис. 61**

Окончание

б — п. 54,  $H=1400$ ;

в — п. 60,  $H=1550$



**Рис. 62**  
Стенка гьяра,  
сложенная толщей  
переслаивающихся  
базальтовых потоков,  
прикрытых  
карбонатной коркой  
и налетом ила;  
п. 63,  $H=1510$



**Рис. 63**  
Обрыв  
с отрицательным  
уклоном,  
сложенный  
мощной толщей  
переслаивающихся  
лавовых потоков;  
п. 52,  $H=1510$



**Рис. 64**

В тектоническом  
уступе —  
мощная толща  
лавовых потоков,  
поперечные сколы  
которых сглажены  
карбонатной коркой  
и осадками;

п. 52,  $H=1520$



**Рис. 65**

На засыпанном  
илистыми осадками  
склоне — выходы  
лавовых потоков  
со сколотыми  
окончаниями;

п. 53,  $H=1550$





**Рис. 66**

В вертикальной  
стенке — целые  
и сколотые окончания  
лавовых потоков

*a* — п. 57,  $H=1550$ ;

*б* — п. 57,  $H=1600$



**Рис. 67**

На склоне вулкана —  
расколотые лавы,  
припорошенные  
осадками

*a* — п. 53,  $H=1530$ ;

*б* — п. 57,  $H=1450$



**Рис. 68**  
Развал угловатых  
базальтовых обломков,  
слабо припорошенных  
осадками;  
п. 53,  $H=1550$



**Рис. 69**  
На склонах локальной  
возвышенности —  
расколотые  
лавовые формы,  
присыпанные  
илистыми осадками;  
п. 53,  $H=1560$



---

**Рис. 70**  
На окончании  
трубообразной лавы —  
скос радиальной  
структуры;  
п. 68,  $H=1550$

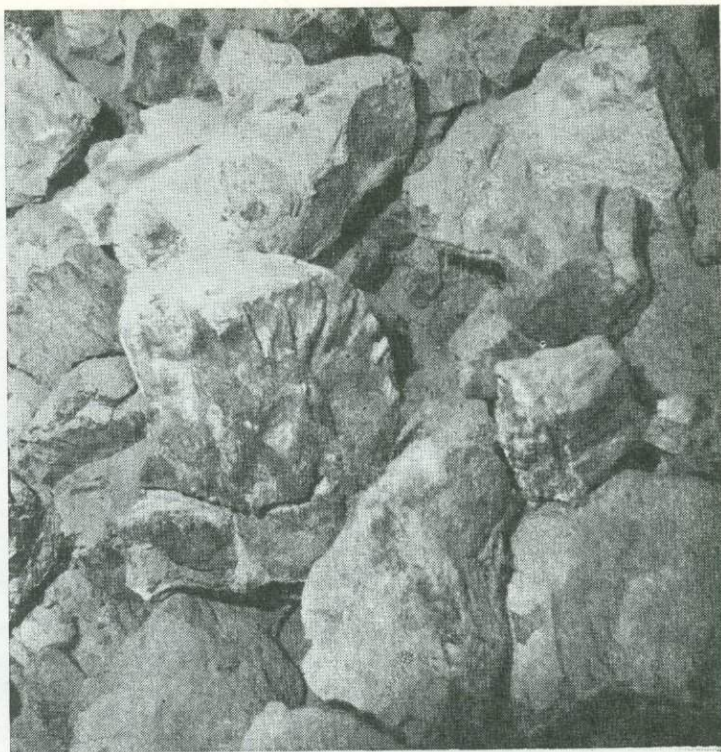


---

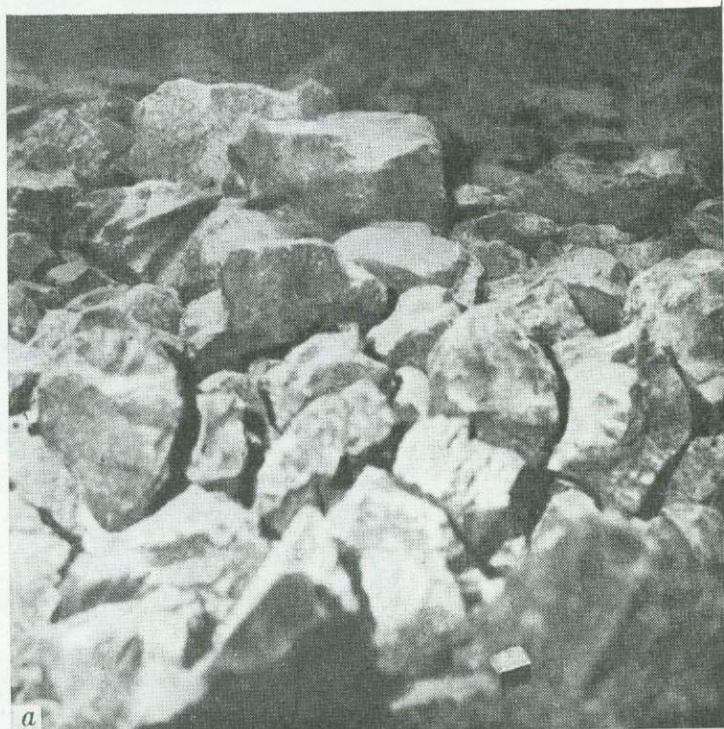
**Рис. 71**  
Расколотые лавы с  
ярко выраженной  
радиальной  
внутренней  
структурой;  
п. 59,  $H=1460$



**Рис. 72**  
Развал секториальных  
базальтовых  
обломков,  
возникших  
в результате  
тектонического  
дробления  
подушечных лав;  
п. 62,  $H=1550$

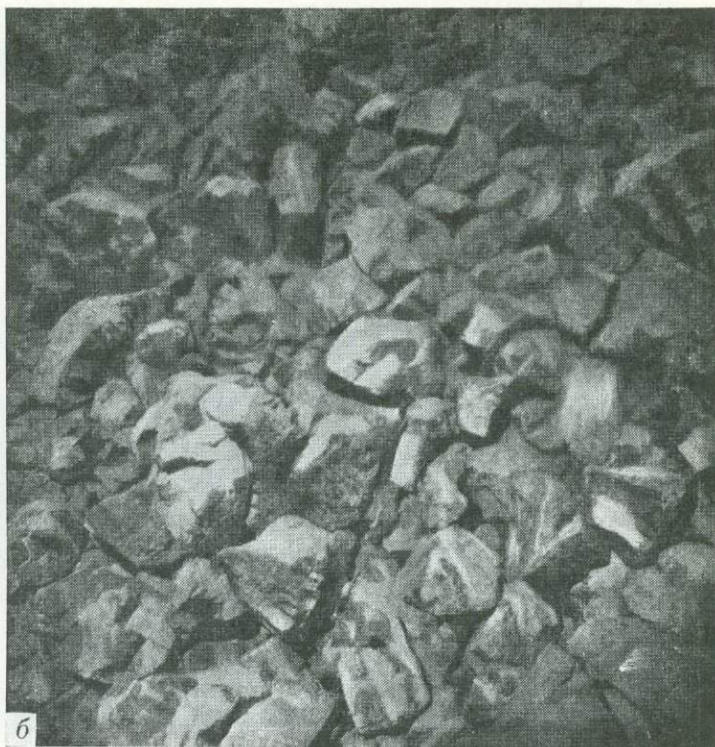


**Рис. 73**  
Россыпь базальтовых  
обломков,  
слабо припорошенных  
осадками.  
Снимки сделаны  
с промежутком  
в несколько секунд  
а, б — п. 62,  $H=1550$



---

**Рис. 73**  
Окончание



---

**Рис. 74**  
Припорошенные  
осадками развалы  
базальтовых обломков;  
п. 53,  $H=1550$



**Рис. 75**

На склоне вулкана —  
глыбовая осыпь  
базальтов,  
пересыпанная  
осадками;  
п. 57,  $H=1600$



**Рис. 76**

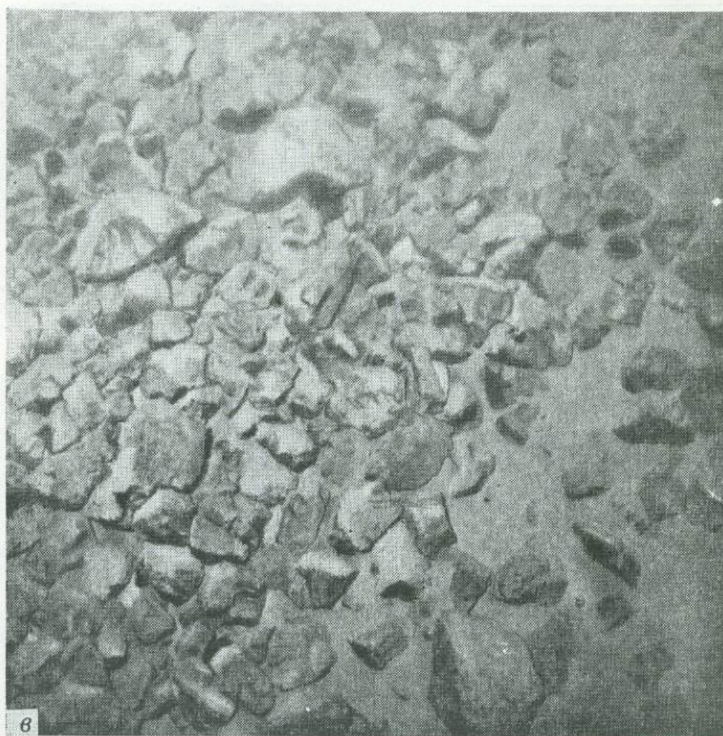
Осыпь базальтовых  
обломков,  
пересыпанная  
осадками

*a, б* — п. 57,  $H=1600$ ;  
снимки сделаны  
с промежутком  
в несколько секунд;  
*в* — п. 62,  $H=1550$



*a*

Рис. 76  
Окончание

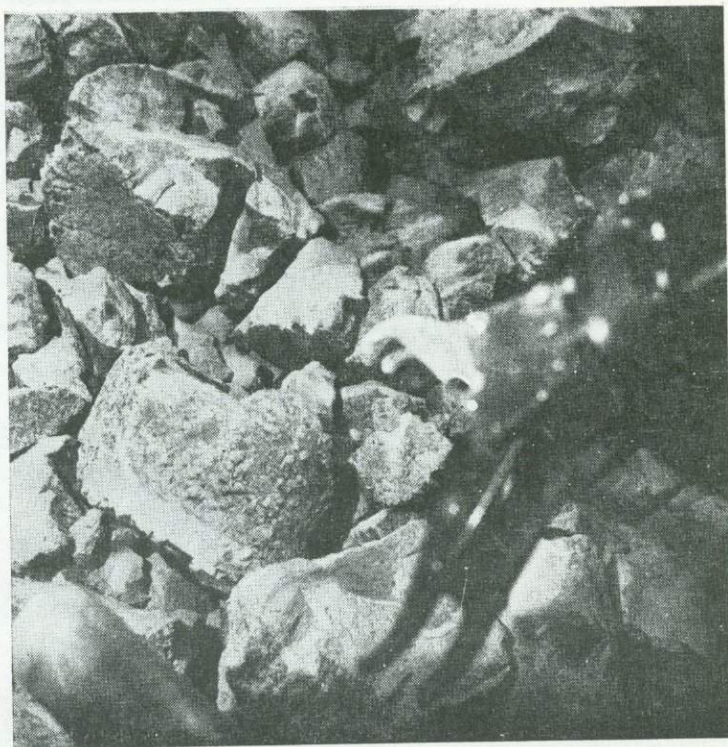




**Рис. 77**  
Базальтовая щебенка  
у подножия вулкана;  
п. 62,  $H=1550$

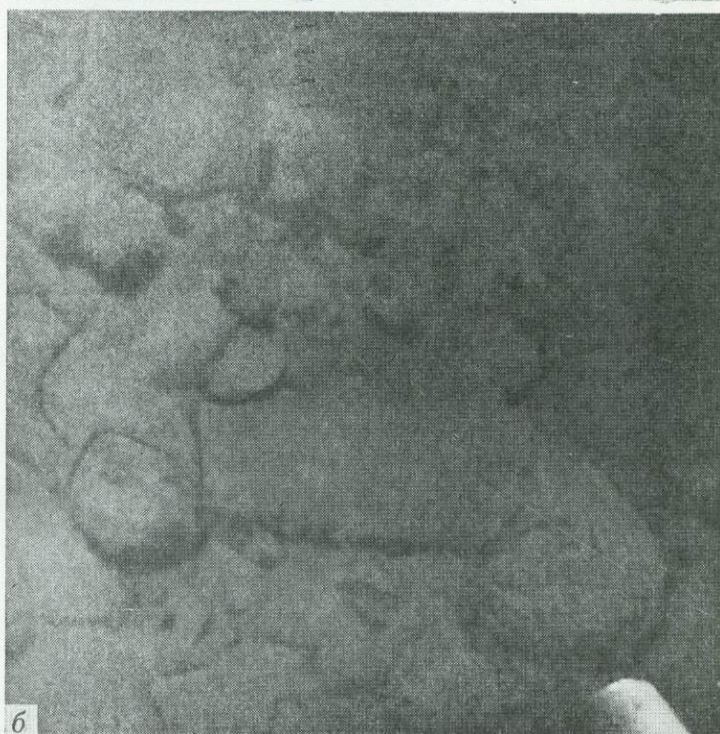
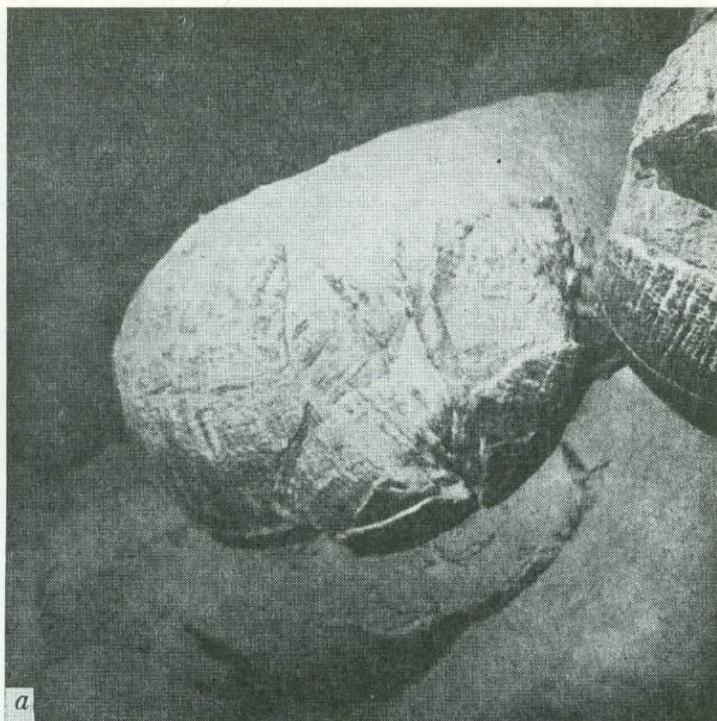


**Рис. 78**  
Манипулятор  
обитаемого аппарата  
«Пайспс-IX»  
в момент  
отбора образцов;  
п. 62,  $H=1500$



**Рис. 79**  
Припорошенные  
осадками  
трубообразные лавы  
на склоне вулкана

*а* — п. 65,  $H=1500$ ;  
*б* — п. 59,  $H=1430$



**Рис. 80**

На склоне вулкана —  
разнообразные  
лавовые потоки,  
припорошенные  
осадками;

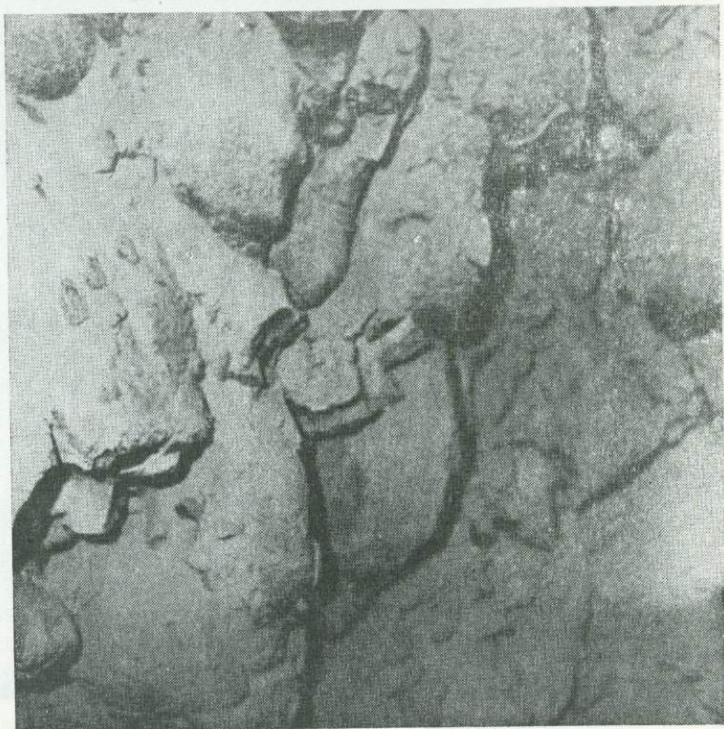
п. 59,  $H=1460$



**Рис. 81**

В отвесном уступе —  
выходы  
фронтальных частей  
лавовых потоков,  
присыпанные  
илистыми осадками;

п. 53,  $H=1530$



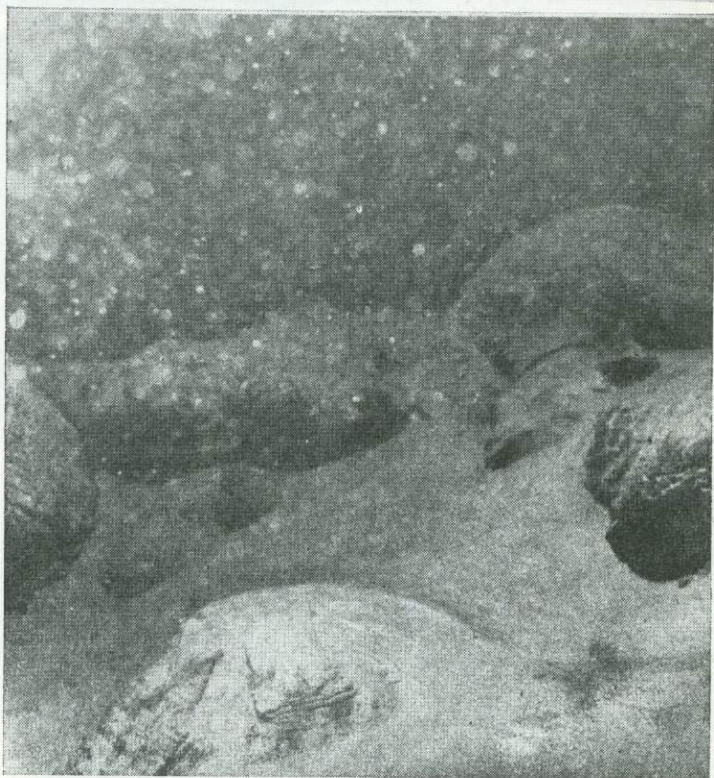
**Рис. 82**

Фрагменты  
лавовых потоков,  
сильно засыпанных  
карбонатными  
илистыми осадками;  
п. 65,  $H=1480$



**Рис. 83**

Выходы шаровых  
базальтовых лав  
на перекрытом  
осадками  
склоне вулкана;  
видна муть,  
поднятая аппаратом  
при посадке;  
п. 53,  $H=1560$



**Рис. 84**

Локальные выходы  
пиллоу-лав  
на засыпанных  
илистыми осадками  
склонах вулканов,  
стоящих в стороне  
от осевой  
части рифта

2 — п. 67,  $H=1460$ ;

5 — п. 53,  $H=1550$ ;



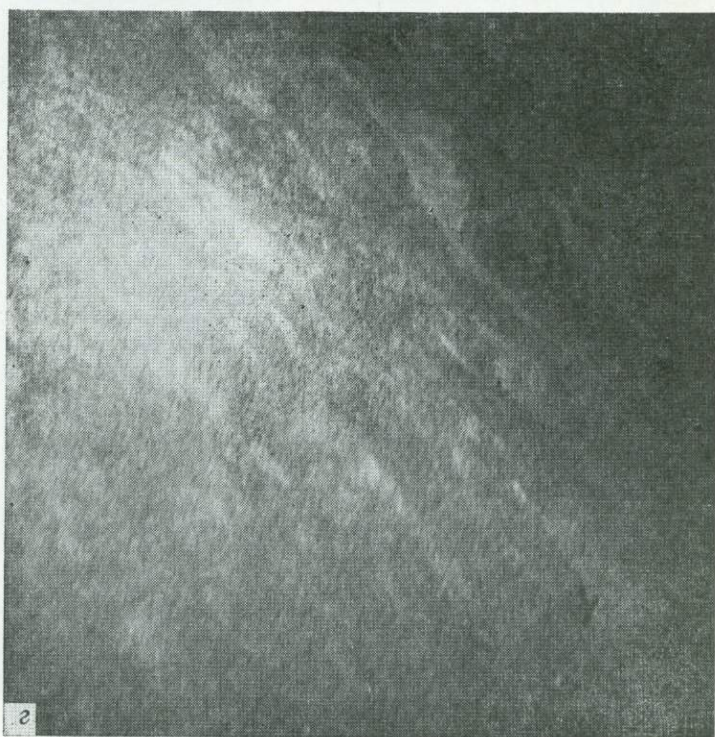
*a*



*б*

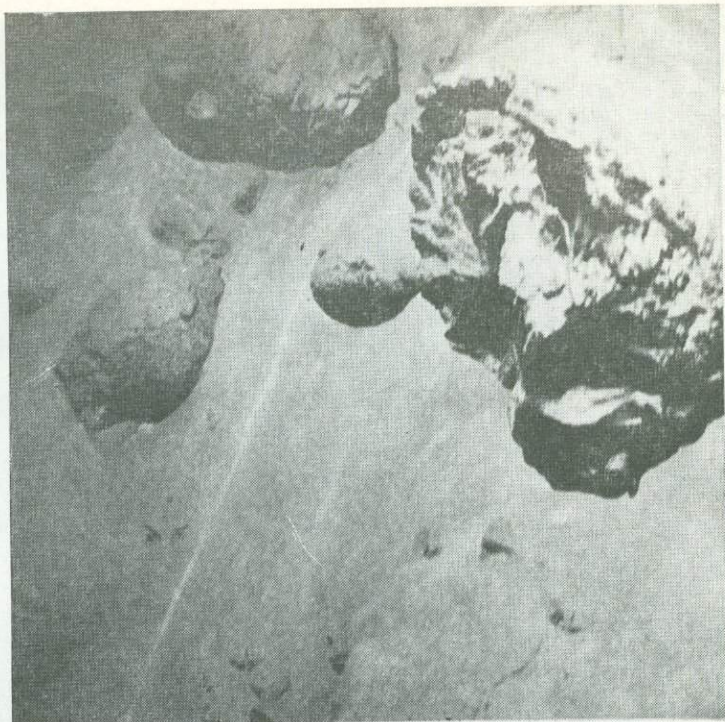
**Рис. 84**  
**Окончание**

*а* — п. 68,  $H=1550$ ;  
*б* — п. 67,  $H=1530$



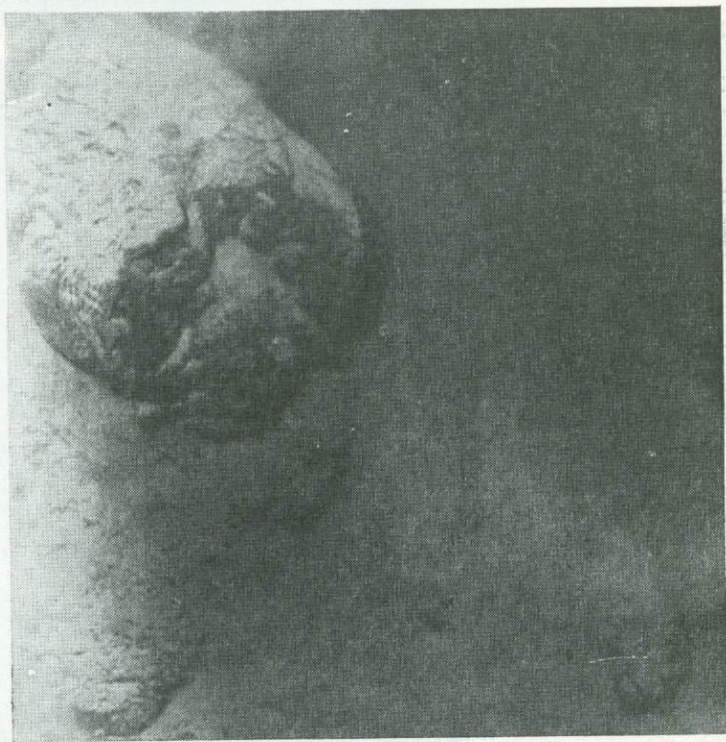
**Рис. 85**

На перекрытом осадками склоне — выходы целых и разрушенных фронтальных частей трубообразных лавовых потоков; п. 66,  $H=1530$



**Рис. 86**

На перекрытом осадками склоне — выход трубообразной лавы с отколотым окончанием, затянутым карбонатной коркой; п. 52,  $H=1520$



**Рис. 87**

Локальный выход  
трубообразной  
и шаровой лавы  
из-под илистых  
осадков на склоне  
древнего вулкана;  
п. 53,  $H=1560$



**Рис. 88**

На склоне вулкана —  
выходы пиллоу-лав,  
покрытые  
известковой коркой  
и илистыми осадками;  
*a, б* — п. 57,  $H=1650$ ;  
фотографии сделаны  
с промежутком  
в несколько секунд

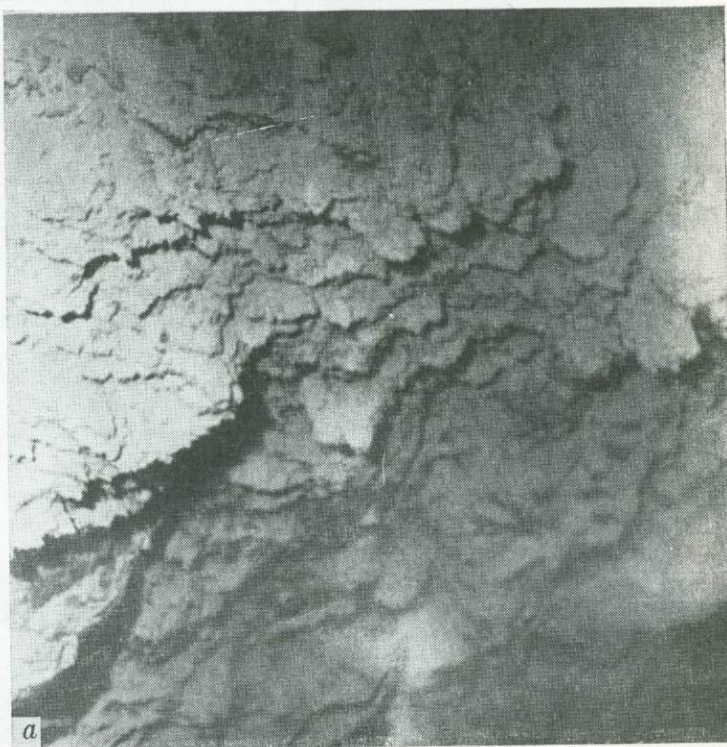




**Рис. 88**  
Окончание



**Рис. 89**  
В стенке  
тектонического  
уступа — выходы  
многослойных  
карбонатных корок  
позднеплейстоценового  
возраста  
а — п. 52,  $H=1400$ ;



**Рис. 89**

Продолжение

б — п. 52,  $H=1390$ ;

в — п. 52,  $H=1520$ ;

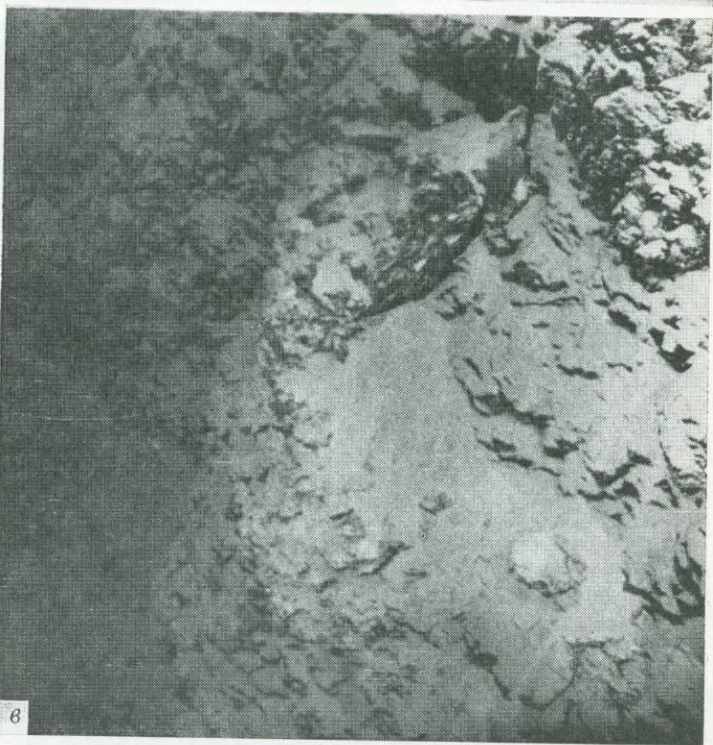
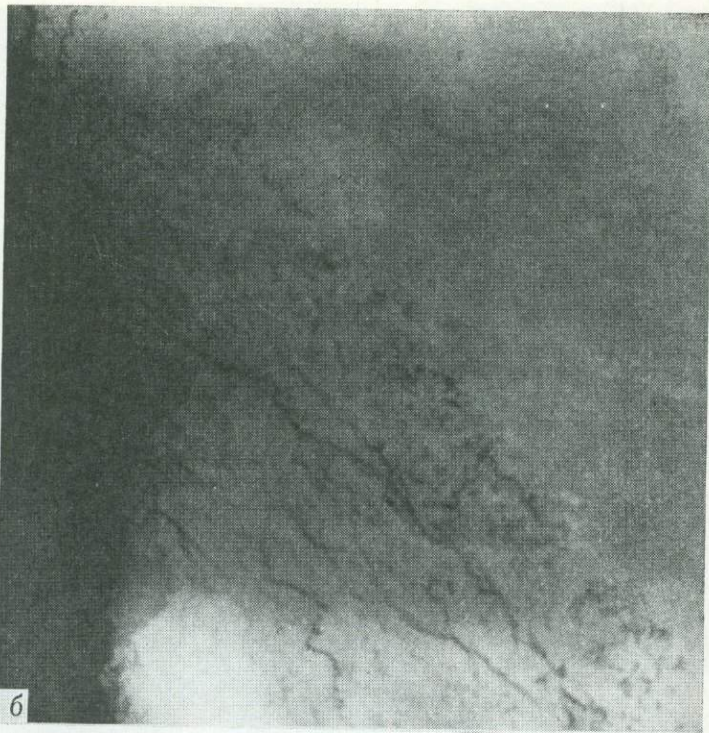


Рис. 89  
Окончание

з — п. 61,  $H=1450$

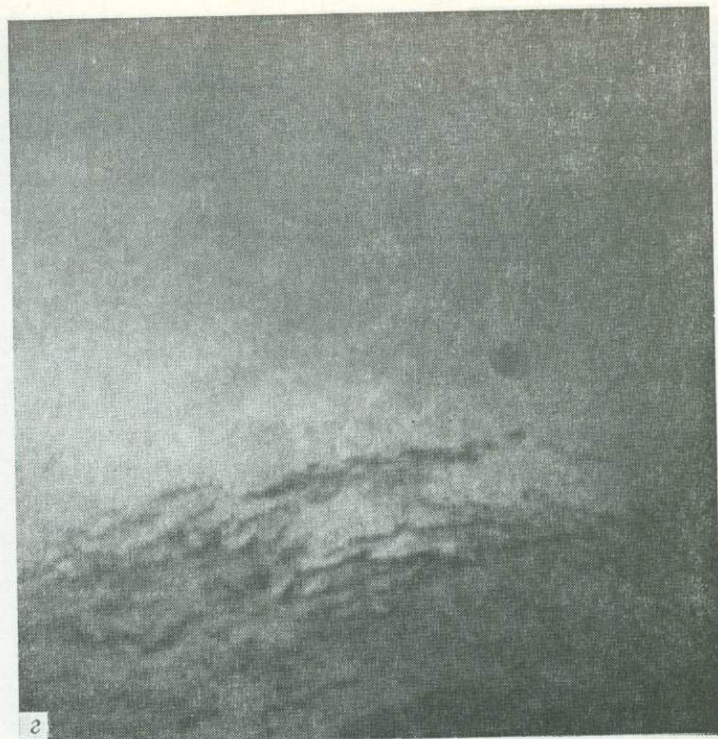
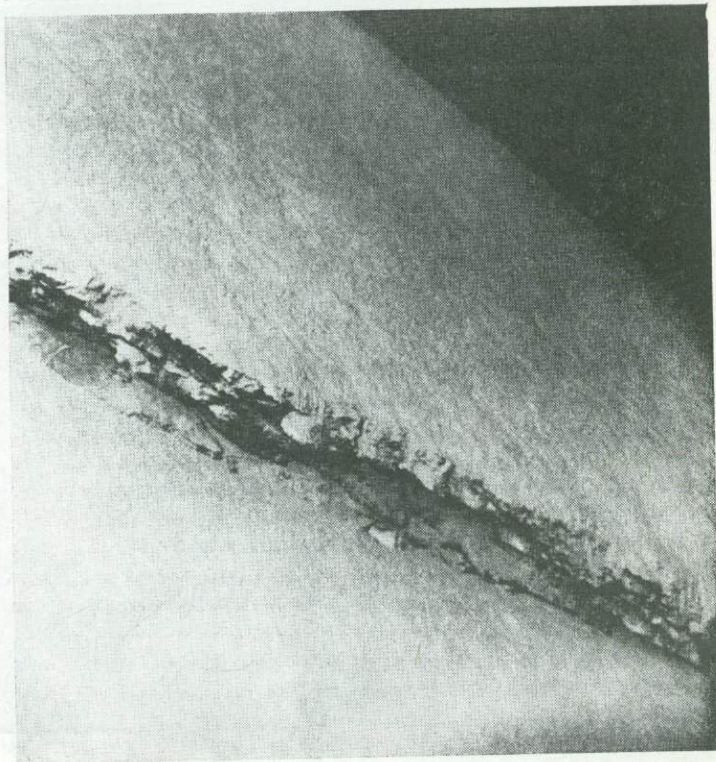


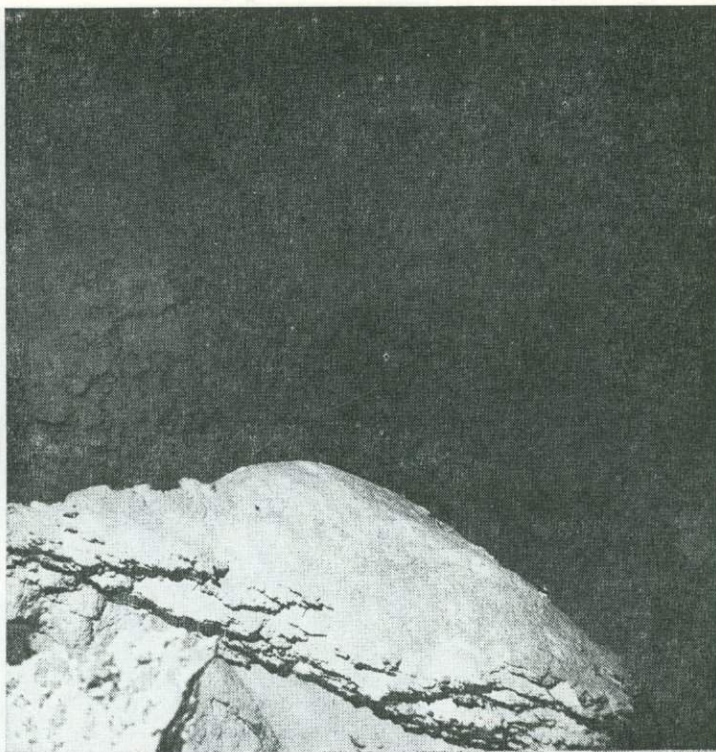
Рис. 90

На засыпанном целиком илстыми осадками склоне древнего вулкана, расположенного на фланге рифтовой долины, — выходы многослойных карбонатных корок; п. 56,  $H=1600$



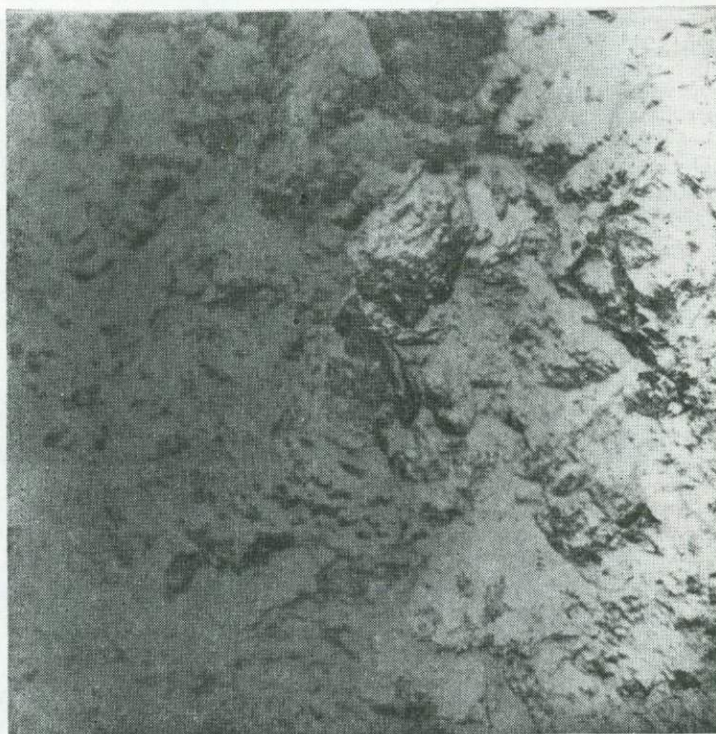
**Рис. 91**

В стенках  
трещины отрыва —  
выходы многослойных  
карбонатных корок,  
припорошенных  
илистыми осадками;  
п. 66,  $H=1500$



**Рис. 92**

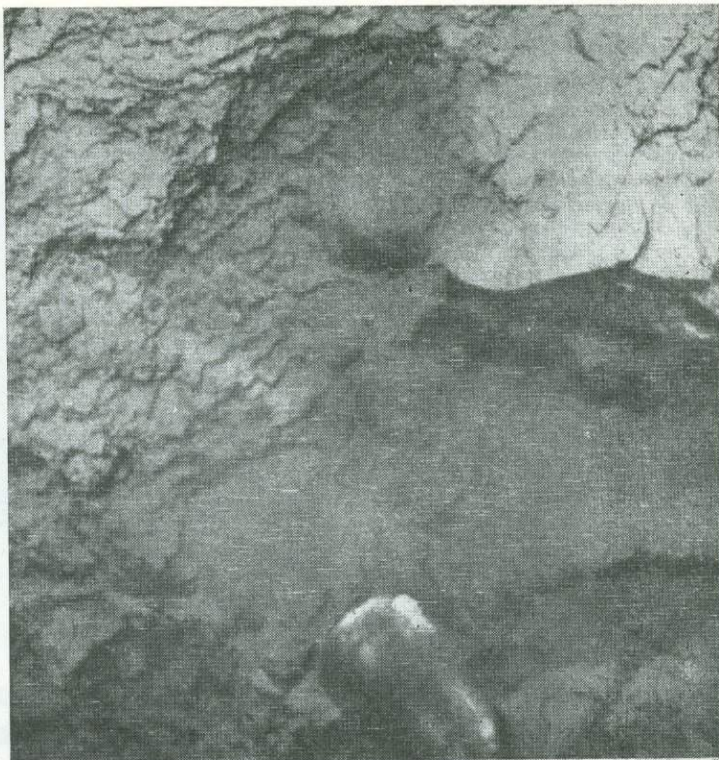
В стенке  
сбросового уступа —  
выходы покровных  
и многослойных  
карбонатных корок,  
пересыщенные  
осадками;  
п. 58,  $H=1550$



**Рис. 93**

В срезающем склоне  
тектоническом  
уступе — выходы  
многослойных  
карбонатных корок,  
прикрытые илистыми  
осадками;

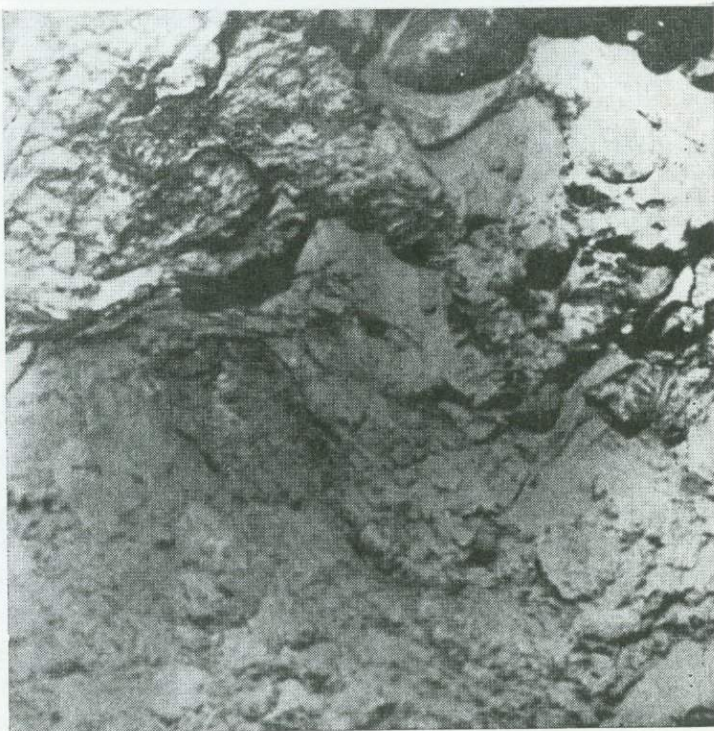
п. 61,  $H=1600$



**Рис. 94**

В тектоническом  
уступе — выходы  
многослойных  
карбонатных корок;

п. 58,  $H=1550$



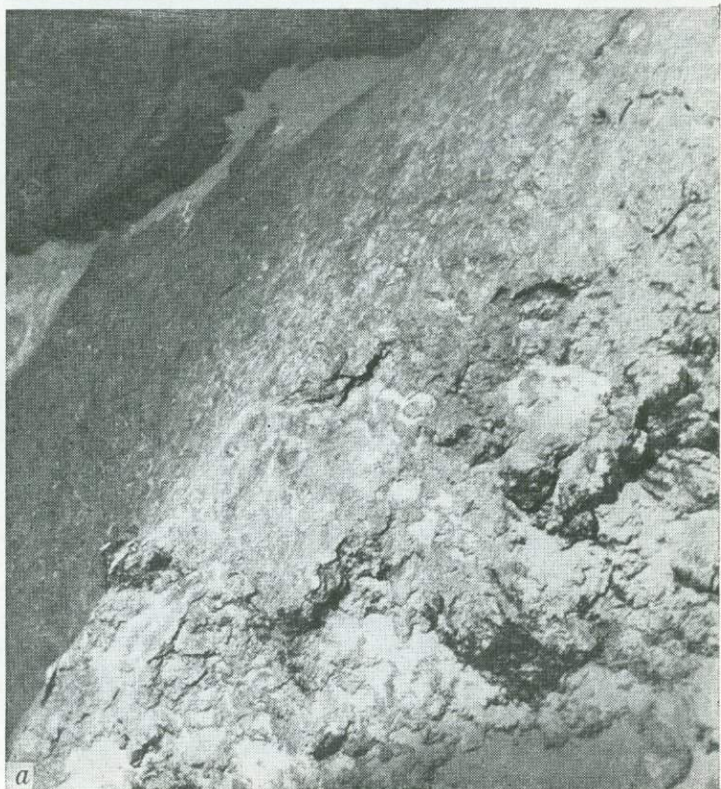
**Рис. 95**

В тектоническом  
уступе — выходы  
карбонатных корок,  
покрытых  
марганцевым налетом  
и припорошенных  
осадками;  
п. 58,  $H=1550$



**Рис. 96**

Склон, сложенный  
залегающими  
вдоль поверхности  
многослойными  
карбонатными  
корками,  
на которых заметны  
белые известковые  
раковины  
агглютинирующих  
фораминифер  
а, б — п. 58,  $H=1580$

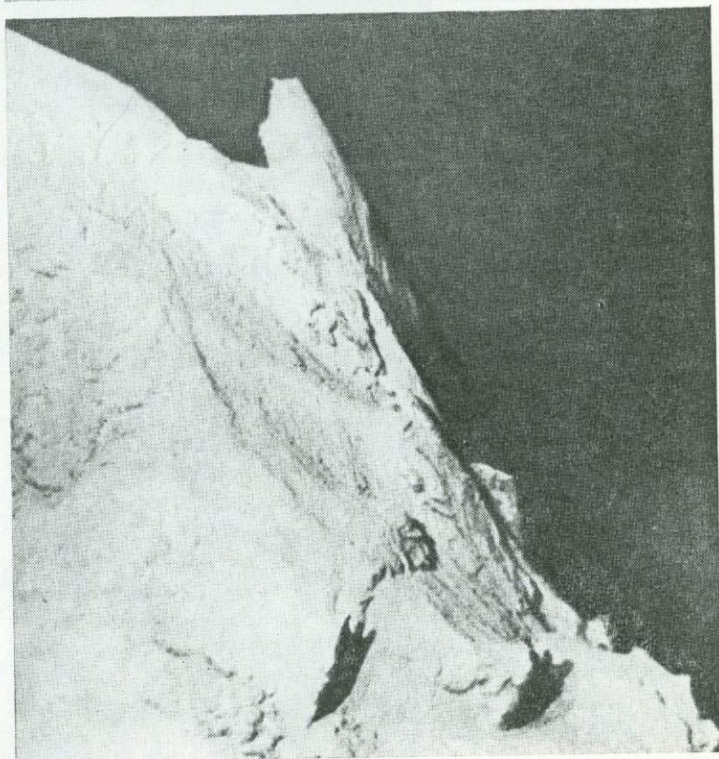


**Рис. 96**  
**Окончание**

Снимок б сделан  
с более близкого  
расстояния  
от объекта



**Рис. 97**  
**Выступ**  
**литифицированных**  
**карбонатов**  
**на засыпанном**  
**осадками склоне**  
**на краю гьяра;**  
**п. 58, Н=1600**



**Рис. 98**

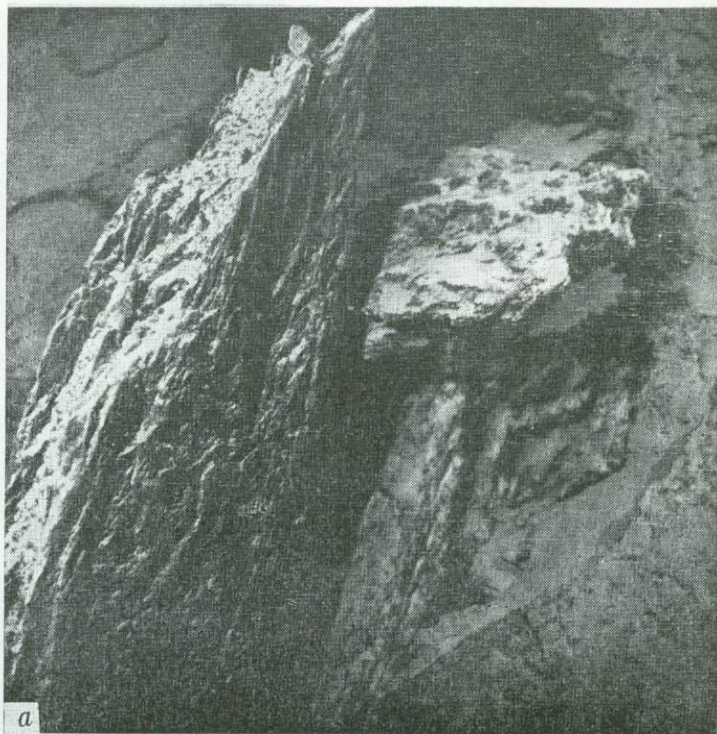
Выступы толстых  
карбонатных корок,  
припорошенных  
осадками,  
на краю гьяра;  
п. 58,  $H=1600$



**Рис. 99**

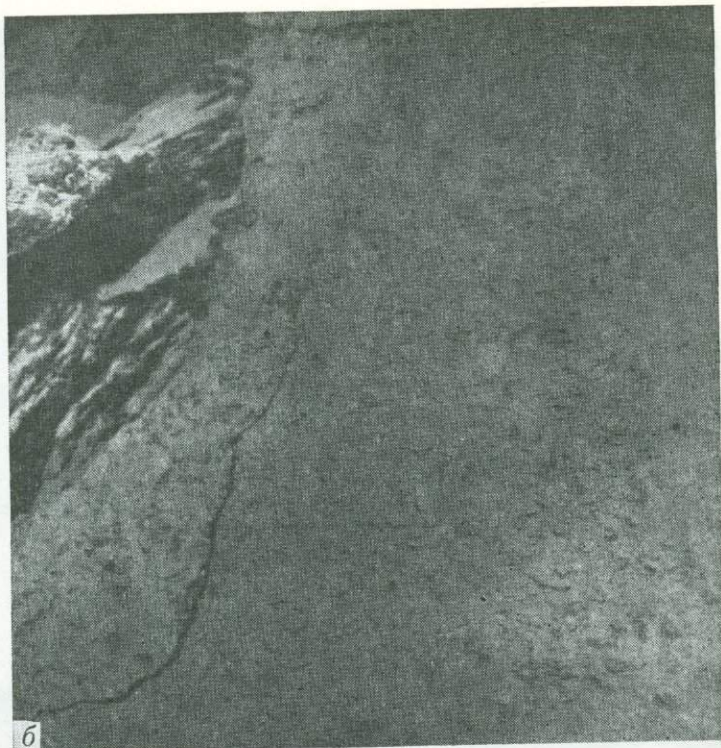
Нагромождение  
обломков  
литифицированных  
карбонатов,  
сползших  
к основанию  
холма в результате  
тектонической  
подвижки

а, б — п. 61,  $H=1550$ ;  
снимки сделаны  
с интервалом  
в несколько секунд

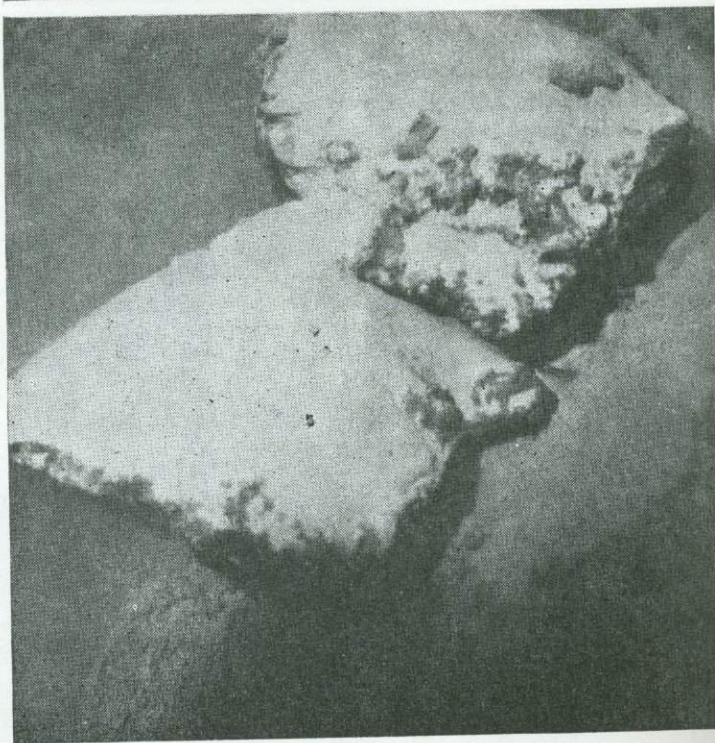




**Рис. 99**  
Окончание



**Рис. 100**  
Обломки  
литифицированных  
карбонатов,  
лежащих  
на покрытой осадками  
ступени склона;  
п. 58,  $H=1470$





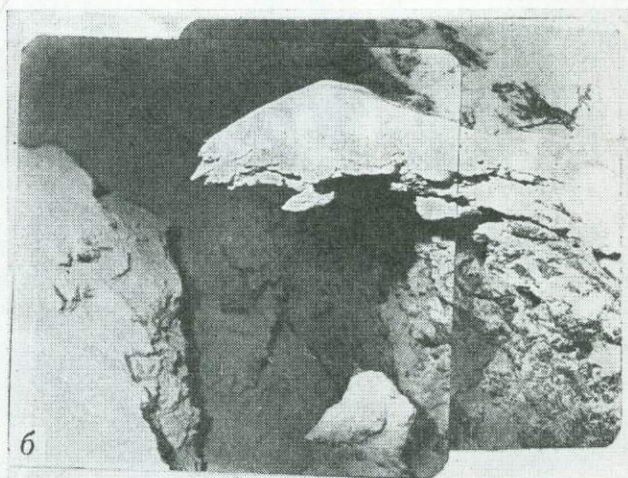
*a*

**Рис. 101**  
Карниз карбонатной корки, выступающий на одной из стенок трещины отрыва

*a, б* — п. 58,  $H=1600$ ;

*a* — вид сверху;

*б* — вид сбоку



*б*

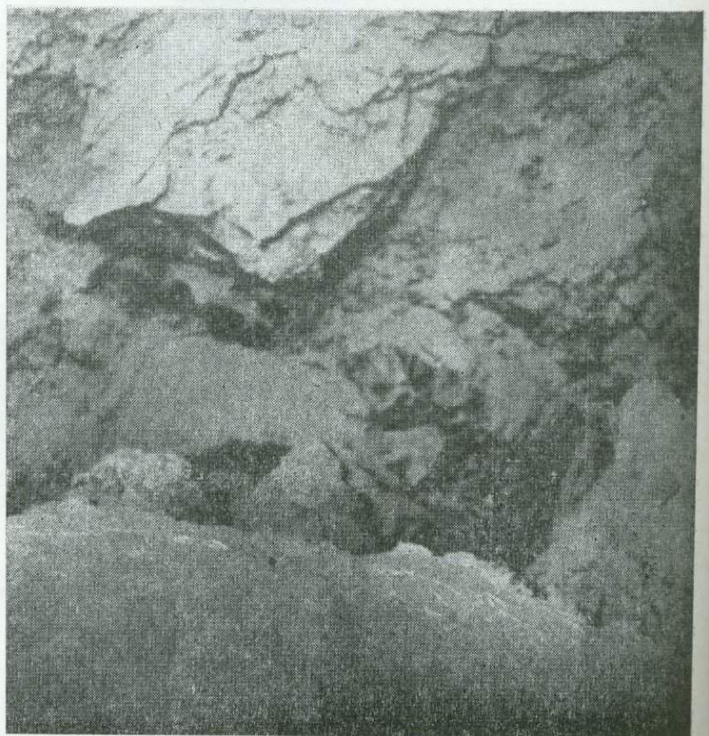
**Рис. 102**

В тектоническом  
уступе — выход  
округлой базальтовой  
формы в толще  
многослойных  
карбонатных корок;  
п. 52,  $H=1500$



**Рис. 103**

В стенке гьяра —  
отдельные выходы  
базальтов в толще  
литифицированных  
карбонатов;  
п. 61,  $H=1560$



**Рис. 104**  
В тектоническом  
уступе — выходы  
базальтов,  
затянутые  
карбонатами  
и припорошенные  
осадками;  
п. 58,  $H=1540$



**Рис. 105**  
Пиллоу-лавы,  
покрытые плотной  
карбонатной коркой;  
п. 60,  $H=1500$

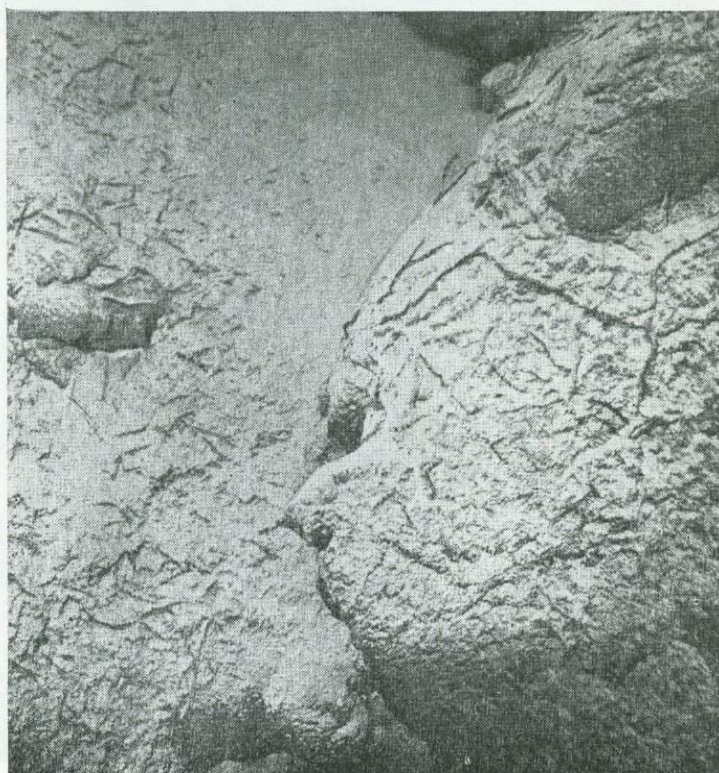
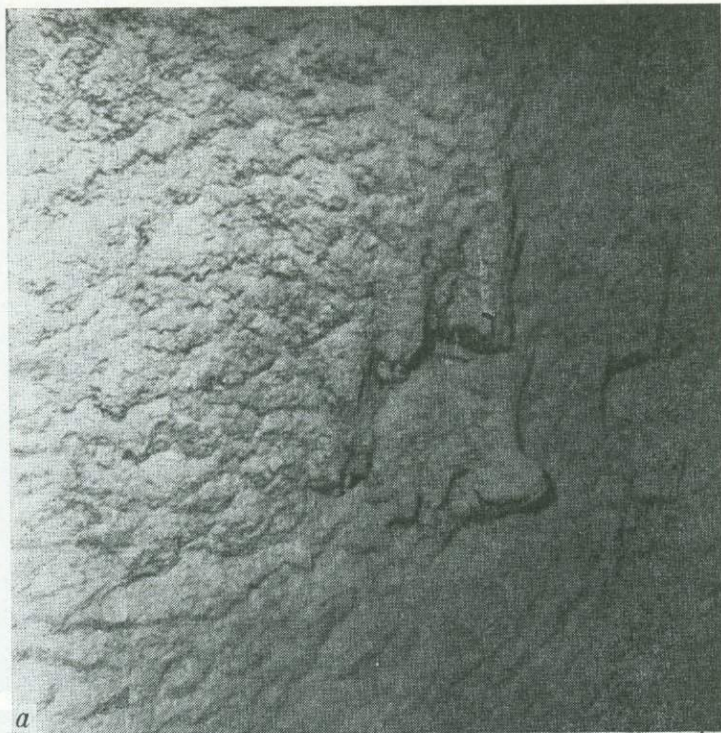


Рис. 106

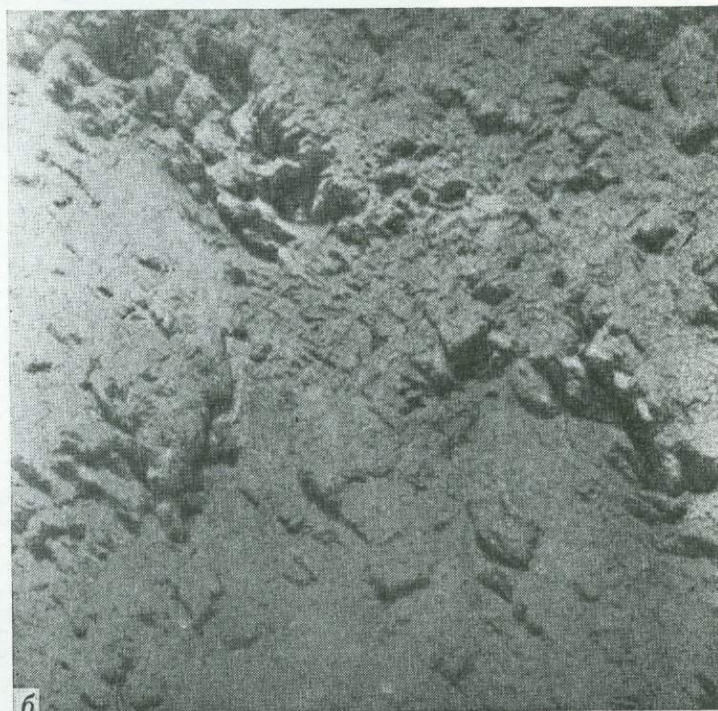
В сбросовом уступе —  
выходы пиллоу-лав,  
покрытые  
карбонатной коркой  
и припорошенные  
осадками

*a* — п. 52,  $H=1652$ ;

*б* — п. 54,  $H=1620$ ;



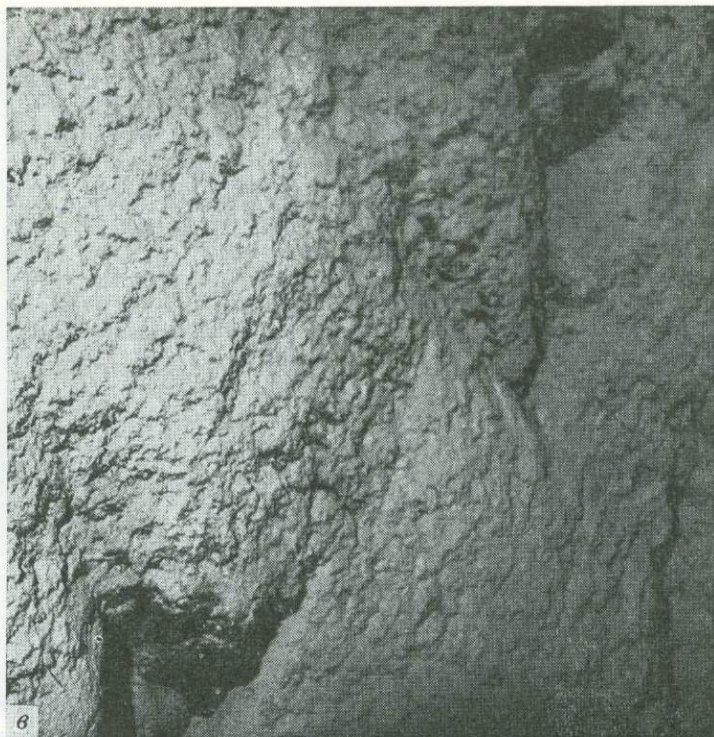
*a*



*б*

**Рис. 106**  
Окончание

в — п. 59,  $H=1450$



**Рис. 107**  
Припорошенные  
осадками  
выходы пиллоу-лав,  
затянутых  
покровными  
карбонатами;  
п. 66,  $H=1410$

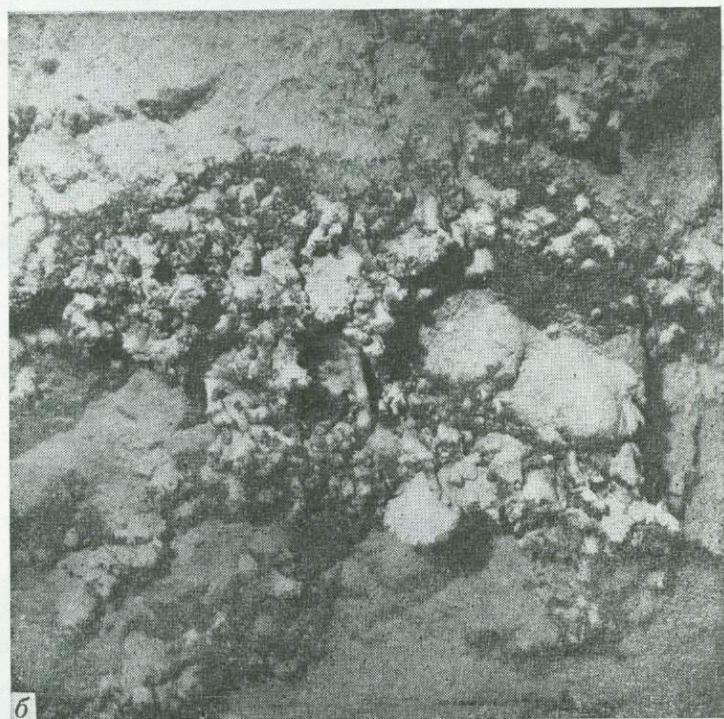
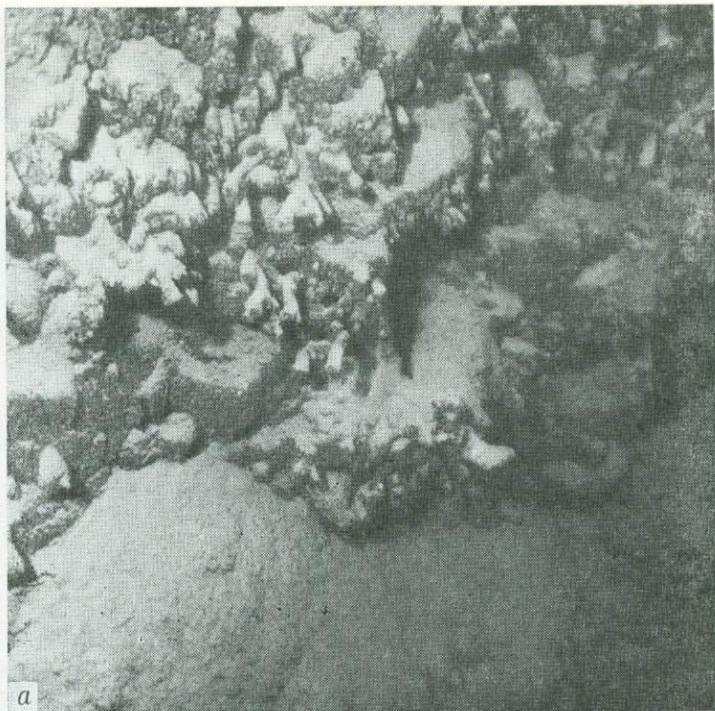


**Рис. 108**

В тектоническом  
уступе — выходы  
пиллоу-лав,  
покрытых патеками  
карбонатов  
и припорошенных  
осадками

а, б — п. 55,  $H=950$ ;

снимки сделаны  
с интервалом  
в несколько секунд

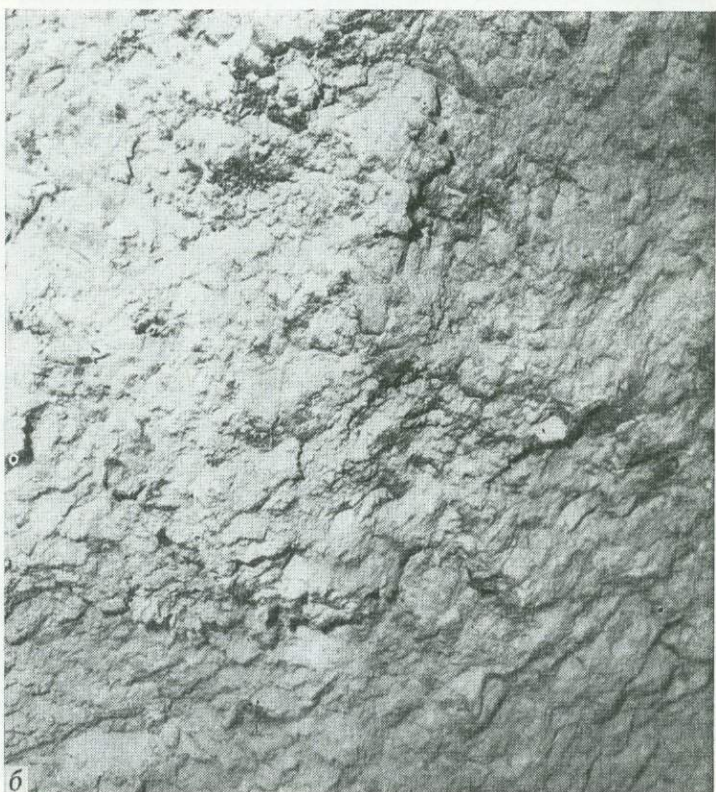


**Рис. 109**  
В сбросовом уступе  
видна  
базальтовая брекчия  
в карбонатном цементе

*а* — *г* — п. 54;

*а* — *H*=1770;

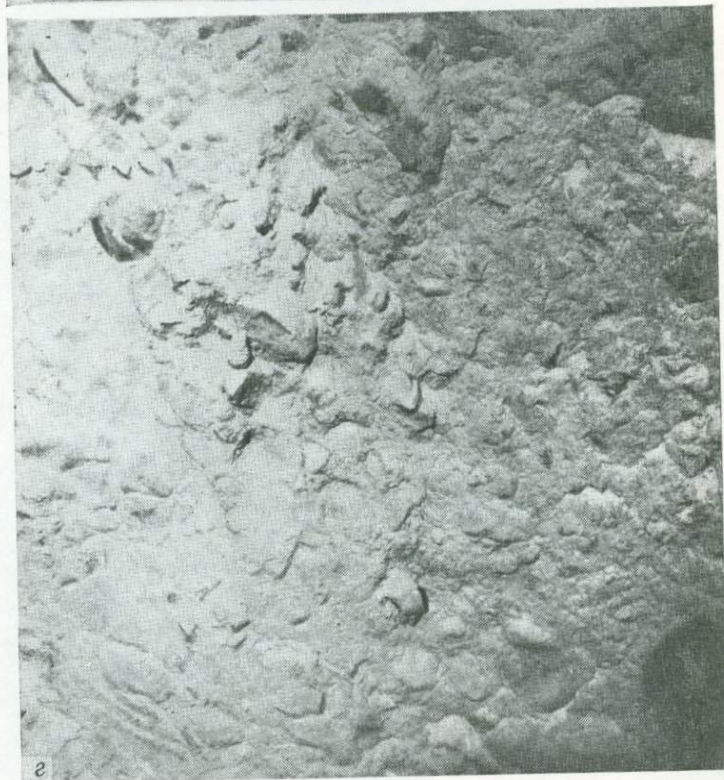
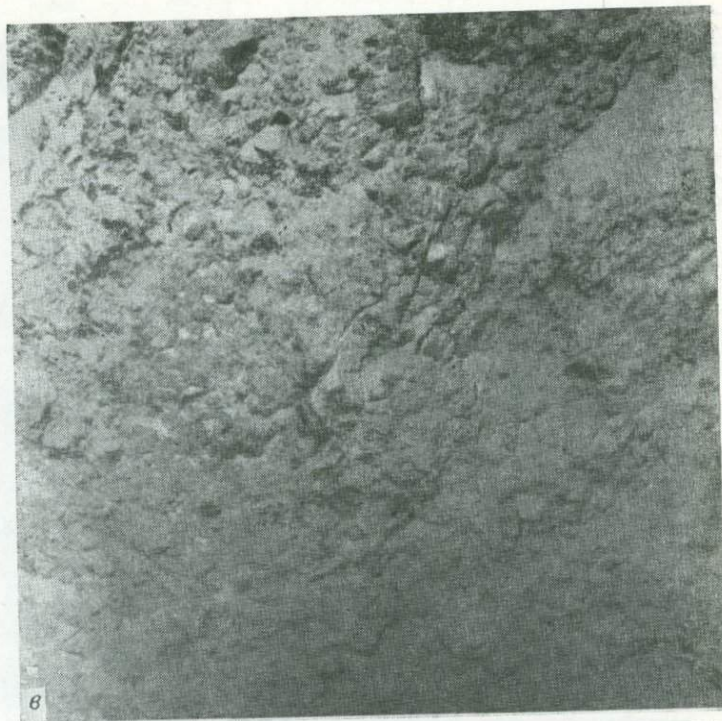
*б* — *H*=1750;





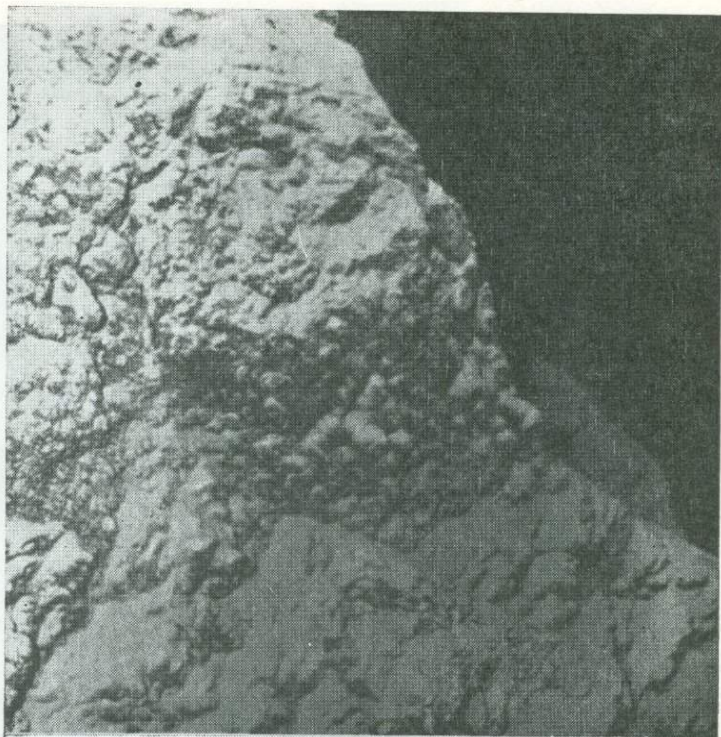
**Рис. 109**  
**Окончание**

а — Н=1740;  
б — Н=1730



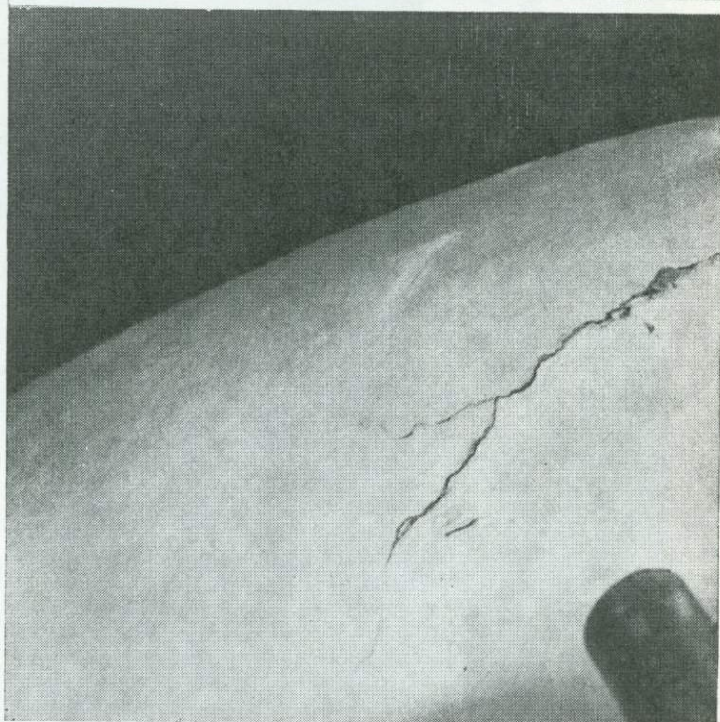
**Рис. 110**

В тектоническом уступе — выходы многослойных, покровных и натечных карбонатных корок, присыпанных осадками;  
п. 58,  $H=1550$



**Рис. 111**

Трещина отрыва в привершинной части холма, покрытого илистыми осадками, залегающими на многослойных карбонатных корках;  
п. 56,  $H=1600$



**Рис. 112**  
Субгоризонтальная  
поверхность,  
сложенная илистыми  
осадками  
с характерными  
формами  
микрократеров  
и микроконусов

*a* — п. 54,  $H=1400$ ;  
*б* — п. 56,  $H=1600$

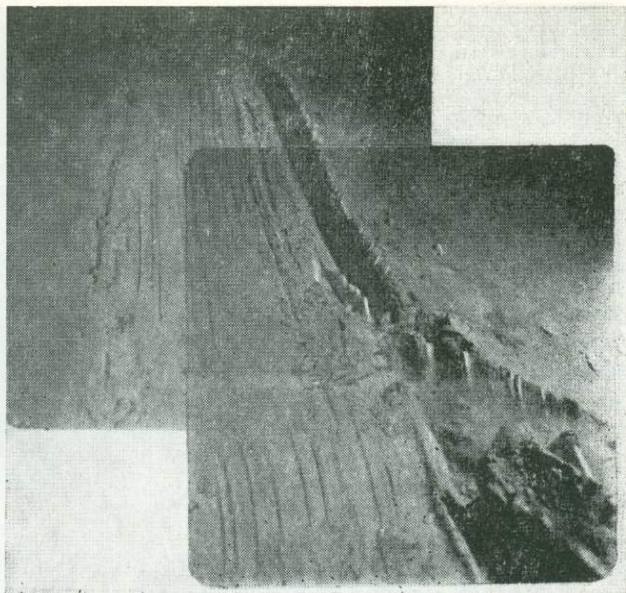


*a*

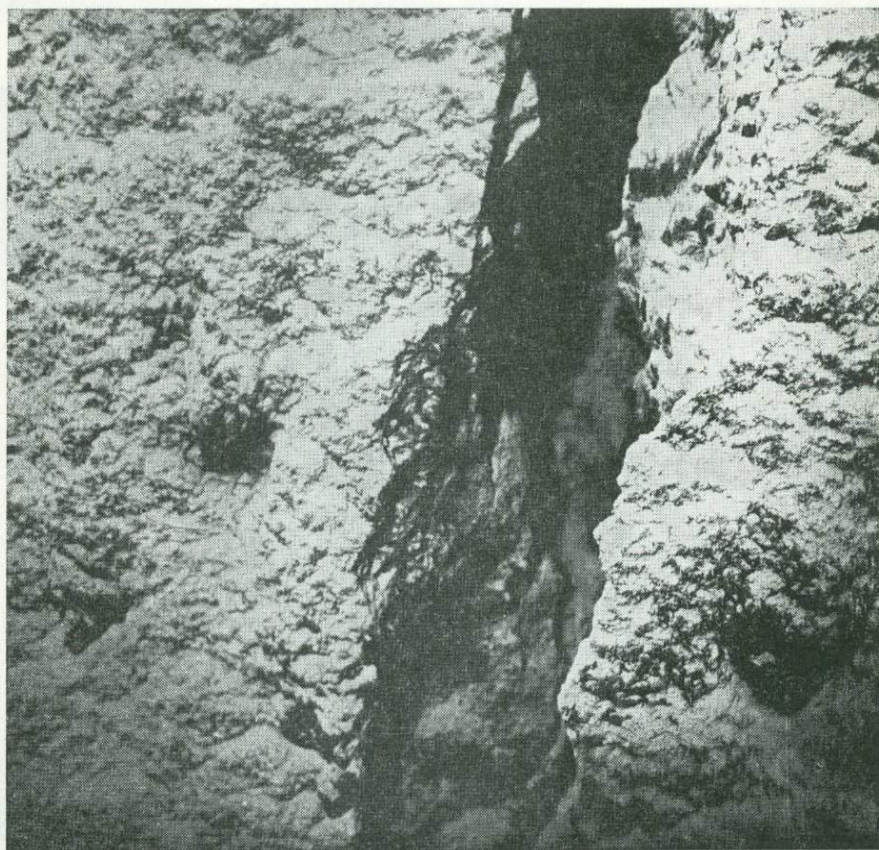


*б*

**Рис. 113**  
Склон, перекрытый  
толщей  
илистых осадков  
со следами «лыж»  
«Пайсиса-ХІ»;  
п. 66,  $H=1640$



**Рис. 114**  
Вертикальная  
трещина,  
отрыва в обрыве  
склона,  
сложенного  
базальтами,  
припорошенными  
осадками;  
п. 60,  $H=1500$

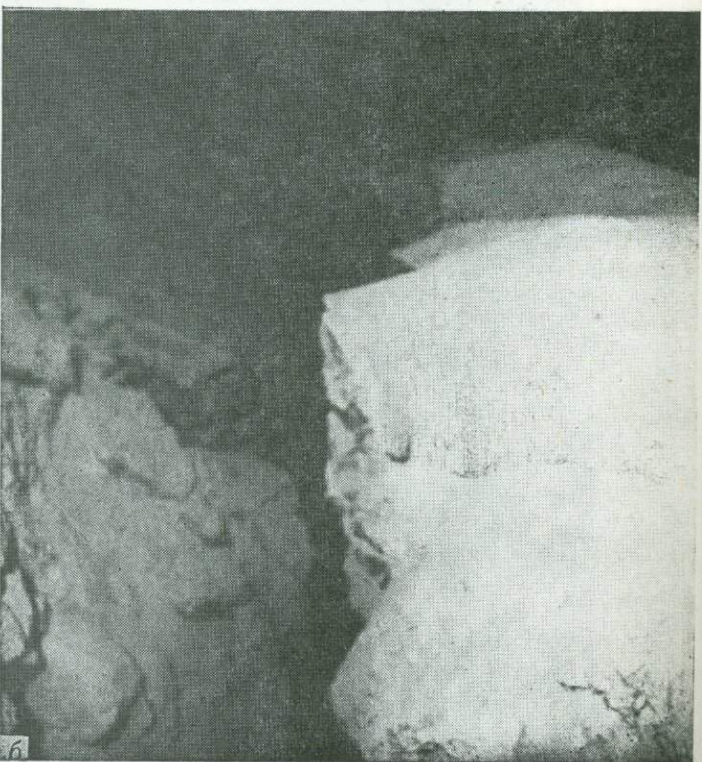
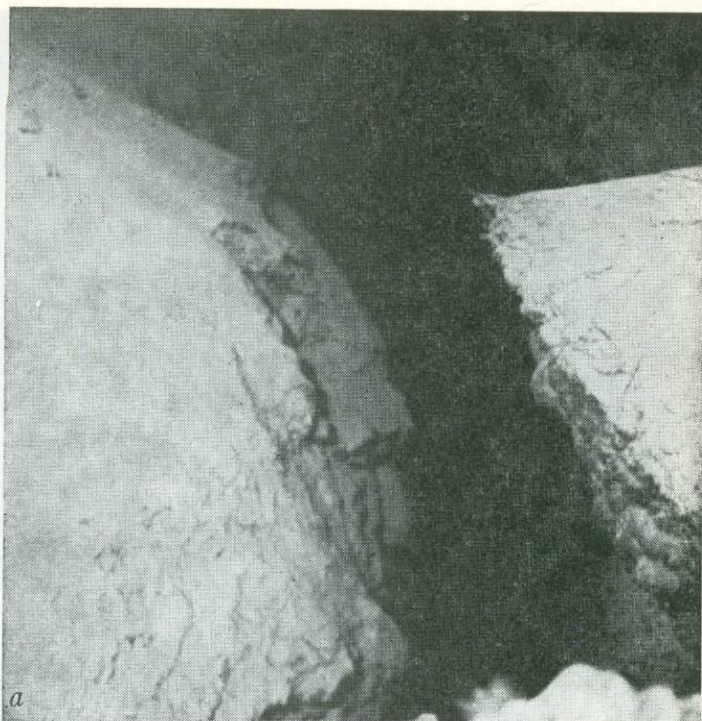


**Рис. 115**

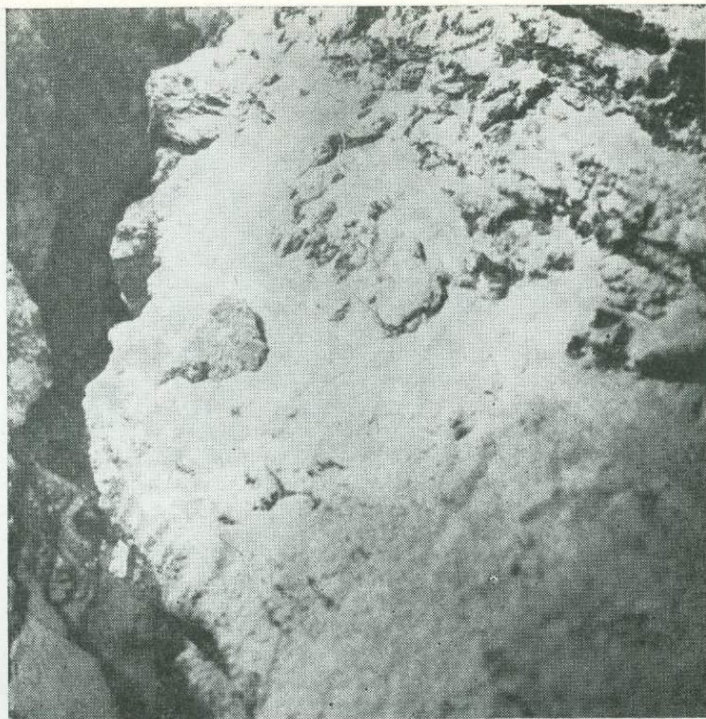
Трещина отрыва,  
в бортах которой  
вскрываются  
многослойные  
карбонатные корки,  
а в нижней части —  
отдельные выходы  
базальтов,  
прикрытые илистыми  
осадками

а — п. 61,  $H=1560$ ;

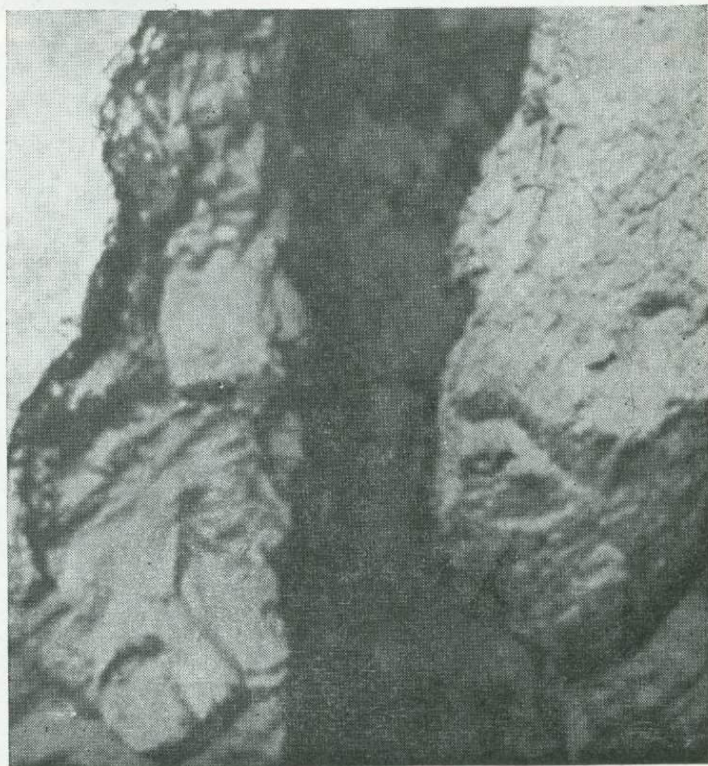
б — п. 61,  $H=1550$



**Рис. 116**  
Вертикальная  
трещина  
отрыва в обрыве  
склона,  
сложенного  
базальтами,  
прикрытыми  
известковой коркой;  
п. 60,  $H=1470$

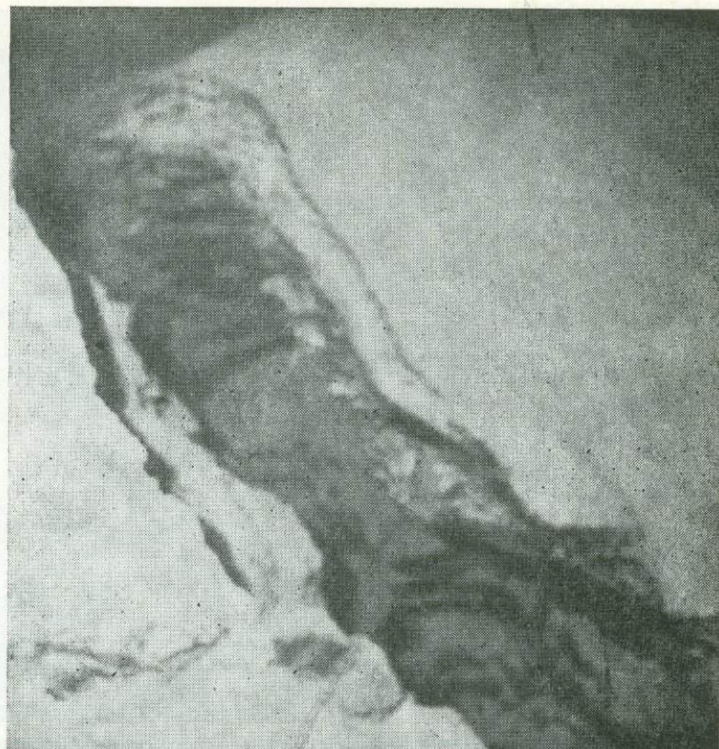


**Рис. 117**  
Открытая трещина  
в тектоническом  
уступе;  
п. 63,  $H=1540$



---

**Рис. 118**  
Трещина отрыва  
на склоне холма,  
рвущая  
литифицированные  
карбонатные осадки;  
п. 63,  $H=1500$



---

**Рис. 119**  
Трещина отрыва,  
перекрытая  
илистыми осадками;  
п. 60,  $H=1450$



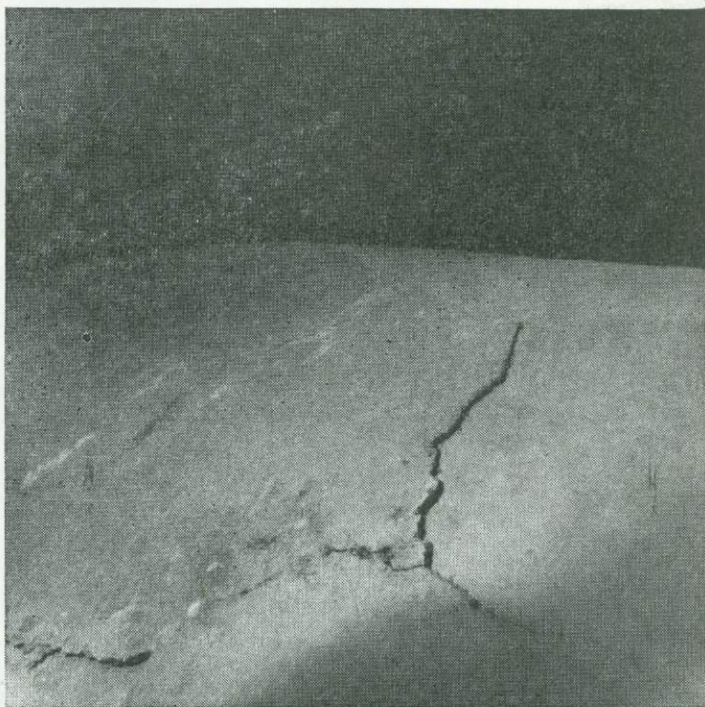
**Рис. 120**

В трещине отрыва  
на покрытом  
осадками склоне —  
выходы многослойных  
карбонатных корок;  
п. 61,  $H=1560$



**Рис. 121**

Разбитая трещиной  
привершинная  
часть холма,  
сложенного  
литифицированными  
карбонатами,  
прикрытыми илами;  
п. 56,  $H=1600$

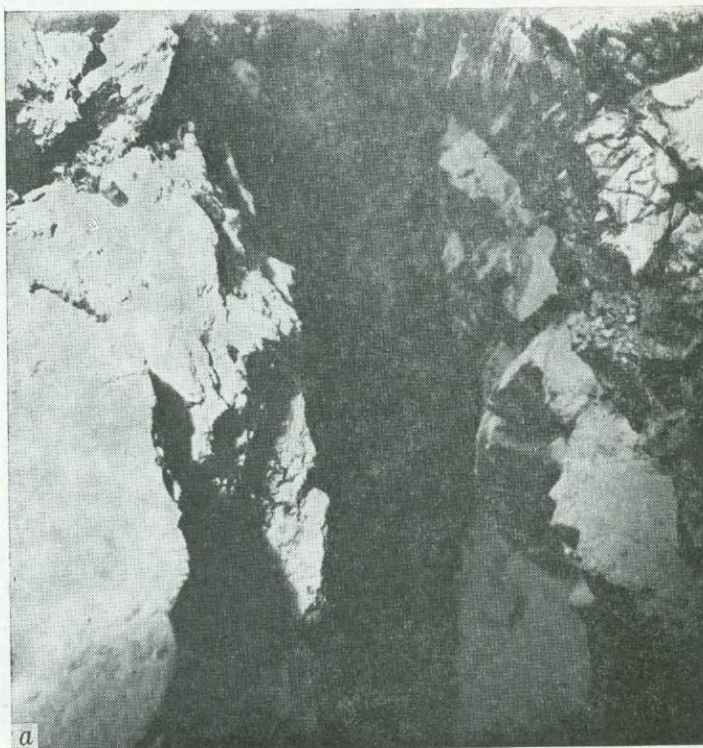




**Рис. 122**  
Разбитые трещинами  
литифицированные  
карбонаты;  
п. 61,  $H=1370$

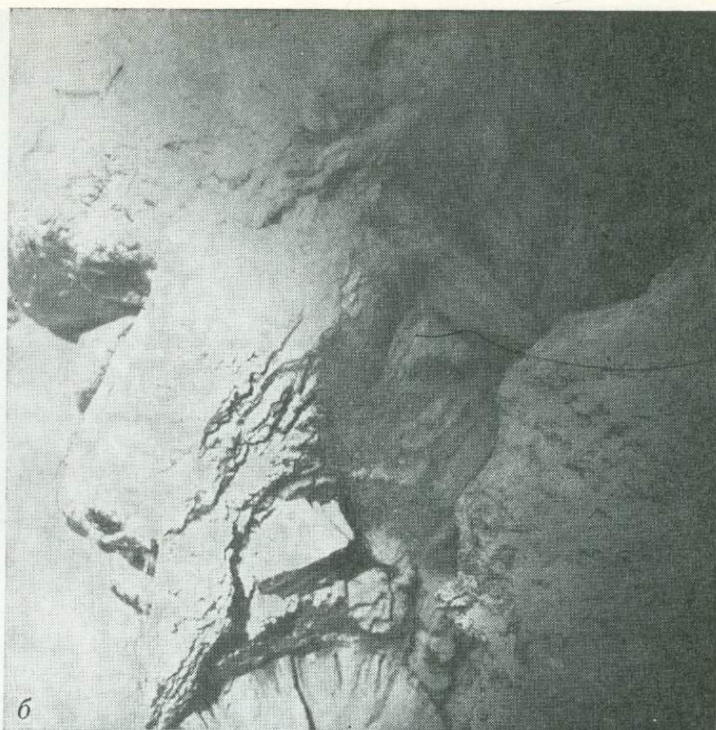


**Рис. 123**  
Гьяр, в стенках  
которого вскрываются  
поперечные сколы  
лавовых потоков  
а — п. 60,  $H=1500$ ;

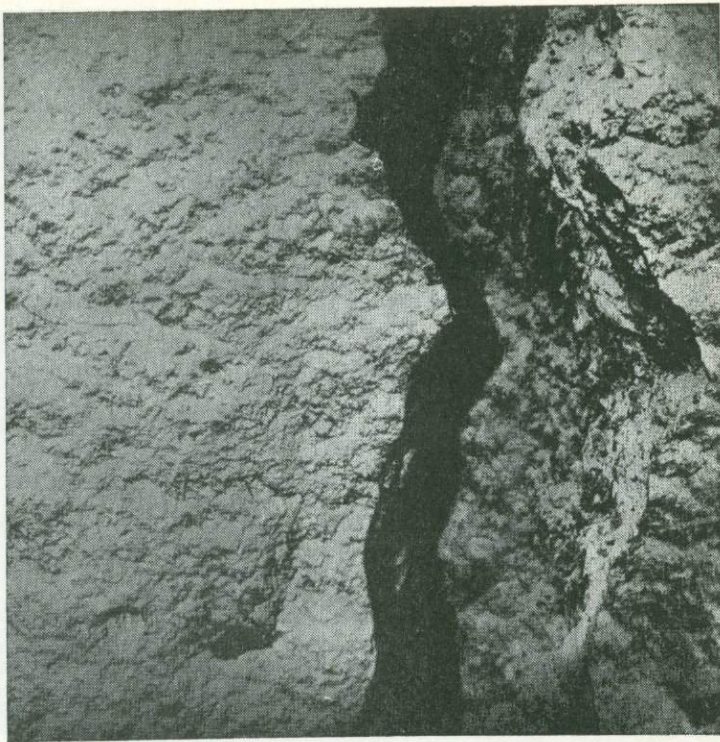


**Рис. 123**  
Окончание

б — п. 62,  $H=1380$ ;  
в — п. 60,  $H=1500$



**Рис. 124**  
Поперечная трещина  
отрыва  
в тектоническом  
уступе;  
п. 60,  $H=1400$



**Рис. 125**  
В стенке  
сбросового уступа —  
поперечные сколы  
лавовых потоков,  
пересыпанные  
илистыми осадками;  
п. 57,  $H=1500$



**Рис. 126**  
Зеркало скольжения  
на краевом уступе  
сбросового  
происхождения;  
п. 54,  $H=1780$

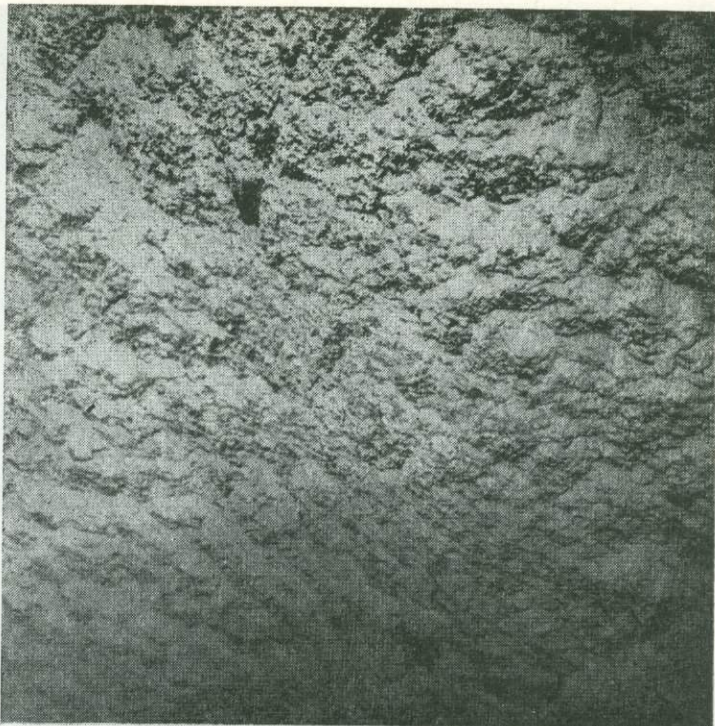


**Рис. 127**  
В стенке  
сбросового уступа  
видна базальтовая  
брекчия  
в карбонатном  
цементе;  
п. 54,  $H=1490$



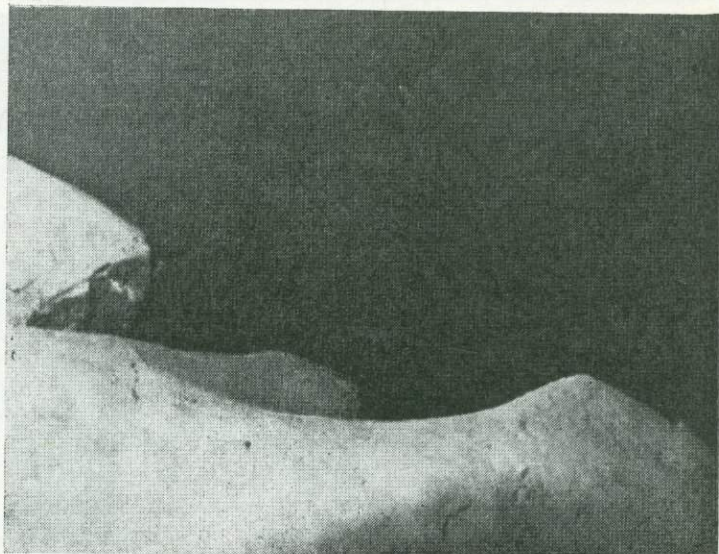
**Рис. 128**

Поверхность  
сбросового уступа,  
затянута плотной  
карбонатной коркой;  
п. 54,  $H=1680$



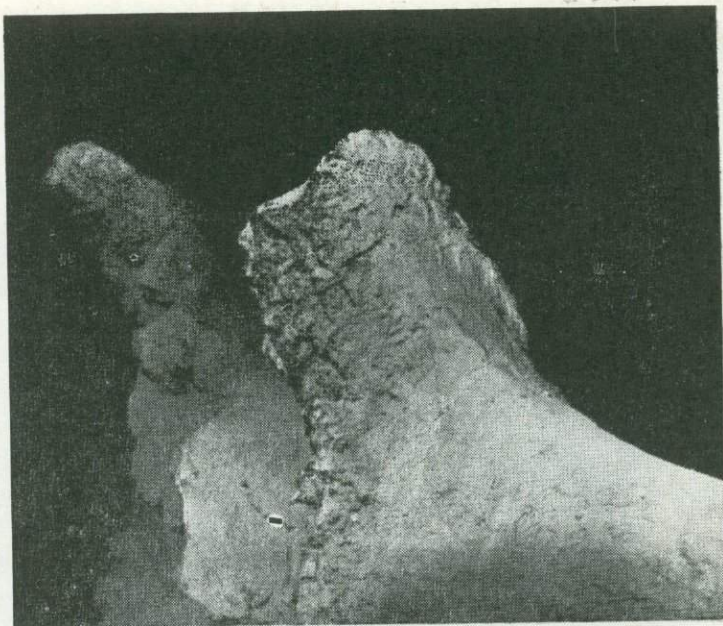
**Рис. 129**

Тектонический уступ  
на краю  
рифтовой долины  
Красного моря;  
п. 60,  $H=1450$



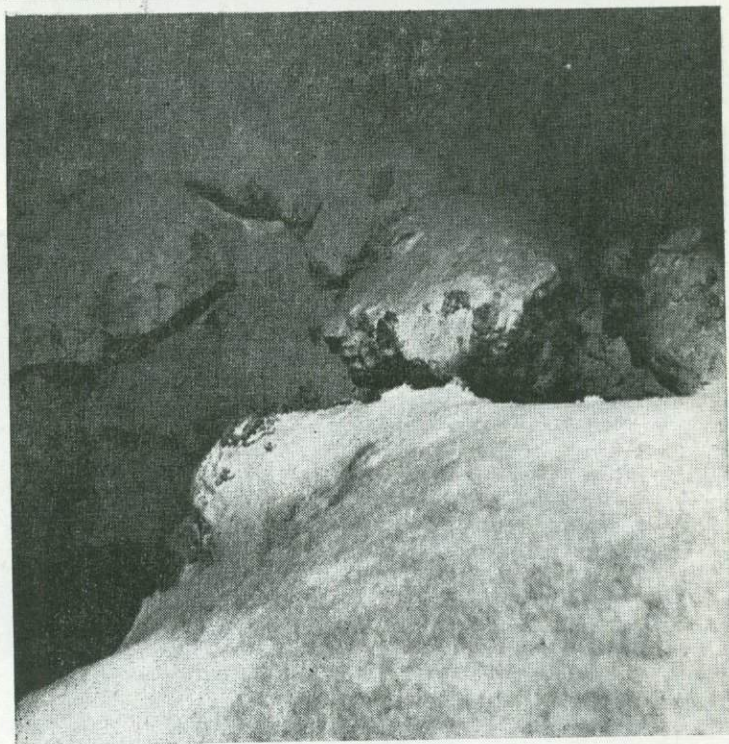
**Рис. 130**

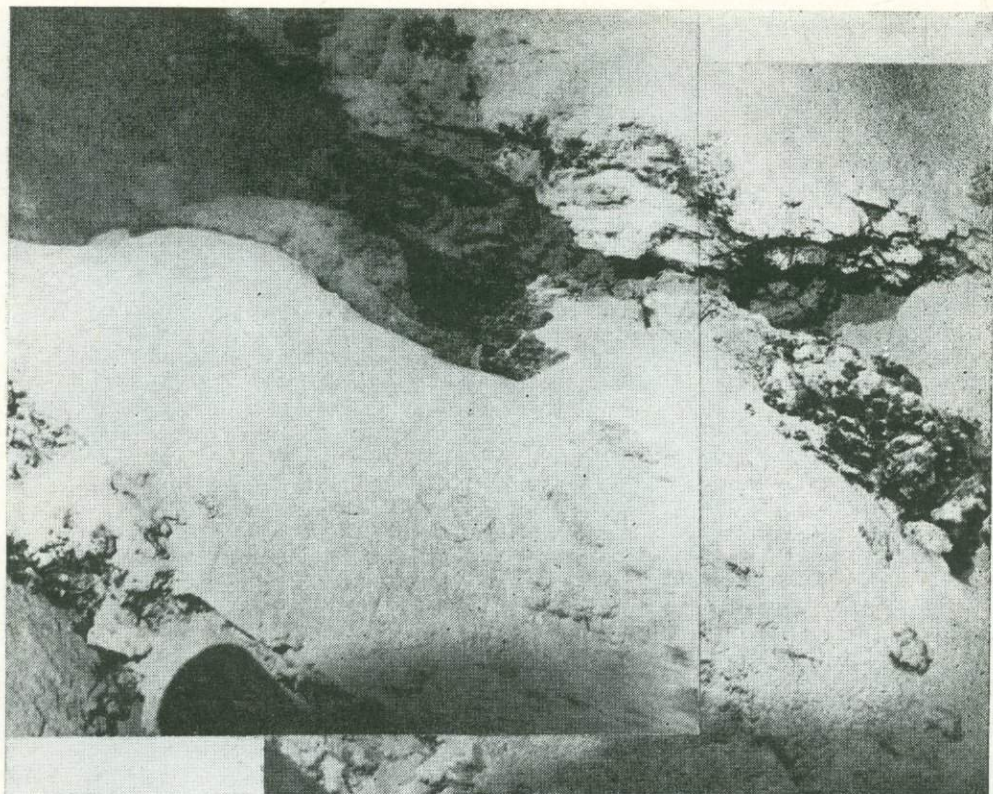
Вздыбленные слои  
литифицированных  
известковых корок  
на краю гьяра;  
п. 58,  $H=1600$



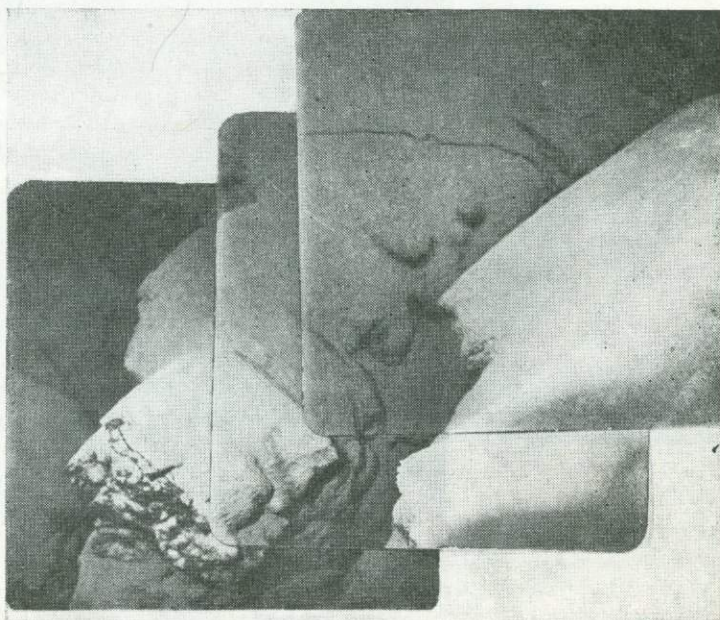
**Рис. 131**

Трещина со сдвигом,  
в бортах которой  
среди илистых  
осадков наблюдаются  
выходы поперечных  
пиллоу-лав;  
п. 67,  $H=1515$





**Рис. 132**  
Трещина отрыва  
со смещением бортов,  
рвущая плотные  
биогенные  
известняки;  
п. 58,  $H=4600$



**Рис. 133**  
Трещины,  
отделяющие  
отдельные блоки  
базальтов  
и перекрывающих их  
осадочных пород;  
п. 60,  $H=1550$

**Рис. 134**  
Сложенный  
базальтами  
тектонический уступ,  
в основании которого  
расположен  
перекрытый  
вдольными  
осадками склон;  
п. 52,  $H=1510$



**Рис. 135**  
Трещина отрыва,  
в бортах которой  
вскрываются  
поперечные сколы  
лавовых потоков,  
припорошенные  
осадками;  
п. 52,  $H=1520$





**Рис. 136**

Карниз на одной из стенок трещины отрыва, сложенный обломками базальтов, сцементированных плотным карбонатом; п. 52,  $H=1520$



**Рис. 137**

Поперечная трещина в сложенном базальтами тектоническом участке; п. 58,  $H=1540$



**Рис. 138**

На засыпанном илистыми осадками склоне — трещина отрыва, в бортах которой вскрываются многослойные карбонатные корки; п. 58,  $H=1500$



**Рис. 139, а—д**

Желтовато-серые фораминиферовые осадки с примесью раковин птеропод и вулканического стекла.

На мягкой поверхности осадка видны следы донных животных. Последовательная серия снимков характеризует поверхность осадочного покрова на шельфе Красного моря. Аппарат «Звук-4м»



*a*

Рис. 139  
Продолжение

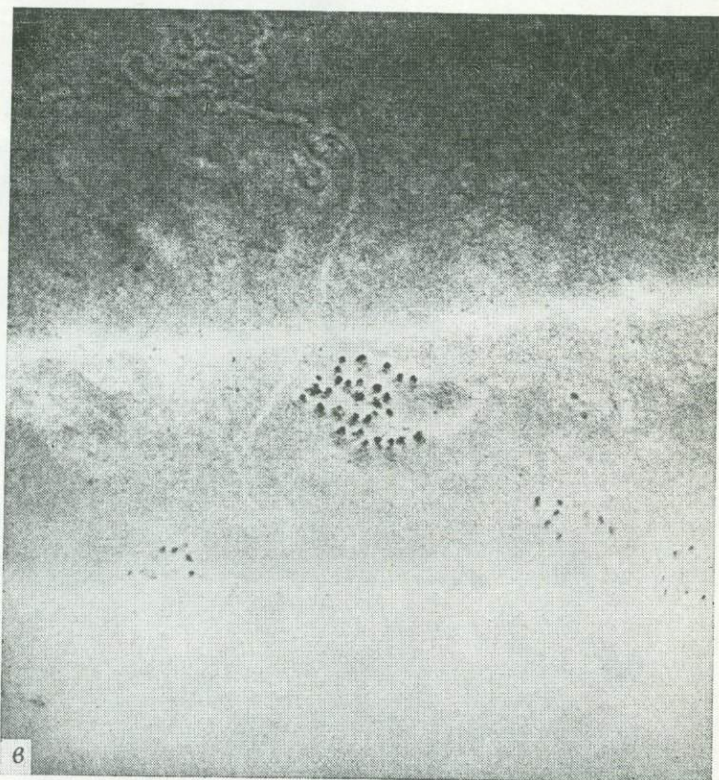
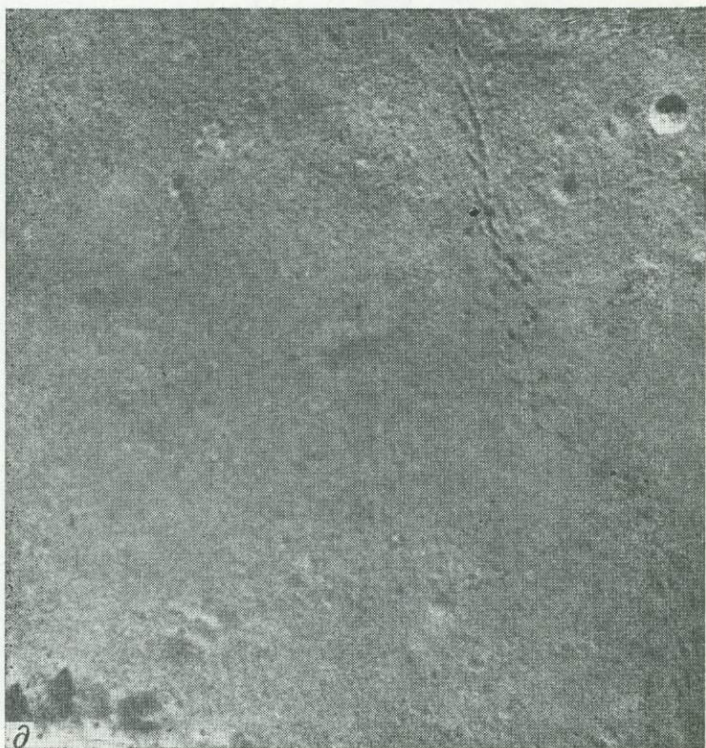
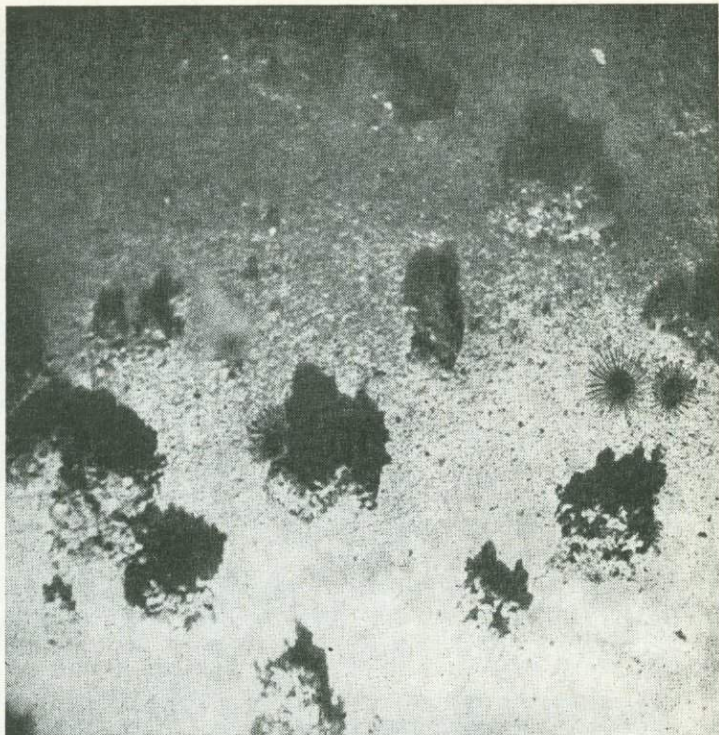


Рис. 139  
Окончание



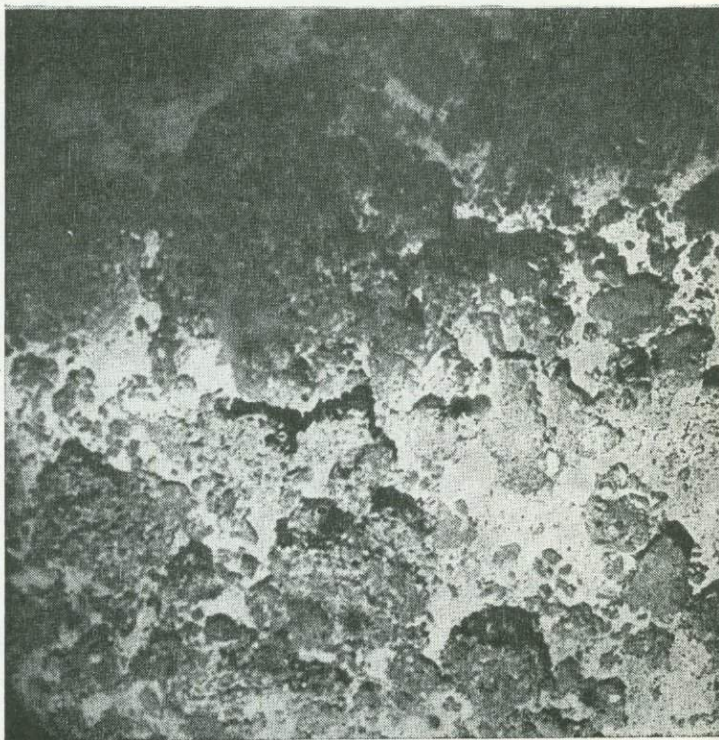
**Рис. 140**

Гылые осадки, на поверхности которых развиты обломки биогенных кавернозных известняков. Лучистые образования в центральной и правой частях снимка, вероятно, *Seriantharia*. Аппарат «Звук-4м»



**Рис. 141**

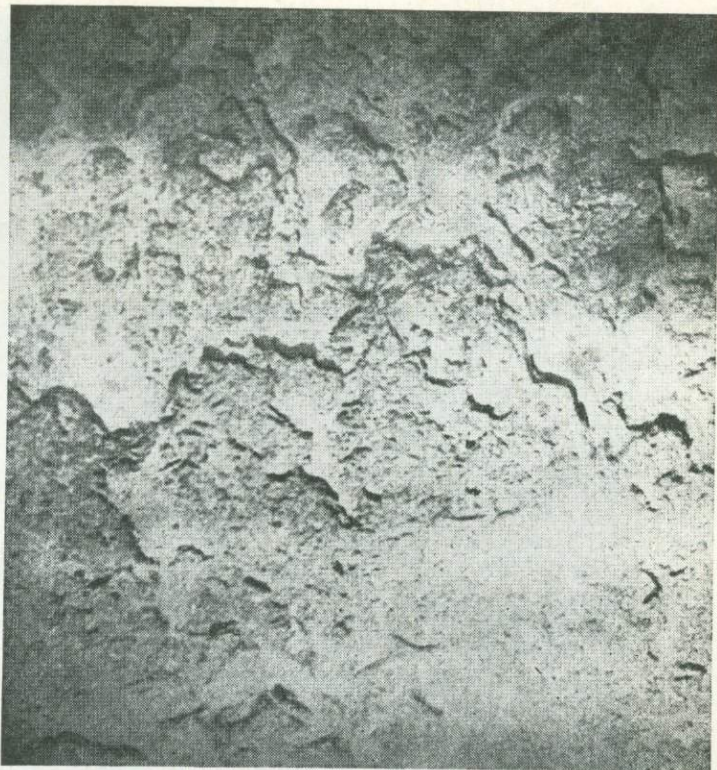
Выходы органогенных известняков, вероятно, позднелайстоценового возраста, присыпанные современными карбонатными осадками. На поверхности видны округлые обломки тех же известняков. Аппарат «Звук-4м»



---

**Рис. 142**

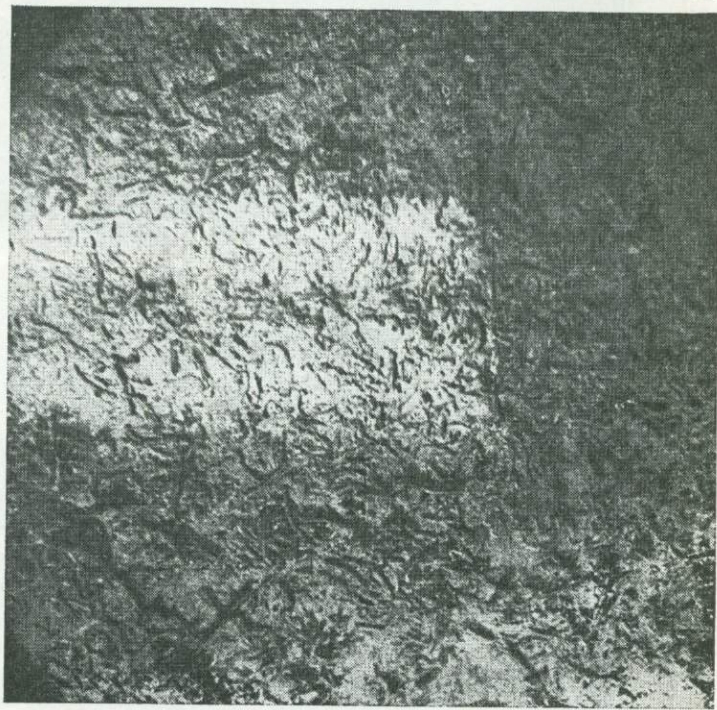
Выходы слоистых  
фораминиферо-  
птероподовых  
известняков, вероятно,  
поздне-  
плейстоценового  
возраста.  
Аппарат «Звук-4м»



---

**Рис. 143**

Выход биогенных  
известняков,  
покрытых, вероятно,  
раковинами  
агглютинирующих  
фораминифер.  
Аппарат «Звук-4м»



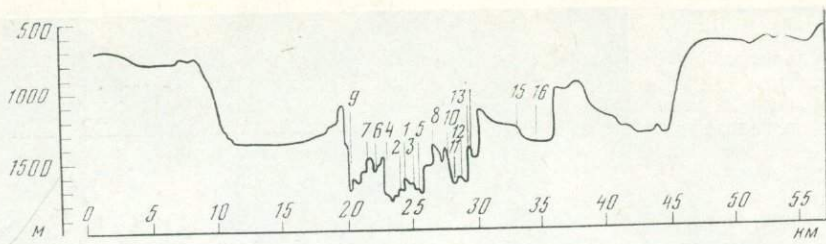


Рис. 144. Сводный фоторазрез через рифтовую зону Красного моря. Порядковые номера фото соответствуют номеру на профиле. Вертикальные линии показывают положение объектов, изображенных на фотографиях

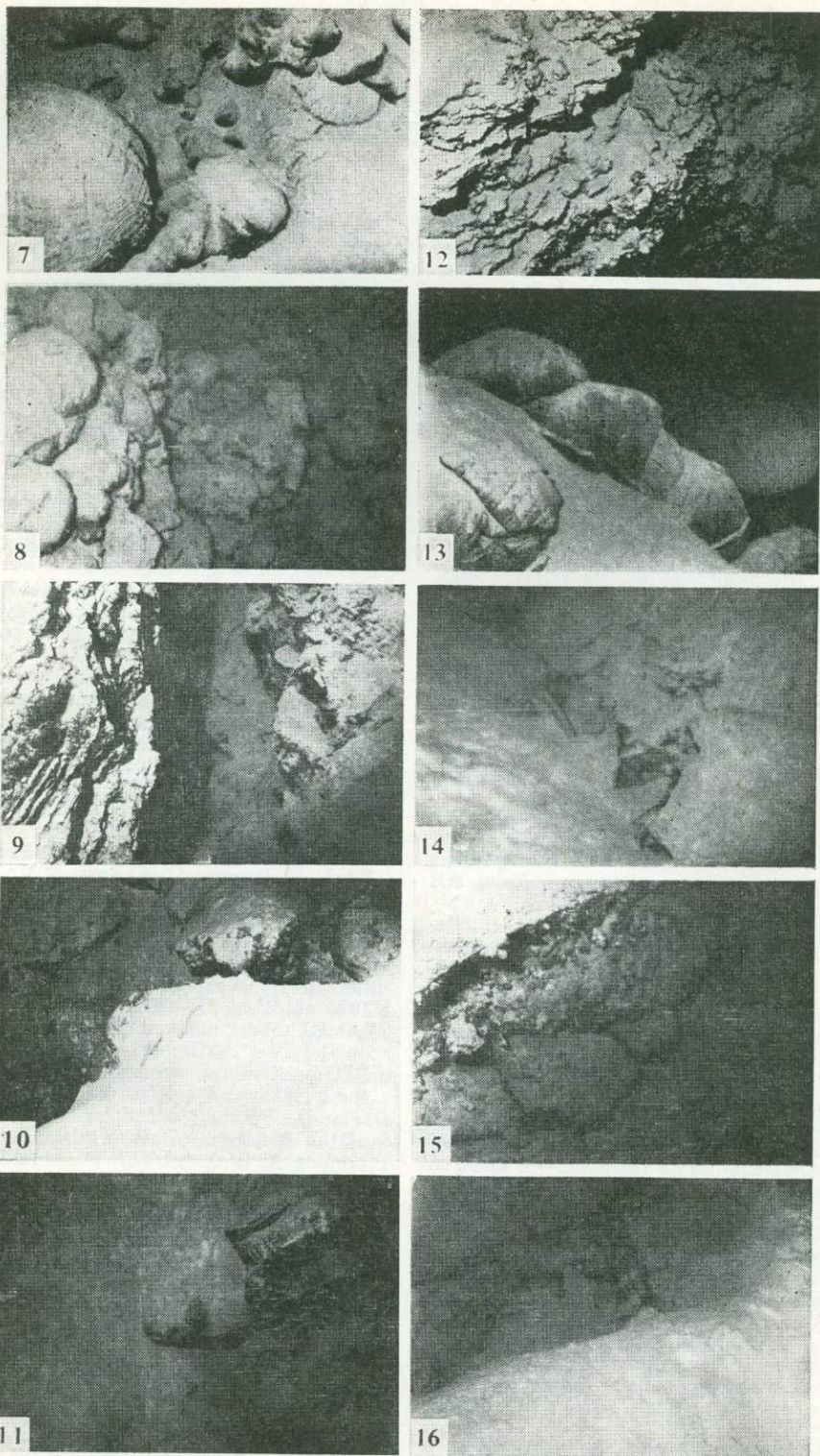


Рис. 144. Окопчанне



## ЛИТЕРАТУРА

- Альмухамедов А. И., Матвеев В. В., Кашинцев Г. Л. Химический состав базальтов осевой зоны Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 3, с. 744—747.
- Богданов Ю. А., Бородаев Ю. С. О находке гидротермального тела в Красном море.— В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. школы морской геологии. М., 1982, т. 3, с. 159—160.
- Вержбицкий Е. В., Зологарев В. Г. Исследование теплового потока в рифтовой зоне Красного моря.— Океанология, 1980, т. 20, вып. 5, с. 882—886.
- Гирдлер Р. В. Роль смещения и вращательных движений в образовании впадин Красного моря и Аденского залива.— В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 52—60.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская И. М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава.— Геохимия, 1979, № 2, с. 163—178.
- Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 3—22.
- Лябимова Е. А., Никитина В. Н., Копербах Е. Б. Тепловые модели морских и континентальных рифтовых зон на примере Красного моря и оз. Байкал.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 62—65.
- Матвеев В. В., Альмухамедов А. И., Кашинцев Г. Л. Петрографическая характеристика толеитовых базальтов дентральной зоны Красноморского рифта.— Океанология, 1982, т. 22, № 2, с. 254—260.
- Мирлин Е. Г., Бочарова Н. Ю. О связи глубинного строения Байкальского и Красноморского рифтов с величиной раздвига континентальных плит литосферы.— Океанология, 1982, т. 22, № 4, с. 595—601.
- Монин А. С., Мирлин Е. Г. Океанологическая экспедиция на Байкале.— В кн.: Геолого-геофизические и подводные исследования оз. Байкал. М.: ИО АН СССР, 1979, с. 5—20.
- Мурдмаа И. О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов.— В кн.: Палеонтология, морская геология: МГК. XXV сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976, с. 156—165.
- Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 207—219.
- Сборщиков И. М., Литвин В. М. Структурные проявления растяжения в Красноморском рифте.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 1, с. 95—103.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 187 с.
- Allan T. D. Magnetic and gravity fields over Red Sea.— Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1970, vol. 267, p. 153—180.
- Bäcker H., Lange K., Richter H. Morphology of the Red Sea Central Graben between Subbar and Abul Kizaan.— Geol. Jahrb. D., 1975, H. 13, S. 79—123.
- Ballard R. D., van Andel Tj. Project FAMOUS: Morphology and tectonics of the inner rift valley at 36°50' N on the Mid Atlantic lidge.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, vol. 88, N 5, p. 495—506.
- Bellaiche G., Cheminée J. L., Francheteau J. et al. Inner floor of the Rift Valley: first submersible study.— Nature, 1974, vol. 250, p. 558—560.
- Berggren W. A., Boersma A. Late pleistocene and holocene planktonic foraminifera from the Red Sea.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea / Ed. E. T. Degens, D. A. Ross. N. Y.: Springer-Verlag, 1969, p. 282—298.
- Chen C. Pteropods in the hot brine sediments of the Red Sea.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea / Ed. E. T. Degens, D. A. Ross. N. Y.: Springer-Verlag, 1969, p. 313—316.
- Coleman R. G. Geologic background of the Red Sea.— In: Whitmarsh R. B., Weser O. E., Ross D. A. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. off., 1974, vol 23, p. 813—819.
- CYAMEX. First manned submersible dives on the East Pacific Rise at 21° N (Project RITA): General results.— Mar. Geophys. Res., 1981, vol. 4, p. 345—379.
- Davies D., Tramontini C. The deep structure of the Red Sea.— Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1970, vol. 267, p. 181—189.
- Drake C. L., Girdler R. V. A geophysical study of the Red Sea.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1964, vol. 8(5), p. 473—495.
- Fairhead J. D., Girdler R. W. The seismicity of the Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle.— Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1970, vol. 267, p. 49—74.
- Francheteau J., Juteau T., Rangri C. Basaltic pillars in collapsed lava pools on the deep ocean floor.— Nature, 1979, vol. 281, p. 209—211.
- Freund R., Garfunkel Z., Zak I. et al. The shear along the Dead sea rift.— Phil.

- Trans. Roy. Astr. Soc. London A, 1970, vol. 267, p. 107—130.
- Gettings M. E.* Delineation of the continental margin in the southern Red Sea region from new gravity evidence.— In: Red Sea Research 1970—1975. Jiddah, 1977, Bull. N 22, p. K1—K11.
- Gevirtz J. L., Friedman G. M.* Deep-sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications on marine lithification.— *J. Sediment. Petrol.*, 1966, vol. 36, p. 143—151.
- Geyh M. A., Höhndorf A.* The contribution of complementary C<sup>14</sup> and Th/U analyses to the stratigraphy of the Red Sea sediments.— *Geol. Jahrb.*, 1976, H. 17, S. 79—91.
- Girdler R. W., Whirtmarsh R. B.* Miocene evaporites in Red Sea cores, their relevance to the problem of the width and age of oceanic crust beneath the Red Sea.— In: Whitmarsh R. B., Weser O. E., Ross D. A. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US, Gov. print. Off., 1974, vol. 23, p. 913—921.
- Herman Y.* Evidence of climatic changes in Red Sea cores.— In: Means of correlation of quaternary successions/Ed. R. B. Morrison, H. E. Wright, Salt Lake City, 1968, vol. 8, p. 325—348.
- Langseth M. G., Taylor P. T.* Recent heat flow measurements in the Indian ocean.— *J. Geoph. Res.*, 1967, vol. 72, p. 6249—6260.
- Le Pichon X., Francheteau J.* Plate tectonic analysis of the Red Sea—Gulf of Aden area.— *Tectonophysics*, 1978, vol. 46, p. 369—406.
- Luyendyk B. P., Macdonald K. C.* Physiography and structure of the inner floor of the FAMOUS rift valley: observations with a deep-towed instrument package.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, vol. 88, N 5, p. 648—663.
- McIntyre A.* The coccolithophorida in Red Sea sediments.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea/Ed. E. T. Degens, D. A. Ross. N. Y.: Springer-Verlag, 1969, p. 299—305.
- McKenzie D. P., Davies D., Moluar P.* Plate tectonics of the Red Sea and East Africa.— *Nature*, 1970, vol. 226, p. 243—248.
- Milliman J. D., Ross D. A., Ku T. L.* Precipitation and lithification of deep sea carbonates in Red Sea.— *J. Sediment. Petrol.*, 1969, vol. 39, p. 724—736.
- Moore J. G.* Petrology of deep-sea basalt near Hawaii.— *Amer. J. Sci.*, 1965, vol. 2, N 1, p. 26—43.
- Müller C.* Nannoplankton — Gemeinschaften aus dem Jung-Quatär des Golfes von Aden und des Roten Meeres.— *Geol. Jahrb.*, 1976, H. 17, S. 31—78.
- Phillips J. D.* Magnetic anomalies in the Red Sea.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1970, vol. 267, p. 205—217.
- Plaumann S.* Some results of a detailed gravimetric survey of the southern Red Sea.— *Geol. Jahrb. D*, 1975, H. 13, S. 155—166.
- Risch H.* Microbiostratigraphy of core-sections of the Red Sea.— *Geol. Jahrb.*, 1976, H. 17, S. 3—14.
- Ross D. A., Haes E. E., Allstrom F. C.* Bathymetry and continuous seismic profiles of the Hot brine region of the Red Sea.— In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea/Ed. E. T. Degens, D. A. Ross. N. Y.: Springer-Verlag, 1969, p. 82—97.
- Ross D. A., Schlee J.* Shallow structure and geologic development of the Southern Red Sea.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, vol. 84, N 12, p. 3827—3848.
- Schneider W., Wachendorf H.* Vulkanismus und Graben-Bildung in Roten Meer.— *Geol. Rdsch.*, 1973, Bd. B62, N 3, S. 754—773.
- Schoell M., Risch H.* Oxygen and carbon isotope analyses on planctonic foraminifera of core VA—01—188P (Southern Red Sea).— *Geol. Jahrb.*, 1976, H. 17.
- Slater J. G.* Heat flow in the North west Indian ocean and Red Sea.— *Phil. Trans. Roy. Astr. Soc.*, 1966, vol. A259, p. 271—278.
- Searle R. C., Ross D. A.* A geophysical study of the Red sea axial trough between 20,5° and 22° N.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1975, vol. 43, p. 555—572.
- Stoffers P., Kühn R.* Red Sea evaporites: a petrographic and geochemical study.— In: Whitmarsh R. B., Weser O. E., Ross D. A. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. print. Off., 1974, vol. 23, p. 821—847.
- Stoffers P., Ross D. A.* Sedimentary history of the Red Sea.— In: Whitmarsh R. B., Weser O. E., Ross D. A. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US, Gov. print. Off., 1974, vol. 23, p. 849—865.
- Supko P. R., Stoffers P., Coplen T. B.* Petrography and geochemistry of Red Sea dolomite.— In: Whitmarsh R. B., Weser O. E., Ross D. A. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US, Gov. print. Off., 1974, vol. 23, p. 867—878.
- Whitmarsh R. B., Weser O. E., Ross D. A.* et al. Initial Reports of the DSDP. Wash.: US, Gov. print. Off., 1974, vol. 23. 1180 p.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (А. С. Мопин, В. С. Ястребов) . . . . .	3
ОТ АВТОРОВ . . . . .	6
Глава I	
АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ГЛУБОКОВОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ (подводная фотосъемка) (А. М. Сагалевич) . . . . .	7
Глава II	
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА (Л. П. Зоненшайн, Е. Г. Мирлин) . . . . .	12
Рельеф . . . . .	13
Глубинное строение . . . . .	14
Соленосная толща. Эвапориты . . . . .	15
Молодые осадки . . . . .	15
Базальты . . . . .	16
Сейсмичность . . . . .	16
Аномалии силы тяжести . . . . .	17
Тепловой поток . . . . .	18
Магнитные данные . . . . .	19
Строение Красноморского рифта в районе 18° с.ш. . . . .	20
Морфология структур . . . . .	22
Тектонические зоны . . . . .	25
Эволюция Красноморского рифта в районе 18° с.ш. . . . .	25
Глава III	
МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ, ЕЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОДУКТЫ (Л. П. Зоненшайн, В. В. Матвеевков, Е. В. Жулева) . . . . .	28
Основные черты подводного вулканизма Красного моря . . . . .	28
Петрохимические особенности базальтов . . . . .	30
Строение лавовых толщ . . . . .	32
Внутренняя структура индивидуальных потоков . . . . .	35
Обломочные образования . . . . .	36
Глава IV	
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И МИКРОРЕЛЬЕФ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА (Ю. А. Богданов) . . . . .	37
Общие черты осадконакопления . . . . .	37
Гидротермальные проявления в рифтовой зоне . . . . .	40
Глава V	
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ОСЕВОЙ ЗОНЫ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА (И. М. Сборщиков) . . . . .	44
ПОДВОДНЫЕ ФОТОГРАФИИ ДНА КРАСНОГО МОРЯ . . . . .	50
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	134

1 р. 60 к.

4043