

Г.Ф.Макаренко

# ВУЛКАНИЧЕСКИЕ



# МОРЯ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ



ББК 26.321

М 15

УДК 551.21/ .24:(551.1+523.34)

Макаренко Г. Ф.

М 15 Вулканические моря Земли и Луны. М., Недра, 1983. 188 с., с ил.

Совместное рассмотрение структур Земли и Луны позволяет лучше понять, как возникли земные океаны, чем слагаются и как образуются горные цепи вдоль тихоокеанских побережий, почему края океанов атлантического типа не окружены горами. Обсуждается проблема образования лунных кольцевых гор и их внутренних вулканических морей, роль метеоритов в образовании этих морей.

Для широкого круга геологов, географов, астрономов; может быть полезна всем, интересующимся геологией Земли и Луны.

М  $\frac{1904030000-178}{043(01)-83}$  85-83

ББК 26.321+22.654.1  
552+526

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *И. А. Резинов* (Ин-т истории естествознания и техники АН СССР)

© Издательство «Недра», 1983

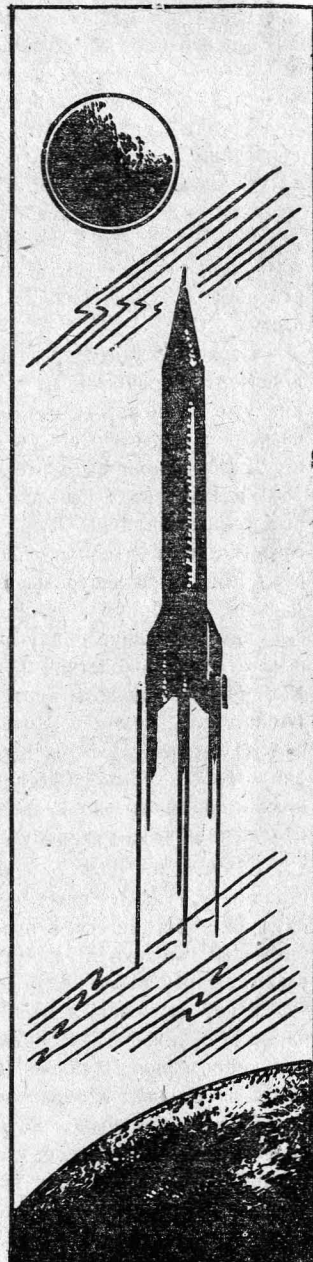
ВВЕДЕНИЕ

Издавна люди устремляли свой взор и свои мысли в глубины Вселенной, чтобы оценить место нашей планеты как космического тела среди других небесных тел, и постепенно познавали законы небесной механики. Развитие космических объектов — одна из самых древних загадок, которая веками не перестает волновать пытливые умы.

Выход человека в космос ознаменовал начало новой эпохи познания окружающего нас мира. Появилась возможность сравнивать геологические процессы, преобразующие лик нашей планеты, с процессами и их результатами, обнаруженными на других планетных телах.

Луна — единственный из спутников в Солнечной системе, сравнительно мало отличающийся от планеты-хозяина. Ее диаметр примерно в четыре раза меньше земного, масса составляет 1/80 массы Земли. Из-за малой плотности объем Луны равен 1/50 земного объема, а сила тяжести в 6 раз меньше, чем на Земле.

Луна, удаленная от Земли примерно на 400 000 км и лишенная в силу своей малой массы не только атмосферы, но и воды, жидкой либо твердой, — наиболее подходящий объект для изучения поверхности инопланетной тверди. Хорошие фотографии с Земли дают возможность различать на Луне формы рельефа с размерами до 1,5 км. Современные наземные телескопы дают разреше-





ние в 300 м, наконец, фотографии, сделанные искусственными спутниками с окололунных орбит, позволяют различать детали даже до 1 м. Топографические формы на поверхности Луны прослежены значительно более подробно, чем рельеф земных континентов в малодоступных районах. Что же касается дна земных океанов, то по сравнению с тем, как изучена лунная поверхность, оно может считаться почти «белым» пятном. Сейчас Луна стала совсем близкой — в руках ученых имеются образцы ее пород, что позволило сравнить результаты прямых исследований вещества в лабораторных условиях с материалами фотосъемки Луны в различных длинах волн и увязать результаты спектрального зондирования с лабораторными данными.

Первые достаточно подробные карты Луны были составлены польским астрономом из г. Гданьска Яном Гевелием в 1647 г. До них уже были карты, созданные Галилеем еще в 1611 г. Почти все названия, существующие и на современных картах Луны, были даны Дж. Риччоли на карте, приложенной к его книге, изданной в 1651 г. На картах Гевелия и Риччоли подробно изображены главные темные впадины Луны, заметные на ней даже невооруженным глазом. Слева — меридионально вытянутый Океан Бурь (Процелларум), в верхней центральной части Лунного диска — круговое Море Дождей (Имбриум), в правой части диска — диагональная цепь смыкающихся друг с другом округлых малых морей Ясности (Серенитатис), Спокойствия (Транквилитатис), Изобилия (Фекундиатис). Многочисленным кратерам и циркам были даны имена ученых (Аристотель, Архимед, Коперник, Галилей) или героев древних мифов (Геркулес, Цефей). Крупные горные хребты были названы по аналогии с земными (Апеннины, Альпы). Эти карты, а также уточняющиеся вплоть до недавнего времени новые, показывали только обращенную к нам сторону Луны.

В октябре 1959 г. советская автоматическая межпланетная станция «Луна-3» впервые сфотографировала обратную сторону спутника, обогнув его, и передала на Землю по телевидению ее изображение. Снимки 40-минутного фотографирования позволили составить карту невидимого полушария Луны и лунный глобус.

Через пять лет, в июле 1964 г. американский космический аппарат «Рейнджер-7» уточнил дополнительные характеристики лунной топографии. В июле 1965 г. советский космический аппарат «Зонд-3» передал изображение неизученных участков обратной стороны Луны, что позволило построить ее первую полную карту. Выяснилось, что морей, т. е. углублений с темной поверхностью, на обратной стороне нет, хотя кратерами она усыпана, как и видимая сторона. Зато есть округлые крупные понижения с более светлым дном, чем морские. Они были названы «талассоиды» — мореподоб-

ные. Многие кратеры и талассоиды получили имена русских ученых (Менделеев, Циолковский, Королев).

Панорамные снимки лунной поверхности с высоты «человеческого роста» были получены в 1966 г., когда в безжизненном Океане Бурь впервые прилунился советская автоматическая станция «Луна-9». Через полгода мягко прилунился американский космический аппарат «Сервейер-1».

С созданием «Луны-10» началась эпоха планомерного фототелевизионного исследования Луны с помощью спутников, созданных человеком. Космические аппараты в 1966—1967 годах заново сфотографировали практически всю лунную поверхность, облетая ее в разных направлениях, за исключением участков в районах полюсов. Одновременно продолжались исследования микрорельефа и структуры поверхности другими аппаратами.

В 1968 и 1969 годах фотосъемку Луны выполнили американские космонавты, находившиеся на борту кораблей «Аполлон-8» и «Аполлон-10». В июле 1969 г. экипаж лунной кабины «Аполлон-11» высадившись на Луну в районе Моря Спокойствия. Впервые нога человека ступила на поверхность иной планеты. Космонавты выполнили фото- и киносъемку прямо с поверхности и доставили на Землю первые образцы лунных пород.

Главным результатом анализа образцов оказалось то, что темные моря Луны покрыты вулканической породой — базальтом, очень похожим на земные базальтовые лавы, извергающиеся в виде расплава из недр нашей планеты.

В августе 1969 г. советский аппарат «Зонд-7» произвел цветную съемку Луны из космоса и доставил фотопленку на Землю.

Первой автоматической станцией, доставившей на Землю в сентябре 1970 г. пробы лунного грунта из Моря Изобилия, явилась «Луна-16». В ноябре 1970 г. космонавты экспедиции «Аполлон-12» дополнили коллекцию лунных образцов и фотоизображений. В ноябре 1970 г. маршрутную телевизионную съемку местности начал первый лунный самоходный аппарат — советский «Луноход-1» с лазерным отражателем, изготовленным французскими специалистами. За 10 месяцев его маршрутов было пройдено 10 км пути, сделаны тысячи снимков лунных ландшафтов и десятки химических анализов грунта.

Полетом космического корабля «Аполлон-17» закончились в 1972 г. американские лунные экспедиции программы «Аполлон». Шесть раз космонавты высаживались на Луне. В общей сложности все экспедиции пробыли на Луне примерно 300 часов, из них 80 — время выхода космонавтов на лунную поверхность. На Землю было доставлено около 400 кг образцов пород. На Луне были установлены шесть комплектов научных приборов.

В феврале 1972 г. автоматическая станция «Луна-20» совершила посадку в труднодоступном горном районе севернее Моря Спокойствия. В январе 1973 г. к долговременным исследованиям поверхности на востоке Моря Ясности приступил «Луноход-2», он прошел путь вчетверо больший, чем «Луноход-1». В августе 1976 г. советской автоматической станцией «Луна-24» был отобран образец грунта из Моря Кризисов. Места отбора образцов советскими автоматическими станциями «Луна-16, 20, 24» расположены так, что их образцы совместно дают информацию о разрезе поверхности лунных пород в зоне сочленения море — материк — море.

Цель этой книги — показать, что вулканизм, известный на Земле и недавно открытый на спутнике Юпитера Ио, имел на разных планетах некоторые общие черты. В настоящее время наиболее изучены проявления вулканизма на Земле и Луне, поэтому на их примере проводится сравнительный анализ условий появления вулканических пород на поверхности, времени извержений и места размещения вулканических морей на планетных телах.

В основу этой книги положены материалы исследований геологов многих стран. Обобщение этого обширного материала по вулканическим морям континентов приведено в монографии автора «Базальтовые поля Земли», изданной в 1978 г. Результаты изучения вулканического дна океанов взяты из «Initial report of Deep-Sea drilling Project, Wash.», 1973—1981, изданной в более чем 50 томах и еще не опубликованной на русском языке.

Основой для анализа морфологии поверхности Луны послужила «Полная карта Луны» 1975, 1978 гг., подготовленная группой исследователей Государственного Астрономического института им. П. К. Штернберга (ГАИШ). Исключительно богатый материал фотографий лунной поверхности имеется также в атласах Луны, самый полный из которых издан в 1973 г. под редакцией американского геолога П. Шульца. Новые данные о Луне, получаемые быстрыми темпами, ежегодно публикуются в томах Международных конференций «Lunar Science», Texas, 1974—1981 и обобщены в монографии Д. Вильгельма «Stratigraphy of part of the Lunar near side», Washington, 1980. Данные международных исследований геологии и геохимии Луны приведены также в монографиях, подготовленных коллективом Института геохимии АН СССР. Самая новая из них — «Лунный грунт из моря Кризисов», М., Наука, 1980.

ЗЕМЛЯ —  
ПЛАНЕТА  
В БАЗАЛЬТОВОЙ  
СКОРЛУПЕ



Взгляд на Землю из космоса

Пришелец из космоса, приближаясь к нашей планете, назвал бы Землю светло-голубой Планетой Облаков. С Луны он увидел бы Землю как голубой круглый диск, более чем наполовину постоянно скрытый белыми облачными пятнами. На таком диске трудно узнать очертания материков, хотя более темные океаны и более светлые континенты в виде отдельных обрывков вскрывались бы из-под облачного покрова. Постоянно белели бы и полярные шапки снегов. Цветовые контрасты земной поверхности оказались бы затухающими дымкой атмосферы.

Проникнув под облачный покров, космонавт увидел бы земной шар, скрывающий большую часть поверхности под лазурной массой океанских вод. Тогда он назвал бы Землю, теперь уже сине-зеленую и блестящую в лучах Солнца, Планетой Океана.

Но если бы фантастический инопланетный пришелец мог пробиться взором сквозь толщу океанской воды или если бы он смог «приподнять» над земной твердью маскирующую ее водную оболочку вместе с осадками, которые выпали из нее, ему открылась бы совсем иная планета. Твердая Земля оказалась бы более чем на две трети закрытой черным каменным панцирем. Этот панцирь, скрывающий Землю снаружи, — базальтовые лавы, сплошь выстилающие дно океанов и отдельными пятнами выходящие на материки в виде трапповых (плато-базальтовых) полей. Теперь космонавт назвал бы нашу твердую планету в ее обширной вулканической скорлупе, состоящей из окаменевших вулканических пород, Планетой Покровных Базальтов.

Конечно, закрытую водой земную твердь увидеть нельзя. Только данные геологии, известные нам — землянам, могут «подсказать» инопланетянину, что именно он мог бы наблюдать, приподняв над Землей ее внешние сферы — газовую и водную.

Осознав, что планета Земля на поверхности своей тверди несет «базальтовую скорлупу, инопланетянину, впрочем, мог бы и не удивиться. Действительно, ведь и Марс и Меркурий — ближние наши



соседи, а также земной спутник Луна тоже имеют снаружи более или менее сплошные плащи темных вулканических лав. На Луне эти поверхностные лавы — такие же черные застывшие базальты. Однако нигде наружная базальтовая скорлупа не обнимает планету так полно — почти на 70 % поверхности. На Луне базальтовые плащи ее морей и океанов занимают около 17 % общей площади, на Марсе — около половины, на Меркурии — вероятно, около одной трети.

Раньше считали, что земные океанские впадины могут слагаться теми же относительно светлыми (при взгляде из космоса) образованиями, что и земные континенты. Предполагалось только погружение крупных областей на низкий гипсометрический уровень и перекрытие их океанскими водами. В то же время давно было установлено, что, по крайней мере, океанические острова чаще всего образованы именно вулканическими породами — темными базальтами. Широко развернувшиеся в последние десятилетия драгирование и глубокое бурение дна Мирового океана убедительно показали, что практически все его дно выстилается вулканическими породами — покровами базальтовых лав. Острова среди лавовых плащей возвышаются либо «протыкая» лавы и не залиты ими (например, в Мадагаскар), либо представляют собой более мощные вулканические накопления в локальных участках океана. Такие щитовые и конические сооружения из продуктов вулканизма надстраивают вверх дно океанских впадин, уже перекрытое слоями застывшей магмы, которая излилась в виде расплава из земных недр.

Материки, поднятые в среднем над уровнем океанских лав на 2—6 км, выглядят гигантскими возвышениями, островами. Лавовое дно океанов со всех сторон окружает каждый из шести земных континентов. Между ними остаются лишь перешейки — мосты, воздымающиеся над лавовым дном.

Вулканическая наружная оболочка земного шара накладывается вдоль бережий океанов и на поверхность материков (рис. 1), где представлена траппами, которые, таким образом, являются краевыми периферическими частями общей лавовой скорлупы — пленки застывших расплавов.

Однако на Земле есть также провинции траппов, не смыкающиеся с плащами лав океанского дна.

Траппы часто значительно срезаны в кровле, уничтожены разрывом на поднятых материках, и общая форма трапповых провинций и их площадь устанавливаются по наличию «останцовых» лавовых плато либо по наличию плотной сети магматических каналов, из которых лавы извергались на поверхность. Некоторые трапповые плащи на материках перекрыты более молодыми осадками (как и слой подводных океанских лав). В таких случаях, как и для океан-

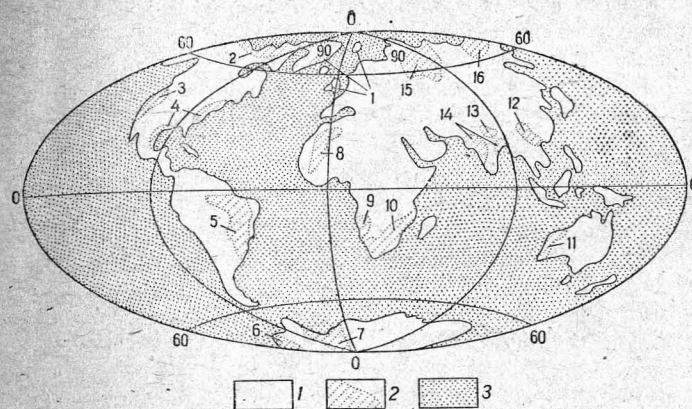


Рис. 1. Наружная базальтовая оболочка Земли.

1 — материки, выступающие из-под базальтовой оболочки; 2 — трапповые провинции на материках: 1 — Великобритания, Гренландия, Шпицбергена (Бритно-Арктическая), 2 — Канады, 3 — плато Колумбия, 4 — Аппалачей, краев Мексиканского залива, 5 — Паранская, 6 — Западной Антарктиды, 7 — Восточной Антарктиды, 8 — Тауденни, 9 — Каоко, 10 — Карру, 11 — запада Австралии, 12 — провинция Юннань, 13 — севера Индостана, 14 — запада и востока Индостана, 15 — Сибири, 16 — Верхоянья; 3 — базальтовая оболочка дна океанов

ских вулканических покровов, учитываются площади, где лавы либо вскрыты бурением под осадочными слоями на глубине, либо установлены при геологической интерпретации геофизических данных.

Материковые, трапповые участки современной земной базальтовой скорлупы по общей площади занимают примерно одну восьмую ее часть.

Лавовое дно Тихого океана составляет более одной трети от площади всего наружного вулканического панциря земного шара. Это отвечает примерно половине площади лавового дна Мирового океана.

Тихий океан — гигантская округлая впадина, придающая планете очевидную морфологическую асимметрию. Все другие океаны так или иначе соединяются с Тихим. Депрессии с базальтовым дном переходят от него на юго-западе в изометричный Индийский океан, базальтовый плащ которого равен одной пятой от всей поверхности базальтовой оболочки. На юго-востоке ложе Тихого океана открыто к меридионально вытянутому Атлантическому океану. Базальтовый плащ его дна составляет около одной четверти от общей площади базальтовой оболочки. Все эти океаны вместе образуют океанское полушарие Земли, где наружная лавовая пленка планеты наиболее непрерывна. Материки сконцентрированы в яротивоположной поло-

вине земного шара и разделены внутренней депрессией Северного Ледовитого океана, объединенного на западе с Атлантическим. Дно Северного Ледовитого океана не разбурено, но, судя по породам его островов, тоже перекрыто вулканическим плащом. Площадь его — около одной десятой от величины общей наружной базальтовой оболочки планеты.

Существуют разные точки зрения по поводу того, как возникли базальтовые плащи на поверхности твердой коры земного шара. Сейчас широко распространено мнение сторонников перемещения материков, что базальты на материках и базальты дна океанов образуются неодинаково. На континентах они изливаются поверх материковой коры, а в дне океанов залегают на неизвестном, закрытом лавами основании. К тому же и состав базальтов континентов и океанов несколько различен. Однако согласно традиционным геологическим построениям в дне океанов под лавами тоже может лежать погруженная континентальная кора Земли, раньше высоко поднятая. Океанское дно начало погружаться именно в то время, когда на его обширных площадях стали изливаться глубинные раскаленные расплавы, застывающие в виде черных базальтовых пород.

Проблема происхождения океанов считается одной из главных в современной геологии. Ведь Мировой океан рассматривают как возможную кладовую будущих ресурсов человечества. Для прогнозной оценки богатств океана очень важно знать, опущены ли материковые области коры под вулканические породы, либо океаны образовались иначе, например, части материковой земной тверди «разбегались» в стороны, обнажив более глубокий субстрат, заливаемый вулканическими расплавами. В решении этой проблемы важную роль может играть сравнительная планетология.

#### Горы и равнины земных материков и океанов

Глядя на Землю издали и мысленно «убрав» ее водную оболочку, мы бы увидели, что вся земная поверхность опоясана цепями горных хребтов, переходящих с приподнятых материков на низко лежащее дно океанов. Хребты окружают материки по краям либо рассекают их в виде дуговых и прямолинейных зубчатых гребней. Между горными хребтами и их системами располагаются равнинные области. Часть из них целиком лежит на поднятых материках, часть ступенчато опускается от равнин материков на края океанских впадин. Наконец, другие равнины целиком расположены в низко лежащих областях океанского дна. Равнины, поднятые и опущенные, заполняют ячейки в системе хребтовых цепей на поверхности земной тверди (рис. 2).

Материковые равнинные области называются платформами. Для них типично плащобразное залегание осадочных слоев на больших пространствах. Осадочные слои были накоплены в результате осадения из вод, некогда покрывавших тонким слоем ные сухие материковые равнины, либо медленного переотложения обломочного материала (обломки, песок, глина) наземными водными потоками, который постоянно поступал с разрушаемых гор, окружающих равнины.

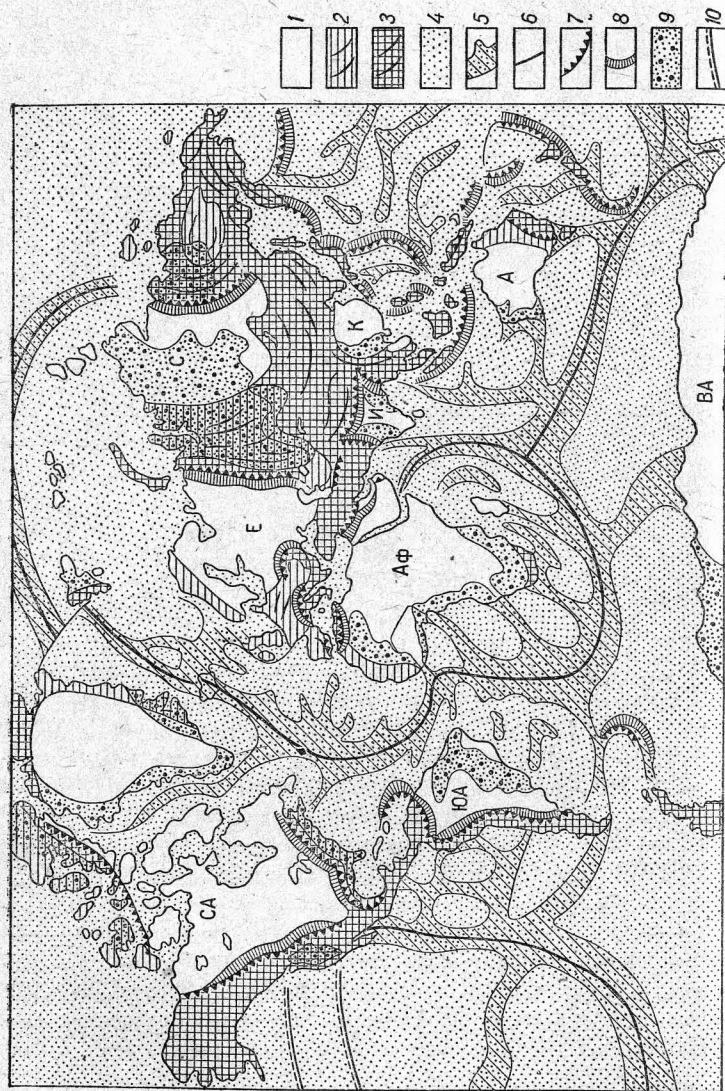
Осадочные слои платформ покоятся на твердом кристаллическом цоколе — фундаменте. Он сложен смятыми в складки слоями, которые пронизаны магматическими телами\*. Фундаменты платформ раньше не имели ровной поверхности. Они сами представляли собой системы таких же горных стран, которые теперь существуют только вдоль краев равнин. Когда прежние горы были уничтожены размывом, то есть денудированы, возникла выровненная плоская поверхность, образованная на смятых слоях, слагавших бывшие горы. При погружении кристаллический цоколь платформ начинает покрываться осадочным чехлом.

Горные цепи, окружающие платформенные равнины, состоят в значительной мере из слоев, накопленных в виде осадков. Но если осадки платформ распределяются на больших площадях тонкими последовательными горизонтами, то осадки будущих гор накапливаются в глубоких впадинах — прогибах или в системах сближенных узких прогибов, обычно залитых водами океана. Такие обширные прогибы назвали геосинклиналями.

Вместе с опусканием дна прогиба или даже опережая главную фазу опусканий внутри впадин — депрессий всегда изливаются лавы «основных» магм. Это и есть базальтовые лавы, уже утеревшие часть летучих веществ магмы. В таких расплавах меньше кремнезема, чем в «кислых», а именно 40—45%. Чередуясь с лавами и перекрывая их, в прогибы переносятся осадки с окружающих поднятий. Осадки и лавы заполняют прогибы. Одновременно внутри прогибов возникают цепи вулканических островов. Вулканы вновь поставляют продукты расплавления на склоны островных цепей и в смежные впадины. Лава вулканических островов, поднимающаяся с глубин вдоль гряд — кордильер, созданных внутри прогибов, по составу промежуточна между «кислыми» и «основными» разностями. Такие магматические расплавы называются «средними», в них содержание кремнезема 50—65%. Вулканические кордильеры размываются, разрушаются одновременно с продолжающимся вулка-

\* Магматические тела — это чаще всего граниты «кислых» магм, образовавшиеся из богатых кремнеземом (более 65% SiO<sub>2</sub>) глубинных расплавов.





низмом. Постепенно бывшие прогибы полностью заполняются, а твердь Земли начинает испытывать вместо прежнего общего опускания, общее поднятие. Мощные толщи накопившихся осадочных и вулканических пород сминаются в складки. Из глубин снова поступает расплавленная магма, теперь уже «кислого» — гранитного состава. Магма уже не прорывается на поверхность и застывает внутри перемятой линзы слоев — накоплений бывших прогибов. Из-за влияния горячей магмы и уплотнения при смятии осадочные породы испытывают преобразования — метаморфизм и превращаются в породы кристаллические. Теперь они плохо поддаются изгибу, и при дальнейших неравномерных поднятиях расщепляются на линзы — пластины. При поднятии складчатые слои вместе с твердыми пластинами, наползая друг на друга, как бы выворачиваются из зоны прежнего прогиба. Выворачивание — «выплюскивание» и смещение геосинклинальных толщ из прежних прогибов, на месте которых затем появляются воздымания, всегда имеет одно главное направление. Складки опрокидываются, а пластины проскальзывают и выталкиваются на равнину — на платформенную стабильную область. Известный австрийский геолог Э. Зюсс сто лет назад назвал платформу, на которую опрокидываются складки, форландом, или фронтальной платформой.

Складчато-глыбовые нагромождения и прогнутые линзы измененных осадочных и вулканических накоплений слагают горы материков — орогены. Их называют горами, произошедшими из геосинклиналей, то-есть эпигеосинклинальными орогенами. Теперь цепи гор начинают разрушаться атмосферными процессами, хотя вулканизм может продолжаться. Перед горами и перед фронтом надвинутых на платформу пластин, пакетов и опрокинутых складок быстро накапливаются шлейфы обломков метаморфизованных пород. Такие накопления достигают многих километров по мощности. Субстрат под ними погружается, компенсируя поднятия гор. Эти грубообломочные слои — молассы часто формируются в прогибе ниже уровня моря. В конце концов при размывании гор они образуют мощные линзовидные тела осадков. Такие зоны погружений перед горами,

Рис. 2. Горы и равнины материков и океанов Земли.

1 — равнины древних платформ (Е — Восточно-Европейская, С — Сибирская, И — Индостанская, К — Китайская, Аф — Африканско-Аравийская, А — Австралийская, ВА — Восточно-Антарктическая, ЮА — Южно-Американская, СА — Северо-Американская, включающая Гренландию); 2 — равнины молодых платформ и главные простирания складчатых зон в их фундаменте; 3 — складчатые горы материков и их главные простирания; 4 — равнины океанских плит; 5 — горные хребты дна океана; 6 — срединно-океанские хребты с осевыми рифтами; 7 — края материковых и островодужных складчатых хребтов, надвинутые на равнины; 8 — глубокие прогибы перед фронтом надвинутых складчатых гор; 9 — трапповые провинции — вулканические базальтовые моря материков; 10 — крупнейшие разломы в Тихом океане

заполненные линзами моласс, называют краевыми прогибами.

Горы еще частично продолжают подниматься, заставляя ось краевого прогиба как бы перекачиваться, смещаться вглубь стабильной платформы — фронтальной рамы складчатой области. Пока горы поднимаются, они выступают в рельефе. Как только процесс поднятия закончен, горные цепи геологически «мгновенно» уничтожаются поверхностной денудацией и, будучи срезаны размывом, могут стать цоколем — фундаментом платформы под осадочным чехлом.

Почти все горные цепи материков возникли из недавно прогибавшихся геосинклинальных прогибов. Это — Альпы, Карпаты, Кордильеры, горные хребты Камчатки, Ближнего Востока. Некоторые горные системы внутри своих отдельных цепей до сих пор сохранили узкие депрессии, находящиеся еще под уровнем моря. Это островные горные цепи Юго-Восточной Азии, Меланезии.

Существуют на Земле также молодые материковые горы, которые возникли из древних геосинклинальных прогибов. Их складчатые уплотненные толщи уже поднимались раньше в виде эпигеосинклинальных орогенов. Разрушение и выравнивание орогенов было потом прервано. Затем они снова стали воздыматься, но уже теперь породы их не сминались в складки. Горы поднимались целыми или раздробленными на глыбы массивами. Такие горы называют эпиплатформенными. Их поднятия всегда совпадают с рождением более молодых эпигеосинклинальных гор, влияние которых как бы «омолаживает» их древний рельеф. Обновленные горы — это Урал, Тянь-Шань, Аппалачи, некоторые области вблизи и внутри Кордильер.

Горы рождались из геосинклинальных прогибов много раз в истории Земли. Каждая эпоха образования гор и предшествующего накопления слоев, слагающих горы, называется геотектоническим этапом. Окончание геотектонических этапов определяется приблизительно — по моменту завершения горообразования.

Горы не везде возникали одновременно. Соотношение геотектонических этапов таково, что начало одного этапа (заполнение геосинклинали), протекающего в каком-то регионе, приходится на середину или окончание другого этапа (конец орогенеза) в ближнем либо удаленном регионе. Оказалось, что во многих зонах Земли одинаковые события происходят почти одновременно и в единой последовательности. Поэтому геотектонические этапы прогибаний, накопления толщ, а затем — последующих поднятий их в виде гор являются глобальными. При этом события тех или иных этапов проявляются не повсеместно. Какой-то этап эпигеосинклинального горообразования прошел в одних областях, другой этап, несколько сдвинутый во времени, проявился в иных областях.

Геотектонические этапы на платформах выражались сменой различных осадочных слоев. В платформах и в смежных горных цепях главные стадии прогибаний или поднятий в геосинклинали можно уловить также по особенностям строения осадочных платформенных чехлов.

От этапа к этапу (говорят также от цикла к циклу, считая, что по стадийности явления повторяются) размеры областей, подвергающихся прогибанию и последующему горообразованию, сокращаются. Горы, состоящие из складчатых пород, примыкая к более ранним и уже размытым складчатым областям, тоже выравниваются. Они покрываются осадочными чехлами и наращивают в пространстве краевые области платформ, окружая их более или менее концентрически. Конечно, этот процесс не идет вполне однозначно. Части прежних платформ тоже иногда разрушаются и вновь втягиваются в глубокие погружения геосинклинального типа; позже здесь снова поднимаются горные цепи.

В результате описанных процессов образовался современный разрез земной коры. Платформы состоят из двух ярусов: нижнего — складчатый фундамент и верхнего — осадочный чехол; последний имеет мощность в среднем 2—6 км и может быть не сплошным. Блоки платформ с обнаженным фундаментом называют платформенными щитами, в отличие от областей, перекрытых чехлом, — платформенных плит. Складчатый фундамент платформ относят к «гранитному» слою коры (название условное). Сейсмические волны, «просвечивающие» недра, проходят через него со скоростью 6 км/с. Мощность его равна примерно 15—25 км. Ниже лежит более плотный «базальтовый» слой мощностью 12—15 км, в котором скорость прохождения волн 6,8—7,5 км/с. Еще ниже располагается область со скоростью прохождения волн более 8 км/с, которую относят к мантии Земли. В ней расположены частично расплавленные из-за высоких температур линзы «астеносферы».

Горные страны состоят из перемятых слоев, пронизанных гнирами. Осадочный слой залегает здесь в отдельных впадинах. «Гранитный» слой продолжается до глубин около 30 км. Глубже его подстилает «базальтовый» слой. Чем выше горы, тем больше общая мощность слоев коры, лежащих над мантией. Мантия ограничена сверху так называемой границей Мохоровичича (Мохо), на которой резко меняются скорости от «коровых» до «мантийных». Обратное соотношение высоты гор и глубины «корней гор», т. е. мощности коры, объясняется эффектом изостазии (эффектом плавающего в воде айсберга).

Важная роль в пропаганде современных представлений о морфологии дна океана принадлежит американским ученым Б. Хизену и М. Тарп, создавшим выразительные карты рельефа дна. Последняя



карта морфологии ложа Мирового океана составлена в 1980 г. под руководством советского геолога Г. Б. Удинцева.

Равнины океанов, как и материковые, тоже покрыты чехлом осадков. Мощность их около 2 км. Под осадочным слоем лежат базальтовые лавы со скоростью прохождения сейсмических волн 5 км/с. Они не принадлежат еще к геофизическому «базальтовому» слою. Мощность лав в среднем 2—3 км. Между плащом океанских базальтовых лав и собственно «базальтовым» слоем со скоростью прохождения волн 6,5 км/с в океане часто отсутствует пласт коры, который мог бы отвечать «гранитному» слою материков. «Базальтовый» слой океанов меньшей мощности, чем соответствующий слой основания материков. Так что вся кора океанов считается более тонкой: от 7—8 до 10 км. В более нижних горизонтах скорость прохождения волн 8 км/с, что характеризует их как мантию. Правда, в тех областях, где из под плаща океанских лав поднимаются складчатые горы островных цепей, «гранитный» слой вновь появляется.

Геологический смысл этого обстоятельства, а именно отсутствия (истинного либо кажущегося) корового «гранитного» пласта, отвечающего подосадочному пласту материков, до сих пор неясен. Оно является одной из главных загадок геологии. Возможно, его здесь никогда не было (концепция древности океанов). Возможно, он был, но погрузился под лавы и воды океанов, изменив свою плотность (концепция фиксизма). Возможно, он возник лишь в связи с разрывом материковой оболочки — в зияниях между отплывающими друг от друга континентами (концепция мобилизма).

Горы в океане тоже иные. В центре (Атлантический), по краю (Тихий), либо в виде отдельных ветвей (Индийский) внутри океанов протягиваются так называемые срединно-океанические хребты. Они, как и ложе под осадками, тоже слагаются базальтами, а не складчато-метаморфическими образованиями. Хребты рассечены вдоль простирания на отдельные разно поднятые блоки-клавши, обычно с главным ущельем — рифтом — в середине. Поперек хребтов с их разноподнятыми блоками вдоль разломов в океанском дне проходят глубокие расщелины. «Базальтовый» слой коры в океанах утоняется к срединам хребтов, и кровля мантии лежит выше, чем под океанскими плоскими котловинами. Зато сама мантия под хребтами менее плотная ( $V = 7,5$  км/с). Считается, что это может отражать наличие там разогретой и частью расплавленной астеносферной линзы.

Крупные поднятия на дне океанов — это также глыбовые валы с надстройками вулканов. Рядом с дугowymi горами островов, стоящих, как и материковые, из складчатых пород, существуют глубокие прогибы — желоба, достигающие глубины более 11 км. Дуго-

вые поднятия близ желобов бывают и подводными, тогда они сложены базальтовыми породами.

Все базальтовое дно океанов залито лавами с возрастом не древнее начала мезозоя, то-есть более молодыми, чем 240 млн. лет. В то же время на материках, выступающих из-под молодой лавовой скорлупы, геологический возраст образований может быть очень древним. Здесь известны породы с возрастом 3,8 млрд. лет.

Базальтовое дно океанов устроено своеобразно. Чем ближе к рифтам срединных хребтов, тем более молодые базальты залегают на дне. Дно океана оказалось также магнитным. Полосы, отражающие различную намагниченность дна (попеременно с прямой и обратной полярностью), простираются параллельно рифтам хребтов, как бы отвечая полоскам пород разного возраста. Эти наблюдения породили гипотезу, что смена полярности магнитного поля Земли совпадает с моментами последовательного излияния лав. Лавы изливаются на «раздвигающуюся» земную кору и застывают по краям щельности. Затем внутри вновь раскрывшейся трещины внедряется следующая порция лав при новом раздвижении блоков твердой Земли. Материки постепенно перемещаются в разные стороны за счет расширения — разрастания в обе стороны от первичной трещины базальтовой океанской безграничной коры. На тихоокеанских побережьях базальтовое дно, разрастаясь от хребта, не приключается к материкам, а наклонно «ныряет» под них и на западе, и на востоке. Осадки дна при этом сгущиваются вдоль материковых краев и образуют складчатые горы.

Эта концепция сумевшая как будто сразу решить две главные проблемы геологии — образование океанов и происхождение гор, приобрела очень широкое признание. В то же время, будучи применена к реальным регионам, она встречается с множеством противоречий. Следует также иметь в виду, что все другие планеты земной группы, где сохранились недеформированные круговые формы, развиваются с образованием базальтовых «океанов» без процессов «раздвигания» коровых блоков. Расплавы лав заливают здесь крупные коровые погружения. Именно потому очень интересно сравнить базальтовые плащи материков и океанов Земли с вулканическими плащами базальтовых морей и океанов Луны.

Прежде чем обсуждать проблемы образования базальтов на дне океана, скрытых водным слоем от прямого наблюдения, рассмотрим, как образуются плащи трапповых провинций на материках.

#### Вулканические моря земных материков

Вулканические моря материков — это области траппового магматизма. В общепринятом понимании траппами называются широко развитые на устойчивых равнинах (платформах) однородные по

составу покровные базальты. Базальты разделяются слоями туфов — распыленной магмы, выброшенной взрывами. К траппам относятся и подводные каналы, заполненные застывшим расплавом. Типичные трапповые области Земли — Декканское плато в Индостане, Паранское плато в Южной Америке, Тунгусская область с плато Путорана в Восточной Сибири.

Все породы, образованные из глубинного расплава, достигшего поверхности Земли, текущие в виде лав либо выброшенные вулканическими взрывами, называют общим термином «вулканиты». Излияние расплава называется эффузией. Застывшие лавы — это эффузивные породы. Если магма не вышла на земную поверхность, а застыла внутри земных слоев, то магматическое тело называют «интрузивным», или плутоническим. Интрузивные тела, особенно крупные, называют иногда «плутонами». Интрузия — проникновение в породы трапповой магмы — обычно происходит вдоль полого залегающих осадочных горизонтов. Такие посплошные интрузивы называются силлами. Выбрасывание вещества взрывами — это взрывной процесс, эксплозия. Породы, накопленные в результате эксплозии магмы, называют туфами или туфобрекчиями. Когда такие породы содержат очень крупные и угловатые обломки посторонних пород, прихваченных взрывом, их именуют ксенотуфами.

Базальтовая магма — легкотекучая, в отличие от других типов магматического расплава, поступающего из земных глубин. Магмы разделяют по их химическому составу, главным образом по содержанию кремнезема. Когда кремнезема много (более 65 %), магмы считаются «кислыми», меньше кремнезема (65—55 %) — магмы «средние», еще меньше (50—45 %) — магмы «основные» среди них наиболее распространены «основные толеитовые» (в них кремний 50 %), наконец, когда количество кремнезема снижается до 45 %, — «ультраосновные» магмы.

Базальты — эффузивные породы. Их застывшие подземные аналоги — интрузивные породы бывают или мелкокристаллические — долериты, или крупнокристаллические (из-за медленного застывания) — габбро. Те и другие представляют собой окаменевший расплав магмы основного состава.

Каждая трапповая область охватывает огромную территорию, иногда более 1 млн. км<sup>2</sup>. В эпохи магматизма на этих огромных площадях растекались по земной поверхности пылающие потоки раскаленного расплава, уничтожая все признаки жизни. Поток за потоком, они накапливались в депрессиях и создавали лавовые моря.

Характерная черта траппов — наземный полого лежащий слоистый вулканический мегапокров — «плато-базальты». Наслоенные базальтовые покровы образуют сейчас обширные плоскогорья, заметно

приподнятые над уровнем моря уже после накопления вулканитов. Эрозионные ложбины рек и оврагов прорезают плоскогорья, и твердые пласты базальтов, расслоенные пачками рыхлых туфов, выглядят на склонах останцовых холмов ступенями гигантской лестницы («трапп» — по шведски лестница).

В трапповых областях столь же четкие ступени рельефа, как и размываемые лавы, создают прорезанные речными долинами магматические тела, внедренные в осадочные толщи под вулканиты. Послойные тела, силлы, как бы «углубляют» дополнительными ступенями вниз общую «лестницу» траппов. Они также показывают, что вулканические слои лежат одинаково, т. е. согласно с подстилающими осадочными образованиями. Таким образом, термин «траппы» несет дополнительные сведения о том, что блок земной коры непосредственно перед мощным актом извержения базальтов не подвергался заметным деформациям. Он преимущественно погружался и на его поверхности накопилась долаговая слоистая осадочная толща.

Понятие траппы отражает площадной, региональный тип накопления вулканитов, а также современную морфологию и условия залегания магматических тел. Тела пронизывают и перекрывают полого лежащие осадочные толщи участка устойчивой равнины. Эта равнина медленно опускалась и накапливала осадки перед эпохой вулканизма и накопления траппов. Она продолжала погружаться и во время накопления лав. Затем она была приподнята в виде плато и размыва речными потоками с появлением ступенчатого рельефа на склонах останцовых поднятий.

Лавовые поля, созданные излияниями магмы преимущественно из сети трещин по типу площадного — ареального вулканизма, называют «трещинными базальтами». Их иногда называют также «флад-базальты» — т. е. «разливы базальтов». Одновременно применение к плащу лав понятий «плато-базальты» и «флад-базальты» отражает особенности наземного чехла траппов. Они определяют и современное гипсометрическое положение вулканических толщ (плато), и ареальный тип излияний (флад-разливы).

Область развития траппов определенного возраста обычно называют трапповой провинцией с собственным названием, имея в виду ее географическое расположение. Синонимом географического понятия «трапповая провинция» является «трапповое поле».

Любое трапповое поле содержит породы, возникшие не только из магмы основного состава. В каждой провинции имеются также образования, сложенные щелочно-основной магмой (трахибазальтовой), а также щелочно-ультраосновной магмой, к которой относят в частности алмазоносные взрывные трубки — кимберлиты. В трапповых провинциях всегда присутствуют породы самой глубинной



магмы — собственно ультраосновной. Все эти дополнительные типы магматических проявлений могут встречаться на Земле и независимо от траппов, т. е. лав с преобладающим составом основного базальта. Но в обычных сочетаниях с траппами отдельные покровы и интрузивы, произошедшие из иных магм, всегда находятся в сложных переплетениях с телами базальтового состава. Трахибазальты (щелочные базальты) переслаиваются с гораздо более крупными слоями обычных базальтовых лав. Пикриты (ультраосновные лавы) встречаются иногда отдельными покровами. Разнотипные интрузивы образуют сложные многофазные тела, в том числе с поступлением магмы из очагов разной глубины.

Таким образом, любая трапповая провинция содержит вулканические и интрузивные породы вполне определенного сообщества магматических типов. В широком понимании траппами называют все породы основного и ультраосновного составов, среди которых самые распространенные — обычные базальты (толеиты).

Эффузивные и эксплозивные вулканогенные толщи трапповых провинций кратко можно назвать «наземными траппами». Синонимы этого представления — «трапповые мегапокровы», «трапповые плащи».

На поверхности в трапповых провинциях обычно распространен лавовый плащ мощностью в среднем 500—1500 м. В отдельных зонах, обычно вдоль одного из краев траппового поля, лавовый плащ имеет особенно большие мощности (до 3 км в Сибири в Приенисейской полосе, до 3,5 км на западе Индостана, до 8 км и более на востоке Южной Африки). Толща лав постепенно уменьшается в мощности к противоположному краю провинции, и в разрезе видно, что все лавы представляют собой как бы половину линзы.

В основании лавовой толщи, как правило, залегают туфы и туфогенно-осадочные породы мощностью в первые сотни метров. Они имеют широкое площадное развитие вдоль тех краев трапповых плащей, где мощности лав минимальны. В зонах с мощными лавовыми накоплениями туфы сокращаются либо отсутствуют, и наземные траппы начинаются сразу лавами.

Осадочные толщи, подстилающие трапповый плащ, всегда пронизаны застывшими на небольшой глубине интрузивными траппами. Объемы их тел, мощности могут быть самыми разными. Известны гигантские плутоны типа Бушвельда в Южной Африке (более 5 км), Дюфек в Антарктиде (8 км), однако в среднем мощность послонных интрузивов 15—30 м, реже до 100 м. Дайки имеют мощность в первые метры. Более крупные из них, которые тянутся обычно на десятки километров, достигают мощности 20—30 и даже более 100 м.

Устройство типичной трапповой провинции рассмотрим на примере траппов Тунгусской синеклизы\* и Таймыра. Эта провинция расположена на правобережье р. Енисей и протягивается от Таймыра до р. Ангара. В центральной своей части она совпадает с плоскогорьем Путорана, на восток простирается до Анабарского поднятия.

Тунгусская провинция траппов изучена лучше любой другой провинции земного шара. В исследовании траппов Сибири принимали участие видные советские геологи С. В. Обручев, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. С. Соболев, Н. С. Зайцев, П. Е. Оффман, Ю. М. Шейнманн, М. Л. Лурье, Г. А. Ковалева, В. Л. Масайтис и большие коллективы геологов многих организаций, в том числе и автор.

Важную роль для анализа условий появления траппов играет разделение вулканической толщи на последовательно возникавшие горизонты, т. е. ее стратиграфия. Создание стратиграфии траппов — это выделение разновозрастных толщ, называемых свитами и имеющих разную мощность, и установление последовательности их накопления. Геологи изучают окаменевшие остатки животных и растений, сохранившихся внутри слоев или в виде отпечатков на их поверхности. Главная роль в разработке стратиграфии траппов Сибири принадлежит В. Н. Хахлову, Г. Н. Садовникову, С. В. Мейену, Т. Н. Могучевой.

Траппы Сибири начали накапливаться в самом конце палеозойской эры, а именно в заключительные моменты пермского периода. Главная фаза вулканизма приходится на начало триаса, принадлежащего к мезозойской эре (возраст траппов Тунгусской и других провинций Земли подробно рассмотрим ниже).

Кратко охарактеризуем строение наземных тунгусских траппов с учетом установленного разделения их на отдельные разновозрастные свиты, чтобы далее яснее сделались признаки прежних палеогеографических условий накопления вулканитов.

Траппы Таймыра в прошлом продолжали к северу тунгусское магматическое поле, но потом отдельные блоки коры поднялись, другие наклонно опустились, и трапповый плащ Таймыра оказался разбитым на пластины, которые прослеживаются отдельными полосами. Между Тунгусской синеклизой и раздробленным плащом траппов Таймыра позже образовалась широтно вытянутая впадина — Енисейско-Хатангский прогиб, в котором кровля траппов глубоко опущена и перекрыта чехлом послетрапповых осадочных образований (рис. 3).

\* Синеклизы — плоские и очень широкие впадины (депрессии), где породы залегают почти горизонтально или с очень малым наклоном к их центрам.

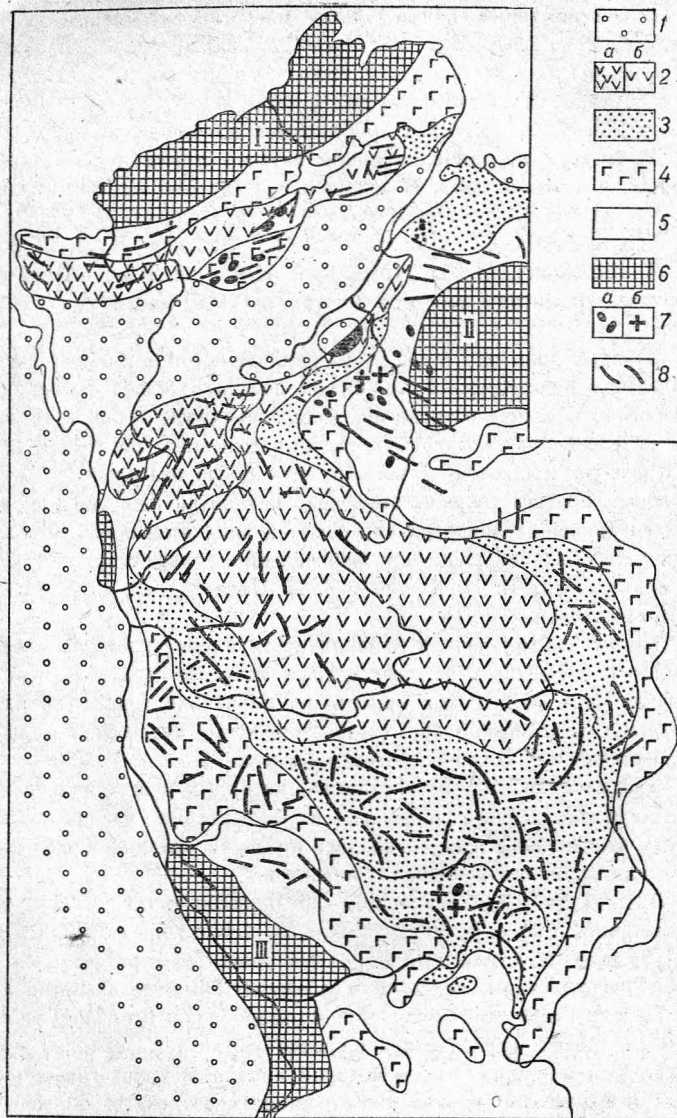


Рис. 3. Схематическая карта трапповой провинции Тунгусской синеклизы и Таймыра.

1 — послетрапповый осадочный чехол; 2 — лавы (а — толеитовых базальтов, щелочных базальтов, ультраосновных лав, б — только толеитовых базальтов); 3 — туфы; 4 — зоны сгущения интрузивов в осадочных толщах под траппами; 5 — подтрапповые осадочные толщи чехла платформы; 6 — выступы фундамента платформы (а — Северный Таймыр, б — Анабарская антеклиз, в — Енисейский край); 7 — ультраосновные щелочные породы (а — плутоны с карбонатами, б — кимберлитовые трубки); 8 — дуговые и кольцевые дайки

мента платформы (I — Северный Таймыр, II — Анабарская антеклиз, III — Енисейский край); 7 — ультраосновные щелочные породы (а — плутоны с карбонатами, б — кимберлитовые трубки); 8 — дуговые и кольцевые дайки

Нижняя часть туфов — тутончанская свита залегает согласно на подстилающих угленосных толщах и складывается частичками пепловой размерности в слоистых горизонтах. Мощность свиты меняется от 90 м на р. Ангаре до 250 м в центре синеклизы. Выше лежит корвунчанская свита крупнообломочных туфов. В подошве и нижних горизонтах она содержит горизонты глыбовых разностей и включает крупные бомбы базальтов. Слоистые разности встречаются в отдельных линзах. Эта часть свиты меняет мощность от 150 м на юге до 350 м в центре синеклизы. Выше в корвунчанской свите появляются слоистые туфы с прослоями туфов переотложенных — вулканогенно-осадочных разностей. Мощность верхней части свиты меняется с юга на север от 70 до 150 м.

На северо-западе Тунгусской синеклизы на угленосных осадочных отложениях лежат лавы. В подошве нижних базальтовых покровов иногда прослеживаются признаки выплывания ложа и устанавливается как бы срезание подстилающих слоев — эрозионные карманы. Однако регионального структурного несогласия, стратиграфического перерыва нет. В нижней части разреза лав имеются специфические трахизабазальтовые лавы (щелочно-основные породы), отличающиеся от преобладающих толеитовых базальтов. Здесь же внизу разреза существуют пачки, сложенные пикритами\*.

Сравнение нижних горизонтов разреза наземных траппов всей синеклизы приводит к выводу, что лавы и туфы в начале эпохи вулканизма накапливались одновременно в разных местах. Нижние горизонты вулканитов Таймыра на востоке похожи на южные разрезы Тунгусской синеклизы, на западе — на северные.

Выше во всем регионе залегают базальтовые покровы мощностью около 1000 м. К югу лавы быстро выклиниваются, но раньше они распространялись шире — есть их останцы и дайки — подводные каналы лав. В более мощных толщах лав северо-запада синеклизы имеются в основании и в середине более щелочные базальты — трахизабазальты. Встречаются также покровы лав, близкие к пикритами. Общая мощность толщи превышает здесь 2 км.

На северо-востоке синеклизы кроме 1 км базальтов, перекрывающих туфы, есть также специфические ультраосновные породы с высоким содержанием щелочей. Они лежат внизу и вверху лавовой толщи. Самые верхние лавы — собственно ультраосновные с высоким содержанием магния и низким — кремнезема. В большом объеме они известны только здесь (р. Маймеча). По данным геолога Л. С. Егорова, их мощность более 2 км. Это — особый участок траппового поля, где магма проникла с самых больших глубин. Верхние щелочные и ультраосновные лавы с мелкими слоями туфов слагали в прошлом щитовидную надстройку над плащом повсеместно развитых толеитовых базальтов. Дайки таких пород известны и вдоль всего северного края синеклизы. Прежние щитовые вулканы теперь размыты, сохранились лишь их «корни».

На Таймыре мощность обычных толеитовых базальтов превышает 2 км. В кровле, по данным геолога Г. А. Ковалевой, здесь тоже

\* Основные лавы с большим содержанием магния.



есть щелочные лавы, слагавшие щитовые вулканические постройки.

Процесс накопления туфогенной толщи имел общую направленность, сходную в удаленных участках. Это противоречит представлениям о распределении материала вокруг местных крупных вулканических очагов. Стратифицированность туфогенной толщи — разделение на разновозрастные части с закономерным изменением мощности всех горизонтов на площади — очень показательна. Сравнение разрезов показывает постоянное увеличение мощности всех выделенных горизонтов с юга, от бассейна р. Ангары, на север, к центру Тунгусской синеклизы. Самые нижние и верхние горизонты обладают послойной сортированностью, значит, при их накоплении существовали крупные водоёмы. Древние рыбы, моллюски — гастроподы, отпечатки которых находят в туфах, показывают, что бассейны были солоноватоводными, напоминавшими лагуны. Остатки флоры, а также пыльца и споры наземных растений переотложены в водной среде. Это говорит о мелководности бассейнов и выступавших участках суши.

Разительное отличие туфогенной толщи траппов Тунгусской синеклизы от туфовых серий новейших областей вулканизма заставило вулканолога А. А. Меняйлова полностью отрицать магматическое происхождение тунгусских туфов и предположить их образование за счет осадочных пород с помощью преобразования глубинными растворами. Хотя эта точка зрения не кажется обоснованной, сами факты, которые привели к этим построениям, заслуживают внимания.

Туфогенная толща слагается, как указывалось, отчетливо выдержанными слоями. Магматический характер преобладающей массы материала не вызывает сомнений. Это вулканические бомбы величиной до 30—50 см с внутренней зональностью остывания, лапилли — мелкие пузыристые вулканические бомбы величиной с грецкий орех, гравийные и песчаные зерна пористого или сливного вулканического стекла — застывшей и нераскристаллизованной магмы. В то же время различная размерность, окатанность, сортированность вещества и разное количество осадочной примеси в виде крупных и мелких обломков меняются в разновозрастных слоях очень резко. Толща туфов не похожа на пестро построенную вулканическую серию областей современного вулканизма, она больше напоминает чехол осадочных слоев, различия в которых обычно создаются разным типом поступления материала в бассейн накопления в разные промежутки времени.

Выдержанность маломощных вулканогенных пачек на площадях в десятки тысяч квадратных километров говорит об удивительной сглаженности поверхности накопления. Прогибание отдельных участков было плавным, с амплитудами до 100 м, но оно опережало поступление вулканических продуктов. В углублявшихся бассейнах шло переотложение несцементированного материала. Мелкие смещения слоев часто сопровождаются дайками, показывая случаи проседания кровли над опустошенными приповерхностными магматическими камерами (кальдерообразные проседания).

Намечаются следующие общие изменения условий вулканизма на площади: 1) выбросы пепловых туфов; 2) выбросы пепловых и более крупнообломочных туфов, переотложение выброшенного материала; 3) грандиозные взрывы с выбросами крупнообломочных туфов, ксенолитов глубинных пород, осадочных обломков, базальтовых бомб; 4) выбросы пеплов и реликтовые крупные взрывы с образова-

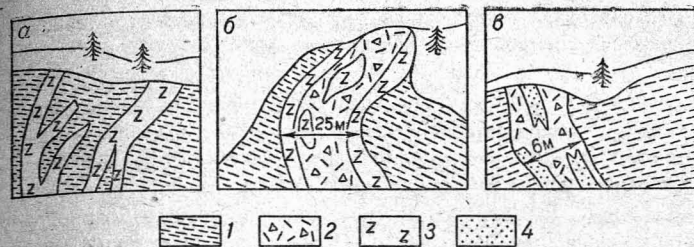


Рис. 4. Дайки — каналы, выводящие на поверхность туфы и лавы. а — заполненные лавой; б — лавой, туфами и глыбами пород; в — туфами и обломками подстилающих осадочных пород. 1 — туфы столбчатые; 2 — туфы крупнообломочные; 3 — лава в дайках и в виде бомб внутри туфов; 4 — блоки осадочных пород

нием бомбовых горизонтов, чередующихся с периодами переотложения вещества.

Отмеченные черты эксплозивного вулканизма траппов показывают, что его нельзя сравнить с вулканизмом современных активных областей Земли. Одинаковое строение маломощных свит говорит о поступлении материала из мелких, однообразных, но многочисленных взрывных аппаратов, действовавших кратковременно либо одноактно.

Сравнение трапповых палеовулканических регионов с областями современного вулканизма, основанное на принципе актуализма, указало заманчивый путь — восстановить прежний вулканический ландшафт, приписав ему черты современного. Поскольку зоны современного вулканизма, известные в горных странах, характеризуются огромными конусными сооружениями, считалось, что и в области накопления туфов трапповых областей должны были в прошлом существовать грандиозные конусы. Предполагаемые крупные вулканы с их мощными жерловыми постройками, с косыми сериями насыпных конусов и концентрическим распределением извергнутого материала стали искать на площади траппового поля. Скромные трещины, заполненные туфогенным материалом — туфовые дайки, были без колебаний отданы Нептуну. Им приписывалось нептуническое происхождение — заполнение расщелин осадками, выпавшими из воды. Однако поперечное сечение даек (изометричные трубки встречаются значительно реже), пересекающих горизонтально залегающие туфы (рис. 4), показывает, что их можно рассматривать как взрывные каналы, с выбросом вещества из магматических очагов. Все дайки заполнены различно: 1) лавой, 2) лавой и туфовой брекчией, 3) туфами, более грубообломочными или более тонкообломочными, чем вмещающие, 4) одновременно лавой, туфами и ксенолитами подстилающих осадочных пород и, наконец, 5) только глыбами и даже целыми блоками и крупными клиньями подстилающих осадочных по-

род. Гамма различных соотношений внутри рвущих даек показывает их генетическое родство. Они представляют собой как бы звенья одной цепи. Поскольку крайний член ряда — это дайки, выходящие на поверхность лаву, они отражают несомненную связь с очагами расплава. Различие между членами этого ряда взрывных тел заключается в том, что каналы, заполненные туфами и обломками, не использовались позже расплавом для излияний.

Геолог Н. Л. Сапронов системы даек одного из районов туфового поля синеклизы (бассейн р. Подкаменной Тунгуски) называет линейными вулканоструктурами. Характерная их черта — бессистемно расположенные на дайке мелкие вулканические жерла. Протяженность таких даек с трубами — жерлами от 10—15 до 150 м, изредка до 300 м. Характерна волнистая или извилисто-ломаная с прямолинейными фрагментами конфигурация в плане. Такие извилистые каналы — проводники взрывного материала — оказываются более поздними образованиями, чем центральные жерловые, их затем наследуют лавы для выхода из недр. Иногда лавы заполняют каналы, а над каналами — дайками сохраняются валы из грубого материала ксенотуфов. Короткие прямолинейные расколы, выходящие туфы, а также лавы, считаются самыми поздними.

Нельзя отрицать и наличие крупных вулканических аппаратов в пределах синеклизы. Известны вулканические жерловины Ангаро-Илимского района. За краем траппового плаща они прорывают древние отложения палеозоя и достигают размеров 2400×700 м. По данным геологов М. К. Иванова и Т. К. Ивановой, крупные вулканические аппараты имеются в Норильском районе. Однако выявление таких аппаратов в центральных районах синеклизы требует более основательных доказательств, чем приводимые до сих пор.

Контакты крупных рвущих трубообразных тел с вмещающими туфовыми слоями должны выглядеть в обнажениях не более как блоки с разнотипными толщами туфов. Подобные зоны, иногда со сложной конфигурацией поверхности раздела, встречаются часто и обычно осложнены интрузивными траппами. Однако отнесение к жерловым фациям блоков, сложенных несортированными взрывными брекчиями, обосновать не просто. Проседание кровли приповерхностных магматических камер могло быть связано с выводом магмы и летучих компонентов через многочисленные трещины. Наиболее вероятно, что образование туфогенной толщи траппов Сибири связано с такими трещинами.

В случае залегания лав на выступах кристаллического фундамента, не закрытого осадками, трапповые силы становятся нетипичными, редко обнаруживаются также интрузивы сложной формы. Преобладают здесь маломощные и редкие дайки долеритов.

Ориентировка дайковых тел в плане хорошо выявляется на гео-

логических картах в зонах размыва сплошных лавовых плащей. Практически на любой геологической карте в Тунгусской синеклизе обнаруживается, что дайки всегда группируются либо вдоль концентрически расположенных систем разломов неглубокого заложения, либо вдоль радиальных сечений по отношению к последним. Количество таких систем бывает различное. Известно, что подобные «кружева» из дайковых комплексов обнаруживают наибольшую густоту — наибольшую плотность в пределах полей выходов туфогенных подлавовых пачек или верхов угленосной толщи. В более глубоких стратиграфических горизонтах эти «кружева» подводящих каналов становятся все менее и менее плотными.

Ленинградские геологи Е. С. Кутейников и Н. С. Кутейникова на основе тщательного анализа формы трапповых интрузий показали, что они часто слагают кольцевые структуры, выраженные замкнутыми или серповидно изогнутыми валами. При мелкомасштабном изображении, т. е. при рассмотрении как бы издалека, валы часто представляются правильным кольцом, хотя в деталях имеют полигональную, эллипсовидную или грушевидную форму. Часть из них имеет прямоугольные или ромбовидные ограничения. Внутри валов имеются центральные депрессии.

Часто наблюдается многократное наложение кольцевых форм друг на друга. Обычно при этом меньшие наложены на большие. Встречаются парные соприкасающиеся структуры, у которых часть кольцевого вала является общей. Диаметры кольцевых структур 5—120 км, чаще всего 15—35 км. Есть серповидные фрагменты, радиус кривизны которых 70—80 км. Наиболее крупные кольца 60—120 км в диаметре преобладают на восточном краю синеклизы.

Н. Л. Сапронов считает кольцевые дайки корневыми зонами палеовулканов. Дайки слагаются часто обломочным — туфовым материалом. Они бывают однофокусными или многофокусными, диаметры их 0,8—12; 25—65; 80—175 км.

Е. С. Кутейников и Н. С. Кутейникова считают, что кольцевые валы, которые перекрываются плащом туфов и лав, делают похожей обстановку в Тунгусской синеклизе на краевые области морей Луны.

В то же время в краевых зонах многих трапповых плащей обнаруживаются отчетливо выраженные системы однотипно ориентированных даек, протянутые на большие расстояния. Подобные системы дайковых полей часто видны вдоль флексур — вдоль зон резкого наклона плащей лав, в областях самых мощных лавовых комплексов (восток Гренландии, флексура Лебомбо Южной Африки, флексура западного побережья Индостана и т. д.).

Такие «рои» даек с четко выраженными северо-западными и северо-восточными простираниями известны также на краю лавового



плаща Тунгусской синеклизы, вдоль склонов Анабарского поднятия, и являются одним из характерных элементов внутреннего строения траппового плаща. Часто эти дайковые серии принимаются исследователями отдельных участков трапповых полей за главные подводящие каналы для основного плаща лав, хотя они обычно выводят магму только для самых молодых щитовых и центральных вулканических построек.

Вышеупомянутые «кружева» разноориентированных дайковых систем в трапповых провинциях имеют повсеместное площадное развитие. Несомненно, что именно они являются главными проводниками магмы на поверхность Земли. Системы разноориентированных дайковых «кружев» всегда заполнены магматическими породами преобладающего типа.

Эпоха траппового вулканизма началась с лавовых излияний на северо-западе Тунгусской синеклизы. В подошве маломощных нижних покровов, сложенных трахибазальтами, а также в краях «лавовых языков» часто обнаруживаются нагромождения раздробленных и перемятых подстилающих песчаников. Лавы как бы выпихивают свое ложе. Это говорит о том, что первые излияния происходили в условиях слабо приподнятого континента. Кроме того, самый нижний покров лав в районе Норильска перекрыт пачкой глинистых пород с пластом угля, образованным на суше. Последующие излияния толеитовых базальтов происходили на огромных площадях в условиях постепенных погружений. Временами с запада на равнину наступало море. Водоемы типа лагун смещались по площади.

Базальтовые покровы часто имеют в подошве овоидальное строение — шаровые лавы. Извержения происходили в воду, лава, растекаясь, распадалась на отдельные уплощенные «подушки». В покровах более крупных, более 15 м мощности, такие особенности не встречаются, большие массы лавы остывали медленнее и превращались в однородные тела — покровы.

Важной чертой базальтовых покровов является их удивительная выдержанность по простиранию. Покровы мощностью более 20 м протягиваются без выклинивания на десятки километров. При излиянии расплавов возникали настоящие моря из кипящего расплава, а их глубина иногда достигала сотни метров. Самые мощные базальтовые извержения типичны для окончания эпохи площадного вулканизма.

Ориентировка выводящих лаву трещин, размеры трещин на глубину, время существования не совсем ясны. Устанавливается сложная сеть даек. Они пересекаются, простирания их северо-восточные, северо-западные, субширотные. Дайки отражают трещины, по которым лава проникала на поверхность. Верхняя часть земной коры была в то время очень похожа на мелко разбитую тарелку.

Часть трещин связана непосредственно с интрузивами. Иногда от одного плутона отходит вверх сразу множество даек. На большой глубине в осадочном слое под лавами, ниже главного уровня размещения интрузивов количество мелких даек резко убывает. Крупные дайки имеют здесь более четко выраженное определенное направление. Секущие интрузивы северо-восточного простирания на западе траппового поля показывают ориентировку более глубоких трещин.

Тот же тип лавовых излияний установлен и на Таймыре. В начале накопления лав здесь преобладали трещинные излияния в виде маломощных потоков, затем излияния стали более мощными. По Г. А. Ковалевой, в верхних горизонтах толщи известны лавы, излившиеся в подводных условиях, между покровами лежат черные сланцы с морской фауной. Самые поздние извержения щелочных — базальтовых пород слагали щитовидные вулканические постройки. Они сначала формировались тоже под водой, а затем, по мере накопления вулканических пород, оказывались выше уровня моря.

Итак, в эпоху траппового вулканизма поверхность накопления в Тунгусском трапповом поле представляла собой низменную сушу, периодически погружавшуюся под уровень моря. Прогибание почти все время компенсировалось накоплением вулканогенных пород. Рельеф поверхности был выровненным, что и определило выдержанность на площади маломощных туфовых слоев и отдельных лавовых покровов.

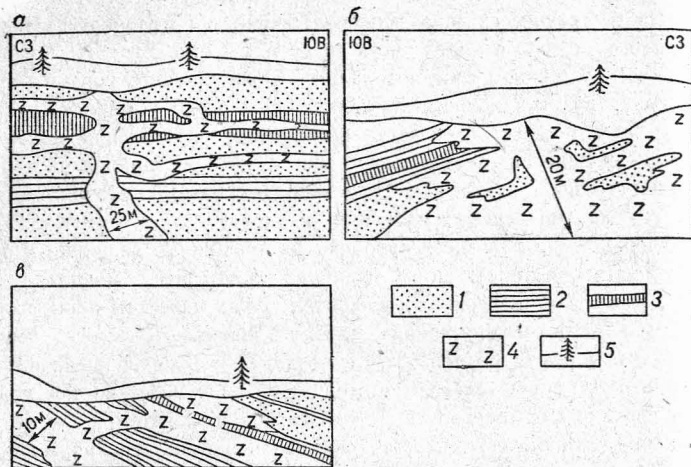
Вулканический материал выходил на поверхность Земли через сложную сеть мелких (20—25 км в длину) пересекающихся трещин. Часть трещин была прямо связана с приповерхностными магматическими очагами — современными интрузивными траппами. Тип вулканизма менялся одновременно на больших площадях.

#### Базальтовые расплавы, застывшие на глубине

Когда геологи изучают интрузии, перед ними возникает «проблема пространства»\* — каким образом интрузивы внедряются в осадочные толщи?

Исторически сложилось представление, что базальтовая магма поступает из недр под напором и распространяется горизонтально вдоль ослабленных зон в осадочном чехле. Однако геологические наблюдения позволяют высказывать иные предположения. Так, один из исследователей сибирских траппов П. Е. Оффман указывает, что породы, вмещающие дайки и пластовые тела, в зоне контак-

\* Проседание блоков под крупными интрузивами для освобождения пространства давно опровергнуто, так как все перемещения приповерхностные.



**Рис. 5.** Соотношение интрузивных траппов с осадочными породами. *а* — правый берег в верховье р. Горбиачин; *б* — то же в нижнем течении р. Горбиачин; *в* — правый берег р. Фокина. 1 — песчаник; 2 — плотная глинистая порода; 3 — уголь; 4 — интрузивные траппы; 5 — необнаженные участки

та не несут следов нарушений. На стенах трещин нет следов дробления пород, изгибания, смятия или каких-либо других деформаций. Похоже, что магма заполняла готовые полости трещин. Вместе с тем предварительно созданные трещины и любые другие полости должны оканчиваться смыканием раздвинутых или разорванных слоев, а фактические данные (рис. 5) показывают, что породы почвы и кровли в окончаниях полостей, заполненных силлами, не являются раздвинутыми слоями. Промежуточные горизонты появляются и за пределами пластовых магматических тел. Разделяющие пакки как бы «упираются» в контактовую зону интрузива, «исчезают» внутри него, а затем снова появляются, когда интрузив выклинивается. Окончания послонных тел имеют часто сложные очертания с мелкими послонными заливами, с обтеканием отдельных пропластков.

Нередко можно видеть, что, согласное в общем, пластовое тело, в деталях оказывается секущим. При этом отмечается и некоторая перемятость слоев в непосредственной близости от контакта. Такие участки и наводят на мысль об активном внедрении магмы. Правда, и в этих случаях общая структура остается ненарушенной, а часть осадочной пачки уничтожается интрузивом.

Крупные ксенолиты и блоки осадочных пород внутри интрузивных тел чаще всего сохраняют прежние условия залегания и явля-

ются реликтами существовавшей осадочной пачки. Иногда встречаются и блоки пород, «стоящих на голове». Также прослеживаются иногда перемещенные, отщепленные и перемятые пластины вдоль контактов. В ряде случаев отмечаются элементы выдавливания магмы из главной камеры с разрыванием слоев и заполнением типичных трещин разрыва. Такие трещины переходят в обычные секущие дайки — каналы для лав.

Об особом положении интрузивных траппов внутри осадочных толщ писал также Ю. М. Шейнманн. Он отчетливо показал, что гипотеза «пассивного внедрения» траппов не состоятельна. Позднее к этому же выводу пришел В. Л. Масайтис, учитывая затухание всех мелких разломов верхних горизонтов чехла на глубину, где строение толщ более монолитное. Поскольку в отдельных участках мощность магматических масс в чехле достигает больших величин (более 1 км), В. Л. Масайтис склонен допустить высвобождение соответствующего пространства за счет крупных поднятий кровли чехла. Однако выдержанность маломощных свит туфогенной толщи наземных траппов, а также крупные маркирующие лавовые покровы явно противоречат этому. Если предполагать поднятия кровли в связи с внедрениями интрузивов, то следует допускать образование интрузивных тел после этапа накопления наземных траппов и связывать с магматическими внедрениями лишь послелавовые блоковые подвижки. Это тоже трудно принять — ведь туфогенная толща слагается в значительной мере обломками пород близповерхностных магматических тел.

В каждом частном случае можно предложить ряд способов высвобождения пространства для интрузива, особенно в участках, нарушенных разломами, но общее отсутствие явлений поднятия кровли в связи с внедрениями траппов несомненно. Оно отчетливо выступает на всех геологических картах, мелко- и крупномасштабных. Специальные исследования М. Л. Вербы привели его к выводу о преобладании замещения в процессе становления интрузивных траппов. Представляется также значительной роль выпавания взрывама магматических камер с выбрасыванием на поверхность блоков осадочных пород, как предполагал Ю. М. Шейнманн. Однако и для крупных однородных массивов, с одной стороны, и для мелких трапповых тел сложной формы — с другой, этот механизм не может полностью отвечать за явление высвобождения пространства. Необходимость объяснения приведенных фактов требует допустить формирование интрузивного траппа с эффектом поглощения осадочной пачки в значительном объеме. Так, например, И. А. Резанов и И. А. Зотов приходят к выводу, что траппы на 75 % объема формируются за счет пород вмещающих слоев в результате привноса из поднимающегося глубинного расплава во вмещающие породы различ-



ных газопо-жидких флюидов. Источником флюидов, поступающих из глубин, является верхняя мантия. Процесс назван метамагматическим замещением (термин академика Д. С. Коржинского).

Гипотезу магматического замещения к расслоенным интрузиям применяют и другие авторы. Знаменитый Бушвельдский плутон в Африке, который давно привлекает внимание к «проблеме пространства» для базитов, тоже изучается с позиции магматического замещения. С. Билдзон доказывает превращение осадочных пород в магматические с сохранением первоначальной структурно-вещественной зональности окружающих слоев. Зональность плутона, по его мнению, отражает вмещающую структуру.

Наиболее сложным в данной проблеме является то обстоятельство, что породы подземных интрузивов и наземных эффузивов трапповых провинций идентичны по химическому составу. Состав вещества, сформированного в камере магматическим замещением, и вещества, излитого на поверхность, одинаков.

Важная черта структурного положения трапповых интрузивов — это их очевидная концентрация непосредственно под лавами, в самых верхних слоях. Например, интрузивы в Тунгусской синеклизе наиболее многочисленны в подлаваовой угленосной толще. Специальные работы по количественным подсчетам интрузивов, проведенные в последние годы, показали, что 60—90 % всех трапповых плутонов залегают здесь, занимая общий объем слоев 70 %. Глубже 1,5—2 км только 20—30 % разрезов сложены силлами. Единичные интрузивы либо их полное отсутствие отмечено еще глубже. В более глубоких слоях количество плутонов сокращается, сохраняются преимущественно дайки. Число последних вновь резко снижается с глубиной, в отдельных зонах — до полного исчезновения. Место интрузивов в осадочных чехлах платформ ограничивается всегда подлаваовым ярусом осадков со средней мощностью этажа 2—3 км.

Если изобразить в виде блок-диаграммы принципиальное строение траппового комплекса в его соотношении с подстилающими слоями, то выяснится, что комплекс представляет собой нечто в виде базальтовой крыши поверх земных слоев (рис. 6). Его можно сравнить с густыми кронами деревьев в роще, которые почти сплошь закрывают небо, внизу под кронами — только отдельные их стволы. Расположение траппов в разрезе земной коры можно сравнить с колонией грибов на древесном пне. Все их шляпки, смыкаясь и частью перекрывая друг друга, образуют сплошную пластину, в какой-то мере многоэтажную, тогда как их тонкие ножки под пластом грибных шляпок — всего лишь вертикальные ниточки, поднимающиеся снизу от грибницы.

Каковы форма и размеры магматической зоны питания траппов в глубинах Земли, судить пока трудно. Однако наличие трещин,

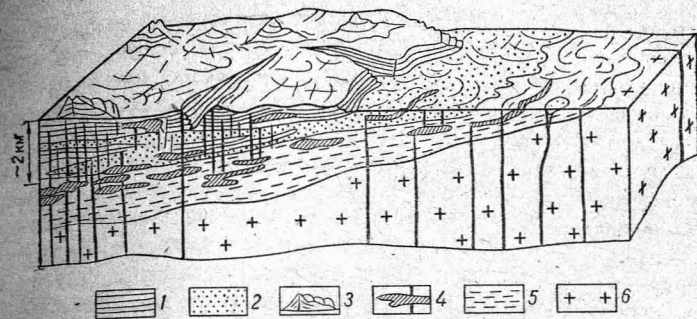


Рис. 6. Блок-диаграмма условий задегания траппов.

1 — лавы базальтовых; 2 — туфы; 3 — вулканические шитовые постройки над-стратравного комплекса; 4 — интрузивные тела и дайки — каналы, подвод-ящие расплав; 5 — осадочные породы платформенного чехла; 6 — фунда-мент платформы

заполненных магмой, ни в коем случае не доказывает раздвигания земных блоков сходного масштаба. Рассуждения о том, что присутствие лавового плаща — это всегда признак раздвига и нарушения сплошной многокилометровой земной коры, не имеют под собой достаточных оснований. В нижних слоях осадков и в фундаменте существуют лишь малочисленные и незначительные по размерам подводные каналы. По ним магма подавалась из недр, как вода по водопроводу — так создавался на поверхности обширный лавовый бассейн.

#### Базальтовые моря на дне земных океанов

Замаскированное водной гладью дно земных океанов недоступно для прямого наблюдения. О том, как устроен лавовый плащ дна, можно судить по обломкам пород, которые выносятся драги с больших глубин, где твердое дно имеет скальные выходы. Верхние слои пород океанов пронизаны из осадочных илов — это осадочные породы. Под ними залегают базальтовые лавы — окаменевшие глубинные расплавы. Именно базальтовый плащ называют коренным дном океана.

Выступы скальных твердых пород образуются обычно там, где земная кора расщепляется трещинами — разломами. Вдоль них происходит обычно смещение коры по вертикали, и один из ее бортов приподнят относительно другого. Такие обрывы в коренном дне океанов называют эскарпами, их на дне океана очень много. О закономерностях их расположения и связи с другими формами рельефа дна пойдет речь ниже, здесь же будет рассказано о том, чем слагается слой океанского дна, перекрытый осадочными образованиями.

Накопление осадочного слоя на дне океана контролируется его рельефом, и не столько абсолютными глубинами, сколько их относительными колебаниями. Малое количество осадков накапливается на гребнях превышений, а также в верхних частях их склонов. Больше осадков — у подножий склонов и в замкнутых котловинах. Так называемая инверсия скоростей осадконакопления возникает, когда на меньших глубинах быстрее формируется осадочный чехол. Наблюдается это в случае, если в тепловодных зонах океана на подводных поднятиях, лучше освещенных и лучше прогретых, более активно накапливаются карбонатные породы. На больших глубинах при низких температурах под давлением океанских вод карбонатное вещество растворяется и способны накапливаться лишь глинистые отложения. Уровень растворения карбонатов называется критической глубиной карбонатакопления. Есть данные, что этот уровень изменяется с течением геологического времени.

Исследования последних 15—20 лет выявили резкую неравномерность мощности осадочного покрова на поверхности коренных пород. Важную роль в перемещении материала под водой играют глубинные течения и оползни. Стеkanie материала со склонов превышений приводит к появлению обнажений на уступах и грядах магматического океанского ложа.

В изучение коренных пород дна Тихого океана с помощью драгирования большой вклад сделан советскими исследователями Г. Б. Удинцевым, П. Л. Безруковым, Н. М. Чернышовой, а также американскими исследователями Г. Менардом, супругами А. и Ц. Энгелями, М. Юингом, Д. Метьюзом.

Коренные породы, поднятые драгами последовательно с разных глубин коренного уступа дна океана, могут рассказать, как распределяются они по разрезу обнаженного склона, т. е. какие преобладают сверху или в нижних слоях. Эскарпы вдоль разломов имеют превышения до 4 км, редко более. Вдоль глубоких желобов в краях Тихого океана, хотя и фрагментами, разрез коры обнажается до глубины 10 км. Результаты драгирования являются, таким образом, очень важным документом, позволяющим судить о строении ложа до больших глубин.

Обломки магматических пород, даже очень большие, отщепленные прибором от подводных скал, могут рассказать о составе пород, типе расплава и способе застывания магмы. Однако уяснить по обломкам, как устроены магматические тела, чем они подстилаются и перекрываются, какова внутренняя зональность их строения — невозможно.

Принципиально новая информация о строении магматического дна под осадочным чехлом начала поступать в результате глубоководного бурения ложа.

Первая экспериментальная глубоководная скважина была пробурена в 1961 г. американскими геологами в районе о. Гваделупа в Тихом океане. Четыре года спустя было пробурено несколько скважин, составивших общий разрез от берегов Флориды до подводного плато Блейк. После создания Международной программы «Глубоководное бурение» в 1968 г. была пробурена первая скважина в Мексиканском заливе. С 1974 г. в этом научном Международном проекте принимает участие наша страна.

Бурение ведется со специального американского судна «Гломар Челленджер», несущего на борту до 7 км стальных буровых труб. В Мировом океане пробурено более 500 скважин, в большинстве из них осадочный слой пройден на полную мощность, и буровые снаряды вошли непосредственно в коренные базальтовые породы дна. Поскольку бурение производится в открытом океане при средней глубине 5 км, использовать якоря для стабилизации судна невозможно. Судно удерживается над одной точкой специальным акустическим бумом. Электронная система позволяет удерживать корабль в заданной точке, подавая команды на винты даже при сильных штормах и без участия человека. Поскольку буровые работы очень дороги, каждая точка бурения тщательно выбирается с учетом всех имеющихся данных.

Следует сказать, что войти буровой колонне в базальты дна океана удается только если над ними имеется не менее чем 100-метровая осадочная покрывка. Лишь такая толща, легко поддающаяся бурению, может служить в дальнейшем «рельсами» для бура при его внедрении в более плотные породы дна.

В настоящее время в скважину, пробуренную в дне, можно снова ввести буровые трубы и продолжать бурение, заменив изношенное буровое долото. В 1981 г. был проведен первый эксперимент вскрытия прежней, законсервированной на 5 лет скважины, и повторного изучения ее ствола специальными геофизическими приборами.

Самая большая глубина, на которую удалось пройти коренное базальтовое дно океана, составляет 550 м. Это скважина 395 45-го рейса «Гломар Челленджер», расположенная в центральной части Атлантического океана. В большинстве других скважин базальты вскрыты неглубоко и пройдена лишь самая кровля лавового плаща, покрывающего дно. Это происходит потому, что базальты очень твердые породы по сравнению с перекрывающими осадочными слоями. Столь же, даже более твердыми оказались и прослойки кремней, которые часто залегают над лавами в океанах. Однако и в небольших пересечениях базальтов удается выяснить среднюю мощность лавовых покровов, тип переслаивания с другими породами.

В изучении океанских коренных пород постоянно принимают



участие наши специалисты. Среди советских петрологов, внесших весомый вклад в познание типов океанских магматических пород и условий их образования, следует назвать Л. В. Дмитриева, Б. П. Золотарева, С. И. Щеку, И. О. Мурдмаа, Н. А. Куренцову, А. И. Шараскина, Ю. И. Дмитриева, Л. И. Кашинцева, Д. А. Фрих-Хара.

Поскольку базальты дна океана везде перекрыты осадками, и даже там, где они обнажены, их скрывают океанские воды, судить о строении лавовой толщи можно только по принесенным драгой образцам либо по тонким столбикам буровых колонок. Чтобы сравнивать строение разрезов базальтового плаща океана и разрезы лавовых толщ на материках, желательно иметь очень часто пробуренные скважины, по которым можно обнаружить, как быстро по простиранию меняется строение толщ. Следует сказать, что близко расположенных скважин нет. Обычно даже в районах близкого расположения станций бурений скважины одна от другой отстоят на сотни километров.

Две скважины, пробуренные в 51-ом рейсе судна «Гломар Челленджер» в районе южного окончания Бермудского поднятия, отстоят одна от другой на расстояние всего 450 м. Это скважины 417А и 417Б. Глубина океана составляет в этих точках 5468 и 5482 м соответственно. Первая углубилась в породы дна на 417 м, из них нижние 206 м пройдены по базальтам. Вторая углубилась на 532,5 м, 189,5 м из которых пересекли базальты коренного дна.

Скв. 417А показала, что лавовая толща слагается пятью потоками базальтов с шаровой поверхностью, каждый из них имеет среднюю мощность 20—80 м. Между потоками лав имеются прослои лавобрекчий, т. е. обломков тех же лав, заполняющих промежутки между округлыми выступами кровли базальтовых покровов или между отдельными обособленными шарами лав. Среди покровов, магма которых, растекаясь, обособлялась на отдельные шары, имеется тонкий слой — интрузивное тело с более плотной кристаллической структурой и без шаровой отдельности. Центральные части шаров и срединные зоны потоков слагаются темно-серыми крепкими базальтами с крупными вкрапленниками более светлого плагиоклаза.

Лавы залегают под коричневыми глинами (возраст их — поздний мел). На поверхности самого верхнего покрова, т. е. в кровле лавовой толщи, имеются обломки измененных базальтов размером 2—6 см и менее. Их форма привела к предположению, что они образовались путем разрушения базальтов на мелководье. Базальты верхних покровов сильно изменены процессами выветривания, обычного для материковых лав. Эти изменения базальтов превратили их из плотной породы в бурю легко разминаемую массу, в которой сохранились реликты крупных кристаллов светлого плагиоклаза. Изучение под микроскопом показало, что свежая порода представ-

ляла собой быстро застывшую магму, в которой наряду с крупными зернами плагиоклаза имелось не успевшее раскристаллизоваться вулканическое стекло. Изменение породы произошло уже после полного застывания расплава; оно обогатило породы калием и обеднило кремнеземом и кальцием. С углублением в толщу лав степень их вторичных преобразований оказалась меньшей. Но буроватая окраска вместо темно-серой отмечена в краях шаровых обособлений.

В скв. 417Б над толщей лав, похожих на лавы скв. 417А, залегают черные глины раннемелового возраста. Выше залегают коричневые глины, сходные с глинами в кровле лав предыдущей точки. Таким образом, лавы смежных скважин перекрываются глинами разного возраста, хотя сами они явно сходны и несомненно протягиваются в ложе океана от одного пункта бурения до другого. Здесь толща лав состоит из 15 мелких потоков, для которых тоже характерны шаровые обособления. Имеются также силлы — интрузивные тела долеритов. Базальты здесь гораздо менее изменены.

Толща лав, вскрытая в скважинах и сложенная маломощными покровами, сравнима с отдельными свитами или пачками базальтов трапповых провинций, которые накапливались в процессе мелких излияний, перемежающихся с выбросами туфов. Именно в таких свитах можно наблюдать на небольших расстояниях смену количества и мощностей эффузивных горизонтов и разделяющих туфовых слоев.

Лавобрекчии, разделяющие лавовые покровы, сходны с образованиями межшаровых углублений в мелких лавовых потоках среди материковых трапповых накоплений.

Гальки на поверхности покровов, покраснение поверхности шаровых лав при выветривании, говорящее о наличии в корках окислов железа, показывают, что изменение лав происходило в надводных либо в очень мелководных условиях. Интересно, что после накопления лав плащ только начал медленно и дифференцированно погружаться. Когда на поверхности лав в точке 417Б уже накопились глины, соседний участок все еще оставался приподнятым, и лавы выветривались, пока не погрузились с перекрытием более молодыми слоями, т. е. значительно позже.

Ясно, что поверхность лавовой толщи после своего накопления (а оно было около 100 млн. лет назад) по крайней мере несколько миллионов лет представляла собой прибрежное мелководье. Лишь в некоторых западинах рельефа накапливались глинистые илы. Выровненность и общий уровень близ моря поверхности лав был подобен условиям накопления лавовых плащей трапповых провинций. Интенсивное погружение всего этого участка на большие глубины 5,5 км, где сейчас находится кровля лав, произошло значительно позже.

В скв. 524 (73-й рейс «Гломар Челленджер») восточнее хребта

Китовый тоже вскрыт достаточно древний базальтовый покров, перекрытый отложениями позднего мела. В самом основании скважины, в 340 м ниже ее устья, заложено в дне океана на глубине 4796 м, залегают серия лавовых покровов и мелких силлов общей мощностью около 20 м, перемежающихся с вулканогенно-осадочными слоями типа туфов. Эта толща магматических слоев не считается истинным базальтовым фундаментом, который по данным геофизики лежит еще глубже, примерно на глубине 6 км. Однако данная пачка базитовых и вулканогенно-осадочных пород показывает, что последовательное наслоение лав, расслоенных силлами и туфами, имеет то же строение, что и лавовые пачки трапповых провинций. Выше по разрезу этой скважины в вулканогенно-осадочных породах имеется еще несколько маломощных прослоев базальтовых лав. Это подчеркивает, что вулканизм затухает постепенно, и отдельные импульсы проникновения расплава на поверхность продолжают после формирования толщи наслоенных друг на друга покровов.

В качестве примера разреза плаща лав дна молодого окраинного моря запада Тихого океана приведем разрез скважины 447А, пройденной на востоке Западно-Филиппинской впадины. Здесь под глубоководными глинами и под слоем пепловых туфов вскрыта мощная (182 м) пачка из серии чередующихся базальтовых прослоев. Часть из них имеет массивное строение, другие обнаруживают шаровые обособления. Эти лавы представляют собой наслоенные один на другой покровы. По составу расплава и облик эффузивных пород они неотличимы от типичных толентовых базальтов других частей океанского дна.

Большинство скважин в океане остановлены при вхождении в базальты из-за сложности бурения. Обычно вскрываются 1—2 м кровли лав либо фрагменты базальтового состава, значительно насыщающие породы. Гораздо реже скважины углубляются в базальты на первые десятки метров. Но даже и они дают информацию о базальтах, участвующих в строении дна океанов.

Скв. 205 (26-й рейс) в Южно-Фиджийской котловине, заложена на глубине 4320 м, вскрыла ниже забоя на 345 м под толщей карбонатных илов олигоцене около 10 м однородных массивных базальтов с вкрапленниками плагиоклаза. На всю мощность это магматическое тело является однородным. Вполне возможно, что оно представляет собой крупный покров. В перекрывающем осадочном слое имеется также секущее тело — видимо, край интрузивной дайки долерита. Она, возможно, прорывает также и нижний покров. Рядом с дайкой органические карбонатные остатки перекристаллизованы, что говорит о контактовом влиянии застывающего расплава. Здесь, очевидно, вскрыта верхняя часть плаща лав, который в близких участках имеет и более высокие лавовые горизонты. Для них секущие дайки могли являться подводящими каналами.

Скв. 167 (27-й рейс) в Центрально-Тихоокеанском бассейне на северном склоне Магелланова поднятия с глубиной дна 3176 м под

известняками и кремнистыми глинами позднеюрского возраста на глубине от устья скважины около 1200 м вскрыла пачку базальтов общей мощностью 12 м. Породы сильно выветрелые, пронизаны жилами кальцита, местами базальты брекчированы, что позволяет предполагать не один покров, а несколько маломощных покровов, перекрывающих друг друга с разделяющими их прослоями туфобрекчий. Структура пород очень мелкокристаллическая в нижних прослоях. В верхних частях базальтовой пачки в породах имеются вкрапленники плагиоклазов. Различие структур тоже показывает на существование нескольких последовательно застывших потоков расплавленной лавы.

Скв. 57 (6-й рейс) на северном склоне Каролинского поднятия с глубиной океана 3300 м вскрыла в 335 м ниже устья контакт пород пещего мела с магматическим телом. Контакт неровный, который может означать интрузивное внедрение магмы, тогда тело надо считать силлом. Это как будто подтверждается хорошей раскристаллизованностью пород, не типичной для быстро остывающих стекловатых лав. Однако контактовые изменения отсутствуют, что скорее говорит о вскрытии кровли мощного покрова. Подобные покровы мощностью более 20 м слагаются в трапповых провинциях полнокристаллическими базальтами, неотличимыми от интрузивных образований.

Скв. 155 (6-й рейс) на востоке Тихого океана близ Панамского перешейка, заложена на глубине 2752 м, вскрыла под карбонатными илами миоцена мощностью 519 м-метровую пачку базальтов. Базальты полнокристаллические, слабо выветрелые в условиях недостатка кислорода. Это небольшие покровы, разделенные обломочными частными карбонатных пород, не испытавших контактовых изменений. Похоже, что эти базальтовые потоки застывали в подводной среде.

Скв. 304 (32-й рейс), заложена юго-восточнее Японии на глубине 5630 м, вскрыла под 334-метровой толщей карбонатных илов с кремнистыми линзами мелового возраста базальты на глубину 13 м. Базальты разной раскристаллизованности и разной степени выветрелости в разных потоках. В некоторых прослоях обнаружены крупные вкрапленники плагиоклаза и темного пироксена, в других они отсутствуют. Это говорит о нескольких переславивающихся лавовых телах. Это же подтверждается находкой внутри пачки базальтов кусочков осадочных образований со следами жизнедеятельности подводных организмов.

Скв. 257 (26-й рейс) в бассейне Вартон Индийского океана, заложена на глубине 5278 м, вскрыла ниже толщи глин и мела мощностью 260 м мелового возраста и 64-метровую пачку базальтов. Это среднезернистые базальты с оливином, слагающие семь или восемь отдельных покровов. Некоторые из них совсем небольшой мощности. Верхние потоки имеют трещиноватость, связанную с застыванием под водой. Имеются небольшие прослои осадочных пород, накопившихся между извержениями лав. Некоторые из потоков хорошо раскристаллизованы, с крупными вкрапленниками плагиоклаза. В каждом потоке установлена зональность по вертикали, более крупнозернистые разности с оливином тяготеют к основанию покровов. В породах также имеются вторично измененное вулканическое стекло, свидетельствующее о быстрой кристаллизации расплава.

Результаты изучения лав в кровле базальтовых плащей, покрывающих дно океана, позволяют утверждать, что лавовые покровы,



перекрытые разновозрастными осадками и расположенные в различных местах океанского ложа, имеют ряд сходных черт. Все они, крупные или мелкие, разделенные прослоями осадков или туфогенными слоями, формировались на поверхности суши либо в очень мелководном море, так что кровля покровов подвергалась выветриванию или разрушению волнами. Все толщи лав вместе с подстилающим их субстратом были погружены под океанские воды на большие глубины значительно позже своего образования.

Лавовые пачки, расслоенные осадками, либо состоящие из потоков, переслаивающих друг друга, построены одинаково с лавовыми плащами трапповых провинций. Никакие специфические особенности строения пачек не позволяют считать, что стиль накопления эффузивных и эксплозивных пород нынешнего дна океана был иным, чем в плато-базальтовых провинциях материков.

Эти обстоятельства мы подчеркиваем потому, что существует широко распространенное мнение об особом типе накопления океанских базальтов, о том, что они формируются практически из одной «расширяющейся» трещины. Такая трещина предполагается в осевой зоне океана. Поставляя одну порцию лавы из недр, она наращивается — залечивается по краям застывшим расплавом. Потом сквозь центр трещины прорывается новая порция лавы, вновь залечивает трещину по краям, «расталкивая» ее стенки и отодвигая блоки земной коры в разные стороны. Эти блоки земной коры огромны, их называют «литосферными плитами», объединяющими континентальные массивы вместе с частями океана, подходящими к срединной океанской трещине с двух сторон. Лавовое дно с позиций этой концепции состоит в нижней части из прислоненных друг к другу застывших базальтовых даек, а в верхней — из последовательно отходящих от серии даек «елочки» лавовых покровов.

Предполагается, что такой процесс «разрастания» от начальных трещин всего океанского дна внутри сразу (!) всех океанов Земли длится с начала мезозоя до настоящего времени. Начальными главными трещинами в океанах считаются рифтовые зоны срединных океанских хребтов.

Даже приведенные примеры строения кровли базальтовых плащей океанов говорят о том, что реальные соотношения наслоенных друг на друга базальтовых потоков с мелкими подводными каналами — дайками такие же, как на материках. Наличие среди лав более поздних интрузивных силлов показывает, что везде в океанах в эпохи образования лавовых плащей все время, вплоть до момента накопления кровли и даже после образования лав и отложения осадков, происходило местное проникновение магмы из глубин. Магматические очаги под областью образования океанских лавовых плащей были столь же многочисленны, как и в недрах трапповых

провинций. Количество расплава из многих очагов и химический состав расплавов создали те различия в мощности и строении отдельных покровов, которые обнаружило океанское бурение.

Стронники «спрединга литосферных плит» учитывают также наличие поверх плаща лав поздних вулканических гор. Считается, что отдельные участки дна, сформированные в первоначальной материнской щели — трещине вдоль рифта, «проезжают» вместе со всей базальтовой «плитой» над определенными, фиксированными на глубине «горячими точками». Оттуда магма периодически «простреливает» плиту вулканическим взрывом и выбрасывает магму. Получается, что активность недр под океанской литосферой практически исчезает после «отодвигания» участка от зоны океанского рифта. Однако постоянное присутствие интрузивных тел в верхних горизонтах океанских лавовых плащей — свидетель того, что каждый участок в океане находился над «горячей точкой» от начала до конца накопления главного плаща лав. Вдоль отдельных зон глубинных нарушений недр сохраняли свою активность и значительно позднее. Именно здесь вырастали архипелаги вулканических островов и подводных гор.

Сходство внутреннего строения вулканического плаща дна океана со строением трапповых плащей на материках позволяет считать, что наиболее вероятно и в океане магма проникала к поверхности по сложной сети многочисленных мелких подводных каналов, расположенных над местными неглубокими магматическими камерами. Связь этих камер с глубинными источниками магмы должна была поддерживаться, как и на материках, в течение всей эпохи накопления вулканитов.

Глубоководное бурение принесло также данные о залегании интрузивов в слоях осадочных пород. Эти данные очень интересны для сравнения с положением интрузивных тел в осадочных слоях под трапповыми плащами. Речь идет о скважинах 64-го рейса, пройденных близ рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия у Калифорнийского залива. Здесь пробурена серия из 4-х скважин (477, 477А, 478 и 481А) внутри очень молодых позднечетвертичных осадков. Скважины вскрыли силлы на разной глубине. Самый нижний силл имеет мощность более 120 м и насквозь не пройден. Более верхние маломощные интрузивы присутствуют в одних скважинах и отсутствуют в других. Однако общая мощность толщи не меняется. Американские геологи считают, что при внедрении интрузивы не деформируют осадочную толщу, но производят определенное уплотнение вмещающих пород — влажных осадков. Если «снять» это влияние, то физические параметры осадочных слоев окажутся такими же, как в соседних скважинах, где интрузивные тела отсутствуют. Их гипотеза для решения «проблемы пространства» сводится к тому,

что внедряющаяся раскаленная магма испаряет — выгоняет из осадка тот самый объем поровых вод, который необходим для внедрения силла. Силла внедряется без поднятия перекрывающих и без проседания подстилающих слоев. Отгонка вод раскаленной магмой порождает гидротермальную активность, горячие воды выносят вверх материал, осаждаемый затем на дне.

Говоря о «проблеме пространства» для интрузивных траппов (см. выше), которые «вставлены» в раму вмещающих пород без нарушения ее слоистости, мы имели в виду подлазовые интрузивы. Здесь идет речь о надлазовых телах. Однако смысл явления не меняется.

#### Вулканические поднятия на базальтовом дне океана

Крупные щитовые вулканические постройки, возвышающиеся в виде островных поднятий над водами, а также отдельные конусы вулканических подводных гор широко развиты в океанах. Те и другие обычно приурочены к разломным зонам, которые представлены либо рифтовыми ущельями — трогами, либо приподнятыми хребтами, часто окаймленными прямолинейными эскарпами.

Устройство вулканических надстроек, возвышающихся над базальтовым ложем океана, покрытым слоем осадков, известно хорошо, так как в отличие от лав коренного дна они доступны для изучения.

Наиболее известно Гавайское вулканическое сооружение, представленное системой островов. Цепь островов лежит на широком сводовом поднятии коренного базальтового ложа шириной около 1000 км и длиной около 2000 км. Вулканическая гряда представлена на 8 крупными и 39 мелкими островами, на которых, как и на мелководных банках между ними, имеются рифовые постройки. Подводный цоколь хребта сложен десятками сросшихся щитовых вулканов. Действующие вулканы известны только на острове Гавайи. Самый высокий из них Мауна-Кеа (4170 м). Размеры и высота вулканов убывают в северо-западном направлении.

Лавы, составляющие пьедестал острова, изливались из систем трещин и были представлены толентовыми базальтовыми лавами, незначительно отличающимися от главного типа базальтов океанского ложа. Между покровами базальтов имеются прослойки туфов, проникающих из трещинных аппаратов. Более поздние вулканические постройки конусного типа изливали щелочно-основные лавы типа трахибазальтов и еще более щелочные (средние по содержанию кремнезема) трахитовые, фанолитовые лавы.

После некоторого затухания вулканизма на ряде островов, разрушенных волнами, стали формироваться коралловые рифы. По мере общего погружения океанского дна шел рост коралловых пост-

роек, так что живые колонии существовали все время в зоне наибольшей глубин. Наконец, сейчас из некоторых вулканов продолжает изливаться лава, наиболее щелочная по составу.

Другое грандиозное вулканическое поднятие Тихого океана — подводный Императорский (Северо-Западный) хребет, протянутый меридионально. Этот хребет был недавно исследован с помощью глубоководного бурения. В основании хребта залегает толща толентовых базальтов мощностью более 360 м (она отвечает Гавайской толентовой серии по составу магмы). Выше залегают пикритовые базальты (близкие к ультраосновным лавам) небольшой мощности. Еще выше залегают щелочные базальты (трахибазальты) мощностью до 100 м. Завершается разрез базальтами, промежуточными по составу между щелочными и толентовыми, мощностью около 50 м. Тех пород высокой щелочности, которые известны на Гавайских островах, здесь нет.

Интересно, что на всех подводных поднятиях с помощью бурения получены доказательства прежнего существования надводных островов. Это определяется типом выветривания пород — окисленные железистые корки и др.

Островные вулканические сооружения, сложенные щелочно-основными породами, известны и в других океанах. Так, в Атлантике к ним относятся группы островов Фернанду-ди Норонья, острова Тринидад, Тристан-Да-Кунья на западе, острова Зеленого Мыса, Азорские, Св. Елены и др. — на востоке. Острова, сложенные щелочно-основными и щелочными лавами, известны и в Индийском океане (Кергелен, Маврикий, Сен-Поль, Амстердам и др.).

Среди надстраивающих базальтовое ложе вулканических сооружений имеются также образования с магматитами иного состава. Они тоже слагаются особыми базальтовыми разностями, характерная черта которых — относительно высокое содержание по сравнению с обычными толентовыми лавами главным образом кремнезема и железа. Лавы такого типа, имеющие черты переходных от основных к кислым разностям, известны на вулканических сооружениях Исландии, здесь их иногда называют исландиты. Такого же типа породы имеются на островах Хребта 90° в Индийском океане, на островах Лаккадивского хребта. Наконец, есть острова, сложенные базальтами, наиболее богатыми железом, так называемыми ферробазальтами. Они известны в районах Тихого океана — на хребтах Галапагос, Хуан-де-Фука. Недавно такие же породы обнаружены в преобладающем количестве на хребте Дайто в Филиппинском море.

Вулканических гор и их цепочек, «сидящих» на разломах дна океана, очень много. Большинство из них слагаются щелочно-базальтовыми лавами. Многие из таких вулканических поднятий, осо-



бенно в Тихом океане (их здесь насчитывается от 7,5 до 10 тысяч), в прошлом воздымались выше уровня его вод, были размыты волнами, а теперь увенчаны шапками коралловых рифов. Наиболее типичны такие атолловые острова и районы для Центрально-Тихоокеанского поднятия, Магелланова, Каролинского поднятий западной части Тихого океана. Интересную карту размещения разнотипных островов этого океана составила геолог Н. И. Ларина.

Таким образом, вулканические острова в океане всегда надстраивают вверх на высоту 3—6 км главный плащ толеитовых базальтов. Вулканические горы обычно образованы особыми базальтами, содержащими много щелочей. Изменение состава лав и туфов идет в течение постепенного роста вулканической постройки. Под каждым таким сооружением долго, в течение 20 млн. лет и более, существуют промежуточные магматические камеры. В них приходит щелочно-базальтовая магма с глубин более 100 км. В промежуточных камерах происходит дифференциация расплава на порции разного состава. Расплав разделяется и расщелачивается, а отдельные порции извергаются на поверхность.

Дифференциация расплавов может пройти и в тех промежуточных очагах, где дольше сохранилась магма обычного толеит-базальтового типа, идущая с глубин около 60 км. Из такого промежуточного очага к вершине вулканической постройки также выходят лавы отдельных фракций. Это базальты, обогащенные железом, либо имеющие необычно высокое содержание кремнезема. Особенности их химизма говорят, что эти кислые породы связаны не с гранитными плутонами (как это бывает на материках), а представляют собой малые порции богатых кремнеземом отщеплений от крупных объемов базальтовой магмы.

#### Что скрыто под лавами дна океана?

Ни одна из скважин глубоководного бурения не прошла насквозь базальтовый плащ дна Мирового океана и не дала ответа на вопрос, на чем он залегает.

По данным геофизических исследований, под базальтовой каменной скорлупой залегают еще более плотные слои. Они отвечают «базальтовому» геофизическому слою и глубже — слою «верхней мантии» с астеносферными разуплотненными «подушками» под системами океанических рифтов. Мощность плаща базальтов, отвечающего второму вулканическому слою твердой коры в океанах, в среднем равна 1,5 км. Считают, что в Атлантике его мощность 2—4 км.

Образования, реально выходящие из-под плаща базальтов, вскрываются там, где кора океанов нарушена разломами, отдельные

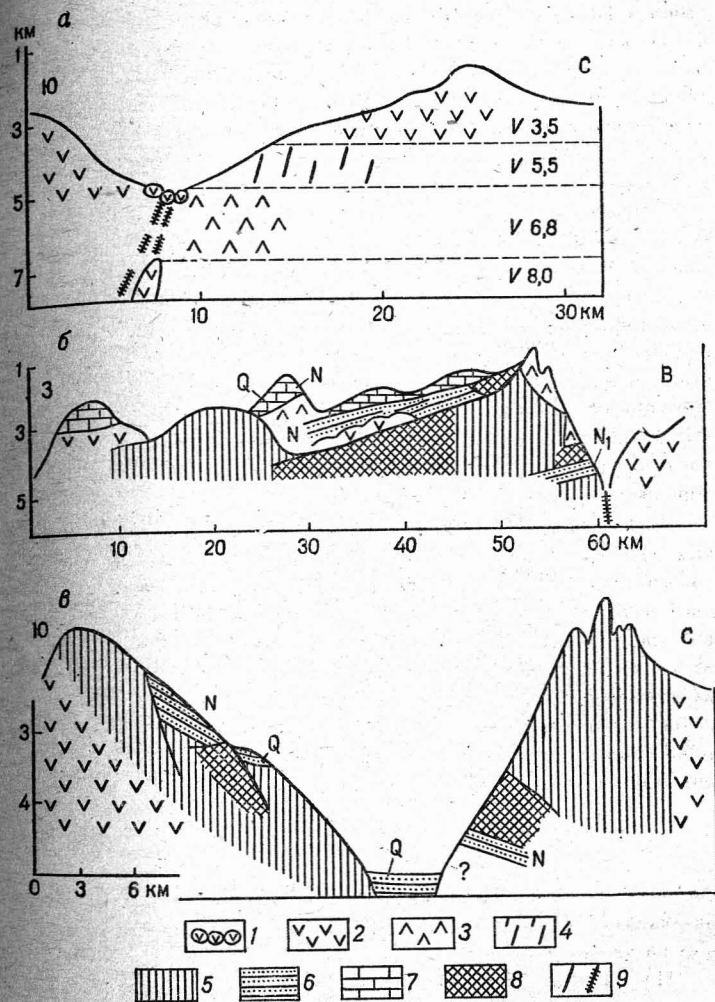


Рис. 7. Разрезы эскарпов дна океана.

*a* — разлом Хесса; *b* — разлом Атлантик; *v* — впадина Атлантик.  
 1 — самые молодые шаровые лавы в рифтах или разломах; 2 — базальты лавы океана; 3 — интрузивные тела; 4 — дайки, подводящие лаву; 5 — ультраосновные породы, подобные альпийским породам материковых складчатых гор; 6 — осадки и осадочные брекчии; 7 — известняки; 8 — метаморфические породы; 9 — разломы. Цифры на рис. 7*a* — скорости сейсмических волн, км/с

ее участки приподняты, и из-под вулканического плаща базальтов показывается их подложье (рис. 7).

Очень важные сведения о строении базальтового плаща Мирового океана и его подложья собраны с помощью продолжающегося драгирования ложа океана. Значительные результаты получены в 24-м рейсе судна «Академик Курчатов», исследовавшем склоны разлома Элтанин в Тихом океане. Земная кора здесь вскрыта эскарпом на 5 км. В самой нижней части разреза обнажаются амфиболитовые сланцы\*. Такие породы обычно находят на материках в областях, где породы сильно преобразованы внутри складчатых гор. Впервые найденные породы такого типа позволяют думать, что залегающие под базальтами слои могли пережить длительную и сложную геологическую историю. Выше них обнаружены интрузивные тела, а в самых верхних 1,5 км уступа преобладают базальтовые лавы.

Сходное внутреннее строение толщ в уступах океанского дна обнаружено и в других разломных зонах. Так, 23-й рейс судна «Дмитрий Менделеев» был посвящен изучению южного уступа возвышенности Хесса в Тихом океане. В подводной стенке вскрыты на глубину 2 км от поверхности дна шаровые лавы. По облику покровов установлено, что излияния лав проходили в условиях мелкого моря. Ниже лав лежат интрузивные разности пород.

В зоне Императорского разлома, отходящего от одноименного хребта, были драгированы в верхней части уступа толеитовые базальты. В более глубоких частях склонов вскрываются интрузивные долериты и габбро. Сходный набор пород был поднят драгами также со склона разлома Меррей. Помимо обычных толеитовых базальтов и помимо их интрузивных аналогов, здесь обнаружены также ультраосновные разности пород и метаморфические амфиболиты. Ультраосновные породы — гипербазиты редко сохраняются свежими. Обычно они рассланцованы, замещены вторичными минералами и носят название серпентинитов.

В других океанах при драгировании рифтовых зон и зон поперечных разломов установлено сходное залегание в стенках подводных уступов тех же разностей. Независимо от происхождения ультраосновных пород — гипербазитов и серпентинитов, все их выходы приурочены именно к крупным разломным зонам. Как правило, на поверхности блоков океанской коры залегают базальты, ниже — их интрузивные разности. Вместе с ними либо еще ниже в уступах имеются выходы ультраосновных или метаморфических образований. Поскольку разломы в океане развиты широко, многие исследователи считают, что повсеместно в дне океана под лавами и интрузивами

\* Метаморфические породы, образовавшиеся из вулканогенно-осадочных отложений в результате сильного прогресса и уплотнения.

лежит вещество ультраосновного состава. Такой состав считается типичным для мантии Земли.

В то же время исследования В. М. Лаврова и М. С. Бараша в зоне разлома Палмер Атлантического океана показали, что отдельные крупные уступы — блоки пород ультраосновного состава — чередуются внутри стенок ущелий с блоками из базальтов или с пластами интрузивных долеритов. Соотношения разных блоков таковы, что позволяют считать их отдельными чешуями, надвинутыми друг на друга. Сложные соотношения основных и ультраосновных пород с незакономерным размещением в стенках подводных эскарпов установлены также французскими геологами вдоль стенок разлома Вема Атлантического океана. Соотношения свидетельствуют о перемещении и сжатии в глубоких слоях океанской коры вдоль рифтовых зон срединных хребтов и вдоль крупных поперечных разломов. Возможно, срединные и побочные хребты и поднятия до момента их перекрытия молодыми лавами представляли собой зоны складчатости. В. М. Лавров и М. С. Бараш считают подводный хребет Палмер океанским продолжением материковой складчатой горной системы. Внутренние зоны складчатых гор материков часто сложены базальтами и ультраосновными породами, смятыми и чешуйчато надвинутыми друг на друга.

Обратимся теперь к разрезу дна океана, вскрытому самой глубокой скважиной по коренным породам. В скв. 395А, пробуренной близ Срединно-Атлантического хребта, вскрыто три серии покровов мелкозернистых базальтов. Лавы расслоены интрузивными телами и расщеплены зонами смещений. Базальты представлены шаровыми лавами, между отдельными овоидами имеются обломки того же состава. Под верхней толщей лав с резким, вероятно, тектоническим контактом залегают ультраосновные породы глубинного облика. Такие породы на материках слагают часто нижние части расслоенных плутонов основного состава. Раздробленный и рассланцованный, этот пропласток ультраосновных разностей имеет залегание в виде внедренной пластины — отдельной чешуи внутри базальтовой толщи. Присутствие в лавах ниже по разрезу приповерхностно застывших силлов показывает, что и в этом случае зона хребта — участок складчато-надвигового строения. Субстрат хребта может резко отличаться от субстрата, подстилающего лавовый плащ океанского дна в областях выровненных плит.

По мнению петролога С. А. Силантьева, метаморфические породы, вскрытые в глубоких разломах океанского дна, идентичны породам складчатых сооружений континентов. Метаморфические породы происходят из осадочных и вулканических. Значит, под базальтами в океане не могут залежать слои первичного мантийного вещества.



Украинские геофизики показали, что в экваториальном сегменте Срединно-Атлантического хребта, наряду с блоками пород высокой, «мантийной» плотности, имеются также блоки пород, близкие по своей малой плотности к осадочным породам. Здесь отсутствуют и полосовые магнитные аномалии, ориентированные меридионально. Такие знакопеременные аномалии на севере океана, предположительно отвечающие вертикальным дайкам разного возраста, и привели к представлениям о «раздвигах» земной коры океанов.

Наблюдения украинских ученых показали также, что в зонах поперечных разломов Атлантического и Индийского океанов плотность коры в целом обнаруживает максимумы. Это значит, что кора здесь отличается от земной коры океанических плит — областей выровненного ложа. Именно в таких зонах разломов обычно вскрываются под базальтами ультраосновные породы. В траптовых провинциях на материках тоже вдоль зон разломов в заметном количестве встречаются плотные ультраосновные породы. Если бы мы судили о слоях подстилающих траппы материков по неглубоким врезам вдоль таких разломных зон, можно было бы решить, что базальтовый плащ (иногда мощностью в несколько километров) везде подстилается ультраосновным веществом.

Геофизик Н. К. Булин, критически рассмотрев первичные данные сейсмических измерений в океанах и их обработку, приведшие к общепринятым представлениям о геофизических слоях океанской коры, обнаружил целый ряд методических ошибок. На основе новейших данных ученых многих стран он показал, что мощность земной коры в океанах значительно большая, чем считалось до сих пор. Мощность ее не 8—10 км, а в 2—3 раза больше. Это фактически уравнивает толщину земной коры океанов с толщиной коры континентов.

Исследования, выполненные В. И. Пономаревым с помощью советского магнитометра в самой глубокой скважине океана (495А, она прошла более 500 м по базальтам), показали, что лавы верхней и нижней частей разреза имеют магнитную полярность противоположных знаков. Это ставит под вопрос возможность использовать магнитные аномалии океанов для построения любой концепции в настоящее время, так как совершенно неясно, какие объекты создают эти аномалии. Очевидно, это не слои базальтов, поступающих через предполагаемые дайки — трещины при «раздвиге», поскольку он в одной и той же точке океана меняет магнитную полярность по вертикальному наслоению. Магнитная шкала инверсий — смена знака полярности магнитного поля Земли — теряет свой геологический смысл.

Важные результаты о внутреннем строении коренного ложа океана под осадочным слоем получены новыми методами Л. И. Ко-

ганом. Ученый показал, что в твердом дне океана отсутствуют протяженные слои разной плотности (геофизические горизонты). Имеются лишь отдельные линзы более плотных пород среди менее плотных. Эти линзы протягиваются на 2—7 км и имеют толщину 0,3—1 км. Распределены они беспорядочно, иногда ступенчато соединяются. С глубиной длина таких линз становится меньше, преобладают размеры 1,5—2 км. На наш взгляд, картина более всего совпадает с распределением интрузивных силлов и ступенчато соединяющихся их даек, которые обычно размещаются под базальтовыми плащами траппов на материках.

\* \*

\*

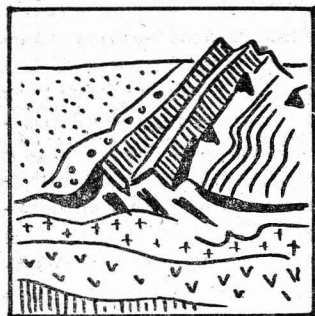
Заканчивая первую часть книги, подчеркнем главные выводы. Наблюдения о залегании базальтов на материках и в океанах, вместе слагающих наружную лавовую оболочку планеты, дают основания думать, что в том и другом случаях магма поступала из недр к поверхности одинаково. Расплавы проникали из глубин по сложной сети трещин и разливались в виде раскаленных покровов. Покровы наслаивались друг на друга, создавая толщи, общей мощностью в первые километры. Вдоль самых крупных расколов внедрялись и более глубинные ультраосновные расплавы, часто они не достигали поверхности и застывали под покровами лав. Такие породы ультраосновного типа с общим наименованием гипербазиты находят под базальтовыми плащами как на континентах, так и в океанах — вдоль поднятых стенок раздробленного по древним расколам океанского дна.

После образования главных плащей толеитовых базальтов, опять же вдоль крупных разломных зон, поднимались на небольшие глубины магмы особого типа, чаще всего базитовые магмы повышенной щелочности. Они проникали в промежуточные очаги, над очагами вырастали поверх главных базальтовых плащей щитовые или конусные вулканические горы. На континентах такие горы при поднятиях разрушались эрозией. На дне океанов при погружении вулканические постройки, надстраивающие главный лавовый плащ, достигали высоты 3—6 км. Когда они вырастали при извержениях вулканов выше уровня моря, то волны разрушали — «срезали» вершины таких островов. При дальнейших опусканиях дна на плоских кровлях вулканических островов нарастали шапки из коралловых известняков, образуя гайоты.

Когда базальтовые расплавы проникали к поверхности, то по мере накопления лав материковые области всегда прогибались и часто опускались ниже уровня моря. Когда на океанский (неизвест-

ный) субстрат извергались один за другим потоки расплава, то нынешнее ложе океана тоже опускалось, хотя и не было таких больших глубин, как сейчас. Поднятия накопленных лавовых плащей на материках или их опускания на дне океанов — это явления более поздние. Древнее дно океана так же может затем подняться. Например, часть прежнего океанского дна в районе Исландии сейчас снова поднята над уровнем моря. Лавовый плащ слагает надводное плато.

На вопрос о том, есть ли реальные различия в способе поступления к поверхности и накопления базальтовых плащей материков и океанов, следует ответить отрицательно. Различны лишь современные условия их залегания.



### ВОЗРАСТ ЗЕМНЫХ БАЗАЛЬТОВ И ИХ СВЯЗЬ С РАЗЛИЧНЫМИ СТРУКТУРАМИ

Возраст трапповых  
вулканических морей материков

Как и лавы океанского дна, трапповые материковые плащи тоже имеют разный возраст в разных частях поверхностной базальтовой скорлупы Земли. Разный возраст траппов установлен давно, так же как давно отмечено перемещение вспяшек базальтового вулканизма с одного материка на другой.

Каждая трапповая провинция имеет главный плащ наземных траппов — туфов и базальтов из насыщенной кремнеземом толеитовой основной магмы и более поздние локальные вулканические надстройки на этом плаще, сложенные специфическими лавами (щелочными основными и др.). Размытые, денудированные поздние вулканические сооружения оставляют лишь свои корни — дайки и интрузивные плутоны.

При рассмотрении возраста траппов надо учитывать, в какой момент времени формируется главный плащ. Здесь основой для определения возраста является стратиграфия, показывающая положение наземных траппов в разрезе — над и под слоями, содержащими палеонтологические остатки — следы древней жизни. При вы-

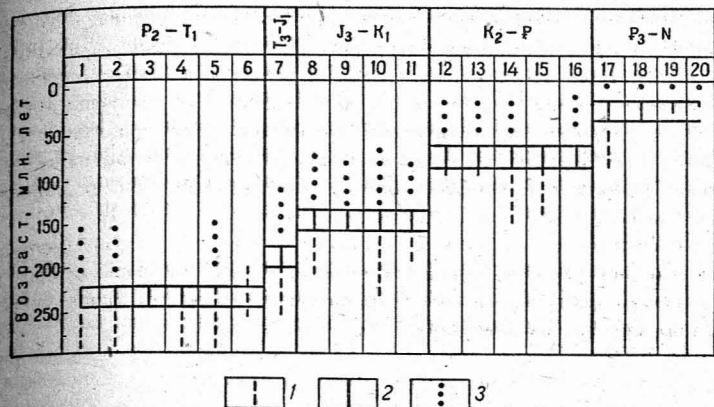


Рис. 8. Возраст эффузивных и интрузивных траппов мезозоя — кайнозоя в разных провинциях.

Позднепермско-триасовая эпоха магматизма: 1 — Сибирская платформа — Зауралье, 2 — синеклиза Тауденни, 3 — Южно-Китайская платформа, 4 — Кашмир, 5 — Аппалачи, 6 — Свердрупский бассейн. Позднетриасово-юрская эпоха магматизма: 7 — бассейн Карру. Позднеюрско-меловая эпоха магматизма: 8 — Каоковельд, 9 — Раджмахал, 10 — Парана и Восточная Антарктида, 11 — Австралия. Позднемеловая — палеогеновая эпоха магматизма: 12 — плато Декан, 13 — Брито-Арктическая, 14 — Гренландия, 15 — Шпицберген (I фаза), 16 — Восточное Верхоянье. Позднепалеогеново-неогеновая эпоха магматизма: 17 — Кордильеры, 18 — Западная Антарктида, 19 — Шпицберген (II фаза), 20 — Исландия.  
1 — интрузивные траппы; 2 — эффузивные траппы; 3 — надтолеитовые дифференцированные базиты

яснении возраста траппов помогают также данные абсолютного датирования магматических пород. Такое датирование особенно важно для определения возраста интрузивных тел, если они внедрены в осадки, но не перекрыты лавами. В этих случаях ясно, что вмещающие породы древнее интрузивных, но порог «молодости» магматических пород остается темным. Наконец, важно для траппов выяснить также время образования надстраивающих главный плащ вулканических сооружений. Для них всех можно ввести общее понятие «надстраивающие базиты», учитывая наличие среди вулканических пород разных дифференциатов основной (базальтовой) и ультраосновной (гипербазитовой) глубинных магм.

В разных областях Земли находятся трапповые вулканические моря, образованные в одно и то же время. Но сближенными в пространстве часто оказываются провинции, сформированные последовательно, одна за другой. Рассмотрим, насколько хорошо сопоставляются фазы образования вулканических морей сходного возраста и сколько трапповых вулканических эпох было проявлено, пока Земля покрывалась своей молодой наружной базальтовой скорлупой (рис. 8).



**Позднепермско-триасовый магматизм.** В самом начале мезозойской эры на Земле возникли шесть трапповых провинций, которые в общем могут быть охарактеризованы как позднепермско-триасовые с возрастом 235—220 млн. лет. Из них наиболее изучена провинция, охватывающая Сибирскую платформу и Зауралье. Накопление туфовой толщи относят здесь к концу перми, а базальты главного траппового плаща датируют ранним триасом (абсолютный возраст 235—220 млн. лет), что согласуется с геолого-стратиграфическими наблюдениями.

Сложнее решается вопрос о возрасте интрузивных траппов. Геологические наблюдения показывают, что они одновозрастны лавам, но по данным абсолютного возраста часто оказываются более древними. (290—260 млн. лет). А. П. Лебедев и Ю. С. Краковский еще в 50-х годах обнаружили эти «носоответствия» и предположили, что причиной расхождения геологических (триас) и геохронологических (пермь) данных является влияние вмещающих осадочных пород на условия становления интрузивов. В пермских слоях отсутствуют не только лавы, но даже заметные туфогенные горизонты.

Более молодые плутоны (преимущественно дайки) надстраивающих базитов прорывают главный плащ, их возраст определяется в среднем в 210—218 млн. лет — рубеж триаса — юры. К этому времени внедрений относятся щитовые вулканы трахибазальтов и ультраосновных щелочных пород. По данным абсолютного возраста эти плутоны возникли в начале триаса (240—225 млн. лет назад), т. е. оказываются древнее прорываемых ими базальтов.

В Зауралье и в Западной Сибири (по данным редкой сети буровых скважин) тоже выявляются два интервала траппового магматизма: первый — конец перми — начало триаса, второй — базальты с кислыми породами вдоль грабенов триасово-раннеюрского возраста.

Материалы о возрасте траппов Сибири показывают, что наиболее мощная фаза базальтового вулканизма охватывает интервал 235—220 млн. лет. Позднее происходят редкие извержения вдоль отдельных зон, длящиеся до начала юры. Если же иметь в виду многие датировки по интрузивам, то интервал магматизма сильно «растягивается» вниз по шкале времени, что трудно согласовать с геологической обстановкой.

Эти выводы важны для анализа возраста траппов других провинций Земли, материалы по которым менее полны.

**Позднетриасовый юрский магматизм.** Бассейн Карру единственный в мире регион, где известен этот интервал трапповых внедрений. Главная фаза излияния лав длится около 15 млн. лет, охватывая конец триаса — начало юры. Преобладающие даты абсолютного возраста пород 170—190 млн. лет. Надстраивающие щелочные ба-

зитовые породы, щитовые постройки и сложные плутоны датируются в 140—150 млн. лет, отвечая концу юры. К этому времени относятся и внедрение кимберлитов.

**Позднеюрский меловой магматизм.** Главные проявления наземного вулканизма происходят после образования туфов в конце юрского периода и заканчиваются в раннем мелу (до альба). Даты абсолютного возраста лав 120—130 млн. лет. Интрузивы датированы в 120—150 млн. лет. Дифференцированные базиты, кимберлиты внедряются в эпоху 80—100 млн. лет.

**Позднемеловой палеогеновый магматизм.** Наиболее спорна датировка траппов Шпицбергена, где лавы значительно размыты, и есть материалы только по интрузивным породам. Главные эпохи наземного вулканизма относятся к концу мела — палеогену (45—62 млн. лет). Интрузивы датированы в 80—90 млн. лет, иногда древнее (Шпицберген) — до 140 млн. лет. Надстраивающие разломные дифференциаты продолжают внедряться до позднего палеогена (30 млн. лет).

**Позднепалеогеновый — неогеновый магматизм.** Везде ранние выбросы туфов и последующие лавовые излияния начинаются в конце палеогена и длятся до середины неогена, от 30 до 10 млн. лет. На о-ве Исландия толща лав на всю мощность не вскрыта, потому известные здесь самые древние горизонты относятся только к неогену. В Западной Антарктиде вулканы, принадлежащие к так называемому «вулканическому поясу», состоят только из базальтов. Интрузивы в провинциях этого возраста датированы только в регионе плато Колумбия Кордильер и относятся к палеогену. Разломные дифференцированные базиты известны во всех провинциях, и внедрение их длится от конца неогена доныне.

Таким образом, начало каждого геологического периода знаменуется в нескольких регионах Земли мощными эффузиями расплавленной магмы. Практически одновременно проникая по плотной сети трещин из глубин, лавы заливают плащом площади с размерами до половины платформы. Длятся трещинные эффузии 10—12 млн. лет. Более ранние спорадические извержения лав, интенсивный взрывной вулканизм и мощный вынос в атмосферу летучих компонентов происходят каждый раз в конце предшествующего геологического периода и приводят к накоплению долавоных туфогенных толщ. Этот ранний этап длится обычно 3—5 млн. лет.

Возникновение трапповых вулканических морей шло импульсивно. В регионах, далеко отстоящих друг от друга, вспышки магматизма одновозрастны. Наиболее выразительны по масштабам и «сжатости» во времени фазы излияния лав толеит-базальтов, «обычных» траппов. Все эти фазы приходятся каждый раз на рубежи геологических периодов.

Интрузивные траппы постоянно показывают более древние значения абсолютного возраста пород. В то же время геологическая обстановка свидетельствует о сближенности во времени трапповых эффузий и интрузий. Нередко цифры возраста по интрузивам приходят в прямое противоречие с геолого-стратиграфическими наблюдениями — «древние» плутоны рвут более молодые лавы.

Эти несоответствия приводят к тому, что в регионах, где лавы сильно размыты, интервал магматизма как бы растягивается вниз.

Позже неогена региональных вулканических толеит-базальтовых извержений на материках не было. Наше время — момент затухания самого последнего траппового импульса. Сейчас внутри самых молодых трапповых провинций происходят только поздние вдоль-разломные внедрения магмы.

В тех регионах, где лавы сохранились обширными плащами (Сибирь, Деккан и др.), не возникали проблемы с появлением древних значений абсолютного возраста для плутонов. Геологическая обстановка всегда являлась здесь ограничивающим репером. Именно на анализе времени излияния лав по таким провинциям американский геолог Куно в 1969 г. пришел к выводу о геологической «мгновенности» плато-базальтовых излияний.

Несоответствия возраста объясняются двояко. Некоторые исследователи считают, что интрузивы переплавляют и ассимилируют вмещающие осадочные серии: пермские слои под лавами триаса, триасовые слои под лавами юры и т. д., в результате цифры возраста удревняются. Есть также мнение, что эффузивы дают омоложенные значения возраста из-за быстрого остывания и потери магмой части элементов, влияющих на определение возраста. Первое объяснение более вероятно, так как возраст эффузивов обычно согласуется с данными стратиграфии. Ранние внедрения магмы тоже существуют в каждой трапповой провинции, хотя их масса невелика.

Наряду с удревнением возраста провинций существуют также данные в пользу омоложения каждого из импульсов. Это — датировки поздних надстраивающих вулканических комплексов и плутонов. Среди тех и других тоже имеются толеитовые разности. Такие образования обычно рассекают плато-базальтовый плащ и рвут осадки, уже перекрывшие лавовый покров. Поздняя магматическая активность длится вплоть до рубежа следующего геологического периода и совпадает с началом более молодого импульса магматизма.

Новый импульс может проявиться как в близком регионе, так и в любом другом уголке земного шара.

Если отмечать только время главных фаз траппового вулканизма, а именно базальтовых излияний вулканических морей, то они

вместе охватят только пятую часть всего времени мезозоя — кайнозоя. Каждая такая эпоха из пяти выявленных — дискретна, т. е. не существует эпох «промежуточного» возраста. Однако если рассмотреть все трапповые провинции в последовательном формировании вместе с их поздними фазами активности в разных участках Земли, то выяснится, что трапповый магматизм на планете длился в мезозое — кайнозое почти непрерывно. Конечно, и в этом случае в каждой отдельно взятой провинции он был выражен вспышкой, ограниченной во времени.

#### Возраст вулканических морей на дне океанов

Итак, периферические, приподнятые на материках части наружной базальтовой оболочки земного шара возникали сразу на больших пространствах отдельными вспышками. Проверим, можно ли выделить разновозрастные базальтовые провинции внутри базальтового плаща океанского ложа. Может быть, здесь базальты, выливаясь из единой материнской трещины между ранее сближенными материками (гипотеза «тектоники плит»), постепенно изменяли свой возраст, отталкивая более древние лавовые плащи вместе с разбегавшимися материками в разные стороны.

Чтобы выяснить, есть ли крупные поля в базальтовом ложе океанов, образованные в общем «мгновенно» в геологическом смысле, т. е. как траппы материков, следует учитывать возраст пород, перекрывающих лавы в океане (поскольку базальты не разбурены насквозь и эпоху начала лавовых извержений установить пока невозможно), и возраст вулканических сооружений, которые в виде подводных гор либо в виде крупных щитовых поднятий надстраивают вверх базальтовые плащи. Напомним, что породы таких вулканических сооружений всегда специфичны, отличны от толеитовых базальтов главных плащей. Эти образования — аналоги надстраивающих базитов трапповых провинций. Если скважина в океане вскрыла магматические породы, принадлежащие вулканической горе с породами особого состава (щелочно-основные и др.), то само базальтовое основание такого вулкана — главный лавовый плащ дна — является более древним. На материках обычный разрыв во времени между становлением главного покрова толеитовых лав и накоплением надстраивающих базитов достигает в среднем 10—30 млн. лет.

Рассматривая возраст вулканических полей ложа океана на основе данных драгирования и глубоководного бурения, отметим области, где возраст базальтов дна и возраст базальтов в примыкающих материковых трапповых провинциях одинаков (рис. 9).

Концепция раздвига материков (тектоника плит) предполагала



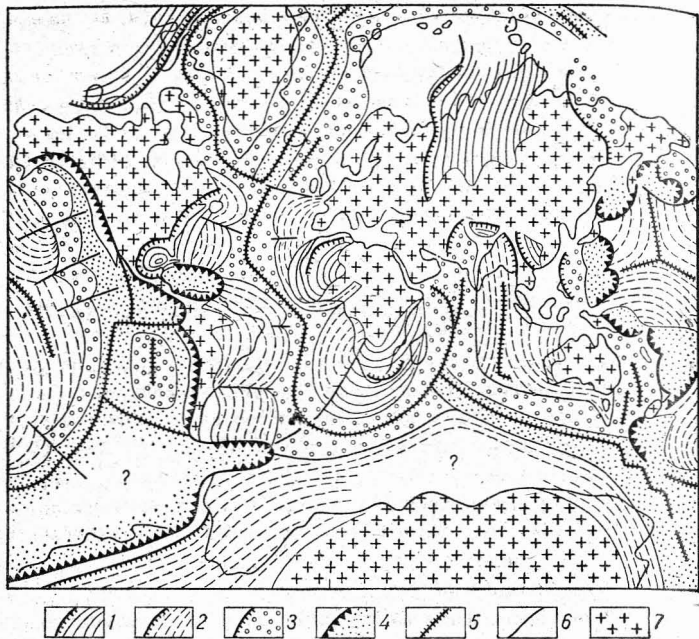


Рис. 9. Возраст базальтов в вулканических морях земной базальтовой оболочки.

1—4 — вулканические моря, ограничивающие материковые и островные горы (1 — триасовые близ герцинид и юрские близ поздних герцинид, 2 — меловые близ киммерид, 3 — палеогеновые близ ранних альпид, 4 — неогеновые близ ларамид); 5 — океанские хребты с рифтами и вулканическими горами; 6 — крупные разломы в океане; 7 — материк, не перекрытый базальтами

непрерывную смену в пространстве возраста базальтов в океанах от их краев к центрам. Однако в Южной Атлантике базальты раннего мела распространены вплоть до срединного хребта, где резко сменяются позднемеловыми — палеогеновыми (такая же резкая смена возраста лав установлена к западу и востоку от Мадагаскара). В Тихом океане последовательно примыкают друг к другу крупные поля базальтов разного возраста, раннемеловых — в районе Гавайев, позднемеловых — палеогеновых — к востоку от него и, наконец, миоценовых — вдоль побережья (последние развиты и на континенте). Поэтому вернее говорить о дискретной смене возраста полей; при этом в граничных зонах выявляется некоторая «размазанность» границ.

Как и для трапповых полей материков, в океане можно заметить закономерность, по которой поздние «надстраивающие» вулканические проявления тяготеют к зонам разломов — линеаментам.

При этом излияния поздних магматитов продолжаются до начала следующего мощного импульса извержений. Поэтому в случае соседнего расположения последовательных по возрасту базальтовых полей их пограничные зоны выражены наименее четко. Здесь для выделения полей главных импульсов толеит-базальтового магматизма и поздних проявлений могут помочь данные об эффузивизме или интрузивном залегании магматических пород, а также данные о рельефе коренных пород океанического ложа. Ведь поздние магматиты обычно слагают выступы или гряды рельефа. Столь же важны данные о составе базитов. Обычно толеитовые разности типичны для площадных полей, щелочно-базитовые и иные дифференциаты — для поздних вулканических построек.

**Индийский океан.** Базальтовое ложе востока Индийского океана существовало уже в середине раннего мела. Вулканические и глобальные надстройки Хребта 90° (с толеитовыми вулканитами) и цепочки вулканических островов (с щелочными разностями) были сформированы главным образом на рубеже мела-палеогена в условиях поднятий. Это базальтовое поле океанского ложа на севере (восток Индостана) и на востоке (запад Австралии) подходит к наземным трапповым вулканическим полям такого же двухактного становления.

Океанское ложе вдоль южного и восточного побережий Африки возникло в юрском периоде, так как уже в первой половине мела поверх него накопились мощные толщи глины и карбонатов. Неизвестно, имеется ли здесь под слоем осадков сплошной базальтовый плащ. Скорее всего, он существует в ложе Мозамбикского пролива, в сторону которого погружаются триас-раннеюрские лавы провинции Карру Южной Африки. На западном Мадагаскаре также известны долериты этого возраста. В центре Мозамбикского пролива существует подводный хребет с разломными грабенами. Надстраивающие его щелочно-базитовые вулканические сооружения образовали подводные возвышенности уже к началу мела. Импульс магматизма, проявленный вдоль разломов, оказывается общим и для океанского ложа и для прилегающих частей континента.

Лавы ложа западной части Индийского океана возникли к началу палеогена. В рифтовой долине были подняты драгами базальты и габбро этого возраста. Надстраивающие дно разломные магматиты вдоль океанского хребта и вдоль секущих его разломов — поднятий активно формировались вплоть до миоцена. Поле Деккан с двухактным магматизмом — площадными излияниями и щелочными разломными проявлениями — непосредственно смыкается с океанским полем лав вдоль берегов Индостана.

**Атлантический океан.** Лавовое поле, возникшее в палеогене в западной части Индийского океана, протягивается и в Атлантику, где слагает его центральную зону и проходит на север вплоть до широты Британских островов. Ряд скважин вскрывают здесь, в центре океана, лавы и осадки эоцена. Это значит, что сам чехол лав на дне уже возник в палеогене. Существование в палеогене лавового дна в центре Атлантики подтверждается наличием крупных островных сооружений с постройками высотой 5—6 км над океанским дном. Некоторые острова содержат в своих привершинных частях молодые вулканиты миоценового возраста. Крупные пьедесталы вул-

канических островов, надстраивающие более древнее океанское ложе, уже в начале миоцена поднимались выше уровня моря и подвергались абразии — размыву волнами. Это о-ва Буве, Вознесения, Азорские. Импульс поднятий и вдольразломного вулканизма совпадает с оформлением горстов и грабенов срединного хребта. Затем происходит заполнение его троговых долин; вулканизм отдельных островов длится до сих пор.

Периферические базальтовые поля в ложе Южной и Центральной Атлантики были сформированы в начале мела, так как морские слои мела широко развиты над вторым океанским слоем лав. Поля лав осложнены вулканическими надстройками вдоль разломов, выходящих на материк. На материках эти разломы трассируются щелочно-базитовыми магматическими телами, внедренными в конце мела — палеогене. Как и в ложе океана, разломные магматиты материков формируются вслед за эпохами региональных базальтовых излияний. Излияния проходили в бассейне Парана Южной Америки и в регионах Намибии, Анголы в Африке. Эти периферические полосы базальтов в ложе океана протягиваются к северу до районов Бермуд и Большой Банки, п-ова Лабрадор на западе и до побережья Бискайского залива на востоке.

В самой широкой центральной части Атлантики краевые области дна возникли значительно раньше. Это Мексиканский залив, дно близ берегов США и близ берегов Сенегала. В юрское время, вероятно уже в конце триаса, здесь существовали солеродные лагуны поверх базальтов. И на западной, и на восточной периферии океана погружение континентов в сторону Атлантики произошло после того как в американских Аппалачах и по краю синеклизы Тауденни в Африке возникли системы грабенов с надстраивающими базитами.

Осевое палеогеновое лавовое поле Атлантики севернее Ньюфаундленда разделяется на две периферические полосы, где тоже развиты палеогеновые базальты в дне океана. Базальты того же возраста известны и в края примыкающих материков. Поверх океанского дна прослежены разломы с вулканическими постройками из лав щелочного состава и роями даек. Разломы также выходят на материковые побережья. Возраст вулканитов вдоль разломов — рубеж палеогена и неогена.

Ложе океана вдоль срединного хребта в северной Атлантике хорошо изучено в Исландии, где оно приподнято над уровнем моря. Плащ слагается лавами миоцена, он нарушен системой разломов, еще более поздних. Вулканизм вдоль этих разломов развивается с конца неогена и вплоть до настоящего времени. Преобладающие вулканиты относятся к контрастным базальт-липаритовым сериям.

**Северный Ледовитый (Арктический) океан.** Выделение провинций в дне этого океана сделано условно, так как здесь не было бурения. Можно продолжить базальтовый плащ центра Северной Атлантики вдоль срединны Ледовитого океана (по хребту Гаккеля). Предполагаем базальты миоцена в главном плаще и плиоцен-четвертичные разломные вулканиты вдоль его рифтовой долины.

Наличие долеритов мелового возраста на севере Шпицбергена, на Земле Франца-Иосифа, а также в Сибири к востоку от складок Верхоянья позволяет допустить наличие по краям океана более древних лавовых плащей (см. рис. 9). Мел-палеогеновые базальты есть также на Земле Баффина, в проливе Девиса, в Лабрадорском море. Поля базальтов, видимо, продолжают на материк провинции лав периферии Ледовитого океана по ее простиранью.

**Тихий океан.** В восточной части Тихого океана вдоль его подводного хребта имеется базальтовое поле, сходное и по возрасту и по строению с базальтовым плащом центра Северной Атлантики. Вулканические сооружения вдоль разломов осевой зоны относятся к плиоцен-четвертичному времени. Продолжение этого плаща лав имеется на материке внутри провинции плато Колумбия Кордильер Северной Америки. Краевые области лавового поля вокруг полосы Восточно-Тихоокеанского поднятия были сформированы раньше, уже к началу палеогена. Это подтверждено бурением. Разломные структуры на этом плаще типа меридионального Галапагосского хребта близ Южной Америки возникли на палеогеновом базальтовом плаще и были надстроены вулканическими горами уже в неогене.

Совсем иначе построено центральное тихоокеанское пространство. Его базальтовое дно — самое древнее в океане. Оно возникло уже к началу мела одновременно на огромных площадях. Во второй половине мела и в палеогене на нем стали вырастать надстраивающие вулканические горы и острова.

Базальты дна в западной периферии Тихого океана образуют отдельные обособленные провинции более молодого возраста. К их рассмотрению мы обратимся позже. Сейчас подчеркнем, что возраст лав во всей полосе западной окраины океана молодой. Есть плащи лав, возникшие к началу палеогена: Западно-Филиппинское море, Коралловое, Тасманово моря. Самые молодые плащи лав возникли к началу неогена: бассейн Сикоку, восток Филиппинского моря (бассейн Паресе-Вела), Каролинский бассейн и др. Все эти западно-тихоокеанские базальтовые провинции дна не имеют связей с трапповыми полями материков. На материках западного побережья Тихого океана трапповые провинции отсутствуют.

Разновозрастные провинции в базальтовом ложе океанов с системами разломов и вдольразломных вулканических гор разделены на рис. 9 ровными границами, что является явным упрощением. Точного очертания границ каждого поля мы пока не знаем. Почти каждое из выделенных базальтовых полей в ложе океанов по простиранью выходит на материк, что помогает определять время накопления лав дна, поскольку на материках известно не только окончание, но и начало эпох региональных вулканических излияний.

Анализ возраста лавовых полей, хотя и не полный при нынешних знаниях, позволяет выявить в океанических базальтовых провинциях полосовые пояса или их отдельные звенья следующих возрастов:

- а) пермско-триасовые с надстройкой триасово-раннеюрских (к северу от Западной Сибири, к юго-востоку от Северной Америки);
- б) триасово-юрские с надстройкой позднеюрско-раннемеловых (к юго-западу и юго-востоку от Африки);
- в) юрско-раннемеловые с надстройкой меловых — палеогеновых (края южной и центральной Атлантики, по периферии Восточной Антарктиды, к югу и западу от Австралии, Центральные части Тихого океана);
- г) позднемеловые — палеогеновые с надстройкой палеоген-неогеновых (края северной Атлантики, Арктического океана, запад



Индийского океана, запад Тихого океана и его северные области, центральные части южной Атлантики);

д) палеоген-неогеновые с надстройкой неоген-антропогенных (центр северной Атлантики, центр Арктического океана, юго-восточная часть Индийского океана, крайний запад и восточная периферия Тихого океана).

В пределах всех выделенных полей отмечается концентрация поздних магматитов вулканических гор и островов у секущих разломов. Вдоль поясов, сложенных в ложе океанов разновозрастными полями лав, намечается зональность по их простиранию. По круто секущим разломам происходит смена возраста полей, так что каждая из полос внутри лавовых поясов может распадаться на отдельные звенья.

Дополнительно следует отметить, что в областях океанических хребтов располагаются базальтовые поля, всегда наиболее молодые в поперечной зональности для океана, но не всегда самые молодые для Земли. Именно вдоль рифтовых систем океанических хребтов имеются выходы измененных базальтов, включающих тела ультраосновных пород. Ультраосновные породы вскрываются также вдоль поперечных разломов — в стенках эскарпов, где они залегают среди толщ базальтов.

Таким образом, при образовании лав дна современного мирового океана были проявлены те же пять всплесков площадного базальтового вулканизма, которые установлены и для материков. Одно-возрастные плащи базальтов материков и океанов часто пространственно переходят друг в друга. После образования каждого материково-океанского базальтового мегапояса он рассекается системой разломов, переходящих с материка в океан. Вдоль разломных зон в одно и то же время начинают расти конусные или щитовые вулканические сооружения. Они надстраивают главный базальтовый плащ, часть которого может приподниматься с размывом на материке, а другая часть — опускаться под толщу вод в океане.

#### Вулканические моря материков и геосинклинали

Трапповые вулканические моря материков располагаются на равнинах — главным образом на древних платформах. Однако не на всех древних платформах они установлены. Нет вулканических базальтовых плащей мезозоя — кайнозоя на Восточно-Европейской платформе. Нет траппов и на обширной Северо-Американской платформе. Здесь только по краям Гренландского блока известны трапповые провинции (см. рис. 9).

Даже когда платформы охватываются трапповым вулканизмом, называемым «магматической активизацией» платформ, поле магма-

тических проявлений затрагивает платформу не целиком, а как бы выбирая какую-либо одну часть стабильной глыбы. В Сибири — это западная половина древней платформы, в Южной Америке — восточная половина докембрийской платформы, в Австралии — самая западная часть древней глыбы.

В других случаях одна и та же платформа несколько раз последовательно подвергается такой «активизации». Африканская платформа испытала ее трижды — на рубеже перми-триаса на северо-западе (Тауденни), на рубеже триаса-юры на юге (Карру), на рубеже юры-мела — на юго-западе (Каоковельд). Так что траппы, если и возникают преимущественно на древних платформах, то охватывают лишь какую-то их часть, и в то же время «игнорируют» другие части либо целые платформенные области.

Отмечалось и то обстоятельство, что часто трапповый плащ, располагаясь по краю платформы, примыкает к смежной горной области. В ней тоже проявляются базиты, но главным образом те, что названы «надстраивающими», т. е. более молодые, чем главный плащ, и обычно развитые вдоль разломов или внутри грабеновых структур. Такие случаи отмечались для траппов Сибири — Зауралья, Южно-Китайской платформы и смежных гор Сиккан-Юннаня, для траппов Тауденни и смежных гор Атласа, для траппов Карру, где рядом с полем лав в южных горах Капской складчатой системы известны на опущенных блоках — грабенах базитовые лавы и плутон-ны долеритов (см. рис. 9).

Известный геолог Д. И. Мушкетов еще в 30-е годы обратил внимание на сближенность трапповых полей и смежных гор. Отмечая это обстоятельство для Южной Африки, он писал, что образование гор и излияния траппов нельзя считать одновременными явлениями. Сначала возникают складчатые горы, а уже потом формируется обширный базальтовый плащ. Позже, в 50-е годы ту же близость трапповых провинций к соседним горам отметил Ю. М. Шейнманн. Он считал, что образование гор и излияния лав могут быть одновременными. Это — явления взаимосвязанные. Такие построения вызвали критику, поскольку существует множество горных цепей, окружающих платформы, и вблизи них на платформах развиты краевые прогибы, заполненные молассами — обломочными толщами разрушаемых гор, а не трапповые вулканические плащи.

Есть в то же время регионы, где трапповый магматизм проявился не на древней платформе, а охватил область складчатых гор. Таковы грабеновые базиты Аппалачей и Уошито (вокруг Мексиканского залива). Трапповое плато Колумбия в Кордильерах тоже расположено внутри молодых горных хребтов, обрамляясь ими с запада и востока.

Именно наличие траппов в середине складчатых сооружений, об-

рамляющих древнюю Северо-Американскую платформу, и с внешней стороны их (в тылу складок) вдоль побережий океанов (на краю материков), а также отчетливо выраженных краевых прогибов между складчатыми сооружениями и платформой не позволило многим геологам согласиться с предположением о прямой связи воздымания гор с проявлениями траппов на материках.

Область в тылу складок Э. Зюсс называл «тыловая земля» (рюкланд), имея в виду стабильную область — тыловую раму складчатости или тыльную платформу. Правда, в тылу Аппалачей расположен океан. В тылу Кордильер вдоль побережья — еще более молодые горы, а далее на запад — тоже океан. Геологическая природа океанского субстрата, на котором залегают базальтовые плащи, в настоящее время неизвестна. Однако есть регионы на Земле, где в материковых условиях прослеживаются тыловые области горных цепей, несущие траппы. Наилучший из таких примеров — это области Урала и Зауралья (рис. 10).

Уральские толщи, накопленные в геосинклинальных прогибах, во время их складчатости и воздымания в виде гор были перемещены, надвинуты на запад — на Восточно-Европейскую древнюю платформу. Перед горами сформировалась цепочка впадин, заполненных молассами — Предуральский краевой прогиб. Восточнее Урала, в тылу складчатых структур, а именно с той стороны, откуда складчатые толщи были «выпеснуты» волной смятия, образовалось затем вулканическое трапповое море. Это область траппов Сибири — Зауралья. Базальты перекрыли складчатые толщи, которые накопились во время прогибания геосинклинали, а также толщи, которые накопились от размыва частных горных поднятий — т.е. молассы местных «межгорных» впадин. Значит, горы уже поднялись и даже оказались размытыми, денудированными к времени возникновения вулканического моря.

Лавы излились на выровненную поверхность складчатых структур, а потом дно лавового моря было опять поднято, разбито разломами на клавиши — блоки. На поднятых блоках лавы были срезаны размывом, но они сохранились в опущенных грабенах — депрессиях, где накапливался материал, сносимый с поднятых горстов. Заполнение грабенов продуктами размыва проходило в условиях продолжающегося вулканизма. Это были уже вдольразломные базитовые породы (здесь контрастные серии базальтов и кислых диаритов), которые отвечают вулканическим сооружениям, надстраивающим главный базальтовый плащ траппов.

Самые западные грабены Зауралья — Западной Сибири располагаются в той полосе, где под ними залегают складчатые толщи, сложенные метаморфизованными магматическими базальтами и ультраосновными породами раннего геосинклинального заполнения —

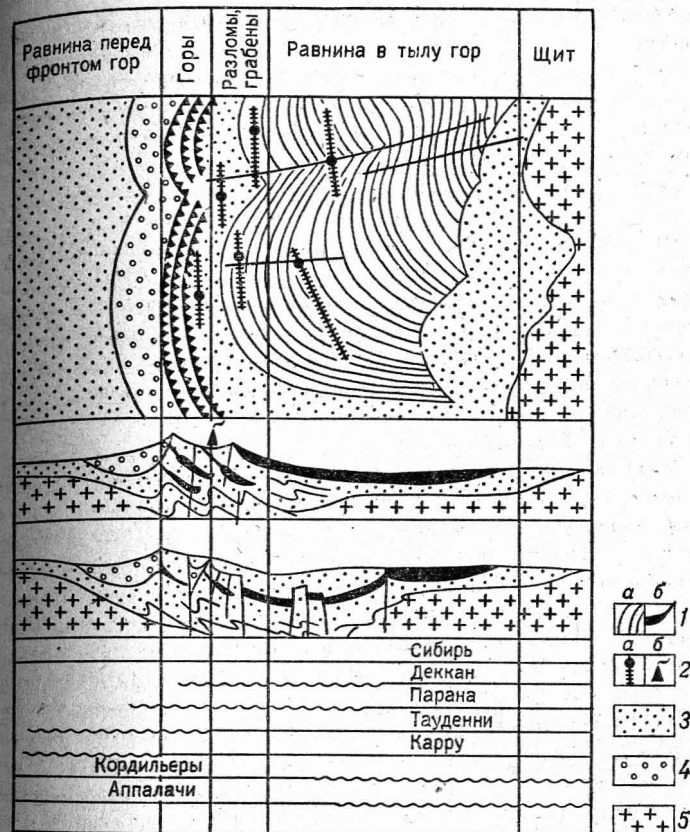


Рис. 10. План и разрезы типичной трапповой провинции Урала — Сибири и сравнение с нею других провинций.

В верхнем разрезе показаны условия залегания траппов сразу после их накопления, в нижнем — современное положение плаща траппов под чехлом Западно-Сибирской плиты. В нижней части рисунка прямой линией показано распространение траппов в других провинциях, волнистой — области, скрытые сейчас под водами океанов.

1 — траппы (а — на плане, б — в разрезе); 2 — надстраивающие базиты (а — на плане, б — в разрезе); 3 — осадочные толщи; 4 — толщи краевого прогиба; 5 — фундамент платформы

основание Уральских гор. Такие геосинклинальные базиты — гипер-базиты называют офиолитами.

Восстановим обстановку, когда приподнявшиеся складчатые горы Урала были перекрыты с востока — с тыла — трапповым плащом базальтов. Напомним, что он накапливался близ уровня моря,



частью — под уровнем моря. В момент образования грабенов, еще не разделенных размытыми горстами, мы увидели бы картину, напоминающую строение склона срединного океанического хребта. Базальтовый плащ покрывает поднимающийся к западу склон, который дробится разломами. В боргах разломов под молодыми базальтами залегают более древние, раздробленные, перемятые и метаморфизованные базиты и гипербазиты — офиолиты складчатого геосинклинального субстрата.

Грабены, дробящие трапповый плащ, перекрывший складчатое сооружение древних гор, называются тафрогенными. Вся грабеногорстовая система эпигеосинклинальной складчатой структуры называется тафроген. Вулканические проявления раздробленного блока, разделенного на грабены и горсты тафрогена отвечают по своему положению магматическим образованиям, надстраивающим трапповый базальтовый плащ.

Конечно, в любом срединном хребте океана есть два склона. И если один из его склонов можно сравнить с обстановкой в Зауралье эпохи траппового магматизма, то нужно думать, что другой склон должен быть построен подобно древнему Уралу — Зауралью.

В. В. Белоусов назвал Зауралье — Западную Сибирь «неудавшимся океаном». Г. Д. Ажгирей показал, что эта впадина напоминает океан не только как депрессия между двумя древними платформами, но и по устройству земной коры. После того как бурение показало, что здесь на глубинах 3—4 км под молодыми осадочными толщами есть слой траппов — базальтов (хотя и не сплошной), сходство строения этой депрессии с океаном стало еще более полным. Базальты перекрывают здесь складчатое основание — фундамент молодой платформы. Надбазальтовый осадочный слой, накопившийся поверх тафрогена после его погружения, структурно занимает то положение в земной коре, которое в океане отвечало бы осадочному слою и толще океанских вод.

Трапповый плащ Зауралья — Западной Сибири смыкается с траппами Сибирской платформы (Тунгусской синеклизы). Таким образом, вся область к востоку от складок Урала была залита вулканическим морем траппов, которые перекрыли область платформенного типа с разновозрастным складчатым цоколем, и была по отношению к уральским складчатым структурам, надвинутым на запад, тыловой стабильной рамой или тыловой платформой.

Итак, вулканические моря траппов образуются только в тылу складчатых горных сооружений. Такими областями были Сибирь по отношению к Уралу, Южно-Китайская платформа по отношению к складчатым горам Сиккан-Юннана, Восточно-Антарктическая платформа по отношению к складчатым структурам Западной Антарктиды. Такой же тыльной платформенной рамой оказалась Африка

на северо-западе по отношению к горам Атласа и на юге — по отношению к Капидам (см. рис. 9, 10).

Перед фронтальными надвигами всех складчатых горных цепей Земли везде возникали краевые прогибы и никогда не изливались базальты. Такими фронтальными рамами были Восточно-Европейская платформа перед Уралом и перед складками ее южного горного обрамления, Северо-Американская платформа перед юго-восточными Аппалачами и перед западными Кордильерами, Австралийская платформа перед ее восточными горными цепями, а Южно-Американская платформа — перед Андами на западе (см. рис. 2).

Встречаются и более сложные случаи, когда на одной платформе и в одной ее зоне присутствуют и траппы, и краевой прогиб (см. рис. 2). Например, на севере Индостанской глыбы есть траппы Кашмира в той же самой полосе, где развиты и молассы предгималайского краевого прогиба. Все подобные примеры при внимательном рассмотрении показывают, что здесь происходит наложение, совмещение разновозрастных образований. Сначала платформа выступала как тыльная рама для смежных складчатых гор, затем обстановка изменилась, и для следующей эпохи складчатости и надвигания платформа оказалась перед фронтом более молодых складок. На плаще траппов, образованных в тылу древних гор, возник краевой прогиб по фронту молодой складчатой зоны.

Очевидно, чтобы разобраться с такими примерами, нужно обратиться к представлениям о геотектонических этапах (циклах), каждый из которых завершался на Земле образованием складчатых стран. Теперь, зная геологический возраст всплеск базальтового магматизма, проявленных одновременно на материках и в дне океанов, мы сумеем «привязать» всплески к стадиям разных циклов. Как показали наблюдения, существует реальная связь базальтовых проявлений с горообразованием не только по месту возникновения вулканических морей (тыл складчатости), а также и по времени возникновения асимметричных горноскладчатых сооружений на Земле (рис. 11).

Все трапповые провинции перми — триаса располагаются близ герцинид (орогенез в перми), все траппы триаса — юры — близ поздних герцинид (орогенез в триасе), траппы юры — мела — близ киммерид (орогенез в юре), траппы мела — палеогена — близ поздних киммерид (орогенез в мелу), траппы палеогена — неогена — близ ларамид (орогенез в палеогене). Таким образом, каждый этап эпигеосинклинального горообразования сопровождался в регионе своего проявления возникновением тыльного по отношению к направлению смещения складок вулканического траппового моря базальтов.

На рис. 9 можно также увидеть и другие важные моменты. Так,

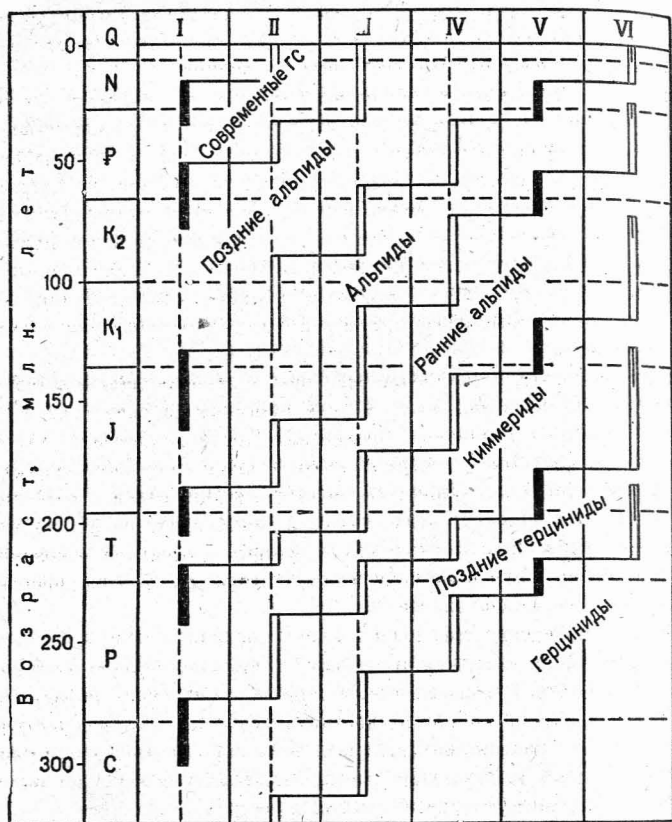


Рис. 11. Базальты в тектонических циклах.

I — начальные базальты геосинклиналей; II — толщи стадии геосинклинальных прогибов; III — гранитоиды; IV — орогенные толщи; V — финальные (конечные) базальты геосинклиналей, траппы платформ; VI — тафрогенные базиты, щелочные базиты платформ

возраст базальтов океанского дна в Мексиканском заливе и вдоль побережья близ Аппалачей — рядом с герцинскими горами материка, надвинутыми к его центру, — тоже пермско-триасовый (наземные грабены тыла гор мы уже упоминали). На восточном краю Тихоокеанского плаща лав имеются палеоген-неогеновые базальты близ берегов Северной и Центральной Америки, где на побережьях воздымаются Кордильеры, опрокинутые на материк в ларамийском геотектоническом этапе. Значит, не только материковые — трапповые вулканические моря, но и базальтовые плащи в краях океанов обнаруживают связь по месту и времени возникновения с моментами

эпигеосинклинального горообразования. Базальтовые плащи океанского дна занимают в указанных регионах пространственное положение погруженных на дно трапповых провинций.

Рис. 2 и 9 позволяют обнаружить также, что в некоторых областях траппы материков отделяются от складчатых зон «своей» эпохи орогенеза более молодыми складчато-орогенными зонами. Это наиболее характерно для периферии Индостана. По западной, северной, восточной периферии Индостанской платформы, отделяя три разновозрастные трапповые области от складчатых зон, определивших их появление, существует полоска более молодых складчатых позднеальпийских структур. Эти складчатые области (Белуджистан, Гималаи, Аракан-Йома) сейчас существуют в стадии эпигеосинклинального орогенеза.

Геосинклинали, породившие эти горы и накопившие свои толщи в этой полосе, были заложены в виде прогибов на базальтах, продолжающих лавы трапповых провинций. После накопления других геосинклинальных толщ поверх базальтов здесь произошла складчатость и выросли горы, надвинутые в сторону Индостана с трех сторон. По фронту структур везде имеются заполняющиеся до сих пор краевые прогибы. Базальтовые лавы, которые залегают в основании прогибов, были смяты в складки и присутствуют внутри надвинутых структур в качестве офиолитов.

Значит, появление траппового плаща совпадает не только с моментом отмирания складчатости и завершения орогенеза. Сам плащ может послужить тем базальтовым ложем, на котором образуется геосинклинальный прогиб, т. е. «колыбель» будущих складчатых гор. Получается, что базальтовые излияния не только завершают геосинклинальный цикл (отвечающий геотектоническому этапу), но одновременно и «открывают» новый цикл (см. рис. 11).

Наряду с подтвержденными представлениями Д. И. Мушкетова о приуроченности трапповых излияний к моменту разрушения складчатых гор, существуют наблюдения других ученых о соответствии траппов эпохе накопления ранних базальтов геосинклинали, порождающей будущие складчатые горы. Это соответствие наиболее подробно обосновал петролог Д. С. Штейнберг. Его представления были поддержаны и другими петрологами — М. Б. Бородаевской, А. А. Маракшевым, О. А. Богатиковым. В Кордильерах Северной Америки траппы плато Колумбия возникли на западе, в тылу ларамийских складчатых структур, перед которыми на востоке гор родились краевые прогибы, и отвечают завершению орогенеза ларамийского геотектонического этапа. В то же время самая западная часть плаща базальтовых лав накапливалась при более мощных погружениях, и поверх базальтов сразу стали формироваться отложения вулканических островов, ритмично построенные обломочные тол-



щи, характерные для заполнения геосинклинали. Затем, уже в конце неогена из этой (Тихоокеанской) геосинклинали поднялись складчатые горы Береговых хребтов континента. Внутри них базальты, разновозрастные и сходные по всем признакам с полого лежащими траппами плато Колумбия, представляют собой складчатые и метаморфизованные раннегеосинклинали — офиолиты современных эпигеосинклиналиных гор.

В этом районе, как и в областях периферии Индостана, выявляется, что импульс базальтового магматизма в тылу складчатых гор отмершей геосинклинали является одновременно импульсом магматизма зарождающейся геосинклинали. Геосинклиналиный прогиб может и не возникнуть в тылу сформированной складчатой области. Тогда траппы сохраняются в виде полого лежащего плаща. Может сохраниться часть такого ненарушенного плаща, тогда как другая окажется внутри молодого складчатого сооружения. Именно такая обстановка и существует в Кордильерах Северной Америки.

Представления о заложении новых геосинклиналиных прогибов с тыльной стороны сформированных складчатых зон являются классическими в геологии. Эту закономерность подчеркивали крупные геологи Л. Кобер, Р. Штауб. Об этом же писал академик Н. М. Стратов. Представление об «отступании» молодых геосинклиналиных в тылу древних развивает академик В. И. Смирнов. Смысл этой закономерности ученые толковали различно, в том числе допуская раздвижение земной коры в тылу складок, надвигавшихся на стабильный фронт. Прямая связь надвигов гор по фронту и раздвигов в тылу складчатых зон опровергается тем не менее значительным временным разрывом в 30—40 млн. лет двух эндогенных импульсов — складчатости и тыльных вулканических базальтовых излияний (см. рис. 11). Немецкий геолог Штилле назвал базальтовые излияния, происходящие в конце геотектонического цикла складчатости и орогенеза, финальным магматизмом, так как считал, что после базальтовых излияний область делается очень жесткой, и новые прогибы не должны здесь возникать. В то же время, рассматривая некоторые регионы Земли, Штилле показал, что часть областей, где излились финальные базальты, затем снова превращается в геосинклиналиные области (Юго-Восточная Азия и структура Индонезии), и таким образом лавы, финальные для одного цикла, являются одновременно начальными (инициальными) базитами для другого геотектонического цикла.

Помимо базальтовых плащей, примыкающих на материках к тыльным зонам складчатых гор, на материковых окраинах есть также трапповые провинции, которые граничат с ложем океана, не сопровождаясь горными цепями (см. рис. 9). Во всех таких случаях базальты дна океана близ материковых трапповых плащей одновоз-

растны с ними. Все такие провинции (Паранская, запада Австралии, Каоковельда, востока и запада Гренландии и более мелкие на востоке Брито-Арктической провинции) имеют на материках участки трапповых плащей, налегающих на древнеплатформенные области.

Каждая докембрийская платформа материка по периферии окаймлена молодыми платформами, складчатый цоколь которых является более молодым. В плитном осадочном чехле любой древней платформы можно установить отдельные «этажи» осадочных толщ, соответствующие развитию этой платформы в геотектоническую эпоху каждого геотектонического этапа. Если рядом с древней платформой в любом геотектоническом этапе развивается сопредельная геосинклинали, то все платформенные осадочные слои обнаруживают увеличение мощностей в направлении к ней.

Эпохи главных опусканий и главных горных поднятий смежной геосинклинали отражаются на платформе сменой типа осадков. Так, платформенными аналогами глубоководных глин геосинклиналией являются всегда морские глинистые либо карбонатные слои. Платформенными аналогами орогенных моласс смежных складчатых гор всегда являются грубообломочные континентальные толщи, обычно угленосные либо соленосные (в зависимости от климата той эпохи). На фронтальных платформах эти толщи, отвечающие поднятию гор (синорогенные), обычно сконцентрированы в узком краевом прогибе. На тыльных платформах (под траппами) синорогенные континентальные образования широко «распластаны» по обширной площади платформы.

Каждое из трапповых полей краев океана подстилается определенным набором осадочных толщ. Толщи всегда обнаруживают возрастание по мощности в сторону нынешних океанов, что может отражать рост толщины слоев к геосинклиналиям, существовавшим ранее в океанских областях, покрытых лавами с погружением. Всегда подтрапповые грубообломочные слои обнаруживают признаки сноса обломков со стороны нынешних океанов, где приходится предполагать прежнее наличие гор, разрушавшихся и поставивших эти обломки. Наконец, наборы осадочных толщ от морских внизу к континентальным синорогенным вверху разрезов (прямо под траппами) по типу и возрасту совершенно похожи на те толщи, что подстилают разновозрастные траппы близ реальных материковых складчатых гор.

Все это позволяет допустить, что под базальтами океанов, продолжающих разновозрастные трапповые плащи материков, могут находиться в подлаговых недрах складчатые зоны, существовавшие раньше в виде эпигеосинклиналиных гор. По возрасту лав (траппов и ложа океана), а также по набору осадочных подтрапповых толщ,

сохранившихся на континенте, можно судить, какая именно складчатая зона должна быть погруженной близ края материка.

Сторонники «тектоники плит» и перемещения материков объединяют разные материки вместе, чтобы восстановить их общую структуру, как бы предшествующую раздвиганию. Присоединение одного материка к другому ведет к тому, что траппы, возникшие в разных геотектонических этапах и потому разновозрастные, оказываются в искусственном сочленении. При этом ни один из трапповых плащей разного возраста не обнаруживает примыкания к смежной складчатой зоне (как это происходит в полностью материковых областях). Подтрапповые осадочные толщи тоже «смыкаются» своими зонами больших мощностей, не соответствуя друг другу. Пачки и толщи сходного состава оказываются разновозрастными. Это наиболее характерно при соединении восточного побережья Южной Америки и юго-западного побережья Африки.

Сторонники мобилизма, поясняя свой метод, упоминают для сравнения разорванный лист газеты, две части которого «расползлись» в виде двух материков, раскрыв в середине дно океана. Совместив разорванные края, будто бы можно прочесть прежнее содержание геологической истории прежде единого континента. «Объединив» таким образом материки Южной Америки и Африки, «читатель газеты» обнаружит, что сомкнутые обрывки отвечают «газетным листам» от разных чисел.

Именно Южная Африка, с которой обычно «сочленяют» края других южных материков, «восстанавливая» некогда единый мега-материк Гондвану, имеет уникальный на Земле вертикальный набор осадочных толщ, перекрытых траппами. Этот набор отвечает развитию региона в позднегерцинском геотектоническом этапе. Траппы других южных материков (Антарктиды, Южной Америки, Австралии и Индостана) вместе с подстилающими их наборами осадочных толщ сформировались в иных (разных) геотектонических этапах. Смена типов отложений от морских внизу к обломочным континентальным вверху — под траппами происходит везде однотипно и одинаково направленно, но в разное время.

Чтобы объяснить появление этих однотипных комплексов пород на каждом из континентов, необходимо допустить прежнее существование близ их побережий «недостающих» структурных зон. Это могли быть только геосинклинали с их ранними прогибаниями и последующим образованием гор. Разрыв гор привел к накоплению синорогенных толщ, распластанных в обширных осадочных бассейнах тыльных платформ, части которых остались на материках. Бассейны затем были покрыты плащами траппов разного возраста. Юрско-раннемеловые траппы возникли при завершении киммерийского геотектонического этапа (Южная Америка, Австралия, Восточная

Антарктида); триасово-юрские траппы возникли в финале позднегерцинского цикла (Южная Африка); мел-палеогеновые траппы — в финале раннеальпийского цикла тектогенеза (Западный Индостан).

#### Вулканические моря на дне океанов и островные дуги

Если проследить возраст океанских лав близ горных побережий, где складки надвинуты на материковые платформы, можно уловить общность времени и места возникновения вулканических плащей океанского дна с теми же признаками материковых трапповых вулканических провинций.

Западная часть Тихого океана — это та область, где подобные построения можно проверить, используя уже установленные параметры. В этой части океана помимо горных побережий, типичных для тихоокеанских окраин, существуют также цепи островных и подводных дуговых гор. Островные горы сложены складчато-геосинклинальными толщами, такими же, которые известны на материках. Подводные горные дуги обычно построены вулканическими сооружениями, надстраиваемыми разновозрастными плащами базальтового дна (рис. 12). Поскольку на островных горах разного возраста имеются складчатые структуры, следует выяснить, отвечают ли по возрасту лавы дна в тылу этих структур финальным базальтовым плащам.

Западнотихоокеанская область рассматривается также как пояс современных геосинклинальных систем, так как именно здесь на Земле существуют самые глубокие прогибы и цепи вулканических островов. Это позволяет проверить другой из предложенных выше тезисов — правда ли, что геосинклинальные прогибы обычно закладываются на финальных базальтовых плащах тыла сформированных складчатых гор.

На Земле давно установлена закономерность, выражающаяся в том, что складчатые области разного возраста обычно слагаются определенным комплексом однотипных, но разновозрастных образований (см. рис. 11). Внизу геосинклинальные базиты (офиолиты), выше терригенные толщи (флиш) и вулканы среднего состава, еще выше — грубообломочные, орогенные молассы внутри межгорных впадин, вместе с которыми залегают также средние, реже кислые вулканические породы.

Все геосинклинально-складчатые зоны Земли, поднявшиеся в виде гор в палеогене — ларамийский геотектонический этап — содержат смятые в складки офиолиты позднеюрско-раннемелового возраста, терригенно-вулканогенный флиш позднемелового возраста, орогенные молассы палеогена. Более древние раннеальпийские складчатые зоны имеют офиолиты триас-юрского возраста, позднеюрский флиш, меловые орогенные толщи и т. д. (см. рис. 11).



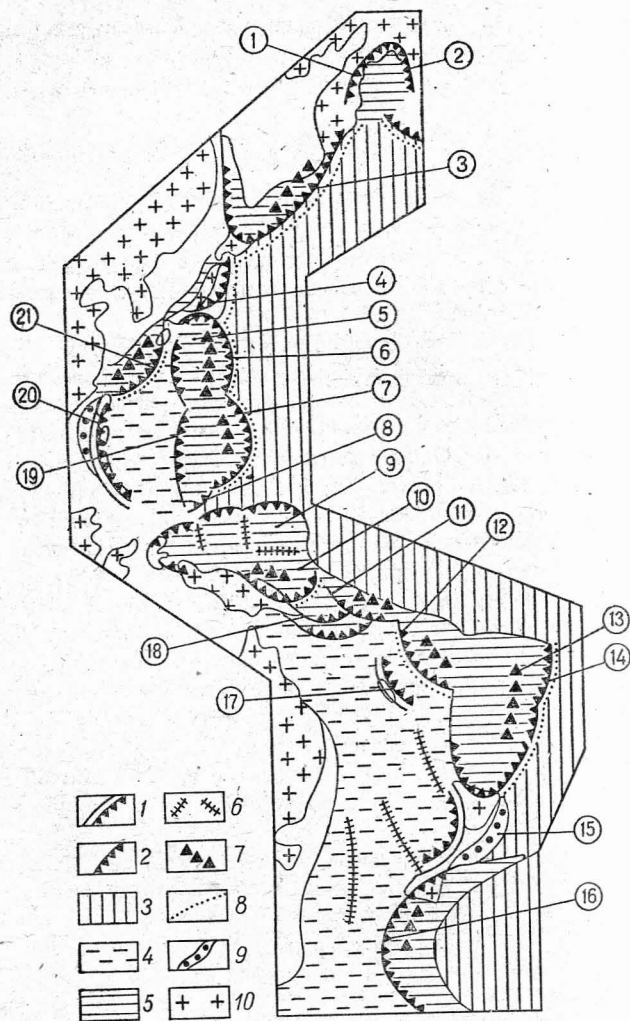


Рис. 12. Вулканические моря и островные дуги в западной части Тихого океана.

1 — Олоторский хребет, 2 — хребет Ширшова, 3 — Курильская дуга, 4 — зона Фосса-Магна, 5 — бассейн Сикоку, 6 — Бонинская дуга, 7 — Маринанская дуга, 8 — дуга Яп, 9 — Каролинский бассейн, 10 — море Бисмарка, 11 — дуга Соломонова, 12 — дуга Новых Гебрид, 13 — хребет Колвилл-Лау, 14 — хребет Тонга-Кермадек, 15 — прогиб Хикуранги, 16 — хребет Маккуори, 17 — о-в Новая Каледония, 18 — дуга Вудларк, 19 — хребет Паресе-Вела, 20 — Филиппины, 21 — дуга Рюкю.  
 1-2 — складчатые островные дуги (1 — раннеальпийские, повторно смятые в неогене, 2 — ларамийские); 3-5 — разновозрастные базальтовые плащи (3 — меловые, 4 — палеогеновые, 5 — неогеновые); 6 — подводные хребты сомкнутых дуг; 7 — цепи вулканов на базальтах неогена в современных геосинклинальных системах; 8 — глубоководные желоба перед фронтом современных геосинклиналей; 9 — краевые прогибы — заполненные желоба перед складчатыми горами неогена; 10 — матерки и крупные острова

В складчатых областях могут присутствовать, конечно, и более древние толщи, так как геосинклиналь любого цикла всегда закладывается на субстрате, в котором есть блоки или глыбы более ранних структур.

Обнаружив в островных хребтах хотя бы часть характерных толщ определенного возраста, можно отнести формирование складчатых дуговых гор к тому либо иному геотектоническому этапу.

Хребет Маккуори является самой южной островной дугой складчатых ларамид. В цоколе дуги юрско-меловые базиты океанского дна деформированы в конце мела, метаморфизованы и надвинуты к западу. Изнутри, в тылу дуги развиты финальные базальты миоцена. Перед фронтом дугового хребта существует желоб — передовой прогиб на палеоценовом базальтовом ложе Тасмановой котловины. Андезитовые вулканы задуговых островных поднятий (Соландер и подводные горы южнее) развиты на молодом базальтовом дне.

В Новой Зеландии сопрягаются фронтами две складчатые дуги. Они сомкнуты и сдвинуты по разлому. Северная обращена выпуклостью на восток, южная выгнута к западу, так же надвинуты складки. Складчатость проявилась на рубеже юры — мела (Рангитата), затем в тылу дуг на финальных базальтах мела — палеогена развились геосинклинали следующего цикла. Их толщи подверглись складчатости с надвигами того же направления на рубеже палеогена — неогена (Кайкура). Сейчас эти складчатые дуги существуют как орогенные. Желоб Хикуранги по фронту северной складчатой дуги — краевой прогиб.

Хребты Тонга-Кермадек и Колвилл-Лау, параллельные и слабо выпуклые к востоку, разделены широкой депрессией Хауэр-Лау. Депрессия заложена на базальтовом ложе миоцена. Наличие в хребте Тонга (о-в Эуа) орогенных серий палеогена указывает на ларамийскую складчатость, создавшую цоколь хребта. Присутствуют в цоколе хребта раннемеловые офиолиты. Они драгированы на остром склоне желоба Тонга. Вероятно, полоса ларамийских складок от хребта Кермадек изгибается вдоль севера Новой Зеландии и окаймляет с запада поднятием Три-Кингс Южно-Фиджийский бассейн с молодыми лавами миоцена на дне. Эти базальты — финальные излияния лав в тылу ларамийского складчатого овала.

Дуга Новых Гебрид, выгнутая на юго-запад, состоит из нескольких островных цепей. Фронтальная цепь включает орогенные толщи палеогена на ларамийском складчатом цоколе. На центральных и восточных островах, в тылу дуги известны базальты миоцена. В зоне с молодым лавовым плащом происходят деформации, а в центральной цепи островов — вулканические извержения.

Острова Лойалити имеют вулканический цоколь из подводных гор миоцена. Горы надстраивают более древнее палеогеновое базальтовое дно и располагаются в тылу надвинутых к юго-западу структур о-ва Новая Каледония. На этом острове проявлена раннеальпийская складчатость. Палеоценовые финальные базальты развиты в тылу этих структур.

Двойная дуга Соломоновых островов возникла при смятии и слабом надвигании к югу пластин нижнемеловых базальтов. Деформации относятся к ларамийской фазе. Складчатость и метаморфизм лучше документируются в северной цепи островов, но известны и в

доколе южной цепи. Орогенные грубые толщи и вулканиты среднего состава относятся к палеогену. В тылу структур и в междуговой депрессии лежат лавы миоцена, финальные для ларамид. Южная полоса вулканических островов — это вулканическая кордильера на молодых лавах. Перед дугой имеются желоб по фронту и сейсмофокальная зона с падением под дугу.

**Поднятие Вудларк** окаймляет с юга Соломоново море. На его продолжении, на п-ове Папуа Новой Гвинеи четко проявлена ларамийская фаза складчатости и надвигов к югу нижнемеловых базитов. Еще один дуговой сегмент складчатых ларамид протягивается от Папуа поднятием Поклингтон и сбособляет с юга бассейн Моруа. Тыльные внутридуговые овалы морей Соломонова и Моруа погрузились в миоцене с появлением базальтовых туфов — признака финального магматизма.

**Море Бисмарка** окружено структурами ларамийской складчатости. Тыловой бассейн моря Бисмарка погрузился в миоцене. Процесс сопровождался базальтовым магматизмом.

**Дуга островов Новая Ирландия—Манус** окружает с севера море Бисмарка. Острова сложены в доколе ларамийскими структурами. На островах установлена эпоха миоценовых (финальных для ларамид) погружений.

Севернее моря Бисмарка существует **Каролинский бассейн** сложного строения с внутренними хребтами. Бассейн можно объединить с западным овалом малой складчатой ларамийской дуги о-ва Хальмахера. Возраст базальтов дна этого участка миоценовый и является косвенным признаком наличия внутри поднятий и на краях Каролинского бассейна складчатых структур ларамийской консолидации.

**Дуги Яп, Марианская, Идзу-Бонинская**, обращенные выпуклостью к востоку, устроены однотипно. Они имеют внешнюю горную дугу, сложенную базитами, надвинутыми на восток в ларамийском цикле. Складчатые комплексы перекрыты орогенными толщами палеогена. Тыловые области внутри дуг (бассейны Паресе-Вела и более северный Сикоку) имеют в дне финальные для ларамид плащи миоценовых лав. Вулканические дуги, сформированные здесь на молодых базальтах, и междуговые прогибы — это кордильеры и трюги современной геосинклинали. Перед фронтом восточных дуг существуют желоба — передовые прогибы на древнем ложе океана с базальтами нижнего мела.

**Хребет Кюсю—Палау** в центре Филиппинского моря сложен вулканическими островами. На его склонах вскрыты орогенные толщи палеогена с обломками меловых пород. Для этого подводного хребта характерна блоковая структура с надвигами к западу. Миоценовый базальтовый плащ котловины к востоку от хребта Паресе-Вела оказывается, таким образом, внутри двух выгнутых в разные стороны ларамийских складчатых дуг. Их складчатые комплексы надвинуты кнаружи. Продолжение дуги Кюсю — Палау к северу представлено поднятием Дайто, ограничивающим с запада бассейн Сикоку с лавами миоцена.

**Западно-Филиппинское море** с палеогеновым базальтовым дном примыкает к островам Филиппинского архипелага. Здесь имеются элементы складчатых структур раннеальпийского этапа. Плащ базальтов палеогена — финальный.

К дуге **Японских островов** подходит с юга в участке Фосса-Магна Бонинская вулканическая цепь. На островах Бонинской вос-

точной дуги (о-ва Хахадзина Титидзина), известны ларамийские орогенные толщи палеогена. В тыльном для дуги бассейне Сикоку залегают лавы миоцена. С северо-запада этот бассейн огражден структурами Японии. Ее доколь сформирован складчатостями многих циклов, каждый из которых проявлялся в зонах, смещавшихся к югу. Шло заложение геосинклинальных прогибов на финальных лавах завершено цикла.

**Некотые области Юго-Западной Японии** — близ Фосса-Магны (о-в Танзава) и на крайнем юге о-ва Кюсю — в миоцене испытали опускания и покрылись базальтами. Погружения отвечали здесь моменту ларамийских финальных проявлений близ участков, где известна складчатость с северными надвигами. Структуры ларамийской складчатости продолжают по изогнутой на запад дуге Бонинскую кордильеру и замыкают с севера ларамийский складчатый овал бассейна Сикоку. Внутри него базальты миоцена развиты повсеместно.

**В Северной Японии**, к северу от Фосса-Магны на островах Хонсю, Хоккайдо имеется выгнутая на восток система складок ларамийской эпохи. В тылу на плаще финальных для ларамид базальтов миоцена (формация зеленых туфов) развивается современная вулканическая цепь. Базальты протягиваются в дне Японского моря. На западе о-ва Кюсю они считаются геосинклинальными.

Наличие плаща постларамийских финальных базальтов миоцена в Японском море показывает, что Центральная Япония представляет собой область смыкания фронтов двух ларамийских дуговых складчатых поясов. Один — южный с заворотом от Бонинской дуги у Фосса-Магны. Второй пояс — выпуклый от Японского моря элемент дуги Северо-Восточной Японии. Северное и южное побережье Японии считаются зонами современной геосинклинали, заложеной на молодом миоценовом базальтовом плаще.

**Дуга Рюкю** сочленяется под углом с поясом Японии и продолжает выпуклой к югу цепью островов зону современного вулканизма. Ларамийский доколь, базальты миоцена в тылу и желоб — передовой прогиб по фронту — все это характерные признаки современной геосинклинальной системы. Под эту совокупность структур падает глубинная сейсмофокальная зона.

От центра о-ва Хоккайдо на севере Японии расходятся в направлении на Сахалин и в сторону Камчатки две ветви ларамийских складчатых систем. Западная ветвь надвинута к западу. Ларамийские складки известны и в островах Малой Курильской гряды. У южной вершины этого складчатого полуовала, внутри вогнутости на севере о-ва Хоккайдо известны миоценовые финальные базальты. Они же, видимо, слагают и дно Южно-Курильской глубоководной задуговой котловины. Базальты миоцена известны также в тылу складчатых комплексов Сахалина. Впадина Татарского пролива находится перед фронтом Сахалинских гор. Это структура типа краевого прогиба.

В сторону Камчатки протягивается цепь Малых Курил. Она выходит на восточные полуостровные поднятия Камчатки. Вулканическая внутренняя цепь вулканов Больших Курил на подложье из миоценовых базальтов тоже прослеживается на север по молодому вулканическому поясу Камчатки. Ларамийские складчатые структуры Северной Камчатки окаймляют дугой север полуострова и выходят на хребет Ширшова. Внутри вогнутости дуги расположено базальтовое дно Командорской котловины с миоценовыми ларамий-



скими финальными лавами. Олюторская область современной складчатости с надвигами на запад развивается сейчас в тылу Камчатских ларамид.

Фактический материал, имеющийся по Западно-Тихоокеанской окраине, показывает, что в этом регионе можно выявить дуговые или овальные складчатые зоны разного возраста. Внутри них имеются стабильные массивы, покрытые финальными базальтами. Складчатые зоны в каждом своем сегменте и даже в любом сечении обнаруживают тыльные и фронтальные области. Простая в плане форма дуг и овалов каждого цикла складчатости позволяет прогнозировать продолжение структур по простираанию.

Вулканические базальтовые моря везде размещены внутри, в тылу надвинутых кнаружи складчатых островных систем дуговой или овальной формы. Все современные вулканические подводные и надводные горы надстраивают молодые, миоценовые плащи лав. Между цепями вулканических островов и фронтальными складчатыми дугами существуют прогибы, тоже обособленные на дне с молодыми базальтами. Именно эти зоны только и могут быть рассмотрены как современные геосинклинали, заложенные в тылу зрелых систем.

Перед выпуклым фронтом складчатых дуг существуют глубоководные желоба, развитые на более древнем базальтовом ложе океана. Возраст этих базальтов раннемеловой. Все геосинклинали Земли, сформированные на базальтах такого возраста, уже подверглись складчатости в ларамийскую эпоху (см. рис. 11). Фронтальные глубоководные желоба являются структурами типа краевых прогибов на стабильной глыбе центра Тихого океана.

Таким образом, к пространствам базальтового ложа океана можно применить принцип установления тыла — фронта складчатых систем. Здесь также можно показать постоянное место появления округлых вулканических морей внутри горных складчатых дуг и овалов.

Важно отметить, что в складчатых островных сооружениях базальты, разновозрастные древним лавам океанского дна, деформированы и перемещены кнаружи, к выпуклости дуг. Значит, перед возникновением молодого базальтового вулканического моря дно океана с древними базальтами испытывает деформации по дуговым либо овально-концентрическим зонам. Сначала это деформации прогибания (геосинклинальные), затем деформации поднятия (орогенные). Деформации происходят таким образом, что толщи осадков активных дуг и концентров смещаются центробежно. Импульс активных движений, радиально направленный из земных недр, создает близ поверхности центробежно бегущую тангенциальную «геосинклинальную волну».

Базальтовые плащи океанского дна «поддаются» рассмотрению с позиций, установленных для вулканических трапповых морей континентов. Поэтому с тех же позиций попытаемся понять структурный смысл крупных полосовых разновозрастных базальтовых плащей внутренних зон океанов. Возраст базальтов служит индикатором определенной зоны складчатости того или иного цикла (см. рис. 11). Такая зона могла существовать на пространствах океанов до появления каждого финального плаща лав.

На рис. 9 показана схема пятнистой и полосовой разновозрастной базальтовой скорлупы нашей планеты. Базальтовые полосы и пятна становятся все моложе, центробежно удаляясь в разные стороны от каждой древней материковой платформы. Подобную роль стабильного блока (для мезозоя — кайнозоя) выполняет центральная область Тихого океана.

#### Сходны ли базальты материков и океанов Земли?

До начала активного драгирования и бурения в океане считалось, что все океанские базальты такие же, как на островах, т. е. отклоняющиеся по составу от «обычных» траппов — толеитовых базальтов главным образом в сторону большего содержания щелочей и меньшего — кремнезема. Однако драгирование и бурение показали, что базальты коренного дна — те же толеитовые лавы, достаточно насыщенные кремнеземом. В то же время детальные исследования их химического состава привели к выводам, что отличия все же есть, и они прослеживаются постоянно. Заключаются они главным образом в том, что содержание элемента калия в толеитах океанского дна в целом ниже (0,3 % и менее  $K_2O$ ), в отличие от среднего для траппов (0,6 и до 1 %). Другие различия менее четки.

Однако чем больше узнавали о составе лав коренного дна, тем больше встречали пород несколько другого состава. Так, в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта (43° с. ш.) в самом дне ущелья под толщей лав типично «океанического» состава были обнаружены менее кремнеземистые толеитовые лавы, похожие на те, что слагают острова (их называют «толеитовые базальты островов»). Более того, здесь в нижних горизонтах разреза лав были изучены щелочные базальты, похожие на те, что слагают вершины островных сооружений.

Таким образом, выявилась картина, по которой, как и в трапповых провинциях материков, щелочные или близкие к ультраосновным разности базальтов залегают и в нижних горизонтах толщи лав, и в верхних, где сверху надстраивают плащ толеитовых базальтов крупными щитовыми вулканическими постройками.

Выяснилось также, что среди «низкокальциевых» океанских базальтов встречаются пачки с лавами, очень похожими на трапповые толщеты.

Ясно, что если иметь дело с вычисленным «средним» составом трапповых толеитовых базальтов, можно прийти к не совсем правильным выводам. Уже говорилось, что толщеты траппов состоят из лав, отличающихся по составу. Автор провел анализ изменения химического состава пород от нижних горизонтов лавового плаща к верхним его горизонтам по материалам многих исследователей для разных трапповых провинций Земли. Выяснилось, что в основании плащей толеитовых лав залегают разности, наиболее насыщенные щелочами (в том числе калием), здесь же обычно бывают и собственно щелочно-основные трахибазальтовые лавовые покровы. В то же время самые верхние толщеты толеитовых базальтов наименее насыщены калием, его содержание от обычного 0,6—0,8 % снижается до 0,4—0,2 %, и эти толщеты в кровле лавовых материковых плащей по составу не отличимы от «океанических» толеитов.

Следует сказать, что такие лавовые свиты кровли трапповых плащей достигают мощности в сотни метров, но распространены неповсеместно. Это происходит потому, что кровля плаща материковых траппов наиболее быстро подвергается размыву. Поэтому крупные выходы верхних лавовых свит сохраняются только там, где они уцелели внутри депрессий. Но и в том случае, когда верхние лавы размывы, сохраняются их «корни» — подводющие каналы даек и интрузивных тел. Так, в Тунгусской синеклизе мощная толща «низкокальциевых» толеитов (нижняя часть коготокской свиты) сохранилась только на северо-востоке, но дайки траппов такого состава развиты широко на севере. В трапповом поле плато Колумбия верхние, самые низкокальциевые лавы толщеты Помона сохранились останцами, но дайки — их подводющие каналы — развиты широко. На плато Деккан Индостана самые поздние дайки — подводющие каналы размывных тепер лав — по составу наиболее похожи на лавы океана. К концу накопления главных плащей траппов, когда глубины и земная кора наиболее прогреты в связи с длительным вулканизмом, из недр выходят лавы с самым низким содержанием калия, наиболее сходные с лавами кровли океанских плащей.

Полных сведений о химизме базальтов океана пока нет, поскольку скважины вскрывают лишь верхушки лавовой толщеты дна, т. е. те покровы, которые отвечают самим кровлям трапповых материковых плащей. Океанские плащи лав погрузились, поэтому их верхние горизонты сохранились полностью. В рифтах срединно-океанских хребтов эти толщеты вскрываются только в основании уступов, в них часто обнаруживаются вторичные изменения, связанные с перемещением по разломам. Петролог Н. А. Куренцова на основе об-

ширного материала по базальтовым породам всех рифтовых зон океанских хребтов убедительно показала, что такие низкокальциевые базальтовые толщеты главных плащей дна всегда надстраиваются в рифтовых системах еще более молодыми пачками толеитовых, собственно рифтовых базальтов. Базальты основания океанских разломов, относящиеся к главным покровам дна, она назвала «железистыми», верхние, собственно рифтовые лавы, — «магнезиальными». Такие породы вне рифтов неизвестны, а в рифтах слагают конусные постройки и их подложье.

Если рифтовая долина срединного хребта имеет неглубокий врез, то залегающие внизу «железистые» базальты вообще не вскрываются. В таких случаях лавы в стенках рифтовой долины представлены лишь «магнезиальными» низкокальциевыми породами, к тому же всегда более молодыми, чем главный плащ дна (разлом 37° с. ш. в Атлантике, рифт Центрально-Индийского хребта и многие другие). Вместе с этими собственно рифтовыми «магнезиальными» толеитовыми базальтами внедряются в кору интрузивные тела, обладающие четкой расслоенностью и очень похожие на плутоны трапповых провинций (в Сибири это плутоны Норильского типа). Эти интрузивные тела слагаются в своих нижних горизонтах ультраосновными породами с плагиоклазом (лерцолитами, троктолитами). В верхних слоях плутонов имеются породы более кремнеземистые и щелочные. А. А. Маракушев считает, что расслоение магмы может быть жидкостным — ликвиационным.

Расслоение магмы в неглубоких камерах и дальнейшие извержения приводят к чередованию излияний контрастного состава — от ультраосновных лав (пикритов) к богатым щелочами и кремнеземом.

В рифтовых долинах, вскрывающих океанское дно на большую глубину, появляются «железистые» толеитовые базальты кровли океанского ложа. Здесь имеются и породы ультраосновного типа. Аналогами этих ультраосновных пород по химическим особенностям и по степени преобразования (серпентинизация — присоединение воды) являются геосинклинальные ультраосновные породы материков — бесплагиоклазовые «альпинотипные гипербазиты» (дуниты, гарцбургиты). На континентах — в геосинклиналях и в рифтах океанов такие ультраосновные породы не связаны генетически (родственно) с «железистыми» толеитами, но постоянно пространственно объединены.

Материалы, обобщенные Н. А. Куренцовой, еще раз показывают, что в дне рифтовых долин океанов обнаруживается комплекс магматических пород, несущий черты сходства одновременно и с траппами, и с породами геосинклиналей, испытавшими складчатость и значительные изменения. В самом низу лежат породы, сходные с геосинклинальными, выше — породы, сходные с траппами. Самый



поздний, собственно рифтовый комплекс «магнезиальных» лав и расслоенных плутонов сходен только с поздними — грабеновыми породами стабильных трапповых областей. Здесь магма может медленно застывать с внутренним расслоением, прежде чем будет выведена к поверхности отдельными порциями уже разделившегося расплава.

Подчеркнем основные выводы. Базальтовая наружная скорлупа Земли не возникла одновременно. Она составлена отдельными пятнами и полосами лавовых плащей. Каждый из них образовался в одну из пяти вспышек глобального вулканизма и может быть рассмотрен как обособленное вулканическое море, т. е. бассейн, постепенно заполнявшийся извергавшимся с глубин базальтовым расплавом.

Древние вулканические моря земной поверхности являются сейчас целиком материковыми, целиком океанскими (под толщей вод) либо комплексными, материково-океанскими. Во всех случаях каждое вулканическое море после накопления главного плаща толентовых базальтов было рассечено глубокими разломами. Вдоль разломов локально вырастали вулканические сооружения, сложенные щелочными основными породами, произошедшими из более глубинных расплавов.

Любая из глобальных вспышек вулканизма на материке проявилась рядом с поднявшимися складчатыми горами и является финальной в цикле геологических событий, создавшем горы. Лавы изливались в тылу гор — с той стороны, откуда перед этим опрокидывались и продвигались складки горной системы. Складки наполнили на фронтальный краевой прогиб, образованный перед горами.

Складчатые горы, ограничивающие вулканический бассейн, продолжают и на дне океана в виде лучше или хуже проявленных подводных поднятий. Островные дуги западной части Тихого океана представляют собой настоящие складчатые горы на океанском дне, опрокинутые и надвинутые кнаружи дуг — в сторону своих фронтальных желобов. Базальты дна задуговых краевых морей, как и на материках в тылу горных систем, являются финальными магматическими плащами — вулканическими морями внутри этих дуговых поднятий.

Комплексные материково-океанские лавовые плащи, заполняющие вулканические моря любого из этапов образования, слагаются как будто разнотипными лавами. Толентовые базальты их материковых частей содержат больше окиси калия. Однако самые верх-

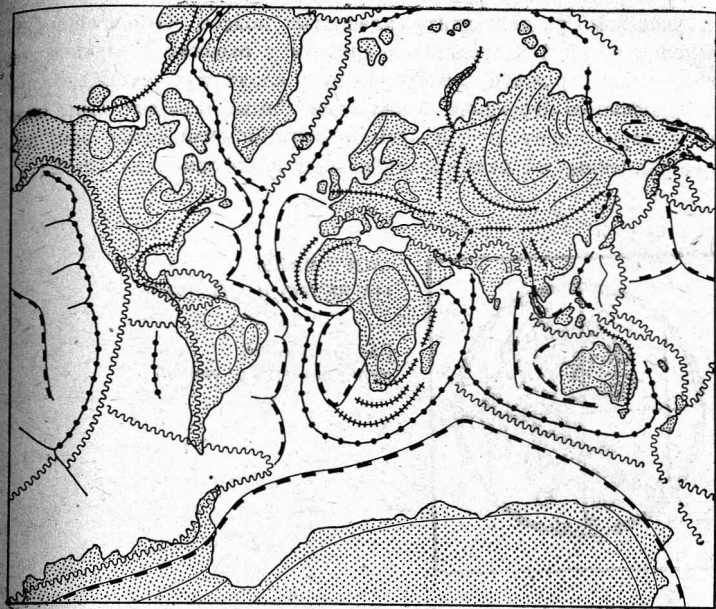


Рис. 13. Складчатые зоны Земли разного возраста, определившие появление наружной базальтовой оболочки.

1 — герциниды и поздние герциниды; 2 — киммериды; 3 — ранние альпиды; 4 — ларамиды; 5 — простирающиеся более древних складчатых зон в фундаментах материковых равнин. Складчатые зоны послеларамийского возраста, находящиеся сейчас в стадии орогенеза, на карте не показаны, так как в их тылу вулканические моря базальтов еще не сформированы

ние горизонты материковых плащей, легче всего разрушаемые размывом, идентичны базальтам кровли океанской лавовой толщи. При опускании лавовый плащ океана полностью сохраняет свои верхние горизонты низкокальциевых толентовых базальтов и, вероятно, еще надстраивается регионально развитыми покровами того же типа.

Объединив в общую систему материковые и предполагаемые океанские (частью подлавовые) складчато-надвиговые зоны и поднятия, возникшие в разных геотектонических этапах и вместе ограничивающие базальтовые провинции соответствующего возраста, можно обнаружить целую сеть активных поясов Земли (рис. 13). Земной шар предстает опоясанным большими и малыми складчато-надвиговыми горными дугами. Возраст их образования, как и возраст их тыльных базальтовых плащей, становится все моложе с удалением от центров древних платформ и с приближением к средин-

ным участкам разделяющих складчатых поясов. Омоложение базальтовых плащей к срединным хребтам в океанах атлантического типа должно отражать омоложение тех складчатых систем, которые здесь полностью перекрыты базальтами. Самые молодые лавы излились с двух сторон от сомкнутых фронтами складчатых зон, нац. более удаленных от центров стабильных платформенных глыб.



### МОРЯ ЛАВЫ НА БЕЗВОДНОЙ ЛУНЕ

Расположение  
вулканических морей

С тех пор как Ян Гевелий в 1647 г. назвал темные пятна Луны «морями», менее темные пятна — «болотами», а впадины темного цвета по берегам «морей» — «заливами», всегда считалось, что эти названия весьма условны. «Острова» внутри лунных морей и «пустыни» по их берегам тоже считались условными названиями. Все они характеризовали альbedo поверхности, т. е. интенсивность отражения света, и относительные превышения поверхностей над средним уровнем планеты. Многие ученые до сих пор подчеркивают, что не следует сравнивать лунные и земные моря между собой, поскольку выделение тех и других основано на разных признаках.

Однако развитие геологии показало, что предложенное Гевелием название «море» применительно к главным опущенным морфоструктурам Луны как нельзя более подходит для сравнения лунных морей с земными, учитывая их истинное строение, запечатленное в подводном поверхностном слое твердой земной коры. Будучи в состоянии удерживать на поверхности воду, Луна, как и Земля, копила бы ее в депрессиях рельефа, т. е. в своих морях и океанах с их вулканическим базальтовым дном.

На Луне впадины морей с их вулканическим базальтовым заполнением, опущенные на 2—4 км ниже среднего уровня материкового планетного массива, оказываются как бы вкрапленными в материк. Континентальные массы окружают моря и океаны Луны со всех сторон. Впадины морей соединяются одна с другой «проливами» с

лавовым дном. В то же время иногда моря близко примыкают одно к другому и оставляют в промежутках возвышенные области. Материковые участки сохраняются здесь в виде приподнятых светлых островков соединенных с главным континентальным массивом «перешейками», как и на Земле (рис. 14).

Моря Луны бывают округлыми (их называют регулярными — правильными) и неправильной формы (нерегулярные). Все морские пространства, залитые лавами, выполняют впадины — депрессии, опущенные относительно поверхности окружающего материка на глубину до 4 км. Одни моря опущены больше, другие — меньше.

Самое большое на Луне — Море дождей. Оно было бы почти совсем круглым, если бы на юго-западе не смыкалось с огромным вытянутым темным понижением Океана Бурь. Базальты этих двух депрессий смыкаются, и правильность круговой формы Моря дождей нарушается. Впрочем, при более внимательном рассмотрении выясняется, что на северо-западе Моря дождей есть выступающий за круг залив Радуги, и борта этого залива «внедряются» в круглое пятно гигантского темного моря. Окружают Море дождей высокие материковые хребты. На юге это слабо изогнутые дугой Карпаты. На юго-востоке после некоторого понижения в рельефе их продолжают вдоль общего круга Аппенины. Затем хребет Аппенины на севере снижается, и после темного морского «пролива», соединяющего Море дождей с соседним морем Ясности, его продолжает горная цепь Кавказа. Кавказский хребет Луны прямолинейный и не обнаруживает изгиба по общей дуге, обрамляющей Море дождей.

Далее на северо-востоке, вдоль края моря дождей прослеживается Альпийский хребет. Он как бы под углом, кулисно «подставляет» Кавказский хребет и имеет четко выраженное линейное простираение. Продолжением Альп на севере с изгибом к югу вокруг залива Радуги служат хребты незакономерной ориентировки.

Все хребты, окружающие Море дождей, имеют наибольшие высоты и крутые уступы до 5 км близ края с морем. С внешней стороны хребты полого снижаются до среднего уровня материка. Горы слагаются блоками пород с признаками надвигов пластин кнаружи выпуклых дуговых фронтов. На пологих склонах фронтов гор имеются мощные накопления гигантских и мелких угловатых глыб, обломочных толщ. Эти характерные черты строения гор типичны для всех дуговых хребтов Луны, обрамляющих вулканические моря.

Севернее материкового поднятия располагается темное серповидное понижение Моря Холода. Море Холода является уже не круговым, это элемент кольца — дугообразно протянутая полоса понижений, окаймляющая с севера гигантский приподнятый обод Моря дождей. На западе Море Холода как бы «вливается» в Океан Бурь, соединяясь с ним заливом Росы.



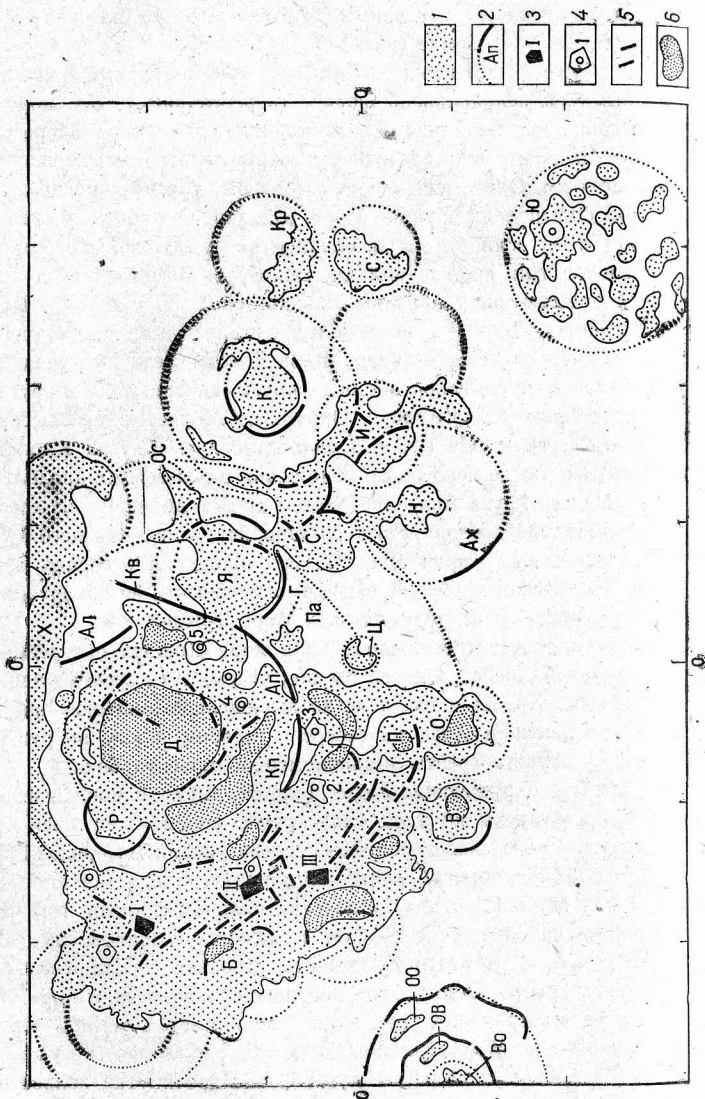
Гигантский Океан Бурь тоже слабо изогнут, повторяя круговую форму Моря Дождей. Если продолжить по его темному дну дуговое направление, подчеркнутое Морем Холода, то вдоль геометрического кольца, продолжающего внешний материковый борт Моря Холода, можно заметить внутри Океана Бурь невысокий Срединный хребет, разделяющий его вдоль на две половины — западную и восточную. Срединный хребет состоит из системы мелких валов и борозд, в общем параллельных друг другу (он подробно описан Дж. Джеймсом). Советские геологи Е. Д. Сулиди-Кондратьев и В. В. Козлов давно сравнивали хребет Океана Бурь со срединными хребтами земных океанов.

Продолжив по восточной половине Океана Бурь дуговую депрессию Моря Холода, можно проследить почти полное кольцо темных впадин, окружающих по внешнему концентру центральное Море Дождей. В геометрическом продолжении этого концентра внешних впадин окажется и Море Ясности. От краевых депрессий, смежных с Океаном Бурь (малых круговых впадин залива Зноя и Моря Паров), Море Ясности отделено хребтом Гем, отвечающим его собственному горному обрамлению.

Океан Бурь гораздо шире, чем полоса продолжения дугового Моря Холода. Его половина, лежащая западнее срединного хребта, имеет грубо дуговой материковый край. Она поворачивает южнее к востоку, где к Океану Бурь примыкают Море Познанное и Море Облаков. Этот самый большой концентр темного морского заполнения, будучи протянутым далее по кольцевому поясу, включает в себя также депрессию Моря Спокойствия, а еще дальше на севере смыкается с восточным заливом Моря Холода. Залив далеко отстоит от Моря Дождей — центрального в этой системе. Внешнее кольцо поднятий за Морем Холода и далее по кругу, геометрически продолженное в середине Океана Бурь его центральным хребтом, называют иногда ободом гигантского предполагаемого лунного

Рис. 14. Схема вулканических морей Луны.

1 — моря с базальтовым дном (Во — Море Восточное, ОВ — Озеро Весны, ОО — Озеро Осени, Б — Океан Бурь, Р — Залив Радуги, В — Море Влажности, Д — Море Дождей, П — Море Познанное, О — Море Облаков, Ц — залив Центральный, Па — Море Паров, Х — Море Холода, Я — Море Ясности, С — Море Спокойствия, Н — Море Нектара, ОС — Озеро Сновидений, К — Море Кризисов, И — Море Изобилия, С — Море Смита, Кр — Море Краевое, Ю — Море Южное); 2 — точечный пунктир — осевые линии ободов морских бассейнов, толстая линия — главные кордильеры ободов (КП — Карпаты, Ап — Апеннины, Кв — Кавказ, Ал — Альпы, Г — Горы Гем, АХ — Алтайский Хребет); 3 — вулканические надстройки на базальтовом дне Океана Бурь (I — плато Рюмкер, II — плато Аристарх, III — горы Мариус); 4 — некоторые крупные кратеры (1 — Аристарх, 2 — Кеплер, 3 — Коперник, 4 — Тимохарис, 5 — Архимед) и их выбросы поверх базальтов; 5 — морские хребты базальтового дна морей и океанов, продолжающие по простиранию либо повторяющие подлаговые горные обода — фантомы; 6 — участки западных морей, под которыми установлены концентрации масс на глубине (масконы)



бассейна Гаргантюа. Обод бассейна и он сам концентричны к Морию Дождей.

Хуже проявлено горное обрамление у Моря Спокойствия. Цепи гор как таковые здесь не выявляются. Впрочем, вдоль северо-западного края моря вдаются горы Гем, служащие горным ободом моря Ясности. Можно также заметить дуговое горное поднятие, отделяющее это море на юго-востоке от смежного Моря Изобилия. Поднятие изгибается малой дугой и вдается в Море Спокойствия с юга, как бы обозначая, что морская впадина накладывается здесь на его продолжение — морской вал. Поэтому юго-западная часть Моря Спокойствия за этим валом (район кратера Армстронг) принадлежит уже другому серповидному понижению.

Северо-восточная часть Моря Спокойствия вместе с выступающим севернее темным заливом тоже может быть обособлена в отделенную морским поднятием дуговую депрессию, которая относится к внешнему — периферическому кольцевому опусканию вокруг центра с Морем Кризисов. Кольцевое опускание протягивается и дальше на юго-восток, где ему принадлежат северо-восточные заливы Моря Изобилия, отделенные от главной части этого моря хребтами. Поворачивая вокруг Моря Кризисов, это кольцевое опускание включает далее мелкие темные пятна Моря Волн.

Море Изобилия, кажущееся на первый взгляд круговым, состоит из разных темных, залитых базальтами бассейнов. Самый выразительный западный бассейн ограничивается дуговым морским поднятием (хребет Гейке) — ободом малого круга. Западное геометрическое продолжение этого кругового поднятия уже должно располагаться на материке, однако оно здесь отчетливо не прослеживается. Юго-восточная часть Моря Изобилия, лежащая за внутренним морским хребтом Гейке, принадлежит особой дуговой впадине, как бы обрамляющей с запада участок с кратером Лунгрэн в своем центре.

Оказывается, что и Море Спокойствия, и Море Изобилия составлены из отдельных дуговых погружений, залитых лавами. Каждое из погружений ограждено собственным ободом. Эти сомкнутые ободы лежат внутри морей, будучи затоплены лавами со всех сторон. Они являются здесь внутриморскими хребтами. Внешние части базальтовых плащей имеют неправильные, извилистые границы в удалении от ограничивающих их по фронту поднятых ободов. Значит, внутри каждого частного горного кольца в участках, где этот поднятый ограничивающий обод хорошо выражен, лавы излились мощными плащами. Края плащей в удалении от четких ободов, ближе к центрам частных кругов, неровные. Цельность каждого частного круга исчезает, так как и краевые ободы поднятий здесь хуже проявлены.

Получается, что сомкнутые друг с другом четкие ободы частных

кругов расположены в середине моря, где вблизи них излились лавы. Краевые, внешние зоны каждого лавового плаща создают неправильные извилистые наружные ограничения такого «комплексного» моря. Каждый лавовый плащ не заполняет целиком свою круговую депрессию, ограждаемую горным ободом, а располагается изнутри близ этого обода в каком-либо участке. Сходная обстановка существует и внутри соседней депрессии, огражденной горным кольцом. Слияние этих депрессий приводит к созданию «нерегулярных» — неправильных по форме лунных морей. Внутри них сомкнутые ободы частных горных колец выступают в виде морских поднятий «призраков» кордильер — фантомов.

Таким образом, в «регулярных» морях лавы целиком заполняют дно обширного цирка внутри горного кольца, а в «нерегулярных» — предпочитают изливаться близ поднятого кольцевого обода. К центрам своих кольцевых цирков лавы утоняются и выклиниваются по извилистым границам.

Если посмотреть, как располагаются темные пятна лав в морях материков (материковых цирков), то можно обнаружить обе тенденции в размещении базальтовых пятен.

Характерным примером второй тенденции является Море Краевое, которое находится вне области развития главных морей. Плащ лав в нем имеет грубо серповидную форму, изнутри прилегая по дуге к юго-западному материковому ограничению впадины. Отдельные заливы лав, проникающие от главного плаща внутрь ограждающих поднятий, показывают, что лишь у края, близ гор плохо выраженного большого цирка лавовые излияния были достаточно мощными.

Такое же асимметричное расположение плаща лав наблюдается в Море Смита. Лавы заливают полукруглую депрессию, примыкающую изнутри к западному полукольцу горного обрамления. На востоке по геометрическому кольцу горы не прослеживаются, плащ лав здесь тоже исчезает. Фестончатые и извилистые края восточного выклинивания лавового полукруга отличаются от четких контуров его западной границы. Здесь, в тылу дуги поднятий, базальтовый плащ более мощный. Другим примером прикраевого заполнения цирка лавами может служить Озеро Сновидений, которое примыкает с северо-востока к Морию Ясности и рассматривается как его залив. Здесь тоже хорошо видна серповидная форма темного морского заполнения, где лавы развиты главным образом вдоль южного края ограничивающих впадину дуговых материковых поднятий. Примером подобного рода может служить также заполнение крупного кольцевого цирка Аполлон на обратной стороне Луны. Здесь лавовый плащ в форме полумесяца примыкает к южным кольцевым горам. Правда, в центре этой кольцевой структуры тоже имеется пятно темных базальтов.



Очень характерна дуга лавового заполнения цирка Карман (он расположен западнее Аполлона). Плащ базальтов протянут параллельно окружающим горам с их тыльной внутренней стороны и образует узкое полукольцо.

В некоторых цирках на материках проявлены обе тенденции «выбора» лавами места излияния. Это хорошо видно в районе Моря Дождей. С одной стороны — это краевая депрессия близ внешнего ограничения (Море Холода), с другой — это целиком заполненное пространство в середине Моря Дождей.

Те же две тенденции «выбора» лавами места излияний улавливаются в характере заполнения многокольцевого бассейна Моря Восточного. Главный лавовый плащ заливает центральный цирк изнутри Гор Рук, хотя расположен асимметрично — несколько смещен к югу. Однако здесь есть и узкие внешние лавовые полудуговые депрессии. Это Озеро Весны, вытянутое близ внешней цепи Гор Рук, и еще более удаленное от центральной депрессии Озеро Осени, которое представлено слабо изогнутым плащом лав вдоль внутреннего края горной цепи Кордильер. Правда, на юге многокольцевой структуры Моря Восточного имеется «нетипичный» участок лавового плаща, который как бы примыкает к поднятию Гор Рук и разделен хребтом на две части. Этот особый случай отражает наложение молодого хребта (возникшего вместе со всей системой гор) на древнее маленькое круговое море, как это показал американский ученый П. Шульц. Поэтому здесь морской плащ и оказался будто бы снаружи, перед фронтом горного хребта, хотя обычно лавы заполняют депрессии, примыкая к хребтам по их вогнутой стороне.

Имеются на континентах Луны и моря, в которых заполнены только центральные депрессии крупных цирков. В этих случаях внутренняя депрессия окружена неотчетливым горным кольцом — ободом. Таким является Море Нектара. Юго-западный фрагмент внешнего хребта этого огромного цирка, вмещающего в середине море, составляют очень слабо изогнутые горы Алтая. Море Нектара только с востока ограничивается небольшими кольцевыми горами, которые располагаются в центре гигантского плоского цирка.

Своеобразно заполнение Моря Южного, совсем не похожего на другие лунные моря. Здесь базальты развиты на большом пространстве, «пунктирно» ограниченном дуговыми сегментами гор по большому кольцу. Это не типичный для лунных морей единый лавовый мегапокров, а отдельные темные пятна вулканитов. Большинство таких пятен округлые, базальты заливают малые неглубокие цирки. Другие пятна серповидные, базальты заливают депрессии изнутри, в тылу слабо приподнятых ободов. Наконец, один участок на северо-востоке моря представляет собой почти замкнутый темный лавовый круг, окружающий внутреннее малое кольцо гор и расположен-

ный внутри более крупного приподнятого концентрического обода. От базальтового кругового плаща отходят заливы в сторону внешнего обода и даже за него, что показывает достаточно мощные излияния, проявленные по периферии этого вулканического кругового бассейна. Внутри малого центрального цирка здесь также имеется небольшое базальтовое пятно.

Пятнистое заполнение лавами Моря Южного может служить указанием на общий стиль перекрытия морских депрессий вулканическим расплавом. Это море залито лавами очень слабо, и мы обнаруживаем здесь обстановку, напоминающую земные, размытые «до корней» плащи трапповых провинций. Круговые и дуговые пятна лав похожи на «кружева» даек — подводных каналов наземных траппов, между системами которых внутри некоторых просевших кальдер сохранились останцы базальтового плаща.

Конечно, принципиальная разница в том, что на Луне в Море Южном представлен «нижний плащ» заполнения вулканического моря. Над ним не развился сплошной мегапокров. На Земле же в трапповых провинциях мы устанавливаем сходную картину лишь после того как над трапповым плащом достаточно поработали экзогенные факторы, приведшие к эрозии — срезанию и уничтожению кровли базальтовой толщи, состоящей из наслоенных покровов лавы.

Пример начального, незначительного заполнения лавами Моря Южного позволяет также объяснить, почему в других частично (и асимметрично) залитых лавами морях их внутренние — внутрицирковые ограничения имеют извилистые и фестончатые края. Вдоль ограничивающих бассейны горных ободов толщи лав мощные, ближе к центрам цирков они утоняются. Более вероятно, что вдали от ограничивающих горных дуг выклиниваются именно верхние лавовые горизонты, так как рисунок границ напоминает стиль малого заполнения, когда представлены лишь нижние покровы лав. Видно, что единый базальтовый плащ распадается на отдельные округлые пятна и дуговые полосы внутри малых частных кольцевых поднятий.

Итак, внутри гигантских концентрических зон, окружающих крупнейшее округлое вулканическое Море Дождей Луны, внутри меньших круговых морей, а также внутри малых цирков лавовые плащи, заполняющие впадины, всегда тяготеют к вогнутым бортам ограничивающих горных ободов. Если горных ободов несколько и они расположены концентрически, то внутри каждого такого обода проявляется та же закономерность размещения лавовых плащей.

Когда заполнение лавами охватывает только внутреннюю депрессию многокольцевых систем, то депрессия может быть залита целиком (Море Нектара). Если заполнение неполное, то плащ базальтов тяготеет к одному из бортов центрального поднятого обода (Море Восточное, базальты у юго-западного бортового хребта цент-

ральной впадины). Край базальтового плаща в центре цирка выявляет при этом фестончатое распадение на частные круги, что говорит о меньших вулканических излияниях.

Когда заполнение вулканическим расплавом охватывает не только центральную депрессию, но и внешние кольцевые впадины, то и здесь пятна лав дуговой или серповидной формы прилегают к тылу к вогнутости внешних ободов (Море Восточное, Озеро Сновидений, пятна лав на северо-востоке Моря Южного).

Та же закономерность обнаруживается и в случаях, когда внешние кольцевые депрессии крупных круговых морей смыкаются с впадинами других морей, а их краевые, самые мощные лавовые наполнения практически совмещаются. Так возникают нерегулярные моря (в Море Спокойствия и в Море Изобилия их северо-восточные бассейны могут отвечать заполнению наружной кольцевой впадины с центром в Море Кризисов).

Таким образом, базальтовые плащи «глубоких» или «мелких» вулканических морей Луны тяготеют к вогнутым склонам дуговых и кольцевых гор, всегда располагаясь внутри дуги. Здесь лавы изливаются дольше, чем в центрах цирков, накапливают более мощные плащи и иногда выходят через «проливы» на выпуклый фронт дуговых ограждающих хребтов. Смыкание дуговых приподнятых ободов смежных цирковых структур, в тылу которых накапливаются мощные лавовые толщи, может определить появление «нерегулярного» моря, имеющего внутренний хребет типа срединного полностью перекрытый базальтами.

#### Возраст базальтовых морей Луны

Относительная молодость — т. е. более поздние излияния лав в морях Луны по сравнению с временем образования материковых поверхностей — давно установлена по наблюдениям с Земли. Морские пространства гораздо более ровные и меньше изоборождены мелкими кратерами — лунками, возникающими от падения небольших метеоритов. Количество таких кратеров, сопоставимых по размерам, на материках в 30 раз больше, чем на поверхности базальтового заполнения морей. Вместе с тем установлено, что степень кратерирования поверхности Луны (количество кратеров в разных участках) различна, и чем древнее какой-либо участок поверхности, тем больше кратеров на нем обнаружено. На основании этого была построена схема стратиграфии образований Луны, т. е. последовательности образования пород.

С тех пор как лунные образцы были доставлены на Землю, стало ясно, что породы Луны очень древние. Породы лунных материков имеют возраст 4,1—3,9 млрд. лет. В этот интервал времени

образовались главные круговые бассейны Луны, окруженные кольцевыми горными поднятиями, — цирки. Все они по времени образования разделены на имбрийские (Имбриум — название Моря Дождей) и доимбрийские. Более древними доимбрийскими считаются бассейны Моря Паров, Моря Нектара, Моря Кризисов, Моря Ясности. Возраст образования этих бассейнов по последним данным равен 3,98 млрд. лет.

Образование бассейна Дождей считается более молодым. Однако последние исследования возраста обломков на окружающих горах показали, что этот бассейн образовался 3,87 млрд. лет назад. По мнению геолога Дж. Хэда, этот важный результат заставляет ограничить всю эпоху возникновения многокольцевых бассейнов Луны временным интервалом менее чем в 100 млн. лет.

Еще более молодым бассейном, чем Море Дождей, считается бассейн Моря Восточного. Время его возникновения незначительно отстоит от Имбрийского события (образования Моря Дождей).

В последние годы, после изучения лунных образцов установились представления, что Луна после ее аккумуляции из околоземного роя частиц могла удержать лишь малую долю гравитационной энергии этой аккумуляции. Наиболее вероятным, по мнению советского геофизика Б. Ю. Левина, является последующее нагревание Луны за счет более быстрого вращения вокруг Земли, чем сейчас. Удаление Луны от Земли и установление синхронного вращения с ней приводит к представлениям, что нагрев Луны мог быть ограничен самой ранней стадией ее существования как планеты.

Примерно 4,5 млрд. лет назад должны были начаться частичное плавление вещества лунных недр и разделение — дифференциация расплавов по составу. Вплоть до времени крупных ударных событий, образовавших многокольцевые бассейны, накопился слой вещества лунной материковой коры, которая слагается анортозитами. Это породы более светлые, чем базальты, что и определяет цвет материковых поверхностей. Минерал, слагающий эти породы, — анортит — в земных базальтовых лавах встречается в виде светлых крупных кристаллов. Он принадлежит к группе полевых шпатов — плагиоклазов. В земных базальтах он кристаллизуется на глубине, и когда расплав изливается, его кристаллы уже существуют в виде крупных сростков среди почти стекловатого расплава магмы. Это показывает «тугоплавкость» плагиоклаза — анортита, его быстрое выпадение из еще горячей магмы.

Образование анортозитовой коры материков Луны объяснялось наличием гигантского «океана» лав близ поверхности, внутри которого всплывали вверх в виде «каши» относительно легкие, но уже сформированные кристаллы. Остающийся на глубине расплав лишился ряда компонентов, которые всплыли вверх вместе с кристал-



лами анортита. Так что по составу анортитовая кора в общем отвечает базальту (анортит — минерал базальтовой магмы), но содержит меньше, чем базальт, железа и магния. Морские же базальты изливались позже, в результате нового плавления, сохранившегося на глубине, вещества.

Эта концепция оказалась достаточно стройной для объяснения многих последовательных процессов на Луне. Однако в самые последние годы стали появляться материалы, показывающие, что на материках имеются обломки базальтового вещества с более древними датировками (4,0—4,2 млрд. лет), чем анортозиты материковых гор, что говорит о появлении базальтов перед образованием главных бассейнов. Это подтверждается и наличием под накоплениями их выбросов древних темных слоев (поздние ударные кратеры вскрывают такие слои). По цвету и другим параметрам установлено, что под выбросами крупных бассейнов залегают в ряде мест более древние базальты. Больше всего таких точек, где вскрыты древние базальты, обнаружено севернее Моря Кризисов, южнее Моря Дождей и внутри Моря Южного.

Исследования П. Шульца показали также, что события, приводящие к образованию многокольцевых бассейнов, произошли после того как были образованы темные, залитые лавами малые моря. Уже упоминался малый темный круг с базальтами на юге многокольцевого Моря Восточного. Он был деформирован в момент образования позднего кольцевого хребта этого моря — Гор Рук. Наблюдения были сделаны после того как советский аппарат «Зонд-8» сфотографировал участок этой структуры в районе южного фрагмента Гор Рук. Фотографии были сделаны при низком освещении рельефа Солнца, что позволило установить системы дуговых трещин, обрывов. Сам темный круг с древними базальтами имеет по краю систему жерл, из которых поступали базальты. Они заливали депрессию задолго до образования самого моря Восточного и его круговых хребтов. При деформациях распределение вулканических жерл осталось ненарушенным. Значит, обод — внешний хребет Гор Рук — не насыпной. Он представляет собой вздыбленный и деформированный субстрат.

На Луне есть также и специфические породы, которые называют крип-базальтами. Крип — сокращенное наименование тех элементов (в латинском звучании), которые особенно насыщают такие базальты. Это калий и редкие земли. На Земле щелочи и редкие земли обычно концентрируются в гранитах. Граниты на Луне пока не известны. Однако крип-базальты по их способности концентрировать «гранитные» элементы иногда называют «лунными гранитами».

Крип-породы на Луне представлены обычно мелкими стекловатыми обломками, по составу отвечающими базальту, обогащенному

калийем и редкими землями. Происхождение этих распыленных взрывами базальтов во многом неясно. Долго считалось, что крупные удары метеоритов, пробив верхнюю лунную кору из анортозитов, выбрасывают застывшие на глубине крип-породы. Место их между полевошпатовой оболочкой Луны и глубинным базальтом определялось тем, что остаточный базальт, отщепив полевые шпаты во внешнюю корку, именно под нею собирает указанные (наиболее летучие) элементы.

Исследование криповых стекол показало, что они происходят из расплавленного магматического вещества, так что должен проявиться процесс плавления прежде чем лава будет разбрызгана взрывом. Таким образом, это вещество — не остаточная затвердевшая масса под оболочкой анортозитов, а вещество, рождающееся в виде расплава в результате нагрева.

Такой нагрев невозможно объяснить ударами. Выяснилось, что крип-породы перекрывают уже возникшие горы, а внутри анортозитовых гор такое вещество отсутствует. Если бы крип-вещество порождалось ударным взрывом, оно бы выбрасывалось из бассейна вместе с горными обломками. Плавление недр, поставляющих крип-породы на Луне, так же невозможно объяснить ударом, как невозможно объяснить мгновенным ударом метеорита последующее (в течение миллиарда лет) импульсивное заполнение базальтами самих бассейнов. Каждая вспышка базальтового магматизма требует нового значительного разогрева планетных глубин, сразу в нескольких регионах.

Американский исследователь Луны П. Спадис подчеркнул, что крип-породы имеют вполне определенное геологическое положение. Они возникают после создания кольцевых гор, но всегда до момента базальтовых излияний. Также отмечается, что вулканические взрывы, поставившие крип-вещество, происходили рядом с возникшими горами либо непосредственно на горах. Вещество это слагает часто темные покровы из стекловатых вулканических частичек у горных подножий. Затем эти темные покровы заливаются лавами, поэтому выходы их незначительны. В то же время, когда последующие малые метеоритные удары выпихивают базальты «до дна», этот материал вновь выбрасывается на поверхность и образует обычную примесь в реголите на базальтовых равнинах.

Геологическое положение крип-пород, «лунных гранитов» сходно с положением земных гранитов. Они появляются после деформаций, создающих горы, но до появления базальтов в тылу горных дуг и колец. Особенности химического состава крип-пород показали также, что их расплав, распыленный взрывами (значит с участием летучих компонентов), возникает при частичном расплавлении анортозитовых горных масс. Это также дополняет аналогию

с земными гранитами, происхождение которых объясняют частичным переплавлением мощных геосинклинальных толщ, слагающих складчатые зоны.

Как и на Земле, на поверхности Луны сначала формируются горные ободы, на них и рядом с ними вулканические взрывы выбрасывают крип-вещество, «лунные граниты». Только после этих событий внутри кольцевых депрессий изливаются базальты, расплавленные на больших глубинах. Последующим проникновением базальтовых магм к поверхности уже не предшествует образование гор — кордильер. Возникают лишь малые деформации, создающие дуговые хребты на самих базальтовых морях. Это можно объяснить слишком большой отдачей летучих веществ в эпоху главных бассейнообразующих событий, с которыми и связано появление крип-вещества.

Обратимся теперь к рассмотрению вопроса, когда возникали базальтовые вулканические моря поздних, видимых глазом бассейнов, которые могут быть сравнимы с молодыми земными базальтовыми мегалокровами ее внешней лавовой скорлупы.

Стратиграфия базальтовых лав на Луне, т. е. последовательность их излияния, разработана гораздо лучше, чем стратиграфия ее материковых областей. Для разделения разновозрастных поверхностей базальтов наиболее успешно применяется метод, предложенный американским ученым Дж. Бойсом. Метод позволяет по степени деградации малых кратеров (диаметр до 1 км), которые постоянно разрушаются ударами мелких метеоритов, определять время их существования на поверхности. Если успели разрушиться достаточно большие кратеры, так что внутренние склоны бортов стали пологими (угол наклона  $1^\circ$ ), значит, поверхность долго подвергалась микрометеоритной бомбардировке. Если успели разрушиться до такой же степени лишь мелкие кратеры, значит, поверхность базальтового плаща сформировалась позже, на более молодых лавях.

Самыми древними считаются лавы, у которых разрушены кратеры с диаметром более 360 м. Самыми молодыми — те, на которых разрушились стенки кратеров с диаметром 140—195 м. Эта шкала относительных возрастов лавовых плащей грубо совпадает также с более ранней шкалой, учитывающей лишь количество кратеров — «степень кратерирования», но является гораздо более точной. Шкала отражает относительный возраст лав, но поскольку лунные образцы дали возможность измерить абсолютный возраст базальтов в ряде пунктов, под эту шкалу была «подведена» шкала времени. Степень деградации уступов кратеров сопоставляется также с данными о разрушенности фронтов — краевых зон крупных лавовых потоков. Чем древнее покровные излияния, тем более пологие уступы сохраняются в виде превышений.

## Стратиграфия базальтов морского заполнения Луны по Дж. Вайтфорд-Старку, Дж. Хэду

Последовательность налегания	Возраст излияний, млрд. лет	Содержание окиси титана	Формация Океана Бурь
IV самые молодые	$2,7 \pm 0,7$	Средне-высокотитанистые (около 3 %)	Шарп
III	$3,3 \pm 0,3$	Промежуточная титанистость (1—3 %)	Герман
II	$3,6 \pm 0,2$	Очень низкотитанистые (до 2 %)	Телеман
I	$3,75 \pm 0,05$	Очень высокотитанистые (3—5 %)	Репсольд

Для разделения различных поверхностей базальтовых плащей применяются также другие методы. Например, цвет и его отражение от поверхности в разных длинах волн в значительной мере характеризуют состав базальтов. Более темные базальты содержат повышенное количество титана; более светлые — низкотитанистые. Существует довольно сложная градация, позволяющая сопоставлять интенсивность отраженных сигналов в разных длинах волн.

Современные представления о стратиграфической последовательности базальтовых плащей в морях Луны обобщили американские ученые Дж. Вайтфорд-Старк и Дж. Хэд. На основании подробного изучения лавового заполнения Моря Дождей и Океана Бурь выделены четыре главных последовательности, которые хорошо сопоставляются с толщами базальтового заполнения других морей (таблица).

Ранние две последовательности относят к имбрийской системе, третью относят к эратосфенской, самую молодую — к коперниканской системе. Название систем связано с установленным перекрытием базальтовых плащей выбросами крупных кратеров, имеющих обычно светлые лучи, состоящие из радиально выкинутого материала. Так, например, все докоперниканские толщи перекрыты лучевыми выбросами кратера Коперник и сходны с ним по своей свежести. Все доэратосфенские базальты перекрыты лучевыми выбросами кратера Эратосфен и сходны с ними по сохранности.

Образцы пород, представляющие три ранние (нижние) последовательности базальтов, доставлены с Луны, Их абсолютный возраст



измерен в ряде пунктов. Образцы пород самой молодой последовательности с возрастом лав моложе 3,3 млрд. лет (предполагается разброс дат  $\pm 0,3$  млрд. лет) пока не доставлены на Землю. Однако относительная молодость соответствующих базальтов представляется достаточно доказанной по ряду признаков.

Выделение в морях Луны разновозрастных (при точности современных определений) базальтовых плащей, которые возникали в различных и далеко отстоящих одно от другого морях, имеет чрезвычайно важное значение. В разных бассейнах Луны существуют плащи лав, одинаково разрушенные метеоритной бомбардировкой. Поверхности плащей также одинаково соотносятся с выбросами ранних кратеров (перекрытие обломков) и с выбросами более поздних — молодых кратеров (перекрытие обломками). При построениях, основанных на высокоточных наблюдениях, одинаково примененных ко всем морям, разновозрастные толщи лав выявляются достаточно убедительно.

Следует отметить, что поля разновозрастных базальтов дискретны. Внутри них вся поверхность обладает однотипными чертами. «Постепенная» смена типа поверхностей внутри таких полей не установлена. Иногда поля молодых лав накладываются на поля значительно более древних лав, без «промежуточных» плащей. Правда, в случаях непосредственного контакта очень древних и очень молодых лав картина возвращенных (отраженных) сигналов в некоторых длинах волн оказывается размазанной. Однако все такие участки всегда указываются специально.

Исследования Вильгельма по теле- и фотодокументам картирования показали, что в каждом возрастном диапазоне лав, только в разных объемах, существуют различные по составу типы пород.

На Луне после возникновения крупных многокольцевых бассейнов началась эпоха «заполнения морей» (поздняя эпоха). На поверхность внутри округленных бассейнов стали изливаться лавы. Последовавшее заполнение морей лавами продолжалось около 1 млрд. лет. Проникновение лав к поверхности шло отдельными вспышками — импульсами. Каждый такой импульс отражает глобальный разогрев планеты, так как лавы изливались в разных ее частях. В то же время каждый такой импульс проявлялся регионально, так как не все последовательности лав существуют в каждом из лунных морей.

Интервалы между глобальными импульсами базальтового лунного вулканизма очень велики — от 150 до 600 млн. лет. Даже если внутри этих интервалов будут выделены более дробные последовательности, это лишь подчеркнет наличие множества этапов прогресса и плавления лунных недр, поставивших лавы к поверхности. Трудно объяснить такое длительное влияние на закономерное развитие пла-

неты эффекта мгновенных ударов даже очень крупных метеоритных тел. Учитывая наличие в разных морях Луны синхронных эпох лавовых излияний, более резонно предположить, что формирование самих бассейнов, как и последующее импульсивное заполнение их лавами, определялось эндогенной — внутренней активностью Луны, пока энергия не была почти полностью исчерпана.

Рассмотрим, как распределяются по дну поздних вулканических лунных морей и океанов разновозрастные плащи лав (рис. 15). Самые крупные выходы на поверхности самых древних базальтов I известны в «нерегулярном» — неправильном Море Спокойствия, которое составлено депрессиями, концентрическими относительно смежных круговых морей. Та же толща I выполняет Море Нектара. Она вскрыта в краевых частях Морей Кризисов, Смита, Краевого, а также в краях Моря Ясности. Отдельные поля выходов этой древней толщи отмечены в краевых приподнятых участках Моря Дождей. Считается, что здесь толща может быть развита шире, но закрыта сверху молодыми лавами. Наконец, эта толща лав выходит на северо-западе Океана Бурь, а также в виде малых пятен выступает на поднятиях в южной части Океана Бурь.

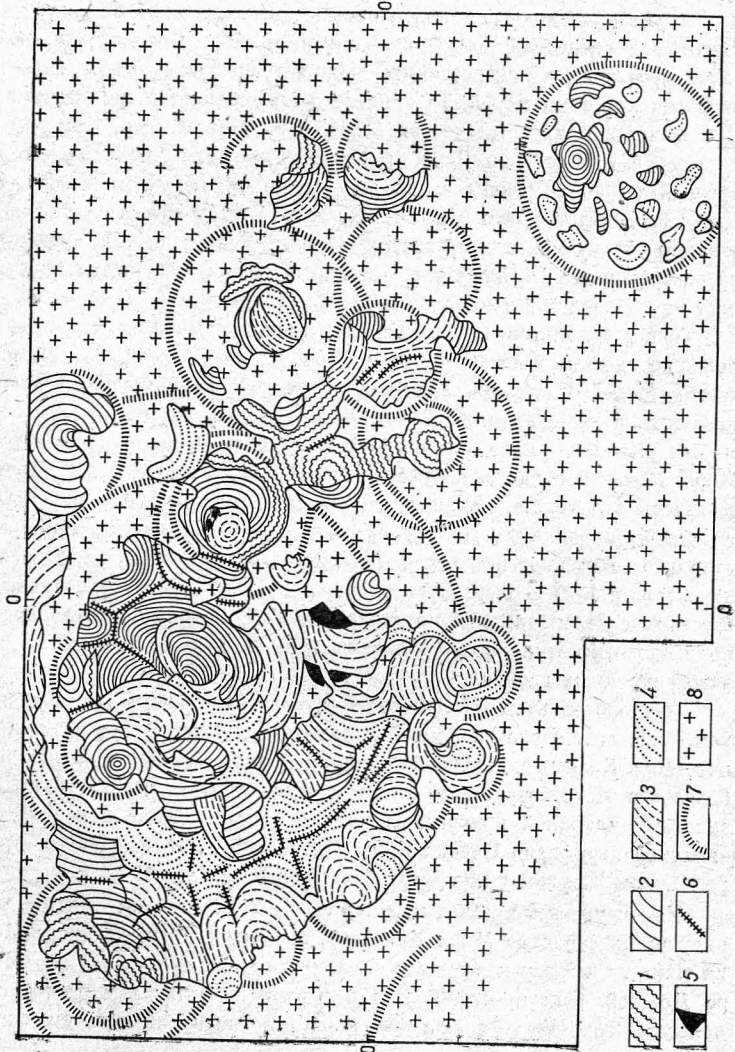
Толща базальтов II глобального импульса магматизма имеет большие выходы в центре и на востоке Моря Ясности, в краевых частях Морей Изобилия, Кризисов, Смита. В виде крупного поля выходит на северо-востоке Моря Дождей, а также на севере и в малых выходах — на юге Океана Бурь. Самое крупное поле лав в Море Южном представлено базальтами этого возраста. В Море Кризисов эта толща, видимо, не перекрывала бассейн целиком, а концентрировалась в восточной части, так как крупные кратеры западнее вскрывают под более молодыми лавами лишь самую древнюю толщу I. В Океане Бурь толща лав II тоже не перекрывала бассейн целиком, так как на севере Океана, недалеко от главного поля развития этих лав установлены зоны, где более молодые лавы лежат на самых древних.

Толща базальтов III лунного импульса вулканизма почти целиком покрывает Море Изобилия, западную часть Моря Кризисов, запад Моря Краевого, внутренний западный круг Моря Ясности. Плащ базальтов этого возраста развит на поверхности Моря Дождей в его западной и южной прикраевых частях, слагает также поверхность западной периферии Океана Бурь. Пятна лав этого возраста в Море Южном окружают по кругу область развития лав II.

Наконец, самые молодые лавы Луны (IV) слагают восточный полукруг в середине Моря Кризисов, крайние северные заливы Моря Ясности, образуют краевую западную серповидную полосу в Море Дождей. Они протягиваются в центре и частью — в восточной полосе Океана Бурь, также образуя малые пятна на крайнем запа-

Рис. 15. Возраст базальтов внутри вулканических морей Луны.

1 — базальты I фазы излияния (3,9—3,75 млрд. лет), 2 — II фазы излияния (3,75—3,6 млрд. лет), 3 — III фазы излияния (3,6—3,0 млрд. лет), 4 — IV фазы излияния (3,0—2,7 млрд. лет); 5 — темные покровы (туфообразные криноиды), образовавшиеся при вулканических взрывах; 6 — срединно-океанские хребты; 7 — горные луги материков; 8 — материк



де. В Море Южном округлые и серповидные участки молодых базальтов слагают периферическое кольцо лавовых пятен.

В кольцевых «регулярных» морях более молодые лавы занимают все более краевые площади бассейнов. Особенно характерно это для Моря Ясности, Моря Дождей, серповидного поля лав Моря Краевого. Та же тенденция устанавливается для Моря Влажности (смещение последовательных плащей к северу) и для Моря Обломков (смещение к западу и востоку).

Закономерность смещения центров извержений к периферии цирковых морей отметил Р. Де Хон на примере Моря Южного. Эта закономерность характерна и для заполнения других круговых морей. Перед заполнением частных внутренних бассейнов более молодыми лавами предварительно формируются их собственные впадины, огражденные по краям морскими хребтами. Это четко видно в каждом малом лавовом пятне Моря Южного, на востоке Моря Кризисов (лавы распространяются только до центрального хребта), в Море Ясности, где молодой лавовый плащ ограничен поднятием с востока. Несколько хуже это проявлено в Море Дождей, хотя форма дуговых ограничений полей на крайнем юго-западе бассейна и здесь говорит об огражденности дуговым поднятием разливавшихся расплавов.

Своеобразна зональность разновозрастных лавовых плащей внутри Океана Бурь. Самые молодые базальты группируются большим протяженным полем в середине океана. В виде отдельных серповидных пятен они выходят на юге вдоль срединной системы морских хребтов и борозд. Внутри хребтов, дугообразно ограждающих фронты лавовых полей, вскрыты более древние лавы. Молодое базальтовое поле протягивается вдоль срединного хребта океана далее на север, где смыкается с плащом одновозрастных базальтов в дуговом Море Холода.

Для Океана Бурь — самого «нерегулярного» вулканического бассейна Луны устанавливается закономерность, свидетельствующая об «омоложении» лав к центру — к центральному хребту с системой малых хребтов и борозд. Это «омоложение» лавовых плащей происходило импульсно, отдельными вспышками. Во время каждой вспышки возникали целые поля базальтов (напомним, что все признаки, свидетельствующие о возрасте лав, как и в других вулканических морях Луны, резко меняются на границах базальтовых плащей).

Можно рассматривать срединный хребет Океана Бурь как погруженный вал огромного кольца — элемента многокольцевого бассейна Гаргантюа с центром в Море Дождей. Тогда обнаружится, что внутри этого мегакольцевого вала, налегая на него и продолжаясь в дуговом северном Море Холода, залегает самый молодой плащ базальтов. Отдельные пятна таких же молодых лав на запад-



ной периферии Океана тоже залегают по краю внешнего горного материкового обрамления. Лавы не слагают на западе Океана целую полосу, а распадаются на отдельные плащи внутри ограничивающих собственных малых кордильер. Это — случай, обычный для областей незначительного вулканического заполнения. Любой из импульсов базальтовых излияний при незначительном проявлении выражается образованием мелких лавовых пятен.

Импульсы базальтовых излияний в лунных круговых бассейнах проявляются с закономерным последовательным «отступанием» от их центров к краям. Отступление сопровождается постепенным уменьшением объема выливаемых расплавов. Та же закономерность проявлена и внутри малых круговых морей, где поздние лавы концентрируются вдоль одного из краев окружающего горного кольца.

Итак, базальтовые лавы морского типа изливались на Луне до образования главных многокольцевых бассейнов. Дж. Вайтфорд-Старк и Дж. Хэд в 1980 г. привели данные, что среди «добассейновых» базальтов известны породы с разным содержанием титана и с возрастом около 3,9 млрд. лет (обломки из сборов «Аполлон-16 и 17»). Такие доимбрийские базальты существуют на больших площадях и имеют собственные характерные различия составов. Значит, излияния лунных морских лав не следовали за предполагавшейся «главной бомбардировкой», а были также и ранее. Часть первых излияний внутри возникших затем крупных бассейнов проходила одновременно с созданием самого молодого бассейна Моря Восточного.

Может быть, импакты — крупные метеоритные удары в интервале 3,98—3,87 млрд. лет — просто прервали и нарушили общий ход базальтового магматизма на Луне, создав впадины ударных выбросов — «экскавационные бассейны»? Однако морские послеймбрийские базальты изливаются именно внутри них. Это невозможно объяснить низким уровнем дна образованных впадин. Лавы общих типов проявились в почти плоском Море Южном, практически лишенном и горного кольца. Везде устанавливается к тому же однотипная направленность смещения зон молодых базальтовых излияний — центробежная, одинаково как для малых, так и для больших кругов.

Лавовые излияния невозможно считать независимыми от концентрических круговых неоднородностей планеты. Ведь лавы и сами обнаруживают концентрическую зональность последовательных прорывов вверх. Самые крупные и самые мелкие базальтовые пятна как внутри морей, так и на материках всегда располагаются близ крупных или малых дуговых и кольцевых гор. Вне тыльной зоны большой или малой приподнятой дуги ни на материке, ни в морях Луны базальты не изливаются. Объединяясь, накладываясь одно на другое

или совмещаясь своими краями, круговые или серповидные пятна базальтов внутри горных дуг или колец образуют сплошные лавовые плащи лунных морских впадин.

Более похоже, что гигантские горные концентры, как и малые горные дуги, залитые изнутри лавами, тоже являются результатом проявления эндогенных — глубинных планетных сил. Самые мощные взрывы глубинной активности создавали гигантские горные кольца с выпахиванием внутренних кругов мгновенным сбросом летучих компонентов — воды и других газов. Ведь Луна их не может удержать из-за своей малой массы. Вокруг экскавационных впадин родились «застывшие волны» из кольцевых гор вздыбленного лунного субстрата.

Американские ученые считают, что застывшие волны концентричных поднятий могут создаваться так называемой «базисной волной», которую порождает удар. Удар по твердой планетной коре может быть одинаково и внешним — метеоритным и внутренним — эндогенным. В том и другом случаях рождается взрыв. Выбросы, обеспеченные гигантским взрывом эндогенного происхождения, также способны приводить к появлению вторичных кратеров, радиально удаленных от эпицентра. Позднее, еще миллиард лет после главного взрывного выброса летучих компонентов из главных бассейнов продолжалась эндогенная активность системы концентров. Но теперь происходило только зональное поступление базальтовых расплавов из «осушенных» взрывом недр. Перемещения субстрата перед каждым вулканическим импульсом заключались лишь в образовании небольших морских хребтов, ограждающих поздние лавовые бассейны.

Таким образом, на вопрос, когда изливались базальты Луны, можно ответить следующее. Ранние базальтовые излияния (до 4,0 млрд. лет) предшествовали главным «бассейнообразующим» событиям. После образования крупных многокольцевых бассейнов и частью одновременно с их образованием (3,97—3,87 млрд. лет) наступил этап поздних последовательных базальтовых излияний. Этап продолжался вплоть до времени 3,0—2,5 млрд. лет.

Базальты извергались на поверхность в течение 4-х главных последовательных глобальных вспышек вулканизма, заполняя вулканические моря Луны, видимые глазом. Каждая вспышка вулканизма вела к образованию пятен, полос или серповидных зон, залитых базальтовыми покровами в разных морях Луны. Перед каждой последовательной вспышкой извержений сначала оформлялась депрессия, огражденная дуговым или кольцевым частным поднятием — барьером. Внутри обособившегося бассейна и накапливались лавы при излиянии.

В каждом из круговых крупных бассейнов устанавливается одна и та же закономерность постепенного последовательного излия-

ния базальтов. Каждый раз в очередную вспышку вулканизма происходит «отступление» от центра к краю следующей зоны более молодых лавовых извержений. Молодые вулканические плащи располагаются ближе к периферии своих бассейнов, приближаясь к окружающим бассейнам горным дуговым поднятиям.

При смыкании соседних больших или малых концентров самые молодые базальтовые излияния проявляются сразу с двух сторон от общего для сомкнутых концентров поднятого обода. Общий обод, состоящий из сомкнутых горных дуг, превращается в таком случае в срединный хребет «нерегулярного» моря. Он перекрывается наиболее молодыми базальтами и обращается в «призрак» дуговых кордильер — фантом.

#### Хребты и борозды на дне лунных морей

Морские хребты — риджи имеют высоту 300—450 м относительно смежных равнин и протягиваются отдельными фрагментами длиной в среднем 50—70 км. Отдельные хребты достигают длины 100—150 км. Средняя ширина морских хребтов 4—5 км. Однако есть и более узкие с шириной около 1 км и с крутыми бортами.

В среднем «риджевый» рельеф внутри морей имеет амплитуду 50—350 м. Это отдельные приподнятые дуговые фрагменты с зубренными вершинами. Для многих морских хребтов доказано антиклинальное залегание лав, т. е. поднятие их в виде выпуклой вверх складки. Однако это не дает ответа на вопрос о происхождении риджей.

Американские исследователи Луны Р. Грили и П. Спадис сравнили морфологию лунных морских хребтов с хребтами траппового плато Колумбия в Кордильерах. Они пришли к выводу, что имеется полное сходство тех и других по размерам и морфологии.

После того как специальными методами геофизики исследовали подповерхностные слои в Море Ясности и в Море Кризисов, выяснилось, что лавы залегают в морях пачками — плащами с мощностью в 1—2 км. Плащи разделяются менее плотными прослоями. По тому, как смещаются вдоль хребтов поверхности глубоких слоев, были установлены деформации в виде плоских надвигов. Перемещение блоков в хребтах происходит в вертикальном и горизонтальном направлениях. Хребты соответствуют краям отдельных впадин внутри самих морей. Одновременно они параллельны краям частных круговых бассейнов, составляющих эти моря. К таким отдельным бассейнам — впадинам нерегулярных морей приурочены масконы (концентрация масс) — участки, где под поверхностью установлены уплотнения недр. Обычно масконы характеризуют центры круговых морей, где больше всего накопилось тяжелых базаль-

товых лав (масконы объясняют также наличием в недрах плотных планетозималей, захороненных при аккреции Луны).

Риджи, параллельные внешним краям круговых бассейнов, очень хорошо представлены в Море Ясности. Важным признаком хребтов по краям этого моря является их переход по прастиранию в окружающее горное обрамление, что подтверждает их разломную природу.

Разломы должны быть достаточно глубокими, так как пересекают высоко поднятые материковые уступы. Следовательно, это не мелкие приповерхностные перемещения, напоминающие проседания типа кальдерных при большой мощности лав, поступивших из «опущенных» подповерхностных камер.

Другие ученые (например Д. Уоррел с соавторами) считают, что ориентировка хребтов — складок в круговых бассейнах не связана с топографией дна и заполнением бассейна. Хребты представляют собой результат сжатия, в том числе общего сжатия планеты. Это подтверждается наиболее частой ориентировкой хребтов преимущественно в северном направлении даже внутри круговых морей.

Происхождение морских риджей объясняют несколькими способами.

1. Результат сдавливания недр при оседании дна бассейна под тяжестью лав. Это подтверждается тем, что риджи часто совпадают с зонами изменения мощности базальтов.

2. Это интрузивные тела, внедренные по трещинам и приподнявшие кровлю лав.

3. Морские хребты — аналоги земных хребтов сдавливания, приводящего к надвигам. Эти представления подтверждаются тем, что многие хребты резко асимметричны в профиле. Так, на востоке Моря Ясности в районе долины Тавр-Литров прослежен морской рифт, параллельный краю бассейна. Маленький кратер на его поверхности образовался по разлому. Одна половина кратера сохранилась на западном склоне хребта, а вторая — «исчезла» под надвинутой пластиной. Такие соотношения показывают признаки надвигания лавовых плит, всегда направленные кнаружи выпуклости морского хребта. Очевидно, происходят перемещения уже твердых лав, на поверхности которых сохраняются лунки ударных кратеров. Американский геолог Р. Шмитт, высадившийся на Луне с миссией «Аполлон-17» в данном районе, установил, что морской хребет переходит в материковый разлом, что подтверждает тектоническую его природу. Подобные хребты отмечены и в других морях.

4. Хребты морей — это системы даек, подводивших лаву для самых поздних фаз заполнения морей. Над такими каналами возникают вздутия лавовой поверхности в виде вала, внутри которого продолжает течь расплавленная магма, когда стенки этого «канала»



уже застыли. Лава течет как по трубе. Полость «трубы», из которой лава уже вытекла в депрессию, может осесть. Кровля ее рухнет, и тогда вал станет щелью, т. е. узкой депрессией. Такие депрессии называют рилли. Поскольку иногда валы — риджи сменяются риллями, продолжая друг друга, такое объяснение происхождения некоторых морских хребтов вполне правомочно.

5. Риджи — это отражение подстилающих структур долавого рельефа. Во многих случаях и эти предположения вполне оправдываются. Например, сомкнутые хребты — обода внутри нерегулярных морей, концентричные к различным круговым бассейнам, несомненно, отражают долавою топографию. По существу, и те риджи, которые отвечают резкой смене мощности лав, тоже соответствуют долавому рельефу, хотя отдельные ступени — перекосы склонов испытывают и более поздние «обновления».

Просвечивание радаром с окололунных орбит поверхности морей позволило выявить подповерхностные слои базальтов. Оно показало также, что средняя глубина отражающих поверхностей 1—2 км. В море Ясности два таких слоя, лежащих на третьем, более глубоком. В Море Кризисов — один. Разделяющие поверхности отражают прослои менее плотных образований. Это либо разрушенные породы — реголит на кровле нижних лавовых горизонтов, либо покровный материал типа туфов, происходящий от отдельных вулканических взрывов.

Исследование радаром Моря Ясности показало, что удары мелких тел, создающие малые кратеры, не отражаются на деформации слоев (что подтвердило также метеоритную природу мелких кратеров). В то же время слои вдоль риджей, а также вдоль смежных с ними грабенов (тектонических риллей) однотипно смещаются как на верхних, так и на глубоких уровнях. Это подтверждает их тектоническую природу — т. е. поднятие или опускание блоков с помощью эндогенных, глубинных усилий. Важно, что слои базальтов по направлению к осям морских хребтов испытывают некоторое утонение во всех подповерхностных горизонтах, что свидетельствует о длительном развитии и обновлении блоковых перемещений в разные эпохи накопления лав. С другой стороны, на профилях, построенных по данным радаров, можно обнаружить значительную изогнутость слоев вдоль хребтов. Вероятно, в вершинах — осях хребтов — должны выходить к поверхности более глубокие лавовые горизонты.

Действительно, в Море Кризисов в осевой зоне морского хребта, концентрически расположенного вдоль южного краевого уступа горного обрамления, выступают лавы древнего комплекса. Узкая дуговая полоска выхода древних лав, подстилающих более молодой плащ, показывает, что к моменту излияния верхнего плаща хре-

бет уже был поднят в рельефе. Молодые лавы, разливаясь по бассейну, обтекали поднятия и не перекрыли вершину хребта.

По лавовому комплексу, который вскрывается в хребте, можно судить, какие горизонты залегают на глубине. В частности, в Море Кризисов выяснилось, что в южной части бассейна под плащом самых молодых базальтов отсутствует горизонт «промежуточного» возраста лав (III), развитый на северо-западе моря. С другой стороны, на северо-западе его, где самые молодые лавы не изливались, может отсутствовать горизонт II, широко развитый на востоке моря и выступающий в южном морском хребте.

Исследования подповерхностных слоев морей с помощью радаров дали возможность также подтвердить предположения о надвиговой природе морских хребтов. Эти построения основывались на асимметричных формах профилей хребтов. Например, в юго-восточной части Моря Ясности прослежено поднятие нижних лавовых горизонтов к морскому хребту. С наружной, выпуклой стороны хребта установлен в подповерхностных толщах лав разлом. По разлому два блока смещены один от другого по вертикали на 300 м. Однако разлом и смещение слоев не обнаруживаются в рельефе поверхности снаружи выпуклой дуги этого хребта. По мнению американских исследователей (Р. Филипс и др.), такие наблюдения подтверждают гипотезу В. Лучитты, что вертикальные разломы глубин в приповерхностных слоях морских хребтов переходят в пологие надвиги.

Рилли бывают сложной извилистой формы — вулканического происхождения (о них пойдет речь в следующей главе), а также прямыми или дуговыми, с резкими границами (тектонические рилли — грабены опускания). Американский геолог М. Голомбек в 1979 г. указывал, что прямые и дуговые грабены обычно ограничены разломами, наклоненными к их центру под углом 60°. Их средняя глубина до 1 км, ширина 2—3 км. Состав стенок и дна грабенов однотипный, что говорит об опускании узких блоков. Когда грабены переходят с морского дна на материк, они становятся более широкими и более глубокими (до 3 км), что показывает большую глубину рыхлого и раздробленного слоя на поверхности материков. Почти все грабены тяготеют к краям морей. Внутри краев морей они обычно концентричны, входят в общие системы с морскими хребтами. За краями морей в горах они тоже концентричны, а перед фронтами гор часто располагаются радиально к ним (рис. 16).

В. Лучитта и Дж. Уоткинс показали, что из всех лунных грабенов (с плоским дном и длиной более 10 км) 35 % размещаются на вулканических морях. Из них 90 % располагаются на базальтовых плащах с возрастом I и II, т. е. более древних, чем 3,3 млрд. лет, на молодых базальтах — всего 2 % и 8 % — с неясной приуроченностью.

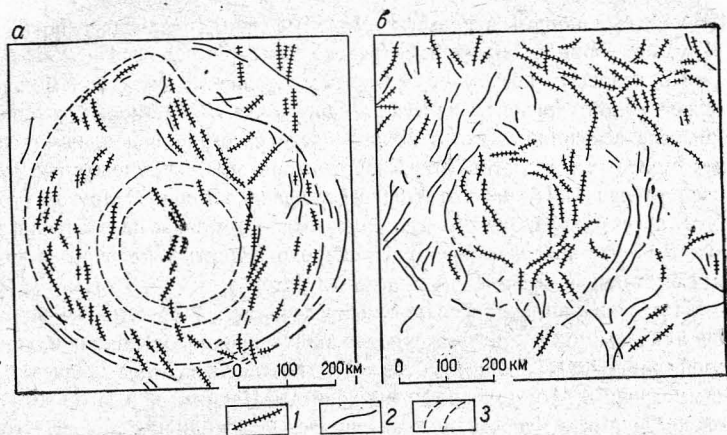


Рис. 16. Хребты и борозды Моря Ясности (а) и Моря Влажности (б).  
1 — хребты — риджи; 2 — борозды, тектонические рилли; 3 — осевые линии ободов морских бассейнов

На границе с молодыми лавовыми плащами грабены перекрываются ими. Тектонические — разломные движения продолжают много позже бассейнообразующих процессов, но интенсивность движений снижается.

Располагаются грабены и по краям морей, имеющих масконы. Очень характерны системы грабенов и хребтов, окружающих Моря Ясности, подробно изученные геологом Соломоном в 1979 г. Здесь выделяется целая система хребтов и грабенов, изогнутых параллельно краю моря с общей шириной 50—100 км. Иногда грабены разделяются морскими валами — пологими вздутиями. Валы отличаются от узких хребтов, часто асимметричных и с узкими краями. Именно в этом море была установлена закономерность, что молодые плащи лав обрамляются системами грабенов и хребтов, ограждающих лавовые бассейны. В то же время сами молодые плащи нарушены слабо. Перед заполнением впадины молодыми лавами предварительное, в результате тектонических движений создаются ее ограничения. Затем субстрат под лавами продолжает опускаться, появляются хребты, но грабены редки.

Поскольку грабены и хребты явно тяготеют к краям масконовых круговых бассейнов с их горным обрамлением, заслуживает особого внимания наличие системы хребтов и грабенов в центре Океана Бурь. Масконы здесь отсутствуют, хотя развиты самые молодые базальты. Видимо, в центре океана нет мощных лав. Элементы концентрации масс (масконов) существуют к востоку от хребта

Океана (в центре) и к западу от него (южнее). Плаща молодых базальтов IV и с запада, и с востока от хребта распадаются на отдельные полукруги, огражденные по фронту системой узких хребтов и грабенов. Это самые молодые базальтовые плащи, приближенные с двух сторон к краям общего борта частных масконовых бассейнов Океана Бурь. В центральных хребтах на дуговых поднятиях вскрываются более древние базальты (III и II).

Система срединного хребта Океана Бурь с самыми молодыми лавами в центре похожа на зону смыкания обращенных друг к другу двух крупных дуговых поднятий фундамента. В тылу каждого из них с двух сторон от срединного хребта появляются концентрации масс. Дуговые элементы хребта, ограничивающие сомкнутые молодые лавовые плащи, как и в круговых бассейнах, обновляют структуры поднятий подлавого субстрата.

Таким образом, на дне лунных базальтовых морей и океанов существуют тектонические, т.е. эндогенного происхождения хребты и грабены. Они, как и на земных вулканических плащах материков и дна океанов, группируются в общие системы. Многие дуговые хребты имеют асимметричное строение с надвигами снаружки и являются поднятыми барьерами — ободами для более молодых лавовых бассейнов. Они похожи на островные дуги Земли, где древние лавы океанского дна участвуют в надвиговых поднятиях, ограждающих «задуговые» бассейны. Базальты в таких внутренних бассейнах, огражденных надвиговым ободом, всегда молодые. Они изливались после поднятия островного барьера — обода. Хребты, в которых изогнуты и приподняты более древние лавы, а также ограждающие эти хребты тектонические рилли — грабены, как и на Земле, бывают не только по краю, но и в центре лунных базальтовых океанов. Здесь они отвечают сомкнутым дуговым поднятиям долавого основания.

#### Как образовались лунные вулканические моря?

Считается, что недра Луны содержали изначально меньшее количество летучих компонентов, чем земные недра. Очень быстрый спад давления при подходе лунной магмы к поверхности должен обеспечивать, тем не менее, отщепление в магме газовых пузырьков с главными компонентами — окисью углерода и водородом. Истечение магмы делается быстрее с ростом числа таких внутренних пузырьков. Скорость истечения базальтовой лавы на Луне считается большей, чем на Земле, в 3 либо даже в 10 раз. На поверхности лава, быстро теряя летучие компоненты, должна застывать гораздо быстрее, чем на Земле; в то же время вязкое трение внутри потока лав ее разогревает, что, по мнению Л. Уилсона и Дж. Хэда, помо-



гает лаве долго двигаться вдоль поверхности с малым уклоном.

Тип лунных извержений в вулканических морях считается трещинным, направление течения лав определяется рельефом. Известны участки, где направления течения лав иные, чем современные уклоны поверхности. Такие наблюдения обычно указывают на более поздние оседания центральных частей бассейнов.

Быстрое поступление маловязкой лавы в больших объемах давало возможность базальтам растекаться на широких пространствах, создавая плоские поверхности, с заполнением малых округлых депрессий. Именно поэтому деформации поверхности лав обычно определяются как вторичные, тектонические.

Проявленными на поверхности каналами извержения являются вулканические извилистые рилли. Они имеют характерные сегменты, различно ориентированные — возможно, отвечающие трещинам на глубине. Но даже внутри сегментов отмечаются мелкие извилины. При течении лав по таким каналам верхняя кромка потоков застывала в виде трубы, потом кровля «трубы» обрушивалась. Считается, что рилли типичны для относительно поздних фаз излияний, когда первые порции расплава унесли с собой большую часть летучих компонентов.

Исследования А. Гиффорд и Ф. Эль-Баца показали, что средняя высота уступов на фронте потоков лунных базальтов (вероятно, меньшая, чем их мощность) около 20 м. 57 % измеренных фронтов имеют высоту более 15 м, 27 % — менее 10 м. В Море Дождей описаны фронты самых молодых покровов, имеющих высоты до 100 м. Крупнейшие потоки молодых лав в Море Дождей берут начало на юго-западе Моря из трещины, протянувшейся от кратера на горе, названной именем советского академика Виноградова, внесшего значительный вклад в изучение лунных пород.

На потоках Моря Дождей, определенных как самые молодые по топографии и по числу мелких кратеров, имеются также более крупные кратеры. Относительный избыток таких крупных кратеров свидетельствует, что часть свежих кратеров (диаметр больше 225 м) имеет явно эндогенное — вулканическое происхождение.

Анализируя поля поверхностных лав Моря Дождей, А. Гиффорд и Ф. Эль-Баца отмечают, что одновозрастные плащи должны иметь множество источников — подводящих каналов. Кроме того, в более поздних потоках сохраняются не только стенки риллей, но и фронтальные уступы потоков. Плохо выраженные фронтальные уступы лав древних последовательностей (I, II, III) связаны с их разрушением, деградацией уступов. Уступ высотой в 15 м может быть разрушен полностью или снижен из-за смены температур или мелкой метеоритной бомбардировки с образованием около него плаща реголита.

Вообще на поверхности лунных морей отмечено мало вулканических жерл, куполов, риллей. Поэтому считается, что большинство подводящих каналов перекрыто. Очевидно, они существуют и под базальтами круговых малых впадин внутри Моря Южного, поскольку между отдельными озерами лав отсутствуют «проливы», по которым расплав мог бы перетекать из одной малой депрессии в другую.

Рассматривая источники и стиль извержения лав в Океане Бурь, Дж. Вайтфорд-Старк и Дж. Хэд отмечают, что у самых молодых лав (IV) очень редко наблюдаются каналы в виде извилистых риллей и низких конусов с диаметрами около 10 км. Мощность всех потоков этой толщи ограничивается 100 м, так как морские хребты (с выходами более древних лав) образуют барьеры, отделяющие разные бассейны один от другого. Отдельные потоки имеют мощность в среднем 10 м, но есть и потоки до 25 м. Если отдельные поля имеют свои источники, залитые покровами, то важно отметить однотипное развитие изолированных магматических камер, так как лавы этого возраста по всем известным параметрам одинаковы.

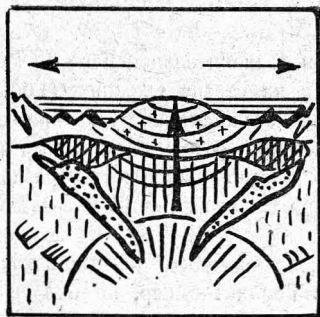
Лавы с возрастом III в Океане Бурь в значительной мере поступали со стороны внутреннего поднятия на севере Океана (Горы Рюмкер), хотя должны быть и местные источники в других частях поля лав. Предполагается, что на Горах Рюмкер толща лав III мощнее самых молодых лав, расположенных выше. На хребтах, разделяющих поля молодых базальтов, мощность этой толщи в средней части Океана более 200 м.

У толщи лав с возрастом II установлено много частных источников, которые берут начало также в Горах Рюмкер, но большей частью в более южных поднятиях — Плато Аристарх и в Горах Мариус. Последнее поднятие расположено на срединном океанском хребте. Для источников лав на поднятиях характерны рилли «с головами» — т. е. с центральными лунками — кратерами, наиболее долго поставившими расплавы. Диаметры таких кратеров более 5 км. Крупные рилли — каналы извилистой формы, по которым текли поздние потоки, имеют ширину до 1 км. Средняя мощность толщи II около 250 м, иногда она достигает 500 м.

Самая древняя в Океане толща I считается наименее мощной и, видимо, заполняла Океан незначительно. Средняя мощность ее 125 м.

Одно из важных наблюдений относительно заполнения Океана Бурь касается появления так называемых темных покровов в основании самой нижней толщи. Темные покровы считаются вулканическими пеплами и туфами, произошедшими в результате эксплозий. Отмечено, что такие эксплозивные вулканические продукты связаны только с накоплением нижних двух толщ и особенно — с самой ниж-

ней. Это еще раз показывает, что от самых ранних импульсов базальтового вулканизма к самым поздним происходит снижение содержания летучих компонентов в глубинных камерах, где образуются расплавы. Таким образом, как и вулканические плащи земных базальтовых морей, лунные лавовые бассейны заполняются при выходе расплавов из многочисленных мелких трещин, которые перекрываются покровами базальтов, и их не видно. Длительные излияния лав из отдельных центров приводят к тому, что в конце излияний возникают извилистые вулканические рилли — трубы для текущей лавы, «осевшие» после своего опустошения. Там, где такие поздние источники лав группируются вместе, установлены «головы» риллей — мелкие округлые кальдеры. Участки накопления лавовых потоков близ центров извержений выступают в рельефе базальтовых плащей в виде вулканических надстроек.



**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ МОРЯ  
ПЛАНЕТ В ТЫЛУ  
ДУГОВЫХ ГОР**

Вулканические моря Земли  
и Луны устроены одинаково

Вулканические моря на Земле и на Луне всегда появлялись после поднятия гор, ограждавших по дуге либо по кольцу бассейны лавовых излияний. Молодая лавовая поверхностная оболочка Земли — ее базальтовая скорлупа при ближайшем рассмотрении выявила свое «чешуйчатое» строение. Каждая «чешуйка» — базальтовый плащ определенного возраста. Накладываясь друг на друга, базальтовые пластины последовательных стадий образования постепенно перекрыли все дно земных океанов.

Самые ранние базальтовые плащи — пластины тяготеют к краям побережий Атлантического океана. В направлении к его центру появляются более молодые. Это показывает, что и горные системы, в тылу которых изливались базальты, тоже становились все моложе, отступая во времени от центральных частей древних материковых платформ. На материках давно выявлена закономерность окрещения самых древних стабильных глыб складчатыми зонами по-

следовательных этапов горообразования. В дне океанов эта же закономерность проявляется в смене возраста базальтовых полей, постепенно перекрывавших складчатые системы с тыла, самые молодые складчатые зоны должны быть в центре океанов атлантического типа.

Когда после образования гор в их тылу возникает базальтовый плащ, вся область под базальтами испытывает опускания. Эти опускания не сразу приводят к погружению области на уровень океанского дна. Например, Зауралье и Западная Сибирь погрузились значительно, и здесь возникла гигантская молодая плита — «неудавшийся океан». В то же время область платформы под тунгусскими траппами после погружений на этапе лавовых излияний затем поднялась. Также поднялись после накопления лав и другие платформенные зоны покрытые траппами — плато Деккан Индостана, плато бассейна Параны в Южной Америке. Последующие поднятия лавовых плащей привели к тому, что чехлы лав размывались, создавая ступенчатый рельеф склонов поднятых плато.

Близ окружающих гор, там, где плащи лав перекрывали регионы, прогретые и пронизанные гранитами в эпохи складчатости и горообразования, процесс послесбазальтовых погружений осуществляется наиболее устойчиво. Это происходит потому, что «горячее одеяло» базальтов на поверхности, закрыв снаружи блок земной коры, где недра и до того были значительно прогреты, приведет к еще большему перегреву и к более устойчивому отщеплению летучих компонентов в литосфере, особенно воды.

Значительный прогрев земных толщ на малых глубинах под плащами базальтов устанавливается на том основании, что угли в продуктивных толщах, часто залегающие под траппами на материках, превращаются в антрациты. В тех угленосных бассейнах Земли, где лав на поверхности нет, такие изменения углей происходят на глубине 10—15 км. Как показали геологи А. К. Матвеев и Ю. Р. Мазор, угли под базальтами переходят в антрациты на глубине до 1,5 км.

При глубоководном бурении в океане у устья Калифорнийского залива были сделаны замеры температур в области молодого базальтового вулканизма. Выяснилось, что температуры осадочных слоев между молодыми интрузиями базитовых плутонов достигают 200 °C на глубинах около 1 км. Такие же температуры «восстановлены» для прежних эпох под плащами лав.

Литосфера под базальтами становится более плотной, земная кора из-за мощного прогрева приобретает свойства, сближающие ее по плотности с корой океанов. Вода как бы перекачивается из массы земного вещества на поверхность, где концентрируется в водном слое. Это — один из возможных способов «геофизической океа-



низации» земной коры, обретение ею новых плотностных характеристик, которые обнаруживаются по скоростям прохождения сейсмических волн.

Известный геолог Г. Д. Афанасьев, предполагая подобный процесс «океанизации» земной коры, придавал большое значение также самому появлению поверхностного (океанического) водного слоя. Он считал, что вода, перекачанная из недр, создает дополнительное давление на земную твердь сверху.

Сравнение базальтовых морей Земли и Луны показало, что даже при отсутствии водного слоя на Луне в областях развития базальтов везде устанавливается относительно утоненная и уплотненная кора (около 50 км), заметно более тонкая, чем под лунными материками (около 100 км). Значит, если и происходит уплотнение кор планет за счет их перегрева глубинными очагами под «горячим одеялом» поверхностных лав, то это уплотнение уже само достаточно для создания новых коровых характеристик. Присутствуют или отсутствуют воды поверх базальтовых бассейнов, под которыми просела планетная твердь, не имеет принципиального значения для плотности подбазальтовых слоев. В то же время должна иметь значение для степени «высушивания» подбазальтовых недр мощность излившихся лав. Близ гор, где плащ лав выклинивается, прогрев тоже менее эффективен. Так, Уральские горы сохранились поднятыми, как и горы Аппалачей по краю Северо-Американского материка, хотя их тыловые зоны под лавами опустились. Одноактное образование плаща базальтов с мощностью в среднем 1—1,5 км на платформах еще не приводит к достаточному переуплотнению их относительно холодных недр, поэтому после эпохи магматизма глубины остывают. Отщепление летучих компонентов проходит недостаточно, и платформы вновь воздымаются. Напомним, что самые поздние лавы трапповых материковых провинций наиболее сходны с низкокалорийными базальтами океанов. Мощность именно таких базальтов, типичных для дна океана, может служить показателем большей или меньшей степени «геофизической океанизации» земной коры.

Для степени «высушивания» недр также имеет значение влияние смежных областей вулканизма. Прилегая друг к другу, базальтовые плащи накладываются краями друг на друга. Эффект начального прогрева усиливается влиянием следующего импульса магматизма. Обычно от этапа изливания лав (всегда близ уровня нулевой поверхности для Земли) и до этапа платформенных поднятий с образованием разломов, появлением надстраивающих вулканических сооружений проходит 20—30 млн. лет (см. рис. 11). Если в соседней области в это время происходит извержения базальтов следующей глобальной эпохи, то дополнительный прогрев вновь усиливает процесс «высушивания» подбазальтового субстрата до определенно-

го критического состояния. После этого блок коры становится устойчивым уже на низком — океанском гипсометрическом уровне.

На Луне наиболее переуплотненные недра характеризуются масконами. Масконы типичны для круговых морей и особенно там, где лавы излились в течение нескольких магматических эпох. Правда, существуют масконы и под круговыми впадинами, где на поверхности лав нет, но зато предполагается наличие крупных интрузивных магматических тел. Такие круговые впадины Луны типичны для невидимого ее полушария, их называют талассониды. В круговых морях видимого полушария масконы появляются в участках, где установлены на поверхности самые молодые лавы. Под ними обычно имеются и все более древние базальтовые плащи, т. е. мощность лав здесь наибольшая.

В любом круговом море Луны каждый следующий импульс магматизма проявляется в более узкой полосе либо в отдельном малом бассейне, который возникает на плаще из более древних лав. Края лавового молодого бассейна составлены обычно морскими хребтами, в которых приподняты древние лавы. Сначала происходит воздымание этих частных ободов, потом уже изливание молодых лав внутри обособленных ободами депрессий.

Примерно то же можно наблюдать и в гигантском округлом базальтовом бассейне земного Тихого океана. Его самые древние лавы заполняют гигантскую область центра. После того как возникли дуговые островные поднятия складчатых раннеальпийских гор (на рубеже юры — мела), в тылу дуг образовались плащи базальтов верхнего мела — палеогена. Они возникли по краю океана, на западе — в виде отдельных пятен в тылу складчатых дуг, на юге и востоке — вдоль огромной дуги по краю Восточно-Тихоокеанского поднятия. Следующая фаза образования складчатых островных дуг рубежа мела — палеогена (ларамийская) деформировала древний плащ океанского дна. Возникшие горные дуги отделили самые молодые лавовые бассейны, где излились базальты неогена. На западе при этом вновь обособились частные малые концентры, окруженные горными океанскими дугами, на юго-востоке океана опять возникла огромная дуговая полоса лав, доходящая до Кордильер Северной Америки (см. рис. 9).

Своеобразно размещение масконов в Океане Бурь Луны. В его середине, под хребтом, где развиты самые молодые базальты, масконы отсутствуют. Они появляются только по обеим сторонам хребта, отражая зоны глубокого лавового заполнения. Это еще раз подтверждает, что срединная океанская зона не заливалась лавами всех эпох магматизма. Процесс заполнения океана шел вспышками, так же как на Земле проходило перекрытие лавами дна Атлантического океана. Заполнение шло от краев к центру океана. Под

молодыми лавами в середине могут отсутствовать древние базальтовые плащи.

Ранние импульсы магматизма в центрах земного Атлантического и лунного Океана Бурь либо вообще не проявились, либо базальты перетерпели в них последующие деформации. На Земле лавовые излияния ранних эпох могли смениться эпохами складчатости, за которыми последовали горные поднятия. Именно такие предположения вытекают из картины размещения складчатых зон Земли. На Луне в Океане Бурь если и проявились ранние импульсы магматизма в срединном хребте, то оказались в той полосе, где также вновь и вновь возникали дуговые хребты. Полоса отвечала погруженному ободу гигантского бассейна Гаргантюа и одновременно зоне смыкания ободов частных меньших концентров. Именно в срединных зонах этих малых концентров, с двух сторон от хребта существуют небольшие участки, заполненные лавами большой мощности. Под ними и установлены масконы.

Сравнение базальтовых морей Земли и Луны позволило выделить на последней атлантический и тихоокеанский типы заполнения океанических и морских бассейнов.

Бассейны с атлантическим типом заполнения на Земле и Луне (рис. 17) \* имеют следующие характерные черты:

- 1) наличие срединных хребтов с узкими поднятиями и грабенами. По простиранию хребты переходят в горы материков;
- 2) омоложение возраста лав к срединным хребтам. Эта смена возраста прослеживается по отдельным полосовым и серповидным полям импульсивного становления;
- 3) отсутствие на побережьях ограничивающих горных хребтов;
- 4) от ранних к поздним эпохам базальтового магматизма происходит рост радиусов дуговых хребтов с появлением полосы самых молодых базальтов с двух сторон от «спрямленного» общего срединного хребта.

Внутри пространств тихоокеанского типа Земли и Луны (рис. 18) установлено:

- 1) отсутствие срединных хребтов и появление периферических горных цепей. Цепи гор переходят с материка на ложе океана в виде островных дуг;
- 2) омоложение возраста лав к периферии океанов, к дуговым хребтам вдоль побережья либо к островным хребтам, отделяющим молодые лавовые бассейны. Смена возраста лав прослеживается

\* Масштаб бассейнов на рис. 17 и 18 выбран таким, чтобы можно было визуально сравнивать разновеликие бассейны Земли и Луны (напомним, что вся поверхность Луны примерно равна площади материка Африки).

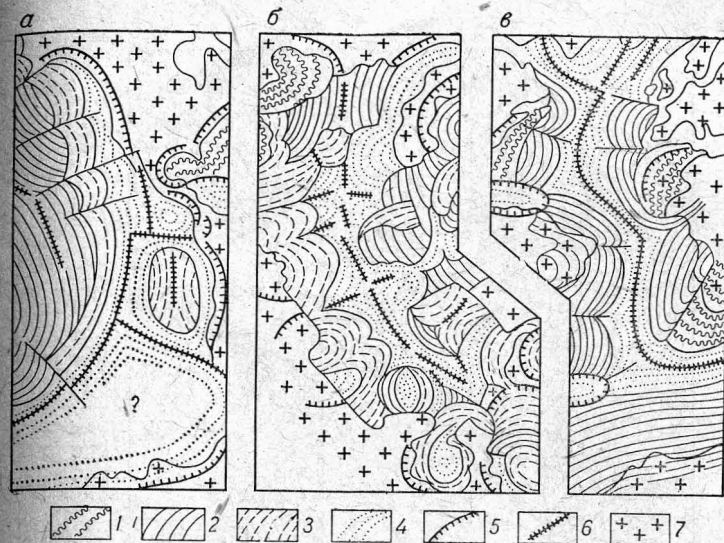


Рис. 17. Базальтовые плащи в океанах атлантического типа.

а — восток Тихого океана; б — Океан Бурь; в — Атлантический океан.  
1—4 — базальты разного возраста: 1 — I — фаза излияний (Земля — триас и юра, Луна — около 3,8 млрд. лет), 2 — II фаза (Земля — мел, Луна — около 3,6 млрд. лет), 3 — III фаза (Тихий океан — палеоген, Атлантический — палеоген-неоген, Луна — около 3,3 млрд. лет), 4 — IV фаза (Земля — неоген, Луна — 3,0 млрд. лет и моложе); 5 — материковые и островные дуговые горы; 6 — спрямленные хребты сомкнутых дуговых гор в дне океанов; 7 — материки и крупные острова

по отдельным округлым, серповидным либо дуговым полям импульсного становления;

3) от ранних к поздним эпохам базальтового магматизма происходит сокращение вулканических областей с обособлением периферических малых концентров. Эти малые вулканические моря отделены хребтами, в которых подняты и деформированы более древние лавы дна.

На рис. 17 также видно, что для востока Тихого океана намечаются обе тенденции — и первая (омоложение лав к Восточно-Тихоокеанскому поднятию), и вторая — тяготение молодых лав к тылу материковых гор американских побережий.

Сравнение земных и лунных базальтовых плащей океанов позволяет предложить следующую модель их образования.

Фиксизм, т. е. постоянное положение в пространстве фундамента материков и океанов Луны, очевиден. На Земле доказано относительное горизонтальное смещение комплексов пород складчатых гор, но мобилизм — перемещение блоков их субстрата — встречает серьезные возражения. В то же время на этих планетах в базаль-



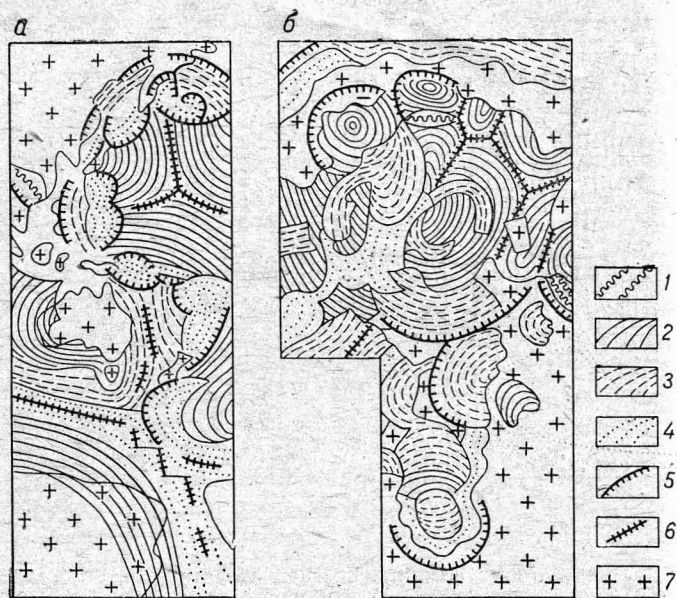


Рис. 18. Базальтовые плащи в океанах тихоокеанского типа. а — западная часть Тихого океана. б — Море Дождей.

1—4 — базальты разного возраста: 1 — I — глобальная фаза извержений (Земля — триас, Луна — около 3,8 млрд. лет), 2 — II фаза (Земля — мел, Луна — около 3,6 млрд. лет), 3 — III фаза (Земля — палеоген, Луна — около 3,3 млрд. лет), 4 — IV фаза (Земля — неоген, Луна — около 3,0 млрд. лет и моложе); 5 — материковые и островные дуговые горы; 6 — спрямленные хребты сомкнутых дуговых гор в дне океанов; 7 — материк и крупные острова

в том дне океанов имеются однотипно сгруппированные общие структурные элементы. Это перемещенные или слабо надвинутые блоки пород внутри дуговых поднятий и их стабильные рамы. Стабильные рамы по-разному реагируют на появление надвиговых горных дуг. Перед выпуклостью дуг — на фронтальных рамах возникают краевые прогибы. Внутри вогнутости дуг — на тыльных рамах изливаются молодые базальты.

Когда дуговые поднятия примыкают к более древним изнутри (уменьшение радиусов последовательных дуг), тогда все базальтовые плащи, сопровождающие их появление, остаются в середине — внутри кольца разновозрастных хребтов — кордильер. Возникают системы вложенных друг в друга горных цепей (тихоокеанские побережья). При этом происходит циклическое разрастание площади стабильных фронтальных рам. Цепи гор, поднявшиеся в виде дуго-

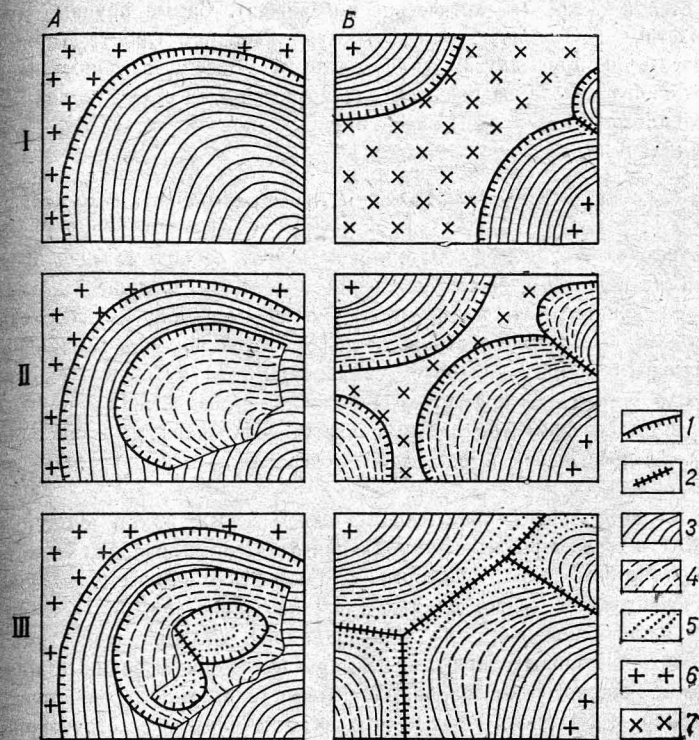


Рис. 19. Разновозрастные базальтовые плащи в тылу дуговых гор Земли и Луны.

А — бассейны тихоокеанского типа; Б — бассейны атлантического типа. I, II, III — стадии уменьшения радиусов горных дуг разного возраста и образования базальтовых плащей.

1 — горные дуги; 2 — спрямленные хребты из сомкнутых горных дуг; 3—5 — базальтовые плащи тыла горных дуг (3 — I фазы извержений, 4 — II фазы, 5 — III фазы); 6 — материк; 7 — неизвестный субстрат материка либо древнего океана

вых хребтов из океана, постепенно наращивают по краю области материков (рис. 19).

В других случаях дуговые поднятия оставляют более ранние хребты — кордильеры — в своем тылу, т. е. как бы «перепрыгивают» через них, наступая на материк либо на океан. Тогда древние хребты перекрываются финальными молодыми лавами (рост радиусов последовательных дуг). При этом происходит циклическое расширение площади тыльных рам, перекрываемых базальтами, т. е. расширение площади нового океана. Прежние хребты под лавами погру-

жаются в океан (атлантические побережья). Самые крупные дуги и частные малые дуги, смыкаются вдоль общего фронта, взаимно распрямляя друг друга. С двух сторон от общего спрямленного срединного хребта изливаются разновозрастные и самые молодые в океане базальтовые лавы — атрибуты океанов атлантического типа Земли и Луны.

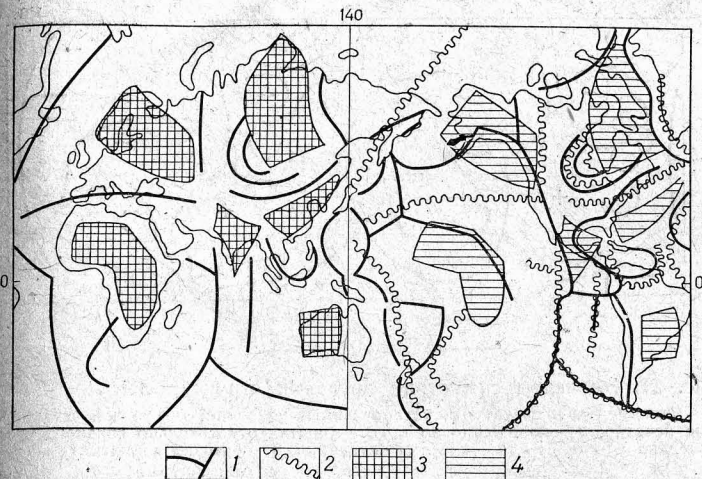
**Структуры Земли и Луны размещены симметрично по оси вращения планет**

Главные формы рельефа Земли показывают ее асимметрию. Материки расположены преимущественно в северном полушарии, океаны — в южном. В то же время центральная впадина Тихого океана находится в той же части восточного полушария, где в западном полушарии Земли существует самый поднятый материк Африка. Можно уловить и другие черты подобия в размещении крупных структурных элементов нашей планеты, если сравнить ее западное (Афро-Евразийское) и восточное (Американо-Тихоокеанское) полушария.

Расположение главных горных цепей Земли, в том числе океанских, а также разделяющих их платформенных равнин, на которых намечены также некоторые докембрийские структурные зоны, подчеркивающие ограничения древних платформ (см. рис. 2 и 13), послужило основанием для построения рис. 20. При этом канва древних и молодых горных цепей, разделяющих равнинные платформы западного полушария, графически повторена в восточном полушарии. На рис. 20 видно, что многие крупные структурные элементы полностью совмещаются, другие близки и параллельны. Кроме того, устанавливается симметричное расположение на планете (по ее оси вращения) канвы активных зон, разделенных стабильными глыбами.

Симметрично расположенные структурные элементы имеют различный возраст, следовательно, делимость земной коры на более устойчивые блоки и подвижные пояса возникла очень давно. Центры стабильных блоков — ядра материковых платформ. Они не смещались по поверхности планеты, но закономерно обрастали все более молодыми складчатými зонами. Последние, примыкая к древним глыбам, расширяли пространства равнинных спокойных областей.

Развитие Земли в результате ее эндогенных — глубинных сил — не вызывает сомнений. Закономерное осесимметричное размещение на планете ее крупных структур неудивительно. В разных полушариях существуют элементы одинаковой формы, но различно поднятые относительно уровня моря (высокие равнины Африки и низкие равнины центра Тихого океана).



**Рис. 20. Осевая симметрия в размещении структур Земли.**

1 — оси активных зон Земли — главных складчатых поясов и горных хребтов; 2 — оси активных зон западного полушария, графически повторенные в восточном полушарии; 3 — стабильные платформы западного полушария; 4 — они же, графически повторенные в восточном полушарии

Сходство простираций крупных структур разных полушарий, т. е. их совмещение при повороте Земли на  $180^\circ$ , показывает также закономерное, осесимметричное размещение в недрах планеты источников глубинной энергии, определивших появление глобальных структур.

Для структур Луны тоже можно предположить эндогенное происхождение. Метеоритная концепция образования ее главных бассейнов сейчас наиболее признана. Однако многие геологи отмечают, что в привезенных с Луны образцах оказалось слишком мало метеоритного вещества. Гораздо меньше, чем можно было ожидать (0,01%). В то же время специфические «ударные» минералы, считавшиеся признаком бомбардировки планет планетезималями, могут возникать и в условиях мощных эндогенных взрывов (специфические минералы высокого давления — стишовит, лешательит, коэзит способны возникать, когда над магматической камерой скапливается перед взрывом много летучих компонентов).

Для проверки представлений о возможной эндогенной природе лунных структур очень важно установить закономерность их размещения. Предполагая ударные эффекты, обычно проверяют возможность появления структур — антиподов, которые должны возникнуть в противоположной от удара планеты — на оси линии, проходящей



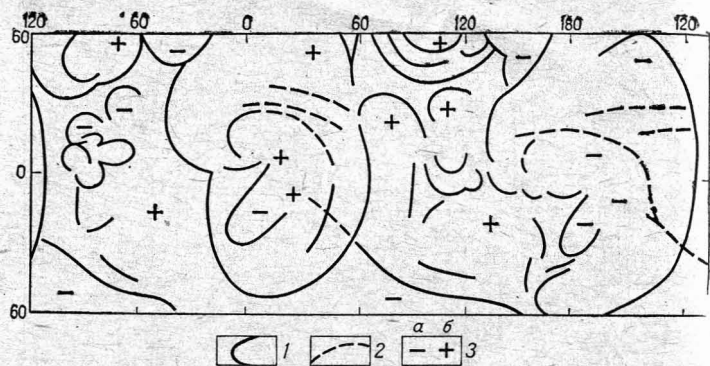


Рис. 21. Элементы симметрии круговых структур Земли.

1 — линеаменты и структуры, установленные уверенно; 2 — то же, установленные нечетко; 3 — положение по высоте участка относительно среднего уровня поверхности планеты (*а* — участки опускания, *б* — участки поднятия)

через ее центр. Пока убедительные признаки существования ударных антиподов не обнаружены.

В то же время давно делаются попытки установить закономерность в распределении крупных ударных кратеров. Американские исследователи Л. Джеф и И. Балкли показали в 1976 г., что древние кратеры, возникшие до главных бассейнов, закономерно сгруппированы по дугам, что противоречит их ударной — импактной природе.

Советские астрономы Ж. Ф. Родионова и Т. П. Скобелева в 1980 г. установили, что для Луны, Марса, Меркурия намечается закономерная концентрация самых крупных структур в одних и тех же участках планетных тел, что тоже мало согласуется со случайными падениями метеоритов, как будто создающих эти структуры.

Проверим наличие закономерности в размещении лунных структур методом, примененным выше для Земли. На Земле структурный осесимметричный рисунок создан элементами разного возраста, потому и для Луны можно пренебречь возрастом структур, важна лишь геометрия их размещения на планете.

На рис. 21 показана схема дуговых линеаментов Земли для области между 60° ю. и с. ш. Плюсом или минусом отмечены сходные внутридуговые участки, поднятые или опущенные относительно среднего уровня поверхности геоида. На рис. 22 показана схема дуговых линеаментов Луны со значками поднятий или опусканий относительно уровня селеноида. «Полная карта Луны» позволяет заметить, что на обратной стороне Луны, в участке, противоположном Моря Дождя, есть семейство крупных кратеров в области самых больших высот лунной поверхности. Сходное высокое стоя-

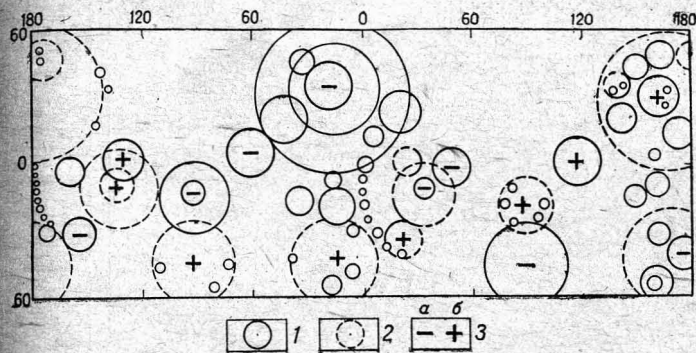


Рис. 22. Элементы симметрии структур Луны.

Усл. знаки — см. на рис. 21

ние материка с круговой картиной расположения кратеров отмечено в точке планеты, осесимметричной Моря Южному. Главным морям Луны тоже отвечают крупные цирки сходных радиусов либо кратерных семейств, расположенные осесимметрично в другом полушарии (расстояние 180 градусов по долготе). Кольцевые линеаменты (см. рис. 22) обнаруживают и сходную группировку между собой в разных полушариях. Таким образом, черты закономерного распределения крупных круговых структур на поверхности Луны очевидны.

Итак, на Луне, как и на Земле, крупнейшие структуры размещены закономерно. Они располагаются в разных полушариях, симметрично относительно осей вращения планет. Часто, хотя и не всегда, обширным поднятым областям одного полушария отвечают впадины в противоположном полушарии. Хребты дуговой либо кольцевой формы, обрамляющие или разделяющие такие участки, сходно расположены в противоположных полушариях. Структурные рисунки разных полушарий планет при их совмещении со сдвигом на 180° по долготе наглядно совпадают.

Поскольку внутренняя, эндогенная природа земных структур сомнений не вызывает, можно думать, что в образовании лунных гор и морей главную роль тоже играли глубинные силы планеты.

#### Дуги и кольца древнейших земных гор

Кольцевые и дуговые структуры земного докембрия давно обращали на себя внимание геологов. Их сравнивали по форме и размерам с круговыми лунными горами и бассейнами, выделяя даже лунную

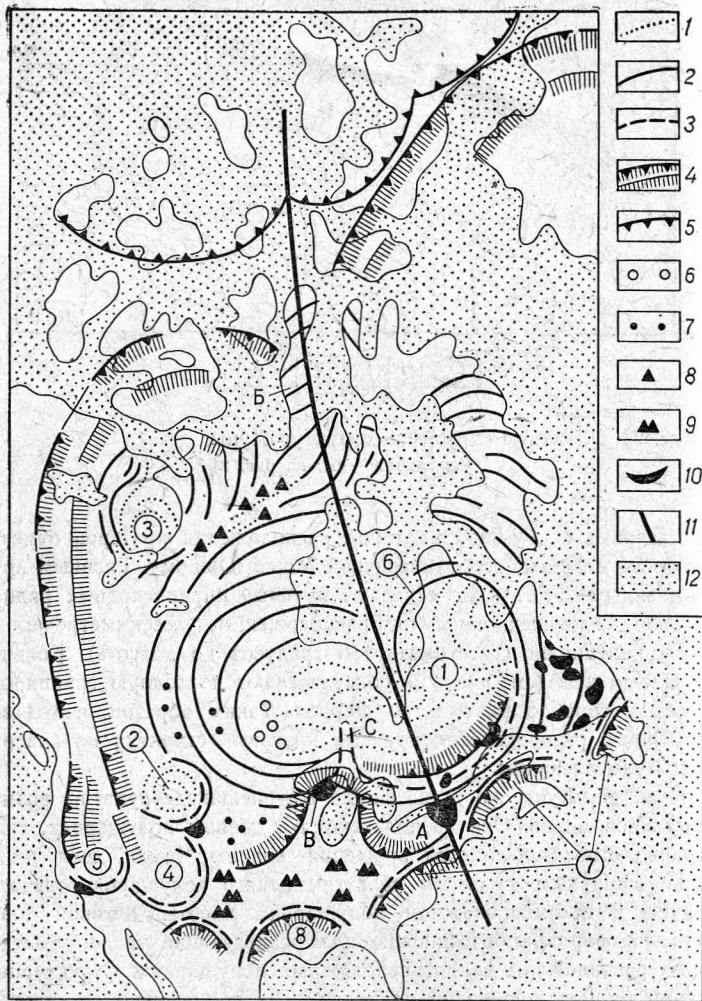


Рис. 23. Докембрийские складчатые концентры Северо-Американской платформы.

1—4 — складчатые дуги разного возраста (1 — около 2,5 млрд. лет, кеноранские, 2 — около 1,8 млрд. лет, гудзонские, 3 — около 1,4 млрд. лет, элсонские, 4 — около 1,0 млрд. лет, гренвилльские и базальтовые плащи тыла гренвилльских складчатых дуг); 5 — палеозойские складчатые дуги Канады; 6—7 — возраст складчатого фундамента под осадками (6 — около 2,5 млрд. лет, 7 — около 1,8 млрд. лет); 8—10 — вулканические пояса и плутоны анортозитов разного возраста перед фронтом складчатых дуг (8 — около 1,8 млрд. лет, 9 — около 1,4 млрд. лет, 10 — анортозиты с возрастом 1,4—1,1 млрд. лет); 11 — сквозструктурный линеймент — зона смыкания концентров разного возраста; 12 — акватория. Складчатые концентры: 1 — Супериор, 2 — Вайоминг, 3 — Слейв, 4 — Передового Хребта и Южных Скалистых Гор. 5 — Поперечных Хребтов, 6 — Циркум-Унговская, 7 — Прааппалачей, 8 — Оклахомы, Б — Кряж Бутия, С — грабен Сибли, А — плутон Адирондак, В — плутон Висконсинский

стадию развития Земли. Среди ученых, привлекавших внимание к этим проблемам, следует назвать А. П. Павлова, Е. В. Павловско-го, М. В. Глуховского, М. С. Маркова, С. В. Богданову. Выделение кольцевых зон в докембрии обычно проводят по существующим геометрическим формам сохранившихся, сильно размытых складчатых структур. Для молодых складчатых зон Земли и для структур Луны мы показали постоянное парное сочетание дуговых гор и тыльных базальтовых плащей, состоящих из финальных лав в каждом цикле горообразования. При анализе материала докембрия эта закономерность позволяет легко выявлять древние концентрические структуры.

Докембрийские складчатые концентры привлекают особое внимание для сравнительной планетологии в связи с тем, что их возраст стоит ближе ко времени образования концентрических бассейнов Луны. Так, например, К. Шульц и П. Вейблен обратили внимание на то, что самая древняя часть Северо-Американской платформы (провинция Супериор) напоминает по форме лунное округлое море, созданное примерно 3,8 млрд. лет назад и заполненное базальтами, которые позже вместе с накопившимися на них осадками подверглись складчатости на рубеже 2,7—2,4 млрд. лет. Они предполагают метеоритное происхождение этого древнего земного базальтового «моря». Однако геологи до сих пор считают, что все докембрийские структуры Земли образовались в результате эндогенных процессов.

Помимо центральной провинции Супериор, в которой складки имеют дуговое расположение, на Северо-Американской платформе есть еще два участка с возрастом складчатости 2,4 млрд. лет. Это концентр Вайоминг на западе и провинция Слейв на северо-западе (рис. 23).

Древние толщи Вайоминга изучил геолог Конди и показал круговое расположение разновозрастных складчатых зон. Самые древние складки возникли здесь 2,9 млрд. лет назад. В этих складках, прорванных гранитами, смяты более древние базальты (3,2 млрд. лет), сохранившиеся в центре складчатого обода. После образования этого обода внутри него опять излились послескладчатые базальты (2,74 млрд. лет — комплекс Стилуотер). Эти базальты опять были смяты вместе с перекрывшими их осадками, сформировался новый концентр, вложенный в прежний. Конди отмечает центробежное нарастание температур и давлений в образованиях, слагающих этот новый концентр. Внутри него, после складчатости, опять излились базальтовые лавы (горы Блэк-Хиллс), которые вновь подверглись складчатости. В результате возникло почти замкнутое кольцо структур с возрастом 1,8—1,75 млрд. лет.

Во время протекания этой фазы складчатости и метаморфизма



во внешние края складчатого концентра проникли с глубин крупные массы полевошпатовых пород, сформированные раньше, — анортозиты (хребет Ларамии). Зона проникновения этих расплавов располагалась в том участке кольца, где к нему примыкают с юга два других дуговых складчатых сооружения. Это дуга восточного фаса Передового Хребта Кордильер, смыкающаяся с ней дуга Южных Скалистых Гор, а еще южнее — дуга, выходящая к океану в Поперечных Хребтах Калифорнии (см. рис. 23). Складки всех этих дуговых зон также сформировались в эпоху 1,8—1,75 млрд. лет. Однако процесс складкообразования в концентре Вайоминг не завершился. В его середине проявилась очередная фаза базальтового магматизма, базальты перекрылись осадочными толщами и вновь были смяты в складки по краю 1,5 млрд. лет назад (горы Мазатцал). Наконец, после окончания складчатости в середине концентра опять проявился очередной импульс базальтового вулканизма с возрастом лав 1,3 млрд. лет (горы Титон, Бертут, Руби).

Вокруг провинции Суперитор имеются два сомкнутых складчатых концентра, смятых 1,8—1,75 млрд. лет назад (гудзонская эпоха). Складки этого возраста проходят на востоке через полуостров Лабрадор и далее заворачивают к центру Гудзонова залива (см. рис. 23). Структуру называют Циркум-Унгавской. Внутри, в тылу этого огромного овала, изливались послескладчатые базальты и крупные плутоны базитов (Седбери и др.). Лавы вместе с перекрывшими их осадками вновь были смяты по более внутренней дуге около 1,5 млрд. лет назад; в тылу этих складчатых дуг вновь излились базальты, которые были деформированы 1,1 млрд. лет назад, после чего внутри поздних дуговых структур был сформирован самый молодой плащ финальных базальтов.

Вся область перед фронтом этой огромной складчатой дуги во время протекания складчатости в интервале 1,4—1,1 млрд. лет испытала мощный прогрев и внедрение анортозитов. Анортозитовые массивы этого возраста (возможно, также и более древние) широко распространены на полуострове Лабрадор и к юго-западу от него. Эта область во время внедрения анортозитовых плутонов находилась также и перед фронтом других, более южных дуговых складчатых зон, выпуклых к северу — перед дугами Прааппалачей. Складки Зеленых и Голубых Гор Ньюфаундленда, входящие в область Прааппалачей, тоже формировались в эпоху около 1,5 млрд. лет и тоже сопровождалась с тыла базальтовыми излияниями. В интервале 1,3—1,1 млрд. лет здесь опять проявилась очередная фаза складчатости.

Полоса регионального развития анортозитов и мощного прогрева перед фронтами обращенных друг к другу складчатых дуг протягивается до Великих Озер в центре материка. И с севера, и

с юга от нее в так называемую гренвилльскую геотектоническую эпоху шло развитие геосинклинальных прогибов и формирование складчатых зон. Самый огромный плутон анортозитов Адирондак расположен в зоне смыкания южных дуг Прааппалачей. Другой гигантский плутон — в участке смыкания северных концентров. Это Висконсинский массив анортозитов к югу от оз. Верхнее. Зона смыкания северных концентров осложнена узкой просевшей депрессией — грабеном Сибли. Более молодые складчатые дуги гренвилльского возраста (1,1 млрд. лет) выгнуты далее на юг с двух сторон от Висконсинского массива. В их тылу имеются базальтовые плащи, вскрытые буровыми скважинами под осадочным чехлом. Серповидные плащи базальтов смыкаются в район оз. Верхнее, где их объединяет грабен Кивино с гигантским базитовым плутоном Дулут.

В центральных областях территории США на продолжении полосы анортозитовых плутонов под плитным чехлом осадков лавы среднего и кислого состава вскрыты грубообломочные конгломераты. Эта область тоже находится перед фронтальными зонами сразу нескольких складчатых дуг. Это северные дуги, южные дуги Прааппалачей, а также складчатая дуга в Оклахоме (поднятие Арбакл) с гранитами возраста 1,4 млрд. лет и тыльными базальтами (поднятие Льяно). Окруженная со всех сторон складчатыми дугами, эта область подвергалась мощному прогреву. Волны тепла от каждого из концентров распространялись центробежно. Здесь в эпоху 1,4—1,1 млрд. лет, когда окружающие концентры подвергались складчатости, возникли вулканические пояса. Восточная зона анортозитов (ее называют зоной «эльсонско-гренвилльского омоложения») тоже представляла собой раньше такую область. Из-за длительных поднятий наземные серии вулканических образований уничтожены размывом, сохранились лишь анортозитовые и метаморфические «корни» прежнего вулканического пояса.

На северо-западе материка, где смыкаются более древние складчатые концентры, тоже известен древний (1,75 млрд. лет) вулканический пояс близ оз. Атабаска. Он возник в эпоху развития смежных складчатых концентров примерно 1,8 млрд. лет назад.

Вокруг всей западной части платформы — вдоль Кордильер, по краю Канадского архипелага и далее в Гренландию протягивается в виде гигантского полукруга зона гренвилльской эпохи складчатости (1,1 млрд. лет). В тылу этой дуги повсеместно прослежена полоса базальтовых лав (в толщах Белт, Гранд-Каньон, Копермайн и в толще Туле — в Гренландии). На севере складчатая система распадается на два полуовала, разделенных «шпорой» — кряжем Бутия. На простирании кряжа Бутия к югу находится зона смыкания центральных гудзонских складчатых овалов. Еще юж-

нее — Адирондакский выступ — зона смыкания дуг Прааппалачей. Если проследить эту линию от края Бутия к северу, то вдоль нее отмечается смыкание более молодых — палеозойских складчатых дуг Канадского архипелага (см. рис. 23). Часто вдоль зон смыкания складчатых концентров развиваются участки повышенной мобильности, которые значительно позже эпох «отмирания» концентров проявляются в виде горстов либо грабенов. В то же время приуроченность зон смыкания складчатых дуг разного возраста к определенным линеаментам отражает, вероятно, какую-то очень глубинную неоднородность земных недр.

Таким образом, на территории США имеется несколько складчатых концентров, края которых последовательно и практически одновременно подвергались фазам смятия, а внутри концентров после этапов складчатости — в их финале изливались на поверхность базальтовые лавы. Лавы перекрывались в прогибах толщами осадков и снова деформировались по системам вложенных дуг в следующие эпохи смятия. Когда соседние концентры смыкались фронтами, то во время очередной эпохи смятия в зоне смыкания концентров внедрялись магмы анортозитов, затем проникали граниты в очередную складчатую дугу, и только после этого внутри дуг опять формировались более молодые базальтовые покровы.

На Балтийском щите выделяются несколько концентров разного возраста. Внутри их складчатых ободов, пронизанных гранитами, располагаются плащи базальтов (рис. 24). В середине щита имеется гигантское кольцо с центром в Финляндии. Со стороны Кольского полуострова к этому кольцу обращены своими выпуклыми фронтами две меньшие складчатые дуги. Третья малая дуга намечается на крайнем северо-западе щита. Наконец, на самом юге Скандинавии существует еще одно складчатое кольцо.

Все дуговые складчатые зоны были деформированы в интервале 2,1—1,9 млрд. лет. В складках участвуют древние базальты (так называемый лопий и его аналоги). Перед фронтами, в зонах смыкания всех складчатых овалов во время деформации образовались пестрые по составу вулканические толщи и накопились грубообломочные молассы. Наиболее полно эти образования «вулканического пояса» с возрастом 1,2—1,9 млрд. лет сохранились в районах Карелии — севернее Онежского озера. Это серии, которые называют здесь суомий и сориолий. В тылу всех пронизанных гранитами ободов сразу после складчатости, создавшей эти обода, были излиты финальные базальты, в общем, одновременно на огромных площадях. Их возраст 1,9—1,8 млрд. лет. Только в районах Карелии базальты сохранили до сих пор свое пологое платформенное залегание (толщи ятулия). В тылу складчатых дуг Кольского полуострова (Печенга, Имандра-Варзуга) внутри кольца складок

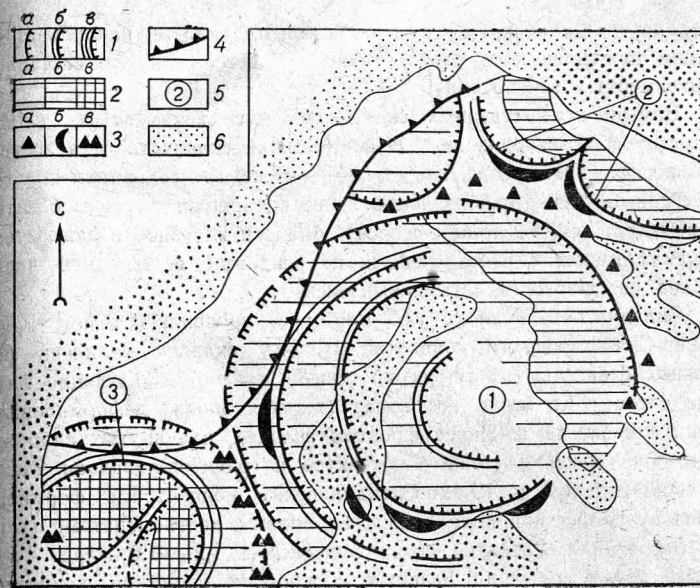


Рис. 24. Докембрийские складчатые концентры Балтийского щита.

1 — складчатые дуги разного возраста (а — около 2 млрд. лет, б — около 1,7 млрд. лет, в — около 1,1 млрд. лет); 2 — базальтовые плащи разного возраста в тылу дуг (а — около 2 млрд. лет; б — около 1,7 млрд. лет и более древние, в — около 1,1 млрд. лет и более древние); 3 — вулканические пояса и плутоны анортозитов разного возраста перед фронтом складчатых дуг (а — около 2 млрд. лет, б — около 1,7 млрд. лет, в — около 1,1 млрд. лет); 4 — линия надвигов палеозойских пород; 5 — складчатые концентры (1 — Финляндский, 2 — Кольского полуострова, 3 — Южно-Скандинавский); 6 — акватория

Южной Скандинавии, а также в юго-западной половине срединного Финляндского концентра излившиеся базальты этого возраста (аналоги ятулия) вместе с перекрывшими их осадочными слоями вновь подверглись складчатости с надвигами кнаружи дуг. Складчатость протекала в интервале 1,8—1,7 млрд. лет.

Перед фронтом обновленных складчатых дуг Кольского полуострова в основании надвиговых пластин возникли крупные массивы анортозитов этого возраста (Кандалакшский, Колвицкий пласты). Они подробно описаны Е. В. Шарковым. Перед фронтом складчатых дуг на западе Финляндского концентра в эту эпоху деформаций, называемую свекофенской, также возникли крупные плутоны анортозитов со специфическими крупнозернистыми гранитами-рапакиви. Это Выборгский, Салминский, Рижский плутоны, описанные О. А. Богатиковым. Подобные плутоны есть и на западном побережье Балтийского моря. Вместе с внедрением плутонов и



чуть позже на поверхности перед фронтом складок накапливались толщи вулканического пояса — лавы среднего — кислого состава и конгломераты (субиотний).

Внутри всех северных складчатых дуг свекофеннская складчатость была завершающей. В конце эпохи складчатости в восточной половине Финляндского кольца, там же, где сохранили пологое залегание и более древние лавы, вновь внедрились плутоны базитов (1,65 млрд. лет — в толщи веспия). Аналоги плутонов и лавы этого возраста вместе с перекрывшими их осадками в западной части кольца слагают складчатые комплексы.

Складчатость в эпоху 1,65 млрд. лет проявилась и по краю Южно-Скандинавского центра. В тылу складок излились финальные базальты (внутри серий сельюр, капебо). Следующая фаза складчатости 1,5 млрд. лет назад (готская эпоха) деформировала серии с базальтами. Перед фронтом складок, надвинутых кнаружи дуги, внедрились плутоны анортозитов и гранитов-рапакиви. Между Финляндским и Южно-Скандинавским центрами формировался вулканический пояс с кислыми лавами, конгломератами (толщи субиотния). Развитие пояса закончилось 1,2—1,0 млрд. лет назад, когда завершил развитие Южно-Скандинавский центр, распавшись на два малых складчатых овала, сомкнутых в середине центра и пронизанных гранитами. Позже в полосе смыкания малых овалов с возрастом складчатости около 1,0 млрд. лет возник грабен Осло. В центре малых овалов известны и финальные базиты этого возраста. Базиты внедрены здесь в слабо нарушенные слои, подобные толщам, широко развитым севернее (иотний). Вся западная и северо-западная окраина Восточно-Европейской платформы располагалась в то время в тылу гигантской Галицийской складчатой дуги, испытавшей складчатость к рубежу 1,0 млрд. лет, когда базиты внедрились повсеместно.

Итак, на разных материках известны докембрийские складчатые центры многостадийного развития. Перед их сомкнутыми фронтами возникают вулканические пояса с кислым магматизмом, внедряются массивы анортозитов на глубине. Эти образования занимают место более молодых краевых прогибов и возникают в участках, еще не обретших жесткость платформ. Ведь такие зоны перед фронтом складок только в предшествующих циклах сами испытали складчатость. Внутри складчатых дуг, по их вогнутости изливались в последовательных циклах финальные базальты, которые в ряде случаев вновь подвергались складчатости следующей фазы.

Определение тыла и фронта докембрийских складчатых зон по наличию с одной стороны складок краевых вулканических поясов и анортозитовых плутонов, с другой стороны складок полей пок-

ровных базальтов или интрузивных базитов определенного возраста помогает уловить общую форму складчатых зон в плане. При этом дуговые и круговые простирания складчатых зон выявляются достаточно убедительно.

Дуги и концентры, часто многофазного развития, имеют различные масштабы и развиваются одновременно. Концентры типа Вайомингского, Циркум-Унгавского, Финляндского с диаметрами 200—500 км можно сравнить по масштабам с регулярными круговыми морями Луны. Крупные и гигантские полукруги и овалы типа дуги, окружающей Северо-Американский материк с запада, с диаметром до 1000 км, можно сравнить с огромными лунными морями — Дождей, Южным. Наконец, малые концентры типа Южно-Скандинавского с диаметром до 200 км можно сравнить с малыми морями и с крупными кратерами Луны.

Примененный метод узнавания тыла и фронта дуговых и кольцевых складчатых зон докембрия дал возможность в новом свете оценить пространственную позицию областей чрезвычайно мощного прогрева и внедрения плутонов анортозитового типа, т. е. областей особого типа. Эти области обычно называют «зоны метаморфического омоложения», имея в виду, что древние толщи испытывают вдоль них изменения, хотя складчатость как таковая не проявляется. Это зоны повторного метаморфизма складчатого субстрата. Они характерны для областей типа Гренвилльского блока или южного края Балтийского щита. Появляется дополнительная возможность уточнить время и место рождения также «анортозитовых поясов». Бельгийский геолог П. Мишо давно объяснял их появление влиянием смежных зон складчатости.

Общая последовательность событий для каждого тектоно-магматического этапа, создающего складчатые горы, следующая:

1) ранние магматические проявления — анортозиты перед фронтом «живой» геосинклинали, в которой уже имеется ранний базальтовый плащ;

2) последующие магматические проявления — граниты. Они внедряются на фоне складчатости и метаморфизма в поднимающихся горах;

3) поздние магматические проявления — финальные базальты в тылу поднявшихся складчатых гор.

В известные стадии магматизма единичного геотектонического этапа, установленные Г. Штилле и Ю. А. Билибиным, включаем и звено анортозитовых магматических внедрений. Теперь можно провести параллель со стадиями образования планетной коры на Луне. Самые ранние магматические проявления — анортозиты лунных материков; последующие магматические проявления — крип-базальты лунных кольцевых гор и их подножий (гомологи земных гранитных

магм); поздние магматические проявления — базальты лунных морей в тылу гор, внутри аноксидированных ободов.

В этой последовательности магматических проявлений единичного этапа — цикла как будто исчезают ранние геосинклинальные базальты. Однако финальные и начальные лавовые излияния — это одно и то же, как две стороны одной медали. Базальты, завершающие один из циклов, «открывают» следующий, если он проявляется в том же самом месте. Финальные базальты законченного цикла горообразования должны быть поставлены в самое начало нового цикла. Однако заранее помещать фазу базальтовых извержений в «начало круга» (спирали) — более ответственно, чем оставить в конце. Ведь начало самого раннего цикла, приведшего к образованию складчатых геосинклинальных гор на Земле, неизвестно. В то же время конечные — финальные базальты, сохранившие свое положение залегания и не вовлеченные в более молодую складчатость, широко известны.

Выявленный рисунок докембрийских складчатых мегаструктур способом узнавания их тыла — фронта ставит на повестку дня вопрос о динамике сил, создающих складчатые концентры и дуги.

Выраженные на поверхности кругами, дугами и кольцами мегаструктуры центрального типа Земли привлекают сейчас большое внимание. Они выявлены в последние годы при использовании дистанционных методов исследования поверхности Земли, включая дешифрирование космоснимков, по концентрическому размещению форм рельефа, различных географических объектов. Чаще всего они обнаруживаются только по дуговым и кольцевым нарушениям сплошности земной поверхности, а также по цепочкам магматических тел или зонам сильно измененных, раздробленных пород.

Для таких структур характерны округлые очертания в плане — на земной поверхности, а также радиально-концентрическое расположение разных элементов каркаса этих структур. Такие элементы могут быть выражены лучше или хуже, могут быть хорошо представлены в одной части концентрической и отсутствовать в другой. В трехмерном пространстве структуры центрального типа обладают симметрией конуса.

В. В. Соловьев считает, что такой тип симметрии выделяемых объектов обусловлен самой сущностью строения планеты. Он приводит высказывание известного кристаллографа И. И. Шафрановского, что «... поле земного тяготения в какой-либо точке на земной поверхности характеризуется симметрией конуса».

Примерами объектов малого поверхностного радиуса с отчетливо выраженной симметрией конуса являются сложные плутоны щелочных и основных магматических пород, сужающиеся воронкой книзу, а также трубки взрыва с кимберлитами, сходящиеся книзу и об-

разующие тонкие жилы. Типичными представителями малых тел с конусной симметрией и с малыми диаметрами (первые километры на поверхности) являются вулканические структуры.

Соотношения самых крупных из конусных объектов с зонами разновозрастной складчатости говорят о том, что дуговые складчатые зоны, созданные геосинклинальным процессом на Земле, сопровождаются внутридуговыми базальтовыми плащами, похожими на лунные вулканические моря. Края многих мегаконцентров реально совпадают с эпигеосинклинальными складчатыми дугами Земли. Таких структур можно выделить много: это структуры Центрального Казахстана, Карпат, Верхоянья, Новой Земли. Отчетливо проявлены огромные, планетарного масштаба, конформные друг другу дуги Монголо-Охотского геосинклинального пояса.

Древнее, докембрийское заложение многих складчатых концентров убедительно доказано геологическими данными. Развитие их с разной интенсивностью, с разной степенью смятия рождавшихся дуговых складок показывает, что жизнь структур определялась несомненно внутренней энергией Земли. Те или другие сегменты отдельных дуг и ободов активно развивались в одних циклах и замирали в других. От одного геотектонического цикла к другому могло происходить увеличение радиуса кривизны очередной складчатой дуги, тогда прежние складки оказывались изнутри. Могло происходить и сокращение радиуса кривизны очередной складчатой дуги, тогда она оказывалась «вложенной» в прежнюю. Преобладающее опрокидывание и шарьирование — выталкивание складок — всегда происходило наружу, к выпуклости дуговой цепи гор. Неясное направление движения толщ устанавливается там, где смежные дуги вплотную примыкают внешними краями, а участки между ними или под их сомкнутыми фронтами испытывают наибольший прогрев, вторичные изменения, внедрение магм среднего и кислого состава.

Древние складчатые дуги и их предполагаемые продолжения по кольцу после своего образования неоднократно и в разной степени обновляются. Они как бы просвечивают под более молодыми концентрическими формами. Поэтому картина общего рисунка всех разновозрастных складчатых систем выявляется нечетко. Однако многократное возрождение дуговых хребтов разного размера с постепенным наложением во времени их собственных глубинных особенностей создало пятнистый и полосовый рисунок современного распределения мощностей коры на Земле. Рисунок грубо совпадает с распределением равнинных платформ, а также опоясывающих и разделяющих их горно-складчатых поясов. В то же время внутри почти однородных платформ геофизики иногда выявляют круговые и серповидные зоны особых физических параметров недр — следы прежних более четких различий.



Развитие докембрийских складчатых дуг и колец и более молодых складчато-геосинклинальных дуг происходило сходным образом. Внутридуговые финальные базальтовые плащи, завершавшие один из этапов горообразования, снова втягивались в прогибания по новому кольцу — желобу. Перед выпуклостью желоба на древних глыбах рождались компенсационные краевые прогибы, на участках недавней складчатости поднимались с глубин полевошпатовые магмы, формирующие плутоны анортозитов либо поверхностные краевые вулканические пояса. Дуговой желоб постепенно заполнялся осадками, накопленные толщи подвергались новому смятию вместе с внедрением гранитных магм. Эти прогретые и перемятые комплексы геосинклинальных прогибов затем поднимались, смещаясь кнаружи, и создавали дуговые хребты нового поколения. По вогнутости хребтов опять изливались покровные базальты, образуя вулканические моря. Самые молодые базальтовые моря Земли как раз и расположены внутри складчатых хребтов современных островных дуг.

Геолог Ю. А. Зайцев показал на примере Казахстана, что концентрически-зональное развитие складчатых зон характерно также для геосинклиналей палеозойского возраста. Концентрически-зональное строение мезозойских и кайнозойских складчатых горных систем, возникших из геосинклиналей, подробно рассмотрел еще в 30-е годы нашего столетия известный голландский геолог Ван Беммелен. Молодые складчатые дуги островных цепей Меланезии и запада Тихого океана отчетливо выражены даже на географических картах.

Центробежное усиление метаморфизма и деформации с надвижением складок кнаружи дуг показывает, что динамика развития складчатых концентров — есть динамика волны напряжений, распространяющихся центробежно от некоторой точки, расположенной над зоной глубинного очага. Очаг обеспечивает поступление к поверхности тепла и флюидов, прогревающих и изменяющих накопленные на поверхности толщи пород. Однако, все преобразования происходят не над глубинным очагом. Толщи пород испытывают складчатость, прогрев и внедрение магмы в зонах своего максимального накопления по концентрическим системам дуг, удаленных в стороны от очага — центра. Понятие о «динамике центробежной волны» в развитии земной геосинклинали должно дополнить существующие представления статике: тыл и фронт складчатой зоны.

#### Центробежная волна в развитии горных дуг

Горные дуги Луны похожи на складчатые горы земных континентов; морские хребты и фантомы — на океанические хребты Земли. Материковые и океанические цепи поднятий на Земле, как и на Луне, часто продолжают друг друга по простиранию. Можно до-

пустить, что и на нашей планете хребты океанов — это погруженные под лавы продолжения материковых гор, т. е. складчатые сооружения, перекрытые лавами.

На Земле, как и на Луне, установлено парное сочетание базальтовых плащей и ограничивающих плащи горных хребтов. Базальты проявляются всегда с вогнутой стороны дуговых складчатых поднятий вслед за их образованием. Излияния базальтов Земли отвечают финальному магматизму в геотектонических циклах, создающих горы.

Структуры дуговых поднятий на Земле опрокинуты и надвинуты всегда кнаружи дуг. С выпуклой стороны складчатых дуг, перед фронтом надвигов располагаются краевые прогибы древних платформ или краевые вулканические пояса.

Плащи материковых траппов продолжают в океаны одно-возрастными лавами дна. Вместе эти материково-океанские базальтовые поля образуют овалы, полуовалы или огромные дуговые полосы, ограниченные по выпуклому фронту общей цепью наземных, а затем — подводных гор.

Земные складчатые дуги очень крупных радиусов выглядят на картах прямолинейными. Это, в частности, привело к представлению об особом структурном развитии коры нашей планеты. Для объяснения линейной тектоники применяется современный мобилизм — тектоника литосферных плит. Допустив разрастание и перемещение океанического базальтового дна в результате глубинных подкорковых течений, предполагают заталкивание этих плит в мантию перед краями материков — субдукцию, порождающую горы. Так мобилизм объясняет одностороннее опрокидывание складок внутри глобальных линейных горных поясов.

Однако на Земле есть и более мелкие складчатые дуги. Здесь уже надо предполагать множество «плиток», движущихся, погружающихся и вращающихся в сложнейшем хороводе, в том числе подчас сразу во все стороны. Другой способ объяснения складчатости дуг малого радиуса — предположение о диапировых поднятиях с центробежным гравитационным «расползанием» пакетов горных пород. Однако палеогеографические построения обычно не подтверждают крупных поднятий тыла складчатых дуг в эпохи образования надвигов.

Горизонтальные смещения слоев в складчатых зонах Земли надежно обоснованы, их масштаб — десятки километров (по данным бурения). В то же время против заметных перемещений коровых блоков фундамента говорит «просвечивание» под надвинутыми пластами древних разломов в цоколе. Грандиозным перемещениям целых материков противоречит закономерная канва материково-

океанических складчато-глыбовых горных поясов, симметричная по оси вращения планеты.

На Луне установлено центробежное выбрасывание или смещение в периферические круговые поднятия насыпного или наклонно-вздыбленного вещества материков. Очевиден здесь и фиксизм для фундамента материков и океанов. В то же время для этих двух планет при образовании базальтового дна океанов обнаруживаются однотипно сгруппированные общие структурные элементы. Это перемещенные или слабо надвинутые кнаружи породы дуговых поднятий и стабильные рамы этих поднятий, которые по-разному реагируют на появление поднятых гор. Перед выпуклостью дуг на фронтальных рамах возникают краевые депрессии. Внутри вогнутости дуг на тыльных рамах изливаются молодые базальты.

В понимание земного геосинклинального процесса предлагается ввести общий для планет генетический принцип кольцевого структурообразования. Принцип должен объяснить сходную морфологию и сходную стадийность становления однотипных структурных пар на планетах — дуговых гор и их тыльных базальтовых плащей. Принцип также должен объяснять неподвижность субстрата коры планет и горизонтальное смещение вещества дуговых складчатых гор. Предлагаемый новый принцип — тектонический эффект центробежной волны в развитии геосинклинали (излагается как гипотеза).

Допускаем главенство — примат горизонтальной базисной волны при развитии геосинклинали. Волна распространяется в приповерхностных сферах Земли от эпицентра, расположенного над глубинным очагом. Глубинным очагом, по аналогии с очагом отдельного землетрясения, Г. П. Горшков называет объем вещества (мантия), предварительно накопивший потенциальную энергию. Представление «геосинклинальная волна» уточняет фронтальное либо тыльное положение стабильных рам по отношению к надвигом складчатых зон. В механическом смысле геосинклинальную волну (вектор) можно уподобить базисной волне, возникающей в субстрате планеты при ударе (в принципе, удар, создающий базисную волну, одинаково может быть и внешним, метеоритным).

Центробежную горизонтальную волну порождает вспышка глубинной энергии, определяющая вертикальный толчок — взрыв. Распространяясь, приповерхностная базисная волна либо постепенно рассеивается в холодной литосфере, либо тормозится податливой зоной разуплотненного вещества недр — зоной астеносферы под плащом молодых горячих базальтов (рис. 25. а, б). В последнем случае на поверхности возникает волна рельефа.

Центробежная волна напряжений сжатия оставляет в своем тылу область относительного разуплотнения вещества мантии. Волна отгесняет глубинный поток тепла и флюидов, порожденных глу-

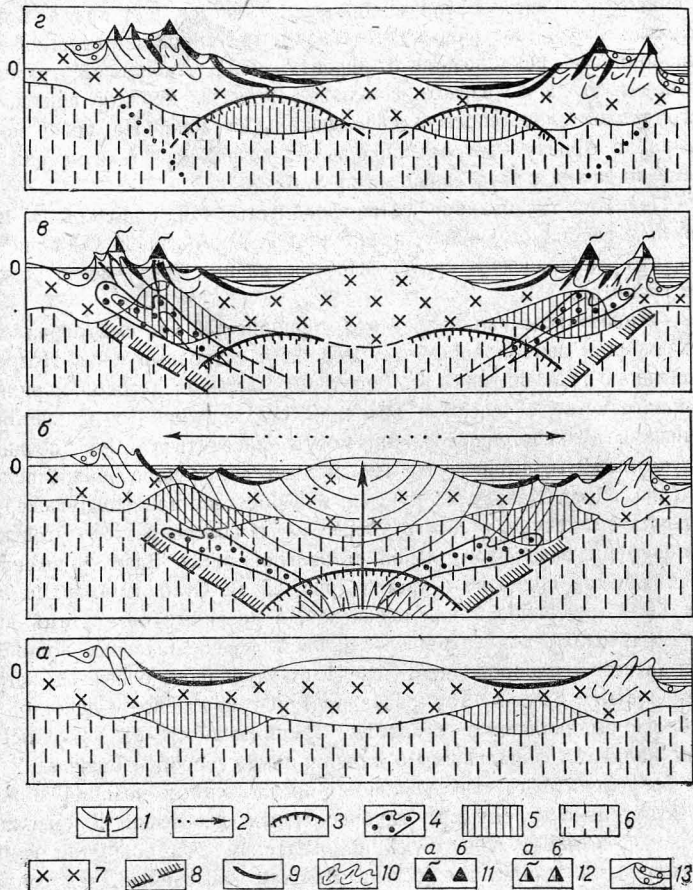


Рис. 25. Схема развития геосинклинали по принципу центробежной волны.

а — складчатые зоны и тыльные базальтовые моря I цикла; б — обособление новой геосинклинали II цикла; в — развитие геосинклинали II цикла (активные островные дуги, вулканические пояса на фронтальных складчатых зонах); г — складчатость, гранитоиды, орогенез и финальный магматизм II цикла. 1 — направление глубинного толчка-взрыва и базисные волны от эпицентра; 2 — вектор центробежной волны; 3 — кондуктивный тепловой фронт; 4 — конвективные потоки тепла и газов; 5 — астеносфера; 6 — мантия; 7 — литосфера; 8 — сейсмофокальная зона; 9 — базальты; 10 — складчатые структуры; 11 — вулканы геосинклинали (а — активные, б — потухшие); 12 — вулканы краевых вулканических поясов (а — активные, б — потухшие); 13 — краевые прогибы разных циклов



бинным взрывом, к полосе своего максимального торможения — к той зоне, где астеносфера вновь выклинивается под краем плаща молодых базальтов. Формируется зона мантийной плотностной неоднородности, наклоненная от фронтальной стабильной рамы к центру эндогенного взрыва. Над ней рождается коридор конвективного теплопереноса — сейсмофокальная зона. На поверхности Земли по фронту центробежной волны возникает поднятие или система поднятий с разделяющими прогибами.

Похожее толкование сейсмофокальных зон, воронкой сужающихся к глубинному очагу, предложил Г. Д. Ажгирей. Он подчеркнул, что лишь висячее крыло сейсмофокальных зон — место рождения гранитов.

«Живая» геосинклиналь — это морщина или система параллельных морщин земной коры, т. е. желоба и островные цепи. Новое в понимании их развития — это некоторая миграция дуговой морщины в пространстве с течением времени. Заполняющие ее ранние осадочные и вулканогенные толщи могут «накатиться» на поздние, будучи выжаты, выплеснуты. Их смещает движущаяся волна рельефа (рис. 25, в). Как волна цунами, она обретает наибольшую вертикальную амплитуду у своего «берега» — в полосе резкого утонения астеносферы близ фронтальной стабильной рамы. Здесь и возникает складчатое поднятие — ороген (рис. 25, г). Стабильная рама может быть материковой или океанской, с древними базальтами дна. Запаздывающий кондуктивный тепловой фронт медленно поднимается за счет теплопроводности среды от глубинного очага. Он встречается в тылу дуговых гор разуплотненное мантийное вещество, из которого выплавляются базальты. Изливающиеся на поверхность лавы являются финальными в данном цикле горообразования.

Современной геосинклиналью с предложенных позиций можно считать только те системы глубоководных депрессий и смежных поднятий, которые существуют на океанском дне, покрытом самыми молодыми базальтами неогена. Это так называемые «задуговые» структуры западно-тихоокеанских окраин. Лишь под молодыми лавами имеется линза астеносферы, способная «уловить» и замедлить новую волну напряжений, порожденную очередным эндогенным толчком — взрывом.

Предложенная гипотеза «центробежной волны» в развитии горных дуг нашей планеты позволяют увязать воедино известные геологические и геофизические данные об островных складчатых дугах в океане, о вулканических поясах, о глубоководных желобах и сейсмофокальных зонах в полном согласии с классической теорией геосинклинали. Геосинклинальная теория, однако, не дает указаний на форму активной области в плане и на место появления новой активной области. Предложенная гипотеза уточняет место новой гео-

синклинали с использованием представлений тыл — фронт любого сечения складчатой дуги или совокупности складчатых дуг. Исчезает необходимость прибегать к представлениям о горизонтальных перемещениях крупных блоков литосферы для объяснения моновергентных — асимметрично надвинутых в одну сторону геосинклинальных складчатых горных систем.

Итак, можно установить, что в каждом геотектоническом этапе, отражающем импульс отдачи внутренней энергии планеты, происходит регионально проявленная пространственная дифференциация ее верхней оболочки на гранитные дуги с анортозитами по фронту и базальтовые пятна внутри этих дуг.

Области первичной оболочки, оказавшиеся между фронтальными дугами нескольких эндогенных концентров, особенно насыщаются глубинными анортозитовыми расплавами и окаймляются хребтами из деформированных и гранитизированных пород. За барьером горных дуг при этом остаются базальтовые впадины. Междольцевые участки легко представить как зачаточные ядра скалических материков.

Дальнейшее развитие тех же или близких концентров приводит к расширению ядра с гранитной каймой и к его новому укреплению — кратонизации. Агенты этих преобразований — потоки тепла и флюидов, создающие фронтальные вулканические пояса из пород среднего и кислого состава с анортозитовыми и метаморфическими корнями. Напротив, задуговые базальтовые моря будут в дальнейших циклах повторно заливать лавами. Это должно происходить в конце каждого этапа приращения очередной горной дуги к разрастающемуся сиалическому ядру — зародышу континента.

Таким образом, принцип центробежной волны в развитии горных дуг Земли способен объяснить появление, с одной стороны, начальных ядер концентрации алюмосиликатного полевошпатового вещества (сиаля), с другой — участков господства базальтов и относительного обеднения сиалическим веществом подбазальтовой приповерхностной оболочки планеты. Конечно, процесс циклического пространственного разделения первичного вещества на планете не является строго однонаправленным. Глубинные очаги эндогенных взрывов возникают в разное время в различных местах. Закон, определяющий их активность и место проявления, неизвестен.

Изучая историю развития коры Земли, следует учесть изменение с течением времени преобладающих магматических продуктов. Так, среди древнейших отложений Земли с возрастом 4—2,5 млрд. лет преимущественно развиты анортозиты и связанные с ними «серые гнейсы» неясного генезиса. В меньшей степени присутствуют примитивные (малокремнеземистые) базальты. Граниты практически отсутствуют.

Гранитизация коры активно проявляется с рубежа около

2,5 млрд. лет. В это время начинают подвергаться преобразованию при развитии горных дуг древние осадки, уже дифференцированные на поверхности с участием гидросферы и атмосферы. В это же время возникают горные кольца с внутренними базальтовыми пятнами. Такие вложенные друг в друга кольца — следы проявления центробежных волн, дифференцирующих приповерхностное планетное вещество. По нашему мнению, это были удары эндогенных энергетических взрывов. Глобальное появление гранитов на Земле с рубежа 2,5 млрд. лет может определяться также особенно эффективной фазой накопления летучих веществ под «подушками» достаточно разросшихся к этому времени сиалических материковых глыб.

В дальнейшем, в течение длительного времени (от 2,5 млрд. до 0,25 млрд. лет) истории Земли отмечается мощное развитие именно гранитов, проявленных внутри складчатых горных дуг и частично — перед их фронтальными зонами. Глубинные потоки тепла и флюидов интенсивно перерабатывают сгруженные в геосинклинальных трогах поверхностные осадки. К концу этого этапа базальтовые плащи тыла горных дуг начинают постепенно группироваться в обширные однородные пространства, почти сплошь залитые лавами поверх субстрата, частично переработанного мафическими внедрениями. Теперь мощные линзы осадочных слоев накапливаются лишь в краях сиалических блоков. При наличии активных концентров — проводников эндогенной энергии, только здесь могут идти процессы гранитизации. Роль гранитов в эндогенных триадах единичных циклов оканчивается ограниченной географическим признаком — зонами активных материковых окраин.

Главным представителем и выразителем эндогенных энергетических импульсов земных недр становятся в последние 0,25 млрд. лет земной истории финальные базальты. Теперь их плащи часто ограничены по фронту лишь островными дуговыми поднятиями из более древних деформированных базальтов внутри обширных океанов.

На Луне гомологи гранитов, а именно крип-базальты, по своему возрасту в 3,9 млрд. лет оказываются более молодыми, чем анортозиты и представители «добассейновых» базальтов. Возрасты последних, полученные по обломкам в материковых брекчиях, превышают 4 млрд. лет. Крип-базальты, еще более молодые, моложе, чем лавы морских заполнений, тоже пока не обнаружены.

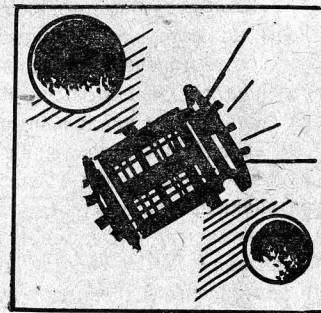
Можно думать, что на ранней, добассейновой стадии развития коры Луны уже преобладала порожденная эндогенными взрывами и осуществляемая центробежными волнами площадная дифференциация первичного вещества. Однако разделение шло только на обширные ободы из анортозитов и малые внутренние пятна базальтов. После определенного упрочения сегментов коры наступила критическая стадия мощнейших взрывных актов. Именно они образовали глав-

ные лунные бассейны, окруженные кольцевыми хребтами. У подножий хребтов отложились выбросы наиболее обогащенного летучими компонентами крип-вещества. Вероятно, эти, сжатые во времени (100 млн. лет) события оказались слишком энергоемкими. Поэтому все последовавшие этапы импульсивной отдачи энергии недр Луны выражались главным образом извержениями базальтов в течение еще 1 млрд. лет. Лавы заполняли позднейшие депрессии, огражденные невысокими дугами морских хребтов.

Центробежные волны, определяющие на наш взгляд развитие и форму различно изогнутых дуговых складчатых зон Земли, несомненно порождаются ее эндогенной энергией. Для Луны причиной возникновения многокольцевых структур общепринятой считается энергия от ударов астероидами.

Однако сравнение всех твердых планет с Землей убедительно свидетельствует в пользу создания главных структур их лика силами внутрипланетной энергии.

ЛУНА — УПРОЩЕННАЯ  
МОДЕЛЬ ЗЕМЛИ



Изучение вулканических плащей земной наружной базальтовой оболочки и новейшие исследования вулканического заполнения «морских» депрессий Луны показали, что в морях и океанах этих планет с их базальтовым дном имеются крупные отдельные поля — изометричные пятна или полосы наслоенных друг на друга лавовых покровов. Каждое отдельное базальтовое поле возникло в течение одной из эпох региональных вулканических извержений на планете.

Плащи базальтов на планетах появляются одновременно в разных областях, далеко отстоящих одна от другой. Базальтовые поля, образованные в ту или иную эпоху вулканизма, устроены одинаково. Одинаково и поступала к поверхности магма из планетных недр по сложной системе трещин. Это показывает, что и на Земле, и на Луне проявлялись глобальные импульсы — вспышки вулканических извержений, вызванные неоднократно повторяющимся прогревом планетных глубинных зон. Любой из импульсов вулканизма лучше или хуже выражен в одних регионах, но может совсем не



проявиться в других. Перед каждым очередным импульсом — глобальной вспышкой извержений, создающей отдельные лавовые поля, в том или ином участке планеты образуется дуговое или кольцевое поднятие. Оно ограждает возникающую депрессию, в которой затем изливаются базальты.

Границы отдельных базальтовых полей, древних — на Луне (образованных 3,8—2,5 млрд. лет назад) и молодых — на Земле (рассмотрены возникшие в последние 240 млн. лет) бывают двух типов. Выпуклые ограничения базальтовых полей любого возраста обычно представлены дуговым поднятием — ободом. Обод может располагаться полностью на материке либо полностью в океане. Обод также может переходить с материка на дно океана. Вогнутые края дуговых полос или серповидных базальтовых плащей определяются выступами материкового основания субстрата или выходами более древних базальтов в ложе океана. Ограждающие превышения рельефа здесь отсутствуют, базальтовый плащ становится маломощным и выклинивается.

Земные дуговые поднятия гор близ базальтовых полей представлены на материках геосинклинальными складчатыми зонами. Каждый геотектонический этап, в котором рождались складчатые горы, завершался базальтовыми извержениями. Базальты всегда являются финальными проявлениями активности недр в любом этапе (цикле) прогибаний, накопления пород, их складчатости и последующих поднятий. Базальтовые плащи являются к тому же тыльными образованиями относительно складчатых гор, ведь лавы всегда извергаются изнутри дуговой горной цепи разного радиуса кривизны. В океанах Земли горные ободы молодых лавовых бассейнов часто представлены островными дугами. В их складчатом доколе существуют смятые пласты древних пород и базальтовых лав, надвинутые кнаружи дуг.

На Луне ободы базальтовых морей — это кордильеры дуговой или кольцевой формы. Внутри кольца поднятий базальтовый плащ часто охватывает не все пространство, и тогда имеет в плане форму серпа или полукруга. Кордильеры сложены вздыбленными и центробежно надвинутыми кнаружи блоками материкового основания. Кордильеры могут слагаться и насыпными брекчиями, выброшенными со стороны вогнутости обода. Изогнутые поднятия, ограждающие по фронту поля базальтов в лунных океанах, представлены невысокими хребтами. В хребтах подняты и деформированы более древние базальтовые лавы и установлены элементы надвигов, сдвигающих древние лавы кнаружи дуг.

Получается, что на Земле и на Луне ободы вулканических морей одинаково образованы дуговыми горами с надвигами кнаружи. Изогнутость дуг и их геометрическая правильность различны. Под-

нятия могут быть как материковыми, так и внутриокеанскими, но они всегда состоят из более древних образований, в том числе из древних базальтовых лав.

На Земле и на Луне базальтовые плащи разного возраста, сгруппированные по-разному, вместе образуют обширные пространства вулканического дна морей и океанов. Океаны Земли и Луны бывают двух типов.

Один тип — тихоокеанский. Древние плащи лав расположены в центре океана, молодые плащи лав располагаются по его краям. На Луне так устроены Море Дождей, Море Южное. Каждый из краевых базальтовых бассейнов похож на единичное вулканическое море Луны. Он имеет обод — обрамление из приподнятого субстрата. Зона лавовых извержений каждого следующего глобального импульса вулканизма становится меньшей. По краю сокращающихся лавовых бассейнов возникают «вложенные» друг в друга дуги или ободы с деформированными древними лавами. Побережья океана представлены цепями гор.

Другой тип устройства дна планетных океанов — атлантический. Здесь более древние лавы имеются по краям океана, а более молодые — в центре. В центре располагаются и срединные хребты. На Луне так устроен Океан Бурь. Срединно-океанские хребты похожи на сомкнутые и взаимно спрямленные ободы смежных гигантских концентров. Изнутри каждого из них, т. е. с двух сторон от разделяющего общего обода размещаются самые молодые базальты. Образование морей и океанов атлантического типа с их срединными хребтами можно представить как результат увеличения от цикла к циклу радиуса кривизны обода, ограждающего очередной тыльный лавовый бассейн. Наконец, происходит сближение молодых базальтовых плащей, стадийно отступавших от середины соседних концентров глобального масштаба. Так возникают «нерегулярные» моря и океаны планет, неогражденные цепями гор. Их внутренние области принадлежат краям двух или трех смежных концентров, имеющих сомкнутые ободы.

Сравнение вулканических морей Земли и Луны дало возможность уловить сходство в образовании базальтового дна океанов на этих разных планетах. Происхождение океанов объясняется без предположений о расширении планет и о горизонтальном смещении их твердой оболочки. Ведь ни смещение «плит», ни раздвиг дна океанов на Луне невозможны. Древние ободы — фантомы, залитые лавами океанов, сохраняют при погружении свою геометрическую правильность.

При рождении ободов, обрамляющих планетные базальтовые бассейны, главенствует динамика центробежно распространяющейся волны деформаций. Это позволило предложить новую гипотезу

«центробежной волны» в развитии земной геосинклинали. Волна возникает от глубинных толчков — взрывов, обеспеченных внутренней энергией Земли. Принцип центробежной волны может быть применен для анализа кольцевых структур и круговых вулканических морей всех планет земной группы.

На Земле и Луне появлению каждого базальтового моря предшествуют лучше или хуже проявленные два акта активности планетных недр. Первый акт — выталкивание из глубин к периферии возникающего центра анортозитов, укрепляющих (кратонизирующих) вещество коры. Второй — поднятие горной дуги — обода с появлением гранитов или их гомологов. Лишь затем осуществляется третий акт, внутри созданной дуги изливаются базальты. Они перекрывают задуговую область, вновь обретающую способность к деформациям.

Все три акта взаимосвязаны и ведут к пространственной дифференциации первичного вещества планетных оболочек. В начальные этапы развития кор более эффективны ранние акты — отщепление анортозитов. Со временем возрастает эффективность средних актов эндогенной триады, зависящая и от способности планеты удерживать летучие вещества. Наконец, самыми мощными становятся финальные акты базальтовых извержений.

Размещение материков и залитых лавами океанов на планетных телах зависит от размеров и группировки разновозрастных активных центров.

В ответе на вопрос о том, как возникают земные горы и земные океаны, дно которых скрыто водной гладью, помогает изучение Луны. Луна — это естественная упрощенная модель нашей сложной и живой планеты.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
<b>Земля — планета в базальтовой скорлупе . . . . .</b>	<b>7</b>
Взгляд на Землю из космоса . . . . .	7
Горы и равнины земных материков и океанов . . . . .	10
Вулканические моря земных материков . . . . .	17
Базальтовые расплавы, застывшие на глубине . . . . .	29
Базальтовые моря на дне земных океанов . . . . .	33
Вулканические поднятия на базальтовом дне океана . . . . .	42
Что скрыто под лавами дна океана? . . . . .	44
<b>Возраст земных базальтов и их связь с различными структурами . . . . .</b>	<b>50</b>
Возраст трапповых вулканических морей материков . . . . .	50
Возраст вулканических морей на дне океанов . . . . .	55
Вулканические моря материков и геосинклинали . . . . .	60
Вулканические моря на дне океанов и островные дуги . . . . .	71
Сходны ли базальты материков и океанов Земли? . . . . .	77
<b>Моря лавы на безводной Луне . . . . .</b>	<b>82</b>
Расположение вулканических морей . . . . .	82
Возраст базальтовых морей Луны . . . . .	90
Хребты и борозды на дне лунных морей . . . . .	102
Как образовались лунные вулканические моря? . . . . .	107
<b>Вулканические моря планет в тылу дуговых гор . . . . .</b>	<b>110</b>
Вулканические моря Земли и Луны устроены одинаково . . . . .	110
Структуры Земли и Луны размещены симметрично по оси вращения планет . . . . .	118
Дуги и кольца древнейших земных гор . . . . .	121
Центробежная волна в развитии горных дуг . . . . .	132
<b>Луна — упрощенная модель Земли . . . . .</b>	<b>139</b>



**Галина Федоровна Макаренко**

**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ МОРЯ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ**

Редактор издательства **В. И. Макеев**  
Обложка художника **В. М. Аладьева**  
Художественный редактор **В. В. Евдокимов**  
Технические редакторы **М. Е. Карева, О. А. Колотвина**  
Корректор **Е. В. Мухина**

ИБ № 5015

---

Сдано в набор 20.01.83. Подписано в печать 29.03.83. Т-08401. Формат 84×108<sup>1/32</sup>. Бумага типографская № 3. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 7,56. Усл. кр.-отт. 7,77. Уч.-изд. л. 9,71. Тираж 30 000 экз. Заказ 366/8981-1. Цена 30 коп.

---

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Владимирская типография «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли 600000, г. Владимир, Октябрьский проспект, д. 7

Плащи базальтов появляются на планетах одновременно в разных областях, далеко отстоящих одна от другой. Базальтовые поля, образованные в ту или иную эпоху вулканизма, устроены одинаково. Одинаково и поступала к поверхности магма из планетных недр по сложной системе трещин. Это показывает, что и на Земле, и на Луне проявлялись глобальные импульсы — вспышки вулканических извержений, вызванные неоднократно повторяющимся прогревом планетных глубинных зон. Любой из импульсов вулканизма лучше или хуже выражен в одних регионах, но может совсем не проявиться в других. Перед каждым очередным импульсом — глобальной вспышкой извержений, создающей отдельные лавовые поля, в том или ином участке планеты образуется дуговое или кольцевое поднятие. Оно ограждает возникающую депрессию, в которой затем изливаются базальты.

**НЕДРА**