

**Вулканизм
и тектоника
Луны**



Вулканизм и тектоника Луны



Издательство «Наука»
Москва
1974

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

VOLCANISM AND TECTONICS OF THE MOON

Publishing Office «Nauka»
Moscow 1974

Редакционная коллегия:

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

Editorial Board:

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

Ответственный редактор

М. С. Марков

Responsible Editor

M. S. Markov

Книга посвящена вопросам лунного вулканизма и тектоники.

В разделе А. И. Суханова «Вулканические формы на Луне» разобраны диагностические признаки лунных вулканических форм (центральных вулканов, вулканогенных кратеров, областей площадных излияний и др.), описаны их морфология и распространение, проведено сравнение лунных вулканических форм с земными, а также сравнение вулканогенных и метеоритных кратеров Луны. Обсуждаются возможные причины различия лунных и земных вулканических структур. Приложена карта распространения лунных вулканических форм.

В разделе В. Г. Трифонова «Геология лунных морских впадин» рассматривается тектоника лунных морей, их береговых кордильер и периферических поясов, обосновывается длительность развития этих структур, закономерности их пространственного расположения и возможные условия их тектоно-магматического образования. Работа сопровождается картой распространения разновозрастных комплексов пород на поверхности Луны.

Предисловие

Последние годы принесли нам большое количество новых данных по геологии Луны, полученных благодаря исследованиям советских автоматических станций и работам американских астронавтов. Доставлены на Землю и изучены образцы лунных пород, стал известен их радиологический возраст, появились данные о распределении гравитационных аномалий на Луне. Многие вопросы, вызывавшие ранее оживленные дискуссии, получили сейчас однозначное решение.

Обильное поступление новой информации, а самое главное — возможность непосредственного изучения горных пород Луны на время как бы затмили прежние, ставшие уже традиционными методы изучения строения ее поверхности — геологическое дешифрирование фотографий. В то же время и в этой области последние годы принесли нам новый колоссальный по объему материал в виде крупномасштабных снимков поверхности Луны, сделанных с ее искусственных спутников. Такие фотографии как бы приблизили к нам лунную поверхность и позволили увидеть на ней многие детали, неразличимые ранее на телескопических фотографиях. Эти исследования, безусловно, крайне важны, так как именно они позволяют выявить общие закономерности строения поверхности небесных тел и тем самым решить ряд вопросов сравнительной планетологии.

Именно такие исследования, по существу продолжающие составление геологических карт поверхности Луны, и были выполнены в Геологическом институте АН СССР.

В настоящее время уже никто не сомневается в том, что на поверхности нашего естественного спутника широко распространены вулканические породы, а следовательно, в строении поверхности Луны значительную роль должны играть и вулканические формы рельефа. В связи с этим и была предпринята попытка выделить на поверхности Луны те формы рельефа, образование которых может быть связано с вулканическими процессами. Кроме уже ранее известных кратеров и впадин лунных морей на крупномасштабных фотографиях удастся выделить положительные формы рельефа, многие из которых скорее всего являются вулканами центрального типа.

Первая часть книги посвящена анализу положительных форм лунного рельефа и кратеров, их классификации и выделению из них тех типов, вулканическое происхождение которых представляется наиболее вероятным. Эта часть сопровождается картой, на которой сделана попытка выделить вулканические формы рельефа и оценить их роль в строении лунной поверхности. Проведенный анализ показывает, что вулканизм играл весьма существенную роль в формировании лунного рельефа и

его обязательно надо учитывать при любых концепциях развития этого небесного тела.

Во второй части книги анализируются строение и история развития впадин лунных морей. Известно, что именно эти обширные депрессии на поверхности Луны служили основным предметом дискуссии между сторонниками метеоритного и вулканического происхождения ее рельефа. Поэтому было важно выяснить особенности строения и формирования этих структур. Установление фактов, свидетельствующих об образовании этих форм рельефа в течение геологически длительного интервала времени и неодноактности образования парагенезов структур, скорее всего является доказательством их эндогенного происхождения и вулканотектонической природы. Описание строения впадин лунных морей сопровождается геологической картой поверхности Луны, без составления которой такой анализ был бы невозможен.

Думается, что дальнейшее изучение геологии Луны, с одной стороны, позволит внести коррективы в ряд положений, высказываемых в настоящей работе, а с другой — будет облегчено благодаря проведенному анализу структур и типизации форм лунного рельефа.

М. С. Марков

Вулканические формы на Луне

А. Л. Суханов

Введение

Вопрос о происхождении лунных кратеров возник сразу же после того, как их удалось различить в телескоп. Еще в середине XVII в. Роберт Гук высказывал догадки о двух возможных путях их образования и даже проводил некое моделирование лунных процессов: «эндогенные» кратеры он получал при кипячении смолы, а «экзогенные» — при бросании камешков в сыпучие мишени.

Гипотеза метеоритного происхождения лунных кратеров появилась как следствие признания того, что на Землю выпадают метеориты. Впервые она была высказана в начале прошлого века (Биберштейн), развита в 1828 г. Груйтузенем, усовершенствована и подкреплена большим материалом Дж. Джилбертом (конец прошлого века). В современном виде она разработана Р. Болдуином, Г. Юри, В. К. Хартманом, Б. Ю. Левиным, К. П. Станюковичем и др.

Предположения о лунном вулканизме высказывались еще в XVIII в., например В. Гершелем. После того как накопились сведения о земных кальдерах, Д. Дэна выдвинул гипотезу кальдерного происхождения лунных кратеров. В наиболее полном виде она была разработана в конце 40-х годов нашего столетия А. В. Хабаковым и одновременно Дж. Е. Спёрром, дополняясь впоследствии работами Дж. Филдера, Дж. Грина, П. Мура, Дж. Кэйпера и многих других.

Основные положения метеоритной гипотезы сводятся к следующему. Почти все формы лунного рельефа созданы ударами метеоритов и астероидов. При ударе метеорита о лунную поверхность его вещество мгновенно обращается в высокотемпературный сжатый газ; при взрыве возникает кратер. Породы по его краям приподнимаются, задираются и даже выворачиваются наружу. Выброшенное вещество образует насыпной вал, постепенно понижающийся и сходящий на нет с удалением от кратера; часть вещества падает обратно в кратер, образуя уплощенное дно. За пределы вала распространяются отдельные «струи» выброшенного материала, образующие грядово-бороздчатый струйчатый рельеф, еще дальше распространяются дисперсные выбросы, создающие лучевые системы. Лучи этих систем получаются при падении несортированных обломков, образующих вторичные ударные кратеры; от каждого из таких кратеров в свою очередь протягивается полоса выброшенного материала. Первичные метеоритные кратеры получаются при взрыве и представляют собой в целом округлые, правильные чашевидные образования; вторично-ударные кратеры являются простыми выбоинами, поэтому они невелики, характеризуются вытянутой формой и группируются полосами, цепочками, роями, гроздьями, петлями. Считается, что полоса обломков может выпадать одновременно — тогда возникает ров из сливающихся выбоин или

каждый обломок выпадает через какой-то интервал времени — тогда получаются ряды последовательно перекрывающихся лунок. При ударе вокруг кратеров образуются трещины; они могут возникать и вдоль цепи изолированных вторично-ударных кратеров.

Центральные горки кратеров являются, по мнению разных авторов: а) результатом упругой отдачи дна кратера после сжатия, возникшего во время прохождения ударной волны (Болдуин, 1967); б) горами материала, выброшенного вертикально и упавшего обратно в центр кратера (Шумэкер, 1968); в) следствием изостатической компенсации ударной выемки. Плоские днища также считают обычно результатом изостатической компенсации; некоторые авторы полагают, что глубокие кратеры механически неустойчивы, их стенки не выдерживают своего веса и начинается вязкое «затекание» днищ кратеров, приводящее к их выравниванию (Quaide a. o., 1965). Выравнивание под действием микрометеоритной бомбардировки допускается для небольших кратеров (диаметром порядка нескольких километров) (Collins, Smith, 1967; Ross, 1968). Террасы на внутренних склонах кратеров появляются при оползании со склонов крупных пластин материала. Считается, что при метеоритном ударе и взрыве могут возникать концентрические волны, подобно волнам в жидкости; некоторые из них «застывают», фиксируясь в двойных кратерах, концентрических структурах и др.

Крупные округлые морские впадины возникают в результате ударов астероидов (Baldwin, 1949; Шумэкер, 1968). Астероид при этом частью испаряется, а частью дробится и разбрасывается на огромные расстояния. Гигантские глыбы и массы рыхлого материала выпадают по краям впадин, образуя кольцевые береговые хребты — кордильеры. Те глыбы, которые перелетают кордильеры, разносятся на сотни километров; при падении они вырывают на местности борозды длиной до нескольких десятков километров, радиально направленные к центру ударной впадины. Рыхлый материал располагается полосами и струями, также радиальными к центру впадины; кроме того, образуются крупные вторично-ударные кратеры, также образующие иногда цепочки. Заполнение морей лавами происходит за счет плавления лунной коры при взрыве астероидов или при последующем разогреве субстрата. Остывание лав приводит к растрескиванию их поверхности, к возникновению протяженных борозд — так называемых риллей и к складкам коробления, выражающимся в виде длинных низких «морских валов». Кроме радиальных систем выбросов вокруг морей образуются радиальные разрывы и концентрические поднятия и понижения.

Сторонники метеоритной гипотезы считают, что она хорошо объясняет параметры лунных кратеров (соотношения глубины, диаметра, высоты вала и др.) и их количество (увеличение числа кратеров по мере уменьшения их диаметров, подчиняющееся определенным законам), а также наличие на Луне таких крупных кратеров, какие не наблюдаются на Земле.

Метеоритная гипотеза дополняется гипотезой инициированного вулканизма, согласно которой после метеоритного удара в кратере может начаться вулканическая деятельность, для которой этот удар оказывается «спусковым крючком», вызывая растрескивание кровли уже существующего магматического очага, изменяя режим $P-T^{\circ}$ в разогретой области под кратером и т. д.

До недавнего времени при объяснении форм лунного рельефа большинство селенологов придерживалось метеоритной гипотезы. Появление

новых материалов (средне- и крупномасштабные фотографии лунной поверхности) и постановка новых задач (выбор мест посадок космических аппаратов) обусловили привлечение к этой работе все большего числа геологов, и сейчас эндогенная гипотеза получает все большее признание.

Сторонники эндогенной гипотезы считают, что значительная часть лунных кратеров является вулканическими формами, т. е. аналогами земных вулканических кратеров, кальдер и кольцевых комплексов. Доля таких форм среди всего множества лунных кратеров разными авторами расценивается по-разному. Согласно этой гипотезе, валы кратеров образованы кольцевыми интрузиями, или выбросами из центрального жерла, или остатками первичных куполов; плоские днища сформированы вулканическими покровами и потоками; центральные горки являются вулканами; лучевые системы созданы при катастрофических вулканических взрывах, а вторичные кратеры — при побочных извержениях. Признаками вулканического происхождения кратеров считаются: их связь с трещинами, расположение цепочками, полигональность валов, некоторые особенности внутренней структуры и взаимоотношений. В последние годы, после крупномасштабных съемок, проведенных космическими аппаратами, появились дополнительные возможности распознавания вулканических кратеров, а именно: меньшее количество ударных лунок на пологих участках валов кратеров по сравнению с их днищами, что указывает на более молодой возраст поверхности вала; отсутствие струйчатых отложений и вторичных лунок на склонах вала; перекрытия участка дна кратера материалом его вала; наличие в кратере лавовых куполов, вулканических конусов, провальных кратеров и кратеров с темными (непловыми) ореолами.

Морские впадины, по этой гипотезе, считаются вулкано-тектоническими депрессиями с окружающими их тектоническими кольцевыми хребтами — кордильерами, с радиальными системами разрывов и сопряженными концентрическими впадинами, также имеющими тектоническое происхождение. Иногда молодые темные моря располагаются в депрессиях, заполненных древними эффузивами; светлая окраска последних обусловлена длительной переработкой их поверхности. Отмечалось наличие на отдельных участках морской поверхности куполов и конусов, сходных с небольшими вулканами Земли.

Метеоритная и вулканическая гипотезы происхождения лунного рельефа развивались параллельно и в постоянном противоборстве, а каждый новый факт, полученный при наблюдениях, использовался одновременно для подтверждения как той, так и другой гипотезы, поскольку ограниченность наших знаний о процессах, происходящих на Луне, допускала весьма различные, иногда прямо противоположные толкования одних и тех же наблюдений. Сторонники обеих гипотез, втянутые в полемику, старались объяснить с одной точки зрения как можно большее число особенностей, отмеченных на Луне, предлагая иногда довольно шаткие интерпретации. При этом рассматривалось несколько структур, в которых наиболее четко выражены признаки вулканического (или, наоборот, метеоритного) происхождения, и полученные выводы скрыто или явно распространялись на большинство остальных структур. Существование кратеров различного генезиса в общем-то признавалось, но рассмотрение особенностей метеоритных кратеров вулканисты предоставляли своим противникам, и наоборот; сплошного же картирования только вулканических или только ударных форм не проводилось. В результате при чтении работ одного направления создается впечатление, что подавляю-

щее большинство форм лунной поверхности своим появлением обязано вулканизму и тектонике, а из других работ следует, что вулканизм на Луне если и проявлен, то комплементарно и очень слабо.

По мнению автора, метеоритная гипотеза неудовлетворительно объясняет следующие особенности лунной поверхности: а) центральные горки и хребты кратеров, купола, плоские днища кратеров, концентрические структуры в них; б) закономерности расположения кратеров и структурные взаимосвязи некоторых кратеров; в) неравномерности в распределении количества кратеров в зависимости от их диаметров; г) протяженные пояса разрывов, значительные смещения по ним и др. Представления об ударном происхождении радиальных и концентрических структур вокруг морей не всегда согласуются с данными морфологического анализа этих структур. В отношении кратеров диаметром свыше нескольких километров метеоритная гипотеза вынуждена основываться на допущениях и расчетах, поскольку надежно доказанных метеоритных кратеров такой величины на Земле нет.

Но и вулканическая гипотеза не может объяснить всех особенностей лунного рельефа. Это касается струйчато-лучевых систем, крупных вторичных лунок, нормально логарифмического распределения количества кратеров по диаметрам (в первом приближении), равномерного распределения кратеров малых диаметров по площади. Сравнение лунных кратеров с кальдерами наталкивается на значительные различия тех и других, а для наиболее крупных цирков на Земле также нет аналогов.

За последние годы накопились данные о значительных масштабах лунного вулканизма; но столь же несомненно, что метеориты самых разных размеров постоянно выпадают на Луну, производя кратеры, а в прошлом этот процесс, по-видимому, был еще интенсивнее; также несомненны и следы тектонических подвижек на лунной поверхности. Появившиеся недавно крупномасштабные фотографии показали, что лунные кратеры характеризуются широким диапазоном структурных особенностей, набор которых весьма изменчив в разных кратерах. Очевидно, это свидетельствует о гетерогенности кратеров, разнообразных условиях и неодинаковой истории их формирования. Различное строение имеют возвышенности на лунной поверхности.

Если бы среди этих разнородных кратеров и возвышенностей удалось выделить «в чистом виде» вулканические формы, то это позволило бы сделать определенные заключения о характере лунного вулканизма и сравнить его с земным вулканизмом. До недавнего времени решить эту задачу в общем виде было весьма затруднительно, поскольку существовавшие селенографические материалы не позволяли проводить достаточно подробное дешифрирование лунной поверхности, и существующие публикации на эту тему ограничиваются отдельными районами или же отдельными примерами из разных областей Луны (Moog, 1966b; Moog, Cattermole, 1967; Okulitch, 1966; O'Keefe a. o., 1967; McCauley, 1968; McCall, 1968; Milton 1968; Горшков и др., 1970). Сейчас, с появлением множества фотографий, полученных космическими аппаратами, можно попытаться решить эту задачу хотя бы в первом приближении.

Данная работа преследует следующие основные цели.

1. Поиски морфологических признаков, присущих положительным и негативным вулканическим формам лунной поверхности.
2. Выделение на основе этих признаков положительных и негативных форм, которые можно отнести к вулканическим (с той или иной степенью достоверности).

3. Ориентировочное разделение на типы вулканогенных кратеров на лунной поверхности.

4. Сопоставление выделенных форм с земными вулканогенными образованиями.

В работе были использованы телескопические фотографии масштаба около 1 : 1 500 000 (Kuiper а. о., 1960) и фотографии, полученные космическими аппаратами («Орбитер-1» — «Орбитер-V», «Зонд-3», «Зонд-6» — «Зонд-8», «Рейнджер-7» — «Рейнджер-9»), — масштабы этих фотографий варьируют в широких пределах: от 1 : 300 000 до 1 : 5 000 000. Фотографии более крупных масштабов использовались редко, поскольку они охватывают сравнительно небольшие участки, а мелкомасштабные фотографии не всегда поддаются геологическому дешифрированию из-за недостаточной детальности изображения. Некоторые телескопические фотографии и снимки, полученные станцией «Зонд-8», образуют стереопары, что, конечно, повышает их информативность; но основная масса фотографий представлена одиночными снимками (фотографии спутников серии «Орбитер» также часто перекрываются, но каждая из них составлена из отдельных полос, так что получение стереоизображения для всей фотографии становится невозможным).

При изучении этих фотографий автор в первую очередь обращал внимание на те структуры, вулканогенное происхождение которых представлялось наиболее очевидным, т. е. такие образования, которые по морфологии, положению и взаимоотношениям с окружающими структурами никак не могли быть отнесены в разряд метеоритных, даже если допустить некоторые натяжки. После этого проводились систематические поиски структур, сходных по своим характеристикам с теми, которые были выделены на первом этапе. Иногда такие структуры «второго поколения» обладали полным набором признаков, позволяющих отнести их к вулканогенным, но обычно у них четко фиксировались лишь один-два признака, а остальные отсутствовали или были слабо выражены. Если признаки эндогенного происхождения были выражены настолько неясно, что структура могла быть отнесена и к метеоритным образованиям, то такая структура считалась вулканогенной лишь предположительно. Если же структура характеризовалась каким-либо признаком, четко свидетельствующим о ее метеоритном происхождении, то она считалась первично-метеоритной, хотя часто подобные формы осложняются вулканогенными новообразованиями. Разумеется, карта, составляемая таким образом, получается в какой-то мере субъективной; однако определить меру этой субъективности пока не представляется возможным. Надо отметить, что если один и тот же район покрыт мелко- и крупномасштабной съемками, то на крупномасштабных фотографиях удастся отдешифрировать большее количество вулканогенных форм; это позволяет надеяться, что на составленной карте число вулканических структур скорее преуменьшено, чем преувеличено.

Геолого-морфологические карты Луны, составленные ранее М. С. Марковым, В. Г. Трифоновым, П. В. Флоренским и автором (сборник «Проблемы геологии Луны», 1969), построены по возрастному принципу. Основное внимание в них обращалось на стратиграфическое расчленение лунных образований независимо от их генезиса.

Карта, предлагаемая в этой работе, составлена автором в 1969—1971 гг. Она построена по генетическому принципу. Разновозрастные, но сходные морфологически (и, по-видимому, генетически) формы показаны одним знаком. Сплошного картирования не проводилось, так как выделялись

только вулканогенные формы, а все образования ударного и неясного происхождения не выделялись и оставлены белыми пятнами. При этом часть контуров совпадает с контурами на картах, помещенных в сборнике «Проблемы геологии Луны» (1969), однако, если на этих картах закраска контура означает возраст образования безотносительно к его происхождению, то на карте, прилагаемой к настоящей работе, закраска контура означает генезис структуры, а возраст не рассматривается. Разработка методики определения возраста вулканогенных образований станет возможной лишь после решения вопроса, какие же из лунных форм следует считать вулканогенными.

Большая часть выделенных форм (примерно $\frac{2}{3}$) не может считаться достоверно вулканическими, хотя, по имеющимся в настоящее время данным, вероятность их эндогенной природы выше, чем метеоритной. На карте эти формы показаны как предположительно вулканические. Но даже если в эту группу и попала часть ударных или чисто тектонических образований, все же анализ всех выделенных форм — как достоверных, так и предположительных — позволяет на большом статистическом материале выявить некоторые общие закономерности их строения, типичные для большинства этих форм или для отдельных подгрупп, например установить зависимость «глубина — диаметр» для разнотипных кратеров (Каттерфельд, 1965).

Необходимо сделать также следующие замечания.

Прежде всего данная карта не претендует на полное и точное отображение всех вулканогенных структур лунной поверхности. Последовательное изучение имеющихся в распоряжении автора фотографий требовало фиксации накапливающихся сведений относительно распределения и взаимоотношений вулканогенных деталей рельефа. Наиболее наглядной и удобной формой такой фиксации было нанесение этих деталей на топографическую основу. Однако результаты этой работы нельзя считать окончательными по следующим причинам.

1. Расположение объектов обратной стороны и лимба Луны несколько различается на топооснове, составленной в ГАИШ («Полная карта Луны», 1969) и в НАСА («Lunar farside chart», 1968). Здесь используется топооснова ГАИШ, однако не исключено, что в дальнейшем положение объектов будет уточняться.

2. Расположение и детали объектов на топокартах несколько схематизированы по сравнению с тем, что видно на фотоснимках. Это затрудняет рисовку геологических границ.

3. Использованные при составлении карты фотоматериалы весьма различаются по качеству. Это относится и к телескопическим снимкам (различия в детальности изображения для центра диска и для лимба), и к снимкам с космических аппаратов (различия в углах съемки, высоте солнца, масштабе; ухудшение качества многих снимков при микрофильмировании). Часто их геологическое дешифрирование затруднено или невозможно (хотя они и пригодны для составления генерализованной топоосновы). Если для участка мелкомасштабного снимка имеются дополнительные фотографии, снятые с телеобъективами, то на них видно в несколько раз больше интересующих нас объектов, чем на том же участке, снятом в мелком масштабе. Это дает основания полагать, что районы, покрытые мелкомасштабной съемкой, по сути дела «геологически белые пятна», хотя некоторые объекты на них все же выявляются. Таким образом, отсутствие или редкость вулканических форм на каком-либо участке карты еще не означает их фактического отсутствия в данном районе.

4. Наконец, составление полной и точной карты всех вулканогенных структур — это задача, которую можно решить лишь усилиями большого коллектива в течение ряда лет. Представленная здесь карта является лишь одной из первых попыток в этом направлении, и поэтому вынужденно схематизирована.

Подробная характеристика выделенных форм дана в разделах «Вулканические формы на лунной поверхности» и «Типы вулканогенных кратеров Луны». По существу эти разделы представляют собой развернутую пояснительную записку к основной карте.

Но прежде чем перейти к рассмотрению лунных вулканических форм, нужно определить, какие из структур, присущих лунным кратерам, встречаются в метеоритных кратерах на Земле и, следовательно, могут интерпретироваться как ударные образования. Необходимо также остановиться на вопросе о статистике лунных кратеров, поскольку многие считают (Болдуин, 1967), что результаты этой статистики окончательно доказывают метеоритное происхождение всех кратеров на Луне.

Метеоритные кратеры на Земле

В каталоге структур, для которых метеоритное происхождение доказано или предполагается, перечислено 115 образований («Каталог ударных структур...», 1968). Размеры этих форм — от десятков метров до нескольких десятков километров. Среди них особый интерес представляют структуры с центральными горками, кольцевыми поднятиями и депрессиями, таких насчитывается 19. Недавно описано еще одно такое образование — Госис Блаф (Crook, Cook, 1966); предполагается метеоритное происхождение Пучеж-Катунских дислокаций.

Существование на Земле хотя бы даже одного доказанного ударного кратера с центральной горкой позволило бы утверждать, что часть лунных кратеров с центральным поднятием также произошла в результате взрывов метеоритов. Тем самым наличие в лунном кратере центральной горки само по себе не могло бы служить критерием вулканогенности. То же можно сказать и о концентрических структурах кратеров.

Однако ни в одном из 21 земных кратеров, осложненных центральными горками и концентрическими структурами, метеоритного вещества пока не найдено. Такой кратер зачисляется в разряд предположительно метеоритных, если в нем обнаруживаются «диагностические признаки ударного происхождения», а именно:

- а) гравитационная и магнитная аномалии;
- б) брекчии;
- в) оплавленные и остеклованные породы;
- г) системы параллельных трещин в минералах, изотропия кварца, плагноклаза и др.;
- д) конуса сотрясения (shatter-cones) в брекчиях и окружающих породах;
- е) наличие высокобарических модификаций кремнезема (коэсит и стишверит).

Следовательно, вопрос заключается в том, насколько надежны эти признаки.

Геофизические аномалии, очевидно, могут указывать на наличие погребенной структуры определенной формы, но никак не могут быть «диагностическими признаками ударного происхождения».

Брекчии, возникающие также при вулканических, тектонических, экзогенных и даже интрузивных процессах (Иванкин, 1966; Bryant, 1968), могут служить признаком метеоритного кратера только в том случае, если будет показана невозможность их образования любым из «земных»

способов. Иначе брекчии будут не доказательством, но лишь «свидетельством в пользу» ударного генезиса кратера.

Оглавление и остеклование пород, связанные с вулканическими процессами, по-видимому, должны чем-то отличаться от расплавления при метеоритных ударах. Однако пока критерии различия этих стекол разработаны недостаточно. Кроме того, метеоритный генезис стекол в земных кратерах весьма проблематичен (Bucher, 1965; Currie, 1965); даже для наиболее надежно установленного метеоритного кратера Брент было показано, что линза нераздробленных дацитов в брекчии имеет более молодой K-Ar возраст, чем сам кратер, т. е. является скорее всего интрузивной (Shafiqullah a. o., 1968).

Системы параллельных трещин в минералах, безусловно, свидетельствуют о значительных напряжениях в породе; но, насколько можно судить по литературе, пока еще не установлено четких различий между ударными и тектоническими системами трещин, кроме того что эти различия «легко заметны при сравнении» (Шорт, 1968). Среди микродеформаций этого типа описываются и системы трещин из структур, метеоритное происхождение которых само нуждается в доказательствах, например Клируотер, или же из структур определенно эндогенного генезиса, например Карлсуэл (Currie, 1969). Изотропия минералов, по Н. М. Шорту (1968), является переходной ступенью к полному расплавлению породы, в таком случае это явление может наблюдаться в метаморфических тектонитах.

Конуса сотрясения и коэсит считаются наиболее надежными признаками удара (Дитц, 1968; Зоткин, 1969); для многих кратеров они являются единственным доказательством метеоритного происхождения структуры. Конуса сотрясения отмечены в 12 из 21 упомянутых выше структур, коэсит — в шести.

Конуса представляют собой конические системы мелких трещин размером от нескольких сантиметров до нескольких метров; в вершине конуса иногда присутствует выщербленность. В отличие от структур «конин-кон» эти конуса развиваются по всем породам, и осадочным, и изверженным. Мелкие конуса сотрясения получены экспериментально, при ударе в мишень высокоскоростных снарядов. Но, как и в случае с системами параллельных трещин, нет никаких доказательств того, что подобные конуса не могут образоваться при обычных тектонических напряжениях.

В. И. Эльстон и П. В. Ламберт (Elston, Lambert, 1965) описали такие формы вокруг фельзитового некка. Конуса расположены в интрузивных породах; вершины направлены к некку или в обратную сторону; вдоль основного конуса иногда присутствуют паразитные.

Дж. К. Амштутц (Amstutz, 1965, a, b) провел петрографическое изучение конусов из криптовулканических структур Крукид Крик и Декейтервил. Он пришел к выводу, что в Крукид Крик рост конусов был медленным и связан с ростом минералов параллельно стенкам конусов; выемки на вершине возникли из-за выщелачивания (эффект Райке). Происхождение сходных конусов Декейтервила он объясняет тектоническими напряжениями, сказавшимися на ориентировке конусов.

К. Л. Кюри (Currie, 1969), проводивший изучение и составлявший геологическую карту структуры Карлсуэл, не сомневается в эндогенной природе этого образования с длительной и сложной историей развития. В породах этой структуры также есть «конуса сотрясения».

Наконец, конуса присутствуют в районе лополита Садбери, эндоген-

ная природа и длительное развитие которого установлены достаточно надежно.

Таким образом, формы, называемые «конусами сотрясения», не являются исключительной принадлежностью метеоритных кратеров и не могут поэтому служить достаточным критерием ударного происхождения структуры. Более того, этих конусов нет во многих хорошо изученных кратерах, ударный генезис которых доказан или вызывает мало сомнений; не найдены они пока и в лунных образцах.

Козсит обнаружен в некоторых кратерах, но не встречен в вулканических структурах (впрочем, систематических поисков, по-видимому, и не велось). Область стабильности козсита лежит выше прямой с координатами $p = 14,5 \text{ кбар}$, $t = 300^\circ$ и $p = 31,5 \text{ кбар}$, $t = 900^\circ$ (Хитаров, 1957). Как считают некоторые исследователи, такие условия недостижимы в земной коре, и, следовательно, козсит мог получиться лишь при метеоритном взрыве.

Однако для образования алмазов нужны давления еще большие, чем для козсита (примерно на 10 кбар), они так же метастабильны, и тем не менее алмазы выносятся на поверхность (Соболев, 1960), а некоторые авторы даже полагают, что алмазы образуются относительно неглубоко в земной коре (Васильев и др., 1968).

Условия для перехода кварца в козсит (22 кбар) создаются и в зонах тектонических нарушений (Хитаров, 1957; Шорт, 1968). Наконец, есть сведения о присутствии козсита во впадине Ришат, которую недавно признал эндогенной Р. С. Дитц — основной приверженец метеоритной идеи (Dietz a. o., 1969).

Таким образом, у нас нет решающего критерия для отнесения кратера к эндо- или экзогенным формам. Остается рассмотреть 21 структуру сложной формы по совокупности признаков. В табл. 1 перечислены эти образования (в порядке возрастания размеров), их диаметры, структуры и диагностические признаки.

Возможные метеоритные образования

Кетленд (№ 9). Присутствует козсит и крупные (до 48 м) конусовидные растрескивания в породах. Однако 95% конусов ориентировано перпендикулярно напластованиям в развитых здесь известняках и песчаниках (Болдуин, 1968), что позволяет предполагать неударное их происхождение.

Серпент-Маунт (№ 10). В конусах разрушения обнаружен минерал, в составе которого можно предположить козсит. Но структура состоит из «неправильных угловатых сбросовых блоков» (Болдуин, 1968), что совершенно нехарактерно для доказанных метеоритных кратеров.

Босумтви (№ 12). Присутствует козсит, но внутренняя часть кратера скрыта под озером и строение его неизвестно.

Госис Блаф (№ 13). Эродированный купол дал на поверхности концентрические выходы прочных пород, в плане приближающиеся к треугольнику с округлыми вершинами. Поперечник поднятия около 6 км; оно окружено слабо выраженной 16-километровой впадиной. На кольцевом гребне и во впадине вокруг присутствуют брекчии; южнее купола выходят пирокластические брекчии. В центре купола 1400-метровая скважина не вышла из брекчированных песчаников, сланцев и известняков; в низах разреза предполагаются соляные горизонты. Мнение о метеоритной природе этого образования основано на присутствии конусов разрушения и брекчий и подтверждается отсутствием интрузива или диапира под центральным поднятием. Структура довольно сложная, и в описании ее можно найти много особенностей, указывающих на эндо-

Таблица 1. Сложные структуры с признаками метеоритного происхождения

№ п.п.	Название структуры	Диаметр (в км)	Структурные особенности	Диагностические признаки
1	Хавел * (США)	2,5	ЦП	б
2	Штейнгейм (ФРГ)	2,5	ЦП, кд, КП	б, к
3	Флин Крик ** (США)	3,3	ЦП, кд	б, к, тс
4	Джешта-Ноб ** (США)	3,5	ЦП, кд	б
5	Гласфорд ** (США)	4,0	ЦП	б
6	Крукид Крик (США)	5,0	ЦП, кд, КП	б, к
7	Сьерра Мадре (США)	5,0	ЦП	б, к
8	Декейтервил (США)	5,9	ЦП, кд, КП	б, к
9	Кетленд * (США)	6,0	ЦП	б, к, К
10	Серпент-Маунд (США)	6,3	ЦП, кд, КП	б, К?
11	Уэлс Крик (США)	10,0	ЦП, 2кд, 2КП	б, к
12	Босумтви * (Гана)	10,4	КП, кд	б, к, К
13	Госис Блаф * (Австралия)	16,0	ЦП, кд	б, к, с, тс
14	Восточный Клируотер (Канада)	20,0	ЦП, кд	б, с
15	Западный Клируотер (Канада)	32,0	ЦП, кд, КП	б, к?, с, К
16	Карлсуэл (Канада)	33,00	ЦП, кд	б, к, тс
17	Вредефорт (ЮАР)	40,0	ЦП, кд, КП	б, к, с, те
18	Ришат (Мавритания)	50,0	ЦП	б, к
19	Рис * (ФРГ)	61,0	ЗКП, 2кд	б, с, тс, К
20	Маникуаган (Канада)	65,0	ЦП, кд	б, с, тс
21	Пучеж-Катунский * (СССР)	100×60	ЦП, кд	б

* Структуры, для которых метеоритное происхождение представляется столь же вероятным, как и эндогенное.

** Формы, происхождение которых неясно из-за недостатка данных.

Для остальных образований, по мнению автора, более вероятно эндогенное происхождение.

Примечания: КП — кольцевые поднятия, кд — кольцевые депрессии (2,3 — двойные и тройные кольца); ЦП — центральные поднятия; К — коэсит; к — конуса сотрясения; б — брекчии; с — стекла; тс — трещинные системы в минералах.

генное происхождение (Скок, 1968; Скок, Скок, 1966). Так, брекчия центрального поднятия приурочена к определенным слоям и может интерпретироваться как межформационная или брекчия срыва. В плаще брекчий вокруг поднятия присутствуют уже другие породы и отмечаются признаки слоистости; возможно, это экзогенное образование. В переплавленной брекчии на Маунт Пирокласт присутствует монтмориллонит, встречаются пемзы, видна флюидальность; выходы этих пород идут поперек простираний этого участка; все это указывает на вулканическую природу описанных брекчий. Вся структура расположена на пересечении крупной антиклинали с зоной разрывов; к этой же зоне приурочен еще один купол с конусами разрушения (Блиндмен); в ядре Госис Блаф намечается уменьшение мощностей. Что касается отсутствия интрузивного или диапирового ядра, то 1400-метровая скважина могла его и не вскрыть: значительные куполовидные изгибы встречаются на расстояниях 1,5—2—3 км над кровлей диапиров, возможно и общее разбухание толщи глинистых пород за счет местной регидратации (Косыгин, 1950, 1969).

Рис (№ 19). Здесь найден не только коэсит, но и стиповерит, синтезированный при давлениях, в несколько раз больших. Однако эти минералы найдены в зювите (суевит) — стекловатой породе, которая, по данным В. Х. Бухера (Bucher, 1965), интрузировала в неизмененную брекчию и изливалась на поверхность, давая типич-

ные вулканические бомбы. Он же указывает, что Рис вместе с вулканическим полем Урах и одновозрастным бассейном Штейнгейм образуют единую северо-восточную зону, прослеживающуюся и в структуре фундамента по геофизическим данным.

Х. Вильямс (Williams, 1941) подчеркивает, что блоки известняка вокруг впадины Рис имеют следы скольжения на нижних плоскостях, тогда как вторичных кратеров нет. Он допускает, что эти блоки смещены при подъеме центрального купола, проседание вершины которого дало впадину Рис.

Хавел (№ 1), Флин Крик (№ 3), Джепта-Ноб (№ 4) и Гласфорд (№ 5). Это небольшие брекчированные поднятия, о происхождении которых трудно судить по скудным литературным данным.

Пучеж-Катунские дислокации (№ 21). Описаны довольно подробно (Фирсов, 1965), и пока не будет предложена удовлетворительная геологическая модель их образования, гипотеза их метеоритного происхождения остается в силе.

Обращает на себя внимание, что глубина двух самых крупных из перечисленных структур — бассейна Рис и Пучеж-Катунской дислокации — на порядок меньше, чем требуется при взрывном происхождении: несколько сот метров по сравнению с несколькими километрами (Болдуин, 1967; Штейнберг, 1969). А небольшие структуры — Хавел, Джепта-Ноб, Флин Крик и Гласфорд — совершенно непохожи на метеоритный кратер Брент (3,5 км), представляющий собой воронку без центрального поднятия.

Эндогенные структуры

Штейнгейм (№ 2). В этой впадине глубиной 80 м с 40-метровым центральным поднятием присутствуют брекчированные известняки с конусами сотрясения. Считавшаяся ранее типичным примером криптовулканических структур эта впадина сейчас рассматривается некоторыми исследователями как метеоритный кратер.

В. Х. Бухер (Bucher, 1965) показал, что Штейнгейм и вулканическая область Урах лежат по оси желоба в фундаменте, приходясь на два котловинообразных понижения в этом желобе. Между этими двумя образованиями протягивается поле горячих источников. Горячие источники выходят также по краям впадины Штейнгейм и в ее центральном поднятии Клостерберг (Болдуин, 1968). Хорошо развиты также кольцевые и радиальные сбросы. Все это скорее всего указывает на эндогенное происхождение структуры.

Крукид Крик (№ 6). Полигональная впадина с центральным поднятием и приподнятыми краями. По Дж. К. Амштутцу (Amstutz, 1965a, b), структура расположена в цепи диатремных и дайковых полей и эндогенных куполов, на пересечении этой цепи с зоной разрывов. Полигональные очертания обусловлены прямыми отрезками сбросов. Как упоминалось выше, конуса, встреченные в Крукид Крик, связаны с ростом минералов и перерастворением в породе, а не с ударом или тектоническими напряжениями.

Сьерра Мадре (№ 7). 5-километровый по поверхности и 12-километровый на глубине купол содержит известняково-доломитовые брекчии с конусами. Но профиль, построенный по нескольким скважинам (Wilshire, Howard, 1968; Howard, Offield, 1968), показывает, что мощности пород увеличиваются к центру купола более чем вдвое. Это исключает возможность метеоритной интерпретации.

Деи ейтервил (№ 8). Относимая Р. С. Дитцем (1968) к метеоритному из-за присутствия брекчий и конусов разрушения эта структура характеризуется следующими особенностями. Внутрiformационные брекчии имеют вулканическое происхождение (Amstutz, 1965b) и импрегнированы пиритом, галенитом и сфалеритом. Трещины, развитые в куполе и на его периферии, имеют по крайней мере две разновозрастные генерации. Конуса разрушения имеют тектоническое происхождение и связаны с образованием жилы пегматита. Декейтервил входит в ту же цепь, что и Крукид Крик.

Уэкс Крик (№ 11). Система из нескольких концентрических синклиналей и антиклиналей, относимая к метеоритным главным образом потому, что конуса разрушения многочисленны в верхних (30 м) частях разреза и убывают с глубиной. Поскольку такой же довод используется для других кратеров и куполов, можно отметить, что повышение давления с глубиной приводит к условиям, где напряжения будут разрываться иначе, чем у поверхности.

Концентрические изгибы в Уэкс Крик ограничены прямыми сбросами. Породы по краям впадины падают от центра, как и полагается при взрыве, но в ее северном секторе — к центру. На расстоянии 13 км к северу лежат на одной линии еще три впадины, одна из которых диаметром 600 м имеет центральную горку (в то время как горок нет в гораздо более крупных метеоритных кратерах). Наконец, в структуре присутствуют изверженные породы, внедренные в брекцию (Болдуин, 1968).

Клируотер (№ 14, 15). Структура состоит из двух соприкасающихся озер. В восточном озере (диаметром 20 км) бурением вскрыто центральное поднятие. Это поднятие до глубины 1 км сложено деформированными гидротермально измененными гнейсами, чередующимися с габбро и диоритами; в верхней части — жилы стекла с обломками вмещающих пород (скважина заложена не по центру поднятия). В кольцевой депрессии вокруг поднятия под мореной лежит брекчия, которую М. Р. Денс (1968) считает ударной, а К. Л. Кюри (Currie, 1965) — вулканической. Учитывая, что в этой брекчии встречены горизонтальные пропластки мраморов и конгломератов, что обломки в пuzырчатом стекле верхних слоев невелики (до 30 см), а нижняя часть (под конгломератами) сложена массивным дацитом с прожилками серпентита, — брекчия Восточного Клируотера имеет явно вулканическое происхождение.

В Западном Клируотере (диаметр 32 км) над водой выступает 16-километровое кольцо островов. Острова сложены деформированными гнейсами с диабазовыми дайками; до глубины 400 м прослежены жилы и трубки стекловатой брекчии со следами течения, с которой связан монтмориллонит (характерный для вулканических стекол). На гнейсах лежат породы ордовика, перекрытые брекчией, но, что весьма существенно, в брекчии обломков ордовикских пород нет. Выше залегает переотложенная брекчия с обломками предыдущей, а еще выше — массивные дациты, похожие на дациты Восточного Клируотера; породы кровли дацитов подверглись пирометаморфизму. К. Л. Кюри отмечает, что дациты по составу и по редким элементам отличаются от гнейсов основания и не могут быть получены при их переплавке, как предполагается в метеоритной гипотезе.

Отмечаются также изменение направления гнейсовидности в породах, подстилающих Клируотер, и совпадение направления длинной оси структуры с ориентировкой роя даек к северу от этого места.

Даже если предполагать инициированный магматизм, то нужно допустить существование очагов диабазов и дацитов на глубине 7—14 км — такова глубина брекчирования и трещиноватости для кратера данного диаметра (Ронка, 1968). И хотя в Клируотере найден коэсит (Зоткин, 1969), это следует расценивать не как признак удара, а как свидетельство эндогенного генезиса коэсита, как и в структуре Ришат.

Карлсуэл (№ 16). Это куполовидное поднятие, окруженное узкой кольцевой синклиналью и гребнем, было подробно изучено К. Л. Кюри (Currie, 1969), который установил длительное развитие структуры, не согласующееся с гипотезой метеоритного происхождения. Выпирающие гнейсового купола выдвинуло породы свода на большую высоту, чем высота кольцевого гребня; оно сопровождалось брекчированием и формированием конусов разрушения и трещинных систем, которые имеют в данном случае чисто тектоническую природу.

Вредефорт (№ 17). Это образование принадлежит к тому же типу, что и Карлсуэл, но деформации здесь сильнее, а эрозионный срез больше. Крупный гранитный купол, прорвавший осадочные породы, окружен кольцом задранных и запрокинутых пород. Купол расположен почти в центре структуры Витватерсранд и по соседству с лополи-

том Бушвелд; вместе с ним и ультраосновной интрузией Томпсон он образует структурное продолжение Большой Дайки (Bucher, 1965); в этом направлении проходит и ось симметрии Вредефорта. Привлечение метеоритной гипотезы для объяснения генезиса купола совершенно излишне, особенно если геологические данные интерпретируются следующим образом: «Окончательную структуру кольца Вредефорт должна была установить изостазия. Вязкие основные породы мантии гидростатически выталкивали гранит вверх» (Дитц, 1968, стр. 172).

Ришат (№ 18). Как уже сказано, несмотря на присутствие коэсита, полевыми исследованиями установлено, что структура является разрушенным эндогенным куполом (Dietz a.o., 1969).

Маникуаган (№ 20). Сводное поднятие анортозитовых гнейсов окружено узким кольцевым грабеном с амплитудой опускания до 1 км; в центре свода — дополнительный купол, имеющий 7—15 км в поперечнике; поднятие перекрыто лавобрекчиями, сходными с вулканическими породами Клируотера (Currie, 1965).

Итак, можно констатировать, что доказанных метеоритных кратеров сложной формы на Земле нет. В тех же структурах, метеоритное происхождение которых если не доказано, то вполне правдоподобно, — в них или неизвестна центральная горка, или неясна степень ее морфологического выражения в первичном кратере, или, наконец, ее вертикальные размеры очень малы по сравнению с кратером (Пучеж-Катунские дислокации); то же относится к концентрическим структурам вокруг кратера. В земных метеоритных кратерах неизвестны центральные хребты, террасы на внутренних склонах, вулканические заполнения дна, проседания смежных перегородок двух соседних кратеров. Первоначальный рельеф крупных метеоритных форм Земли не сохранился, и заключения об этом рельефе основаны на экстраполяции от кратеров малых диаметров. Поэтому при решении вопроса о структуре метеоритных кратеров земных аналогий недостаточно.

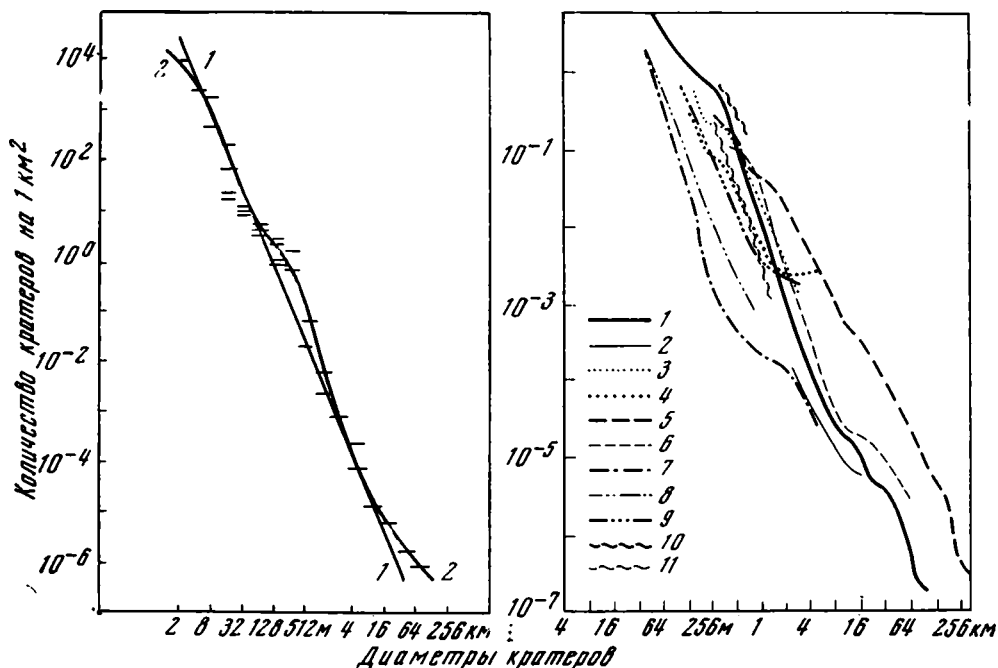
Статистика лунных кратеров

Подтверждением метеоритной гипотезы происхождения лунных кратеров служат графики распределения числа кратеров на единицу площади в зависимости от их диаметра (плотность кратеров). Основной материал такого рода представлен в работах В. К. Хартмана (Hartmann, 1967 b—d, 1968). Он и другие авторы считают, что полученные ими значения ложатся на прямые линии на графике с логарифмическим масштабом ($I—I$ на рис. 1) для всего диапазона видимых форм (за исключением вторичных кратеров), а наклон этих линий близок к наклону графика, отражающего распределение по массам метеоритных тел. Отсюда следует вывод, что основная масса лунных кратеров имеет метеоритное происхождение и что плотность кратеров отражает относительный возраст отдельных участков лунной поверхности.

С другой стороны, морфологический анализ показывает, что часть этих кратеров имеет вулканическое происхождение; это должно искажать графики распределения кратеров по размерам (2—2 на рис. 1). Поэтому автор попытался систематизировать и сопоставить имеющиеся литературные данные о распределении по размерам метеоритов, метеоритных кратеров и лунных кратеров.

Для построения суммарного графика распределения кратеров на лунной поверхности (рис. 2) были использованы работы следующих авторов: В. К. Хартмана (Hartmann, 1967 b—d; 1968); В. К. Хартмана и Ф. Дж. Иела (Hartmann, Yale, 1968); Э. Х. Уокера (Walker, 1967); Дж. Э. Гэста и Дж. Б. Мюроя (Guest, Murray, 1969). Основной задачей было выяс-

нение неоднородностей в распределении, и все отклонения в количестве кратеров — избыток или недостаток — отражались на кривых, в отличие от метода В. К. Хартмана и других, которые строили осредненные прямолинейные графики. Разброс данных довольно велик, максимальные значения для данного интервала могут быть в пять раз больше минимальных; однако иногда не только средние, но даже и крайние значения отклоняются от прямолинейного графика. Достоверность этих отклонений подтверждается тем, что они фиксируются на одних и тех же интервалах диаметров для разных кривых, т. е. разных областей Луны. В результате выявились любопытные закономерности, которые будут разобраны после оценки величины метеоритного потока и количества метеоритных кратеров.



Р и с. 1. Две возможные интерпретации подсчетов плотности кратеров

На графике нанесены данные о распределении кратеров по диаметрам (по материалам «Рейнджера-7» и по телескопическим наблюдениям)

1—1 — прямая, отражающая общую тенденцию распределения; 2—2 — кривая, отражающая отклонения от нормального логарифмического распределения

Р и с. 2. Плотность кратеров на разных участках лунной поверхности (усредненные кривые)

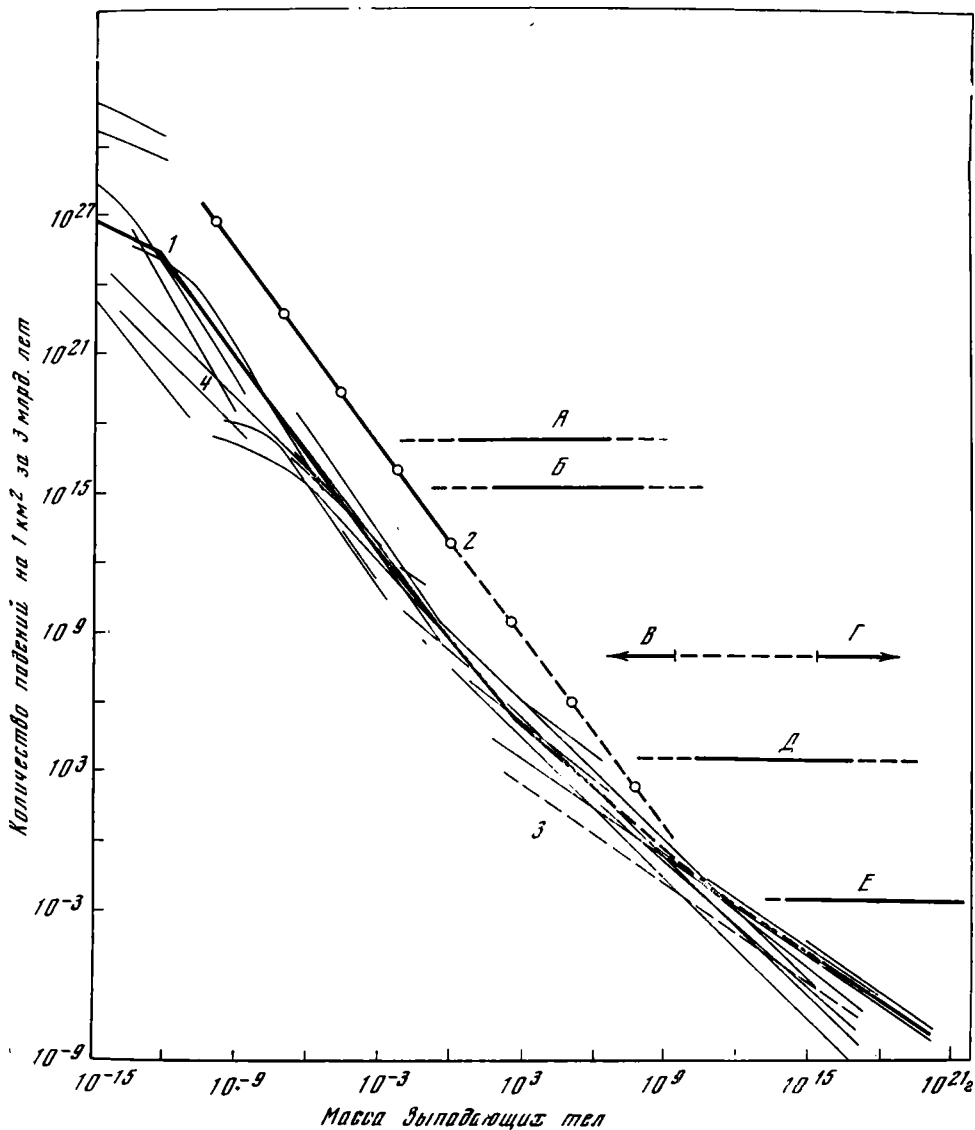
1 — среднее по всем морям; 2 — Море Ясности; 3 — дно кратера Альфонс; 4 — валы и центральный хребет Альфонса; 5 — среднее по материкам; 6 — материк в окрестностях Моря Восточного; 7 — Тихо; 8 — Аристарх; 9 — Коперник; 10 — центральная платформа Циолковского; 11 — вал и дно Циолковского

Р и с. 3. Различные оценки величины метеоритного потока

1 — кривая Г. С. Хокинса, принятая за среднюю; 2 — кривая плотности вторичных обломков на лунной поверхности; 3 — кометный поток; 4 — оценки метеоритного потока по разным авторам А — область визуальных наблюдений; Б — падения и находки метеоритов; В — область дробления метеоритов в атмосфере; Г — пробой атмосферы крупными телами; Д — ископаемые кратеры; Е — астероиды по телескопическим измерениям

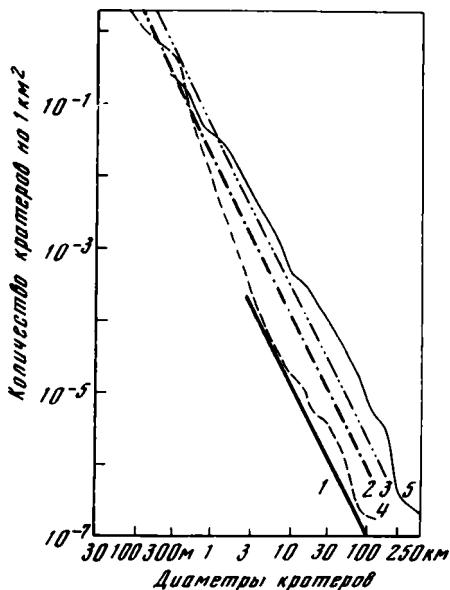
Пунктир — недостаточно обоснованные интервалы

Различные оценки величины метеоритного потока были пересчитаны на единую шкалу и нанесены на общий график (рис. 3) (в переводе на число падений на 1 км^2 Луны за 3 млрд. лет при современной плотности потока). Использовались данные следующих авторов: Дж. С. Хокинса (Hawkins, 1963, 1964), Л. Ф. Фирсова (1965), Р. Г. Ньюсволда (Neswald, 1966), Дж. Ф. Ведера (Vedder, 1966), Т. Н. Назаровой (1966), Т. Гребине (Grjebine, 1967), Дж. К. Уолла (1968), П. В. Ходжа (Hodge, 1969), Л. М. Шкерина (1970). Как видно из суммарного графика, оценка величины метеоритного потока у разных авторов различается на один-два порядка. Возможно, многие из этих оценок несколько занижены из-за неполноты данных, поэтому за основу в дальнейшем целесообразно взять кривую Дж. С. Хокинса, значения которой несколько превышают



средние величины. При этом для масс от 10^6 до 10^{15} г (между астероидами и инструментально наблюдаемыми метеорами) материала недостаточно, а использовать в этих целях размеры лунных кратеров нельзя, не впадая в порочный круг.

Переход от величины метеоритного потока к плотности ударных кратеров на поверхности Луны также связан с неоднозначностью оценок размеров образующихся кратеров и соответственно их количества. Не говоря уже о том, что для метеорных тел наблюдается значительная дисперсия скоростей, что их селеноцентрическая скорость меньше геоцентрической, что разброс лунных обломков облегчается небольшой силой тяжести, — оставляя в стороне все эти трудноучитываемые факторы, мы сталкиваемся с двумя основными проблемами.



Р и с. 4. Плотность послеморских кратеров, рассчитанная по данным разных авторов

1 — по Г. С. Штейнбергу; 2 — по К. П. Станюковичу и В. А. Бронштэну; 3 — по В. К. Хартману. Для сравнения показаны: 4 — реальная плотность кратеров на лунных морях и 5 — тоже, на материках

Реальному распределению наиболее соответствует кривая, построенная по данным Г. С. Штейнберга; для диаметров 10—100 км видно отклонение плотности кратеров от нормального распределения

Р и с. 5. Плотность послеморских кратеров в разных морях, по сводке В. К. Хартмана (Hartmann, 1967)

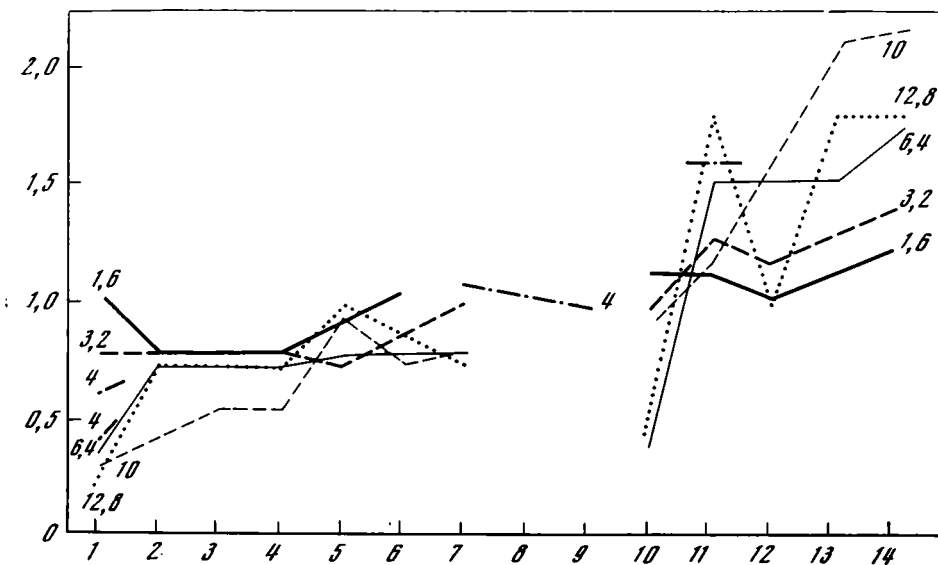
Кривые представляют данные разных авторов, цифры возле кривых обозначают диаметр наименьших кратеров (в км), включенных в данный подсчет

По вертикали — относительная плотность кратеров, если за единицу принять плотность кратеров Моря Восточного; по горизонтали — различные моря: 1 — Ясности, 2 — Залив Эпидемий, 3 — Влажности, 4 — Облаков, 5 — Кризисов, 6 — Океан Бурь, 7 — Дождей, 8 — Восточное, 9 — Познанное, 10 — Нектара, 11 — Холода, 12 — Изобилия, 13 — Залив Сновидений, 14 — Спокойствия

Во-первых, зависимость размера ударного кратера от массы и скорости метеорита известна лишь для небольших тел. Для кратеров больше 1 км эта зависимость вычисляется теоретически. Если принять среднюю скорость при ударе равной 20 км/сек, то для массы порядка 10^{15} г размер кратера составит (по разным авторам): 30 км (Hartmann, 1965), 20 км (Станюкович, Бронштэн, 1960), 10 и 5 км (Штейнберг, 1969). В последней работе учтено, что крупные метеориты взрываются практически на поверхности. Судя по относительно небольшой глубине наиболее крупных метеоритных кратеров Земли, поправка Г. С. Штейнберга заслуживает доверия. Во всяком случае, взяв за основу для характеристики метеоритного потока кривую Дж. С. Хокинса и приняв скорость тел при ударе равной 20 км/сек, можно построить графики частоты ударных кратеров на единицу поверхности за 3 млрд. лет. В логарифмическом масштабе эти графики выглядят почти прямыми линиями с близкими углами наклона. Однако количество кратеров одного диаметра по данным В. К. Хартмана примерно в 20 раз превышает число кратеров по данным Г. С. Штейнберга (рис. 4). Кривая, по данным Г. С. Штейнберга, очевидно, лучше отвечает фактическому распределению кратеров, хотя и она несколько

завышает число ударных структур, — ведь трудно допустить, что среди 5-километровых кратеров совсем нет вулканических, а в этой области реальное распределение почти точно совпадает с кривой Г. С. Штейнберга.

Вторая проблема заключается в том, что функции распределения вторичных обломков по массам и скоростям для крупных кратеров также рассчитываются только теоретически. Если для обломков, возникающих при образовании мелких кратеров, можно принять кривую, приводимую у Р. Г. Ньюволда, то для обломков массой 10^7 — 10^8 г и более предсказать поведение этой кривой трудно. Следует, однако, заметить, что в работах по статистике кратеров из подсчетов исключалась значительная доля кратеров, считавшихся вторичными (удлиненные лунки с небольшими валами и с направленными выбросами); их диаметры составляют



десятки и сотни метров, реже — первые километры. Например, Э. Х. Уокер (Walker, 1967) считает, что вторичные кратеры с диаметром больше 100 м практически не искажают распределения первичных кратеров. По-видимому, среди ударных кратеров, различимых в телескоп, большинство составляют первичные.

Несмотря на довольно широкий разброс данных, полученные графики в какой-то мере должны отражать реальное положение вещей, и по ним можно сделать некоторые выводы. Прежде всего обращает на себя внимание поведение кривой, отражающей распределение кратеров на морях (см. рис. 2). Для диаметров от 30 до 300 м она относительно полого, от 300 м до 10 км — заметно круче; в этом интервале она почти прямая. Между диаметрами от 10—12 до 20 км появляется избыток кратеров, а от 20—26 до 70 км плотность кратеров возрастает еще больше. Если считать, что отрезок от 300 м до 10 км представляет собой нормальное распределение ударных кратеров, то пологий наклон кривой в области меньших диаметров можно объяснить достижением состояния насыщения, при котором рост числа кратеров с уменьшением диаметра замедляется из-за эрозии и за счет перекрытия старых кратеров вновь образующимися

(Collins, Smith, 1967; Chapman, 1968; Chapman a. o., 1970). Избыток кратеров с диаметром больше 10 км объясняется скорее всего тем, что в этом интервале возрастает доля вулканических форм по сравнению с метеоритными. Сравнивая это распределение с теоретически рассчитанным (по Г. С. Штейнбергу), можно заключить, что число эндогенных кратеров с диаметром 10—20 км по крайней мере равно числу метеоритных; а кратеров с диаметрами от 20—26 до 70 км в 2—2,5 раза больше, чем метеоритных.

Недавно В. К. Хартман и Дж. А. Вуд предложили интересное объяснение для подобных кривых (Hartmann, Wood, 1971). Они считают, что в момент заполнения морей эффузивы перекрывают все кратеры меньше какого-то определенного диаметра. Оставшиеся на поверхности крупные кратеры впоследствии «суммируются» со вновь образующимися, и таким образом на графиках появляется избыток крупных кратеров. Этот процесс, несомненно, должен сказываться на распределении кратеров. Однако, если в морях сохранились непрерывными кратеры диаметром около 10 км, то, значит, мощность лав не превышала первых сотен метров (что сравнимо с высотой валов этих кратеров), в то время как на самом деле мощность морских лав намного больше.

Количество кратеров на разновозрастных участках может различаться на два-три порядка. Так, в Море Ясности плотность кратеров в два-три раза ниже, чем в «среднем» море, очевидно, из-за его относительной молодости. Однако и для него намечается избыток кратеров свыше 10 км. Слабее выражен, но все же заметен избыток кратеров больше 10 км на графике для материка; по-видимому, здесь также на один метеоритный кратер приходится один вулканический. Тот же изгиб виден для района материка возле Моря Восточного. На кривых для материка, для валов Альфонса и для кратеров Тихо и Коперник виден еще один перегиб — от 0,7—0,8 до 1,5—2 км — количество кратеров с большими диаметрами превышает средние значения для этих областей.

Вообще неравномерности прироста количества кратеров по мере уменьшения их диаметров становятся заметнее при повышении точности подсчета, т. е. при уменьшении интервала группирования: чем более подробно разбиты кратеры по диаметрам, тем чаще ложатся точки на кривой и тем четче заметны отклонения от нормальной логарифмической кривой (Флоренский и др., 1969; Greeley, Gault, 1970).

Для материка в целом получается кривая, заметно отличающаяся от всех прочих. По мере роста диаметров плотность материковых кратеров возрастает; если в диапазоне сотен метров эта плотность близка к «среднеморской», то для кратеров диаметром в километры и десятки километров их плотность возрастает в 20—30 раз. Наклон «материковой» кривой в целом положе, чем «морской», и, возможно, она приближается к порогу насыщения. Само же количество кратеров можно объяснить тем, что до момента 3 млрд. лет назад интенсивность бомбардировки была гораздо выше современной. Другой вариант сводится к большей роли вулканизма кратерообразующего типа на материках по сравнению с морями или большей роли такого вулканизма в период ранее 3 млрд. лет назад. Возможно, что все три причины проявляются одновременно.

Различия в плотности кратеров на отдельных морях неодинаковы для кратеров разных диаметров. На рис. 5 эта тенденция показана графически: по мере увеличения возраста моря число кратеров растет тем быстрее, чем больше их диаметр. Этому можно дать два объяснения: 1) на ранних этапах мореобразования в метеоритном потоке было больше круп-

ных обломков; 2) избыток крупных кратеров создан вулканизмом, действовавшим дольше (или интенсивнее) на морях, сформированных ранее. Второе объяснение кажется более вероятным.

Таким образом, существующие данные по метеоритам и ударным кратерам позволяют сделать некоторые выводы, имеющие существенное значение для интерпретации лунных форм.

1. Возможность образования центральных горок в метеоритных кратерах доказана недостаточно. С другой стороны, нет и доказательств невозможности их возникновения в кратерах диаметром больше 10 км. Поэтому наличие в лунном кратере простой центральной горки не дает указания на генезис кратера, особенно если учесть возможность вулканической переработки первичного ударного кратера.

С земными метеоритными кратерами, как достоверными, так и предположительными, не связаны крупные разломы и значительные проявления вулканизма. Их форма приближается к круговой; неизвестны вытянутые взрывные кратеры или цепи кратеров без смежных перегородок.

2. Распределение большинства лунных кратеров по размерам и частоте соответствует частотному распределению масс в метеоритном потоке и, видимо, является функцией последнего; это свидетельствует в пользу ударного происхождения большинства кратеров. Однако это большинство создается за счет мелких кратеров. Если же дифференцировать кратеры по диаметрам, то среди форм с диаметрами больше 1 км на некоторых кривых отмечается избыток кратеров, видимо, эндогенных, а для диаметров интервала 10—70 км число эндогенных кратеров на Луне по крайней мере равно числу метеоритных или даже превышает его.

3. По плотности кратеров на отдельных лунных участках можно оценить возраст этих участков относительно других районов. Но выяснить их абсолютный возраст можно лишь в первом приближении, так как интенсивность метеоритного потока в то время нам неизвестна, равно как неизвестно и точное количество эндогенных кратеров на данном участке.

Вулканические формы на лунной поверхности

Купола

Округлые и изометрические куполовидные поднятия на ровной морской поверхности были известны еще до полетов космических аппаратов (Rae, 1963, 1966; Cook, 1966; и др.). В телескоп различается больше сотни таких куполов. Их поперечники составляют в среднем 5—15, иногда до 40 км; высота — от десятков до сотен метров. Описаны сложные купола — с лунками на вершине, с обрушенными краями, с центральными пиками. Купола характеризуются пологими склонами (первые градусы) и неясной границей с окружающей поверхностью; иногда они плавно сливаются с этой поверхностью. Крупные формы этого типа несколько выделяются своей уплощенной поверхностью и довольно четкими границами (по крайней мере с одной стороны: например, купол в проливе Море Ясности — Море Дождей). По яркости купола обычно не отличаются от морской поверхности; иногда они несколько светлее моря, в других случаях — в пределах лучевых систем — темнее (юго-восточнее Коперника).

Полеты космических аппаратов позволили выявить множество новых куполовидных форм на морях и внутри кратеров. Оказалось, что поверх-

ность их обычно отличается от окружающей морской поверхности либо большей гладкостью, либо, наоборот, большим количеством мелких кратеров. Часть куполов несет вершинные и боковые кратеры или же мелкие крутые холмы (McCauley, 1968). Видна связь куполов с морскими валами, нередко переходные формы между теми и другими. Наиболее характерны купола западнее кратера Марий, где на площади около 10 000 км² расположено около 150 куполов с поперечниками от нескольких сотен метров до 20—30 км (рис. 6).

Интерпретация куполов сводится к трем вариантам: а) груды выбросов из каких-то удаленных кратеров; б) «просвечивающие» останцы доморского фундамента; в) вулканогенные вздутия и накопления эффузивно-пирокластического материала.

Первый вариант отпадает, если сравнить морфологию куполов со структурами тех образований, которые, по мнению большинства, являются выбросами из кратеров. Округлая форма, характерный профиль, крупные вершинные лунки на некоторых мелких куполах, связь с валами и отсутствие связи с выбросами каких-либо кратеров—все это не позволяет усомниться в том, что купола формируются *in situ*.

Телескопирование структур фундамента также плохо вяжется с наблюдениями. На материке развиты в основном линейные и кольцевые формы; при затоплении материка на поверхности остаются линейные и кольцевые гребни (Море Облаков); при дальнейшем погружении на поверхности видны лишь отдельные обрывки гребней и крутосклонные останцы фундамента с резкими границами. Если бы структуры фундамента проступали в море в виде куполов, то в таких полузатопленных областях купола встречались бы повсеместно, однако здесь их меньше, чем на глубоких участках морей, и они сильно отличаются от достоверно телескопированных гребней и выступов.

Таким образом, остается единственное объяснение: купола созданы вулканизмом. Неясно, являются ли они лакколитами, лавовыми куполами или щитовыми вулканами,— очевидно, есть разные типы куполов. Пока же важно подчеркнуть, что, несмотря на отсутствие перекрытий, в большинстве случаев эндогенная природа куполов устанавливается вполне надежно.

Надо отметить, что много новых куполов (интерпретируемых как эндогенные формы) выделено при детальном геологическом картировании в масштабе 1 : 1 000 000 (Shmitt а. о., 1967; Milton, 1968; Wilhelms, 1968; Schaber, 1969; и др.).

Центральные вулканы

Ранее, при составлении геолого-морфологических карт 1 : 1 000 000 («Проблемы геологии Луны», 1969), нами было принято несколько исходных положений. Одно из них сводилось к тому, что расположенные в морях холмы, горки и гряды представляют собой выступы доморского субстрата, незатопленные останцы морского дна. Те же холмы, которые располагались на пересеченных материковых участках, при картировании не выделялись в особые образования и объединялись с окружающими материковыми комплексами. Не выделялись и отдельные холмы на кратерных валах, а центральные горки показывались одним знаком независимо от их положения и формы.

Однако уже при изучении телескопических фотографий было обнаружено, что зачастую среди грядово-бороздчатых структур располага-

ются изометричные холмы, породы которых отчетливо перекрывают породы соседних участков. Такие же холмы были выделены на валах кратеров. Появление орбитеровских фотографий дало возможность выявить случаи перекрытий и на относительно ровной местности. Наконец, изучение материалов по метеоритным ударам привело автора к убеждению,

Р и с. 6. Карта вулканических форм Луны (листы I—XXII)

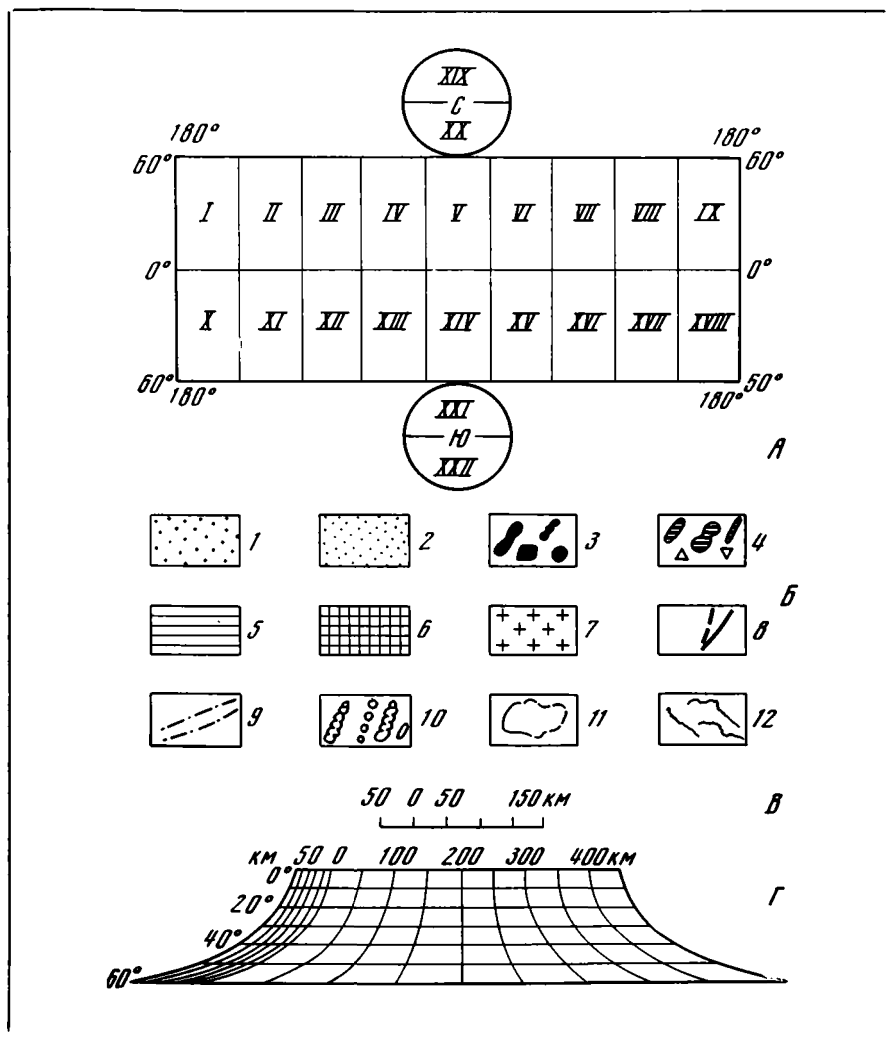
А — схема расположения листов карты

Б — условные знаки на карте.

1 — кратеры вулканического происхождения; *2* — кратеры, предположительно вулканического происхождения; *3* — вулканы и экструзии; *4* — предполагаемые вулканы и экструзии; *5* — темные (молодые) моря; *6* — светлые (древние) моря; *7* — вулканические районы (отдельные структуры не выделяются в данном масштабе); *8* — разрывы; *9* — морские валы; *10* — вулканические лунки, цепи лунок и экскавационные борозды; *11* — контакты; *12* — извилистые борозды (риллы)

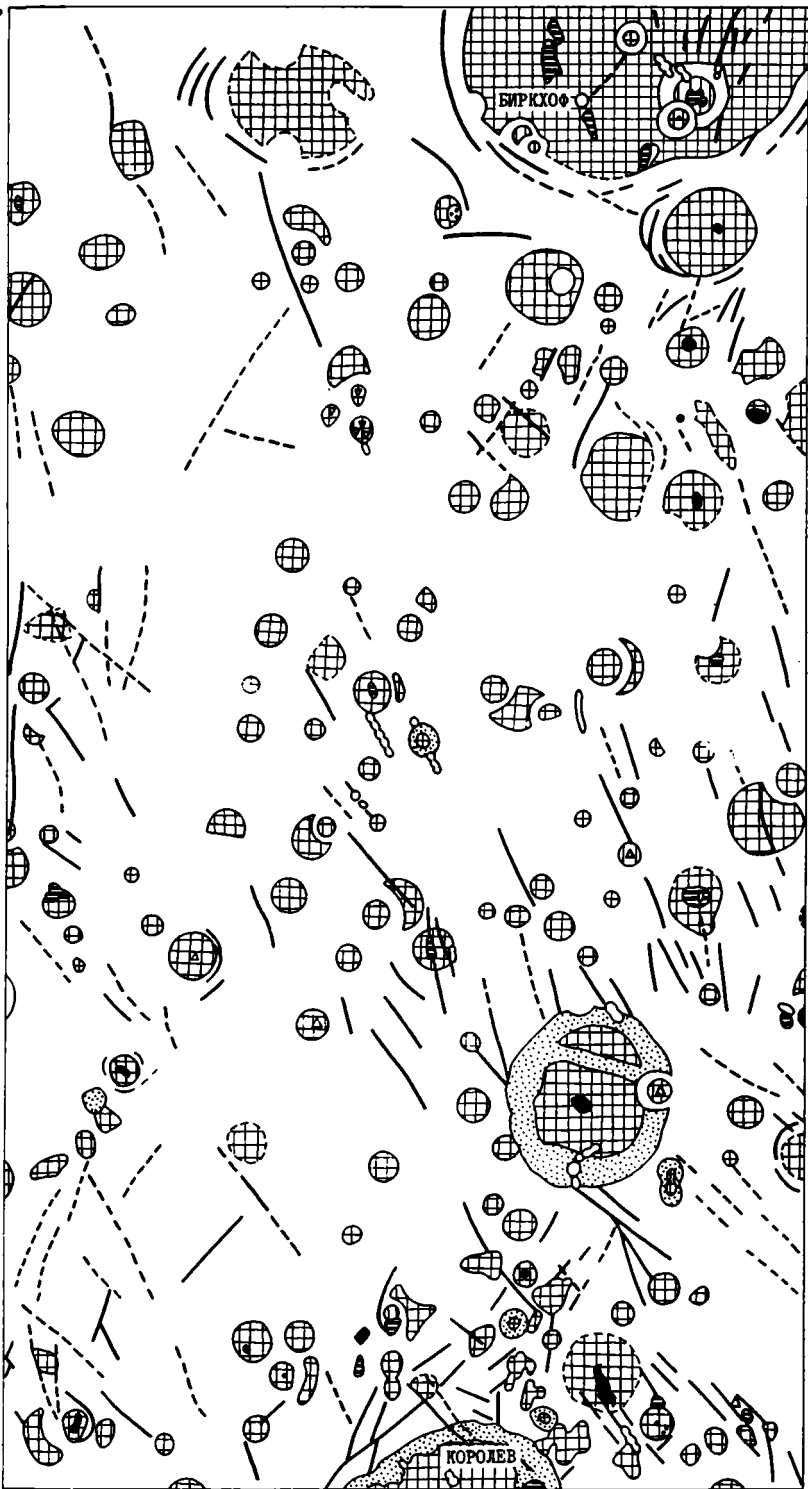
В — масштаб для широт 60—90°

Г — масштаб для широт 0—60°



60°

60°



0°

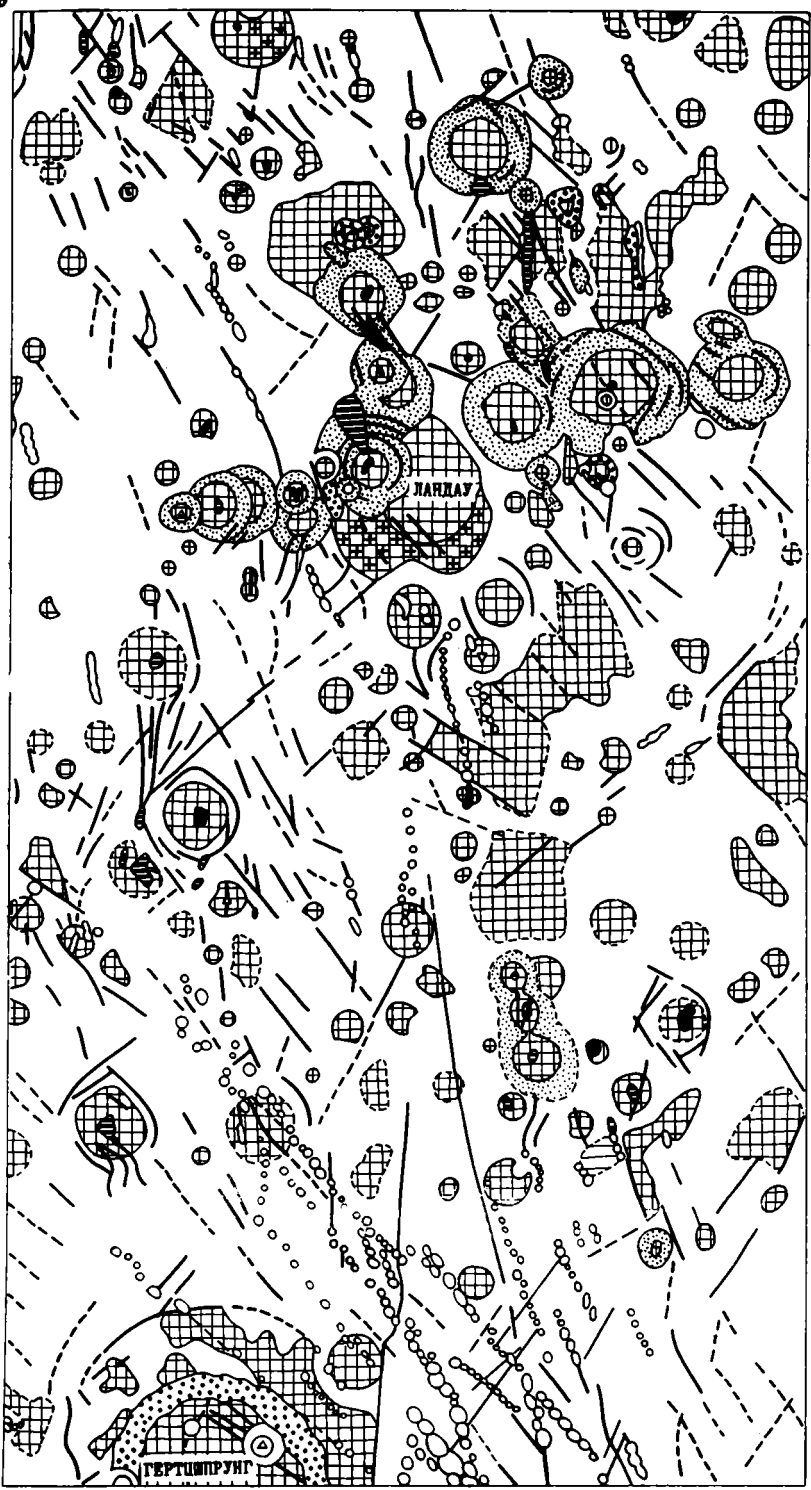
0°

180°

140°

60°

60°

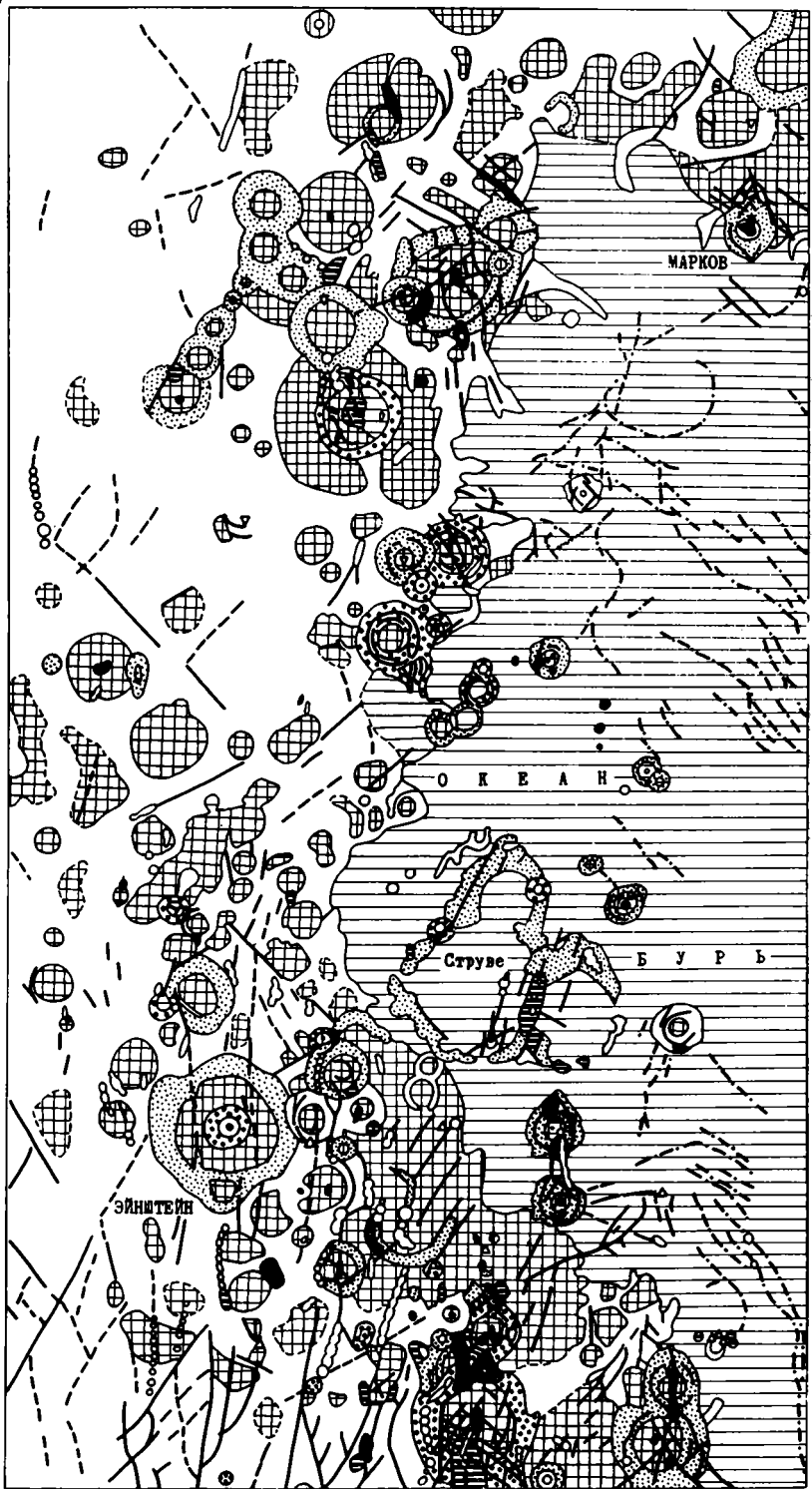


л. II 0° 140°

0° 100°

60°

60°

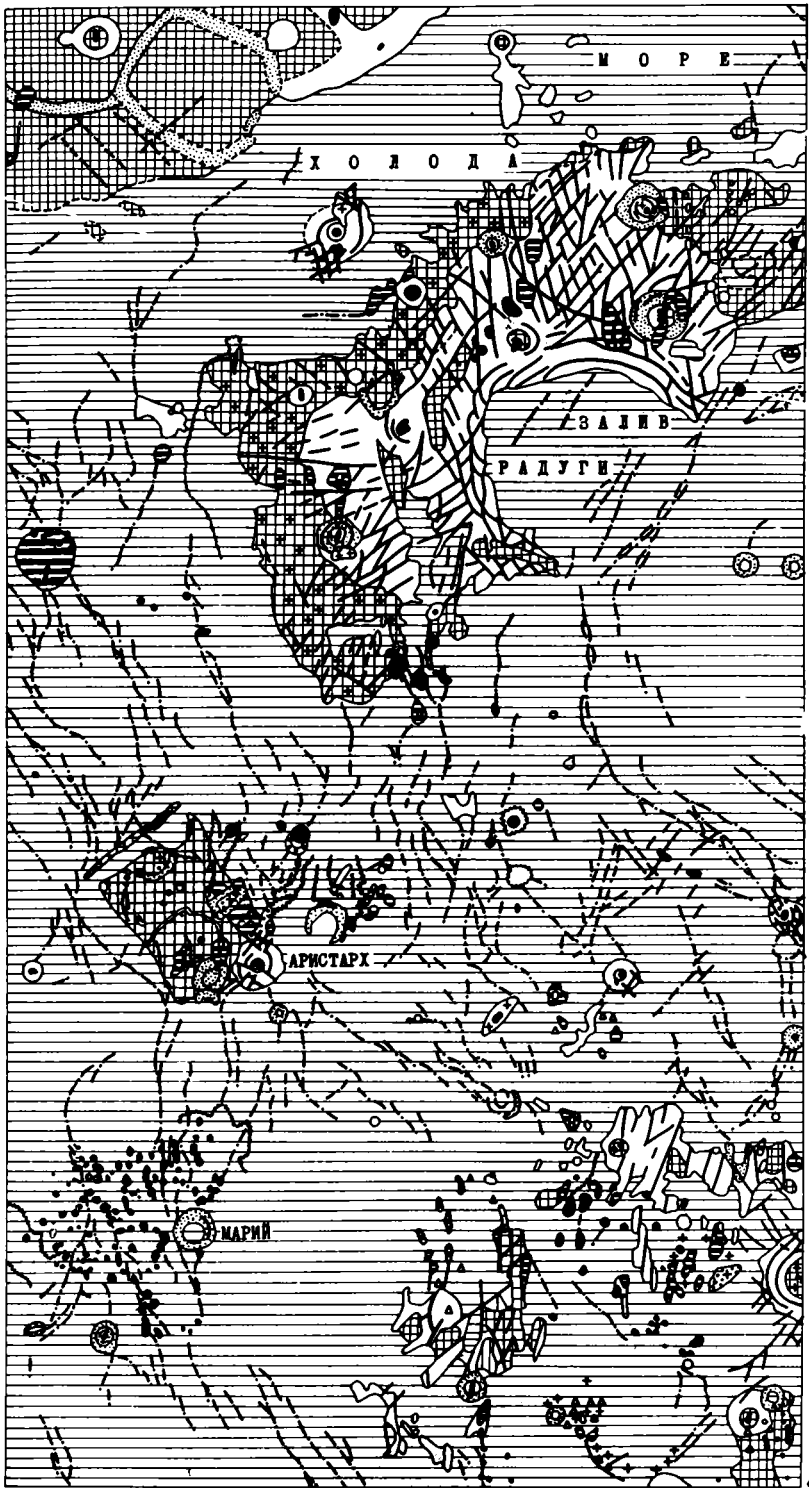


л. Ш 100°

0°
60°

60°

60°



л. IV 0° 60°

0° 20°

60°

60°

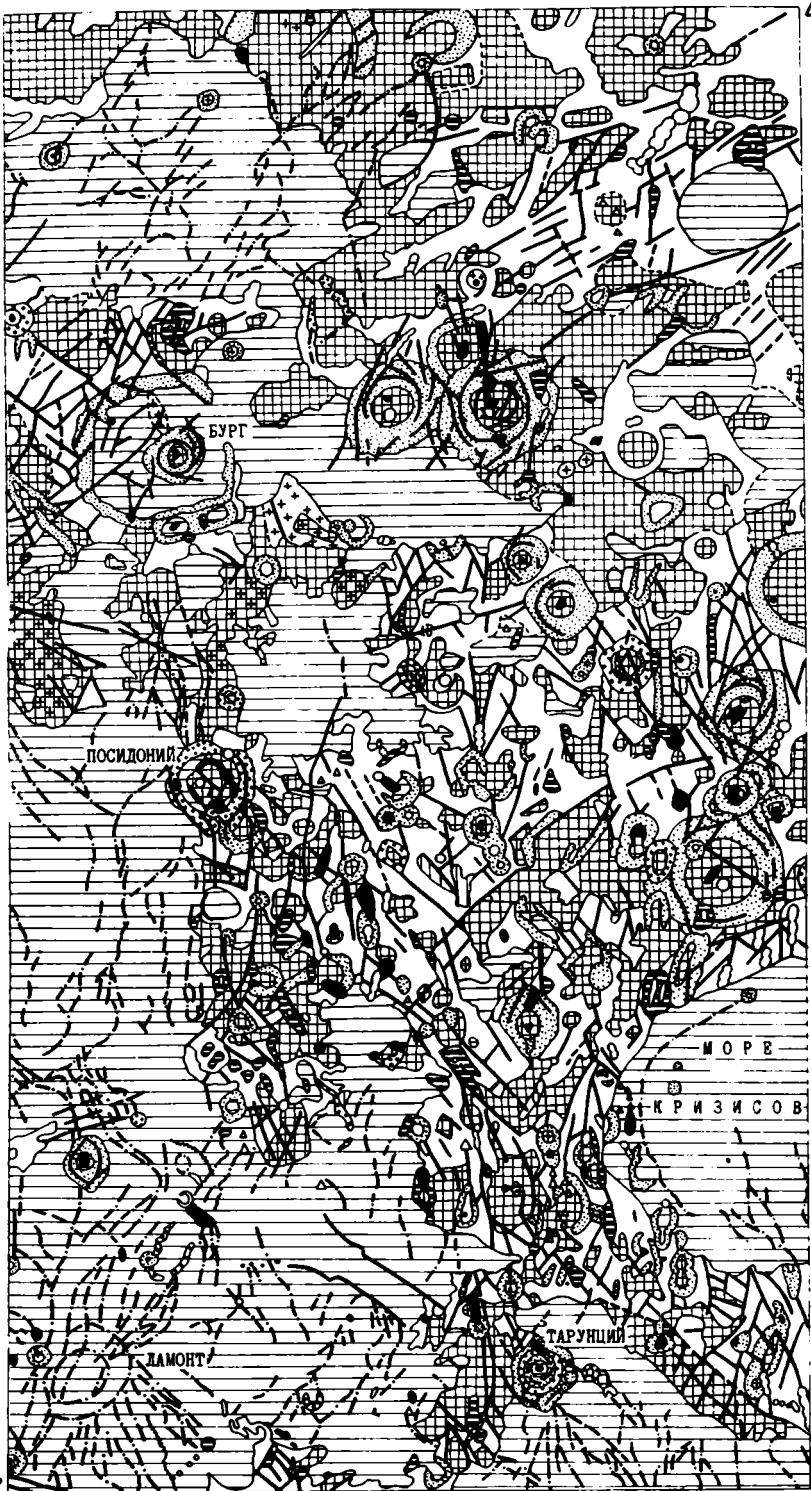


л. V 0° 20°

0° 20°

60°

60°



0°

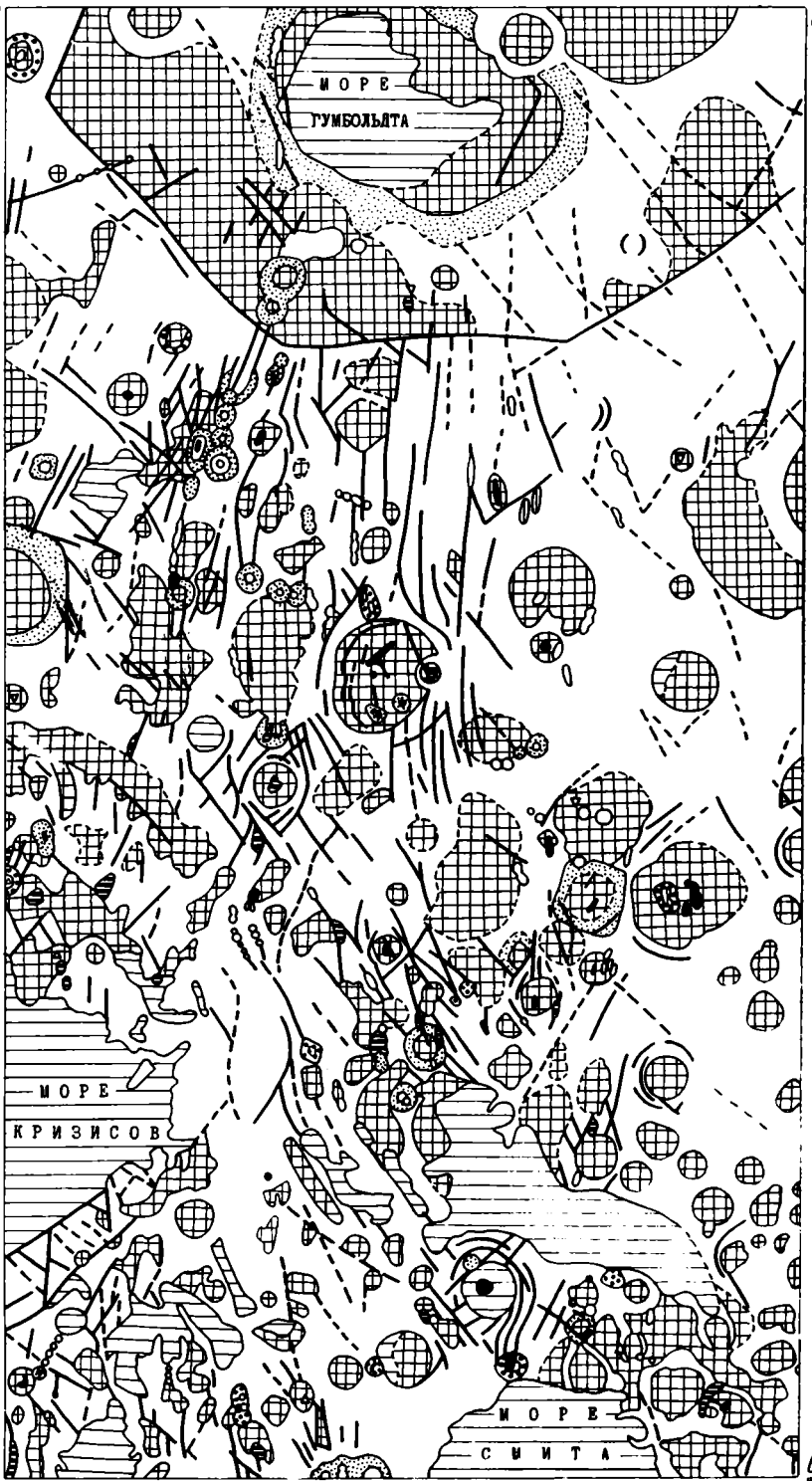
0°

л.VI 20°

60°

60°

60°



0°

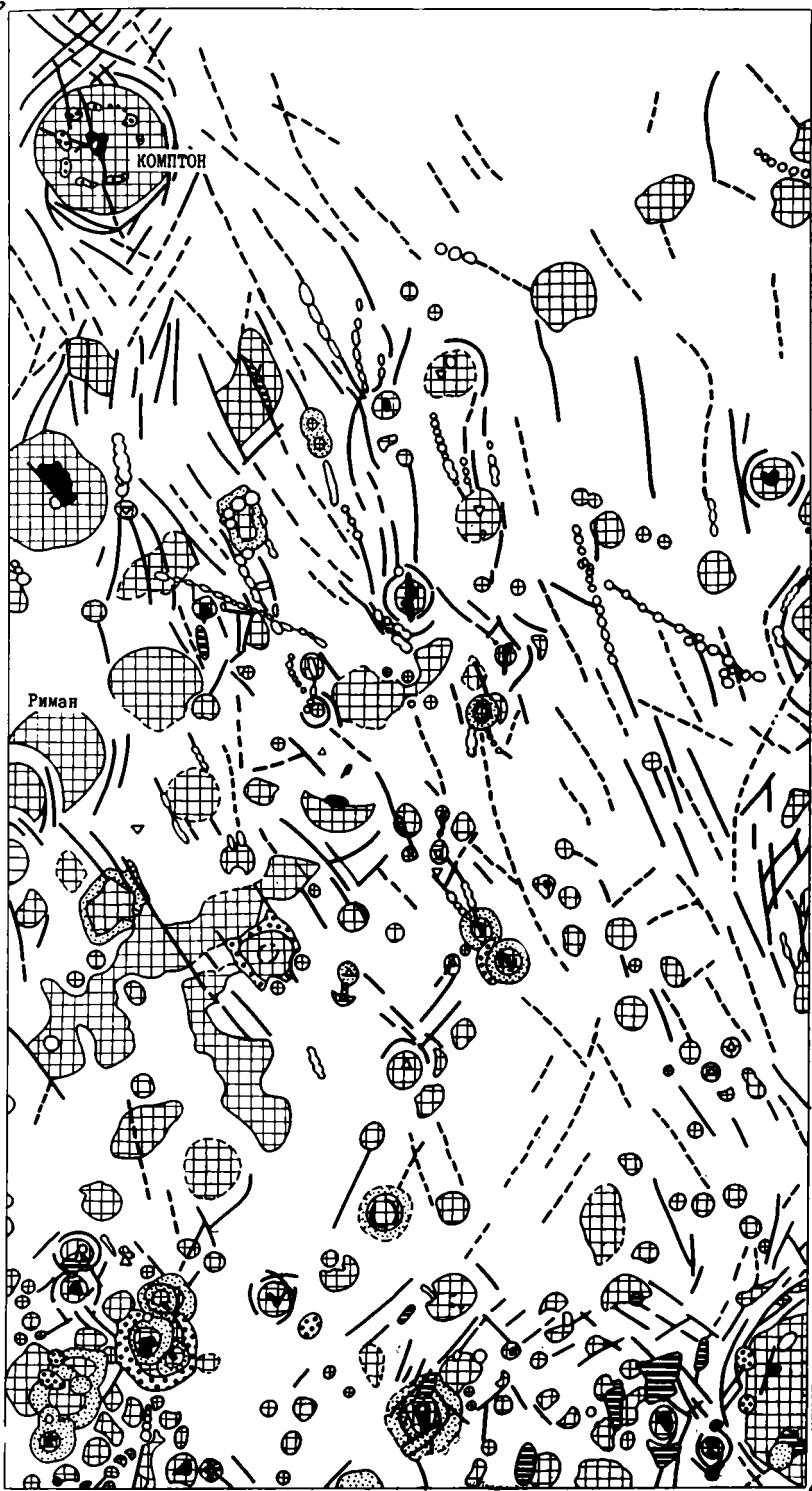
0°

л. VII 60°

100°

60°

60°



0°

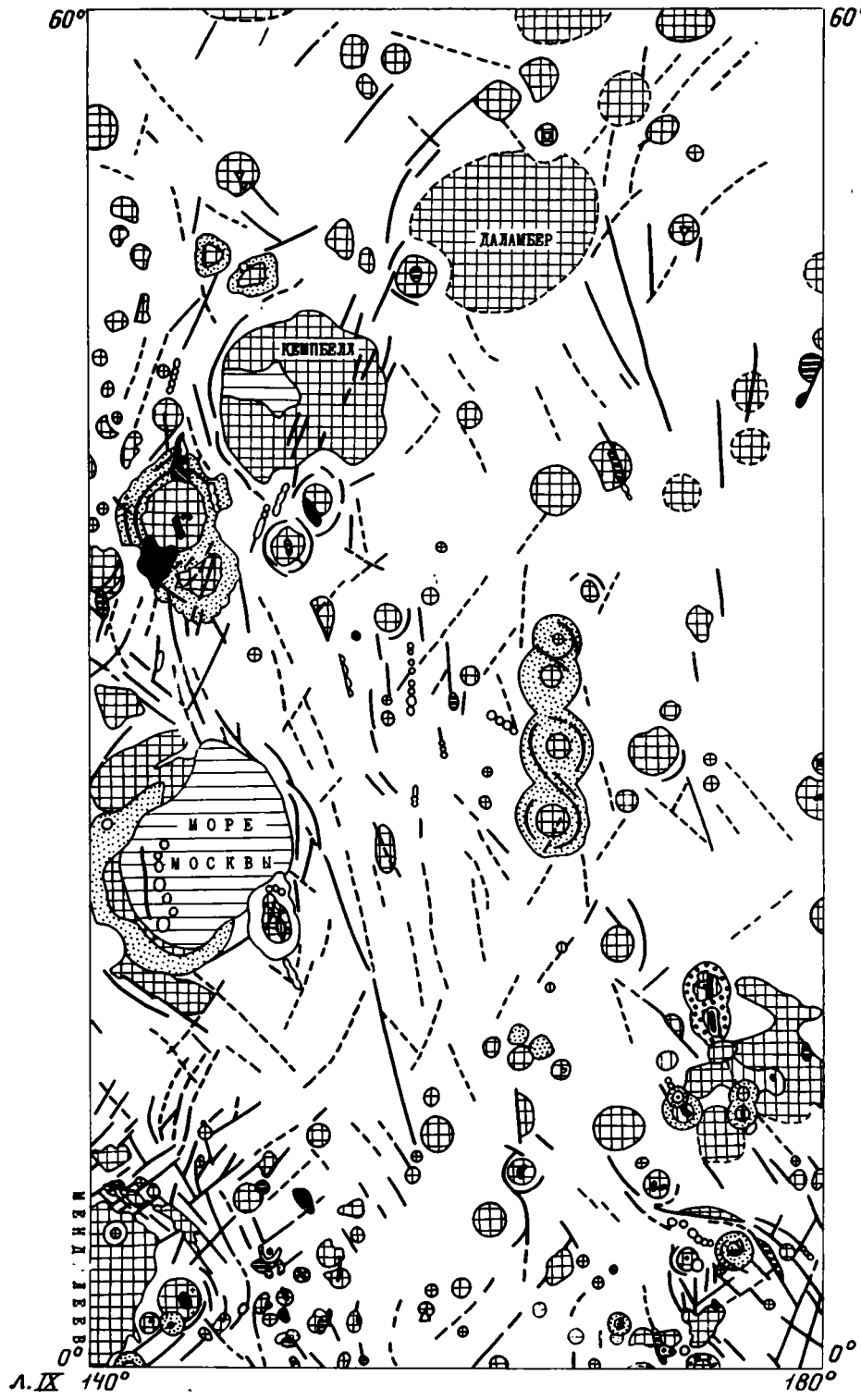
л. VIII 100°

0°

140°

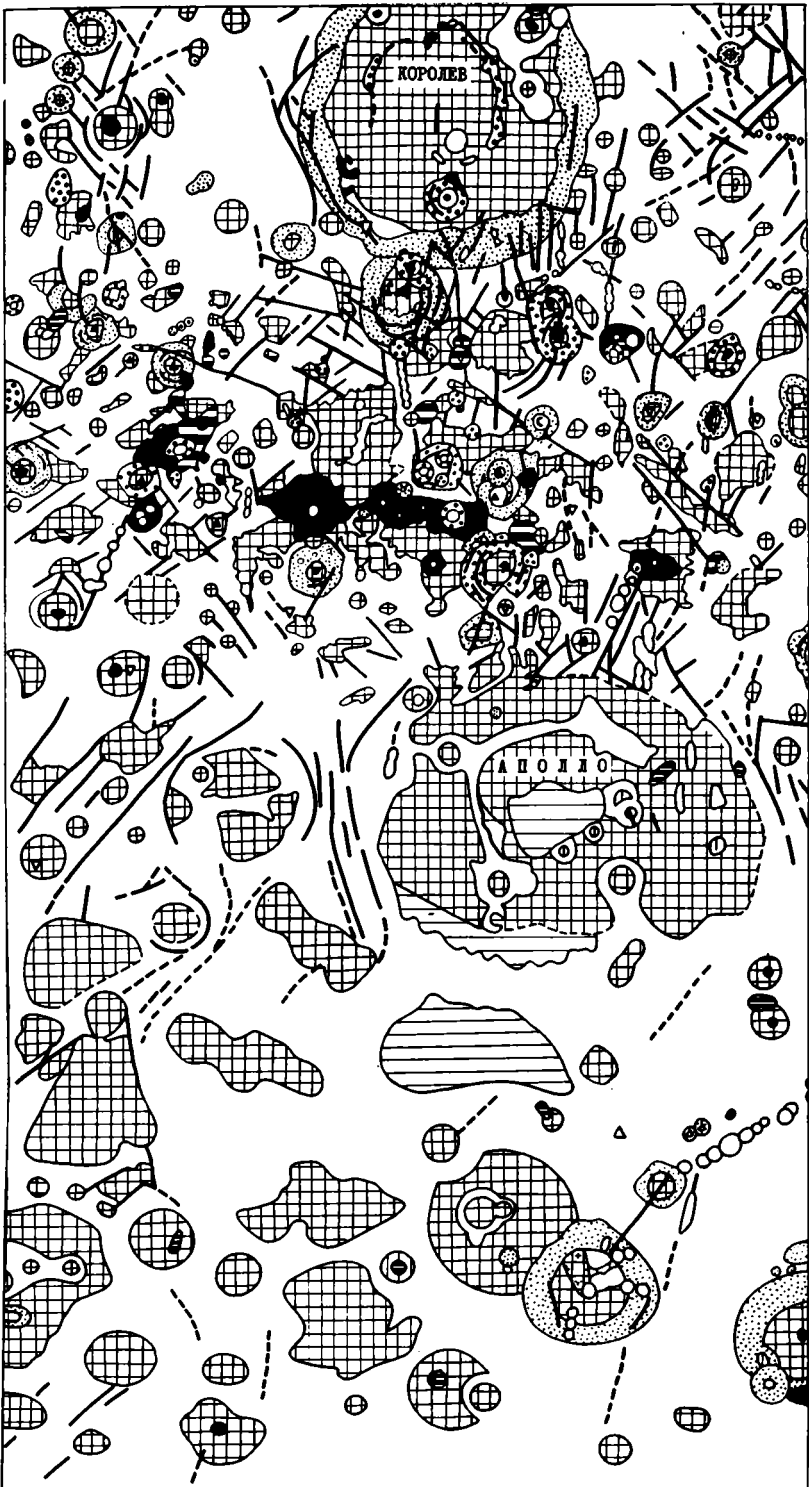
60°

60°



0°

0°



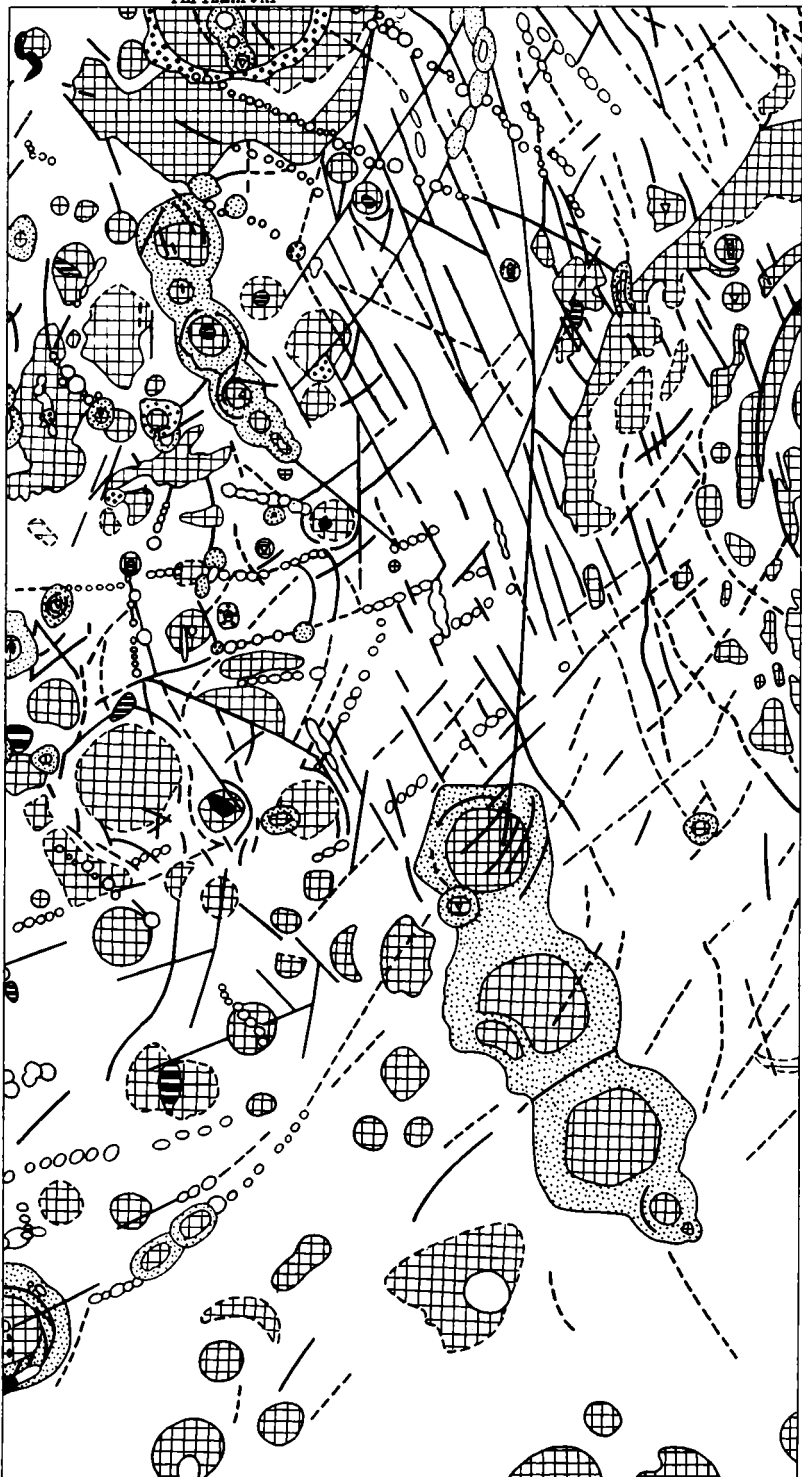
л. X 60° 180°

140° 60°

0°

ГЕРТИМОРУНГ

0°



МОРЕ ВОСТОЧНОЕ

60°

140°

60°

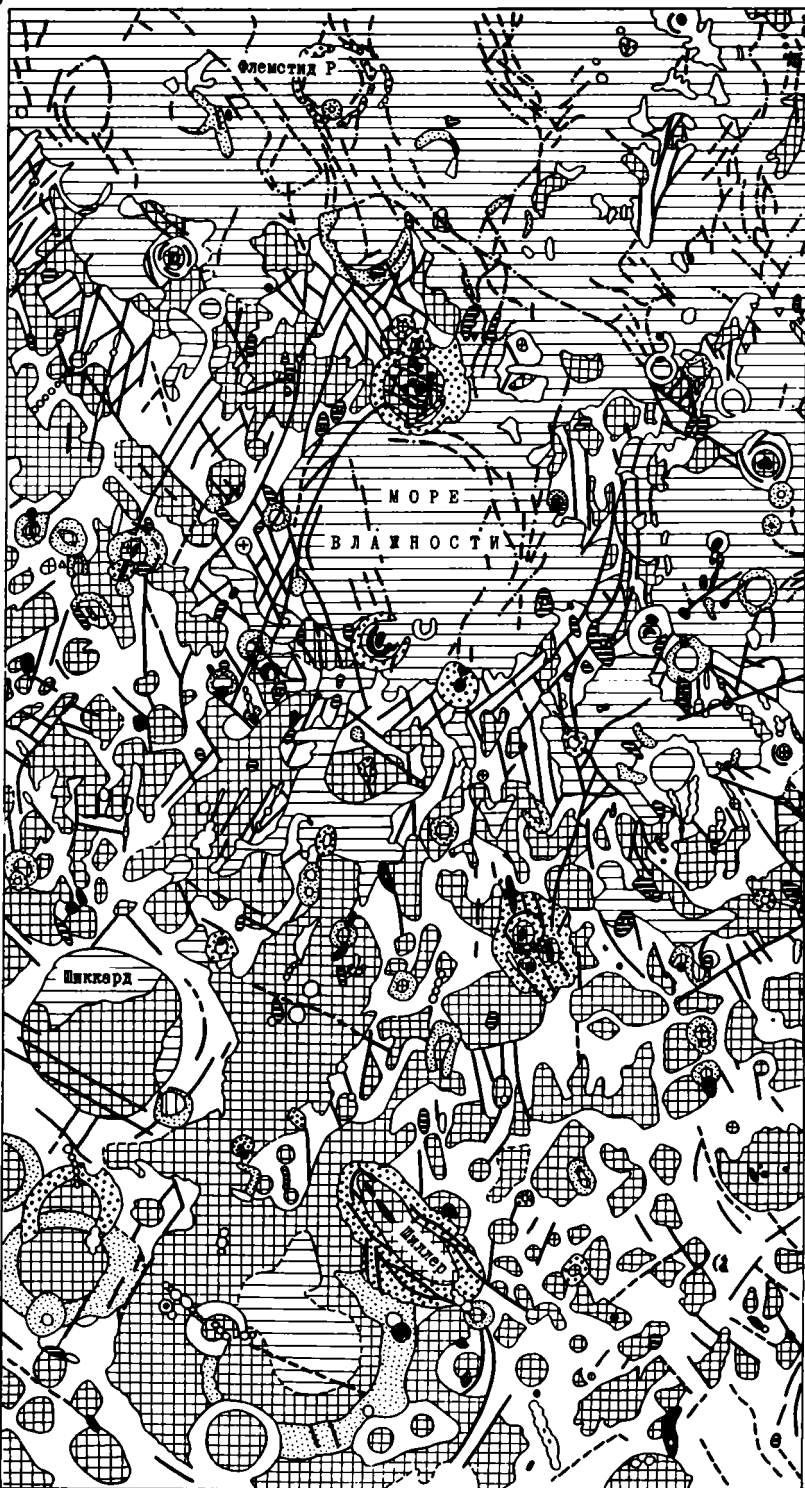
100°

л. XI



0°

0°



60°

6L

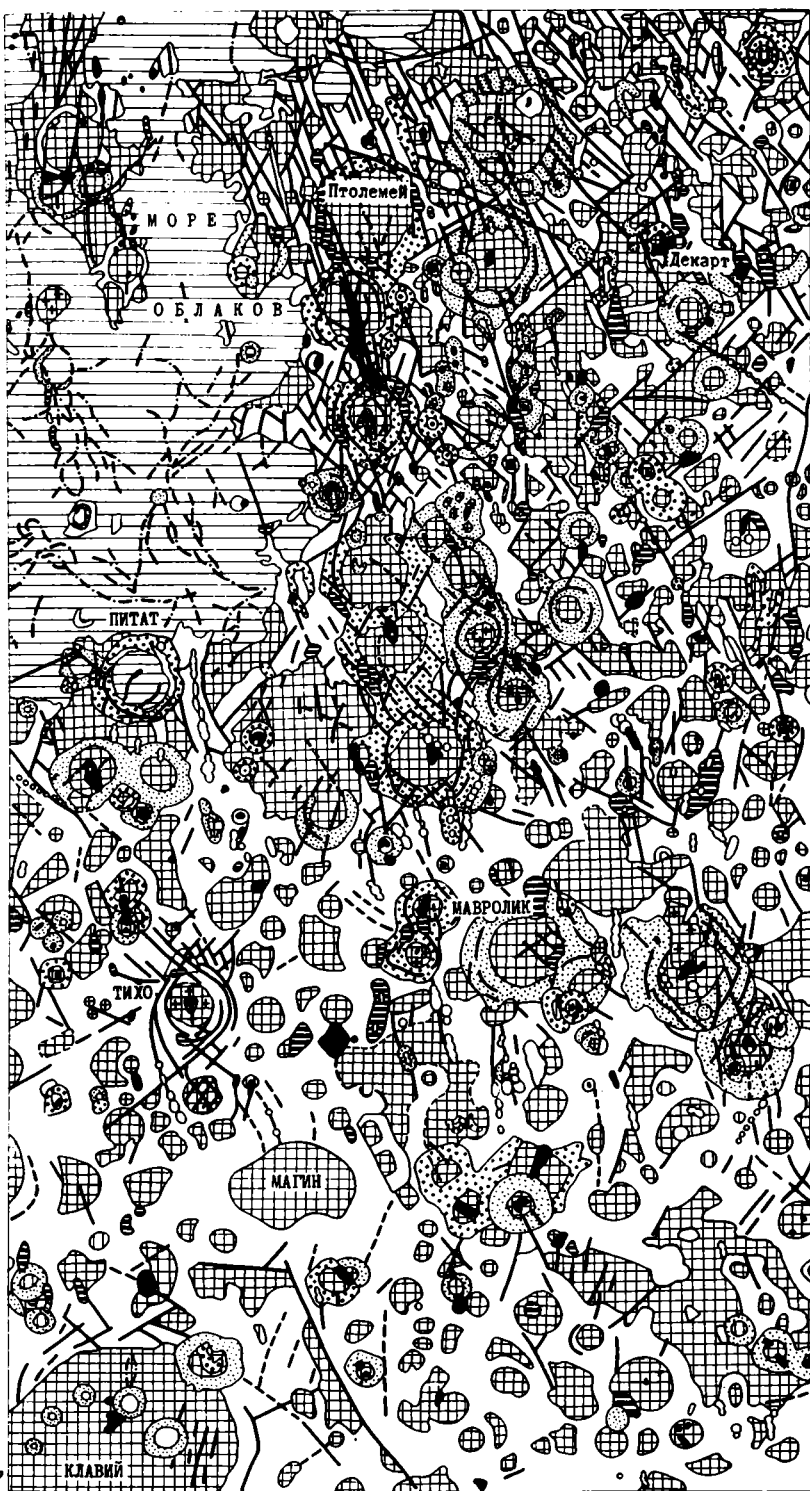
л. XIII

60°

20°

0°

0°

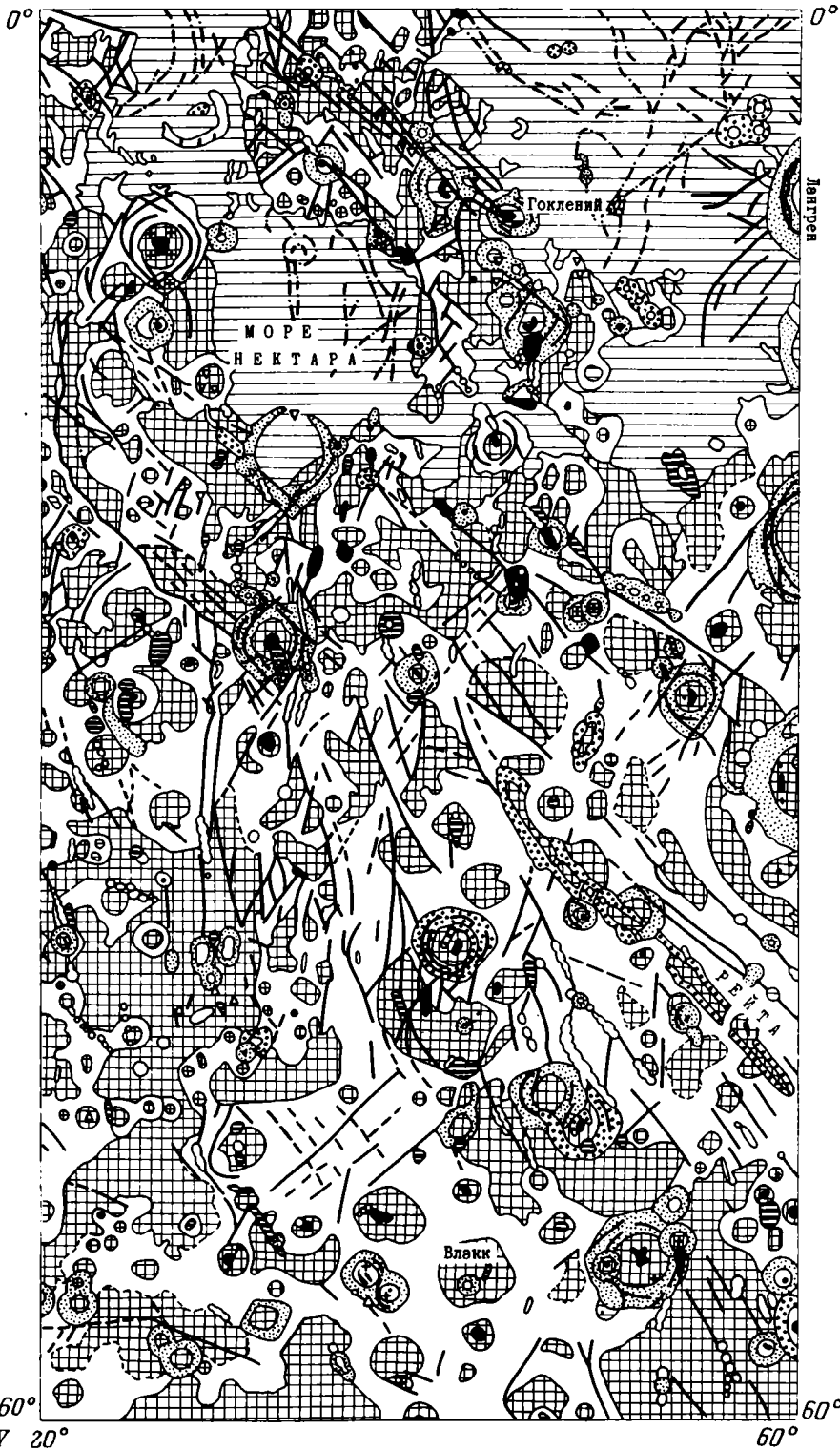


60°

л. XIV 20°

20°

60°



Янтар

МОРЕ
НЕКТАРА

Гоклений

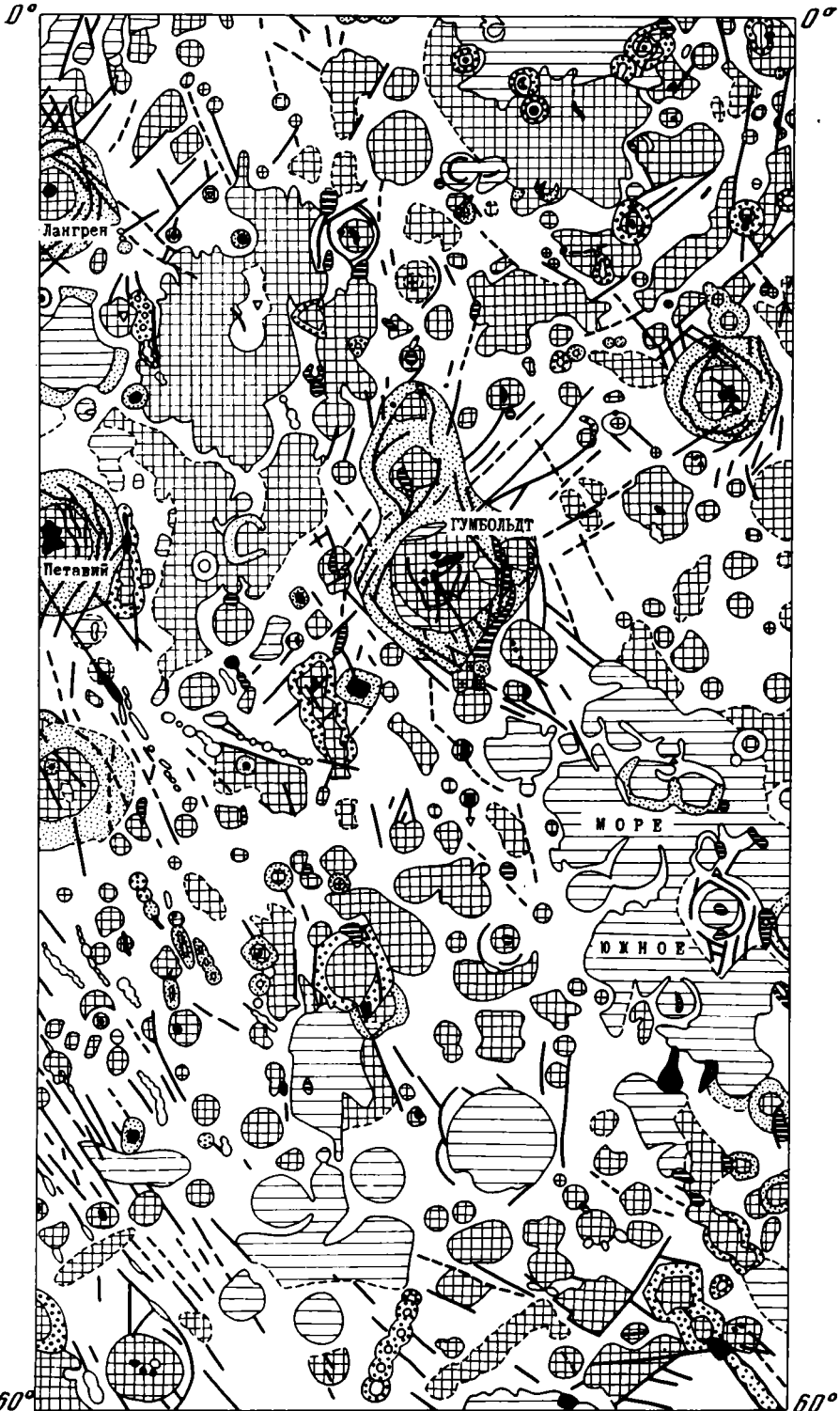
Влакк

60°

л. XV 20°

60°

60°



л. XVII 60°

60° 100°

0°



0°

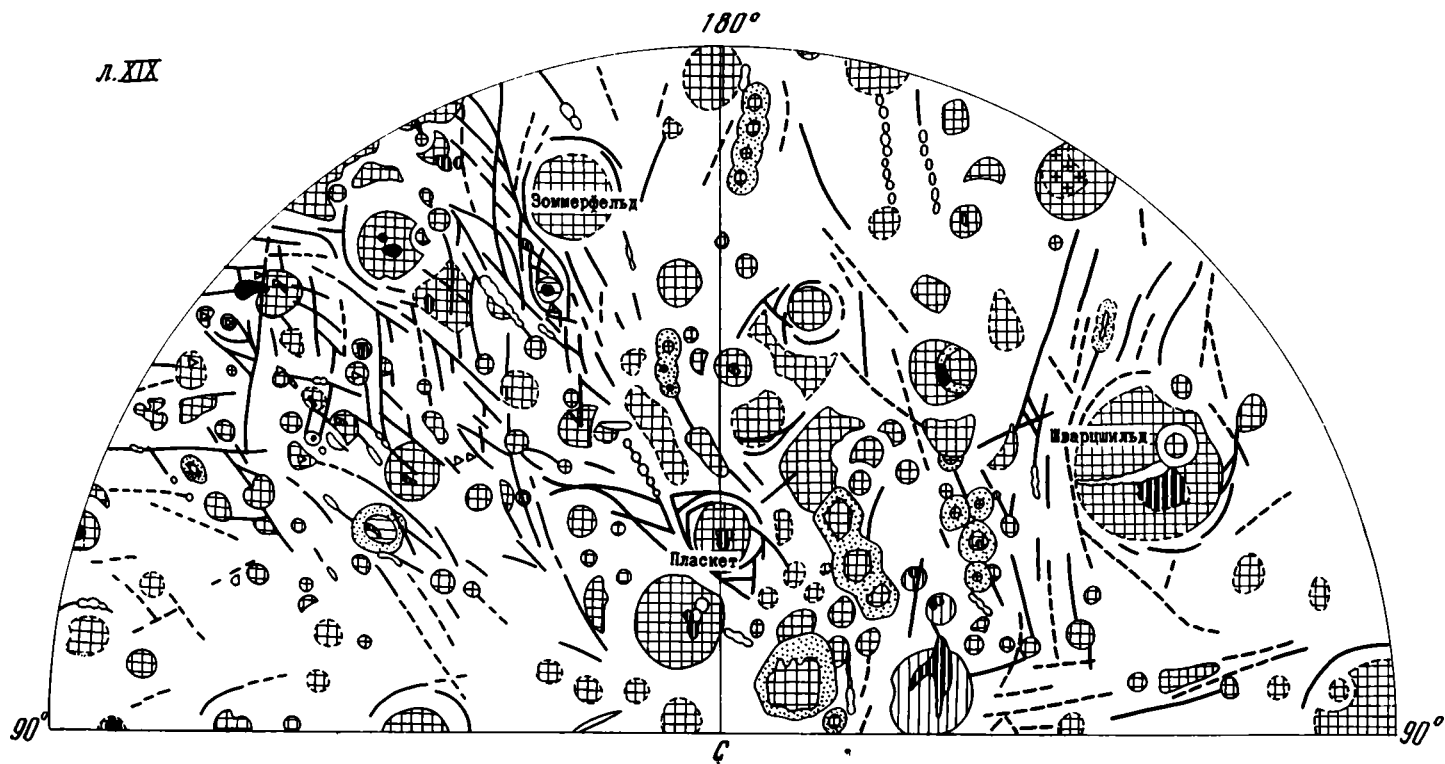
60°

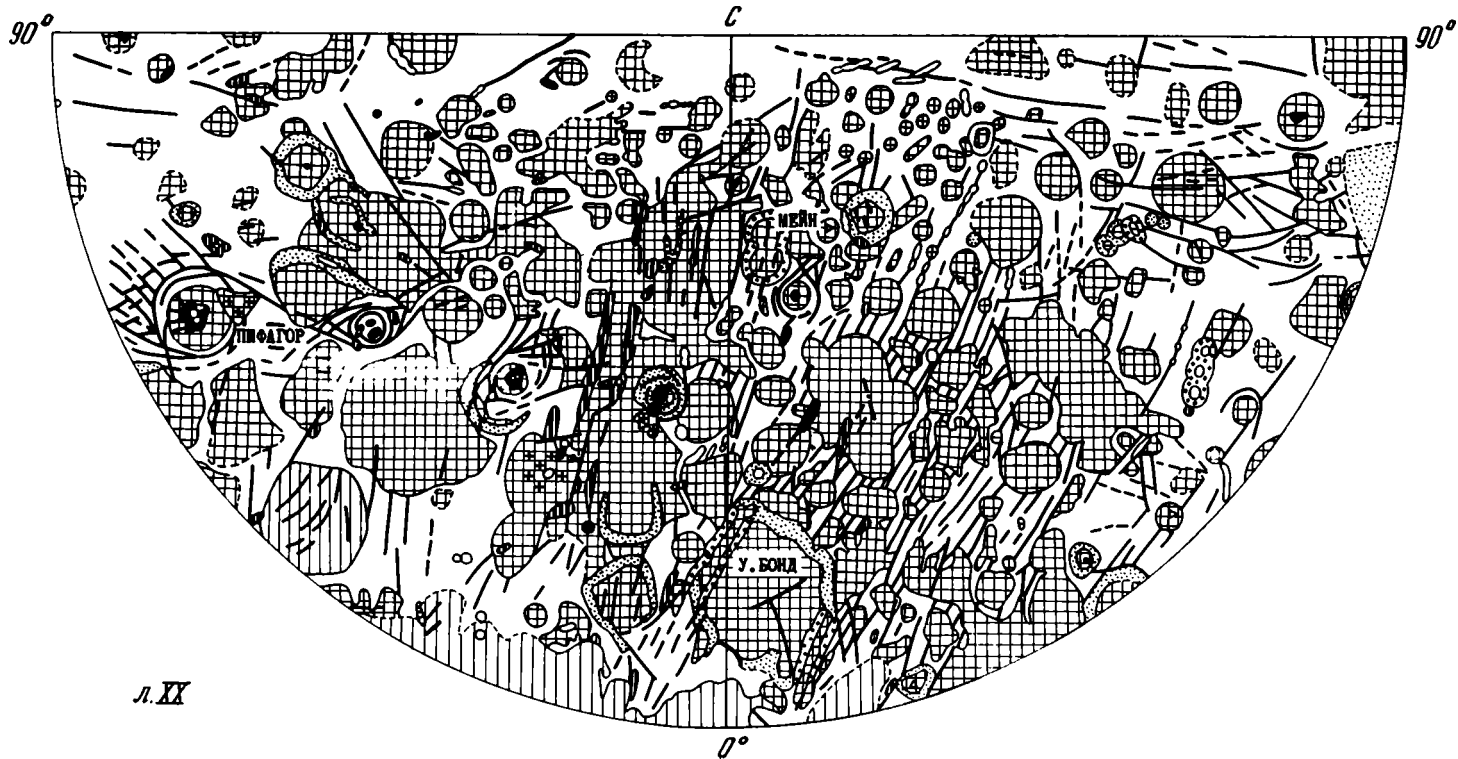
л. XVII 100°

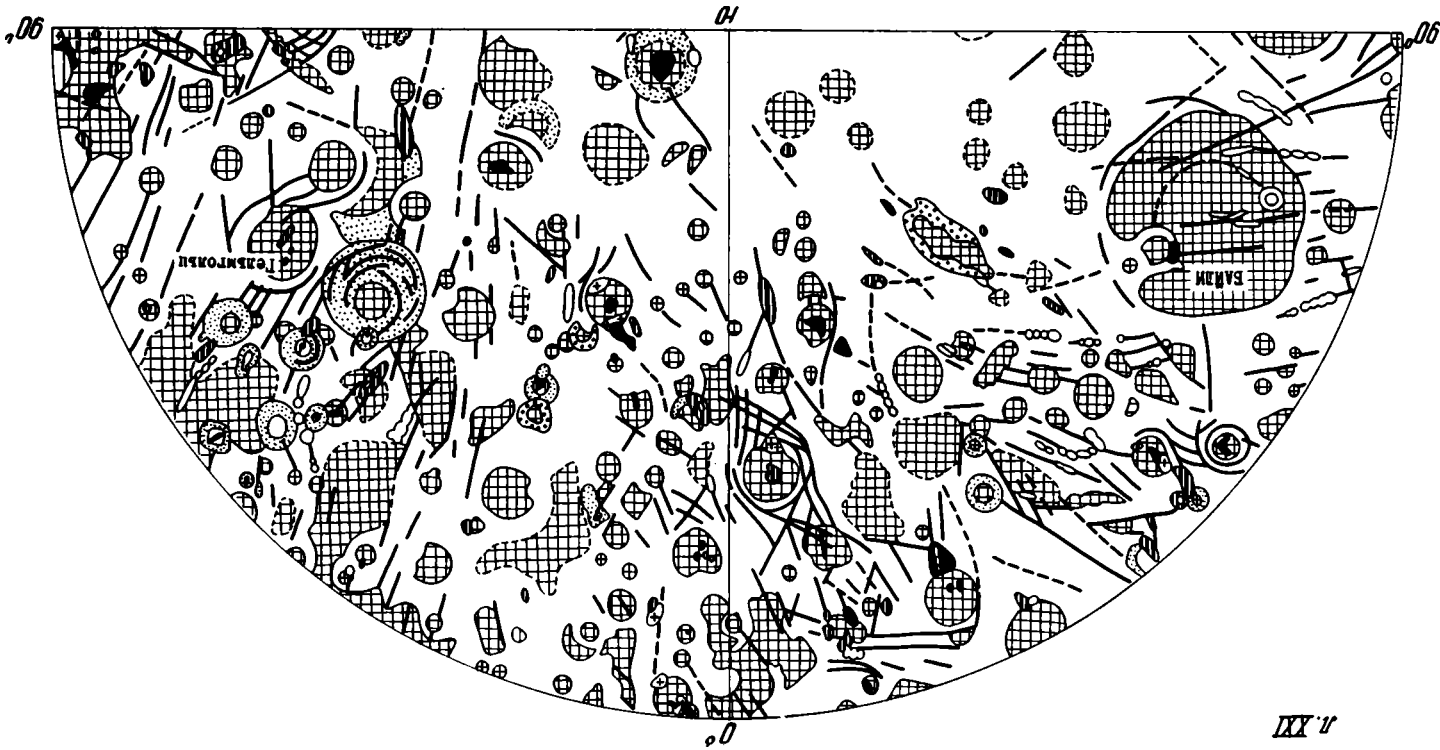
60°

140°

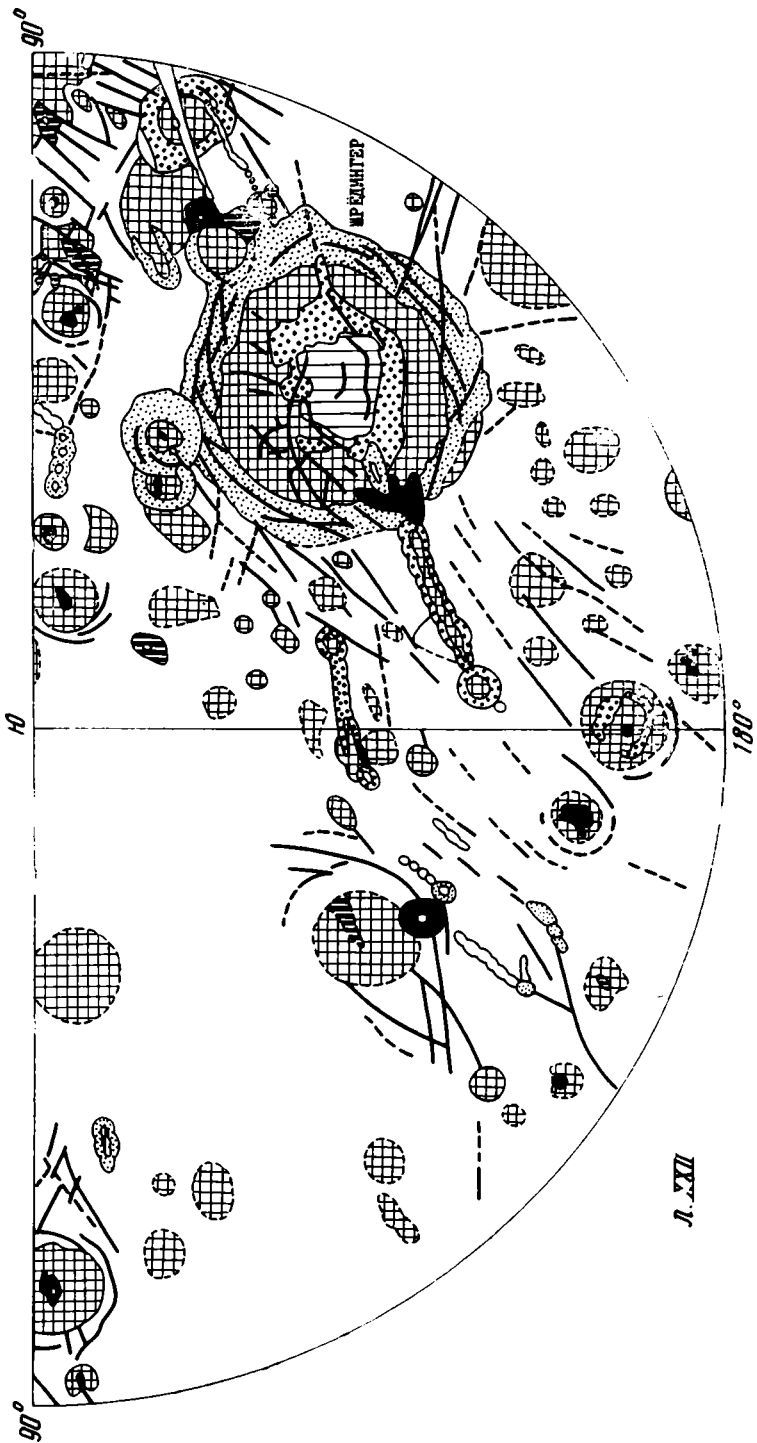








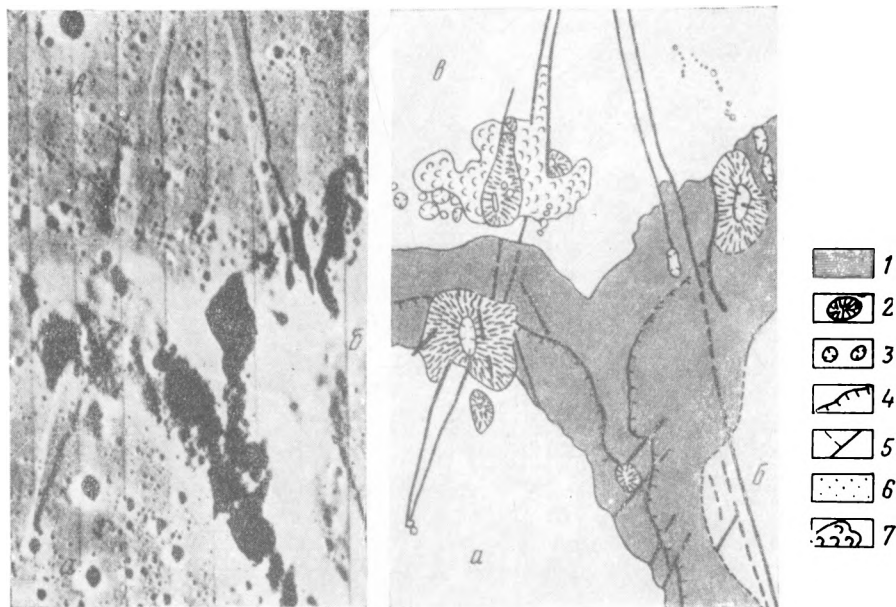
IXY V



что если одиночная строго центральная горка кратера и может быть ударной, то сложная центральная горка, горка с лункой или горка, смещенная от центра, не могут быть ударными, и их появление связано с вулканизмом. Первую попытку описать эти структуры автор сделал в статье «Вулканические гребни на Луне» (Суханов, 1969а). Примерно тогда же появились работы, в которых демонстрировалось наличие небольших вулканоподобных структур в лунных кратерах (Hartmann, 1968; McCall, 1968; Новиков, 1969).

В настоящее время существование центральных вулканов на Луне не оспаривается в принципе, но их формы и распространение изучены слабо.

Образования, относимые здесь к центральным вулканам, связаны с куполами переходными разновидностями; иногда неясно, называть ли данную структуру куполом или вулканом. В общем, вулканы выше куполов, круче, зачастую несут вершинные лунки и обнаруживают признаки наложения на соседние структуры.



Р и с. 7. Валы кратеров Бонплан (а), Парри (б) и Фра Мауро (в)

Видны вулканы при пересечении вала Бонплан узким грабеном; часть грабена перекрыта потоками или пирокластическим материалом, ширина кадра 35 км

Условные обозначения к элементам дешифровки:

1 — кратерные валы; 2 — вулканы; 3 — вулканические лунки; 4 — гребни валов; 5 — разрывы; 6 — днища кратеров; 7 — потоки

Р и с. 8. Вулканы на материках

А — два вулкана на обратной стороне Луны; древние кратеры частично погребены под материалом вулканов; ширина кадра около 180 км

Б — конусовидная гора (35 × 42 км) с несколькими вершинными лунками, вероятно, вулканического происхождения (Альпы)

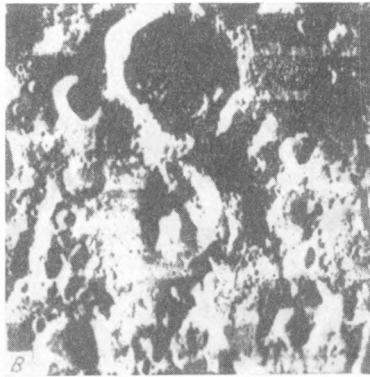
В — в центре — вулкан с боковым кратером, поперечник основания 25 км; в верхней части кадра — кратер Пальмери, юго-западный вал которого также перекрыт небольшим вулканом

Г — куполовидный вулкан на северо-западном берегу Моря Дождей, поперечник 25 км

На карте они делятся на достоверные и предположительные. Последние отличаются тем, что в них плохо выражены признаки вулканизма: угловатая форма, предполагающая тектоническое происхождение холма; отсутствие вершинной лунки; отсутствие четких признаков наложения пород холма на прилегающую местность. Среди достоверных вулканов можно выделить следующие разновидности (не столько по форме, сколько по положению).

Вулканы на пересеченной местности

Основной их признак — перекрытие прилегающих участков местности породами вулканического холма. Если на местности развиты субпараллельные гряды и борозды, то они прослеживаются до вулкана, исчезают и продолжают от его подножья с другой стороны, не меняя общего направления. К этой разновидности относятся, например, вулкан возле кратера Эри (18° ю. ш., 5° з. д.) и вулкан между Ладе и Доллондом



(4° ю. ш., 12° в. д.). Высота их соответственно 1 и 0,6 км, размеры 17 × 28 и 15 × 35 км, на их вершинах сидят одиночные лунки поперечником 5 и 7 км; длинные оси обоих холмов ориентированы под углом 20—30° по отношению к преобладающей линейности (направлению разрывов)¹.

В других случаях изолированные вулканы перекрывают отдельные трещины (Капелла М; структура на 5° ю. ш., 38° в. д.) или мелкогрядовой рельеф в окрестностях крупных кратеров (рис. 7, 8).

Часто признаки наложения не обнаруживаются из-за неудачного угла съемки или из-за мелкого масштаба, однако наличие одинокой горы с вершинной лункой среди мелкохолмистой местности вряд ли объяснимо с позиции ударной гипотезы; такие горы скорее всего являются вулканами (например, 117° в. д., 48° и 52° ю. ш.; или 23° ю. ш., 164° з. д.).

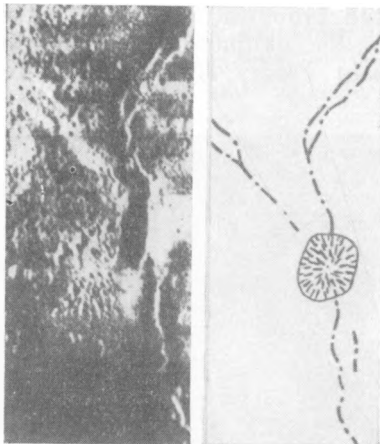


Рис. 9. Вулкан (2 × 3 км), перекрывающий морской вал в Океане Бурь

Условные обозначения см. на рис. 7

Рис. 10. Центральные горки кратеров

А — Гассенди; сложная центральная горка в виде полумесяца местами перекрывает трещины дна, а в других местах рассекается этими трещинами; ширина кадра 50 км

Б — центральная горка с бороздчатыми склонами; такие склоны встречаются у некоторых материковых вулканов; поперечник 15 км; центр обратной стороны

В — центральная платформа кратера Циолковский; видно кальдерообразное проседание, заполненное лавой; ширина кадра 60 км

Г — пятикилометровая дайка (?) в кратере Мессье

Возможно, некоторые из них являются останцами древнего фундамента, выступающими над поверхностью древних морей с пересеченной поверхностью; в этом случае доля центральных вулканов на Луне несколько уменьшится, но площадь древних морей соответственно увеличится.

Вулканы на кордильерах морей

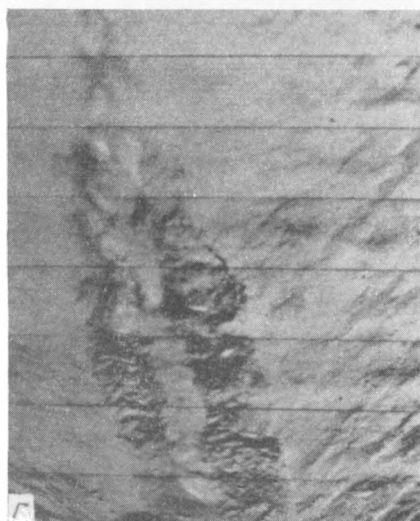
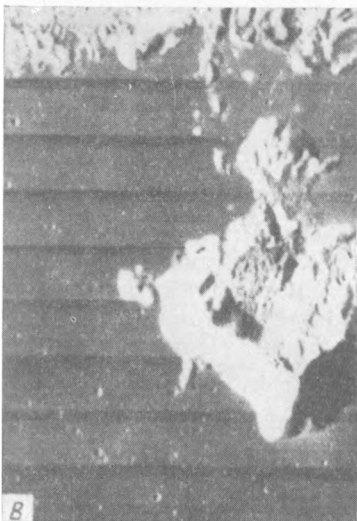
Ранее считалось, что кордильеры сложены либо выбросами из морей, либо поднятыми породами субстрата. Однако после полетов космических аппаратов «Рейнджер» было высказано предположение, что часть гор, составляющих кордильеры, является на самом деле вулканами («Ranger VII», 1965). Действительно, положение и форма некоторых возвышенностей на кордильерах Морей Дождей, Кризисов, Восточного плохо согласуются с тектоникой этих участков, а по краям этих возвышенностей видны следы наложения их на прилегающую местность. В Альпийской кордильере на вершинах таких возвышенностей видны кальдерообразные провалы, крупные лунки, открытые в одну сторону кратеры (см. рис. 8). Склоны гор зачастую более гладки, чем соседняя местность, изборожден-

¹ Здесь и дальше приведены лишь некоторые примеры описываемых структур, так как все они показаны на карте (см. рис. 6).

ная трещинами и грядками, т. е. более молоды. Правда, не исключено, что эта сглаженность появилась из-за осыпания и оползания или обусловлена иным углом освещения склонов.

Вулканы на морях

Установить надежно взаимоотношения пород какого-либо выступа в море с породами этого моря без детальных снимков практически невозможно. Мелкие холмы, которые различаются на телескопических фотографиях, могут быть и выбросами из кратеров, и останцами субстрата, и вулканами. Но на участках, покрытых крупномасштабными фотографиями, часто удается различить признаки наложения. Так, в приэкватор-



риальном районе в полосе 20—40° з. д. видны группы округлых холмов, поверхность которых несколько ровнее и светлее окружающего моря. Подножья холмов окаймлены характерными валами, сходными с валами кольца Флемстида Р. Тот факт, что подобные валы встречаются только у некоторых холмов и гребней, не позволяет считать их просто осыпными образованиями. Было бы очень интересно сравнить их с осыпными шлейфами, образующимися при росте экструзивных куполов, с которых скатываются раскаленные лавины. Однако современные экструзии на Земле формируются не на ровной поверхности, а в кратерах вулканов и на их склонах, и их шлейфы, видимо, быстро перерабатываются экзогенными процессами. При реконструкции палеоэкструзий у их подножий обычно показывается эруптивная брекчия (Коптев-Дворников и др., 1967), но неизвестно, как эта брекчия выражается морфологически. Во всяком случае, лунные холмы, о которых идет речь, сходны с экструзиями по размерам и форме, перекрывают породы морей (т. е. не являются остатками субстрата) и отличаются от тех образований, которые считаются выбросами из крупных впадин.

Иногда вулканы связаны с морскими валами, т. е. с дайками и силами (Питон, вулкан на 1° с. ш., 36° з. д.), но такие примеры немногочисленны (рис. 9).

В тех случаях, когда есть только телескопические фотографии изолированных гор, вулканическое их происхождение можно предполагать по форме — гора из группы Тенерифе с центральным проседанием и лункой, Пико (Negging, 1967), или по положению — например, в центре цирка-фантома.

Центральные горки кратеров

Среди земных кратеров с центральными горками нет таких, для которых метеоритное происхождение было бы строго доказано (см. выше), однако не доказано, и обратное, т. е. эндогенная природа всех центральных горок. Поэтому вопрос остается открытым, и если одиночная горка расположена точно в центре лунного кратера, если она не перекрывает структур прилегающих участков и не несет вершинной лунки, то в этом случае считать ее вулканом можно лишь предположительно.

Центральную горку следует считать вулканической, если она характеризуется одной из следующих особенностей (рис. 10):

а) горка смещена от центра кратера; статистика показывает, что направление смещений не случайно, но оно в общем увязывается с тектоникой района (Charman, Fielder, 1964);

б) горка состоит из нескольких отдельных или сливающихся краями конусов или холмов (кратеры Коперник, Гумбольдт);

в) на вершине горки видна лунка или несколько лунок (Гассенди, Пифагор, Килер); в наиболее крупных кратерах вместо лунки можно видеть большую депрессию в центре горки, так что получается центральная платформа с вершинной кальдерообразной впадиной (Циолковский);

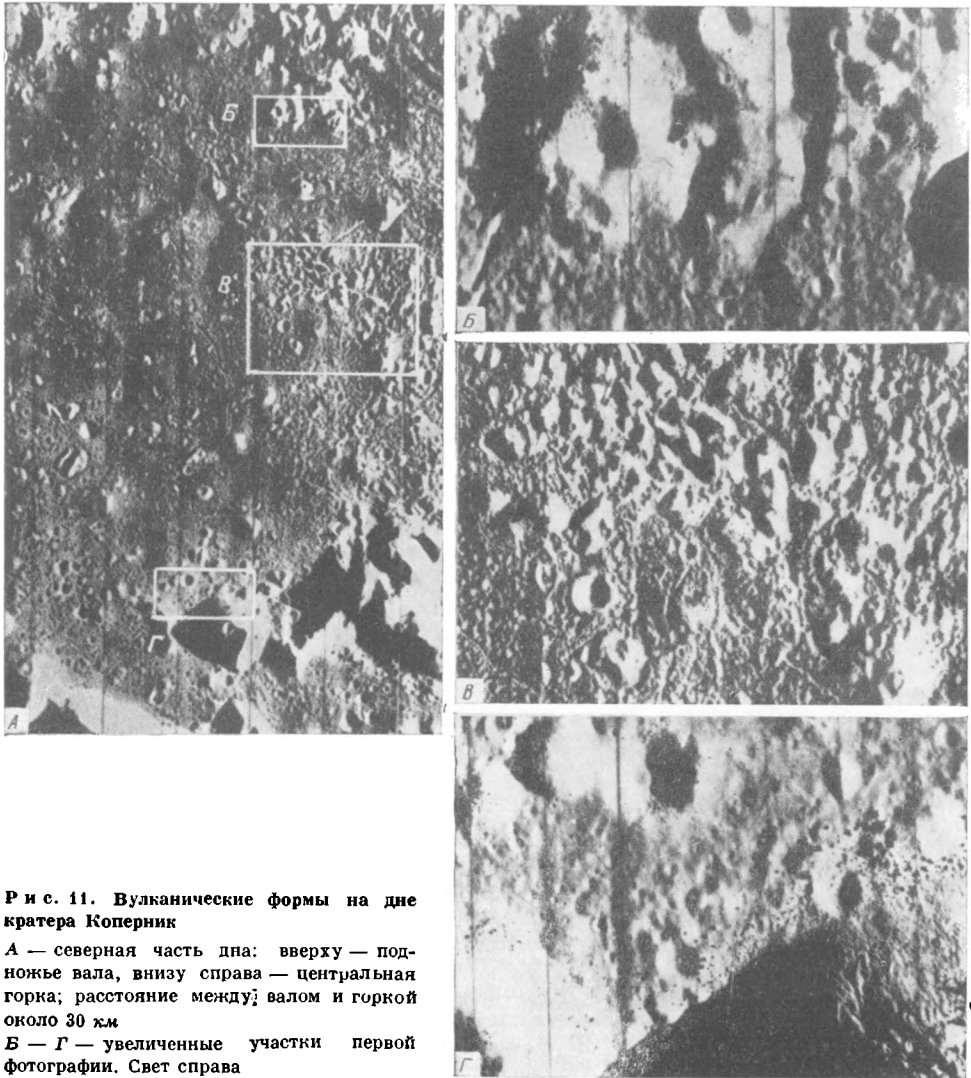
г) материал горки перекрывает соседние участки (Петавий, Коперник);

д) горка удлинена, иногда переходя в центральный хребет, достигающий вала кратера или даже выходящий в соседний кратер (Шиллер, Гедин, Байс-Беллот).

Вулканы на дне кратеров

Они мельче, чем центральные горки (до сотен и даже до десятков метров в поперечнике). Поэтому они редко различаются в телескоп, но хорошо видны на орбитеровских фотографиях (рис. 11). Обычно они хаотически рассеяны по плоскому дну, создавая вместе с лунками и трещинами холмисто-бороздчатый рельеф (Аристарх, Тихо), или же группируются, занимая лишь часть дна (Килер, Хевисайд, Коперник). Наличие таких мелких вулканов и сходство их с земными шлаковыми конусами отмечали В. К. Хартманом (Hartmann, 1968), В. В. Новиковым (1969) и др.

Масштаб картирования и недостаток материалов не позволяют выделять эти вулканы поодиночке; а иногда их трудно отделить от неровностей лавового поля дна кратера. Поэтому на карте они показаны как вулканические районы.



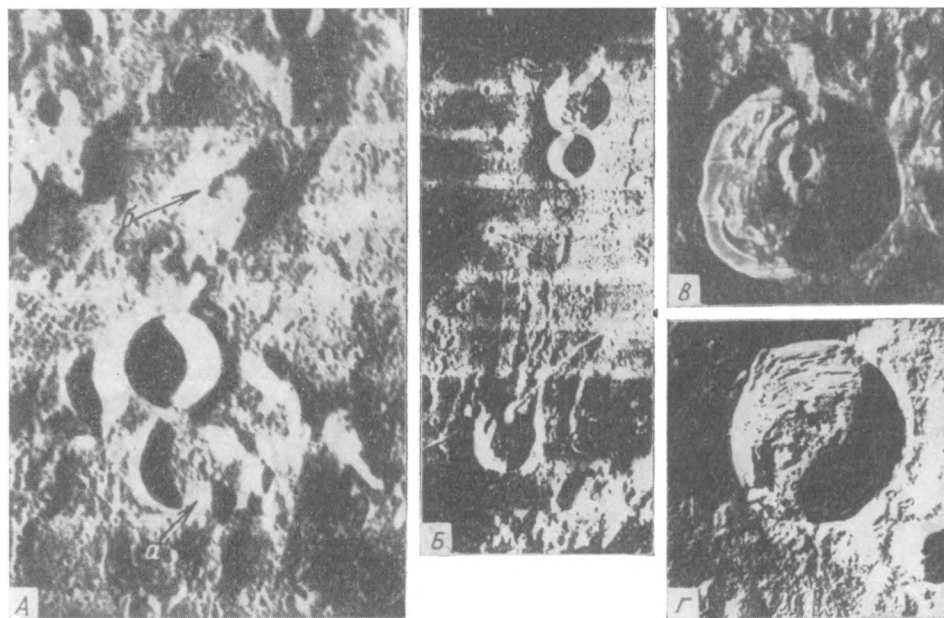
Р и с. 11. Вулканические формы на дне кратера Коперник

А — северная часть дна: вверху — подножье вала, внизу справа — центральная горка; расстояние между валом и горкой около 30 км

Б — Г — увеличенные участки первой фотографии. Свет справа

Структуры этого типа до недавнего времени редко упоминались в литературе (Моог, 1966b), хотя некоторые из них хорошо различаются на телескопических фотографиях (Суханов, 1969a). Интерес к ним появился после полетов космических аппаратов «Рейнджер» и «Орбита» (Firsoff, 1967a, b; Strom, Fielder, 1968, 1970; McCauley 1968; и др.). Изучение фотографий, полученных этими аппаратами, показало, что положительные вулканогенные формы характерны для многих кратерных валов.

Вулканы на валах кратеров хорошо определяются в тех случаях, когда они накладываются на четкий гребень вала: гребень на каком-то участке не прослеживается и вместо него появляется конусовидное воз-



Р и с. 12. Вулканы на валах кратеров

А — участок севернее кратера Ольберс: а — 8-километровый вулкан на гребне вала 20-километрового кратера; б — 20-километровый вулкан перекрывает полузатопленный кратер диаметром 30 км; ширина кадра около 80 км

Б — разрывы внутри кратера Струве: при пересечении разрывами кратерных валов появляются вулканы (расстояние между нижним и верхними кратерами около 90 км)

В — Анри Проспер, диаметр 40 км: четкий гребень перекрывает вулканическими накоплениями

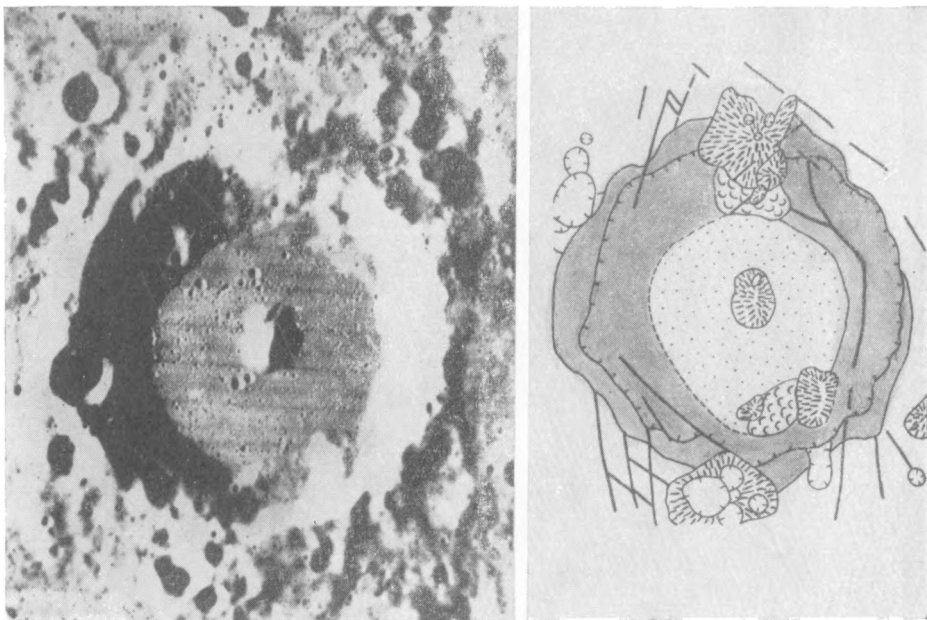
Г — Анаксагор; диаметр 50 км: вулканические накопления на валу сливаются с центральным хребтом

вышение, иногда с вершинной лункой, или нагромождение какого-то материала с неровной поверхностью (рис. 12, 13). Границы таких возвышений дешифрируются довольно четко. Иногда они перекрывают небольшой участок гребня и слабо отделяются от него (Гамбар; 23° с. ш., 90° з.д.), чаще их размеры сравнимы с размерами центральных горок (Вольф, Крылов), а иногда они целиком, до подножья, перекрывают вал, на котором расположены (Кригер, холм в 50 км восточнее Апиана).

Весьма эффектен вулкан на северо-восточном валу Барроу: он резко наложен на гребень вала, удлиннен перпендикулярно валу, на его вершине по длинной оси лежит цепь слитых лунок. Этот вулкан расположен в зоне северо-восточного разрыва, проходящего через В. Бонд и Барроу: на юго-западном валу Барроу этот разрыв проявлен кратером и бороздой, а по краю В. Бонда образует вулканический ров (рис. 14).

Некоторые отрезки кратерных валов, по-видимому, в значительной мере или целиком состоят из мелких слившихся вулканов (Альфонс, Птолемей, Ольберс).

Кроме вулканов на валах встречаются лавовые озера и потоки, спускающиеся с вала в кратер и наружу (рис. 15). Озера располагаются либо на уплощенном гребне вала, в локальных депрессиях (Альфонс, Тихо),



Р и с. 13. Кратер Крылов

На валах — вулканы с отходящими от них потоками; валы узкие; на востоке местность, примыкающая к гребню вала, не перекрыта «выбросами»

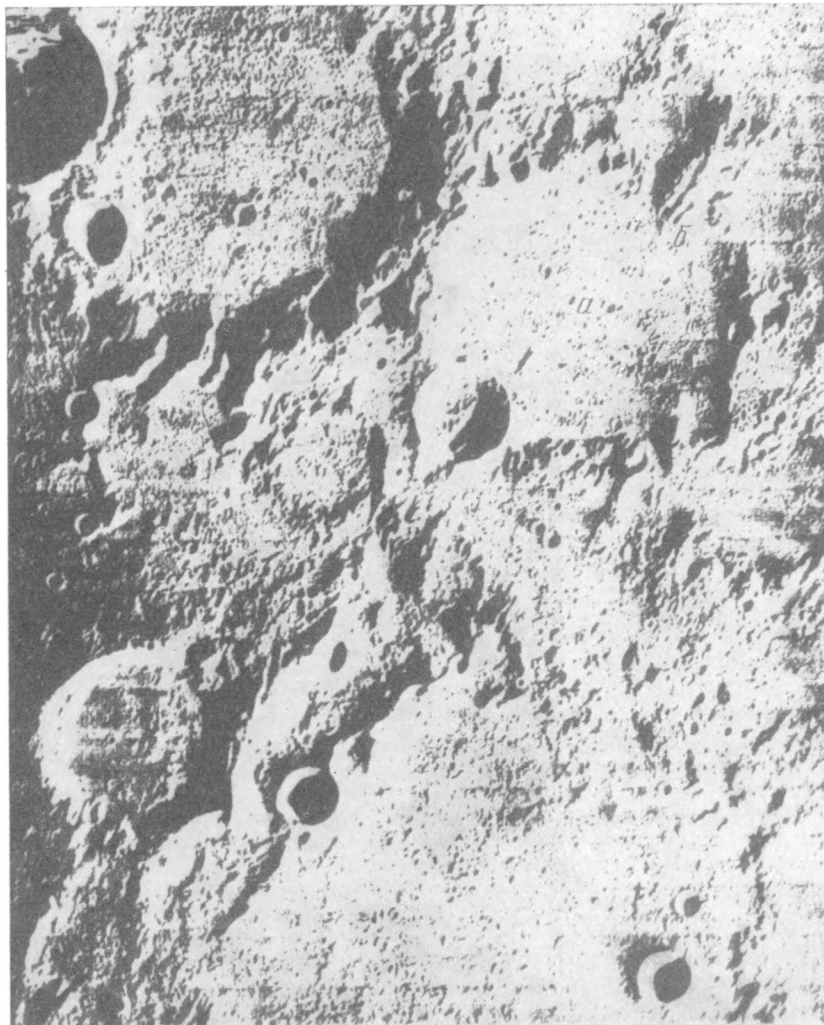
Диаметр кратера 55 км

Условные обозначения см. на рис. 7

либо на внутреннем склоне вала, в тыловых частях концентрических террас (Коперник, Аристарх). Встречаются такие же озера и на внешних склонах, где они перекрывают струйчатые структуры «выбросов». Считать эти озера не лавами, а обломочными накоплениями нельзя, так как плотность лунок на них указывает на возраст по крайней мере в десятки и сотни миллионов лет, а не современный, тогда как обломочный чехол должен формироваться и сейчас, сползая со склонов и засыпая лунки; кроме того, такие же делювиальные отложения должны наблюдаться на контактах дна с валом, но морфология этих участков часто отличается от морфологии озер. Местами видно, как озеро выливается через брешь

в окружающих уступах, и от этой бреши вниз по склону направляется лавовый поток; особенно хорошо виден такой поток с краевыми валами на северном борту Коперника.

Местами от вулканов на гребне вала до дна кратера протягиваются шлейфы материала с грубой, неровной поверхностью (Килер, Пифагор, Анаксагор). Пока трудно сказать, что это такое: потоки вязких лав или зоны вулканизма, пересекающие вал. Не исключено, что некоторые из подобных образований не отличаются по морфологии от остальных склонов вала и видны лишь постольку, поскольку расположены на северных и южных краях кратера, т. е. в условиях косого освещения (тогда как за-



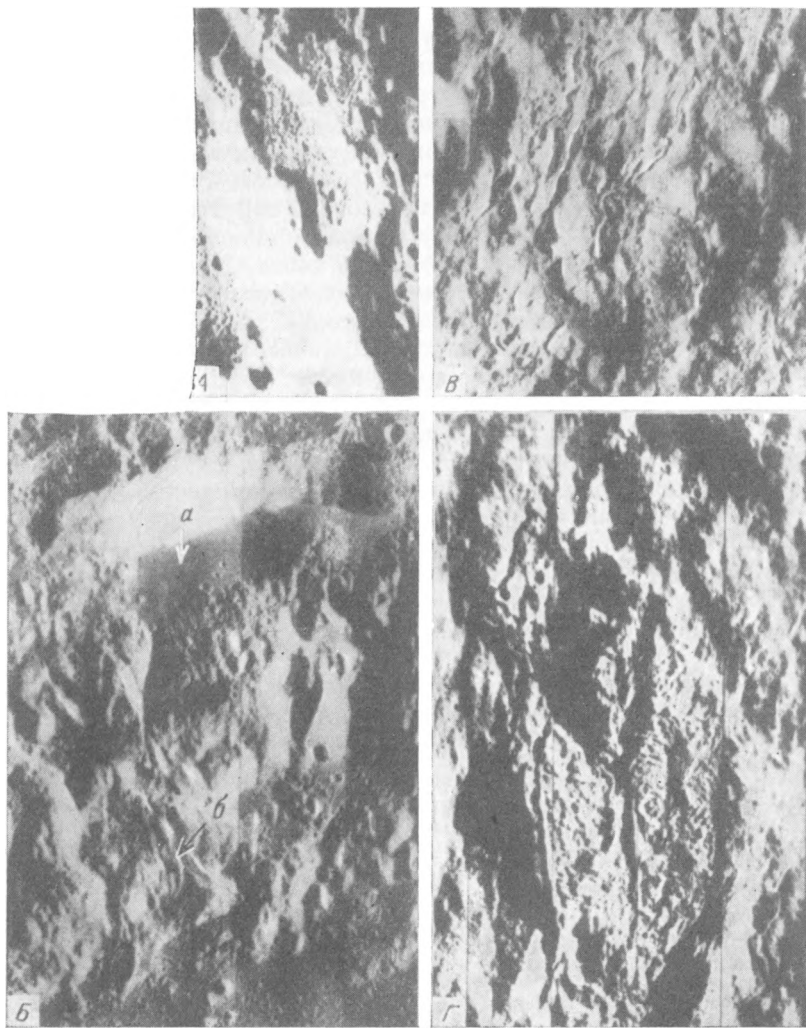
Р и с. 14. Материк севернее Моря Холода

Справа сверху кратер Барроу (а). Через весь кадр от нижнего левого угла к правому, верхнему проходит зона разрывных нарушений, на ее пересечении с северо-восточным валом Барроу виден вулкан (б) размером 25×40 км; слева внизу вдоль разрыва — вулcano-тектоническая депрессия. Ширина кадра 250 км

падный и восточный борта находятся в тени или освещены прямыми лучами); тогда выделение их будет ошибочно. Но это относится лишь к некоторым шлейфам.

Наконец, на внешних склонах отмечаются массивные потоки с грубой поверхностью, последовательно перекрывающие друг друга (Strom, Fielder, 1968), и светлые бороздчатые покровы (Горшков и др., 1970). О кольцевых валах, целиком состоящих из вулканов и экструзий, будет сказано дальше.

Как и в случае одиночных вулканов, те вулканы, для которых не установлено перекрытие, отнесены к предположительным.



Р и с. 15. Лавы на валах кратеров

- А — лавовое озеро длиной около 30 км на гребне вала кратера Альфонс
 Б — вал кратера Коперник, ширина кадра около 15 км; в тыловой части террасы видно лавовое озеро (а), от него вниз по склону спускаются потоки (б)
 В — поток на внешнем склоне кратера Аристарх; ширина кадра около 2 км
 Г — потоки на внешних склонах кратера Тихо, длина потоков 3—5 км

Дайки и вулканические хребты

Часто вулканы в море или на материке удлинены, превращаясь иногда в вулканогенные хребты. Обычно вулканическая природа таких хребтов устанавливается хорошо только там, где видны их взаимоотношения с кольцевыми валами. Такие хребты были описаны автором в статье «Вулканические гребни на Луне» (Суханов, 1969а). Эти гребни или пересекают кольцевые валы кратеров (Франц, Ляйел, Сабин), или сливаются с открытыми полумесяцами кольцевых валов (Ладе S, Пари M, Зильбершлаг S, Бирмингем). В первом случае гребень является наложенным образованием, а связь его с тектоникой местности и следы подвижек вдоль гребня не оставляют сомнения в его вулканической природе. Во втором случае тесная связь прямолинейного гребня с полукольцевым валом, к которому гребень причленяется по касательной, указывает на их сингенетичность и вряд ли объяснима с позиций ударной гипотезы.

Вулканические хребты трудно отделить от тектонических (перекосы, горсты) и от валов, обрамляющих вулканические борозды (тесно слившиеся цепи мелких кратеров, аккумулятивные борта которых объединяются в длинные полосы); а при сочетании вулканических рвов с тектоническими смещениями картина совсем запутывается. Судя по некоторым признакам (детали структуры, преобладающая ориентировка и др.), в окрестностях круглых морей (Восточного, Дождей и Кризисов) вулканических хребтов должно быть гораздо больше, чем удалось выделить.

Морские валы здесь специально не рассматриваются. Следует лишь отметить, что представления о складчатом характере этих валов не находят подтверждения при изучении крупномасштабных фотографий. Отдельные гребни, составляющие морские валы, иногда пересекают другие, более ранние гребни, составляя вместе с ними две-три возрастные генерации. Рисунок валов в плане сходен с рисунком систем разрывов (линейно-кулисное расположение, расщепление по типу «конского хвоста», трассирование субпараллельных систем разрывов, переходящих с материка в море). Профиль валов напоминает профиль потоков, даек, трещинных экструзий. Вдоль валов наблюдается иногда осветление, встречаются небольшие вулканы. Автор присоединяется к тем исследователям, которые считают морские валы дайками, силлами и лакколитообразными телами («Ranger VII», 1965; «Ranger VIII and IX», 1966). В связи с этим особого внимания заслуживают случаи дугового и кольцевого расположения валов, трассирующих гребни затопленных кратеров.

Вулканические районы

подавляющее большинство областей площадных излияний (древних и молодых) образовано морфологически монотонными лавовыми покровами. Однако на некоторых участках морская поверхность покрыта многочисленными холмами, лунками, цепочками лунок, трещинками, бороздами и западинами. Такие участки распадаются на два типа.

В первом случае над морской поверхностью возвышаются холмы и горы различной высоты, часто с прямолинейными ограничениями, разбитые разрывами; встречаются обрывки полукольцевых (затопленных) кратерных валов. Очевидно, такие районы представляют собой участки материка, перекрытого маломощными морскими покровами, с реликтами материкового рельефа.

Во втором случае мелкие холмы имеют сглаженные очертания, близкие размеры и мало различаются по высоте, так что их вершины образуют некую ровную поверхность, что нехарактерно для останцов. Направление луночных цепей таких районов обнаруживает связь с тектоникой окружающей местности, так что лунки не могут быть вторично-ударными. Поэтому следует допустить, что рельеф таких районов в значительной мере обусловлен послеморским вулканизмом, создавшим раскиданные по площади вулканические лунки и шлаковые конуса; очевидно характер вулканизма здесь отличается от вулканизма в обычных областях площадных излияний.

В качестве примеров можно привести плато Аристарха, плато севернее Моря Дождей, кольцевые впадины, обрамляющие Море Восточное. Структуры этих и других подобных им участков настолько мелки, что в масштабе карты они не дешифрировались и показаны без расчленения как единые вулканические районы (рис. 16).

Вулканогенные кратеры

Противоречия между метеоритной и вулканической гипотезами сводятся главным образом к вопросу о кратерах, поэтому они заслуживают особенно внимательного разбора. В этой работе рассматриваются кратеры размером от 5—10 до 100—120 км. Кратеры меньших размеров не фиксируются в принятом масштабе картирования, а кроме того, они плохо дешифрируются на имеющихся среднемасштабных фотографиях. Более крупные кратеры и талассоиды характеризуются некоторыми специфическими особенностями структуры и, видимо, являются формами, пере-

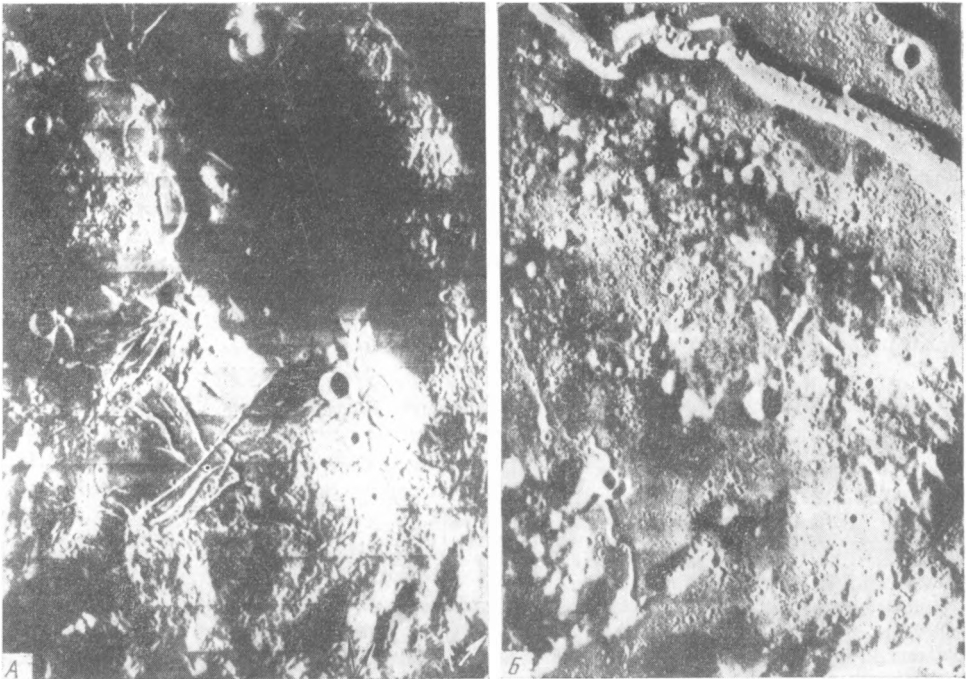
Таблица 2. Критерии выделения вулканических кратеров

Признаки вулканогенности	Типичные кратеры
1. Расположение кратеров сходного строения цепочками, парами или гнездами при отсутствии на окружающей территории одноразмерных кратеров аналогичного строения	Цепь Девн, цепь на 33—35° с. ш., 43° з. д., Рейта Е, Сабин и Ригер, Райт и Шейлер, группа кратеров в цирке Эйткен, Лангрэн В, Ф, К, группа кратеров южнее Ингирами
2. Приуроченность к определенным зонам кратеров сходного строения при редкости их в других зонах	Расположение концентрических кратеров по берегам морей
3. Структурные связи соприкасающихся или лежащих рядом кратеров (переход элементов структуры одного кратера в элементы структуры другого); взаимопересечения кратерных валов	Цепь Птоломей—Вальтер, Ольберс—Гедин, Уатт—Штейнхейль, Мейн—Чаллис, Спинноза
4. Концентрические структуры внутри кратеров (диаметром свыше 10—20 км)	Посидоний, Гассенди, Вителло, Лавуазье, Дамуазо, Ханстен, Питат
5. Резко полигональные, сильно вытянутые, фестончатые кратерные валы	Бошкович Р, Ремер Е, Шиллер, Ван-де-Грааф, кратер в цирке Барбье
6. Аномальная ширина вала: узкий вал при большом кратере или наоборот; отсутствие вала (окружающая местность смыкается с внутренним склоном кратера)	Крылов, Гамбар, Кофф, структура на 107° в. д., 7° с. ш.
7. Сглаженные внешние склоны валов относительно молодых кратеров	Делабр, Сабин, кратер на 36,5° с. ш., 73° з. д., двойной на 5° и 6° ю. ш., 145° в. д., Райт

ходными к кольцевым морям, и поэтому также исключены из рассмотрения.

Эндогенный генезис кратера определялся на основании положения данного кратера по отношению к другим образованиям смежной территории, по форме кратерного вала в плане и его поверхности и по внутренней структуре кратера. Эти признаки сведены в табл. 2; ниже они рассматриваются подробнее.

1. Расположение кратеров цепочками, парами или гнездами. Цепочками располагаются главным образом мелкие кратеры—лунки с поперечником в несколько километров. К эндогенным цепям относились те, направление которых подчиняется направлению разрывов окружающей территории, и те, которые своей прямолинейностью и размерами входящих



Р и с. 16. Вулканические районы

А — юго-западная часть Моря Восточного, ширина кадра 130 км. Видны переходы от лавовых щитов с редкими трещинами к куполовидным возвышенностям с трещиноватой бугристо-бороздчатой поверхностью; стрелками показано несколько более крутых холмов (вулканы?)

Б — плато Аристарха, ширина кадра 50 км. Видны участки с различной [светлотой] и разной степенью нивелировки (разновозрастные потоки) и множество сглаженных холмов (шлаковые конуса). Долина Шрётера (вверху), по-видимому, представляет собой раздвиг

Р и с. 17. Кратерные цепи

А — сливающаяся цепь на обратной стороне Луны, ширина кадра 80 км

Б — вулканический ров и цепь кратеров в окрестностях Коперника, длина структуры 50 км

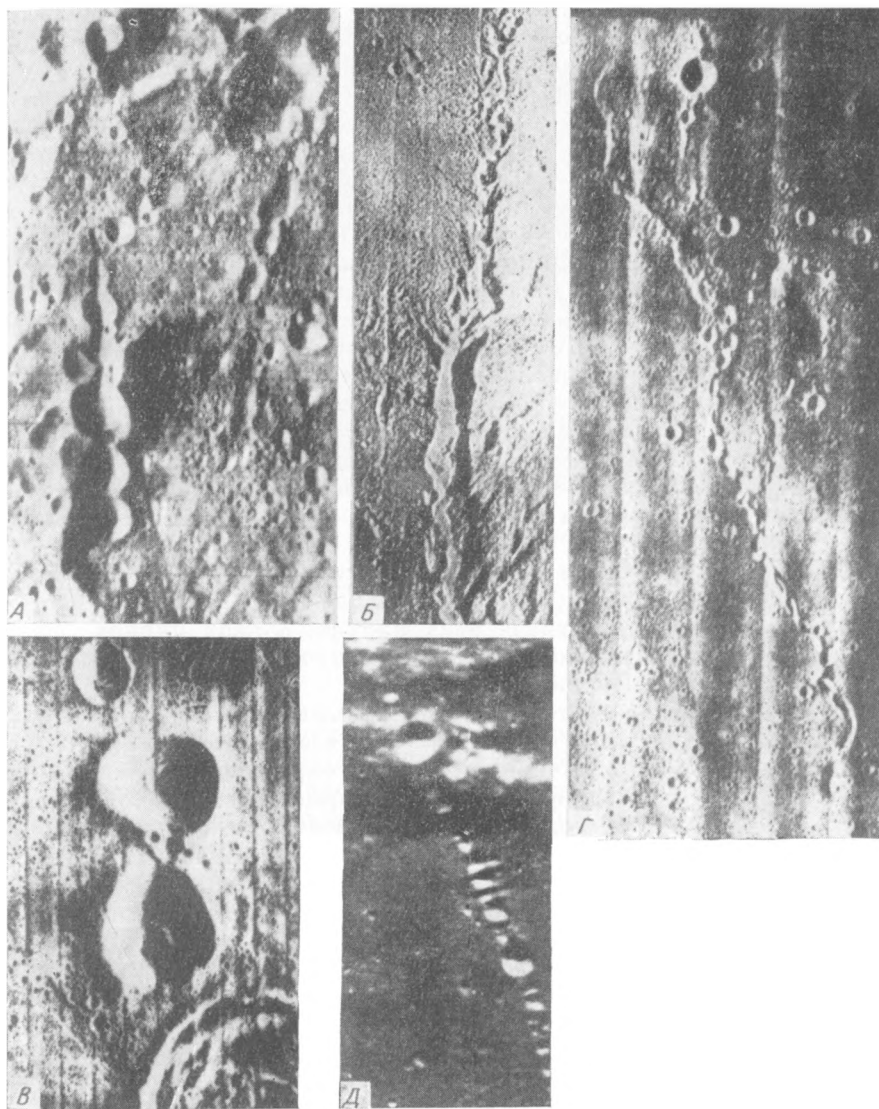
В — три кратера (8; 15 и 15 км) севернее Риттера. Ближайшие кратеры такого размера находятся в 40—50 км, и на этом расстоянии встречаются лишь мелкие лунки — только некоторые из них достигают размера 1—3 км

Г — кратерная цепь, продолжающая морской вал и частью проходящая по его гребню; длина цепи около 50 км; Океан Бурь

Д — цепь лунок по 1—3 км в кратере Деви

в них кратеров выделяются на местности, т. е. местность вокруг цепи покрыта лунками, меньшими, чем кратеры цепи; а лунки, равновеликие кратерам цепи, располагаются беспорядочно, и расстояние между ними во много раз больше, чем между кратерами цепи (рис. 17). Таким образом, фиксировались только наиболее четкие случаи и остались неучтенными многие эндогенные цепочки, затерявшиеся среди часто расположенных ударных кратеров. В частности, среди цепочек вокруг струйчато-лучевых кратеров могут присутствовать эндогенные образования, однако по имеющимся фотографиям их почти невозможно отделить от вторично-ударных форм.

Тектоническая обусловленность лучше всего видна в следующих случаях: а) цепь овальных тесно расположенных лунок диаметрами по 1—3 км



между 33 и 35° с.ш. и 43° з.д.; южнее эта цепь непосредственно переходит в морской вал, и остатки этого вала прослеживаются в промежутках между лунками цепи; лунки окружены сравнительно небольшими валами, и создается впечатление, что они возникли в результате не выброса, а проседания гребня этого вала; б) кратеры трещины Гигина. Последняя иногда интерпретируется как вторичная структура, т. е. трещина, возникшая после падения ряда вторичных обломков, давших цепь лунок. Однако трещина Гигина параллельна трещине Ариадея и расположена южнее тектоническому уступу (берегу древнего моря), она заполнена лавой и закупорена несколькими вулканами, а лунки вдоль трещины молже ее лавового днища. Края лунок слегка приподняты, что указывает на взрывную деятельность; в) цепь, протягивающаяся от северо-восточного борта Птолемея к Аль-Баттани; здесь тесно расположенные полигональные лунки имеют отчетливо аккумулятивные края, а направление цепи обусловлено тектоникой местности.

Примером изолированной цепи, не связанной с тектоникой, может служить 50-километровый слегка изогнутый ряд лунок восточнее Деви диаметрами по 1—3 км; каждая из них отдельно по форме неотличима от любого из множества кратеров, считающихся ударными, но, как видно на фотографии, вокруг почти нет кратеров близкого размера.

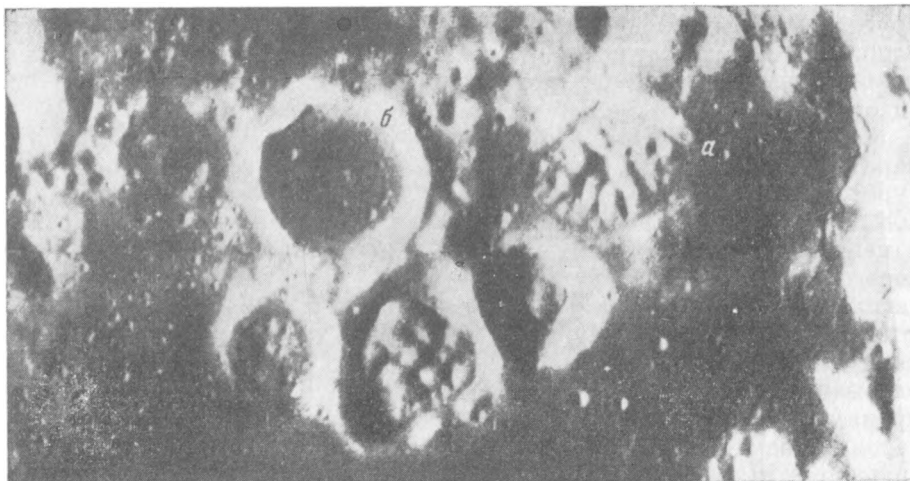
Часто кратеры цепи сливаются, образуя кратерную борозду (вулканический ров), как, например, долина Рейта и Рейта Е. Они многочисленны между Морем Облаков и Морем Нектара. Среди них есть разновидности, приближающиеся по характеру к грабенам (спрямленные края, корытообразное дно), так что границу между теми и другими провести трудно (борозда, срезающая Гюльден, ров на валу Ю. Цезаря). При недостаточной детальности снимка можно принять за цепочку разрыв—расщелину или грабен с обрушенными, оползшими бортами, что создает волнистость бортов в плане, поэтому сомнительные случаи такого рода не картировались. Наконец, слившиеся цепочки входят в концентрические структуры кратерных валов, но опять-таки выделяются они лишь в редких случаях, так как с трудом отличаются от уступов перекошенных террас.

Цепи образуют и некоторые крупные цирки (Птолемей—Вальтер, Гекатей—Гумбольдт), но в этих случаях определяющим признаком эндогенности служат структурные связи этих цирков; а цепи цирков, не обнаруживающие таких связей, могут оказаться случайными сочетаниями (Винер—Пласкет, Паули—Пуркине).

Среди кратеров, расположенных изолированными парами, к эндогенным относятся только те, которые структурно взаимосвязаны или же имеют одинаковое строение, отличное от строения окружающих кратеров; поэтому сюда не относятся парные лунки, которые всегда похожи на лунки смежной территории и вполне могут образоваться ударным путем. Наиболее типичны Райт и Шейлер (Море Восточное) — одноразмерные, одинаково построенные кратеры, соприкасающиеся краями, вокруг которых на расстоянии пяти их диаметров встречаются лишь мелкие лунки — самые крупные из них по диаметру втрое меньше Райта. Другой пример — Сабин и Риттер, соприкасающиеся кратеры с концентрическими структурами, — вокруг них вообще нет кратеров аналогичного строения.

Группировки кратеров выделяются также только при сходстве их внутреннего строения и в отсутствие по соседству кратеров близкого размера и аналогичного строения (рис. 18). Так, в цирке Эйткен видны тес-

но расположенные пять кратеров с низкими узкими валами близких размеров, в трех из них дно заполнено смыкающимися куполами, в четвертом — один центральный купол, а все кратеры вокруг этой группы гораздо мельче. Другая группа лежит южнее Ингирами (примерно 51° ю. ш., 68° з. д.) на выровненной древнеморской поверхности: четыре кратера этой группы почти соприкасаются, размеры их 20—30 км, а ближайšie к ним кратеры такого размера удалены на 100—140 км, и остальные кратеры в этом промежутке либо гораздо меньше, либо гораздо больше кратеров «гнезда». При этом кратеры «гнезда» сходны между собой по структуре и отличны от основной массы кратеров, окружающих Море Восточное, в зону влияния которого они входят: в плане они как бы состоят из нескольких наложенных и слегка сдвинутых кругов,



Р и с. 18. Группировка кратеров с куполами на днищах и с низкими сглаженными валами в цирке Эйкен

У кратера *a* вал почти не выражен, а у кратера *b* нет куполов на дне, но морфологическое сходство и близость размеров всех пяти кратеров указывают на общность происхождения. Кратеры расположены на левом днище крупного цирка, справа по краю дна проходит структура типа морского вала. Ширина кадра 35 км

внешние склоны гладкие и пологие, внутренние очень крутые, и дно частично заполнено куполовидными вздутиями.

Некоторые группировки можно выделить только предположительно, например цирки группы Гутенберг—Гоклений—Колумб. У них сглаженные, как бы припорошенные валы, сходный профиль, близкий возраст и размеры, а некоторые различия в возрасте свидетельствуют против образования их от одного метеоритного роя. Однако местность вокруг сильно подтоплена, и здесь же проходит широкий пояс разрывов со сдвиговыми смещениями, так что вполне вероятно, что более мелкие кратеры этого района перекрыты и дислоцированы.

Наконец, есть уже совсем смутные закономерности расположения, такие, как намечающаяся линия Лангрэн — Венделин — Петавэй — Фурнерий, или одинаково расположенные на северном замыкающем кордильере Моря Нектара сходные одноразмерные Фракастор и Пикколо-

мини. Очень может быть, что расположение этих кратеров случайное, а находя здесь закономерность, мы выдаем желаемое за действительное; решить этот вопрос можно лишь путем статистической обработки материалов по частоте и расположению одноразмерных кратеров.

2. Приуроченность кратеров одного вида к определенным зонам. Эта закономерность достаточно четко выявлена только для концентрических кратеров, большинство которых лежит по берегам морей и в их прибрежных частях. В других случаях такая связь лишь предполагается, но не может считаться достоверной: например, полоса одноразмерных кратеров Алианцензий — Аль-Мамун, проходящая по слабо намеченному перегибу поверхности, северо-западнее которого местность интенсивно подтоплена.

3. Структурные связи кратеров. Они наблюдаются сравнительно редко: как правило, из двух соседних кратеров один просто перекрывает другой. Поэтому следует допустить, что кратеры, в которых структуры одного продолжаются структурами другого, образовались «нестандартным» образом; скорее всего эти структуры формировались длительно — эндогенным способом.

Структурные связи хорошо проявлены в цепи Птолемей—Вальтер, в парах Ольберс—Гедин, Миллер—Насиреддин, Уатт—Штейнхель, в структуре сложного кратера Спиноза, в группе, расположенной у 7° с. ш., 108° в. д. Выражены они в том, что вал одного кратера может переходить в центральный хребет соседнего, два кратера имеют прямую смежную перегородку либо же перегородка опущена и по оси пары кратеров протягивается единый продольный хребет; валы соседних кратеров соединяются тангенциальными к валам разрывами и гребнями, а последние переходят на внутренние склоны валов и превращаются в террасообразующие разрывы; от вала одного кратера иногда ответвляется гребень, который проникает внутрь другого кратера; полигональные валы некоторых кратеров сливаются в неправильную решетчатую структуру. В случае Посидония и Шагорнака видно, что вал Посидония перекрывает северный вал Шагорнака, но в то же время его южный вал ничем не перекрыт и сливается по касательной с валом Посидония, что невозможно при ударном генезисе.

Как сказано, в большинстве случаев вал молодого кратера перекрывает вал более древнего. Иногда смежные перегородки опущены и затоплены. Но есть кратеры, где затопление отсутствует, но нет и признаков перекрытия или смежной перегородки, тогда можно сделать вывод о строгой одновременности или, скорее, о длительности формирования этих кратеров и отнести такие кратеры к эндогенным (Вогель—Вогель А).

Редки, но весьма представительны примеры взаимопересечения кратерных валов. Впервые на них обратил внимание П. Мур (Moog, 1966b).

Р и с. 19. Взаимопересекающиеся кратеры

→

А — лунки в Альпийских горах, диаметр большей — 6 км

Б — структура восточнее кратера Биела, ширина кадра 70 км

В — Мейн и Чаллис, 50 и 60 км (северная полярная область)

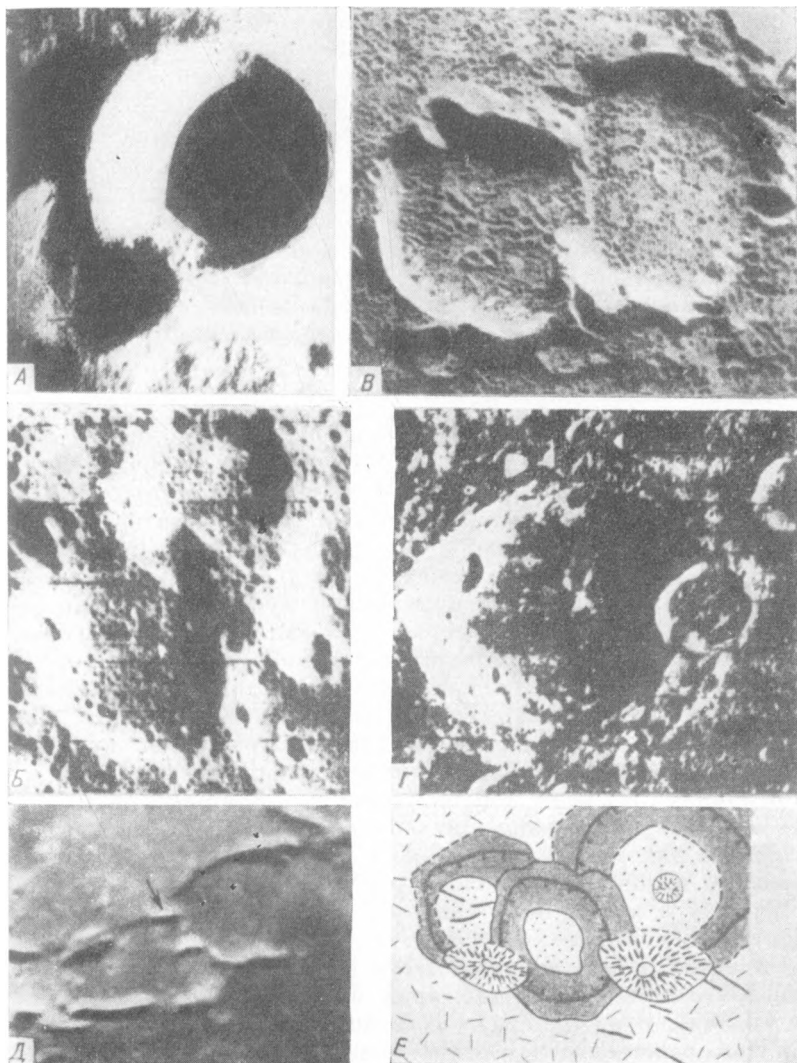
Г — Биела, диаметр 70 км: гребень восточного вала прослеживается внутри меньшего, более молодого кратера

Д — Парри М, диаметр 25 км; стрелкой показано место пересечения валов

Е — кратеры между Клавием и Лонгомонтаном, диаметр среднего 30 км: валы северного и южного кратеров пересекаются валом среднего, на пересечениях — вулкановидные возвышения. Условные обозначения см. на рис. 7

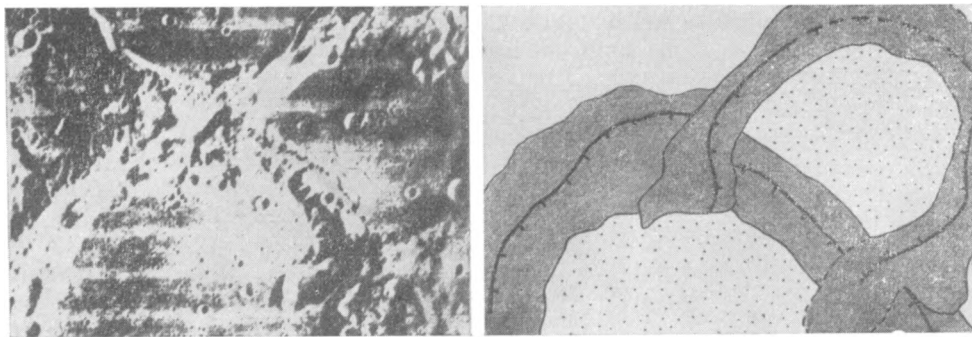
Правда, почти все указанные им примеры впоследствии не подтвердились, и то, что он считал следами древних валов на днищах молодых кратеров, оказалось их центральными горками (Влакк, Розенберг). Появление вулканогенных (сложно построенных) центральных горок в небольших кратерах на валах крупных цирков само по себе интересно, но сейчас речь не об этом. На рис. 19 и 20 видно, что существуют пары кратеров, валы которых взаимно пересекают друг друга, что невозможно при ударном происхождении обоих кратеров; по крайней мере один из них должен быть вулканогенным. Обычно же оба таких кратера сходны по морфологии, и можно допустить вулканогенное происхождение и того и другого кратера (Мейн—Чаллис, Несмиф — Фосилид).

Кроме отчетливых взаимопересечений попадаются случаи, когда в месте стыка валов перекрывающего и перекрываемого кратеров располагается вулканическое сооружение (Винер, Эйнтховен, кратер восточнее



Парцельса). Если кратеры ударные, то неясно, почему вулкан возник именно в точке, наиболее перекрытой выбросами (наложение двух валов) и наименее трещиноватой (по краю как того, так и другого кратера); в то же время пересечение двух магмоподводящих кольцевых трещин — самое подходящее место для вулкана.

4. Концентрические структуры. В кратерах диаметром порядка десятков и сотен метров такие структуры в принципе объясняются метеоритной гипотезой (если принять двух-трехслойную модель субстрата, в котором образуется ударный кратер). Ударный генезис таких кратеров подтверждается большим количеством крупных глыб, разбросанных вокруг кратеров.



Р и с. 20. Цирки Несмиф и Фослид

Валы одного цирка пересекают валы другого, но в свою очередь срезаются ими
Условные обозначения см. на рис. 7

У кратеров диаметром не более нескольких километров концентрические структуры встречаются редко и морфологически отличаются от меньших концентрических форм: по сути это два-три вложенных один в другой кратера, с хорошо выраженными валами (Март; кратер в Гумбольдте, между его центральной горкой и восточным валом). В 6-километровом кратере на 35° с.ш., 43° з.д. между центральной лункой и внешним полигональным валом проходит полукольцо куполов, очевидно эндогенных (рис. 21). Если бы такие кратеры образовались ударным путем, то их должно было быть гораздо больше на лунной поверхности среди однородных лунок. Видимо, эти кратеры образованы накоплениями пирокластики вокруг центральных жерл и соответствуют сложным земным вулканам; несколько концентрических валов образуются при нескольких сериях извержений, различающихся интенсивностью.

На карте в основном отражены концентрические кратеры с диаметрами порядка 20—100 км. Как правило, их концентрическая структура образована не единым валом, а разнородными элементами: валами, трещинами, бороздами, цепочками куполов, уступами (рис. 22). Вся концентрическая структура может быть сдвинута относительно центра кратера и примыкать к основному кратерному валу (Посидоний, Гассенди). Есть кратеры, в которых центральная часть дна приподнята в виде округлой платформы, а выступающие края этой платформы образуют кольцевой вал (Сабин). В одних кратерах пояс мелких концентрических гряд и трещин непосредственно примыкает к подножью кратерного вала

(Лавуазье), а в других — отделяется от вала полосой морских пород (Ингирами).

Все это разнообразие структур не могло появиться в результате одинаковых метеоритных ударов. Эндогенное происхождение концентрических кратеров подтверждается другими признаками: гладкими внешними склонами (Вителло), экструзивным происхождением части основного вала (Гассенди), структурными взаимоотношениями (36° с.ш., 77° з.д.) и, главное, расположением этих кратеров по берегам морских впадин при редкости их на других участках.

5. Форма вала в плане. Может служить критерием эндогенности кратера в тех случаях, когда ее нельзя объяснить другими путями. Кратеры с полигональными очертаниями могут возникать при метеоритных ударах (Аризонский), а при падении вторичных обломков со скоростью меньше 4 км/сек появляются вытянутые эллиптические формы (Болдуин, 1967).

С другой стороны, значительная часть крупных кратеров изменена последующими процессами, их валы часто спрямлены разрывами, перекошены сдвигами, внутренние части опущены и перекрыты лавами, причем опускание захватывает внутренние части валов и смежные перегородки соседних кратеров (Хабаков, 1949; Spurr, 1944—1950; Суханов, 1969а).

Можно было бы определить каким-либо образом степень отклонения формы кратера от круговой и кратеры с отклонением свыше определенного значения относить к эндогенным. Однако работы в этом направлении показали (Adler, Salisbury, 1969), что для большинства кратеров такие отклонения в общем связаны скорее с возрастом кратера и соответственно со степенью его дислоцированности, а не с первоначальной формой.

В другой работе (Murray, Guest, 1970) оценка индекса округлости лунных кратеров показала, что 83% из них сходны по этому показателю с метеоритными и искусственными взрывными кратерами, а остальные 17% ближе к кальдерам, причем в эти 17% попали все кратеры, кальдерный генезис которых предполагался по морфологическим данным. Однако эти авторы использовали только недислоцированные, преимущественно морские кратеры; вопрос о материковых кратерах (а их большинство) остался открытым.

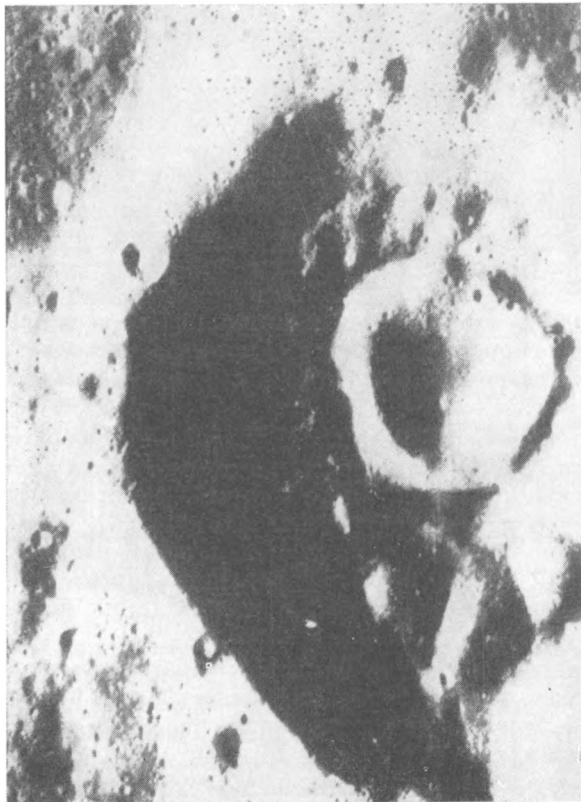
Аналогичная статистическая обработка материковых кратеров могла быть дать интересные результаты, но по объему она вышла бы за рамки данной работы. Поэтому здесь на карте показаны лишь наиболее яркие примеры полигональных и вытянутых форм (рис. 23, 24).

Так, никакими ударными воздействиями нельзя объяснить возникновения сильно вытянутых кратеров типа Шиллера. Очертания относительно свежих валов этого кратера не дают оснований считать его модифицированной слившейся кратерной цепью; к тому же в его окрестностях нет систем разрывов с амплитудой, достаточной для такой модификации. Характер вала и его ширина немногим различаются на разных сторонах Шиллера, поэтому он не мог появиться при косом «пропахивающем» ударе, который создал бы направленный выброс. (Вообще надо отметить, что направленные выбросы хорошо видны у некоторых мелких эллиптических вторичных кратеров, но что-либо похожее на них почти не встречается у крупных вытянутых форм.) То же можно сказать о Ван-де-Граафе с его прямыми северо-восточными валами.

Другой вытянутый кратер, Бошквич Р, находится в зоне субпараллельных разрывов, и направление его длинной оси совпадает с направлением разрывов. Но никакими сбросами и сдвигами нельзя даже из овального кратера получить такие тонкие прямые валы, складывающиеся в прямоугольник; о косом ударе говорить не приходится.

Нельзя объяснить косыми «пропахивающими» ударами и грабенообразные рвы с прямыми субпараллельными узкими валами (типа борозд на валах В. Бонда или Бадде): они изгибаются по простирацию, включают перемычки и отдельные лунки, и в то же время на больших участках имеют прямолинейные валы, которые не могли возникнуть при падении цепи обломков.

К предположительно вулканическим отнесены некоторые кратерные



Р и с. 21. Небольшой кратер с внутренней лункой, координаты кратера 35° с.ш., 43° з.д.

Внутренняя лунка округлая, внешний вал несколько полигонален, с гладкими внешними склонами; между внешним и внутренним валами видна цепь куполов. Ширина кадра 5 км

Р и с. 22. Посидоний — кратер с концентрическими структурами (диаметр 85 км)

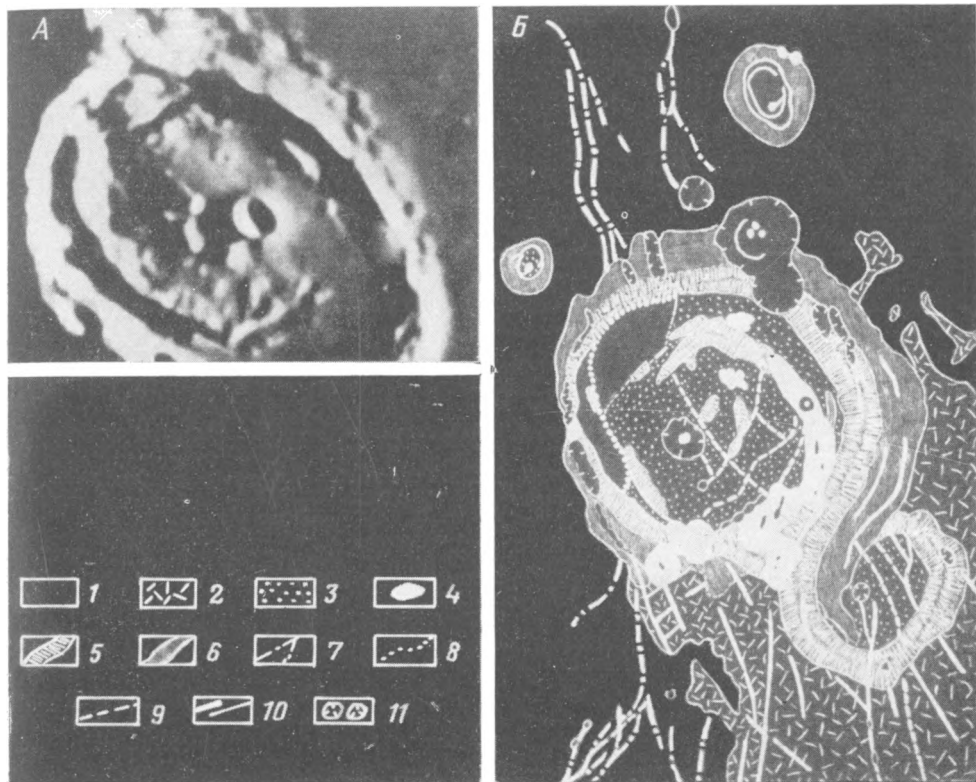
А — телескопическая (с несколько искаженным ракурсом) фотография
 Б — схема дешифровки
 1 — море; 2 — материк; 3 — днища кратеров; 4 — вулканы; 5 — кольцевые хребты; 6 — внешняя зона вала; 7 — морские валы; 8 — рилли; 9 — трещины раскрытия; 10 — разрывы; 11 — лунки

цепи, у которых внутренние перегородки опущены и затоплены, так что на местности различаются лишь субпараллельные валы, состоящие из едва различимых полудуговых сегментов. Здесь проявлены общие для всей борозды сбросы (грабен) и вулканизм (затопление), что свидетельствует о глубоких корнях структуры.

Указанием на эндогенное происхождение кратеров являются те полигональные валы, прямолинейные отрезки которых имеют продолжение на окружающей местности в виде гряд, разрывов, прямолинейных отрезков валов соседних кратеров или цепей лунок (Птолемей, Альфонс, Бирмингем).

В некоторых случаях валы округлых кратеров также продолжают-ся по касательным прямыми гребнями (небольшой кратер на валу Маджини, Риччиоли). Некоторые из таких «продолженных» кратеров-полумесяцев описаны автором ранее (Суханов, 1969а). Конечно, вполне возможны случайные совпадения, особенно в областях интенсивного за-топления, где от тесно расположенных угловатых кратеров остаются только беспорядочные обрывки гребней. Но в целом кратерные валы, непрерывно переходящие в касательные валы, предпочтительнее считать эндогенными, особенно при наличии других следов вулканической дея-тельности.

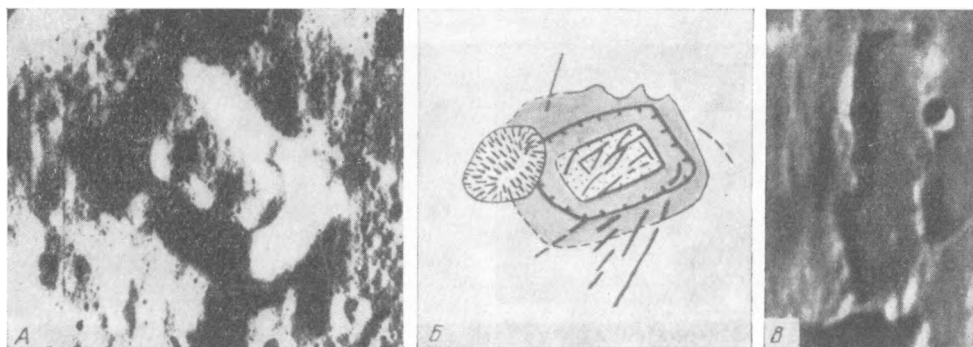
6. Аномальная ширина вала. В большинстве случаев кратеру данного диаметра соответствует определенная ширина кратерного вала, что со-



гласуется с гипотезой метеоритного происхождения кратера. Но встреча-ются крупные кратеры с необычно узким валом (разумеется, речь идет о кратерах хорошей сохранности, валы которых не перекрыты послед-ними отложениями — лавами или выбросами соседних кратеров). Так, в 45-километровом Рейнгольде средняя ширина внешнего склона вала — около 15 км, что типично для данного размера. А в 50-километровом кратере на 18° ю.ш., 90° з.д. ширина вала внешнего склона всего 5—7 км (при этом материал вала перекрывает окружающую местность). Очеви-дно, метеоритный выброс должен был дать гораздо большую ширину вала.

В кратере Крылов аккумулятивный вал на некоторых участках вообще отсутствует: окружающая местность повышается с приближением к кратеру и смыкается с внутренним склоном кратера, ничем не перекрываясь; это поднятие скорее всего имеет тектоническое происхождение. В некоторых мелких кратерах (диаметром порядка 5—15 км) приподнятый вал вообще отсутствует; очевидно, такие кратеры возникли за счет проседаний без выброса.

С другой стороны, некоторые небольшие кратеры расположены на широких пологих поднятиях, которые незаметно сливаются с окружающей местностью, и объем их меньше объема вала, что опять-таки нельзя объяснить выбросом.



Р и с. 23. Прямоугольные кратеры

А — кратер-просадка 6 × 8 км на материковом выступе между Морем Дождей и Океаном Бурь; валы почти не выражены, на дне три купола

Б — дешифровка кратера 12 × 17 км в цирке Барбье обратной стороны; условные обозначения см. на рис. 7

В — Бошкович Р — грабенообразный кратер длиной около 60 км, с узкими прерывистыми валами, заполненный темным морским веществом

Р и с. 24. Кратер Шиллер

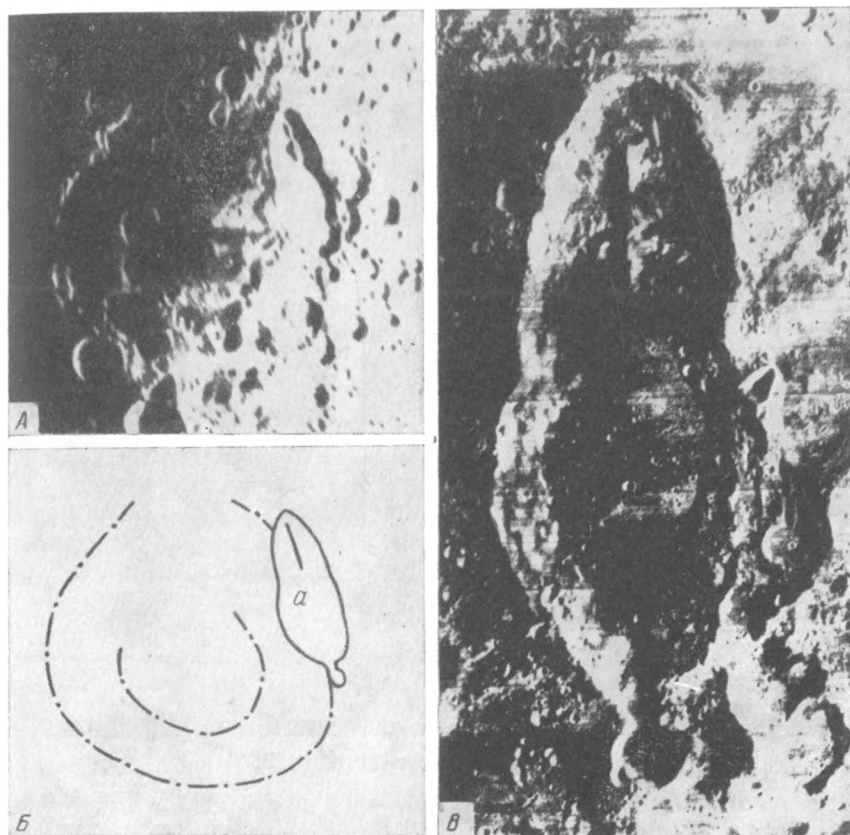
А и *Б* — положение кратера в структуре талассоида; сплошные линии — очертания кратера и его центральная дайка (*а*), штрихпунктир — гребни валов талассоида

В — кратер в более крупном масштабе (100 км по длинной оси); хорошо видно, что Шиллер образован не из ряда слившихся кратеров, как могло бы получиться при ударном происхождении, а является единой структурой. В северной части видна дайка, вытянутая по оси кратера

7. Сглаженные внешние склоны валов. Они широко распространены среди древних кратеров, но среди молодых кратеров встречаются редко; к тому же детальность фотографий обычно недостаточна для того, чтобы судить о тонкой структуре вала. В древних кратерах такая сглаженность, вероятно, появляется из-за длительной переработки первоначально неровной поверхности; особенно это относится к кратерам малого диаметра, с небольшим размахом первичного рельефа склонов. Но в молодых кратерах она является первичной и свидетельствует об эндогенном происхождении кратера. Во всех кратерах, для которых предпола-

гается ударное происхождение (по наличию протяженных лучей, вторичных лунок). внешние склоны имеют струйчатый, бугристо-бороздчатый или дюнный рельеф, а иногда различаются отдельные глыбы поперечником в десятки метров, хаотично раскиданные по валу. Отсутствие такого рельефа на склонах вала указывает на иной (неударный) способ образования кратера.

В качестве примера можно взять два небольших кратера: Мёстинг С диаметром 3,8 км с венцом светлых лучей и дюнным рельефом вала и Коперник Н диаметром 4,6 км, с темным ореолом и гладкими склонами; первый надо считать ударным, а второй — эндогенным (рис. 25).

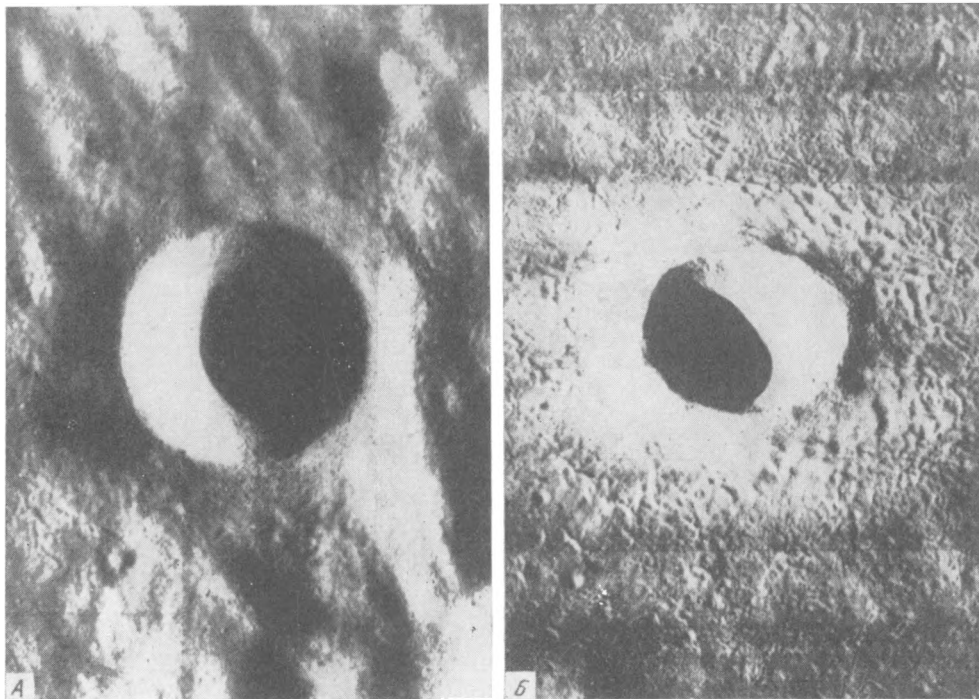


Среди более крупных форм сглаженность склонов хорошо видна у Сабина, Риттера, Делабра, Райта и Шейлера. В некоторых случаях рельеф внешних склонов выглядит пересеченным, но их поверхность на фотографиях представляется «размытой», «зализанной», как если бы при печати фотографии слегка сбилась фокусировка; при ближайшем рассмотрении оказывается, что «размытость» появляется из-за того, что на поверхности нет мелких трещинок, валиков, мелких лунок, которые обычно встречаются повсеместно, видимо они перекрыты тонким слоем какого-то вещества, скорее всего вулканического происхождения (рис. 26).

Так, на обратной стороне Луны на 5° ю. ш. и 145° в.д. есть структура из двух сцепленных кратеров с диаметрами около 25 и 40 км. Они обращают на себя внимание характерной субконцентрической трещиноватостью лавового дна и вот этой самой «размытостью» низких узких валов. При большем увеличении обнаруживается, что вал с куполовидным профилем перекрывает трещины дна и, следовательно, вал моложе дна, т. е. ударное происхождение для него исключается.

Сглаженность или «размытость» характерна для валов некоторых кратеров-фантомов, например Гамбара или Флемстида Р, для которого установлено эндогенное происхождение (Guest, Fielder, 1968).

Перечисленные выше признаки, если они проявлены достаточно четко, можно считать вполне надежными свидетельствами эндогенности кра-



тера. Кроме того, в лунных кратерах широко представлены структуры, которые могли возникнуть как в вулканогенном кратере, так и в метеоритном, переработанном вулканизмом. Это вулканы, экструзии и лавовые озера на валах кратеров, лавовые днища, готические системы разрывов и террасы.

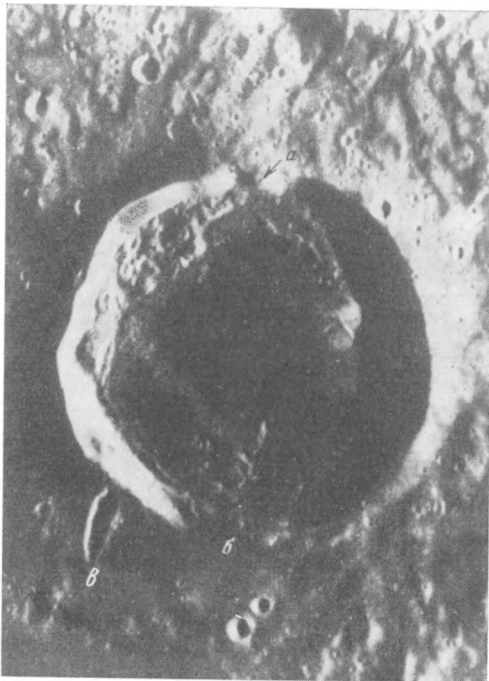
1. Вулканы, перекрывающие гребень кратера, встречаются как в вулканогенных кратерах, так и в струйчато-лучевых, очевидно метеоритных, кратерах, например в Тихо, Анаксагоре, Филолае. В большинстве случаев это небольшие формы, расположенные на гребне широкого, массивного вала. Но встречаются крупные вулканы, перекрывающие узкие гребни относительно небольших кратеров, например кратер на 12° с. ш., 76° з. д. диаметром 20 км с общей шириной вала около 6 км перекрыт вулканом с поперечником основания 8 км; другой кратер — Кригер —

имеет диаметр около 20 км, а на его северном валу располагается вулкан такого же диаметра, перекрывающий всю северную часть вала. Кратеры с такими крупными вулканами можно предположительно отнести к вулканогенным, поскольку магматические каналы располагались в них главным образом по краю, под валом кратера, а не под центром, как следует из гипотезы иницированного вулканизма. Иногда протяженный разрыв фиксируется на местности небольшими трещинами, бороздами и грядами, но при пересечении этого разрыва с валом кратера появляется вулкан, — такие кратеры также можно отнести к предположительно вулканогенным (восточная часть Струве, Барроу).

Э к с т р у з и и являются свидетельством вулканогенности кратера только тогда, когда они распространены по всему периметру этого кратера

←

Р и с. 25. Внешние склоны кратерных валов
 А — Коперник Н, диаметр 4,6 км, — эндогенный кратер с гладкими склонами и с темным ореолом
 Б — Мёстинг С, диаметр 3,8 км, — ударный кратер с дюнным рельефом и вторичными лунками



→

Р и с. 26. Кратер Копф

Диаметр кратера 50 км. Вал — узкий и сглаженный, струйчатых выбросов нет, дно заполнено темным вулканическим материалом, северный гребень вала перекрыт небольшим вулканом (а), а южный — плащом темных отложений (б). От гребня отходит вулканический ров (в)

(Флемстид Р) или на значительном отрезке кратерного вала (кратер в цирке Килер). В некоторых кратерах удается различить перекрытие дна кратера материалом его вала (Гумбольдт), но качество снимка не позволяет выяснить, местное ли это перекрытие или оно прослеживается по всему внутреннему периметру; если оно местное, то тогда оно могло появиться в результате оползания стенок кратера или при излиянии лавы на склоне.

Л а в о в ы е о з е р а на валах встречаются в типично эндогенных (Альфонс) и в типично метеоритных (Тихо) кратерах. В Аристархе с его крутыми склонами почти нет горизонтальных площадок, где могли бы скопиться лавы, зато на внешних и внутренних склонах видно несколько лавовых языков. В Копернике лавовые языки спускаются от некоторых озер на дно кратера. (Эти озера не могут состоять из обломочного мате-

риала по той простой причине, что они занимают только некоторые понижения рельефа и западины террас, тогда как другие понижения того же характера остаются незаполненными.)

2. **П л о с к и е д н и щ а** кратеров, по мнению автора, почти всегда свидетельствуют о вулканизме, хотя это еще не означает вулканического происхождения самого кратера. Посреди плоских дниц часто видны реликты рельефа: обрывки гребней, останцы мелких кратеров, которые перекрыты материалом дна совершенно так же, как морской материал перекрывает материковый рельеф. Очевидно, этот рельеф появился на дне кратера в начальные этапы его формирования и был затем перекрыт горизонтально залегающими толщами.

Как правило, плоские днища имеют четкие контакты с внутренними склонами валов, и если вал пересечен разрывами, то на контакте с днищем эти разрывы исчезают, явно перекрываясь горизонтально залегающим материалом.

Если один кратер наложен на другой и вал более позднего кратера проходит по дну более раннего, то можно легко проследить все переходные формы такого вала: от слегка подтопленного, с четкими внешними границами (тогда как по всему периметру они постепенные), и до реликтов вала, попавшего на дно соседнего кратера и почти полностью затопленного.

Нет никаких различий между структурой и положением морского вещества, затопляющего такие кратеры, как Архимед и Платон, и структурой и положением вещества дниц во множестве кратеров материка. Единственное осложнение, которое иногда наблюдается, — это многофазность: в отдельных участках светлого плоского дна появляются темные породы типично морского облика — по краям дна (Гумбольдт) или занимая почти всю центральную часть (Циолковский). Точно так же отдельные ровные участки светлого вещества на дне кратеров могут перекрывать светлые же, но более холмистые участки дна. Нет никакого различия между древнеморскими породами (Суханов, 1969б), заполняющими понижения на межкратерных пространствах, и породами, заполняющими днища кратеров. Более того, очень часто они соединяются проливами через проемы в кратерном валу, образуя типичные кратеры-полумесяцы, свойственные окраинам темных морей.

В некоторых цирках на плоском дне виден характерный рисунок трещин, которые по очертаниям и профилю похожи на морские трещины. На материке такие трещины встречаются лишь на участках древних морей. Интересно, что иногда эти трещины пересекают центральную горку цирка или прослеживаются по валу молодого кратера, врезанного в плоское днище. Это означает, что, во-первых, трещины не есть результат простого растяжения лавовых покровов при их остывании, но имеют глубокое заложение; во-вторых, они появляются не сразу, но спустя какое-то время после образования плоского днища. А рисунок трещин иногда свидетельствует о сводовом воздымании и соответствующем растяжении всего дна кратера (Гумбольдт).

Наконец, в некоторых кратерах на плоском дне различаются вулканические жерла (Альфонс), вулканические конуса (Юперник, Аристарх, Тихо), отдельные потоки лав (Тихо, Циолковский), морские валы Гассенди); иногда дно затоплено выше уровня окружающей местности (Варгентин).

Невулканическое происхождение могут иметь только те днища, у которых отмечаются неясные контакты с бортом кратера, вогнутый или

чашевидный профиль, отсутствие затопленных реликтов. Среди крупных форм таких кратеров сравнительно немного.

Интересно, что в кратерах почти нет морских валов и извилистых риллей; они появляются только в талассоидах, которые, по-видимому, являются формами, переходными от кратеров к морям.

Центральные горки кратеров, если учитывать возможность инициированного вулканизма, не являются признаком вулканогенности самого кратера; в этом отношении более перспективными представляются центральные хребты и дайки, упоминавшиеся выше.

3. Готические структуры до сих пор изучены очень слабо. Этот термин предложен Дж. Е. Спёрром (Spurr, 1944—1950); А. В. Хабаков (1949, 1960) называет их «структурами древесного сучка». Первый термин кажется более подходящим из-за сходства этих структур с вложенными одна в другую готическими арками. Речь идет о системах перекрестных гребней и борозд северо-западного и северо-восточного направлений, преимущественно на северных и южных замыканиях кратерных валов (рис. 27). Эти линии, прямые или слабо изогнутые, отходят по касательным от гребня вала или же по касательным от внутренних террас вала (при этом они пересекают гребень вала, выходя на его внешний склон); часть линий следует параллельно друг другу по внешним склонам вала. С удалением от кратера они слегка расходятся в виде веера. Пересекаясь, эти линии создают характерную решетчатую систему с ромбическими ячейками. Обычно они прослеживаются не только в пределах сплошного покрова кратерного вала, но и переходят на окружающую местность. Кстати, сам этот покров на северном и южном валах распространяется зачастую шире, чем на западном и восточном. Готические структуры видны преимущественно у кратеров относительно свежего облика, с мощными и широкими валами.

При изучении этих образований настораживает их повсеместная приуроченность к северному и южному обрамлениям кратеров. Не связано ли это с условиями освещения, направленного всегда с запада или востока? Действительно; иногда можно различить такие перекрестные линии по всему периметру кратера (Пифагор, Аристотель). Далее, не пытаемся ли мы инстинктивно привнести упорядоченность туда, где ее нет, и наметить перекрестную сетку линий на беспорядочном скоплении холмов и западин? По-видимому, иногда и это имеет место (Лангрэн). И наконец, возникли эти формы в результате выброса материала из кратера (а динамика таких крупных взрывов пока остается неясной) или они связаны с разрывной тектоникой? (Морфология этих структур не позволяет считать их пликативными дислокациями, как это делал Дж. Е. Спёрр.)

Пристальное изучение готических структур показывает, что они все же существуют реально, хотя и не столь распространены, как кажется с первого взгляда. Террасообразующие разрывы чаще переходят за гребень вала в северном и южном секторах кратера. Северный и южный участки гребня часто рассечены бороздами, понижены или же, наоборот, увенчаны вулканами. Иногда готические структуры резче проявлены на одном из валов, северном или южном, по сравнению с другим. Наконец, они присущи не всем молодым кратерам, а только некоторым. Кроме того, в отдельных кратерах с готическими системами связаны проявления вулканизма (Тарунций, Филолай).

Очевидно, готические системы отражают не структуру выброса, а систему разрывных нарушений. Иначе непонятно, почему они представ-

лены не во всех кратерах и почему тяготеют к северному и южному обрамлениям кратеров.

Как уже говорилось в разделе о структурных связях кратеров, готические системы перекрестных разрывов бывают общими для двух смежных кратеров (Вернер—Алиацензий, Региомонтан—Вальтер, Гумбольдт—Гекатей и др.). В этом случае террасы одного кратера продолжены касательными к ним разрывами через вал, общий для обоих кратеров, и присоединяются к террасам соседнего кратера. Это, видимо, говорит о крутом падении террасообразующих и готических разрывов,— при пологом падении террасных разрывов они были бы наклонены внутрь каждого кратера, т. е. в противоположные стороны, и не могли бы соединяться общим разрывом; следовательно, террасы возникают не из-за простого оползания стенок кратеров.

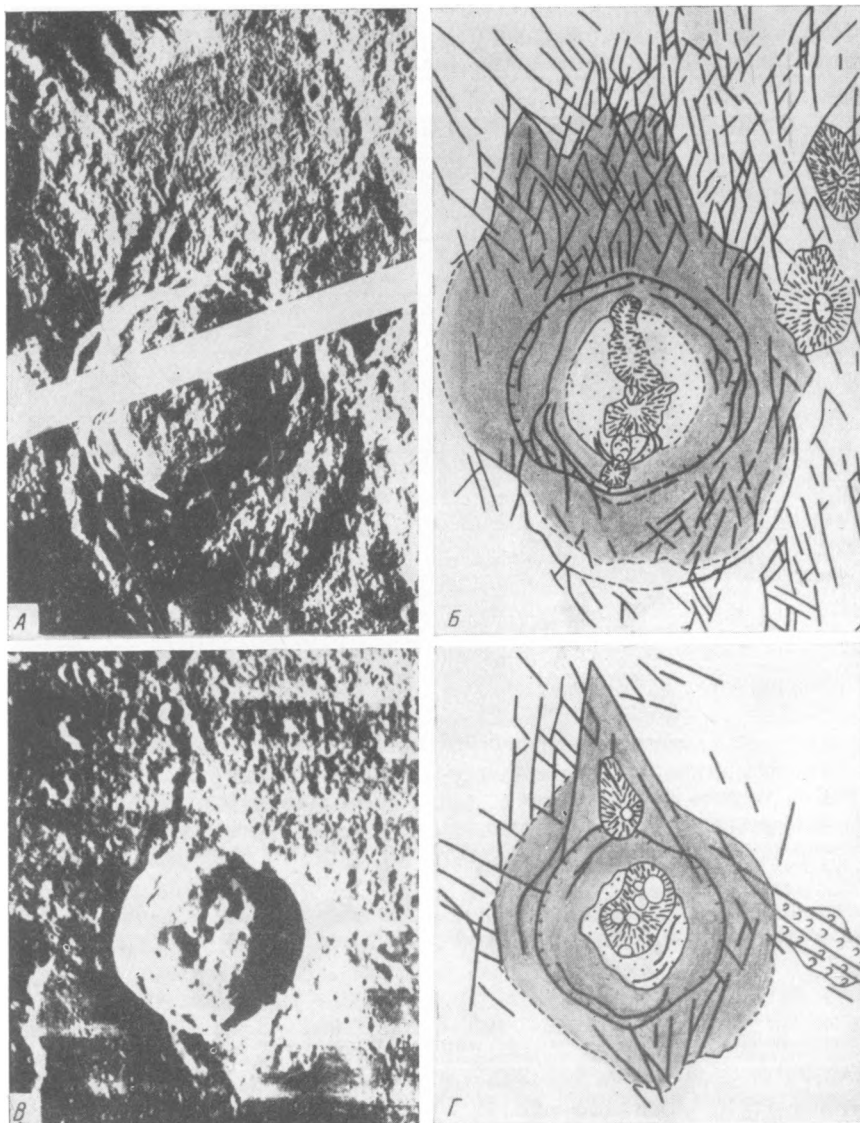
Появление готических систем разрывов свидетельствует о каких-то тектонических напряжениях (например, широтное сжатие) в момент образования кратера, но они не дают никаких указаний относительно того, был ли кратер вулканогенным или первично-метеоритным.

4. Т е р р а с ы отмечаются в подавляющем большинстве свежих кратеров диаметром в десятки километров, среди которых, очевидно, есть и ударные формы. Поэтому они не могут служить признаком вулканогенности. Но отмеченное выше крутое падение террасообразующих разрывов и лавовые озера на террасах указывают на глубокое заложение этих разрывов, равно как и других разрывов на днищах кратеров (рис. 28). Вообще говоря, оползание бортов лунных кратеров, предлагаемое для объяснения появления террас, представляется проблематичным: на Земле в эффузивных породах сохраняются крутые (до 40°) откосы высотой 300—400 м, на Луне это соответствует откосам высотой до 2—2,5 км, и к тому же отсутствие воды должно предохранять их от оползания. Поэтому террасы, видимо, следует считать признаком эндогенной активности, проявленной в кратере независимо от его происхождения.

На эндогенную природу вала могут указывать лишь некоторые террасы его внешнего склона, но они отличаются от террас внутреннего склона. Они более расплывчаты, и опущенным оказывается не внутренний блок, а внешний, так что остается сравнительно острый гребень вала, отделенный четким перегибом от пологих внешних склонов. Такой гребень может означать либо задираание слоев по краю взрывного кратера (но при первых же проседаниях по внутренним террасам такой гребень должен погрузиться в кратер), либо, что более вероятно, тектоническое или вулканическое происхождение гребня вала. Этот признак нельзя считать достаточно надежным, потому что сходная картина возникает при обычных проседаниях вала в кратер и при образовании трещин и борозд на внешних склонах вала.

5. П р и у р о ч е н н о с т ь кратера к какой-либо структуре при составлении карты почти не учитывалась, так как большинство таких случаев можно объяснить случайным совпадением. Например, Ламберт располагается на стыке двух мощных морских валов; но валы в этом районе настолько часты, что вероятность попадания метеорита в морской вал довольно велика. Или другой кратер, на юго-западном валу Барроу: он лежит на пересечении вала с зоной северо-восточного разрыва, но кратеры близких размеров довольно часто встречаются на окружающей территории; поэтому только удлинение этого кратера в направлении разрыва и проявления разрыва на дне кратера позволяют отнести его к вулканогенным.

Есть и некоторые другие особенности кратеров, поддающиеся двойному толкованию; так, еще Дж. Е. Спёрр описал кратер (19° ю.ш., 3° в.д., диаметр 80 км), в котором, по его мнению, один из секторов представляет собой участок окружающей местности, не захваченный опусканием в провальный кратер. Однако пока не только не найдено других



Р и с. 27. Готические системы разрывов

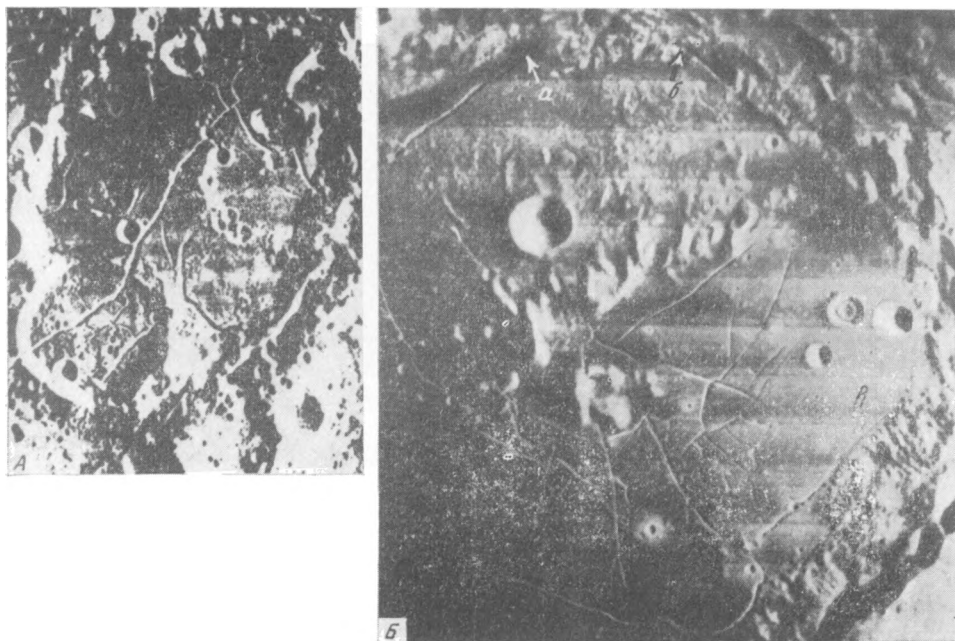
А, Б — кратер Филолай, диаметр 70 км; разрывы маркируются трещинами, бороздами, гребнями и цепями лунок

В, Г — кратер Марков, диаметр 50 км; южное замыкание вала частично перекрыто морем, и готическая система здесь обрезана

Условные обозначения см. на рис. 7

убедительных примеров такого рода, но и сама эта депрессия вполне может быть образована несколькими древними слившимися кратерами с общим затопленным дном.

К сожалению, определенному генетическому истолкованию поддаются лишь детали кратеров относительно хорошей сохранности. Дешифрирование множества древних кратеров сильно затрудняется следами позднейших процессов, искажающих облик кратера до такой степени, что часто трудно даже различить в скоплении холмов, борозд, гребней и лунок очертания древнего кратера.



Р и с. 28. Трещины на дне кратеров

А — Репсольд (90 км); одна из трещин на дне продолжается к юго-западу и пересекает вал меньшего кратера, наложенного на вал Репсольда; поэтому она возникла не из-за растрескивания лавового покрова, но имеет глубокое заложение

Б — Гумбольдт. Вероятно, возникновение радиальных и концентрических трещин объясняется сводовым воздыманием всего днища цирка, как в ресургентных кальдерах. Часть трещин перекрыта позднейшими излияниями (*а — в*). Ширина кадра 120 км

* * *

Итак, в настоящее время в нашем распоряжении нет такого твердого критерия, благодаря которому можно было бы сказать о любом произвольно взятом кратере, является ли он вулканическим или метеоритным. Особенно это касается древних эродированных форм. Положение осложняется тем, что большое количество крупных кратеров, считающихся метеоритными, определенно подверглось вулканической переработке.

Однако имеется ряд признаков, каждый из которых, будучи хорошо проявлен (в случае детальных фотографий и кратеров хорошей сохранности), позволяет установить вулканогенную природу данного кратера,

в особенности если он сопровождается и другими признаками. В кратерах, искаженных последующими процессами, и при использовании фотографий недостаточного разрешения выделение вулканогенных кратеров затруднено, и этот вопрос следует решать в каждом отдельном случае по комплексу признаков.

Морские образования

«Аполлон-11», «Аполлон-12», «Аполлон-15» и «Луна-16» доставили с поверхности темных (относительно молодых) морей образцы лав базальтоидных пород. «Сервейор-V», «Сервейор-VI» и «Луна-17» совершили посадки в темных морях и произвели химические анализы, показавшие сходство состава пород в этих точках с составом образцов, доставленных на Землю. По фотографиям аппаратов серии «Орбитер» было обнаружено, что морфология морских областей близка к морфологии базальтовых лав типа пахуху, что согласуется с малой вязкостью лунных лав (Weil а. о., 1970).

Таким образом, можно считать, что темные моря образованы в основном площадными излияниями лав базальтоидного состава.

Кроме молодых, темных, морей на поверхности Луны распространены участки древних, светлых, морей. Ранее нами было показано, что по морфологическим данным древние моря аналогичны молодым, темным, морям, отличаясь от них только светлой окраской и большей пересеченностью рельефа, что объясняется скорее всего более длительной метеоритной и тектонической переработкой их поверхности; такое сходство дает основания предполагать близость их состава (Суханов, 1969б; Суханов, Трифионов, 1969). Не останавливаясь на этом вопросе более подробно, следует все же перечислить признаки, по которым выделяются древнеморские участки.

1. Вывороченность отдельных участков, находящихся в районах с пересеченным материковым рельефом.
2. Ингрессивные контакты («заливы» и «бухты») пород этих участков, залегающих во впадинах, с образованиями окружающего материка.
3. Перекрытие систем разрывов породами выровненных участков.
4. Перекрытие материковых кратеров породами выровненных участков с образованием кратеров-полумесяцев и кратеров-фантомов.
5. Дефицит кратеров меньше какого-либо диаметра в пределах одной материковой области при нормальной плотности кратеров в окружающих районах (Dodd а. о., 1965).
6. Выполнение светлыми породами с выровненной поверхностью круглых материковых впадин (талассоидов) с кольцевыми береговыми хребтами (кордильерами).
7. Постепенные переходы между молодыми темными морями и светлыми выровненными участками. Такие выровненные участки не могут быть образованы мощными обломочно-пылевыми накоплениями по следующим причинам: а) по соседству с выровненными участками существуют находящиеся на том же высотном уровне районы с пересеченным рельефом, ничем не перекрытые, — обломочный слой должен был бы перекрыть все понижения; б) на выровненных участках встречаются грабенообразные трещины с крутыми бортами и следы позднейших тектонических подвижек, — в обломочно-пылевом слое они должны были бы снивелироваться; в) морфология этих участков аналогична морфологии темных морей, сложенных лавами.

Многие участки древних морей, показанные на карте, могут иметь другие очертания или же вообще могут оказаться неморскими (хотя трудно понять, каким иным способом могла образоваться обширная ровная поверхность). Все же на карте масштабы морского вулканизма в целом скорее преуменьшены. Это видно из того, что чем выше качество фотографий для данного района, тем больше участков древних морей на них различаются. Большинство районов, заснятых достаточно детально, покрыто сплошной мозаикой древнеморских участков; естественно допустить, что и районы, заснятые хуже, имеют сходное строение.

В целом древнеморские образования сформировались раньше, чем темные моря (Суханов, Трифионов, 1969). В. К. Хартман и Дж. А. Вуд (Hartmann, Wood, 1974) показали, что если плотность кратеров на темных морях принять в среднем за 1, то на древних материках она составит примерно 32; значения же плотности кратеров на древнеморских участках распределены по интервалу от 2—6 примерно до 28. Эти подсчеты не позволяют судить об абсолютных возрастах отдельных древнеморских участков, поскольку неизвестны ни скорость убывания метеоритного потока со временем, ни степень участия вулканических процессов в образовании кратерной популяции. Однако есть данные о том, что абсолютный интервал между некоторыми светлыми и темными морями может быть небольшим (Pohn, Offield, 1970). Если так, то можно допустить, что осветление некоторых древних морей связано не с их возрастом, а с отличиями в их вещественном составе.

Хотя морские породы, несомненно, имеют вулканическое происхождение и появляются не в момент формирования круглых морей, а спустя долгое время после их образования (Hartmann, Wood, 1971), сами эти впадины и их кордильеры большинство авторов считают результатом ударов астероидов. Действительно, обширный пояс отложений вокруг самого молодого кольцевого моря — Восточного — производит впечатление массового единовременного выброса (рис. 29).

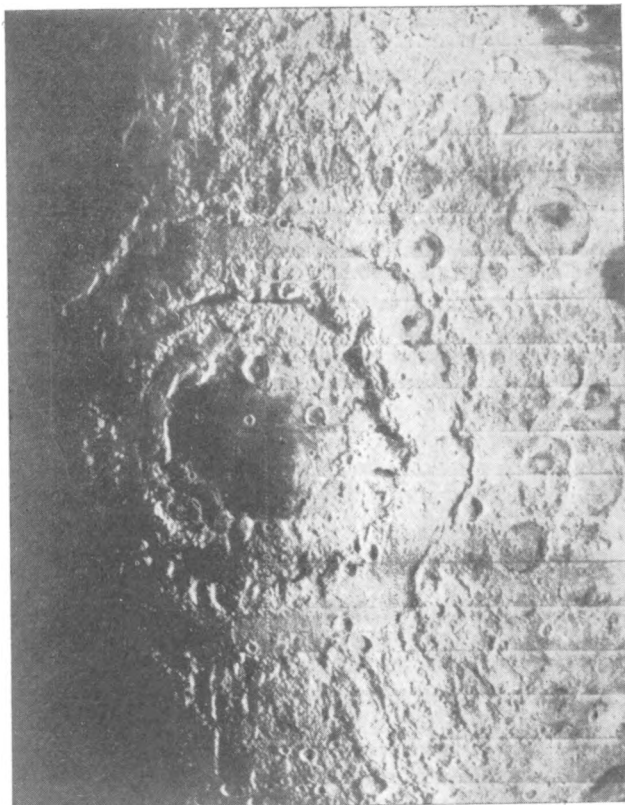
Сейчас трудно сделать обоснованный вывод о природе отложений вокруг Моря Восточного и других морей с концентрически-радиальными структурами. Поэтому на карте они не показаны, как и другие образования неясного генезиса. Однако необходимо отметить некоторые факты, говорящие в пользу эндогенного происхождения «выбросов» кольцевых морей.

1. Радиальные и концентрические системы разрывов круговых морей указывают на тектоническую активность этих структур. Море Дождей вместе с Морями Ясности, Спокойствия, Изобилия и Южным лежит в поясе разрывов, протягивающемся на расстояние более 5000 км почти точно по дуге большого круга. Пояс прослеживается от материкового выступа между Архимедом и Тимохарисом, через горы Гем, Ю. Цезарь, Ламонт, Море Нектара, Долину Рейта и далее на юго-восток. В полосе от Апеннин до Колумба по этим разрывам отмечаются правосторонние сдвиги на 10—15 км. В районе Моря Паров разрывы этого пояса радиальны к Морию Дождей, переплетаясь с другими радиальными разрывами. Если бы не их приуроченность к планетарному поясу деформаций и если бы не сдвиги по ним, то линейность этой зоны можно было бы объяснить выбросом, а не тектоникой.

Южнее Срединного Залива дешифрируется множество линейных тектонических и вулканических структур (борозда Гюльдена, хребет Альфонса, трещины и вулканы Фра-Мауро), которые также радиальны к Морию Дождей.

Та же картина севернее Моря Холода: веер разрывов, радиальных к Моря Дождей, именно разрывов, а не выбросов (гребни и борозды района В. Бонд — Барроу — Метон; борозда по 20° з.д. между Филолаем и Анаксагором, и др.), по многим из них отмечаются подвижки, искажения кратерных валов, вулканические проявления.

При том количестве радиальных разрывов, которое различается на хороших снимках, для «выбросов», собственно, и не остается места. Дж. Милтон вынужден был допустить, что холмистые территории кратеров Делабр — Абуль-Фида были после образования Моря Дождей перекрыты покровами вулканического материала, который скрыл следы радиальной струйчатости, связанной с гипотетическими выбросами из Моря Дождей (Milton, 1968). Действительно, струйчатости здесь нет, но ско-



Р и с. 29. Море Восточное
Диаметр внешней кольцевой
кордильеры около 1000 км

рее всего ее никогда и не было, а существуют только субпараллельные разрывы, хорошо видимые на холмистых участках.

2. Различия структурного рисунка в отдельных секторах «выбросов» Моря Восточного позволяют предположить эндогенную природу этих «выбросов». На северо-западе и юго-востоке развиты преимущественно радиально-линейные формы и поле «выбросов» протягивается здесь гораздо дальше, чем на северо-востоке, где в рисунке поверхности становятся заметнее изогнутые, петельчатые, субконцентрические структуры. Возможно, что через Море Восточное в северо-западном направлении проходит зона разрывов, подобная зоне, соединяющей Море Дождей и Море

Изобилия. В поле «выбросов» удается выделить тангенциальные к центральной впадине разрывы— трещины и сбросы. Весьма вероятно, что значительная часть радиальных «выбросов» также является разрывами и полосами вулканогенных проявлений.

По мнению В. Г. Трифонова, системы разрывов, окружающие моря, развивались в несколько этапов, что не согласуется с метеоритной гипотезой; имеются также признаки длительного роста береговых кордильер.

3. Анализ степени эродированности кратеров показал, что отложения вокруг некоторых морей моложе, чем сами моря (Нектара, Влажности). Такие отложения надо считать вулканогенными (Pohn, Offield, 1970).

4. Некоторые кордильеры состоят из вулканов (по крайней мере частично): внутренняя кордильера Моря Восточного, Альпы¹. Следовательно, концентрические разрывы вокруг морей имели глубокое заложение и в свое время служили магмоподводящими каналами. О том же свидетельствуют концентрические депрессии с древнеморскими породами в тыловых частях кордильер. Центры концентрических кордильер обычно несколько смещены относительно друг друга, это позволяет считать внутренние концентрические кордильеры вулканогенными.

5. Положительные гравитационные аномалии под круговыми морями (масконы) также указывают на эндогенную природу морских впадин. Для объяснения происхождения масконов было предложено четыре гипотезы.

А. П. М. Мюллер и В. Л. Сьогрен (Muller, Sjogren, 1968) считают, что аномалии вызваны гигантскими (несколько десятков километров в поперечнике) металлическими астероидами, зарывшимися под морями. Но, во-первых, такой астероид не останется на месте захоронения, а своим весом продавит себе путь к центру Луны (O'Keefe, 1968). Во-вторых, он вряд ли сможет вообще зарыться под море: взрыв при ударе, видимо, должен быть приповерхностным (Штейнберг, 1969) и вещество астероида будет разбросано на огромные расстояния. В-третьих, все крупные моря с масконами расположены на видимой стороне; моря обратной стороны сравнительно невелики и вряд ли связаны с большими масконами, поскольку существует прямая связь между поперечником моря и размером маскона. В то же время было показано, что при образовании одного маскона Луна должна быстро повернуться к Земле той стороной, где возникла аномалия, и поэтому образование всех масконов на одной стороне должно быть геологически одновременным (Reinhardt, 1969), что трудно объяснить исходя из астероидной бомбардировки.

Б. Согласно второй гипотезе аномалии вызываются заполнением морских впадин тяжелым базальтом, а материка сложены легким веществом (Conel, Holstrom, 1968). При разности плотностей морских и материковых пород на 1 г/см^3 моря должны быть заполнены базальтом на глубину 15 км, если же принять более согласующееся с последними данными значение этой разности 0,3—0,5 г/см^3 , то мощность базальтов составит 30—40 км.

¹ Это объясняет, почему ось Альпийской кордильеры расположена под углом 60° по отношению к оси Апеннинско-Кавказской кордильеры и не является ее продолжением. Видимо, Апеннины и Альпы возникли разными путями: первые из-за тектонических подвижек, вторые преимущественно в результате вулканизма. Поэтому же радиальная имбрийская система северной полярной области начинается не от Альп, а от северного побережья Моря Холода, где проходит геометрический край впадины Моря Дождей и где должна была располагаться «истинная» кордильера.

В этом случае непонятно, почему в одних морях есть масконы, а в других нет и даже появляются отрицательные аномалии,— ведь вещество морей по всем данным имеет близкую плотность, а глубина их вряд ли сильно различается. Судя по наклону берегов с затопленными кратерами, глубина Моря Нектара и Влажности — лишь первые километры, а в них есть масконы.

В. Третья гипотеза предполагает расслоение вещества Луны на легкую оболочку и более плотную мантию (Кропоткин, 1971; Марков, Суханов, 1970; Wise, 1970). Аномалии появляются над выступами мантийного вещества и отражают рельеф лунной мантии; мощность оболочки составляет 50—200 км. Эта гипотеза позволяет объяснить существование магматических очагов в твердой Луне: расплавление происходило в подошве оболочки, тогда как лежащие глубже породы мантии слишком тугоплавки, чтобы давать расплавы, и могли лишь размягчаться и выжиматься в ослабленные зоны, образуя выступы — масконы.

Г. Четвертая гипотеза комбинированная (Wood а. о., 1970). Она допускает одновременное существование выступа мантии и заполнение морей плотными породами, так что иногда мантия выходит на поверхность. Считается, что материки сложены анортозитами, а мантия и породы морей — базальтами. Однако пока неясно, насколько распространены анортозиты на материках; вопрос остается открытым до анализа состава пород материков.

Итак, темные моря Луны образованы в основном базальтоидными лавами и силлами. Светлые (древние) морские участки по всем данным также сложены преимущественно лавами. Состав из неизвестен, но, очевидно, достаточно однороден по площади и скорее всего близок к составу лав темных морей. Структура морских кордильер и поясов вокруг концентрических морей в значительной мере обусловлена тектоникой и вулканизмом; однако нельзя отрицать вероятности наличия здесь обширных плащей выбросов из некоторых морей.

Типы вулканогенных кратеров Луны

Итак, опираясь на ряд признаков (структура, положение, взаимоотношения с соседними структурами), мы можем считать многие кратеры вулканогенными образованиями. Строение таких кратеров довольно разнообразно; набор признаков, свидетельствующих об их вулканической природе, изменяется от кратера к кратеру. Но все же некоторые группы этих кратеров имеют сходные характеристики и отличаются от других групп кратеров (также относимых к вулканогенным). Поэтому можно в первом приближении выделить несколько типов кратеров и привести для каждого типа наиболее характерные примеры.

Границы между типами довольно расплывчаты. В некоторых кратерах видны сочетания структур, характерных для двух-трех различных типов. Более того, имеется много кратеров, возникших, скорее всего, ударным путем и впоследствии осложненных вулканизмом. Древние, сильно эродированные кратеры трудно не только отнести к определенному типу, но вообще распознать их вулканическую природу.

Но все же такой подход выглядит перспективнее, нежели беспорядочное описание несистематизированных кратеров, позволяя выделить наиболее типичные вулканогенные формы.

Концентрические кратеры

Сюда входят образования с поперечником от 20 до 100 км по гребню внешнего вала; наиболее типичны размеры 50—80 км. В кратерах этого типа кроме обычного вала имеются добавочные концентрические структуры, располагающиеся обычно на плоском (подтопленном) днище кратера. Эти структуры хорошо отличаются от широко распространенных террас оседания внутренних стенок вала.

Концентрическая структура может быть представлена валом — сплошным или прерывистым; может состоять из вала и трещин, встречаются незамкнутые валы в виде полумесяца, сложные системы концентрических гряд, борозд или трещин. Иногда концентрические структуры расположены не по центру кратера, а смещены к одной из сторон. Иногда внешние и внутренние валы кратеров тесно связаны и непосредственно переходят один в другой. В Питате северная часть кратерного вала представляется единым образованием, а восточный и юго-западный участки разделены кратерными бороздами на два концентрических вала. Такие случаи указывают на эндогенное происхождение как внутреннего, так и внешнего валов: ведь асимметричное расположение внутреннего вала не согласуется с ударной гипотезой, а его тесная связь с внешним валом говорит об одинаковом их генезисе. Между внешним и внутренним концентрическими валами встречаются полосы лав, более молодых, чем лавы центральной части днища, что указывает на активность кольцевой полосы вдоль кратерного вала.

Само наличие концентрических кратеров (их насчитывается около 40) среди множества кратеров «обычного» облика говорит об особом характере их образования. Еще более примечательно, что большинство кратеров этого типа лежит по краям морей (рис. 30), а в глубине материка они также обычно связаны с областями широкого развития древних морей. Напрашивается вывод, что появление концентрических структур внутри кратеров генетически связано с процессами мореобразования. Можно, например, предположить, что при затоплении ударных кратеров создаются внутренние концентрические структуры. В этом случае вопрос о природе внешних валов остался бы открытым. Однако в большинстве прибрежных кратеров концентрических структур не наблюдается, независимо от степени их затопления и возраста. Очевидно, такая избирательная концентричность, проявленная лишь в некоторых околморских кратерах, свидетельствует о специфичности внутреннего строения и неслучайном, т. е. эндогенном, происхождении этих кратеров.

Поскольку концентрические структуры имеют небольшую вертикальную амплитуду, то возможно, что в некоторых сильно затопленных кратерах они погребены под морским покровом.

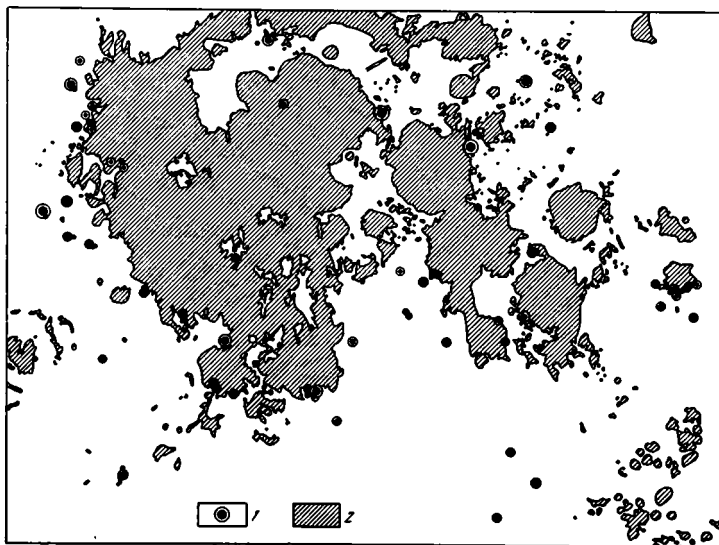
Ниже описаны некоторые наиболее характерные концентрические кратеры. Каждый из них может ориентировочно считаться представителем одной из разновидностей концентрических структур (хотя между ними есть переходные формы).

1. Первая разновидность — кратеры типа Посидония с четко выраженными концентрическими гребнями и трещинами, отделенными от вала полосой морских пород (рис. 31, см. также рис. 22).

Посидоний. Диаметр 85 км. Расположен на границе Моря Ясности и Озера Сновидений, сильно подтоплен. Концентрическая структура представлена гребнем (одиночным или разделяющимся на несколько субпараллельных гряд) и трещинами: на востоке простой расщелиной с несколь-

ко приподнятым западным бортом, на западе — извилистой бороздой, непосредственно продолжающей концентрический гребень. Эта борозда, протягиваясь к северо-западу, примыкает к валу кратера и образует границу вала и плоского дна. Вся структура сдвинута к юго-востоку от центра Посидония и на юго-востоке непосредственно смыкается с его валом. В центре видна как бы третья концентрическая структура — полумесяц из отдельных холмов и послеморской 10-километровой кратер — лунка с центральной горкой и слабым эксцентричным полем выбросов.

В южной части кратера, где смыкаются внешний и внутренний валы, видны несколько куполообразных возвышений с лунками на вершине, с признаками перекрытия соседних линейных структур; очевидно, это отдельные вулканы. Гребень внешнего вала на востоке и юго-западе отде-



Р и с. 30. Распределение концентрических кратеров по видимой стороне Луны ($\pm 100^\circ$ по долготе)
1 — кратеры разных размеров; 2 — темные моря. Большинство концентрических кратеров лежит по берегам морей

ляется от внешней части вала четким уступом (гребень выше и круче внешней части) или цепями лунок. По-видимому, весь этот гребень сложен вулканическими продуктами, нагроможденными вдоль кольцевой трещины (сходный гребень виден у Тарунция). В северной же части вала структура его внешнего склона похожа на структуру прилегающего материка, и, возможно, вал здесь образован поднятыми породами материка.

Внешняя зона вала на востоке имеет концентрически-грядовое строение; на юге эта зона обособляется от вала Посидония и в виде языка спускается на дно Шакорнака, так что трудно считать ее результатом метеоритного выброса.

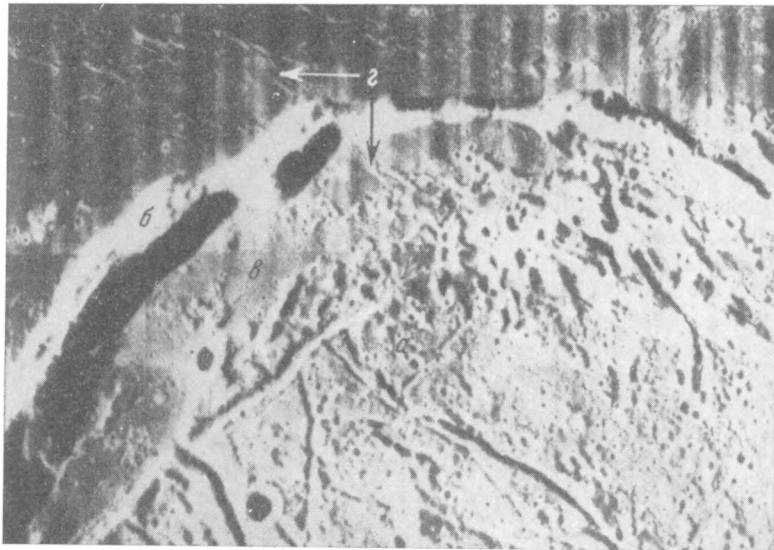
Вообще характерно, что у Посидония нет струйчатости — только концентрические сглаженные или резкие валы. Но следы лучевой системы прослеживаются на расстоянии не меньше 100 км от гребня вала.

Вулканическое происхождение кратера подтверждается не только его структурой, но и его взаимоотношениями со смежным Шакорнаком, один из валов которого перекрыт валом Посидония, а другой сливается с ним

(при ударном генезисе должны быть перекрыты оба вала). Рядом с Посидонием расположены вытянутый концентрический Даниель (20×30 км) и еще один концентрический кратер с характерной «лепестковой» формой (13—14 км).

С позиций метеоритной гипотезы нельзя объяснить эти особенности: эксцентричные гряды, трещины и рилли, смыкающиеся с валом, взаимоотношения с Шагорнаком, соседство двух концентрических же кратеров, отсутствие радиальных «выбросов». Поэтому Посидоний следует считать одним из типичных кратеров эндогенного происхождения.

Ингирами. Диаметр 100 км. Расположен в 1000 км от центра Моря Восточного и входит в область развития радиальных и концентрических структур вокруг этого моря.



Р и с. 31. Цирк Гассенди

Внутренняя холмистая часть дна с концентрическими трещинами (а) отделена от вала (б) полосой морских пород (с), на которой прослеживаются продолжения морских валов, подходящих к валу извне (г); вероятно, эта полоса отделена от моря полосой экструзивных новообразований, составляющих кратерный вал. Ширина кадра 80 км

В секторе от Моря Восточного до Ингирами радиальная линейность выражена особенно интенсивно; такая же полоса протягивается и на северо-запад от Моря Восточного; тогда как в северо-восточном и юго-западном направлениях от Моря Восточного радиальная линейность выражена слабее. Таким образом, кратер попадает в полосу грядово-бороздчатого рельефа, проходящую через Море Восточное в северо-западном направлении. Представляется весьма вероятным, что этот рельеф в значительной мере создан массами рыхлого материала, выпавшего здесь после взрыва, создавшего первичную впадину Моря Восточного; но несомненно, однако, что здесь же присутствуют крупные разрывы северо-западного направления. В частности, Долина Ингирами, протягивающаяся от Моря Восточного к кратеру Ингирами, представляет собой прямолинейный грабен длиной около 150 км и шириной 30 км.

Кратер расположен на пересечении полосы северо-западной линейности с пологим структурным уступом, прослеживающимся в северо-восточном направлении перпендикулярно линейности; уступ маркируется цепью лунок, и к юго-востоку от него местность перекрыта древнеморскими покровами.

Гребень кратерного вала полигонален: он состоит из спрямленных отрезков, ориентированных в северо-западных и северо-восточных румбах. При этом один из отрезков служит продолжением упомянутого структурного уступа, а другой непосредственно продолжает борт Долины Ингирами.

Внешняя граница вала хорошо прослеживается только на востоке, там, где он соприкасается с ровной поверхностью морского типа. Здесь вал имеет мягкий, сглаженный облик; линейность почти исчезает. На остальных участках вал покрыт бороздами, рывтинами и холмами, такими же, как на прилегающей местности, и его граница проводится условно. Собственного радиального или петельчатого рисунка выбросов у Ингирами нет, хотя кратер выглядит довольно свежим, с четким гребнем и глубоким дном. Внутренние склоны террасированы, тыловые части террас опущены и похожи на цепи сливающихся лунок. Дно кратера в центральной части покрыто субконцентрическими бороздами и грядами; кроме того, на дне видна изогнутая цепь сглаженных, «зализанных» холмов. Эта система борозд, гребней и холмов образует грубо очерченный полумесяц, открытый к востоку. С внешней стороны полумесяца под южным и восточным бортами кратера протягивается полоса морского вещества с ровной поверхностью и четкими границами.

Северо-западная линейность пересекает вал Ингирами, спускается на его дно, отклоняясь к востоку, и здесь одни борозды рассекают сглаженные холмы на дне, а другие соединяются по касательной с субконцентрической системой борозд и гребней.

Определение возраста кратера зависит от генетической интерпретации смежных структур. В целом морские породы алтайского возраста перекрывают линейные структуры района, а линейность в свою очередь сечет вал кратера. В таком случае морские породы должны перекрывать вал Ингирами, как это видно у Посидония. Но четких контактов и перекрытий не видно, поэтому можно предполагать длительное развитие либо северо-западной линейности, либо вала Ингирами.

Особенности структуры кратера указывают на его вулканическое происхождение: связь отрезков полигонального вала с тектоническими линиями местности, отсутствие следов центрального выброса на валах, западины в тылу террас, полумесяц сглаженных холмов и концентрические структуры на дне, полосы морского материала вдоль внутреннего борта, две треугольные впадины на дне (небольшие кальдеры).

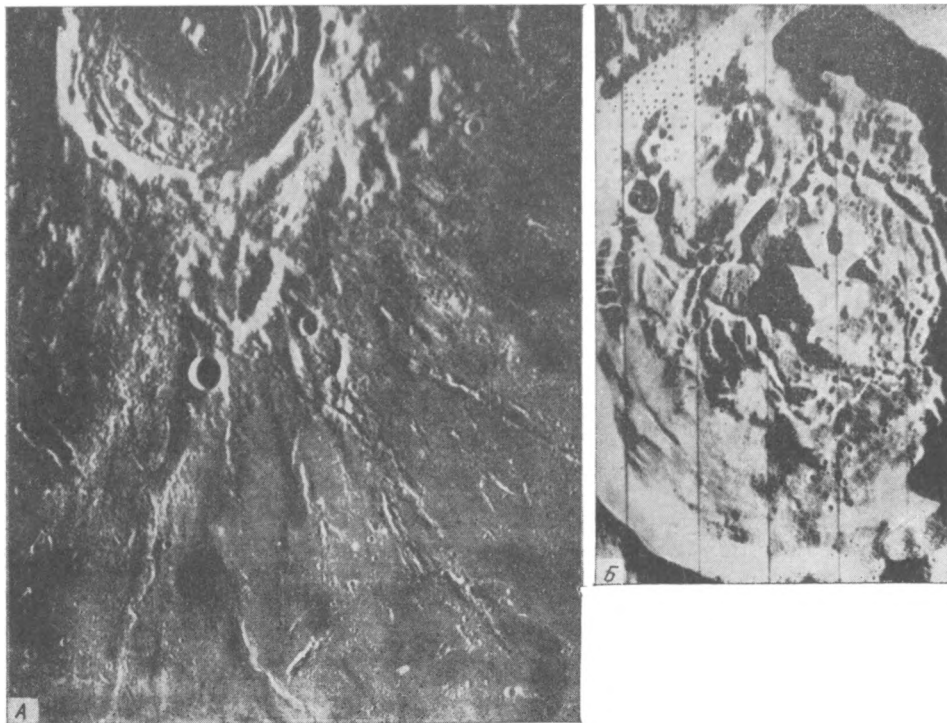
Интересно, что примерно в 100 км северо-восточнее центра Ингирами расположен 13-километровый кратер с концентрическими структурами на дне и 30-километровый кратер с острым гребнем вала, но с гладкими внешними склонами и глубоким плоским дном — оба, очевидно, вулканогенные.

2. Вторая разновидность концентрических кратеров отличается от кратеров типа Посидония тем, что концентрические структуры в них представлены поясом мелких гряд и трещин, непосредственно примыкающим к внутреннему борту кратера; центральная часть дна сглажена и опущена (рис. 32).

Вителло. Диаметр 45 км. Характеризуется сглаженным валом без какой бы то ни было струйчатости. Вал имеет острый гребень, он как бы

срезан изнутри сбросовыми плоскостями. Концентрическая зона на дне примыкающая к валу, так же сглажена, как и внешние склоны вала; создается впечатление, что она присыпана рыхлым материалом. Вероятно эта зона (шириной 7—10 км) представляет собой опущенные участки первоначального вала, переработанные вулканизмом (от некоторых лунопротягиваются языки лав, другие лунки имеют повышенную плотность хотя расположены на относительно древних участках дна, т.е. они не метеоритные).

Центральная часть дна относительно ровная и отделена от концентрического пояса кольцом борозд (в том числе и извилистыми риллями, входящими в кольцо, которые поэтому имеют трещинно-вулканическое, а не эрозионное происхождение). Центральная горка имеет 10 км в поперечнике и состоит из 5—6 слившихся вулканов.



Р и с. 32. Концентрические кратеры

А — Тарунций, диаметр 60 км. Центральная часть дна затоплена и окаймляется поясом концентрических гряд и борозд. Среди линейных структур и цепочек на смежной территории выделяются направления, радиальные и тангенциальные к Тарунцию

Б — Вителло, диаметр 37 км. Центральная часть дна несколько опущена и выровнена

По характеру вала и внутреннего концентрического пояса следует сделать вывод, что Вителло — вулканогенный кратер, расширение которого произошло за счет опускания внутренних частей вала по кольцевым сбросам.

Тарунций. Диаметр 55 км. Кратер примечателен тем, что в окружающем его поле выбросов в известной мере различимы вулканотектонические и вторично-ударные элементы.

Кратер расположен на пересечении северо-восточной перемычки между Морем Спокойствия и Морем Изобилия с северо-западными разломами, выраженными трещинами Коши и морскими валами. При этом валы отклоняются от северо-западного направления при приближении к Тарунцию (на расстоянии 5—8 радиусов от него), становятся субмеридиональными и сливаются с грядовым рельефом в окрестностях кратера. На северном краю кратера видна такая же система, хотя и слабее. Таким образом, кратер характеризуется «готической» системой перекрестных разрывов, обусловленной тектоникой района.

Вал кратера делится на внешний («поле выбросов») и внутренний (узкий гребень, отделенный четким перегибом от внешнего поля). Ширина гребня 5—10 км, внутренний и внешний скаты имеют одинаковый наклон. Такая обособленность гребня позволяет считать, что он возник независимо от «поля выбросов» и, следовательно, эндогенным путем.

Внутренняя часть кратера заполнена на $\frac{2}{3}$ концентрическими гребнями, бороздами и трещинами. Увеличение диаметра кратера более чем вдвое за счет гравитационного оползания да еще с сохранением высокого кольцевого гребня вряд ли возможно, поэтому концентрические структуры, очевидно, возникли за счет эндогенных сил.

Центральное поле Тарунция сложено темным веществом и четко ограничено. Центральная горка (окруженная несколькими мелкими конусами) имеет вид вулкана с 7-километровым кратером, открытым на юг; из него выходит на юг 6-километровая цепочка слившихся лунок.

Таким образом, Тарунция можно считать достаточно надежным примером вулcano-тектонической структуры. В связи с этим особый интерес представляет его «поле выбросов». На телескопических фотографиях оно отличается от полей других послеморских кратеров разве что несколько большей «подтопленностью». При ближайшем рассмотрении выясняется следующее.

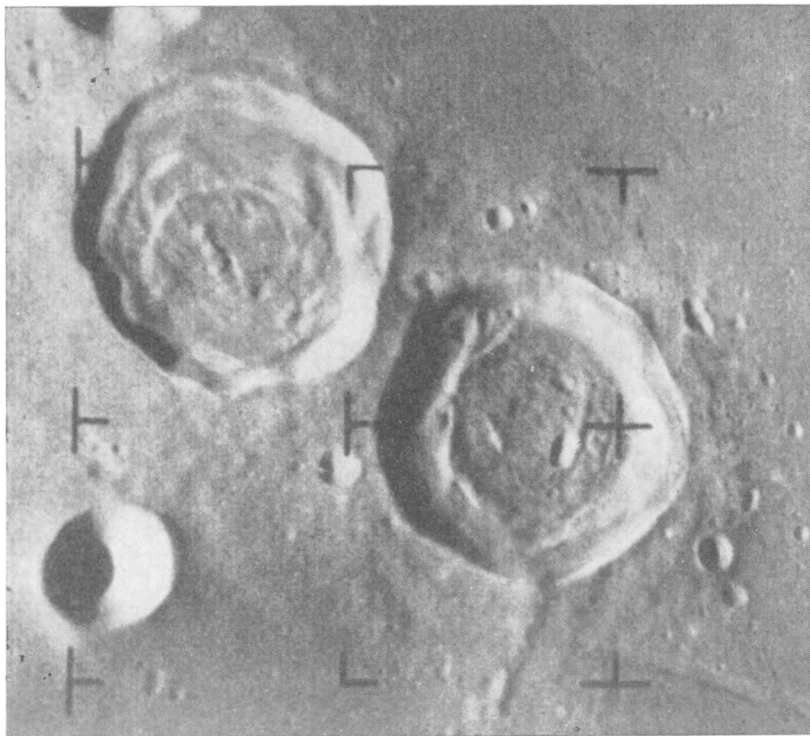
Борозды и гряды вокруг кольцевого гребня ориентированы не радиально к кратеру, а в основном по касательной к нему. Несколько гряд юго-восточного сектора, очевидно, являются не выбросами, а валами и горками небольших (10—15 км) кратеров. (Кстати, у кратера непосредственно южнее вала Тарунция сторона, обращенная к Тарунцию, не только перекрыта материалом последнего, но и опущена, т. е. вал в целом несколько просел.) Некоторые гряды «выбросов» незаметно переходят в типичные морские валы. Многие цепи лунок и борозды также связаны с этими валами и поэтому не могут быть вторично-ударными. Несколько длинных цепей вытянуты почти по параллельным прямым на северо-запад и меньше на северо-восток, тангенциально к Тарунцию; они переходят в разрывы и гребни; их эндогенная природа представляется несомненной.

Ударное происхождение могут иметь беспорядочные рои лунок и короткие цепочки, радиальные к Тарунцию. Однако светлые лучи связаны лишь с некоторыми группами лунок, а множество таких же дисперсных лунок лежит вне лучей, и механизм их возникновения может быть иным. Многие короткие цепи лунок и некоторые лучи, например луч от Тарунция к Тарунцию G, — тяготеют не столько к центру главного кратера, сколько к остаткам кратеров на внешних склонах вала, так что, возможно, выбросы связаны не с главным кратером, а с периферическими. Длина хорошо заметных лучей составляет примерно 100 км (как у Посидония); обломки из периферического кратера пройдут этот путь при начальных скоростях до 300—500 м/сек, что не превышает скоростей выброса крупных вулканических взрывов.

Пример Тарунция не только подтверждает вулканическое происхождение концентрических кратеров, но и ставит вопрос о генезисе грядового рельефа, окружающего многие крупные молодые кратеры. Возможно, этот рельеф возникает (по крайней мере частично) в результате подвижек и вулканизма по разрывам вокруг кратеров.

3. Третья разновидность — структуры типа Сабина и Риттера. Концентричность выражена слабо и проявляется в виде дуговых уступов и трещин; центральная платформа может быть приподнята относительно краевых частей дна (рис. 33).

Сабин и Риттер. Еще по фотографиям автоматической станции «Рейнджер-8» эти кратеры были интерпретированы американскими исследователями как вулканогенные структуры — кальдеры (Wilshire, 1966; De Hon,



Р и с. 33. Кратеры Риттер и Сабин

Оба кратера (диаметр каждого 35 км) характеризуются гладкими внешними склонами и концентрическими структурами на дне

1971). Это заключение основано на изучении деталей структуры валов Сабина и Риттера: валы обоих кратеров перекрывают морскую поверхность, однако ни радиального рисунка, ни вторично-ударных лунок вокруг кратеров не обнаружено. Кстати, тот же вывод по тем же фотографиям получен для Делабра (Milton, 1968). Отмечалось также, что полукольцевой гребень на дне Сабина переваливает через его южный вал и продолжается на море (Суханов, 1969а; Guest, Fielder, 1968). Это пока-

зывает, что гребень и концентрическая структура имеют глубокое заложение и образованы вулканотектоническими процессами.

Действительно, внешние склоны Сабина и Риттера имеют очень мягкий рельеф, а их границы расплывчаты, хотя оба кратера относятся к послеморским, так как перекрывают грабенообразные трещины на морской поверхности. Послеморские кратеры такого размера (около 35 км), считающиеся ударными, окружены радиальными или петлевыми «выбросами». Гребни валов обоих кратеров резкие, а в плане имеют характерную «лепестковую» форму. Очевидно, часть первоначальных валов погружена внутрь кратеров по сбросам.

Вероятно, остатки этих кольцевых сбросов и проявляются в виде асимметричных полудуг на днищах кратеров. При этом центральные округлые блоки днищ отстали в погружении и образовали слабо приподнятые платформы (такая центральная приподнятая платформа отлично видна у 8-километрового Гамбара J).

Западный край платформы Сабина приподнят и образует жгутообразный вал, который продолжается на юг по касательной к центральной платформе, пересекает гребень кратерного вала и его внешний склон, оканчиваясь на границе с морской поверхностью вулкановидным холмом. Сабин и Риттер лежат в месте пересечения с материком системы морских валов, протягивающихся сюда с северо-востока. Направление жгутообразного гребня на юге совпадает с направлением этих валов.

Эндеогенная природа этих кратеров-близнецов представляется несомненной. В связи с этим обращает на себя внимание характерная форма гребней валов в плане, которая отличается от круговой пологими полудуговыми выступами, характерными для лепестковых кратеров.

В отличие от струйчатых кратеров, где террасы обычно равномерно распределены по внутренним склонам вала, в Сабине, Риттере и других лепестковых кратерах основной крутой сброс спускается от гребня вала, а следы террасирования слабы и проявляются на нижних уровнях.

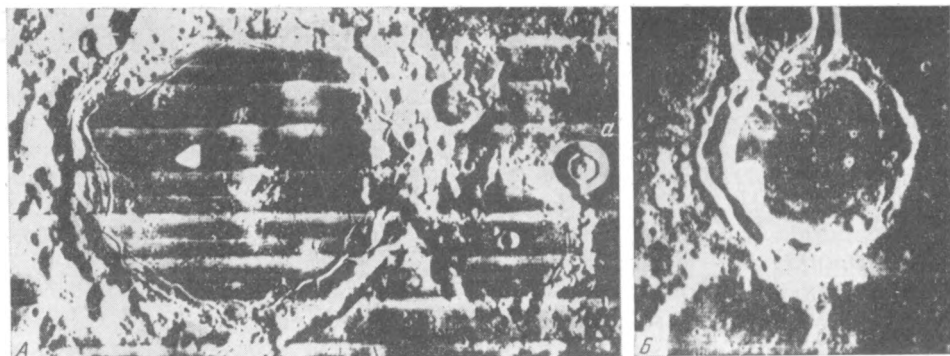
Эволюция кратеров типа Сабина, очевидно, сопровождается расширением кратера и погружением внутренних частей вала; иначе трудно объяснить, как возник современный профиль кратерного вала.

Среди кратеров этой разновидности часты формы, в которых концентричность проявлена лишь трещинами на дне. Характерна пара кратеров-близнецов на 5° ю.ш., 144° в.д. Диаметр одного — 40 км, другого — 25 км; кратеры соприкасаются, и перегородка между ними почти исчезает. Дно кратеров плоское и покрыто концентрическими и ломаными бороздами от 0,2 до 1,5 км шириной; местами борозды перекрыты языками позднейшего материала с более мягкой, «размытой» структурой поверхности; очевидно, это лавы и пирокластика. Ширина валов непостоянна — от 6—8 до 20 км, они светлее дна кратеров; количество мелких (сотни метров в поперечнике) кратеров на пологих валах меняется от места к месту в 5—10 раз, и на некоторых участках они почти неразличимы, т. е. вал разновозрастен. Структура вала образована беспорядочными холмами и впадинами, без какого бы то ни было намека на струйчатость. И главное — на некоторых участках вал накладывается на трещины днища, и при этом на дне много лунок, а на валу их почти нет. В целом валы этой пары кратеров похожи на экструзивные валы Флемстида Р; у подножья восточного вала меньшего кратера виден даже характерный осыпной вал.

4. Последний вид концентрических кратеров представлен простыми кольцевыми валами, которые местами делятся вдоль гребня вала бороздами и цепями лунок на параллельные ветви (рис. 34).

Питат. Это самый крупный представитель описываемой разновидности (100 км). Внутренние террасы в нем почти не выражены, зато по гребню вала проходят цепи слившихся лунок — как бы зародыши кольцевых грабен, которые в других концентрических кратерах отделяют внутренний вал от внешнего. По краю дна тянется концентрическая борозда. Вал состоит из мягких сливающихся холмов, и, сравнивая Питат с другими вулканическими кратерами сходного облика, можно предполагать, что этот светлый сглаженный вал относительно молод и имеет вулканическое происхождение, как и Флемстид Р.

Из меньших кратеров надо отметить два слившихся концентрических кольца на 35° с.ш., 77° з.д. (20 и 40 км). Переход внешнего вала одного



Р и с. 34. Концентрические кратеры

А — Питат, диаметр 100 км; а — двойной кратер Март

Б — структура из двух двойных кратеров диаметрами 40 и 20 км на 35° с. ш., 77° з. д.

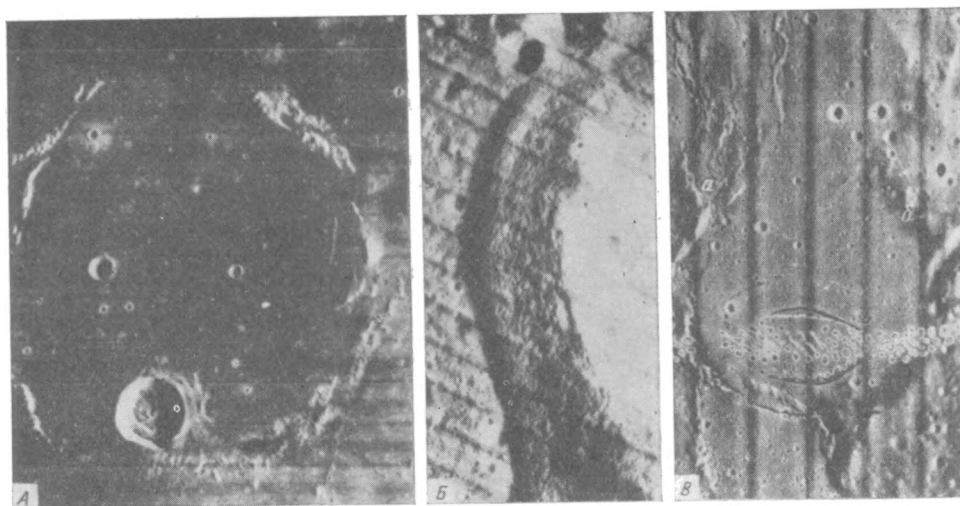
кратера во внутренний вал другого, их яркость, сглаженная поверхность — все это, несомненно, указывает на экструзивное происхождение обоих валов. Кольцевые долины, разделяющие концентрические валы этой структуры, местами сменяются бороздами из слившихся лунок на гребне единого вала. Это объединяет кратеры типа Питат с кратерами типа Посидония.

Таким образом, из рассмотрения концентрических кратеров можно сделать вывод, что все они образованы вулканизмом, в котором кальдерные просадки сочетаются с формированием кольцевых экструзивных и эффузивно-пирокластических комплексов.

Примитивные кольца

Образования этого типа не всегда даже можно назвать кратерами; это низкие кольцевые гребни, иногда незамкнутые, без опусканий дна. От кратеров-фантомов (затопленных реликтов обычных кратеров) их отличает характер поверхности гребня, обычно сглаженной и осветленной и по некоторым признакам более молодой, чем поверхность морей (как правило, эти формы различаются лишь на морях). Можно наметить три разновидности примитивных колец: типа Ламонта, Флемстида Р и Гамбара (рис. 35).

Ламонт. Грубо очерченная овальная структура, образованная морскими валами, размером примерно 100×150 км по внешнему овалу. Расположена она на пересечении системы северо-восточных морских валов, трассирующих крутой перегиб поверхности, с продолжением пояса северо-западных разрывов от Апеннин (эти разрывы также трассируются морскими валами). На юго-западе морские валы упираются в концентрический кратер Сабин, на северо-востоке переплетаются со сложными подковообразными структурами возле Янсена. Многие морские валы субрадиальны к Ламонту, некоторые сливаются с его краевыми валами, другие пересекают их. На крупномасштабных фотографиях видны трещины и грабенообразные борозды, концентричные к валам Ламонта.



Р и с. 35. Прimitivesые кратеры

А — Флемстид Р, экструзивное кольцо диаметром 120 км

Б — один из холмов, составляющих кольцо Флемстида Р

В — кольцевая структура, образованная морскими валами (*а*) и кольцевым уступом (*б*), ограничивающим материк в районе трещин Литроу (пузырьки — помехи изображения)

Вся структура, несомненно, имеет эндогенное происхождение. Дно моря погружено здесь довольно глубоко, так как в непосредственной близости от Ламонта нет останцов доморского рельефа. Поэтому валы Ламонта и смежной территории не могут быть валами облекания неглубоких структур субстрата. Очевидно, их следует считать дайками и силлами, возникшими вдоль протяженных трещин. Пример Ламонта показывает возможность образования кольцевых магмоподводящих трещин без заметного смещения центрального блока.

Несколько кратеров такого типа находятся в Морях Изобилия, Нектара и Облаков. Либо это новообразования, либо морские валы трассируют погруженные древние кратеры.

Характерно, что на южном берегу Океана Бурь, где много переплетающихся изогнутых морских валов, расположен и кратер Флемстид Р.

Флемстид Р. Кратер диаметром 120 км представляет собой прерывистое кольцо лавовых куполов, связанных с системой кольцевых морских валов (O'Keefe a. o., 1967; Guest, Fielder, 1968). Породы куполов наложе-

ны на морские кратеры, а их поверхность моложе, чем поверхность моря, так как содержит меньше мелких лунок на единицу площади. У оснований этих куполов видны валики, сложенные, по-видимому, осыпавшимися с них глыбами. Так как вокруг большинства лунных вулканов таких валиков не видно, то надо думать, что они связаны со способом формирования куполов, а именно: купола должны быть не лавами, а экструзиями, и валики у их подножья — это осыпные экструзивные шлейфы. С этим согласуется и профиль куполов: с одной стороны можно видеть постепенный переход к морской поверхности, а с другой — крутой откос вдоль разрыва. Видимо, экструзивное тело выдвигалось неравномерно.

Возможно, Флемстид Р является новообразованием, но столь же вероятно, что эти купола трассируют гребень затопленного цирка, кольцевые трещины которого продолжали поставлять магму и после перекрытия цирка морем.

Дж. И. Гест и Дж. Филлер считают, что сходную природу имеет большинство кратеров-фантомов в море и на материке. Видимо, всё же фантомы бывают двух типов: останцы валов затопленных цирков — независимо от их происхождения и новообразования — экструзивные кольца. Такие полукольца экструзий (без кальдерных просадок) отмечаются и на Земле (Эрлих, Трухин, 1969).

В некоторых примитивных кратерах (Опельт) часть кольца образована морскими валами (как у Ламонта), а часть — осветленными гребнями (как у Флемстида Р). Это указывает на сходство происхождения колец обеих разновидностей. Однако неясно, являются ли экструзивные кольца более зрелой формой по сравнению с Ламонтом или они не проходят стадию Ламонта. С одной стороны, известны примеры, когда на морские валы насажены молодые вулканы или экструзии. Дальнейшее развитие этого процесса привело бы к переходу кратера типа Ламонта в кратер типа Флемстида Р. Но, с другой стороны, морские валы иногда трассируют гребни древних затопленных цирков (система валов западнее Прямой Стены, северное замыкание Летронне). В этом случае Ламонт относится к завершающей стадии развития цирка. Примитивные кратеры имеют много общего с внутренними кольцами концентрических кратеров.

Гамбар. Диаметр 30 км, имеет узкий ровный вал и плоское высокое дно. На валу нет ни вторичных кратеров, ни радиальных структур, ни террас. Единственное осложнение на валу — небольшой холм с вершинной лункой точно на гребне вала. Этот холм интерпретируется как отдельный вулкан, а весь вал, очевидно, сложен эффузивно-пирокластическими накоплениями вдоль кольцевой трещины.

Другой пример этого рода — кратер Копф (Море Восточное) диаметром около 50 км. Здесь также нет струйчатости и вторичных кратеров; дно выполнено темными морскими породами (хотя кратер лежит на относительно более древнем субстрате). Как и у Гамбара, на гребне вала видны два вулкана, причем от одного из них на внутренний и внешний склоны вала спускаются темные потоки. Мак-Коли (McCauley, 1968) сравнивает это кольцо с соседним одноразмерным струйчатым кратером близкого возраста и делает вывод об эндогенной природе первого и метеоритном происхождении второго кратера.

По-видимому, к примитивным кратерам относится прямоугольник Бошковича Р, узкие длинные валы которого вытянуты согласно общему простиранию разрывов прилегающей территории.

В чистом виде примитивных кратеров немного, но часто встречаются разновидности, переходные к кратерам других типов (Вольф, Деви, Паль-

мьери, Проспер, Кригер). Можно предположить, что кратеры типа Гамбара представляют начальную стадию кратеров с проседаниями, террасами и более мощными валами. Такие вулканические кратеры выделены в тип зрелых кратеров.

Зрелые кратеры

Райт и Шейлер. Оба эти кратера имеют близкий диаметр (по 50 км), очень похожи по строению и образуют соприкасающуюся краями пару, ось которой направлена к центру Моря Восточного и субпараллельна тектоническим долинам Ингирами и Бааде (рис. 36, 37).

Такое положение одноразмерных одинаково построенных кратеров позволяет считать их эндогенными — ведь по соседству нет кратеров близкого размера, а сходное строение отмечено лишь для пяти кратеров района Моря Восточного. Из них четыре также расположены точно такими же парами: Краснов и безымянный кратер севернее, Петит и Никольсон. Во второй паре — кратеры диаметром около 50 км, в третьей — 40 км. Будь эти послеморские кратеры ударными, они сопровождались бы семейством сходных кратеров, хаотически раскиданных в районе Моря Восточного, а направление пар кратеров не было бы связано с тектоникой Моря Восточного.

Пара Краснова плохо сохранилась, но Райт—Шейлер и Петит—Никольсон, несомненно, являются вулканическими. Их валы похожи на валы метеоритных кратеров: с резким гребнем и пологим внешним склоном, но на них не видно радиальной струйчатости, есть лишь слабые касательные бороздки, нет также и роев вторичных кратеров.

У Шейлера и Райта наблюдаются концентрические структуры; у Райта и у кратера севернее Краснова видны гряды, переваливающие с дна через вал кратера на окружающую местность. Днища кратеров уплощенные. Дно Шейлера покрыто мелкими куполами; на дне Райта видна центральная лунка; у Петита и Никольсона центральные горки построены сложно и заполняют почти все дно (то же у Фокаса, западнее Шейлера).

Говоря об этих кратерах, нужно подчеркнуть, что их вулканогенная природа выявляется благодаря свежему облику и локализации ориентированным парами. Если такой же кратер будет расположен изолированно и если к тому же он будет более древним, утратившим первоначальный облик, то он окажется неотличимым от десятков других кратеров сходного размера.

То же относится и к кратерам других разновидностей; например, возможно, что концентрические структуры существуют в каких-либо кратерах, дно которых перекрыто мощными покровами, так что концентрические структуры погребены; такой кратер не будет отличаться от кратеров метеоритного и неясного генезиса.

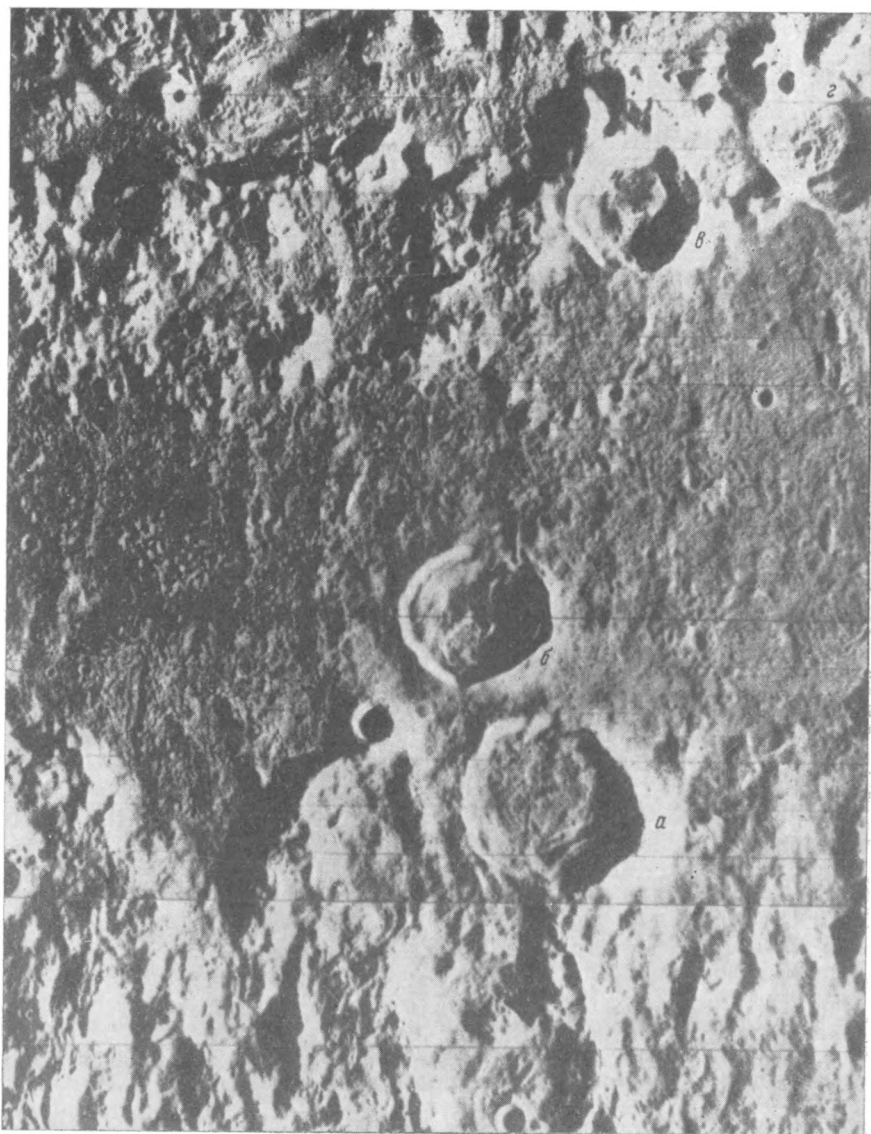
Поэтому среди кратеров, не попавших в число эндогенных форм, должно быть некоторое число вулканогенных.

Лепестковые кратеры

Это преимущественно безымянные кратеры обратной стороны; на видимой стороне сюда можно отнести Дауэс, Гигин, два кратера на восточных валах Штёфлера и Фарадея, кратер в 70 км юго-западной Лансберга и др. В расположении этих форм не отмечается какой-либо закономерности;

хотя иногда они локализованы «гнездами». Но по своему облику они отличаются от основной массы кратеров тех же размеров, и если считать последние метеоритными, то лепестковые кратеры должны образоваться иным путем (рис. 38).

Типичный размер лепестковых кратеров 15—20 км, иногда меньше (до 5—10 км) или больше (до 30 км). Внешние склоны вала нешироки — 3—5 км, иногда до 1 км и слабо приподняты над окружающей местностью; их поверхность сглажена или сохраняет особенность рельефа прилегающей к кратеру территории; в последнем случае очевидно, что мощности валов относительно невелики; иногда валы почти незаметны. Отсутствие широкого плаща выбросов и лучевых систем, ровные внешние склоны — все это говорит против взрывного происхождения этих форм.



Внутренние склоны очень крутые и ровные, без террас и каких-либо осложнений, днища плоские и лежат ниже уровня окружающей местности; в некоторых кратерах видны сглаженные центральные горки, которые могут заполнять все днище.

Наиболее характерны очертания этих кратеров в плане (рис. 39). Некоторые из них полигональны; встречаются формы, близкие к треугольнику. Обычно на одном краю или в нескольких сегментах гребня видны проседания части вала внутрь кратера, так что из общего контура вала выступают как бы фестоны или лепестки; тогда кратер имеет контур кулачкового вала или цветка с перекрывающимися лепестками. Гребни валов этих кратеров очень свежие. По-видимому, это следствие относительно поздних проседаний внутренней части кратера, захватывающих часть

←
Р и с. 36. Зрелые кратеры

а и б — Райт и Шейлер, в и г — Петит и Никольсон. В нижней и верхней частях кадра — кордильеры Моря Восточного. Генезис южной кордильеры неясен: наряду с тектоническими элементами здесь, вероятно, присутствуют струи выбросов из Моря Восточного; северная кордильера частично состоит из вулканических конусов. В поясе между кордильерами видно множество мелких холмов (шлаковые конуса?)
Ширина кадра около 300 км



→
Р и с. 37. Схема дешифровки кратеров Райт и Шейлер
Условные обозначения см. на рис. 7

вала. Очертания дна повторяют очертания вала, и такие же контуры имело бы сечение внутренних склонов вала горизонтальной плоскостью между дном и гребнем вала: у кратеров других типов такого соответствия, как правило, нет, поскольку углы падения внутренних склонов у них менее постоянны для одного и того же кратера.

Дауэс. Диаметр 18 км. Кратер описан Дж. Р. Дональдсоном (Donaldson, 1969) как кальдера. Он расположен на куполовидном возвышении (лавовый щит?), имеет узкие валы, нетипичные для ударных форм, характерные очертания и профиль. На крупномасштабных фотографиях видно, что дно его сложено как бы оползшими с бортов пластинами вещества, которые перекрывают друг друга. Но если бы это были оползны, то во всех террасированных кратерах должны были бы отмечаться сходные структуры (конечно, если они не перекрыты последующими лавами). Поскольку же структуры типа дна Дауэса на Луне единичны, их нельзя считать оползневыми. Видимо, эта структура создана комбинацией вязких лавовых потоков и субконцентрических разрывов на дне.

На карте выделены только наиболее характерные лепестковые кратеры. Видимо, среди кратеров неопределенного генезиса должны присутствовать аналогичные образования, профиль и форма которых не столь сильно отличаются от формы и профиля ударных структур.

Безмянный кратер. Размер 12×17 км, расположен на 26° ю.ш., 156° в.д. Имеет форму почти правильного параллелограмма (см. рис. 23), так что образование его ударным способом просто невероятно. Дно заполнено куполами и грядами по 2—3 км в поперечнике, вал на юге почти исчезает, а в юго-восточном углу образует небольшой «фестон». Западный вал перекрыт вулканом около 8 км в поперечнике (центральная горка Барбье), а судя по направлению взрывных отложений, еще один эруптивный центр располагался на месте самого этого кратера.



Р и с. 38. Лепестковые кратеры

А — кратер на 13° ю. ш., 174° з. д., диаметр 25 км; гладкие внешние склоны незаметно сливаются с окружающей местностью

Б — кратер на $16,5^\circ$ ю. ш., 164° з. д., 20 км по длинной оси; видны узкие внешние склоны вала

В — Даниель, 30 км по длинной оси; на дне — концентрические трещины



Р и с. 39. Очертания и структуры лепестковых и взрывных кратеров

А — лепестковые кратеры: гребни валов неправильной формы, очертания дна обычно повторяют очертания гребней, на дне встречаются разрывы и вулканы

Б — взрывные кратеры с плоскими днищами: очертания мало отличаются от круговых, вулканов нет

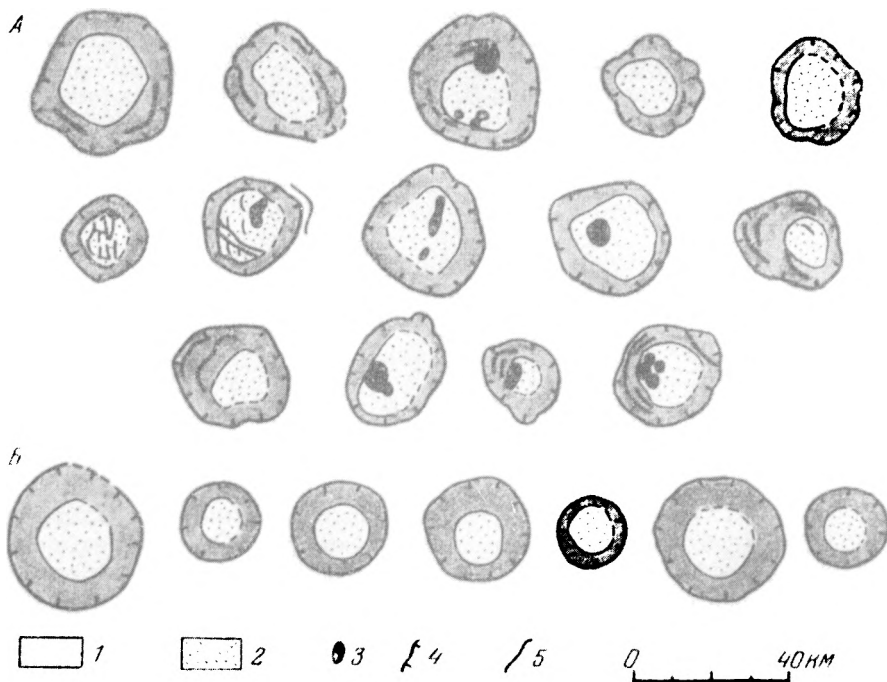
1 — внутренние склоны; *2* — плоские днища; *3* — вулканы; *4* — гребень вала; *5* — разрывы

Масштаб приближен, так как дешифровки сделаны по кадрам с несколько различным увеличением

Такой же прямоугольный, но меньшего размера кратер лежит на 35° с.ш., 42° з.д. (6×8 км). У этого кратера почти нет валов, это, так сказать просадка в чистом виде, осложненная лишь тремя вулканическими конусами на дне.

С последней разновидностью сходны кратеры, от которых берут начало так называемые рилли — извилистые борозды на морской поверхности. Эти борозды сейчас интерпретируются либо как дренажные каналы (обрушения кровли после опустошения лавовой «трубы» в теле потока), либо как следы водных потоков, питавшихся из слоя вечной мерзлоты. Однако извилистые рилли имеют переходные разновидности к прямым трещинам и соединяются с ними; те и другие в некоторых случаях п е р е с е к а ю т

останцы доморского субстрата (район кратера Принц) или взаимопересекаются с короткими прямолинейными впадинами (там же); направление извилистых борозд не всегда соответствует направлению уклона местности (борозда, изменяющая направление на обратное в тыловой части Апеннин). Наконец, наиболее крупная риллеобразная борозда — Долина Шретера — окружена ровными широкими террасами, за которыми начинается более пересеченный рельеф плато Аристарха. На дне долины, у одного борта, прослеживается трещина с несколькими кратерами и вулканическими конусами. Создается впечатление, что Долина Шретера, по крайней мере частично, проходит по раздвигу, раскрывшемуся в три стадии: борта террас, сама долина, трещина на дне долины. Во всяком случае, размеры долины Шретера не позволяют считать ее дренажным каналом.



Те же аргументы, особенно пересечение извилистыми бороздами останцов фундамента, можно выдвинуть и против водно-эрозионной гипотезы их происхождения. Последняя, кроме того, требует слишком мощного (до сотен метров) обломочного слоя, что не соответствует всем известным данным. Не исключено, что рилли могут быть трещинами растяжения, в которые обрушились базальты верхних покровов и которые заполнены по дну более молодыми базальтами. Но, во всяком случае, кратеры в головных частях извилистых борозд, несомненно, образованы не ударным путем, а какими-то внутренними силами; судя по отсутствию валов, они должны быть депрессиями обрушения.

Слово «цирки» употребляется для этих структур не только из-за их размеров и внешнего вида (огромные равнины, окруженные кольцевыми валами), но и также потому, что их сложные кольцевые валы никак не могли образоваться при выбросах из центров равнин. Этим они отличаются от кратеров, валы которых, по крайней мере частично, образованы материалом, выброшенным из самого кратера.

Лучше всего особенности этого типа проявлены в Шиллере и в цепи цирков Птолемей—Вальтер (рис. 40). В эту цепь входят: Птолемей — диаметр 150 км, Альфонс — 120, Арзахель — 105, Пурбах — 120, Региомонтан — 120, Вальтер — 120 км. Цепь вытянута почти по меридиану, под острым углом к направлению преобладающих северо-западных разрывов. С запада параллельно цепи проходит субмеридиональный берег Моря Облаков. При этом в море намечается ряд отдельных круглых впадин: 15° ю.ш., 9° з.д., диаметр 220 км; 220° ю.ш., 8° з.д., диаметр 240 км и древнеморская впадина Деландр, диаметр 210 км. Этот ряд ориентирован параллельно цепи Птолемей—Вальтер и является более древним по отношению к последней.

С востока, параллельно оси цепи Пурбах—Вальтер, проходит ряд меньших кратеров, которые, наоборот, моложе Пурбаха—Вальтера (Лагал — диаметр 65 км, Бланчин — 70, Вернер — 70, Алиацензий — 80 км). Интересно, что впадины западного ряда в среднем в 1,8 раза больше цирков описываемой цепи, а последние — в 1,7 раза больше кратеров восточного ряда.

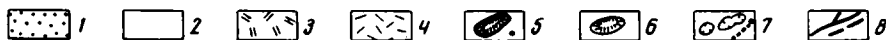
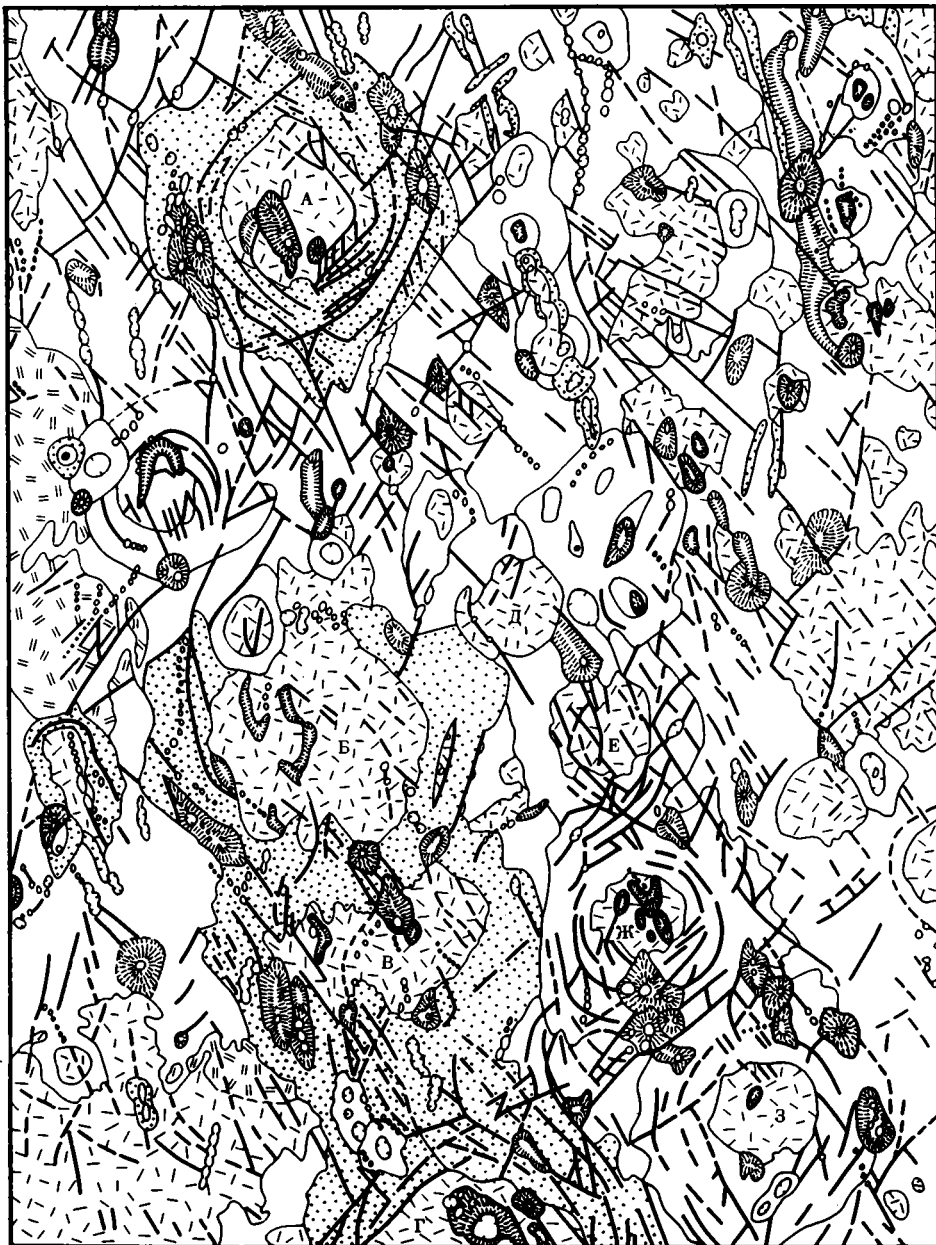
Восточнее цепи Птолемей — Вальтер местность сильно «подтоплена» древними морями, так что получается, что эта цепь расположена на субмеридиональном своде между двумя прогибами.

Кратеры этой цепи не просто расположены по соседству, но тесно связаны общими структурами в два звена. Эта взаимосвязь не оставляет сомнения в эндогенном происхождении всей цепи.

Птолемей. Этот цирк представляет собой правильный шестигранник. Его западный и восточный борта параллельны преобладающему направлению разрывов района; восточный борт продолжен бороздой Гюльдена, а западный врезается в вал Альфонса и непосредственно продолжается центральным хребтом последнего. Северо-западный и юго-восточный борта также контролируются системой разрывов, читающихся на стереопарах. Разрывы, контролирующие юго-восточный борт, одновременно ограничивают с северо-запада цирк Аль-Баттани. Северо-восточная грань продолжена прямой цепью тесно смыкающихся 3—5-километровых лунок. Разрыв, на котором они расположены, служит также северо-восточной границей Аль-Баттани. Юго-западный борт образует общую перемышку с Альфонсом и, вероятно, несколько перекрыт валом последнего.

Валы Птолемея разбиты многочисленными разрывами, и их первичная структура не сохранилась. Однако на восточном валу различаются два купола с вершинными лунками, похожие на вулканы, а западный вал (продолжающий центральный хребет Альфонса) состоит из серии продолговатых кулисообразно подстраивающихся холмов; они могут быть тектоническими блоками или же экструзивными телами; во всяком случае, здесь нет и намека на структуру «выбросов из центра» цирка.

Дно Птолемея, несомненно, покрыто лавами; на поверхности дна сохранились следы погребенных гряд и кратеров; а разрывы, секущие вал, исчезают на дне, т. е. перекрыты.



0 50 100 км

Р и с. 40. Сложные цирки на материке восточнее Моря Облаков

А — Арзахель, Б — Пурбах, В — Региномонтан, Г — Вальтер, Д — Лагал, Е — Бланчин, Ж — Вернер, З — Алиацезий

1 — кальдеры и кольцевые комплексы (валы); 2 — предполагаемые кальдеры и кольцевые комплексы; 3 — темные моря; 4 — светлые (древние) моря; 5 — вулканы; 6 — предполагаемые вулканы; 7 — эндогенные лунки; 8 — разрывы

Из мелких лунок на дне Птолемея значительная доля является не ударными, а эндогенными образованиями (Fielder, Marcus, 1967).

Альфонс. По сравнению с Птолемеем этот цирк имеет более округлую форму (может, это связано с меньшими размерами цирка? Может, поэтому наиболее округлен Арзахель — наименьший цирк этой цепи?). Однако западный и восточный валы Альфонса связаны с крупными разрывами, которые отходят от них по касательным. При этом следы восточного разрыва прослеживаются далее по дну Птолемея, что свидетельствует о длительном действии этих разрывов.

Вал Альфонса похож на вал Птолемея. Местами он состоит из сливающихся округлых гряд и холмов, и в одном случае видно (Firsoff, 1967a), что несколько таких холмов отделяет часть лавового дна на краю цирка, так что получается «озеро» или «лагуна». Следовательно, холмы наложены на днище цирка и являются вулканогенными. Этот вывод подтверждается сглаженностью деталей в пределах вала и небольшой плотностью мелких лунок на валу. Очевидно, мелкие структуры и лунки перекрыты каким-то материалом, единственным источником которого может быть вулканизм. Стирание мелких структур при оползании делювия, очевидно, не объясняет наблюдаемого: на склонах хорошо сохраняются отдельные лунки, а на горизонтальных участках вала рельеф тот же, что и на склонах.

На западном валу хорошо видны два лавовых озера, ограниченных террасообразующими разрывами. Оба они лежат высоко над дном и над окружающей местностью.

Центральный хребет имеет тот же характер, что и вал. На севере он переходит в вал Птолемея, а на юге сливается по касательной с валом Арзахеля. Центральная горка обнаруживает признаки наложения на породы хребта. Общеизвестны наблюдения эманаций газа в районе центральной горки (Козырев, 1963), но кроме них здесь же отмечалось и красное свечение (Моог, 1965).

Дно цирка, сфотографированное «Рейнджером-VIII», обнаруживает множество деталей вулканического рельефа («Ranger VIII and IX», 1966): вулканы, лунки с темными ореолами и т. п.

Здесь есть димпл-кратеры, цепочки лунок, лунки на трещинах (вулканические жерла). Общее число лунок на единицу площади дна в 1,5—2 раза больше, чем на валах Альфонса, хотя дно, несомненно, моложе этих валов (Hartmann, 1967b). При этом фиксируется значительный избыток лунок диапазона первых километров, что можно объяснить только вулканизмом. На дне видны также субконцентрические и радиальные трещины протяженностью до нескольких десятков километров. Такие трещины вряд ли могли возникнуть из-за сжатия охлаждающихся лавовых потоков на поверхности, скорее они отражают сжатие более глубоких объемов вещества, которые ведут себя как единое для всего цирка тело (магматический очаг). Более того, трещина на дне у восточного борта Альфонса прослеживается через его северный вал и далее проходит вдоль западного борта Птолемея, где на ней видно несколько лунок, что говорит о глубоком заложении разрыва.

Альфонс меньше и моложе Птолемея, и в свою очередь Арзахель меньше и моложе Альфонса.

Арзахель. Это самый молодой, наименьший и наиболее округлый цирк из всей цепи. Округлость его и хорошая сохранность, видимо, объясняются тем, что он возник после основных подвижек по имбрийским разрывам и почти не затронут ими, а также после основного периода алтайского затопления. В результате структура внешнего склона вала сохранилась

довольно хорошо, и на примере этого цирка можно сделать некоторые выводы относительно природы струйчатости крупных кратеров.

Заключение о вулканическом происхождении Арзахеля основано не только на положении его в цепи сходных цирков. Как уже сказано, центральный вулканический хребет Альфонса, продолжаясь к югу, сливается по касательной с валом Арзахеля. Параллельно ему тянется несколько четковидных борозд, переходящих также по касательной в концентрические разрывы вала Арзахеля. Вообще разрывы вокруг Арзахеля ориентированы преимущественно на северо-запад и северо-восток, под острым углом или по касательным к близлежащим отрезкам гребня вала. На северном и южном валах, т. е. по оси цепи цирков, разрывы образуют характерную «готическую структуру».

Структура западного сектора внешнего склона вала похожа на сглаженную радиальную струйчатость, которая считается одним из основных признаков ударного происхождения кратера; предполагается, что она образована струями вещества, выброшенного из кратера при взрыве астероида. Однако при ближайшем рассмотрении оказывается, что если эти «струи» и сходятся к одному центру, то он расположен не в центре Арзахеля, а на его западном валу, где можно предполагать наличие вулканических жерл. Кроме того, часть этих субпараллельных «струй» проходит по касательной к валу и даже тангенциально, минуя его стороной.

В отличие от метеоритных кратеров, где внешние склоны валов понижаются постепенно с удалением от кратера, в Арзахеле вал делится на две части: собственно вал — массивное внутреннее кольцо с крутыми внешними склонами, и внешняя сфера вала — пояс грядово-бороздчатого рельефа. Переход от внешней сферы к внутреннему валу отмечен четким уступом.

Внутренние склоны террасированы множеством субконцентрических разрывов. Плоское (несомненно, лавовое) дно обрамляется концентрическими трещинами растяжения, переходящими иногда в террасообразующие разрывы. Такие переходы означают, что террасы образованы не оползнями, а сбросами.

Центральная горка вытянута вдоль оси цепи и продолжена до борта кратера слабо выраженным хребтом.

Пурбах, Региомонтан и Вальтер. Эти цирки похожи на Альфонс. Их центральные горки вытянуты также по оси кратерной цепи; причем у Пурбаха центральная горка состоит из нескольких полудуг — либо это реликты затопленных вулканических кратеров, либо экструзивы. В Пурбахе отмечается также любопытная деталь: северо-западный сектор его вала представляет собой плосковерхую платформу шириной около 15 км, обремененную со всех сторон оседаниями; возможно, это щитовой вулкан вала либо реликт первичной местности.

Валы этих цирков взаимосвязаны диагональными разрывами, переходящими по касательным от вала одного цирка к валу другого, где они сливаются с концентрическими разрывами.

Шиллер. Цирк отнесен к эндогенным структурам из-за замечательной формы, а также по его положению вдоль гребня крупного концентрического талассоида. Вдоль оси этого гребня по дну цирка на северо-западе проходит центральный хребет, конечно вулканический, — что-то вроде мощной дайки, пробившейся на поверхность. (Похожая дайка видна в двойном слившемся кратере обратной стороны, на 16—20° с.ш., 174° в. д. Здесь она располагается в зоне сочленения обоих кратеров, переходя из одного в другой по линии, соединяющей их центры).

Структура Шиллера сходна со структурой описанных цирков.

К этой же разновидности можно отнести группы Кавальери—Гевелий—Лорман, Гумбольдт—Гекатей, Ольберс—Гедин—Риччиоли, сложную структуру между 20 и 30° ю.ш. на 155° з.д. и др.

Эксплозивные кратеры (лунки)

В отличие от крупных кратеров, строение которых весьма разнообразно, большинство мелких кратеров—лунок (диапазона сотен метров или километров) очень похоже друг на друга и различается лишь степенью эродированности. Поэтому опознать вулканические кратеры этого размера обычно можно лишь по их взаимному расположению, поверхностной плотности и по закономерному положению в определенных структурах. Вулканические кратеры этого диапазона, расположенные случайным образом, по-видимому, нельзя отличить от огромного количества ударных форм, если нет хороших фотографий.

Легче всего идентифицируются ударные лунки, сгруппированные в цепочки¹. Около 20 таких лунок (по 1—3 км) образует субширотную слегка изогнутую цепь длиной 50 км в кратере Деви. Других таких цепочек в этом районе нет, нет и крупного молодого кратера, выбросы которого могли бы образовать эту цепь. Несомненно, эти лунки трассируют линию разрыва, перекрытого морскими породами днища Деви.

Другая цепь такой же длины находится в 100 км северо-западнее Грейт-Хейзена. Частью она проходит по гребню морского вала, частью служит его непосредственным продолжением; лунки этой цепи несколько удлиненны. Объяснить образование этой цепи экзогенным путем невозможно.

Многие цепи лунок связаны с трещинами, грабенами и другими структурными линиями. Классическим примером серии лунок вдоль грабена является борозда Гигина: она тесно связана с системой разрывов прилегающей территории, а лунки вдоль нее явно отличаются от лунок, считающихся обычно ударными (почти незаметные валы, отсутствие вторичных выбоин, удлинение лунок).

Лунки субмеридиональной цепи в 100 км северо-восточнее Коперника настолько тесно связаны между собой, что образуют единый вулканический ров, сменяющийся севернее морским валом того же направления.

Короткая цепь лунок у северо-восточного края Птолемея на первый взгляд не связана с разрывами. Но изучение стереопар и снимков, сделанных при разном освещении, показывает, что эта цепь лежит на структурной линии, связывающей северо-восточные валы Птолемея и Аль-Баттани.

Иногда связь цепочек лунок с тектоникой обнаруживается при статистическом анализе их направлений и частот (Fielder, Marcus, 1967; Fielder, 1968; Fryer, 1968).

Таких примеров очень много. Нижний размерный предел эндогенных кратеров в цепочках равен 300—700 м; наибольшие кратеры простого строения, объединяющиеся в цепи, достигают 20—30 км. На карте показаны лишь те цепи, размер кратеров в которых составляет в среднем 3 —

¹ Пока неясно, что считать цепочкой, а что беспорядочным скоплением лунок, а тем более как отличить в неясном случае эндогенную цепочку. Поэтому здесь речь идет о самых ясных и бесспорных случаях — когда изолированные цепи не связаны с предположительно ударными структурами и вокруг них редки лунки, одноразмерные лункам цепи.

10 км; меньшие цепи обозначены как разрывы, а в более крупных кратерах обычно видны отклонения от простой чашевидной формы — плоское дно, проседания, неправильная форма, что позволяет относить их к не-эксплозивным формам.

Многие цепи лунок, не показанные на карте, могут также иметь эндогенное происхождение. Не показаны они потому, что их трудно отличить от цепей вторично-ударных лунок. Так, в готической структуре северного обрамления кратера Филолай многие цепи ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях и тесно связаны с разрывами тех же направлений; можно быть уверенным, что эти цепи эндогенные. Но как быть с цепями, радиальными к Филолаю? С одной стороны, они похожи на вторично-ударные образования; но, с другой стороны, есть цепочки, имеющие направление, промежуточное между тангенциальными (эндогенными) и радиальными цепочками, так что, возможно, часть радиальных цепочек следует отнести тоже к эндогенным.

Пояса опусканий вокруг Моря Восточного изоброждены многочисленными лунками, холмами, трещинами и цепочками, что напоминает поля выбросов вокруг крупных молодых кратеров. Но это не выбросы из Моря Восточного, даже если принять для него ударное происхождение: ведь породы в поясах опусканий перекрывают концентрическую структуру кордильер с ее радиальными грубыми «выбросами» и, значит, образовались позднее. Поэтому пояса опусканий должны состоять из обширных вулканических полей и цепи лунок в них, равно как и многие отдельные лунки, появились в результате площадного вулканизма. Не исключено, что те отложения, которые считаются выбросами крупных кратеров, тоже могут частично оказаться вулканическими накоплениями, а часть лунок в них будет иметь эндогенную природу.

Лунки на центральных горках, изолированных вулканах и куполах обычно слишком малы, чтобы показывать их на карте. Лишь в редких случаях их размер достигает нескольких километров. Число таких лунок после съемок, проведенных космическими аппаратами, оказалось слишком большим, чтобы объяснить их случайностью.

Из множества мелких кратеров, хаотично рассеянных по всей лунной поверхности, большая часть скорее всего имеет ударное происхождение. Но в некоторых случаях удается установить эндогенную природу таких лунок.

Повышенная плотность лунок на дне Альфонса по сравнению с его валами, видимо, объясняется наличием здесь провальных воронок (димпль-кратеров) и вулканических жерл, некоторые из которых идентифицируются по темным ореолам и по связи их с трещинами (Firsoff, 1967a; Hartmann, 1967b; Chapman, 1968). В одном из цирков обратной стороны Луны обнаружен лавовый поток, на поверхности которого больше лунок, чем на перекрытой им местности; очевидно, среди них присутствуют газовзрывные воронки или провальные кратеры (Nixon, 1968). Удлинение лунок в отдельных районах согласуется с тектоникой местности, но не связано с выбросами из крупных кратеров (Warner, 1962; Fielder, 1961). Иногда видны взаимные пересечения валов лунок, свидетельствующие о длительном формировании одной или обеих лунок: например, на 7° ю.ш., 143° в.д., диаметры лунок 10 и 12 км или пара на $48,5^{\circ}$ с.ш., 5° з.д., диаметры 6 и 4 км. Вокруг некоторых лунок видны темные ореолы тонкого материала; их принято считать вулканическими (Salisbury a.o., 1968). Но вулканический аппарат может выбрасывать не только темный пепел, но и светлый материал; т. е. часть лунок со светлыми галло может быть эндогенной.

Кстати, большинство вулканических лунок, выделяемых по структурно-мо положению, не имеет темных ореолов.

Некоторые оценки относительного возраста различных лунных формаций показали, что древнеморские области (алтайские) сравнительно немногим древнее темных морей (Pohn, Offield, 1970). Но плотность лунок на алтайских площадях в несколько раз выше, чем на темных морях; при близком возрасте тех и других этот избыток можно частично объяснить вулканизмом.

Наконец, существуют группы мелких кратеров (например, на 30° ю.ш., 116° в.д.), четко выделяющиеся своими одинаковыми размерами и тесным расположением на фоне относительно мелких разнокалиберных и редких лунок окружающей территории; видимо, их можно сравнивать с мааровыми полями Земли.

Простая чашевидная форма большинства лунок указывает на их взрывное происхождение; некоторые лунки без валов, видимо, являются просочными формами. Размеры меньших из них сравнимы с размерами земных кратеров диаметром до 3 км. Появление более крупных взрывных лунок, видимо, связано со спецификой лунного вулканизма. Судя по некоторым признакам, в интервале диаметров 10—20 км и более в строении лунок принимают участие проседания, маскируемые при последующих извержениях.

Ударные кратеры

Число метеоритов, выпадающее на единицу площади Луны за определенный интервал времени, немногим отличается от числа метеоров и метеоритов, приходящегося на равную площадь Земли за то же время. Но тела с массой меньше $5 \cdot 10^8$ г теряют значительную часть массы и скорости, проходя земную атмосферу, часто тормозятся до скорости свободного падения или распадаются на обломки, не производя крупных кратеров. Любые же тела, выпадающие на Луну, врезаются в нее компактной массой и с высокой скоростью. Эрозия и осадконакопление постоянно стирают с лица Земли метеоритные кратеры. На Луне кратеры километрового диапазона, видимо, сохраняются сотни миллионов лет, если не будут перекрыты вулканическими покровами или новыми кратерами (Ross, 1968). И если на Земле насчитывается несколько десятков крупных метеоритных кратеров, то на Луне их должно быть во много раз больше.

Видимо, в доморской период метеоритный поток был намного больше современного (постаккреционная стадия), и значительная часть сформированных тогда кратеров должна сохраняться до наших дней (Hartmann, 1967d; и др.).

Таким образом, Луна покрыта как вулканическими, так и метеоритными кратерами. И разбирая вулканические формы, необходимо для сравнения указывать, какие кратеры мы считаем первично-метеоритными.

Основными признаками метеоритного кратера, видимо, следует считать протяженные лучевые системы, рои вторичных лунок и струйчатый или дюнный рельеф внешних склонов вала, а также крупные глыбы, разбросанные вокруг кратера.

1. **Лучевые системы.** Средние скорости выброса вулканических продуктов при извержениях не превышают 100—200 м/сек, а при катастрофических направленных взрывах — 300—500 м/сек (Ритман, 1964; Мархинин, 1967; Кирсанов, 1968; Горшков, Дубик, 1969; и др.). В условиях Луны

максимальная дальность выброса при таких скоростях составит соответственно 5—25 и 60—170 км. В плане выбросы обычных извержений распределяются более или менее равномерно, а отложения направленных взрывов — по относительно узким секторам. Первый случай соответствует лункам с темными ореолами на дне Альфонса, скорость выброса из которых оценивается величиной порядка 100 м/сек («Ranger VIII and IX», 1966), второй тип предстает в луче кратера Мессье длиной около 170 км.

Возможно, что при отдельных наиболее мощных взрывах скорости выброса превышают указанные значения, однако они будут исключениями. Лунные лучевые системы являются широко распространенным правилом, и сравнивать с ними нужно не исключительные, а типичные скорости выбросов.

Отсюда следует, что изометричные лучевые системы длиной свыше 25 км вряд ли могут иметь вулканическое происхождение, если только не предполагать, что они образованы сериями направленных взрывов, ориентированных по всем странам света. Более длинные лучевые системы, очевидно, образованы при ударах метеоритов. А кратеры с лучевыми системами протяженностью в сотни километров, несомненно, являются первично-метеоритными.

2. Вторичные лунки. Рассеянные вокруг лучевых кратеров на расстоянии до 300 км и больше, эти лунки образуют сгущения в лучах и в головных частях отдельных лучевых элементов и достигают величины нескольких километров. Для их образования требуются ударные массы порядка 10—100 млн. *t* (Станюкович, Бронштейн, 1960; «Ranger VII», 1965), а наибольшие глыбы, выбрасываемые при катастрофических извержениях, имеют массы в тысячи тонн, возможно до 50 тыс. *t* (Горшков, Дубик, 1969; Ермаков, 1969). Такие лунки (с лучами, направленными от основного кратера) могут образоваться только при падении крупных обломков после метеоритного взрыва.

3. Струйчатый и дюнный рельеф. Такой рельеф встречается на внешних склонах кратеров, он образован перешлепывающимися грядами, бороздами, холмами и западинами, сходными с рельефом отложений подземных ядерных взрывов; создается впечатление, что он создан какими-то «струями» или «жгутами» вещества, выброшенного из кратера (рис. 41). С удалением от кратера этот рельеф постепенно нивелируется и исчезает, переходя в лучевые системы. Чем лучше развиты лучевые системы, тем более четко выражен и струйчатый рельеф; в то же время среди вулканогенных кратеров, выделяемых по структуре и расположению, такой рельеф, как правило, отсутствует. Некоторое сходство со струйчатым рельефом видно в отдельных вулканических районах (Море Восточное, дно Коперника, дно Пифагора), но полной аналогии нет (рис. 42). Поэтому типичный струйчатый рельеф (Коперник, Аристилл, Аристотель) может служить признаком метеоритного происхождения кратера.

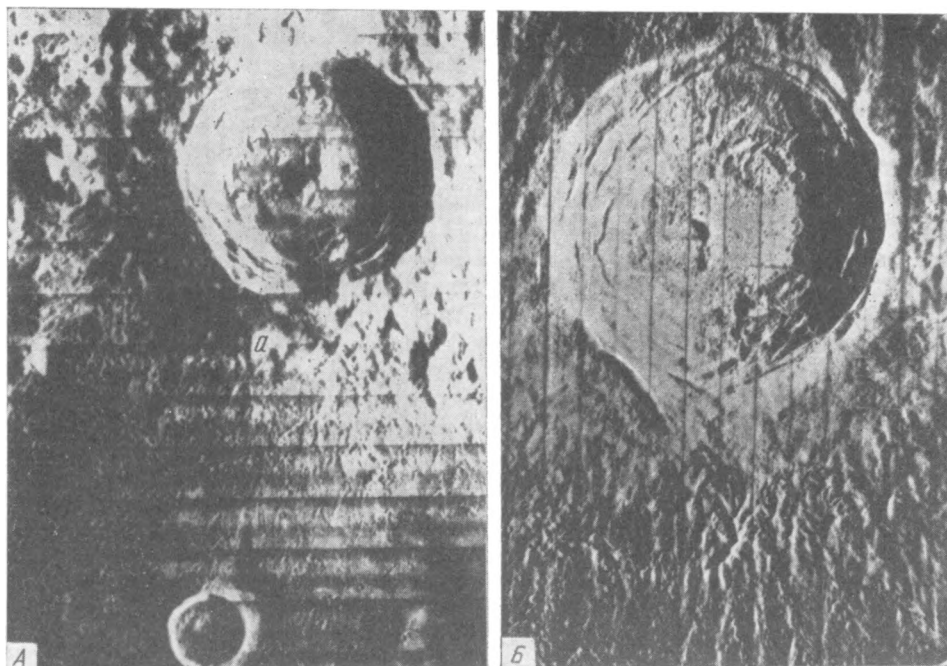
4. Крупные глыбы. При взрыве метеорита из кратера выбрасываются очень большие обломки. Но они различаются только вокруг относительно молодых кратеров и только на крупномасштабных фотографиях. Их размеры (до десятков и сотен метров) необъяснимы с позиций вулканизма.

По-видимому, сейчас еще нельзя отделить все вулканогенные структуры внешних склонов струйчатых кратеров от структур выбросов, так как они выглядят очень похожими. Например, кратер Гулд (восточнее Буллиальда) пересечен 80-километровой луночной бороздой. Она ориентирована косо к выбросам Буллиальда и, несомненно, является эндогенной. Юго-западный конец борозды продолжен южнее 40-километровой цепью лунок,

субконцентричной к Буллиальду. Если бы первая борозда была радиальной к этому кратеру, а вторая лежала бы ближе к нему, в сфере выбросов, то они не отличались бы от ударных цепей.

Точно так же юго-восточнее Эратосфена, в 25 км от его гребня, проходит концентрическая цепь размытых лунок, которую можно было бы счесть ударной, если бы она не продолжалась севернее в виде сбросового уступа.

Признаки ударного происхождения выражены в разной степени в кратерах различной величины. У кратеров менее 20 км иногда встречаются изометричные лучевые ореолы с длиной лучей до 30—80 км (Дарней, 15 км; Кирилл А, 15 км) или дюнный рельеф и рои вторичных лунок (Мёстинг С, 4 км).



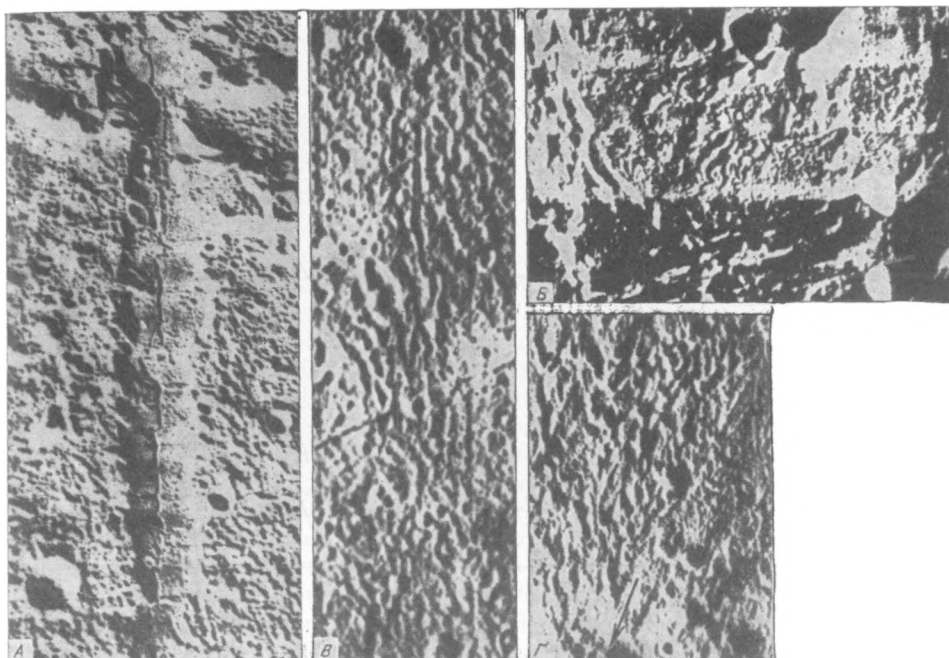
Р и с. 41. Кратеры со струйчатыми структурами

А — Мондер (Море Восточное), диаметр 55 км; на южном гребне вала виден вулкан (а)

Б — Аристарх, диаметр 40 км

Иногда можно различить, что следы слоистости субстрата на внутренних склонах кратера несколько приподняты относительно окружающей местности. Все такие кратеры имеют форму чаши с шириной вала в 0,2—0,5 от диаметра кратера, у них нет террас или центральных горок, и на мелкомасштабных фотографиях они неотличимы от вулканогенных лунок и от множества лунок без определенных генетических признаков. Эти последние располагаются совершенно хаотически, а их плотность не превышает средней «фоновой» плотности на кривых «частота — диаметр», являющихся, очевидно, функциями распределения метеоритов по массам и частотам. Поэтому большинство лунок диаметром менее 10—20 км почти наверняка являются метеоритными.

У метеоритных кратеров диаметром примерно по 25 км и более часто встречаются протяженные лучи и одновременно появляются центральные горки. У Менелая (25 км) лучи достигают длины 150 км, у Лаланда (25 км) — 200 км, а внутри видна центральная горка и терраса. Считается, что лучевые системы, имеющие небольшую мощность или не образующие сплошного покрова, со временем эродируются и исчезают или перекрываются тонким слоем вулканических продуктов. Так что первоначально лучи были у гораздо большего количества кратеров, чем это видно сейчас. Например, у Росса (25 км) лучи, видимо, перекрыты последними морскими покровами, зато на северном склоне вала появляются признаки струйчатости, обычно ассоциирующиеся с лучами.



Р и с. 42. Структуры, сходные со струйчатыми системами

А — Альпийская долина, длина 100 км. Местность покрыта бороздами и цепями лунок, которые нельзя считать ударными, поскольку те же северо-западные направления прослеживаются на более молодом дне долины

Б — часть дна кратера Пифагор; от центральной горки по дну протягиваются борозды и валы, похожие на струйчатость, но имеющие эндогенное происхождение; ширина кадра около 90 км

В — часть дна кратера Коперник: вулканическое поле, сходное по структуре с полями вторично-ударных кратеров; ширина кадра около 3 км

Г — участок материка севернее кратера Тихо, стрелкой показано направление на центр Тихо; ширина кадра около 20 км. Принято считать, что этот рельеф образован при выпадении обломков после взрыва, создавшего Тихо; но очевидно сходство этой структуры со структурой вулканического дна Коперника

Типичный струйчатый рисунок внешних склонов вала появляется у кратеров с диаметром около 30 км и больше. Слабая струйчатость, а также центральная горка и терраса видны у Делиля (26 км), Хардинга (28 км) — здесь также видны две террасы и небольшие лучи. У Эйлера (30 км) струй-

чатость выражена уже четко, с признаками готической структуры; появляется также плоское дно с центральной горкой, две террасы.

При диаметрах около 30 км кратеры хорошей сохранности можно уже разделять по морфологии на метеоритные и вулканические даже на среднемасштабных фотографиях. Так, названные выше 30-километровые кратеры заметно отличаются от кратера такого же размера в Море Восточном на 4° ю.ш., 92° з.д. с его мощной центральной горкой, двумя вулканами на валу и с гладкими внешними склонами. В 200 км на юго-запад от Хардинга лежит похожий на него кратер такого же размера, но его валы гладкие, с внешними концентрическими уступами, нет роев вторичных лунок, гребень вала перекрыт вулканом, на дне видна система хребтов.

Лучи, струйчатость и рои вторичных лунок достигают максимального выражения в кратерах диаметром свыше 40 км. Лучше всего они видны в кратерах, расположенных на плоских морских поверхностях: Автолик (40 км), Аристилл (55 км), Коперник (90 км, лучи до 600 км), и реже различаются у материковых форм: Тихо (90 км, лучи до 1500 км), Пифагор (110 км). Структура валов более крупных кольцевых форм в значительной мере обусловлена тектоникой и вулканическими проявлениями; признаки метеоритного удара в них видны слабо (Гумбольдт, Циолковский).

Одновременно с признаками метеоритного удара в кратерах свыше 40 км широко представлены следы вулканической деятельности: плоские днища, сложные центральные горки, вулканы на дне и на валах, цепи лунок по разрывам внешних склонов вала. Вот три наиболее известных метеоритных кратера, переработанные вулканизмом.

Аристарх. Диаметр 40 км. Возраст кратера на основании подсчетов плотности лунок оценивается ориентировочно в 60—100 млн. лет; но это не время заложения самого кратера, а лишь возраст тех участков поверхности, для которых проведены подсчеты. На дне и валах Аристарха видны следы вулканической деятельности, поэтому первоначальный рельеф кратера местами перекрыт более молодыми вулканическими породами и, видимо, сам кратер древнее, чем оцениваемые участки. С другой стороны, неизвестно, сколько лунок появилось в результате того же вулканизма; если их исключить из подсчетов, то поверхность окажется моложе. Наконец, многочисленные наблюдения светящихся пятен в Аристархе и в его окрестностях свидетельствуют о современной вулканической активности в этом районе (Moog, 1965; Козырев, 1963; Hartmann, 1968).

Дно кратера представляет собой сплошное вулканическое поле (рис. 43). Оно покрыто бороздами и трещинами нескольких систем и усеяно светлыми сглаженными холмами. Часть холмов несет вершинные лунки, многие перекрывают трещины дна; видимо, все это шлаковые конусы. Видны отдельные ровные «потоки», накладывающиеся на разрывы. Удлиненная центральная горка состоит, видимо, из двух вулканов. В северо-восточном углу дна лежит 7-километровый кольцевой вал, резко отличный от валов ударных кратеров.

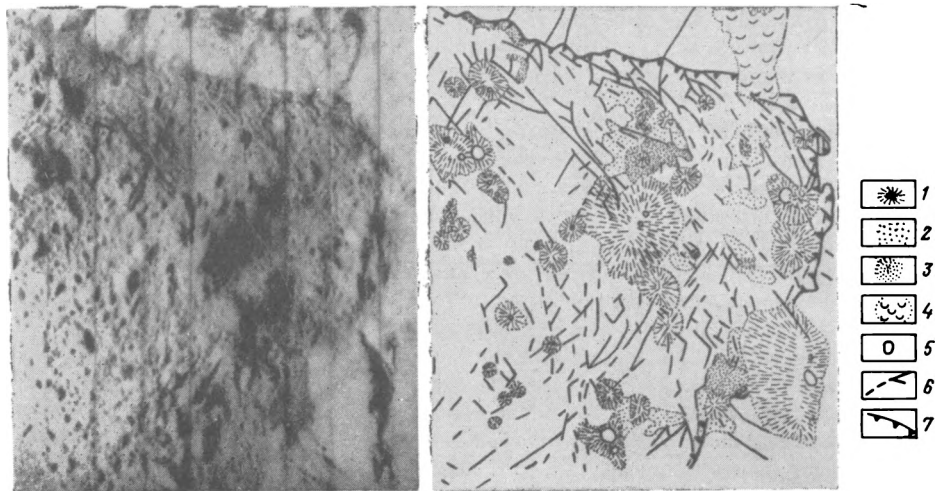
Внутренние склоны изборозжены радиальными бороздами и концентрическими террасами. На террасах встречаются лавовые озера с характерным растрескиванием поверхности, что говорит о глубоком заложении террасообразующих разрывов. Радиальные бороздки частично могут быть образованы следами скатывающихся глыб, а частью могут быть реликтами первоначального рисунка выбросов. Возможно, некоторые радиальные борозды появляются из-за оползания по склону крупных блоков. Но часть этих борозд маркирует разрывы: они отклоняются от радиальных направлений, переходят с внутреннего склона вала на внешний, ветвятся; по простиранию борозды сменяются гребнями и цепями лунок, вдоль них видны сбросовые смещения.

Внешний склон вала можно грубо разделить на три зоны.

Внутренняя зона — шириной до 20 км — характеризуется относительно сглаженным рельефом, и этот сглаженный материал перекрывает струйчатый рельеф следую-

щей зоны. На юго-востоке видно, что внутренняя зона рассечена радиальными и концентрическими к кратеру разрывами, а разрывы перекрыты пятнами лав и вулканическими куполами. На севере и на юге четко видны готические структуры.

Средняя зона — шириной 30—40 км — струйчатая и построена неоднородно в разных секторах. В основном она покрыта тесно лежащими гроздьями и цепями лунок размерами от сотен метров до 1—2 км, субрадиальных к Аристарху. Вероятно, это следы первичного выброса. Но на юге лунки достигают размеров 2—4 км и направление их валов тесно связано с направлением готических разрывов; из этих открытых к югу лунок вытягиваются языки какого-то материала, похожие на лавовые потоки; размеры их примерно 2—3 на 10—12 км. Характерный рисунок северного сектора средней зоны заставляет предполагать здесь такие же потоки, как у Тихо, в районе посадки аппарата «Сервейор-7». Кстати, приподнятый северный сектор четко отделен от пологой



Р и с. 43. Часть дна кратера Аристарх

1 — вулканы; 2 — участки со смягченным рельефом; 3 — сглаженные участки (пеплы?); 4 — поток на склоне вала; 5 — лунки; 6 — разрывы; 7 — граница дна кратера. Ширина кадра 4 км

внешней зоны риллеобразной бороздой; возможно, это связано с тектоническим поднятием средней зоны.

Внешняя зона — область дисперсных выбросов, мелких выбоин и лучей, которые протягиваются на 200—300 км от гребня Аристарха. Именно размер этих выбоин — до 0,5—1 км — и длина лучей заставляют отнести кратер к ударным формам. После образования Аристарха его диаметр увеличился раза в полтора за счет оседания бортов. При этом кратер и окружающая местность в радиусе 20—40 км подверглись вулканической переработке.

Коперник. Диаметр 95 км. Возраст кратера оценивается в 300—600 млн. лет (с теми же оговорками, что и для Аристарха).

Очевидно, Коперник возник как метеоритный кратер. Иначе трудно объяснить длину его лучей — до 500—600 км — и широкое распространение вокруг Коперника гроздей лунок, мелких гряд и холмов. (Двухкилометровые лунки рассеяны в радиусе до 200—250 км от центра кратера.)

Правда, один из самых длинных лучей, проходящий между Ламбертом и Тимохарисом, направлен не от Коперника, а от области в 50—70 км восточнее него, где на его продолжении лежит вулканическая борозда Стадия и субмеридиональный пологий

уступ; сам же луч частью проходит по меридиональным отрезкам морских валов. Если же проследить направление отдельных слагающих его лучевых элементов, то они опять-таки ориентированы не на Коперник, а на область в 100 км к западу от него. Трудно понять, как этот луч мог образоваться при выбросе из Коперника; однако пока нет удовлетворительной альтернативы этому объяснению.

Часть мелких холмов в окрестностях Коперника на телескопических снимках неотличима от выбросов, но на самом деле это вулканические сооружения.

Точно так же многие лунки оказываются не вторично-ударными, а вулканическими: они имеют темные гало, иногда полигональны, вытянуты тангенциально к Копернику (Wagner, 1962), многие лишены лучей и направленных выбросов (Shmitt a.o., 1967).

Дно кратера, очевидно, сложено вулканическими породами. Здесь видны отдельные вулканы, скопления шлаковых конусов, трещины и рилли, которые на некоторых отрезках перекрыты вулканическими покровами. Центральная горка распадается на полдюжины вулканов диаметром до 5 км, с вершинными лунками, соммами, открытыми в одну сторону кратерами, дайками. Замечательно, что структура некоторых участков этого чисто вулканического поля похожа на структуру «выбросов» внешнего склона вала (см. рис. 42).

Внутренние склоны террасированы, и в тыловых частях террас встречаются лавовые озера. От одного из таких озер спускается по склону хорошо дешифрируемый лавовый поток; сходные структуры видны и на других участках внутреннего склона. Структурой этого потока связан интересный вопрос относительно морфологии лав и их состава. Насколько можно судить, лавы в озере лежат горизонтально и спокойно; лавы, стекающие от озера вниз по склону и имеющие, очевидно, тот же состав, характеризуются неровным, грядовым рельефом. Таким образом, морфология лав может зависеть не от состава, а от способа их застывания: в покое или в движении.

Террасы пересечены радиальными и тангенциальными разрывами, зачастую продолжающимися на внешний склон вала. На одной из фотографий «Лунар Орбитер-V» виден радиальный разрыв, пересекающий юго-западный гребень вала Коперника; на гребне и в верхней части сбросового уступа вдоль этого разрыва появляются вытянутые лунки с приподнятыми краями, т. е. не провалы, а вулканические. Следовательно, этот радиальный разрыв функционировал и после самого последнего проседания вала.

Там, где террасы не пересечены разрывами и не перекрыты вулканическими покровами, на них сохраняются следы поверхности, окружающей первоначальный кратер; его диаметр был не более 50 км.

Внешний склон, в отличие от Аристарха, изборозжен разрывами в поясе шириной 20 км вдоль гребня; а дальше рельеф становится мягче, и разрывы стираются, как если бы они перекрывались каким-то рыхлым материалом. Как и на внутреннем склоне, в западинах встречаются послеразрывные лавовые озера; на отдельных участках наблюдаются структуры, сходные с лавовыми потоками, вытекающими из шлаковых конусов. Разрывы распадаются на несколько систем; преимущественно это радиальные трещины и разрывы готической системы. Последняя выражена не только мелкими трещинами, но и крупными гребнями на севере и на юге. Связь этих гребней с отдельными цепями лунок позволяет считать последние неударными, хотя по внешнему виду они ничем не отличаются от лунок «выбросов».

Наконец, надо отметить довольно четкий перегиб, отделяющий поднятие вала Коперника от внешнего поля выбросов (примерно в 20—30 км от гребня вала). Видимо, это поднятие имеет смешанное происхождение: аккумулятивное (метеоритный выброс и вулканические накопления) и тектоническое.

Тило. Диаметр 90 км. Возраст кратера 200 млн. лет (с теми же оговорками). Его гигантские лучи наверняка возникли при взрыве метеорита, который создал кратер диаметром около 60 км (рис. 44, 45).

Дно Тихо, которое с Земли представляется почти плоским, на крупномасштабных снимках оказывается заполненным бесчисленными холмами, бороздами и гребнями. На вершинах холмов встречается лунки и соммообразные проседания. Зачастую такой сглаженный купол перекрывает мелкобугристое трещиноватое основание, так как разрывы основания «утыкаются» в купол и выходят из-под него с другой стороны; скорее всего это небольшие вулканы. |

На рис. 46 в том же масштабе показано расположение нескольких вулканов Гегамского нагорья, а на рис. 47 профили некоторых из них. Морфологически они сходны с холмами в Тихо, хотя неразрушенные вулканы Армении больше по размерам и круче. Такие же соотношения намечаются и для камчатских вулканов по сравнению с лунными. На мелких (первые сотни метров) холмах на дне Тихо иногда также видны вершинные лунки, но такие формы теряются среди мелких неровностей бугристо-бороздчатой местности. Часть из них, по-видимому, следует отнести к мелким шлаковым конусам, другие могли возникнуть при пересечении разрывами покоробленных лавовых потоков или же просто при пересечении двух-трех систем линейных нарушений.

Линейные детали — борозды и гребни, обычно тесно взаимосвязанные, очевидно, относятся к двум генетическим разновидностям. Первая образована разрывами, которые выделяются по единой ориентировке прямолинейных структур; эта ориентировка прослеживается по всему видимому участку. Наличие сквозных систем разрывов противоречит представлениям о тонкораздробленном слое под дном кратера, как это следует из метеоритной гипотезы: для сохранения единых систем напряжений среда должна быть достаточно связной. Возможно, дробленные породы впоследствии были «залечены» магмой.

Линейные детали второго рода связаны, по-видимому, не с тектоникой, а со специфической структурой лавовых потоков. Наличие таких потоков определяется по характерному рисунку на их поверхности. Этот рисунок похож на структуры коробления земных лавовых полей. Лучше всего он виден возле борта кратера: в левом нижнем углу кадра (см. рис. 44), а также севернее, примерно в средней части кадра. Судя по рисунку течения, эти потоки, по-видимому, брали начало из двух открытых к востоку депрессий в борту Тихо. Их структура сходна со структурой земных андезитовых и дацитовых лав.

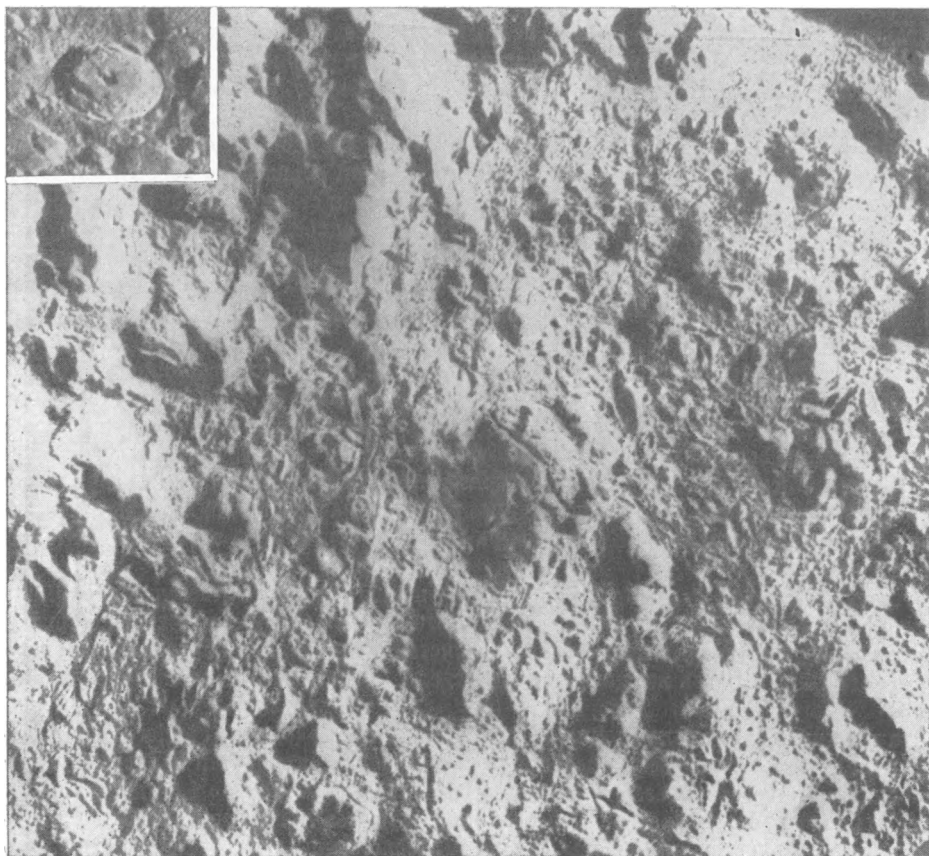
Строение внутренних склонов Тихо на имеющихся снимках читается плохо. Лишь в северном и южном секторах хорошо видно, что северо-западные и северо-восточные разрывы образуют перекрестную готическую систему, единую для внутреннего и внешнего склонов вала. Здесь же различаются отдельные потоки и похожие на вулканы холмы.

На внешнем склоне вала Р. Дж. Штром и Дж. Филдер (Strom, Fielder, 1968) идентифицировали несколько лавовых потоков разной степени сохранности и лавовые озера в западинах. На северном валу Тихо виден 5-километровый холм с 1,5-километровым кратером на вершине, а в кратере — небольшой центральный выступ. Создается впечатление, что холм является небольшим вулканом, наложенным на отходящий от него поток.

Р. Дж. Штром и Дж. Филдер считают, что грубая структура потоков северного вала свидетельствует о большей вязкости лав и, следовательно, об ином составе по сравнению с морями. Возможно, так оно и есть, хотя по данным «Сервейора-7» вещество поверхности у вала Тихо отличается от морского вещества лишь несколько меньшим содержанием железа. Но кажется более вероятным, что неровности потока обязаны своим возникновением «телескопированию» сквозь поток разрывов основания, т. е. неровности являются провалами и короблением в лавах, перекрывающих борозды, или же возникли из-за вторичных взрывов и вспучиваний над трещинами, или связаны с дополнительными подвижками по разрывам и т. д. Во всяком случае, перекрестные разрывы сказываются и в структуре потоков, контролируя границу их распростране-

ния, и в ориентировке лунок в 100 км северней северного гребня. Эта ориентировка так отчетлива, что скорее всего цепи лунок здесь не ударные, а эндогенные.

В восточном секторе структура вала иная. Здесь отмечаются преимущественно концентрические разрывы, хотя если бы имелись северо-западные и северо-восточные структуры, то при данном освещении они были бы видны. За гребнем вала протягивается концентрическая зона западин шириной от 8 до 15 км, ограниченная с востока вторым субконцентрическим гребнем, так что вал Тихо имеет здесь два гребня с зоной относительного опускания между ними. Некоторые западины выполнены темным веществом с ровной поверхностью, образующим «озера». Если бы это вещество было пылью, то все западины должны были заполниться равномерно, однако имеются и «сухие» впадины.



Р и с. 44. Часть дна кратера Тихо

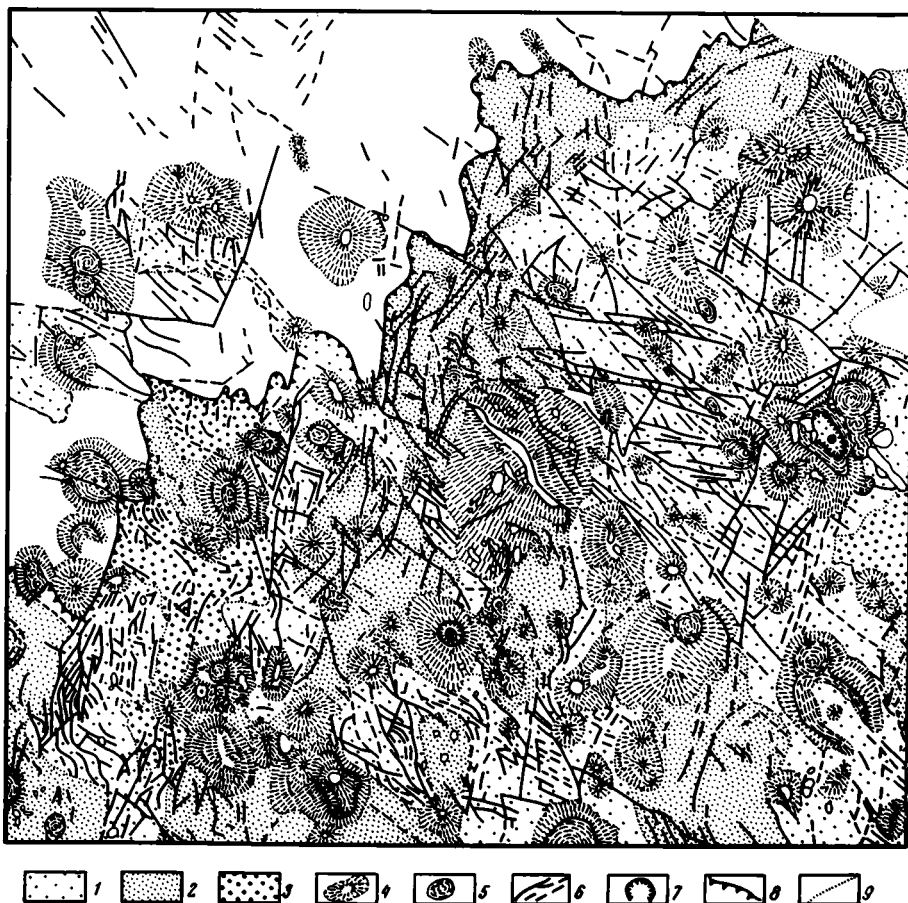
Ширина кадра 24 км. Слева сверху — телескопическое изображение того же кратера

Следовательно, озера заполнены вулканическим материалом. За восточным ограничением вала Тихо местность снова пересечена радиальными и тангенциальными разрывами.

Итак, вероятно, вокруг кольцевого вала Тихо в какой-то период происходило дробление по тангенциальным и концентрическим разрывам; образовавшаяся трещиноватая зона послужила местом выхода на поверхность магматических продуктов.

Следует еще раз повторить, что имеющиеся фотографии далеко не всегда позволяют выявить вулканические формы в лунных кратерах. Так, фотографирование, проведенное во время полетов «Аполлона-10» и «Аполлона-11», позволило отдешифровать в одном из кратеров обратной стороны (4° с.ш., 120° в.д.) отдельные лавовые покровы, интрузивные породы и дайки, в то время как на фотографиях «Орбитеров» они различаются плохо (El-Baz, 1970).

Но сам факт широкого распространения вулканических структур в ударных кратерах остается несомненным. Возможно, днища некоторых кратеров несут следы поверхностного расплавления, возникающего при



Р и с. 45. Дешифровка части дна кратера Тихо (см. рис. 44)

1 — лавовые поля с трещинами и бороздами; 2 — сглаженные участки (пирокластические накопления?); 3 — отдельные лавовые потоки; 4 — вулканы; 5 — вулканические кратеры; 6 — разрывы и трещины; 7 — проседания на вершинах вулканов; 8 — граница дна и вала; 9 — границы отдельных структур

взрыве метеорита. Однако для большинства таких кратеров это объяснение не годится. Судя по останкам затопленных структур, лавы на днищах часто появляются спустя значительное время после формирования самого

кратера. Их объем явно больше объема того расплава, который мог бы возникнуть в момент удара (вплоть до полного затопления кратера в варгентинском типе). Наконец, вулканические структуры связаны с террасами внутренних склонов и распространяются на гребень и внешние склоны вала. Очевидно, источником магмы не может быть лавовое озеро, оставшееся в кратере после взрыва. Поэтому была предложена гипотеза инициированного вулканизма (Ронка, 1968).

Согласно этой гипотезе, метеоритный удар может вызвать вулканизм в месте образования кратера, послужив спусковым крючком для эндогенных процессов. Агентами, способствующими поднятию магмы, служат в этом случае: а) зона брекчий и трещиноватости под дном образовавшегося кратера; б) уменьшение давления под кратером за счет удаления толщи

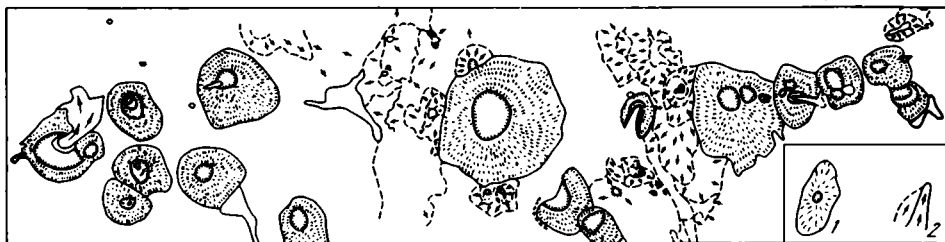


Рис. 46. Вулканы Гегамского нагорья (Армения), по материалам В. Г. Трифонова

1 — вулканы; 2 — лавовые потоки
Масштаб тот же, что и на рис. 44, 45

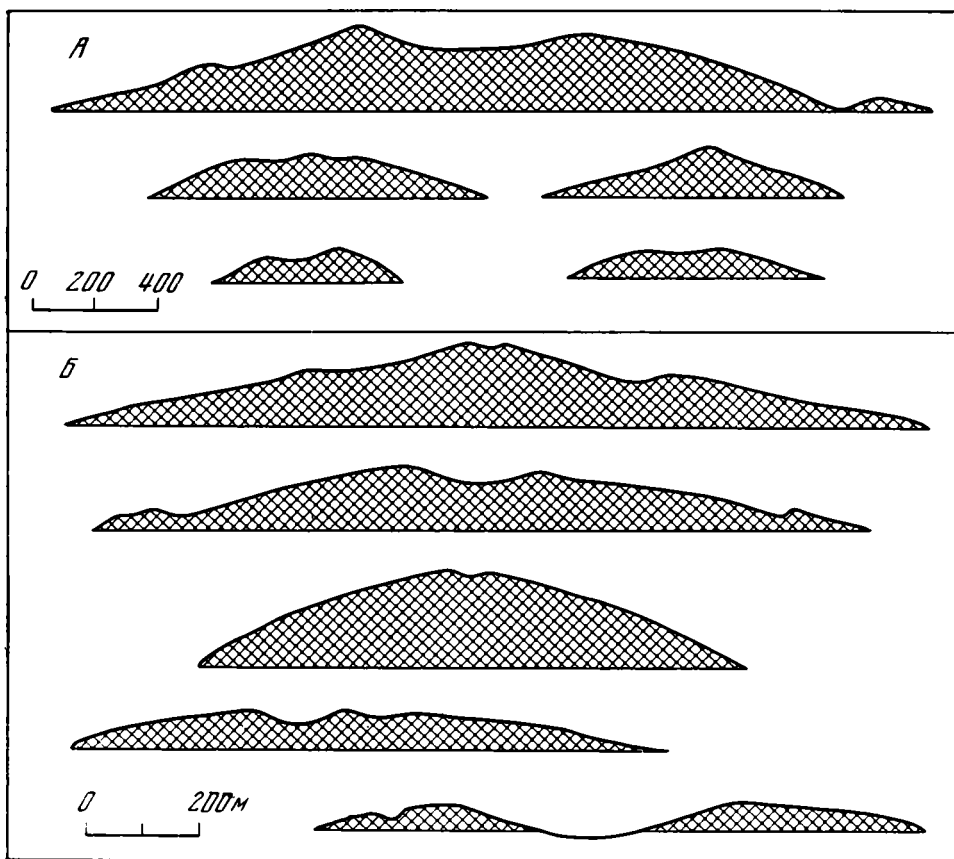
пород, что приводит к понижению точки плавления и к образованию магмы; в) изменение термального режима за счет более быстрого охлаждения пород, обнажившихся в кратере. К этому можно добавить плавление пород под действием ударной волны. Гипотеза эта весьма привлекательна, однако границы ее применимости пока неясны.

Прежде всего непонятно, каким образом усилившаяся теплоотдача через кратер и соответственно более быстрое охлаждение недр могут способствовать вулканизму. Если на глубине есть магматический очаг или разогретая пластичная зона, то именно под центром ударного кратера материал этого очага охладится быстрее всего и должен опускаться из-за увеличения плотности. Подтекающий с периферии горячий материал в свою очередь охладится и опустится и т. д., т. е. конвективная ячейка, если она и возникнет, будет «засасывать» материал на глубину, а не выжимать его в кратер.

Снижение точки плавления за счет снятия давления оказывается столь малым, что им можно пренебречь. Согласно графику, приводимому Л. Б. Ронка (1968, стр. 178), глубина 90-километрового кратера составляет около 3 км; эта дает в условиях Луны снижение давления на 150 атм при плотности пород 3 г/см³. Возможно, цифра 3 км сильно занижена; предположим, что первичный кратер имел глубину 20 км, тогда давление под ним снизится на 1000 атм. Но для того чтобы снизить точку плавления базальта на 1° С, нужно сбросить давление приблизительно на 80 атм (Белоусов, 1966, стр. 46), и под кратером глубиной 20 км точка плавления сместится всего на 12° С, а под 3-километровым — на 2°. Этого явно недостаточно.

Не обеспечивает расплавления и энергия ударной волны. Радиус зоны расплавления при ударе по расчетам составляет 0,035 от радиуса зоны трещиноватости (Биллс и др., 1968, стр. 16), а по данным разбуривания метеоритных кратеров — и того меньше. Количество энергии на единицу вещества в ударной волне при ее распространении обратно пропорционально площади фронта волны (без учета потерь на разогрев и деформацию пород). Поэтому если в зоне плавления температура повысилась на 1200° , то в центре брекчиевой линзы она возрастает не более чем на 25° , а на границе зоны трещиноватости — на $1,5^{\circ}$.

Видимо, основным агентом, способствующим проявлению инициированного вулканизма, следует признать зоны брекчий и трещиноватости под ударным кратером (рис. 48). Либо эти зоны достигают существующих

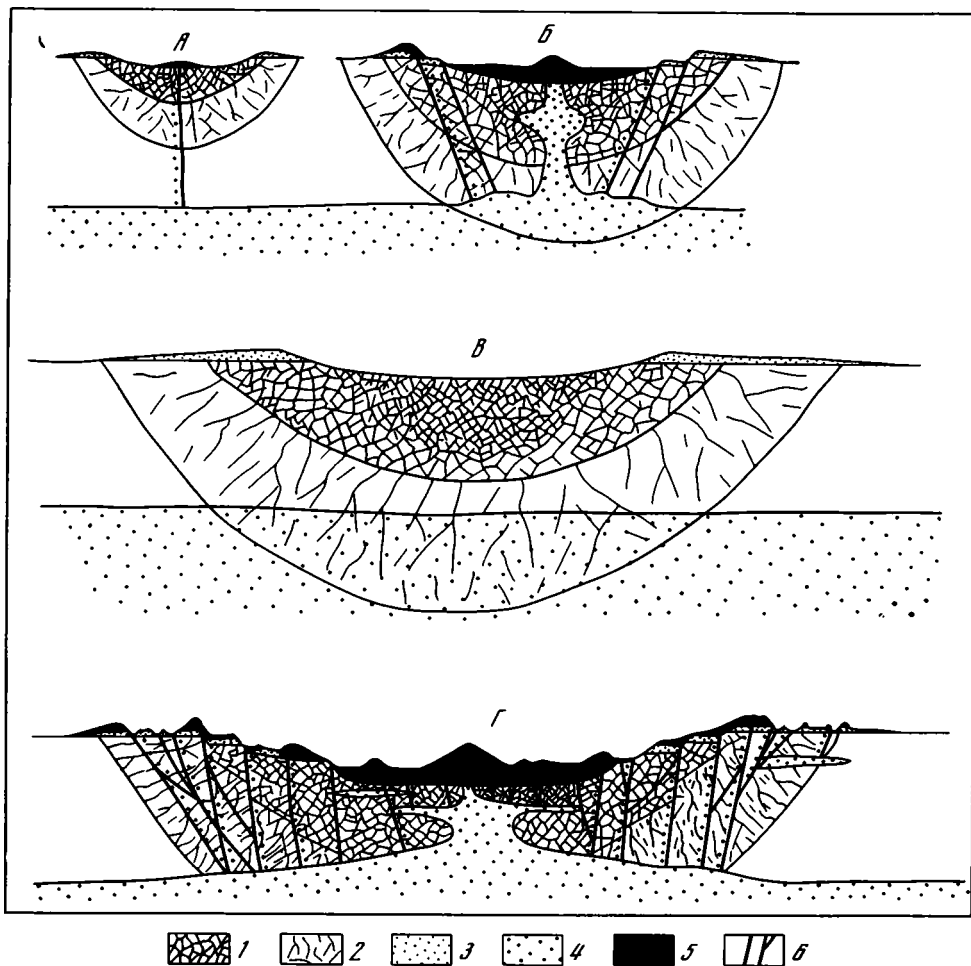


Р и с. 47. Профили вулканов Гегамского нагорья (А) и вулканов на дне кратера Тихо (Б)

магматических очагов, либо магма проникает в них при последующем общем подъеме магматического фронта (может, через сотни миллионов лет). Первый случай иллюстрируется примером кратера Кардан: его выбросы лежат на темных морских породах, но последние морские покровы перекрыли часть выбросов, т. е. кратер образовался во время заполнения моря, и в этот момент на глубине существовал крупный магматический

очаг, питавший море. Второй вариант — это многочисленные кратеры древнего облика, заполненные относительно молодым морским веществом.

Вулканические структуры хорошо развиты в ударных кратерах диаметром свыше 30—40 км (хотя часто встречаются и в меньших кратерах, до 15—20 км). А глубина зон трещиноватости известна лишь для кратеров диаметром до 1—2 км; для больших кратеров эти глубины интерполируются и, возможно, завышаются (Штейнберг, 1969). Согласно упоминаемому уже графику Л. Б. Ронка, глубина брекчий для 30—40-километровых



Р и с. 48. Схема развития инициированного вулканизма в ударных кратерах

1 — брекчии; 2 — зоны трещиноватости; 3 — выбросы из ударных кратеров; 4 — магмонасыщенные зоны; 5 — эффузивы; 6 — разрывы.

А — кратер диаметром 20 км; магма пробивается только по центру, террас нет

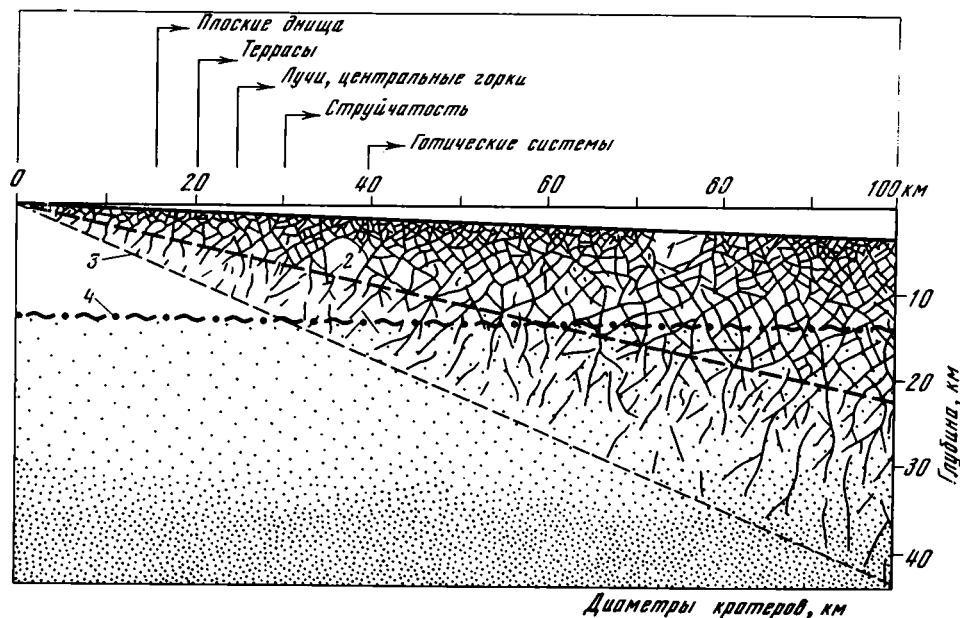
Б — 40-километровый кратер: трещиноватая зона доходит до магмы, центральная часть кратера проседает, магма через раздробленные породы изливается на дно кратера

В — 50-километровый кратер сразу после образования

Г — тот же кратер, переработанный вулканизмом: магма поднимается широким фронтом в раздробленных породах и изливается на дно и валы кратера, диаметр кратера увеличивается за счет проседаний по ступенчатым сбросам

кратеров равна 7—9 км; глубина трещиноватости вдвое больше (Биллс и др., 1968), т. е. 14—18 км (рис. 49).

И если на этих глубинах есть магматические очаги, то справедливо предположить, что магма по ослабленной зоне выйдет на поверхность. Однако столь же правомерным будет и предположение о том, что с таких глубин магма пробьет себе дорогу и без метеоритного удара, скажем, по зоне разрыва. Вулканические проявления в кратерах отмечены по всей лунной поверхности, что требует признания столь же повсеместного развития магматических очагов или даже сплошного расплавленного слоя.



Р и с. 49. Зависимость поверхностных структур ударных кратеров от глубины деформаций под ними 1 — глубина кратера; 2 — глубина брекчирования; 3 — глубина трещиноватости (1—3 — по Л. Б. Ронка, 1968); 4 — предполагаемая глубина магмонасыщенной зоны

Неизбежным результатом этого должен быть вулканизм, не связанный с метеоритными ударами. Так что, допуская инициированный вулканизм, мы тем самым допускаем «естественный» вулканизм.

При этом кратеры более 30 км в той или иной мере расширены за счет проседания внутренних частей валов. Выше уже приводились свидетельства крутого падения и глубокого заложения террасообразующих кольцевых разрывов и связи с ними вулканических проявлений. К этому можно добавить, что оползневое соскальзывание пласта материала с вала на дно кратера (как это предполагается геологами американской школы) привело бы к нагнетанию материала в центре кратера и закупорке центрального канала. На самом же деле в центрах таких кратеров, как правило, возникают вулканы.

Скорее всего концентрические трещины ведут себя аналогично таким трещинам над близповерхностными магматическими камерами на Земле, т. е. падают под крутыми углами к центру (конические) и от центра (кольцевые) и сообщаются непосредственно с магматической камерой (Елисеев,

1953; Мархинин, 1962; Свешникова, 1968; и др.). В результате мы получаем структуру кальдерного типа, признаками которой служат вулканические структуры вала, обычные для земных кальдер.

Таким образом, удар метеорита должен инициировать не просто вулканизм, но вулканизм вполне определенного типа, приводящий к возникновению кальдер и кольцевых вулканических комплексов. Поэтому возникает вопрос: если недра Луны с такой готовностью откликаются на метеоритные удары появлением кальдер, то почему бы этим кальдерам не появиться и без метеоритов? Ведь в сущности не так уж важно, что было причиной локализации кальдеры в данном месте — пересечение крупных разломов или трещиноватость, созданная метеоритным ударом.

Итак, если допустить широкое развитие на Луне инициированного вулканизма, то тем самым надо признать и следующее: а) существование магм в 10—20 км от поверхности (во время или после формирования крупных ударных кратеров); б) «предрасположенность» магматических очагов к формированию кальдер.

Интересно также вспомнить, что у кратеров менее 25 км нет струйчатости, лучи невелики, дно чашевидное, террасы и центральные горки развиты слабо. Типичная струйчато-лучевая картина появляется лишь у форм больше 30 км, достигая наиболее полного выражения у кратеров свыше 40 км. Может, это связано с различиями в характере ударов и взрывов метеоритов разной величины. Но, может быть, деформации под дном кратеров диаметром свыше 25—30 км достигают зоны магматической активности, а дробление под 40-километровыми кратерами уже значительно ослабляет кровлю магматических очагов, в результате чего эндогенные силы присоединяются к силам метеоритного взрыва; изменяются и сам характер взрыва и характер последующего вулканизма.

Земные аналоги лунных форм

Морфология земных вулканогенных образований изучена сейчас подробнейшим образом. Однако детальное рассмотрение земных вулканических форм по литературным данным далеко вышло бы за рамки этой работы и, кроме того, осталось бы не более чем компиляцией. Поэтому ниже даны некоторые особенности вулканических форм, непосредственно наблюдавшихся автором.

Эти примеры приводятся постольку, поскольку они представляются достаточно типичными для образований такого рода. Каждый раздел разбит на две части: *I* — форма земных образований, *II* — сравнение земных вулканических форм с лунными.

Эффузивные и пирокластические накопления

I

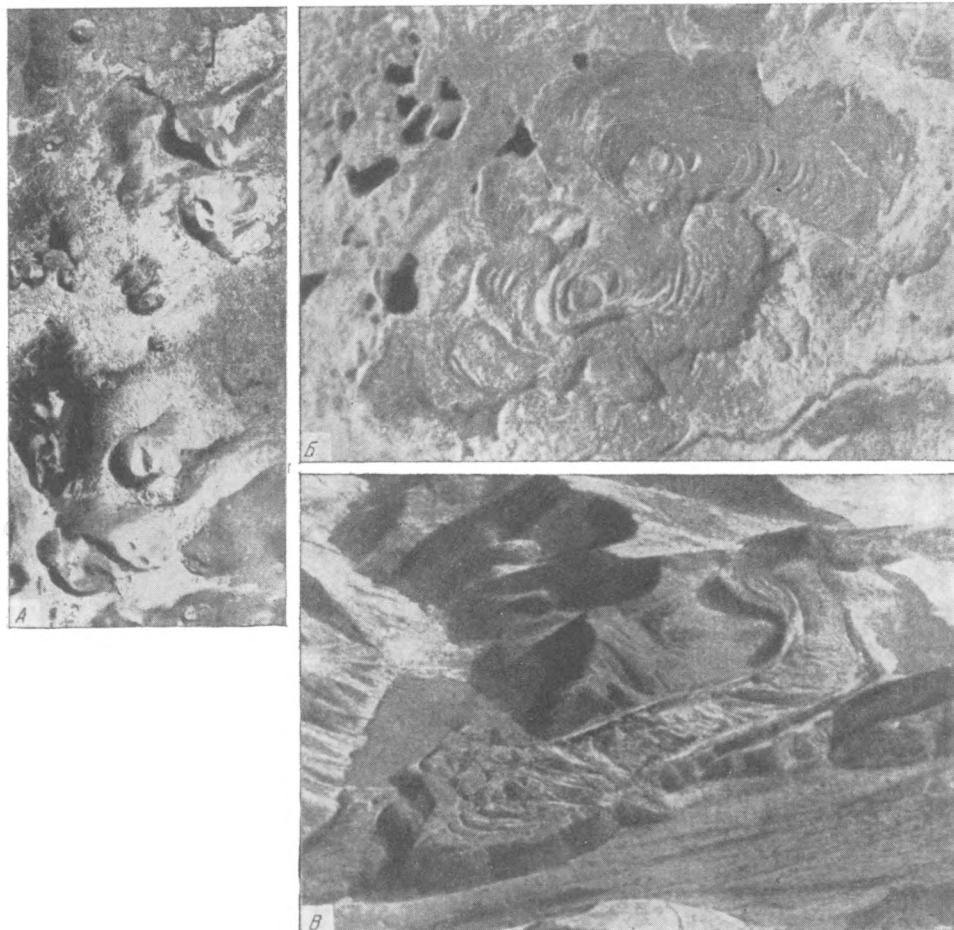
Поле молодых базальтов перевала Базар-Чай (Армения) состоит из сливающихся и перекрывающихся потоков длиной до 7—10 км и шириной до первых километров, мощность отдельных потоков — от нескольких метров до 40 м. Некоторые потоки вытекают из жерл шлаковых конусов, прорывая их с одной стороны так, что оставшаяся часть конуса приобретает вид полумесяца. Другие подстилают шлаковые конуса, происходя, очевидно, из тех же каналов, но часто центр излияния не маркируется шла-

ковым конусом. Линейная ориентировка групп конусов указывает на трещинный характер излияний.

По морфологии потоки Базар-Чая четко распадаются на два типа.

Первый тип — лавы типа «аа», с грубой коркой, целиком состоящей из крупных глыб массивных или шлаковидных базальтов. Они ограничены приподнятыми валами и покрыты субконцентрическими валами коробления шириной по несколько метров; между валами в бороздах часто образуются расщелины глубиной до 5 м и шириной 2 — 5 м. Отдельные пластины в корке потоков изогнуты, скручены и поставлены вертикально, так что получаются обелиски высотой 1—3 м. Эти потоки ограничены крутыми внешними уступами.

Второй тип — лавы «пахуху». У них более гладкая поверхность, иногда почти ровная или слабо волнистая, нет ни валов коробления, ни краевых валов. С этими лавами связаны дренажные каналы: рвы с несколько



Р и с. 50. Шлаковые конуса и базальтовые потоки Земли, по А. Е. Святловскому

А — шлаковые конуса на склоне Толбачика

Б — базальтовое поле в долине р. Маймли (ширина кадра около 6 км)

В — поток длиной 5 км на склоне вулкана Новый Бакепин, с бортовыми валами и валами коробления

приподнятыми краями и обрушенной центральной частью, как если бы обрушилась крытая галерея. Очевидно, это типичные для лав пахуху обрушения лавовых труб. Длина их — от сотен метров до нескольких километров, ширина — десятки метров, глубина — 5—20 м. Те и другие лавы переслаиваются в разрезе и местами трудно различимы.

Характерно, что на местности с относительно крутыми уклонами потоки текут длинными узкими языками (рис. 50, 51), а лавы того же состава на плоском водоразделе широко растекаются и имеют более сглаженную поверхность.

Более древние базальты Армении, Камчатки и Сихотэ-Алиня не сохранили первичной скульптуры поверхности и сливаются в обширные ровные плато, расчленение которых связано с последующей эрозией. На разрезах видно, что по мощности потоки этих плато сравнимы с потоками Базар-Чая (5—20, до 40 м) и характеризуются такой же грубой поверхностной коркой (там, где она сохранилась к моменту следующего излияния). При этом некоторые древние оливиновые базальты могут образовывать такие же высокие вытянутые «рукава» с грубой поверхностью, как и менее основные базальты Базар-Чая; а некоторые андезито-базальты растекаются тонкими довольно ровными покровами. Видимо, в пределах состава андезитов и базальтов морфология потоков определяется не столько небольшими различиями состава, сколько наклоном местности, скоростью поступления магм и газонасыщенностью.

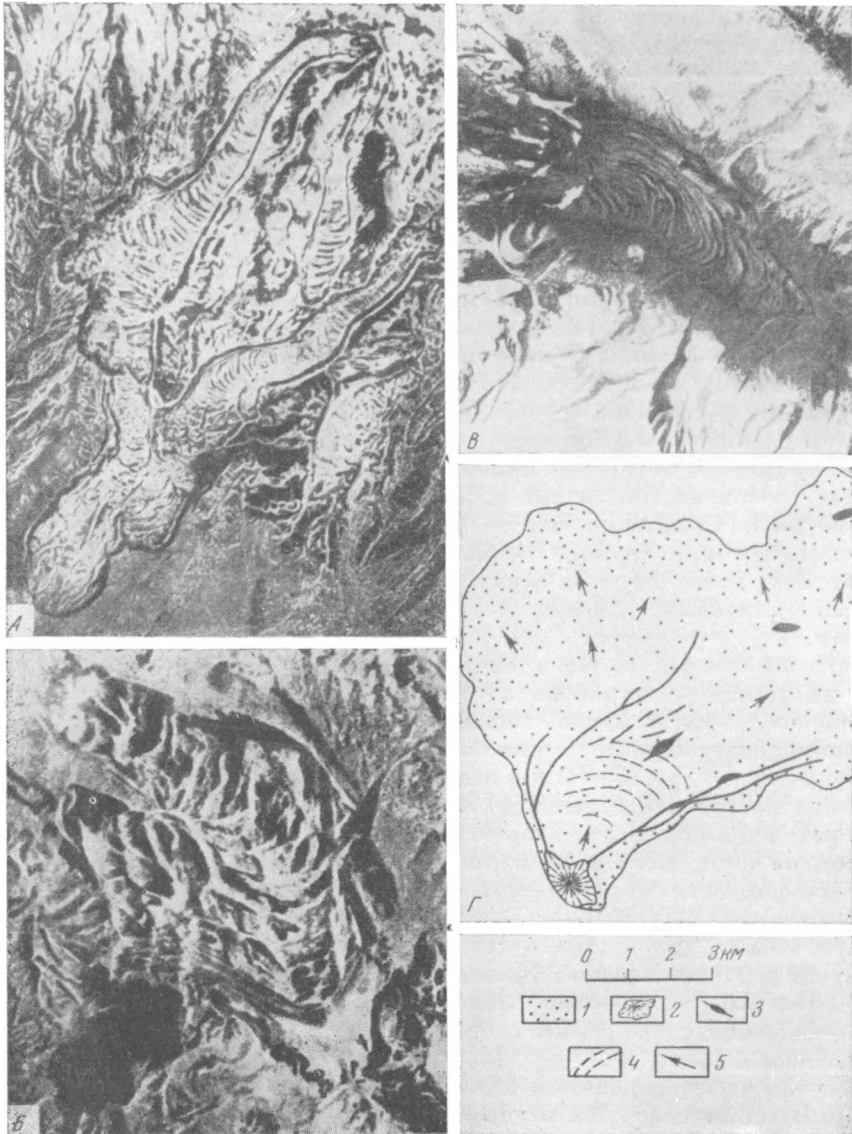
В целом накопление в одном районе серии последовательных потоков приводит к нивелировке всех неровностей рельефа, и толща базальтов мощностью 100—200 м образует уже практически горизонтальное плато (район западнее Северной Гавани, Сихотэ-Алинь); неровности поверхности отдельных потоков сглаживаются при выпадении на них пирокластики и при почвообразовании.

В отличие от базальтовых покровов свежие потоки андезитов, дацитов и липаритов имеют большие мощности, меньшие площади и более грубую поверхность.

Липарито-дацитовые потоки подножья Ичинского вулкана (п-ов Камчатка) протягиваются на 1—3 км при ширине 1—2 км и мощности до 200 м. Они берут начало от небольших дацитовых экструзий, являясь их непосредственным продолжением, так что граница потока и экструзии почти не дешифрируется. Поверхность лав смята во время течения в широкие валы, с горизонтальной амплитудой 30—100 м и вертикальной 20—30 м, и усеяна массивными обелисками высотой до 5—10 м. Потоки заканчиваются мощными краевыми валами и крутыми уступами.

Андезито-дациты подножья горы Арагац (Армения) берут начало из трещин, на которых иногда появляются небольшие вулканические конуса. Поверхность потоков восточного подножья Арагаца покрыта множеством замкнутых и полузамкнутых западин, поперечником в десятки метров, с разделяющими их холмами и грядами. Эрозионная сеть здесь еще слабо развита, и такой рельеф скорее всего отражает первичную скульптуру потоков либо же создан последующими оседаниями в теле потока (дренаж или суффозия). Дацитовое плато северо-западнее вулкана Богутлу (юго-западнее горы Арагац) расположено на пологом основании и состоит из нескольких потоков, суммарная мощность которых превышает 100 м. Если базальты соседнего Арагаца растекаются по склонам и как бы «зализывают» неровности рельефа, заполняя понижения, то более вязкие дациты Богутлу образуют «шапку», наложенную на подстилающий рельеф.

Их площадь около 180 км². В плане поле дацитов имеет трапецевидную форму (22—24 км на 7—10 км) с субпараллельными длинными сторонами. Вся эта масса лав вытекала не только из вулкана Богутлу, расположенного в вершине трапеции, но также из нескольких трещин, приблизительно



Р и с. 51. Лавовые потоки

А — базальтовый поток длиной 10 км в районе вулкана Дзенурский

Б — дацитовые потоки и экструзии вулкана Дикий Гребень

В — андезитовый поток в верховьях р. Кохтана (А — В — по А. Е. Святловскому)

Г — схема дацитового поля вулкана Богутлу (Армения)

1 — лавы, **2** — нект Богутлу, **3** — трещины излияний, **4** — поперечные валы, **5** — направление течения

параллельных сторонам плато. Эти трещины маркируются небольшими валами, в которых заметны проявления гидротермальной деятельности и брекчирования. Поверхность лав довольно ровная, на ней лишь угадываются следы валов коробления.

Липаритовые потоки, например у вулкана Малый Артени, не являются, собственно говоря, потоками, — это короткие расширения центрального кислого экструзивного тела. Впрочем, достаточно свежих потоков липаритового состава автор не встречал.

И г н и м б р и т ы широко развиты в Армении. В эффузивной толще массива горы Арагац присутствует по крайней мере три прослоя этих пород. Начинаясь на склонах Арагаца, они распространяются на расстояния свыше 100 км. Источники их неизвестны, по геофизическим данным можно предполагать наличие магмоподводящих трещин на склонах. Мощности игнимбритов невелики: от нескольких сантиметров до 10—20 м в понижениях палеорельефа. Всюду, где они вскрыты в эрозионной сети или в карьерах, видно, что игнимбриты обволакивают подстилающий рельеф, заполняя его понижения, и таким образом рельеф выравнивается. Скатываясь по склонам Арагаца, игнимбритовый материал задерживался даже в небольших впадинах, например на северном склоне игнимбритами заполнен кратер небольшого базальтового шлакового конуса. Иногда тонкий слой игнимбритов «переваливает» небольшие возвышенности, лишь слегка уменьшаясь в мощности, что невозможно для лав. По химическому составу они соответствуют липарито-дацитам. Не отмечено никаких признаков эрозии местности при отложении игнимбритов; последние даже не захватывают обломков из несцементированных лапиллиевых конусов, перекрытых ими (район Сараланджа). Первичная поверхность игнимбритовых толщ, судя по всему, очень ровная, без каких-либо нагромождений материала; краевых уступов нет — слои выклиниваются постепенно.

Отложения направленных взрывов представлены на Камчатке в районе вулканов Безымянный, Шивелуч и Камень (Горшков, 1962; Ермаков, 1969б). Их протяженность порядка 10 км при максимальной ширине 5—8 км, мощность меняется от 100—200 м во фронтальных частях до 20—50 м в основном теле потока, увеличиваясь в понижениях погребенного рельефа. Материал покровов состоит из несортированных обломков пород взорванных вулканов и кусков пемзы; размеры обломков — от песка и лапиллей до глыб объемом в несколько десятков кубометров. Все это образует совершенно несцементированную массу, легко размывающуюся даже временными водотоками, — не только с поверхности, но и суффозионным путем. Поэтому поверхность наиболее древнего покрова в районе вулкана Камень нацело изменена эрозией, а на покрове Безымянного сохранились лишь переработанные участки первичного рельефа: это беспорядочные скопления крутых холмиков и западин, напоминающие бедленд.

Лучше всего первичный рельеф виден на аэрофотоснимках покрова Шивелуча. Здесь наблюдается интересная система борозд и узких валов. Одни из них расположены субконцентрически, перпендикулярно направлению движения покрова, аналогично валам коробления на лавовых потоках. Другие вытянуты вдоль покрова, иногда изгибаясь и переходя в концентрические гребни. При этом структура покрова иногда различается по разные стороны такой борозды; создается впечатление, что языки материала двигались с разными скоростями и структура отдельных языков уподоблялась структуре течения вязких жидкостей. Длина борозд — до 2—3 км,

ширина — от нескольких метров до нескольких десятков метров. Кроме них, поверхность покрыта мелкими пологими холмами и впадинами; в средней части покрова, в 5—10 км от главного кратера, видно несколько десятков пирамидальных нагромождений, являющихся, по мнению Г. С. Горшкова и Ю. М. Дубика (1969), остатками растаявших каменно-ледяных глыб, выброшенных сюда из главного кратера. Объем этих нагромождений — первые десятки кубометров. Интересно, что эти глыбы либо не образовали вторично-ударных кратеров, либо такие кратеры образовались, но были уничтожены при движении покрова после выпадения. Края покрова направленного взрыва крутые и четкие, его мощность увеличивается к фронтальной части, фронт несколькими языками врезается в лес на склонах. Все это указывает на движение материала после того, как он выпал на грунт. Бугристо-бороздчатая поверхность отложенного направленного взрыва покрыта пемзовыми накоплениями пирокластических потоков с ровной поверхностью, небольшой мощностью и характерным в плане рисунком, похожим на морозные узоры на стекле.

II

На Луне базальтам прежде всего соответствуют темные моря. По различиям в их яркости, по неодинаковой плотности мелких лунок, по концевым уступам, дешифрируемым на некоторых снимках, можно выделить отдельные потоки («Ranger VIII and IX», 1966; Wilshire, 1966; Whitaker, 1965). Мощность этих потоков, по-видимому, меняется в пределах от нескольких метров до 20—40 м. Большие площади этих потоков, выровненная поверхность, затекание лав в узкие «заливы» морского берега — все это говорит о базальтовом составе. Во всяком случае, все лавы более кислого состава на Земле имеют грубый рельеф. Судя по широкому распространению на морях димпл-кратеров и дренажных каналов, морские лавы соответствуют типу пахуху. Однако возможно, что есть и потоки типа аа: их вертикальный рельеф меньше, чем мощность реголита, и вполне мог быть сnivelирован последним. В этом случае некоторые глыбы, выступающие из реголита, могли бы оказаться остатками «обелисков», встречающихся на лавях аа.

Сходство с современными базальтами на этом заканчивается. Как правило, у морских лав нет краевых уступов; они не образуют валов на контактах с выступами фундамента; дешифрируемые потоки занимают огромные площади. Все это подтверждает сведения о крайне малой вязкости лунных базальтов (Murase, McBirney, 1970). Наличие димпл-кратеров поперечником в несколько сот метров указывает на широкое развитие в породах лав пахуху большой мощности, тогда как на Земле они встречаются в подчиненном количестве. Весьма противоречивые мнения существуют по вопросу о происхождении риллей. После полетов «Рейнджеров» было высказано мнение, что рилли являются обрушенными дренажными каналами в лавях («Ranger VIII and IX», 1966). Однако земные дренажные каналы не превышают нескольких километров в длину, и если это явление существует на Луне, то оно имеет гораздо большие масштабы. Это могло бы быть связано с мощностью лунных лав, их вязкостью или режимом застывания. Но, возможно, рилли являются не дренажными каналами (см. раздел «Лепестковые кратеры»).

Рельеф д а ц и т о в ы х п о т о к о в похож на рельеф потоков внешнего склона Тихо и некоторых потоков, спускающихся с валов на днища крупных цирков; такой рельеф встречается и на днищах крупных кратеров.

Это, конечно, нельзя считать доказательством дацитового состава соответствующих лунных лав, но вязкость таких лунных потоков, видимо, сходна с вязкостью дацитов. Иначе трудно объяснить валы коробления, краевые уступы и валы, большую мощность лунных потоков при относительно небольших размерах.

И г н и м б р и т ы с их выровненной поверхностью и широким распространением были бы подходящим аналогом для пород, заполняющих морские впадины, если бы не прямые анализы, показавшие лавовый базальтоидный состав материала морей. Однако остается возможность обнаружения игнимбритов на ровных участках светлых материков (среди алтайских отложений). Возможно, светлота этих участков свидетельствует о более кислом составе материала, но их выровненность указывает на большую подвижность материала в момент отложения, что характерно для кислых игнимбритов, но не для кислых лав. Интересно, что у послеморских кратеров лавовые днища светлее, чем окружающее море, т. е. их светлота не есть следствие древности поверхности. Не исключено, что игнимбритами образованы некоторые лучевые ореолы, но пока это лишь предположение. Наконец, надо отметить, что на Земле встречаются игнимбритоподобные породы базальтового состава (Олейников, Старосельцев, 1968; и др.); усиленная дегазация лав, изливающихся в условиях Луны, может привести к более широкому развитию таких пород на Луне.

Отложения, очень похожие на о т л о ж е н и я н а п р а в л е н н о г о в з р ы в а Шивелуча, видны на западном валу Циолковского (Горшков и др., 1970). Струйчато-лучевой рельеф вокруг крупных кратеров также во многом сходен с рельефом отложений направленных взрывов; в тех случаях, когда такой рельеф связан с эндогенным кратером (Арзахель), его нельзя объяснить метеоритным выбросом. То, что отложения направленных взрывов нецементированы и легко эродируются, должно быстро приводить к исчезновению первичного рельефа, как и на Земле, поэтому идентификация их на Луне затруднительна.

Особый случай представляет Море Восточное, от которого широким поясом расходятся субконцентрические гряды и борозды, очень напоминающие по своему рисунку отложения Шивелуча. Однако при всем их сходстве, покров Моря Восточного в сотни раз больше покровов Шивелуча и Безымянного, гряды и борозды во много раз длиннее, и перепады высот больше, чем на земных покровах. Хотя в поясе вокруг Моря Восточного есть, несомненно, вулканические образования и тектонические нарушения, в целом трудно избежать вывода, что этот гигантский покров образовался при чудовищном взрыве, очевидно при ударе астероида.

Шлаковые конуса и мелкие кратеры

I

Большинство шлаковых конусов похоже друг на друга, различаясь лишь размерами. Они состоят из базальтовых шлаков и шлаковидных лав с примесью бомб, частично сваренных, а по периферии конусов нецементированных. В плане они округлые или слегка вытянутые, отношение длиной оси к короткой редко превышает 2 : 1. Диаметры оснований в основном от нескольких сот метров до 1—2 км. Меньшие конуса скорее имеют вид кратера с насыпным валом, а не конуса; в составе больших увеличивается доля лав. При диаметрах 0,2 — 2,0 км зависимость высоты конуса

от диаметра основания имеет приближенный вид $H = 0,17D$; для больших диаметров эта кривая несколько выполаживается. Вершинные кратеры имеют диаметры порядка нескольких десятков метров, но сохраняются они только у самых свежих конусов. Изредка встречаются молодые конуса в кратерах более древних конусов. Вулканические бомбы в поперечнике обычно не превышают нескольких десятков сантиметров. Лавовые купола, образованные при нескольких излияниях, шире и ниже шлаковых конусов и сливаются с окружающими потоками.

Отдельные конуса могут располагаться цепочками по 5—10—15 штук, с длиной цепочек 3—7 км (Анаун, Камчатка); сгущения конусов образуют вытянутые зоны по несколько десятков километров длиной, например центральный ряд конусов Гегамского нагорья. При более тесном расположении конуса образуют лаво-шлаковые гряды длиной от сотен метров до первых километров. Очевидно, такие группы маркируют трещины, служащие подводящими каналами. Состав конусов и их лав — от базальтов до андезитов.

В некоторых случаях центр извержения отмечен не шлаковым конусом, а воронкой. На Базар-Чае есть такая воронка диаметром 70—100 м и глубиной 20—30 м; от нее отходят потоки лав пахуху, но вокруг нее почти нет шлаков.

Основная масса конусов связана с площадными излияниями базальтов, но они часты и на склонах крупных вулканов, появляясь при боковых извержениях.

Хотя для небольших участков плотность шлаковых конусов может достигать 5—6 на 1 км², в целом их плотность в областях платобазальтов гораздо ниже. На одном из участков Срединного хребта Камчатки (Уксичан — Анаун — М. Кетепана) на площади около 1100 км² расположено примерно 300 хорошо сохранившихся шлаковых конусов. Какая-то их часть уничтожена эрозией, поэтому суммарную плотность можно оценить в 0,3 на 1 км². В районе Ключевского дола, по данным А. Н. Сирина (1968), их плотность примерно 0,13 на 1 км². На Базар-Чае на площади, покрытой новейшими потоками, зафиксировано около двадцати конусов, что дает плотность около 0,4 на 1 км²; но если взять больший район с четвертичными лавами и остатками конусов, то плотность снизится до 0,1 на 1 км².

II

Земные шлаковые конуса и лавовые купола очень похожи на холмы, покрывающие днища лунных цирков. Поперечники этих лунных холмов в основном близки к поперечникам шлаковых конусов (0,1—1,0 км в Аристархе; 0,5—2,5 км в Тихо); высота в среднем несколько меньше, но также лежит в ряду величин от первых десятков до первых сотен метров. Плотность таких холмов в Тихо равна 0,2—0,3 на 1 км², в Аристархе — 0,5—1,5 на 1 км², что согласуется с плотностью конусов на платобазальтах. Местность вокруг лунных холмов часто смягчена, как будто припорошена каким-то рыхлым материалом, возможно пеплом. Холмы перекрывают трещины и более древние потоки, и, как и в земных конусах, из некоторых вытекают более молодые потоки. На их вершинах встречаются лунки, изредка кольцевые уступы (следы сомм?). Иногда холмы объединяются в цепочки. Таким образом, днища некоторых кратеров Луны с их холмами и потоками очень напоминают поля земных платобазальтов с их шлаковыми конусами.

Земные и лунные шлаковые конуса различаются величиной их кратеров: большинство земных кратеров имеет диаметры от первых сотен метров до первых десятков метров, в то время как лунные вершинные кратеры (при близких размерах основания самих конусов) часто достигают величины от 300—500 до 1000—1500 м; и можно подобрать ряд таких форм с постепенным переходом от большого конуса с маленькой лункой на вершине до большой лунки с невысокими валами, а то и без валов, с одним темным ореолом.

Кроме того, скопления конусов находятся на днищах только некоторых кратеров и на отдельных древнеморских (алтайских) участках. В основном же с районами площадных излияний на Луне связаны не столько конуса, сколько небольшие лунки, порядка сотен метров в диаметре. Их вулканическая природа распознается по темным ореолам, по группировке лунок в цепочки, по связи с трещинами, повышенной глубине и др. Видимо, какие-то факторы приводят к тому, что вместо шлаковых конусов с мелкими кратерами на Луне вырабатываются чаще крупные лунки с относительно небольшими шлаковыми валами.

Стратовулканы

I

Здесь можно привести примеры двух вулканов, более других знакомых автору: Арагац в Армении и Ичинский на Камчатке. Их строение в общем типично для сложных стратовулканов, а некоторые особенности их структуры полезны при сравнении стратовулканов с лунными формами.

*Арагац*¹ имеет высоту около 2 км (над уровнем поверхности окружающей депрессии, заполненной эффузивными и обломочными породами) и поперечник основания 40—50 км. Его основание образовано щитовым базальтовым вулканом диаметром не менее 50 км с высотой около 1 км; в ядре возможно сводовое поднятие фундамента с амплитудой в несколько сотен метров. На базальтовом щите располагается более крутой андезитовый вулкан, породы которого прошли эволюцию от андезито-базальтов до липарито-дацитов. При этом несколько раз последовательность все более кислых лав завершалась извержением небольших объемов игнимбритов (в сумме несколько десятков кубических километров), после чего цикл возобновлялся с более основных лав (частичная рекуррентия). После последнего извержения игнимбритов на вершине появилась крупная (2—4 км) взрывная кальдера, на склонах — потоки оливиновых базальтов, а у подножья — мощные потоки дацитов.

Оливиновые базальты, равно как и многие более кислые потоки, изливались из нескольких десятков центров на склонах массива, маркируемых шлаковыми конусами. Кроме подводящих каналов этих центров в толще массива автор обнаружил несколько андезитовых силлов, но они маломощны и быстро выклиниваются; подвижки по трещинам редки, так что весь массив представляется довольно монолитным. Зато дациты, окаймляющие подножье массива, связаны с длинными (до 10—

¹ Автор полностью согласен с точкой зрения, согласно которой Арагац представляет собой неоген-четвертичный вулкан (Амарян, 1963; и др.), а не дислоцированную толщу палеогеновых эффузивов (Паффенгольц, Тер-Месропян, 1964).

14 км) трещинами, субконцентричными к массиву, и есть признаки опускания внутреннего крыла этих трещин. Весь массив Арагаца вместе с окружающими его мелкими вулканами лежит в обширной депрессии, отделенной на северо-востоке крупными сбросами от пород основания (мел-палеоген).

Эволюция Арагаца была в общем стандартной, за исключением игнимбритов. Обычно в продуктах вулканов либо нет игнимбритов, либо их так много, что образуется крупная кальдера обрушения. На Арагаце же образовалось несколько субконцентрических трещин и, возможно, несколько осела центральная часть. Видимо, этот массив следует рассматривать как переходный от обычных стратовулканов к игнимбритовым кальдерам. Интересно также, что игнимбриды появлялись, очевидно, в результате постепенной эволюции магматического очага, и их извержения во времени близки с извержениями базальтов.

Вокруг Арагаца расположена группа меньших вулканов. Один из них, Голгат, является широким плоским базальтовым щитом с нечеткими границами, поперечником 8—12 км и высотой 300—500 м, вытянутой формы, — возможно, здесь слилось несколько центров. Другой базальтовый вулкан, Арайлер, при диаметре основания 8 км имеет высоту вдвое большую, чем Голгат, 900 м, и представляет собой правильный конус, сложен он лавами и брекчиями андезитов и андезито-базальтов. Пример этих двух вулканов показывает, что при близком составе лав форма вулканического сооружения может заметно различаться.

Ичинский вулкан поднимается на 2 км над окружающей местностью, диаметр его 15—20 км, профиль склонов слегка вогнутый. Верхняя часть вулкана срезана соммой диаметром 4—5 км, в которой, почти заполняя ее, располагается молодой конус (и склоны этого конуса, и атрио перекрыты ледником). В средней части склона и у нижней границы ледника в радиальных ущельях видно, что вулкан состоит из базальтов и андезитов с редкими прослоями пирокластики; в этой толще встречаются остатки шлаковых конусов.

На склонах нижней трети основного конуса примерно на одинаковой высоте протягивается ожерелье липарито-дацитовых экструзий с отходящими от них потоками; это позволяет предполагать здесь наличие магмоподводящей трещины. (Кольцевые разрывы прослеживаются и вокруг вулкана, но об этом сказано ниже, в разделе «Крупные кальдеры и кольцевые комплексы».)

Ичинский вулкан можно считать достаточно представительным андезито-базальтовым стратовулканом с соммой, но кольцевая цепь экструзий лехарактерна для вулканов этого типа и, возможно, она связана с пожением вулкана в кальдере.

* * *

Сейчас на Земле насчитываются десятки тысяч вулканов и палеовулканов, из них более 500 действовавших в историческое время (Тиррель, 1934; Ритман, 1964; Лучицкий, 1971). Их морфология определяется многими факторами, и вулканы одного и того же состава могут иметь разную форму. Но в целом для вулканов базальтового состава характерна щитовая форма, андезитовые сооружения представлены в основном правильными конусами, а сложные стратовулканы с эволюцией от основных пород к кислым имеют тенденцию к образованию конусов с вогнутым профилем

склона. Высота наземных вулканов достигает 4 км над основанием, а подводных — 9 км над дном моря. Питание вулканов осуществляется главным образом по центральным каналам, но когда объем вулкана превосходит какой-то критический уровень, на его склонах появляются в большом количестве шлаковые конуса и потоки периферических извержений. Материал этих периферических извержений образует существенную долю в объеме крупных вулканов; так, некоторое удлинение в северо-западном направлении контура Фудзиямы, очевидно, обусловлено скоплением центров периферических извержений на северо-западном и юго-восточном склонах (Tsuya, 1968). Размеры вершинных кратеров лежат в пределах сотен метров, иногда на вершинах появляются соммы до нескольких километров в поперечнике; в некоторых случаях боковые взрывы выламывают крупные блоки в теле вулкана, образуя асимметричные кратеры.

В срезе палеовулканов видно, что поперечник подводящих каналов колеблется от сотен метров до 1—2 км, а интрузии, заполняющие приповерхностные камеры, относительно невелики. Кроме того, в этих срезах часто видны кольцевые, конические, радиальные и пластовые дайки. А. Ритман полагает, что они могут составлять до 20% объема вулкана. Однако, судя по морфологии современных вулканов, с разрывами, заполненными дайками, не связаны сколько-нибудь значительные смещения. По-видимому, компенсационное прогибание основания, связанное с ростом вулканического сооружения, охватывает площадь, большую, чем основание самого вулкана. Так, пологие прогибания отмечены для фундамента некоторых японских и индонезийских вулканов; прогибаются Гавайи вместе с зоной поперечником до 400 км; многие тихоокеанские вулканы располагаются в депрессиях, окаймленных компенсационными выжатыми валами (Менард, 1966). В. А. Ермаков (1969а) пишет о компенсационном характере Хапицкой впадины (восточнее Ключевской группы), и, по-видимому, вся долина рек Толбачик — Камчатка — Хапица вокруг Ключевской группы в какой-то мере является компенсационным прогибом. Вероятно, депрессия вокруг массива Арагаца также возникла при участии компенсационного прогибания.

Глубина залегания магматических резервуаров под вулканами пока изучена слабо. Хотя для некоторых вулканов есть данные о наличии магматических камер в первых километрах под поверхностью (Штейнберг, 1964; и др.) или даже в теле вулкана, в целом питание вулканов осуществляется с больших глубин (20—30, 60, 70 км), и эти приповерхностные камеры являются лишь небольшими промежуточными очагами.

II

На Луне наибольшее сходство с земными вулканами имеют центральные горки крупных кратеров. В отличие от мелких холмов (шлаковых конусов) горки крупных кратеров построены сложно. Часто они распадаются на группы отдельных или частично сливающихся холмов. Последние могут быть удлиненными, с асимметричными склонами, с уплощенной вершиной или с крупными, открывающимися в одну сторону кратерами на вершине или на склонах. На крупномасштабных фотографиях иногда видны плащи какого-то материала, распространяющегося от таких горок. На одной из центральных возвышенностей Коперника видна дайка (или крутопадающий пласт?), на другой — сомма с новым конусом

в ней; очевидно, эти горки формировались длительно. Сходную структуру имеют и внекратерные вулканы, например гора Питон с ее конической формой, сложным вершинным кратером и с радиальным слабо выраженным гребнем (дайка?). Встречаются купола, похожие на щитовой вулкан Голгат, и конуса, сходные с Араилером. Крупные, открытые в одну сторону кратеры на таких вулканах можно сравнить с кратерами Безымянного и Шивелуча. Именно по морфологическому сходству с земными конусами выделены некоторые предположительные вулканы на Луне (Альпы).

Но более интересным представляется различие земных и лунных вулканов. Высота лунных вулканов при близких поперечниках основания в среднем меньше, чем у земных, а диаметры основания сравнительно невелики. Даже в крупных цирках поперечник центральной горки обычно не превышает 15—30 км, причем самые крупные горки образованы из нескольких меньших, сливающихся конусов. Лунные вулканы имеют профили куполов или пологих конусов, — по-видимому, на Луне нет вулканов с вогнутым профилем, характерных для Земли. На Луне часто встречаются вытянутые вулканы и вулканические хребты, тогда как на Земле они редки и обычно распадаются на несколько сливающихся конусов. На склонах лунных вулканов мало шлаковых конусов. Вероятно, это связано с небольшими размерами лунных вулканов; на Земле шлаковые конуса появляются в массовом количестве как раз у вулканов тех размеров, которые не встречаются на Луне; Арагац — 40—50 км по основанию, Ключевская Сопка — 60—70 км, Фудзияма — 40—50 км. Создается впечатление, что место крупных вулканов на Луне заняли крупные кальдеры. Наконец, количество вулканов на Луне, даже небольших, исчисляется сотнями, тогда как на Земле — тысячами и даже десятками тысяч, хотя поверхность земной суши всего в четыре раза больше поверхности Луны.

Крупные кальдеры и кольцевые комплексы

I

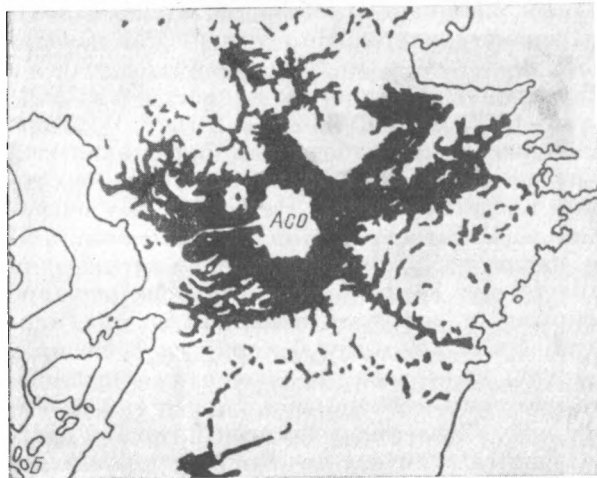
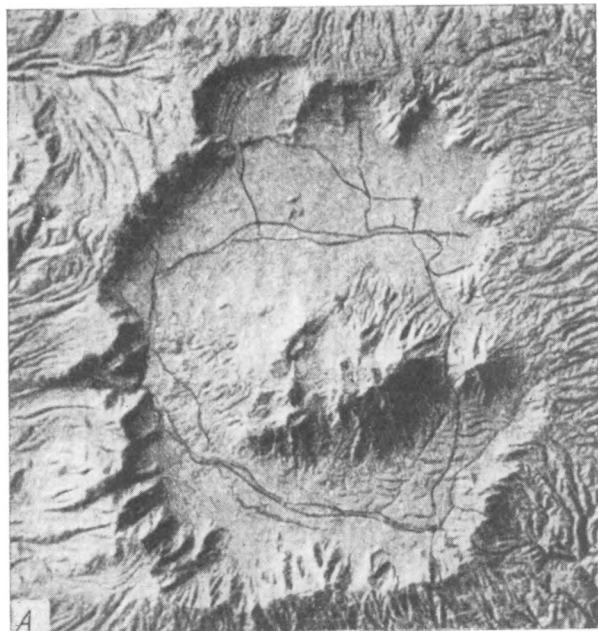
Сейчас на Земле насчитывается от нескольких десятков до нескольких сотен кальдер, кольцевых и центральных комплексов (такая неопределенность связана с различным пониманием объема этих терминов), причем сюда включены все древние структуры. По строению они довольно разнообразны (рис. 52, 53).

Существует несколько классификаций земных кальдер (Williams, 1941; McCall, 1963; Святловский, 1967; Elston, 1969; McBirney, Williams 1969; и др.). Однако для целей настоящей работы они представляются слишком дробными, поскольку на Луне мы еще не можем разделять вулканические кратеры с такой же детальностью. Например, в уточненной классификации Х. Вильямса (McBirney, Williams, 1969) базальтовые кальдеры делятся на тип Масаи — блоковое проседание на площади большей, чем основание вулкана; тип Гавай — проседание на вершине щитового вулкана из-за вершинных и рифтовых излияний и тип Галапагос — проседание из-за дренажа в силлы и при боковых извержениях. На Луне мы не можем различить, из-за чего произошло проседание и каковы параметры первичного щитового вулкана, так что эти три разновидности можно объединить в одну. Выделяемый этими авторами катмайский тип кальдер вряд ли удастся отличить на Луне от типа Крака-

тау. А некоторые классификации, например В. Э. Эльстона (Elston, 1969), в значительной мере опираются на химизм пород, входящих в состав кальдерной постройки; о химизме же пород вулканических лунных кратеров практически ничего не известно.

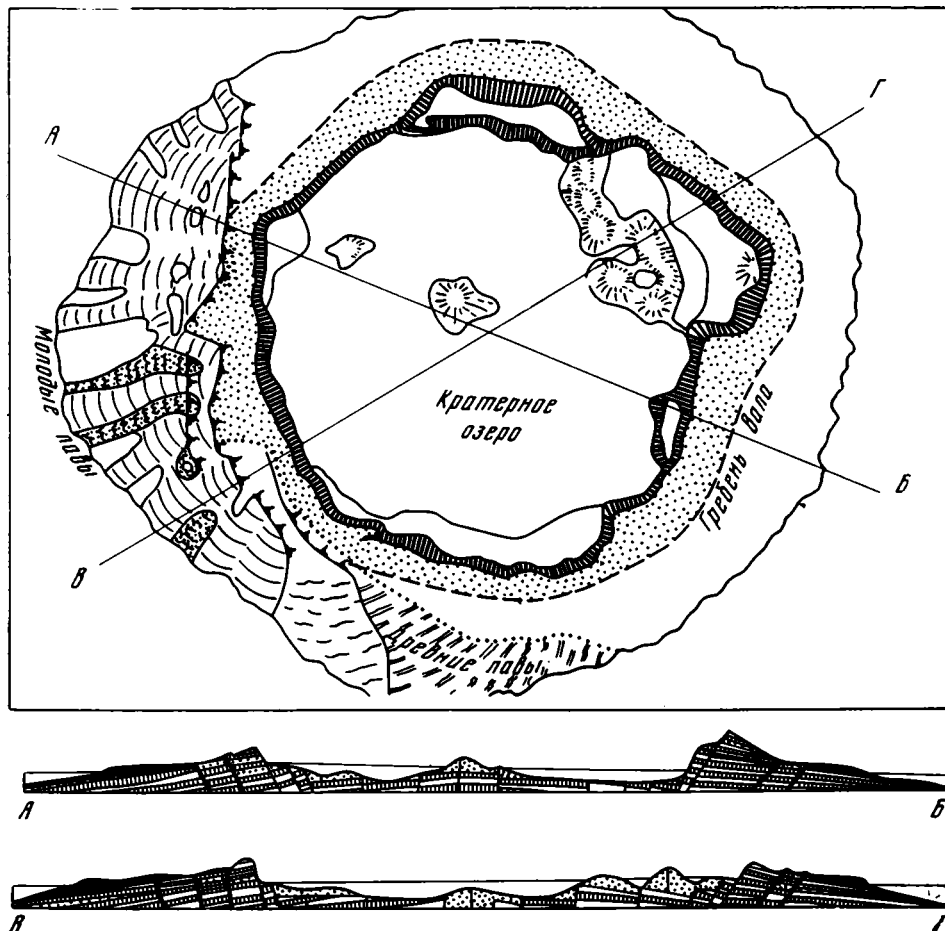
Поэтому в данной работе достаточно разделить кальдеры на три группы: гавайского типа, типа Кракатау и крупные вулкано-тектонические депрессии (преимущественно игнимбритовые). Такое деление ближе всего к классификации Р. Л. Смита (Smith, 1965), но этот автор ограничивает последнюю группу ресургентными игнимбритовыми кальдерами.

Кальдеры гавайского типа. Располагаются на вершинах щитовых базальтовых вулканов и вулканических плато, объем их по сравнению с объемами вулканов сравнительно невелик. Размеры таких кальдер



Р и с. 52. Кальдера Асо (поперечник 20 км), по Х. Вильямсу
А — рельефная модель кальдеры; видны фестончатые очертания и центральный массив
Б — схема распространения игнимбритовых покровов (показаны черным) вокруг кальдеры, — они распространяются на расстоянии до 80 км от кальдеры

находятся в пределах от 2—5 до 15—20 км (Williams, 1941; Апродов, 1965; Macdonald, 1965; McCall, 1965, 1969; Эрлих, 1969). Их внешние склоны, т. е. склоны вулканов, образованы жидкими лавами, дающими ровную поверхность, а граница вулкана с фундаментом морфологически различается плохо. Кальдерообразующие сбросы падают вертикально или круто внутрь, а в плане они имеют кольцевую или фестончатую форму. В некоторых случаях намечается несколько кольцевых сбросов, вложенных один в другой: Батур — 7-километровая кальдера во впадине размером 10 × 14 км; Ниуафоу — 5-километровая кальдера, с террасированными внутренними склонами; Ньюбери размером 8 × 6,5 км, с серией концентрических трещин и цепочек шлаковых конусов по подножью вулкана. Обычно по составу вулканы достаточно однородны и



Р и с. 53. Кальдера Ниуафоу (диаметр 4,5 км по гребню вала)

Жирными зубчатыми линиями показаны трещины, по которым проходили излияния

после проседания тип извержений и магматических продуктов меняется слабо, но иногда в кальдере появляются дациты или происходят выбросы пемз. Размеры проседаний — от сотен метров до 1 км.

Проседания связаны с временным ослаблением напора магмы при отступании магматической колонны, или при ее латеральном дренаже (Williams, 1941), или вследствие периферических извержений (Macdonald, 1965; Jonson, 1966; Менард, 1966). Г. У. Менард считает, что при подводном вулканизме давление водяной кровли как бы уплотняет тело формирующегося вулкана, перекрывает побочные трещины и препятствует боковым извержениям; поэтому извержения проходят только по центральному каналу, формируя конусовидное сооружение. Дренаж магмы по боковым каналам начинается только тогда, когда вершина вулкана поднимается над уровнем моря, в это время в апикальной части вулкана образуется кальдера.

Видимо, некоторые кальдеры можно отнести к переходным разновидностям между гавайским и другими типами, возможна и эволюция от одного типа к другому. Так, в кальдере Заварицкого два внешних кольца проседаний (с поперечниками 10 и 8 км) врезаны в базальтово-андезитовое сооружение с малым количеством пирокластики, которое возрасло в ходе эволюции вулкана; образование третьей внутренней сомы (3 км) связано с выбросом игнимбригов (Горшков, 1967).

Кальдеры типа Кракатау. Они появляются при катастрофических взрывах с извержением больших объемов пемз и пирокластики. Кратер образуется частью за счет удаления верхней части вулкана, частью из-за опустошения приповерхностной магматической камеры и обрушения кровли. Размеры кальдеры составляют несколько километров: Кракатау — 7—8 км, Тамбора — 11, Кратер-Лейк — 7, Тао-Русыр — 7,5, Львиная Пасть — 7×9 км.

Для пород взорванных конусов наиболее типичны андезиты и базальты. В вулканическом сооружении кальдеры Тао-Русыр преобладают оливковые базальты, а среди послекальдерных пирокластических потоков — двупироксеновые андезиты; кальдера Львиная Пасть врезана в стратовулкан основного состава, а пемзы взрыва состоят из дацитов (Горшков, 1967); взорванная часть кальдеры Кракатау состояла из андезитов, а краевой конус Раката — из оливиновых базальтов.

В образовавшихся кальдерах, как правило, вырастают экструзивные купола или формируются новые вулканы. Некоторые кальдеры образуются чисто взрывным путем, без обрушений; они сравнительно невелики (Шивелуч — 2 км, Хангар — 1,5 км, Безымянный — 1,5 км).

Взрыв во время главного пароксизма поднимает на воздух огромную массу раздробленного материала и пемзы ($1,2 \text{ км}^3$ — Бандай, 2 км^3 — Безымянный, 18 км^3 — Кракатау). В одних случаях основная часть этого материала падает непосредственно на внешних склонах кальдеры, достигая мощности в десятки метров (60 м пемз для Кракатау); свежий рельеф таких отложений напоминает бедленд. При направленных взрывах пирокластическая масса перебрасывается через повышения рельефа и выпадает на удалении от кратера в виде языка, протягивающегося на многие километры; после падения эта масса по инерции продвигается по Земле, и на ее поверхности появляется грядово-бороздчатый рисунок. За главным взрывом обычно следуют меньшие взрывы, и основная масса выброса перекрывается пирокластическими потоками, сглаживающими ее рельеф.

Граница между взрывными кальдерами типа Кракатау и игнимбриговыми депрессиями несколько неопределенна. Так, депрессия Кратер-Лейк, штат Орегон, диаметром 10 км, расположена на основании разрушенного стратовулкана Мазума, окружена отложениями взрывных пемз, и есть доказательства обрушения этой депрессии после взрыва (Williams,

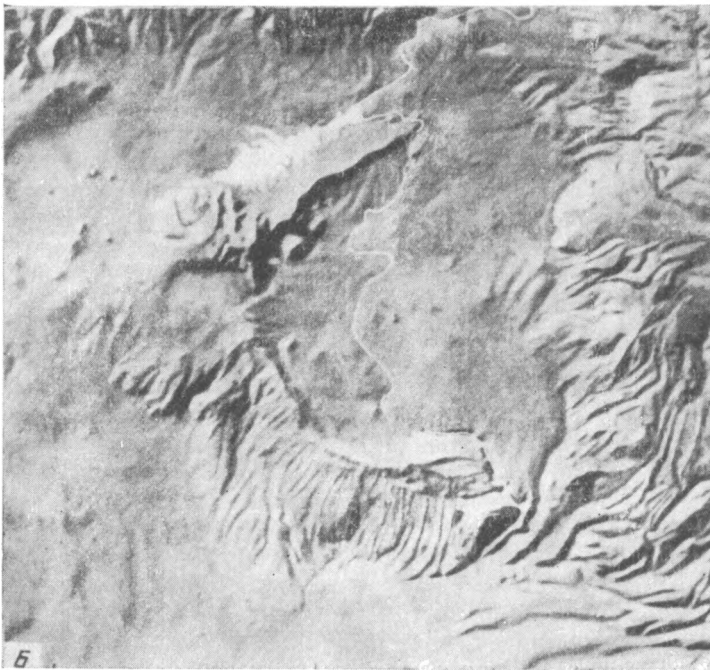
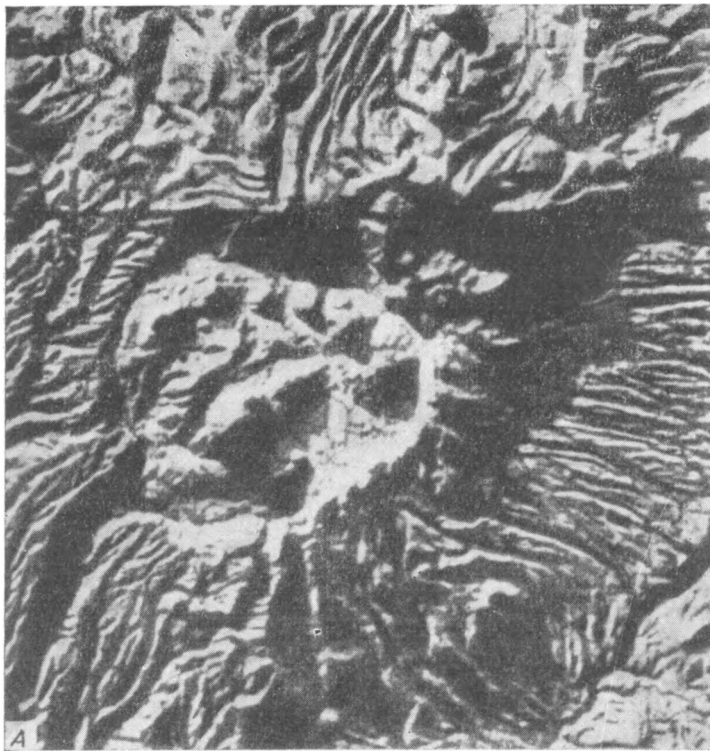
1941). Но кроме пемз вокруг депрессии распространены поля игнимбритов. Видимо, границу между этими двумя типами можно проводить по наличию или отсутствию первоначального аккумулятивного конуса, нетипичного для игнимбритовых депрессий.

Вулкано-тектонические депрессии, игнимбритовые и базальтовые кальдеры и кольцевые комплексы. Это наиболее крупные вулканические впадины Земли, и они в первую очередь привлекают внимание при поисках аналогов крупных лунных кратеров (рис. 54).

Размеры этих депрессий достигает нескольких десятков километров: Моголон — 120 км, Айленд-Парк — 30 × 35 км, Роторуа — 16—20 км, Мокаи — 50—65 км, Веллис — 20—25 км, Таймбер — 35 км, Тоба — 35 × 110 км, Монастырская — 16—20 км, Жолманская — 14 км, депрессии Северного Прибалхашья — 15—35 км, Чаткало-Кураминского района — 15—25 км и многие другие (Коптева 1964, 1970; Nealy, 1964; Федоров, 1965; Hamilton, 1965; Elston, 1965, 1969; Арапов, 1966; Игнашев и др., 1968; Smith, Bailey, 1968; Sheridan а. о., 1969; и др.). Тот же порядок величин имеют кольцевые магматические комплексы (рис. 55): Южно-Австралийские кольца — до 160 км, Попигайская структура — 90 км, кольцевые интрузии Нигерии — до 30—40 км, Малл (Шотландия) — 10 × 15 км, Осипи (Нью-Гемпшир) — 13 км и др. (Елисеев, 1953; Авдеев, 1965; Reynolds, 1956; Turner, 1963; Crawford, 1963; Свешникова, 1968; и др.). С этими депрессиями связаны огромные объемы изверженного материала, в основном игнимбритов. По данным Р. Л. Смита (1963), к вулкано-тектоническим депрессиям приурочены поля пирокластики объемом от 70—80 до 4000—30 000 км³, а к кальдерам других типов — от 2—10 до 400—1000 км³.

По структуре игнимбритовые депрессии сравнимы с крупными лунными кратерами. Они располагаются на пологих крупных сводах, либо на ровной поверхности фундамента, а не на аккумулятивном сооружении, как кальдеры типа гавайских или Кракатау. Массовый выброс пирокластики в игнимбритовых кальдерах непосредственно предшествует проседанию, синхронен с ним или даже происходит после проседания (Эрлих, 1966, 1969; Smith, Bailey, 1968; Byers а. о., 1969; Bailey, 1969). Вулканическая деятельность идет по трещинам на дне депрессии и по ее краям, к которым на глубине приурочены кольцевые и конические дайки; часто по краю депрессии локализуются цепи экструзий и вулканических жерл. Глубокие срезы палеокальдер обнаруживают сложную картину просевших цилиндрических блоков, перемежающихся с линзами силлов, концентрических интрузий, кольцевых, конических и радиальных даек. Поверхностная структура проседания, выполненная эффузивами, обычно сильно эродирована или срезана совсем, но часто удаётся установить величину и направление вертикальных смещений: обычно это проседания с амплитудой от нескольких сотен метров до 4,5 км (Свешникова, 1968). В центре депрессии встречаются вулканы и экструзии, которым на глубине соответствуют интрузивные тела типа штоков.

Развитие депрессий длительное, хотя момент основного проседания часто хорошо фиксируется (Byers а. о., 1969). Встречаются фстончатые депрессии, состоящие из нескольких слившихся провалов, как, например, Асо. Иногда наблюдается миграция центра магматической активности (Малл, Арднамерчен), в результате могут возникать цепи кольцевых комплексов: например, комплекс Сара-Фьер (Нигерия) состоит из пяти концентрических зон, соприкасающихся краями, диаметрами от 5,5 до 13 км (Turner, 1963).



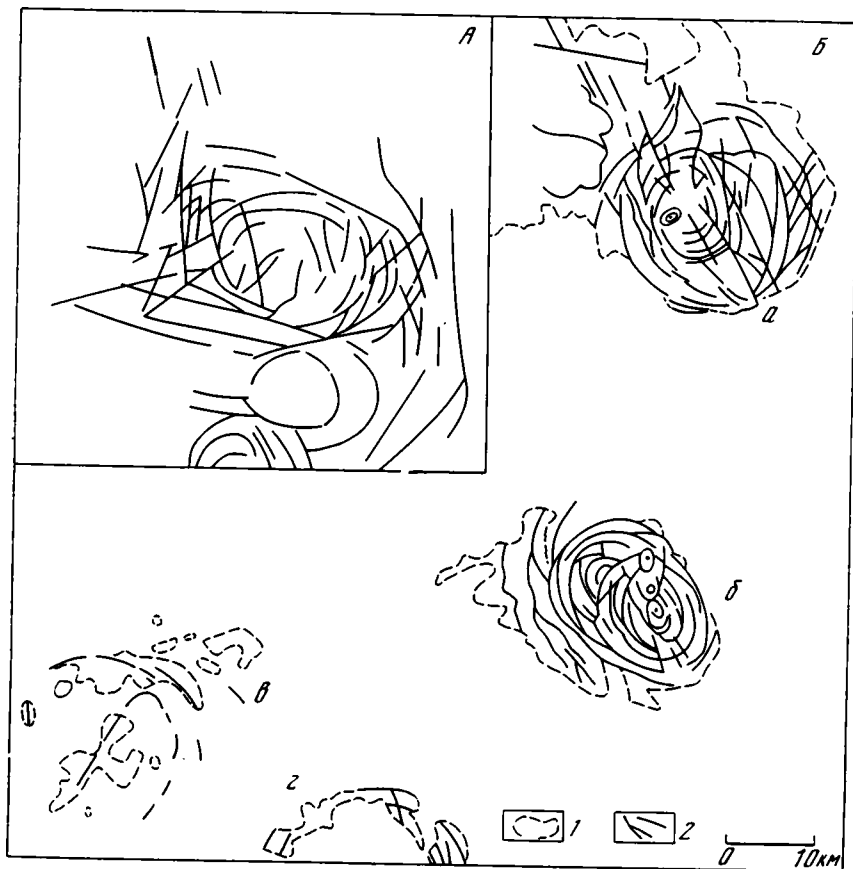
Р и с. 54. Рельефные модели кальдер
А — Веллис (20 × 25 км); Б — Айленд-Парк (30 × 35 км)

В областях, где прямые протяженные разрывы разбивают фундамент на блоки, эти депрессии приобретают неправильную форму, с прямолинейными ограничениями (Коптева, 1970).

Иногда встречаются «недоразвитые» депрессии: незамкнутые кольца экструзий без проседаний (Эрлих, Трухин, 1969).

Радиальные структуры в таких депрессиях обычно не выражаются на поверхности, фиксируясь лишь дайками на более глубоких срезах; видимо, по радиальным трещинам, появляющимся при воздымании купола, не происходит значительных смещений. В так называемых ресургентных (возрожденных) депрессиях после главного обрушения вновь начинается сводовое воздымание дна кальдеры.

Большинство исследователей объясняют возникновение игнимбритовых депрессий и кольцевых комплексов тем, что на небольшой глубине под ними располагались крупные магматические очаги, после массовых



Р и с. 55. Концентрическое строение интрузий

Схемы дешифровок составлены по фотографиям, полученным с искусственных спутников «Джемини»

А — система трещин в батолите полуострова Калифорния

Б — концентрические плутоны Сахары: а — Джебель Ювенат; б — Джебель Аркену; в, г — плохо обнаженные интрузии

1 — выходы коренных пород, 2 — трещины, гряды и борозды

Эти интрузии сходны по структуре с концентрическими кратерами Луны

извержений из которых кровля очага теряла поддержку и проседала по кольцевым трещинам; в дальнейшем вулканизм локализовался по этим трещинам и в центре депрессии. Глубина очагов под современными кальдерами определяется в 1—6 км (Зубин и др., 1969), а в палеокальдерах — 2—10 км; для небольших кальдер, до 10 км в поперечнике, часто указывается очаг на глубине 1—3 км (Свешникова, 1968). Но, с другой стороны, известны интрузии, застывавшие в нескольких километрах от поверхности, и никаких кальдерных просадок над ними не отмечается. Видимо, кроме небольшой глубины, следует учитывать площадь очага, его динамический режим и тектоническую обстановку. Так, Т. В. Перкалина (1966) считает, что проседания появляются при отступании магматического фронта над «ослабленными» магматическими колоннами и связаны с определенной стадией развития региона.

Поскольку подобные кольцевые депрессии представляются очень важными для понимания лунных процессов, следует привести несколько примеров этих структур.

У. Гамильтон (Hamilton, 1965) описал очень интересную кальдеру *Айленд-Парк*, западнее плато Йеллоустонского парка. Размеры ее примерно 30—40 км, возраст плейстоценовый, так что она хорошо сохранилась. Кальдера заметно полигональна. Она заложилась на пологом щитовом вулкане, сложенном (по крайней мере в верхних частях) кислыми игнимбритами. Оставшиеся края этого щита имеют ширину всего 3—15 км, пологий внешний склон и крутой (35°) внутренний уступ, иногда террасированный. При этом проседание было, как считает У. Гамильтон, почти одновременным с формированием щита; проседающий блок перекрывался такими же липаритовыми игнимбритами, извергавшимися из множественных трещин. После обрушения игнимбритами постепенно сменились толеитовыми базальтами. Базальты относятся преимущественно к типу пахуху, как и лунные лавы, и на них встречаются дренажные каналы, похожие на лунные риллы. На последних этапах по краям кальдеры внедрились экструзии липаритов, и ее восточная часть была перекрыта мощными липаритовыми покровами. Особенно интересен вывод автора о том, что липариты получились за счет ликвационного разделения базальтов, отслоившись в верхнюю часть магматического очага. Именно такой механизм можно допустить при интерпретации многих лунных кратеров. Правда, полной аналогии нет, поскольку глубина кальдеры Айленд-Парк в среднем всего 200—300 м (хотя величина проседания, конечно, много больше).

Кальдера *Веллис* в Нью-Мексико (Smith, Bailey, 1968) имеет размер 20 × 25 км и глубину 0,6 км (высота гребня над современным дном). В центре поднимается массивный купол, а между ним и краями кальдеры — незамкнутое кольцо риолитовых экструзий. Кальдера выполнена риолитами и их пирокластами, а вал состоит преимущественно из приподнятых докальдерных пород. Р. Л. Смит и Р. А. Бейли дают следующую историю формирования кальдеры Веллис: 1) появление обширного свода и кольцевых трещин над магматической камерой; 2) извержение нескольких сотен кубических километров игнимбритов; 3) обрушение по кольцевым трещинам, причем центральные блоки проседали больше периферических, так что получились террасированные борта; вторая и третья стадии практически одновременны; 4) выполнение впадины кислыми вулканитами и осадочными породами; 5) поднятие центрального свода и радиальное растрескивание; 6) экструзии и извержения риолитов по кольцевым трещинам внутри кальдеры; 7) затухание вулканизма, сольфатары.

Р. Л. Смит и Р. А. Бейли показали, что сходные особенности —воздымание куполов в центре, риолитовые накопления вдоль бортов—присущи и некоторым другим игнимбритовым кальдерам: Крид, Таймбер, Тоба и др.

В. И. Эльстон (Elston, 1965, 1969) описал 130-километровое плато *Моголон* как миоценовую структуру проседания, обрамленную кольцевыми трещинами. Депрессия выполнена риолитами и базальтами и ограничена кольцом риолитовых и базальтовых конусов, экстрюзий, даек и потоков. В центре расположен андезитовый конус с 5-километровой кальдерой, по краям намечаются еще три кальдеры поперечником до 15 км. Объем изверженного материала превышает 10 000 км³.

Палеозойские депрессии *Северного Прибалхашья*, изученные В. В. Коптевой (1970) и И. Г. Щербой (1970), представляют собой вулканотектонические впадины размерами от 15—20 до 40—50 км, заполненные эффузивами, изливавшимися во время длительного проседания впадин. Края депрессий (часто полигональных и неправильных по форме) маркируются кольцевыми флексурами, сбросами, дайками, вулканическими центрами, интрузиями, а в центре часто располагаются магматические тела или, как в Чубарайгырской впадине, внутренние кальдеры. Широкое развитие таких структур, как отмечает И. Г. Щерба, приводит к ячеистой петельчатой структуре района, так что поднятия оказываются узкими останцами между многочисленными вулканотектоническими впадинами, под каждой из которых располагается магматический очаг. Сгущение магматических тел по краям кальдер должно было выражаться в момент их формирования аккумулятивным вулканическим рельефом и, по видимому, некоторыми поднятиями; то же можно сказать и о центральных блоках.

Аналогичные структуры на Тянь-Шане описаны В. А. Араповым (1966); здесь диаметры мульд составляют 15—25 км.

Ичинская депрессия на Камчатке сходна с игнимбритовыми кальдерами, но отличается составом выполняющих ее продуктов. В центре депрессии возвышается Ичинский сомма-вулкан андезито-базальтового состава. Внутренняя (первая) кольцевая структура дешифрируется по цепи дацитовых экстрюзий, окаймляющих вулкан в нижней трети склона.

Кольцевые разломы отмечаются и у самого подножья основного конуса, образуя второе кольцо; при этом опущенной (на несколько сотен метров) оказывается сторона, обращенная к вулкану. В верховьях р. Голдавить (северо-восточный сектор) по одному из таких разрывов внедрена дайка обсидиана длиной около 1,5 км и мощностью до 50 м; ее падение неизвестно, но, судя по рельефу, близко к вертикальному. Вторая такая же дайка, но радиальная, входит в тело основного конуса и, возможно, смыкается с первой.

Третья кольцевая структура располагается в 16—18 км от главной вершины. Намечена она двумя цепочками обсидиановых экстрюзий, субконцентричными к вулкану; некоторые из них едва вскрыты и дешифрируются по полям гидротермальных изменений (собственно, это уже не экстрюзии, а интрузии). Возможно, здесь есть и тектонические подвижки (хребет Паялпан). Примерно на этом же кольце на юго-западе находится базальтовый конус Черпук с крупным потоком.

Наконец, четвертое кольцо прослеживается на востоке в виде уступа высотой 500—700 м. Этот уступ находится на расстоянии 25—30 км от центра вулкана, он образован полукольцевым сбросом, по которому внутренняя часть вместе с вулканом опущена, образуя кальдерное проседа-

ние. Докальдерные неогеновые образования, слагающие гребень уступа, вскрываются внутри кальдеры лишь самыми верхними горизонтами и лишь в самых глубоких врезках у ее краев, поэтому величину опускания можно оценить в 500—700 м, возможно до 1000 м. На западе граница кальдеры не прослеживается, здесь намечаются лишь северо-западные и слабее северо-восточные разрывы. Дно всей впадины перекрыто четвертичными базальтами и андезитами мощностью не менее 200—400 м, с отдельными плоскими лавовыми вулканами, а также рыхлыми четвертичными отложениями.

Вся депрессия представляется довольно типичной кольцевой структурой: кольцевой сброс, две концентрические зоны трещин с кислыми дайками и экструзиями, центральный вулкан с крупной сомой. Однако сложена она не пирокластикой, а лавами, к тому же не кислого, а основного и среднего состава.

II

Гавайским кальдерам на Луне соответствуют скорее всего лепестковые кратеры. У них пологие гладкие внешние склоны, незаметно сливающиеся с окружающей местностью, крутой резкий внутренний склон, нет ни террас оседания обычного вида, ни осложняющих структур вроде кольцевых даек. Размеры лепестковых кратеров сопоставимы с размерами гавайских кальдер (10—30 км). Отсутствие лучей указывает на слабую эксплозивность, т. е. это преимущественно лавовые сооружения. В то время как соседние кратеры часто обнаруживают связь с тектоникой местности, лепестковые кратеры похожи друг на друга, и расположение их, как и форма, не подчиняется разрывам фундамента, так что, по-видимому, они связаны непосредственно только с вулканическим сооружением и его корнями.

На Земле развитие щитового вулкана необязательно приводит к появлению кальдеры: вместо нее на щите может быть маленький кратер или небольшой стратовулкан более кислого состава. Поэтому естественно ожидать, что и на Луне часть таких вулканов останется без кальдер или будет увенчана крутосклонными конусами. По-видимому, купола на морской поверхности и являются такими бескальдерными щитовыми вулканами.

Лепестковые кратеры отличаются от гавайских кальдер большей глубиной и незначительностью вулканического сооружения по сравнению с самой кальдерой. Кроме того, бескальдерные купола обычно меньше, чем купола с лепестковыми кратерами.

Кальдерам типа Кракатау (взрывы с обрушением) на Луне близки некоторые крупные лунки, диаметрами до 10—20 км, или даже более крупные кратеры, например 35-километровый кратер между Морем Осени и кратером Шлютер. Морфологически к этому типу приближаются зрелые кратеры — Бессель, Бригс и другие, но они гораздо больше земных кальдер этого типа, значительно глубже и окружены менее высокими, но более широкими вулканическими сооружениями, а также террасированы.

Взрывным кратерам без обрушения на Луне близки многие лунки диаметрами в первые километры, однако эти лунки окружены не остатками крупного вулканического сооружения, а всего лишь сравнительно небольшими валами; кроме того, на Земле только небольшие разрывные кратеры объединяются в цепочки.

Вулкано-тектонические депрессии, игнибритовые и базальтовые кальдеры и кольцевые комплексы походят на крупные лунные кратеры больше, чем любые другие земные формы, в том числе и проблематичные астроблемы. Видимо, к этому типу депрессий относятся концентрические кратеры, сложные цирки типа Альфонса, грабен-кратеры типа Бошковича Р, взаимопересекающиеся структуры типа Мейна — Чаллиса. Примитивные кольца соответствуют кольцевым дайкам Земли. Нельзя исключить возможность такого происхождения для некоторых струйчатых кратеров. Во всех этих структурах встречаются вулканические накопления на валах и в центре цирков, ступенчатое проседание внутренних частей, заполнение днища эффузивами и пирокластикой, концентрические структуры, слияние нескольких цирков в единую структуру, тектонические поднятия валов.

Но различия лунных цирков и земных кальдер бросаются в глаза. Лунные цирки имеют гораздо большую глубину, более мощные валы и концентрические структуры (в земных кальдерах они обычно прерывистые); центральные конуса в лунных кратерах не поднимаются над уровнем гребня вала, а размеры их невелики по сравнению с размерами кальдер (лишь редкие горки в лунных цирках приближаются по размеру, например, к Ичинскому вулкану). Количество таких структур на Луне сравнимо с числом кольцевых комплексов на Земле, но в среднем они гораздо крупнее земных кальдер и явно преобладают над немногочисленными небольшими вулканами, значительная часть которых является лишь осложняющими структурами по отношению к крупным циркам.

* * *

Итак, лунные потоки и покровы морфологически очень похожи на земные, различаясь лишь масштабом некоторых деталей. То же можно сказать о шлаковых конусах, хотя на Земле шлаковые конуса преобладают над взрывными воронками (при сходных диаметрах), а на Луне, видимо, картина обратная. Вулканические рвы, гребни и цепочки лунок на Луне широко распространены, а на Земле они редки. Лунные вулканы, в отдельных случаях сходные с земными вулканами, в массе заметно отличаются от них по форме и размерам. Лунные вулканогенные кратеры и цирки весьма отличны от земных кальдер и кольцевых комплексов как по структуре, так и по размерам и распространенности, хотя те и другие имеют много общего.

В целом же, в отличие от Земли, где центральные вулканы преобладают над кальдерами и последние часто появляются лишь как результат эволюции первых, на Луне мы видим обратную картину: образование кальдер и кольцевых комплексов шло здесь в гораздо больших масштабах, чем формирование центральных вулканов.

Распространенность вулканических форм на Луне

После того как вулканические формы были закартированы в тех областях, для которых имелись достаточно подробные фотографии, появилась возможность приблизительно оценить долю вулканических форм среди остальных форм лунной поверхности. Необходимо подчеркнуть, что эти оценки носят сугубо ориентировочный характер: они дают не точные цифры, а лишь порядок величин.

Подсчеты по наиболее хорошо заснятым районам (южная половина центральной части видимого диска, приэкваториальная зона обратной стороны, часть северной полярной области и несколько меньших участков) показали следующее. Надежно выделенные аккумулятивные вулканические формы занимают 0,5% лунной поверхности, а вместе с предположительными — до 1—3%; вулканогенные кратеры — от 3—5 (надежные) до 9—12% (с предположительными) от общей площади; древнеморские области площадных излияний — 15—20% (сюда входят днища затопленных кратеров неясного происхождения), всего морские образования, вместе с темными морями, занимают до 30—35% лунной поверхности. В сумме это дает от 33,5 до 50%. Количественно вулканогенные кратеры диаметрами свыше 20 км сравнимы с кратерами метеоритного или неясного происхождения; на некоторых участках они составляют от четверти до половины всех кратеров или даже больше, но эта оценка тем более субъективна, что относительно многих древних форм неясно — считать ли их кратерами или же просто заполненными лавой древними депрессиями.

Конечно, относительная доля вулканогенных форм варьирует от участка к участку, но для достаточно больших областей остается довольно постоянной. Так, например, вышеприведенные подсчеты площадей были сделаны без учета материалов «Зонда-8». Аналогичные подсчеты по фотографиям «Зонда-8» для площади 1,8 млн. км² дали следующие цифры: вулканогенные кратеры — 4% (надежные) до 9% (с предположительными), вулканы — 2—3%, области площадных излияний — 13—20%; в сумме 19—32% площади.

Очевидно, какая-то часть предположительных форм на самом деле может иметь невулканическое происхождение. Но, с другой стороны, картирование проводилось по формам преимущественно хорошей сохранности, а многие древние вулканические образования, видимо, не идентифицировались, так как они до неузнаваемости искажены последующими процессами. Если же количество вулканогенных форм среди древних образований такое же, как и среди более молодых, то общая доля аккумулятивных форм на Луне составит во всяком случае не меньше 1% от всей площади, а вулканогенных кратеров — не меньше 6—10%.

Учитывая, что первично-вулканогенные формы, переработанные вулканизмом кратеры и области площадных излияний встречаются практически по всей поверхности Луны, следует допустить, что во время их образования расплавление лунных недр было очень широким и, вероятно, магма подавалась на поверхность по множеству каналов из сплошного слоя расплава или из системы сообщающихся магматических очагов; эта магматическая зона должна была располагаться относительно неглубоко; естественно также предполагать, что при длительном действии этого процесса все участки лунной поверхности в тот или иной момент прошли стадию вулканической переработки.

В то время как эта работа готовилась для печати, Геологической службой США совместно с НАСА была выпущена Геологическая карта видимой стороны Луны масштаба 1 : 5 000 000, составленная Д. И. Вилхелмсом и Дж. Ф. Макколи (Wilhelms, McCauley, 1971). Она представляет собой генерализованную сводку листов геологической карты масштаба 1 : 1 000 000, составлявшихся разными авторами в рамках общей программы по единой методике. В развернутой легенде к этой карте даны морфологические характеристики различных областей и объектов, их относительный возраст и генетическая интерпретация.

Интересно сравнить эту карту с нашей. На ней выделены материковые равнины, которые образованы вулканическим материалом, отлагавшимся в жидком состоянии (т. е. лавы или флюидизированные системы). Эти равнины в общем соответствуют древним морям на нашей карте, но площадь их меньше, чем у нас, а контуры показаны обобщенно; многие мелкие участки древних морей не отмечены. Некоторые районы, которые мы считали древнеморскими, на американской карте обозначены как плащи выбросов из круговых морей.

В то же время использование оригиналов снимков «Орбитеров» позволило американским исследователям интерпретировать многие пересеченные участки материка (оставшиеся у нас белыми пятнами) как районы, густо покрытые вулканическими сооружениями, эндогенными лунками и т. п. Таким образом, общий объем вулканогенных образований на внекратерных пространствах примерно одинаков на обеих картах.

Отдельных вулканов на этой карте меньше, чем на нашей, но в основном это результат упрощений и разгрузки при переходе от миллионного к пятимиллионному масштабу.

Вулканические лунки размером до 10—15 км выделены по группировке цепочками и гроздьями и по связи со структурными линиями; при этом не исключается возможность их вторично-ударного происхождения. Среди более крупных форм (20—40 км) вулканогенными считаются только те кратеры, которые имеют сглаженные внешние склоны при относительно хорошей сохранности, а внутренняя структура, взаимосвязь кратеров и их расположение не рассматриваются. Поэтому число крупных вулканогенных кратеров на американской карте представляется явно заниженным.

Разрывы на этой карте не показаны совершенно, зато проведено подробное возрастное расчленение: кратеры разбиты на восемь возрастных категорий, материковые образования — на семь. Видимо, при составлении этой карты основное внимание уделялось не структурам и их генезису, а стратиграфии.

Возраст лунного вулканизма

Абсолютный возраст лунных образцов колеблется от 3 до 4,5 млрд. лет, а возраст темных морских лав укладывается в интервал 3,3—3,9 млрд. лет. Все темные морские образования расположены стратиграфически почти одинаково; поскольку опробованию подвергались и относительно древние и сравнительно молодые участки этих морей, существенного увеличения этого интервала ожидать не приходится.

До заполнения морских впадин интенсивный вулканизм происходил на материках. Его длительность определить труднее. Подсчеты плотности кратеров на древних (светлых) морях материка показали следующее. Если принять за единицу плотность кратеров на темных морях, то на материках плотность кратеров достигает 32 единиц (т. е. в 32 раза больше, чем на морях), а возраст светлых морей, заполняющих талассоиды, имеет самые разные значения — от 5 до 30. (Кстати, при этом выясняется, что формирование морского заполнения оторвано по времени от момента образования самого талассоида.)

Но таким способом можно узнать лишь относительный возраст древних морей, и то приблизительно: мы ничего не знаем ни об интенсивности кратерообразующих процессов 4 млрд. лет назад, ни о скорости их ослаб-

ления со временем, так что по этим материалам нельзя ничего сказать об абсолютной длительности материкового вулканизма.

Некоторые анализы абсолютного возраста лунного грунта как будто указывают на весьма раннее начало процессов дифференциации — через каких-нибудь 100—200 млн. лет после аккреции Луны, но это еще требует подтверждения.

Кроме того, неясно, был ли вулканический процесс непрерывным или же он распадался на этапы, разделенные между собой какими-то интервалами времени, и, в частности, является ли морской вулканизм непосредственным продолжением материкового или же это две самостоятельные фазы. Автор считает более вероятным второе предположение.

Во-первых, древние моря раскиданы небольшими участками по всем материкам, тогда как темные моря в основной массе сконцентрированы на видимой стороне, образуя гигантское сливающееся поле от Моря Изобилия до Окена Бурь и от 30° ю. ш. до 60° с. ш.

Во-вторых, масконы связаны только с темными морями (хотя, конечно, не исключено, что они обнаружатся на обратной стороне, гравитационное поле которой изучено слабо). То и другое указывает на какие-то различия в механизме формирования темных и светлых морей.

В-третьих, измерения γ -излучения с орбиты «Аполлона-15» показали, что в материковых породах концентрация радиоактивных веществ значительно ниже, чем в темных морях (Arnold а. о., 1972). Создается впечатление, что в материковых породах аккумулировались радиоактивные элементы из относительно небольшого объема вещества, тогда как процессы, создавшие темные лавы, захватывали гораздо большие объемы. Поэтому заслуживает внимания гипотеза, согласно которой материковая кора возникла непосредственно после образования Луны, когда некоторая доля энергии аккреции пошла на расплавление части лунной оболочки. Затем началось прогрессивное расплавление лунных недр, питающееся теплом радиоактивного распада; оно завершилось излиянием темных лав, обогащенных радиоактивными элементами.

Видимо, после образования темных морей интенсивность вулканизма стала убывать. Но сколько времени это продолжалось? Сохранился ли вулканизм до наших дней? Если да, то насколько он развит? Пытаясь решить эти вопросы, мы сталкиваемся с интересными противоречиями.

С одной стороны, у Луны сейчас должна быть мощная твердая оболочка.

Через полтора миллиарда лет после образования Луны огромное количество расплавов и радиоактивных веществ было вынесено к ее поверхности; тепло, вынесенное с расплавами и генерируемое радиоактивными веществами, стало рассеиваться в пространство. Истощав в значительной мере запасы энергии, Луна в последующие 3 млрд. лет постепенно остывала, так что сейчас толщина твердой оболочки, согласно расчетам, составляет 300—500 км (Fricker а. о., 1967; Маева, 1971; и др.). Недавно установленные на Луне сейсмометры зафиксировали лунотрясения до глубины около 800 км; исследователи, проводившие обработку сейсмограмм, считают, что мощность твердой оболочки должна быть не меньше этой величины (Latham а. о., 1972). Наконец, измерения электропроводности Луны указывают, что до глубины 700—900 км температура вещества недостаточна для его плавления (Wetherill, 1971).

При такой оболочке трудно представить, как может магма пробиться сейчас в верхние горизонты коры или до поверхности. И, видимо, несколько сотен миллионов лет назад положение немногим отличалось от со-

временного: оболочка была немного тоньше, но не настолько, чтобы пропускать магму.

Однако, с другой стороны, вулканизм действовал на Луне до сравнительно недавнего времени и, видимо, сохранился и сейчас. Имеются признаки неоднократной вулканической активности в таких кратерах, как Тихо и Аристарх (Strom, Fielder, 1968, 1970), возраст которых, судя по количеству перекрывающих их мелких кратеров, не превышает 200—400 млн. лет, а возможно, и на порядок меньше. Лучи одного из самых молодых кратеров, кратера Коперник, местами перекрыты плащами темного материала, очевидно, вулканического. Некоторые определенно эндогенные кратеры (например, Райт и Шейлер) по степени сохранности сравнимы с Тихо и Аристархом. В Аристархе и ряде других точек эндогенная активность проявляется и сейчас (Козырев, 1963; Middlehurst, 1967; Chapman, 1967; Hartmann, Harris, 1968; и др.).

Получается, что данные о большой мощности твердой коры противоречат данным о сравнительно недавних проявлениях вулканизма. Решение этого вопроса не входит в задачу настоящей работы. Хотелось бы только отметить следующее.

Расчеты термической истории Луны нельзя считать окончательными, поскольку неизвестна точно первичная радиоактивность, неизвестна температура в момент после аккреции, неясна степень конвективности лунных недр, роль зонной плавки, трудно учесть влияние процессов частичного плавления, магматической дифференциации и многое другое. Результаты магнитометрических измерений также допускают неоднозначную интерпретацию (Ward, 1969; и др.), и возможно, что аномальная электропроводность на глубинах 200—250 км связана с наличием остаточных магматических очагов, располагающихся в подошве относительно легкоплавкой «коры» над тугоплавкой «мантией». Подобная расслоенность Луны предполагается по петрологическим данным (Smith a. o., 1970; Daneš, McNeely, 1971; и др.). И наконец, те же сейсмометры фиксируют кроме лунотрясений на глубине 800 км рои последовательных толчков, сходных с теми, которые наблюдаются при движении магмы к поверхности перед извержением. Можно также вспомнить, что на Земле фиксируются землетрясения на глубинах 400—700 км, но это не мешает существованию на глубинах 100—200 км зоны частичного расплавления, откуда магма подается на поверхность.

Таким образом, не исключено, что и сейчас в твердой оболочке Луны существуют остаточные магматические очаги. Для их существования нужны либо запасы радиоактивных элементов (т. е. оболочка дифференцирована не полностью), либо связь очагов с глубинными зонами генерации магмы. Последнее предполагает довольно большую проницаемость лунной оболочки, что можно было бы объяснить низкими давлениями в лунных недрах и усиленными приливами, которые «распатывают» оболочку.

Но, во всяком случае, почти все вулканические структуры Луны образованы по нашим понятиям очень древним палеовулканизмом гигантских масштабов, и современный остаточный вулканизм не более чем слабая тень этих древних событий.

Особенности лунного вулканизма

В разделе «Земные аналоги лунных форм» было показано, что относительно небольшие вулканические образования (потоки, покровы, взрывные кратеры и шлаковые конуса) на Земле и на Луне в общем довольно сходны. В то же время крупные вулканы и кальдеры Земли и Луны заметно различаются между собой как по структуре, так и по размерам и распространенности. В общем плане это, по-видимому, объясняется следующим.

Морфология лавовых покровов определяется их составом, температурой, газонасыщенностью и объемом. Химический и минералогический состав лунных лав не очень сильно отличается от состава земных базальтов; температура тех и других лав при излиянии (судя по температуре плавления лунных образцов) также различается незначительно. Объемы лунных потоков сравнимы с объемами земных потоков платобазальтов. Сходство этих факторов определяет и сходство морфологии образующихся лавовых покровов. Некоторые отличия связаны с режимом застывания лунных лав в вакууме и с меньшей газонасыщенностью, но, видимо, они не столь велики, чтобы существенно исказить наблюдающиеся черты сходства.

Сходство лунных и земных шлаковых конусов и взрывных воронок, видимо, также определяется сходством механизма, приводящего к их формированию. Те и другие образуются в местах выхода на поверхность вулканических каналов. Когда лава, поднимающаяся по этим каналам, достигает взрывного уровня, в ней начинается бурное отделение газовой фазы; это «кипение» лавы выражается извержениями, создающими небольшие аккумулятивные или экскавационные формы. Здесь различия могут появиться из-за меньшей силы тяжести, повышающей глубину взрывного уровня и увеличивающей разброс обломков, но основной механизм скорее всего остается тем же.

Но разница в структуре и распространенности крупных вулканов и кальдер, видимо, больше зависит от каких-то общепланетарных различий Луны и Земли, как-то: интенсивность и глубина магмообразования, характер дифференциации, степень дегазации, динамический режим магматических очагов, мощность и структура коры, что в конечном счете связано с неравенством масс Земли и Луны и, очевидно, с различным ходом эволюции этих планет. Было бы очень интересно выяснить степень влияния того или иного фактора на морфологию и степень развития тех или иных структур, но сейчас это трудно сделать даже для одного из перечисленных факторов, не говоря уже о многих.

При этом многие процессы зависят сразу от нескольких факторов, взаимно влияющих друг на друга, и изменение даже одного из них влечет за собой трудно предсказуемые следствия. Сравнительное значение всех этих факторов и следствий изучено очень мало; о количественных оценках говорить не приходится. Прогресс в этом направлении приведет к лучшему пониманию наших собственных земных процессов, а появление в недалеком будущем более подробных материалов по Марсу и другим планетам позволит сделать далеко идущие выводы относительно эволюции разных типов планет.

Ниже разбираются некоторые причины, которыми можно объяснить специфику лунного вулканизма. Следует еще раз подчеркнуть, что в настоящее время в этих вопросах приходится ограничиваться более или менее обоснованными предположениями.

Изучение материалов по земным кальдерам и кольцевым комплексам привело автора к убеждению, что наиболее существенным фактором, приводящим к значительным проседаниям, является массовый выход на поверхность магматического материала в относительно короткий промежуток времени; в результате резко снижается магматическое давление на кровлю очага, кровля не успевает среагировать пластически, и происходит обрушение.

Такой массовый кратковременный выход магмы предполагает неглубокое положение магматического очага. Если питание вулкана осуществляется с глубин порядка нескольких десятков километров, то, видимо, очаги сообщаются с поверхностью немногими каналами. Когда такой центральный канал уже пробит, то избыток магматического давления в первую очередь будет сбрасываться через него, канал будет постепенно разрабатываться, а образование дополнительных каналов — все более затрудняться. Между собой такие каналы не сообщаются, иначе следовало бы ожидать большей однородности извергаемых лав у соседних вулканов. На Камчатке и на Кавказе есть примеры, когда расположенные на расстоянии нескольких километров одновременно действующие вулканы извергали: один — основные лавы, другой — средние и кислые. Видимо, на глубине уже нескольких километров давление перекрывает все периферические трещины, оставляя один центральный канал (Менард, 1966), который к тому же может «засоряться» и пережиматься с образованием небольших отшнурованных промежуточных очагов.

При сравнительно небольшом сечении этих каналов (от сотен метров до 1,5 км, если судить по диаметрам глубоко срезанных неков) их пропускная способность будет ограниченной, что приведет к относительно медленному снабжению эффузивами поверхностного вулкана и медленному опорожнению очагов. Постепенное наращивание тела поверхностного стратовулкана компенсируется постепенным же притоком генерируемой в недрах магмы и, соответственно, постепенным прогибанием фундамента вулкана вместе с прилегающей территорией; так образуются пологие компенсационные впадины, иногда с выжатыми валами по краям (Менард, 1966; Моог, 1969).

Если же магма подходит достаточно широким фронтом близко к поверхности, то она может использовать зоны приповерхностной трещиноватости, остающиеся сравнительно «открытыми» из-за малых давлений, и извергнуться сразу во многих точках. Видимо, это происходит так быстро, что кровля не успевает среагировать пластически, и вместо прогибания начинается обрушение, с появлением новых трещин, т. е. новых путей для магмы; давление в очаге резко падает, начинается вторичное вскипание; извержение и связанное с ним обрушение быстро развиваются. При этих пароксизмах извергаются огромные количества игнимбритов среднего и кислого состава, т. е. крупные приповерхностные очаги на Земле — преимущественно средние и кислые. Пока еще не установлено, почему это так: из-за плавления коры, ассимиляции и гибридизма или из-за длительной дифференциации медленно пробивающегося вверх базальтового очага. Но во всяком случае, если на Земле расплав, образовавшийся в «базальтовом» слое, начнет двигаться к поверхности широким фронтом, то при вступлении в «гранитный» слой он вызовет плавление в этом слое, так как точка плавления для гранитной эвтектики много ниже, чем температура базальтового расплава для тех же глубин. Над базальтовым

очагом появится шапка кислого расплава, которая и пробьется на поверхность первой. Возможно, этим частично объясняется ассоциация кислых игнимбритов с базальтами, которые изливаются вслед за ними. А во многих кольцевых структурах игнимбриты отсутствуют и основные породы преобладают над кислыми (первый центр интрузии Малл); имеются также данные о широком развитии кольцевых магмоподводящих каналов в районах траппов (Авдеев, 1968).

В земной оболочке, как известно, сейчас нет зоны сплошного расплава, но даже над зоной частичного выплавления базальта из мантии на глубине волновода располагаются многочисленные подводящие каналы, отстойники, магматические камеры и периферические очаги.

На Луне чрезвычайно широко распространены кальдеры, переработанные вулканизмом ударные кратеры и бесчисленные области площадных излияний, сплошной мозаикой перекрывающие всю поверхность. Это позволяет предположить, что в истории Луны был период интенсивного обширного расплавления ее недр. Такой вывод согласуется с данными анализов лунных образцов: все исследованные до сих пор образцы представляют породы, прошедшие дифференциацию, т. е. стадию расплавления.

Во время этого расплавления твердая кора Луны должна была насыщаться магматическими очагами. И хотя состав этих очагов был преимущественно основной (базальты, анортозиты), динамика извержений, видимо, определялась не составом, а положением очагов, их близостью к поверхности.

Таким образом, весьма вероятно, что в какой-то период на Луне в большом количестве существовали крупные приповерхностные очаги основной магмы. Массовые единовременные излияния из них должны были создавать не центральные вулканы, а крупные вулканические депрессии и обрушения. Кроме того, очень вероятно, что эти очаги сообщались между собой и с крупными магматическими резервуарами, питающими морские впадины; тогда истечение основного резервуара или одного из сообщающихся очагов должно было приводить к падению давления в других, связанных с ними очагах, что облегчало проседания. И так же как на Земле практически нет аккумулятивных форм, сложенных игнимбритами, так и на Луне нет крупных базальтовых куполов, не прошедших обрушения, — извержения и обрушения были близкими во времени, если не синхронными. Видимо, крупных куполов никогда и не было, начинающееся воздымание сразу сменялось извержением и обрушением.

Этот процесс должен был усиливаться также за счет приливов, «растатывавших» кровлю очагов, и за счет меньшей силы тяжести (меньшее давление в коре, «разуплотнение» кровли, формирование периферических трещин и извержения по ним, создающие дефицит магмы под центром вулкана с последующим кальдерным обрушением).

Схематически процесс образования крупного вулканогенного кратера на Луне можно представить следующим образом. На глубине 10—20 км формируется магматический очаг, поперечник которого соизмерим с поперечником будущего кратера. Его кровля постепенно проплавляется, растатывается, и, наконец, на широкой площади из множества центров происходит извержение; при этом очень жидкие лавы широко растекаются. Вследствие падения давления в очаге происходит обрушение кровли по кольцевым трещинам. После проседания вулканизм сосредоточивается в кольцевой (наиболее проницаемой) зоне, надстраивая вал фор-

мирующегося кратера, и в центральной части кратера, т. е. по кратчайшему пути. При этом вероятно, что в центре на поверхность пробиваются наиболее газонасыщенные и кислые дериваты. Последующие проседания охватывают весь блок, ограниченный кольцевыми трещинами, даже если извержение происходит на его периферии¹. Постепенное расширение кальдеры за счет оседания в очаг новых внешних колец срезает внутреннюю часть формируемого аккумулятивного вала, а продолжающиеся излияния перекрывают погружающиеся блоки; так создается асимметричный террасированный вал с вулканами в центре и на валу. После площадных излияний на смежных морях могут временно истощиться более глубокие магматические резервуары, питающие данный приповерхностный очаг; падение давления приводит к новым проседаниям в кратере.

Необходимо отметить, что уподобление лунного базальтового вулканизма земному игнимбритовому вулканизму сталкивается с определенными трудностями. Одними из основных характеристик кальдерообразующего игнимбритового вулканизма являются: а) очень быстрое выделение очень больших объемов эффузивов, что связано, очевидно, со вспениванием крупных объемов магмы, и б) большая мобильность игнимбритовых масс, что позволяет им удалиться на огромные расстояния от мест извержения и тем самым не «загромождать» область формирующейся кальдеры. На Луне мобильность эффузивов, видимо, обеспечивается малой вязкостью лунных базальтов, которая на порядок ниже, чем у земных базальтов; в результате лунные базальты могут удалиться от мест извержений быстро и на большие расстояния. Но какая причина может вызвать быстрое излияние крупных объемов базальтов, что может заменить на Луне вспенивание игнимбритов, — это остается мало понятным.

Дифференциация и дегазация

Характер дифференциации лунных магм определяется слишком многими неизвестными, чтобы априори предсказывать ее результаты (Walter, 1965). Например, вряд ли кто-нибудь ожидал, что на Луне будут обнаружены такие специфические породы, как анортозиты. На дифференциации сказываются термический режим, размер очагов и степень их конвективности, степень дегазации магм, меньшая сила тяжести, по-видимому замедляющая ликвацию, но ускоряющая кристаллизационную дифференциацию (Green, 1965), отсутствие осадочной оболочки и многое другое. Во всяком случае, лунное вещество может преподнести еще много сюрпризов, и данные химанализов морских лав нельзя экстраполировать на материковые области и на такие образования, как взрывные вулканогенные кратеры или центральные вулканы.

Пока что нам известно, что вязкость лунных лав на порядок меньше, чем вязкость земных базальтов (Weill а. о., 1907; Murase, McBirney, 1970). Если такие лавы участвуют в формировании лепесткового кратера (соответствующего в первом приближении кальдерам гавайского типа), то это объяснило бы некоторые особенности такого кратера. Основная часть лав, которые на Земле создали бы крупный вулкан гавайского типа, на Луне из-за малой вязкости растекалась бы обширными маломощными лавовыми полями, сливаясь с окружающими морскими породами. Соответственно высота образующегося купола должна быть меньше, площадь

¹ Так, при извержении в 1914 г. вулкана Сакурадзима, расположенного на краю кальдеры Айра, изолинии опускания совпадали с контурами не вулкана, а всей кальдеры, с максимальным опусканием в ее центре (Williams, 1941).

больше, а границы — более расплывчатыми. Видимо, выделяя купол на лунной поверхности или очерчивая границы вала лепесткового кратера, мы оконтуриваем только область распространения наиболее вязких порций лав, а на самом деле площадь вулкана, увенчанного лепестковой кальдерой, гораздо больше. Подтверждением этому служат некоторые бескальдерные купола, границы которых видны только по части периметра, а на остальном протяжении сливаются с морской поверхностью.

Но кроме базальтоидных лав дифференциация на Луне приводит к появлению также и кислых пород. Изучение некоторых образцов, привезенных экипажем «Аполлона-11», показало, что их мезостази́с состоит из двух несмешиваемых жидкостей, одна из которых обогащена кремнеземом (71—76%) и K_2O (6,6%) и обеднена CaO (1,2—2,4%), а другая сходна по составу с базальтами (Kushiro а. о., 1970). Очевидно, при ликвидационном разделении этих жидкостей от основного базальтового расплава должен отделиться кислый остаток типа дацитов. И действительно, среди образцов с места посадки «Аполлона-12» найден обломок с содержанием кремнезема 61%, K_2O — 2% (в 10—30 раз выше средних содержаний) и обедненный CaO — 6,3%. А при детальном изучении этого образца оказалось, что он включает брекчиевые обломки более основного состава, а состав основной массы еще кислее: кремнезема — 73,5%, K_2O — 6,9%, CaO — 1,2%. Этот обломок — результат дифференциации, зашедшей дальше, чем для морских пород (Drake а. о., 1970). Авторы последнего исследования считают, что некоторые признаки указывают на игнимбритовое происхождение гранитной массы этого обломка. Как уже говорилось раньше, есть данные о возможности такого ликвидационного разделения базальтов в земных условиях, с выделением липаритов и дацитов в соотношении 1 : 5 к базальтам (Hamilton, 1965).

Необходимо также заметить, что если на лунных материках присутствуют в значительных количествах анортозиты, как это предполагается по обломкам их в морском реголите, то при чисто дифференционном происхождении этих анортозитов должен был появиться и остаточный расплав сиенитов (Елисеев, 1953).

Наличие на Луне подобных пород согласуется с существованием здесь форм, отнесенных к экструзиям и центральным вулканам, и позволяет предположить относительно кислый состав некоторых потоков с грубым рельефом (Тихо).

Третий факт, который надо учитывать при разборе особенностей лунного вулканизма, — это крайне низкие содержания воды и летучих в образцах лунных лав («Summary...», 1970; Friedeman а. о., 1970). По-видимому, в целом вещество Луны дегазировано сильнее, чем вещество оболочки Земли. На Земле вода и газы в значительной мере связываются в осадках, проникают снова в глубокие нагретые зоны, опять участвуют в вулканизме, магматизме и метаморфизме и способствуют созданию материковой коры, насыщенной летучими. На Луне с ее пониженной силой тяжести поступающие на поверхность газы должны в геологически короткое время рассеиваться в пространство, выбывая из дальнейшего кругооборота вещества¹. Возможно, что уход с Луны газовой и жидкой фазы

¹ Возможно, некоторая часть газов, выделяемых при магматических, вулканических и ударных процессах, может связываться в поверхностном реголите посредством адсорбции, а впоследствии захороняться с реголитом под новыми покровами вулканического и ударно-обломочного материала (Гуткин и др., 1968). Однако способность реголита к такому насыщению ограничена; к тому же, в современном реголите, судя по его адгезионным свойствам, адсорбированных газов очень мало.

приводил к некоторому сокращению как всего тела Луны, так и отдельных ее участков (сокращение объема магматических очагов) и в итоге — к просадкам на ее поверхности (Green, 1965).

Но, с другой стороны, несомненное наличие на Луне вулканогенных взрывных кратеров свидетельствует о том, что по крайней мере в некоторых очагах имелось достаточное количество летучих для создания этих кратеров. Вообще, говоря о взрывных кратерах или об экструзиях, вряд ли можно опираться на состав морских базальтоидов: это равносильно тому, как если бы состав сибирских траппов использовать для характеристики извержения вулкана Безымянного или его экструзивного купола. Более того, вполне возможно, что дегазированность лунных лав связана с процессами, происходящими при излиянии этих лав в вакуум в условиях пониженной силы тяжести: оба эти фактора способствуют усиленному отделению летучих, и их потеря может составить до 9,7% от веса породы (Hatheway, 1970). Кстати сказать, бурное вспенивание верхов лавовых покровов могло бы привести к образованию тонкого слоя пеплов на их поверхности и смягчению их рельефа; процессы такого рода отмечены для земных базальтов (Коптев-Дворников и др., 1967).

Таким образом, дегазированность образцов лунных лав еще не означает полной дегазированности всего вещества Луны в период максимального вулканизма. Вместе с фактом наличия на Луне кислых пород это позволяет ставить вопрос о присутствии на лунной поверхности игнимбритов. Многие исследователи считают игнимбритовую магму результатом плавления кислой коры (Милановский, Короновский, 1963; Nealy, 1964; и др.). Но есть данные, свидетельствующие о том, что по крайней мере в некоторых случаях игнимбритовые расплавы появляются в результате эволюции базальтовых очагов (Эрлих, 1969; Agatani, 1969; Bailey, 1969; и др.) и, следовательно, могут возникнуть и на Луне. Однако в настоящий момент присутствие на Луне игнимбритов лишь предполагается по некоторым морфологическим данным (Горшков и др., 1970; Green, 1965; Guest, Fielder, 1968; и др.). Если они там все-таки есть, то из-за меньших давлений и периодических сбросов давления во время приливов игнимбритовый процесс должен был идти интенсивнее, чем на Земле, а достаточно крупные извержения игнимбритов, как правило, приводят к кальдерным обрушениям.

Разброс пирокластического материала

Здесь следует еще раз повторить, что вулканические взрывы на Луне, несомненно, имели место; иначе невозможно объяснить возникновение многих цепей лунок, кратеров с темными ореолами, вершинных лунок многих вулканов, направленных выбросов типа луча Мессье или покрова на северо-западном валу Циолковского и др. Вопрос же сводится к оценке величины взрывных кратеров и характера распространения пирокластического материала вокруг них.

Размер взрывного кратера на Земле зависит от прочности кровли и от силы взрыва (давления во взрывной камере в момент взрыва). Давление в камере при катастрофических взрывах достигает 2—3 кбар. Существенного увеличения силы взрыва ожидать не приходится. Во-первых, существует предел давления для водяного пара — основного агента взрыва, даже если допустить, что лунные магмы до отказа насыщены этим паром; во-вторых, само такое насыщение вряд ли возможно: ведь на Земле значительная часть воды, участвующей в вулканических взры-

вах, не ювенильна, а поступает в магмы за счет ассимиляции глубинных вод и воды, связанной в осадочно-гранитной коре; и более того, многие катастрофические взрывы на Земле являются по сути фреатическими.

Масса и вес пород в случае направленных взрывов и диатрем имеют подчиненное значение по сравнению с прочностью пород, и вот почему. При таких взрывах выброшенные породы падают не на края собственно взрывного кратера, а отбрасываются от него на многие километры, т. е. сила взрыва здесь явно избыточна и глубина взрыва меньше приведенной глубины для химического заряда соответствующей мощности. Если бы до момента взрыва сохранность кровли поддерживалась весом пород, то должен образоваться нормальный взрывной кратер с аккумулятивными валами; очевидно, давление во взрывной камере сдерживалось не весом пород, которые легко выбрасываются на 10—20 км от кратера, а прочностью кровли, последняя же на Луне вряд ли сильно отличается от прочности земных пород. Таким образом, размер кратеров, образующихся при катастрофических взрывах, на Луне будет не больше, чем на Земле, а именно — первые километры.

Но вес пород должен существенно сказываться на размерах обычных взрывных кратеров (с аккумулятивными валами) и на дальности разброса пирокластики по следующим причинам.

1. Из-за меньшего веса столба магмы в жерле нуклеация начинается глубже (т. е. понижается взрывной уровень) и идет интенсивнее, летучие отделяются в более полном объеме, что увеличивает «взрывчатость» магмы, поэтому начальные скорости выброса межпароксизмальных взрывов будут больше (Грин, 1963).

2. При равных начальных скоростях обломки на Луне летят вшестеро дальше из-за меньшего ускорения свободного падения.

3. При особо больших скоростях дальность полета обломков увеличивается за счет кривизны Луны (Грин, 1965).

4. Полет обломков не тормозится атмосферой, этот фактор имеет тем большее значение, чем мельче обломки.

5. Расширение облака газов после взрыва на Земле тормозится атмосферой (Покровский, 1964), кроме того, такое горячее облако быстро всплывает в верхние слои атмосферы; соответственно возрастает вертикальная составляющая скорости обломков. На Луне взрывные газы будут расширяться не тормозясь, сообщая обломкам дополнительную скорость; такое расширение будет также придавать дополнительную горизонтальную составляющую траекториям обломков, выброшенных вертикально или с крутыми углами.

Выбросы при образовании шлаковых конусов на Земле имеют скорости порядка 100 м/сек (Пийп, 1956; Кирсанов, 1968; и др.), что при оптимальном угле выброса 45° даст дальность около 0,8 км, а учитывая довольно крутые углы выбросов из жерла — вдвое меньше. Эти величины хорошо согласуются с размерами земных шлаковых конусов. На Луне только за счет меньшего ускорения свободного падения дальность разлета обломков составит 4—6 км, и материал земного шлакового конуса распределился бы на Луне на площади в 100 раз большей; в этом случае на фотографии мы не увидели бы ничего, кроме взрывной лунки, окруженной широким низким валом, что и наблюдается на самом деле. Так, вместо шлаковых конусов с мелкими вершинными кратерами на Луне появляются широкие лунки с небольшими валами.

Скорости выброса при пароксизмальных взрывах, время от времени

происходящих на крупных вулканах, достигают 300—600 м/сек, а направлены они либо довольно круто, либо полого (10—30°). Дальность выброса составляет от 4—7 до 12—20 км, т. е. материал в значительной мере отлагается на склонах и подножье самого вулкана (например, вулкан Севергина). Если такие взрывы происходили на Луне, то дальность выброса должна быть от 30—60 до 130—250 км, следовательно выброшенный материал уйдет далеко за пределы конуса. Допустим произвольно, что половина материала того же вулкана Севергина отложилась при таких взрывах. Если этот материал разбросать в радиусе не 5 км (радиус современного основания вулкана), а 30 км, то высота конуса снизилась бы более чем вдвое, а местность вокруг была бы покрыта отложениями всего 10—20 м мощности, — на Луне они выглядели бы как лучевые системы. А если вспомнить, что и межпароксизмальные извержения на Луне должны разбрасывать материал гораздо шире, то становится понятным, почему лунные вулканы имеют меньшую высоту, чем земные вулканы того же поперечника, и почему так незначительны центральные вулканические горки лунных кальдер по сравнению с самими кальдерами. Надо еще отметить, что если выброс происходит из центральной горки крупного кратера (диаметр около 50 км), то даже при пологом угле наклона этот выброс перелетит через гребень вала (2—3 км высоты над дном) и упадет на его внешнем склоне. Например, из кальдеры Какито 2-метровые глыбы заброшены на расстояние 10 км на высоту 0,4 км (Aragaki, 1969); на Луне они пролетели бы более 80 км с подъемом не менее 2,5 км. Поэтому выровненный рельеф внешних склонов в некоторых кратерах можно объяснить такой пирокластической «присыпкой» из центра этого кратера. Те же выбросы, которые не перелетают гребень вала, перекрываются лавовыми потоками дна, так же как выбросы внешнего склона частично перекрываются лавовыми озерами.

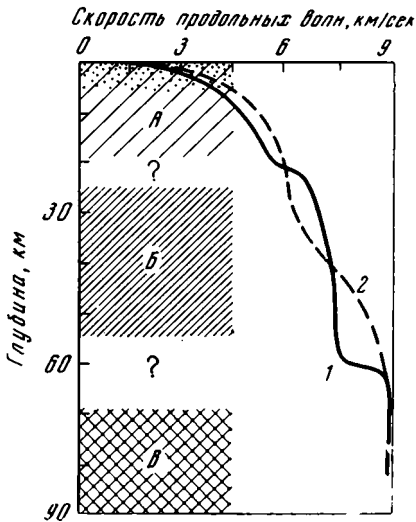
Строение коры

Если размеры кальдер обусловлены в основном глубиной и размерами магматических очагов, то степень округлости кальдер, «правильность» их формы, видимо, зависят от степени латеральной однородности коры.

Среди вулканогенных образований на поверхности Луны по площади явно преобладают морские породы, молодые и древние. Как сказано выше, закартированные моря занимают 30—40% поверхности, но на самом деле их должно быть гораздо больше, поскольку многие древнеморские участки до неузнаваемости переработаны последующими процессами и не дешифрируются. Молодые моря, судя по всем данным, состоят из монотонных базальтовых лав. Древние моря материков морфологически неотличимы от молодых и скорее всего сложены такими же лавами. Во всяком случае, они должны быть достаточно однородными по площади. Даже если предположить, что древние моря сложены, например, анортозитами, это не меняет общей картины: базальты и анортозиты относятся к одной группе основных магматогенных пород и реагируют на напряжения сходным образом. Кроме того, молодые и древние моря зачастую прихотливо перемешаны: участки темных морей встречаются на материках, а останцы светлых морей выступают из-под темных лав.

Вулканические кратеры слишком редки и равномерно распределены, чтобы исказить эту однородность, — даже если их породы сильно отличаются от пород морей, а метеоритные кратеры только усиливают однородность, перемешивая вещество и перераспределяя его по площади.

Очевидно, однородность поверхностных пород можно экстраполировать на глубину по крайней мере нескольких километров. Не исключено, что более глубокие горизонты коры характеризуются большей изменчивостью в латеральном направлении, но это маловероятно: такая изменчивость сказалась бы на поверхностных структурах. На поверхности, действительно, намечаются некоторые различия между материками и темными морями, но материковый субстрат прослеживается по останцам рельефа под всеми морями неправильной формы. Видимо, именно этот материковый субстрат выделяется на глубинах 20—60 км под «базальтовым» слоем в экваториальной части Моря Облаков (рис. 56). И только для центральных частей круговых морей, судя по наличию здесь масконов, можно допустить иное строение коры или же уменьшение ее мощности; но эти



Р и с. 56. Строение оболочки Луны

Схема построена по данным сейсмических экспериментов, проведенных при полетах космических кораблей «Аполлон-12»— «Аполлон-15» (Latham а. о., 1972)

1 — модель скоростного разреза со скачкообразным нарастанием скоростей; 2 — модель с постепенным нарастанием скоростей (недостаток данных не позволяет сделать выбор между моделями)

А — слой со скоростями до 6 км/сек (базальт?); в верхней части слоя — рассеивающая зона, видимо, состоящая из раздробленных и трещиноватых пород

В — слой со скоростями до 7,5 км/сек (анортозит?); возможно, это не отдельный слой, а переходная зона между горизонтами А и В

В — мантия, скорости до 9 км/сек (гипербазиты?)

районы остаются лишь ограниченными, изолированными «окнами» в сплошной однотипной коре.

Итак, несмотря на неполноту наших знаний, мы все же можем с большой долей уверенности принять, что лунная кора в вещественном отношении весьма однородна.

Вторая особенность лунной коры — это относительно равномерное распределение напряжений и отсутствие следов сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений. Наибольшие сдвиги на Луне не превышают 20 км, и они немногочисленны; на Луне нет геосинклинальных рвов, а линейные прогибы и протяженные прямые разрывы в основном связаны с изометричными впадинами морей и являются вторичными по отношению к ним; складчатые дислокации если и есть, то развиты очень слабо; нет структур, в которых можно было бы заподозрить надвиги, т. е. признаки значительных горизонтальных напряжений, локализованных в узких зонах, на Луне отсутствуют.

Северо-западная и северо-восточная трещиноватости, развитые повсеместно и проявленные в готических системах разрывов у кратеров, свидетельствуют о наличии некоего поля напряжений, общего для всей лунной поверхности. Основное сжатие в этом поле ориентировано меридио-

нально: северо-западные и северо-восточные нарушения имеют характер трещин скола, а меридиональные — трещин отрыва (Elston a. o., 1971; Fielder, 1963). Но эти нарушения не имеют самостоятельного значения: по ним не отмечается значительных перемещений — ни горизонтальных, ни вертикальных; они не разделяют блоков с разным типом строения; наконец, они проявляются как вторичные, дополнительные структуры, осложняющие кольцевые формы, — с удалением же от кольцевых форм эти системы трещиноватости развиты слабо.

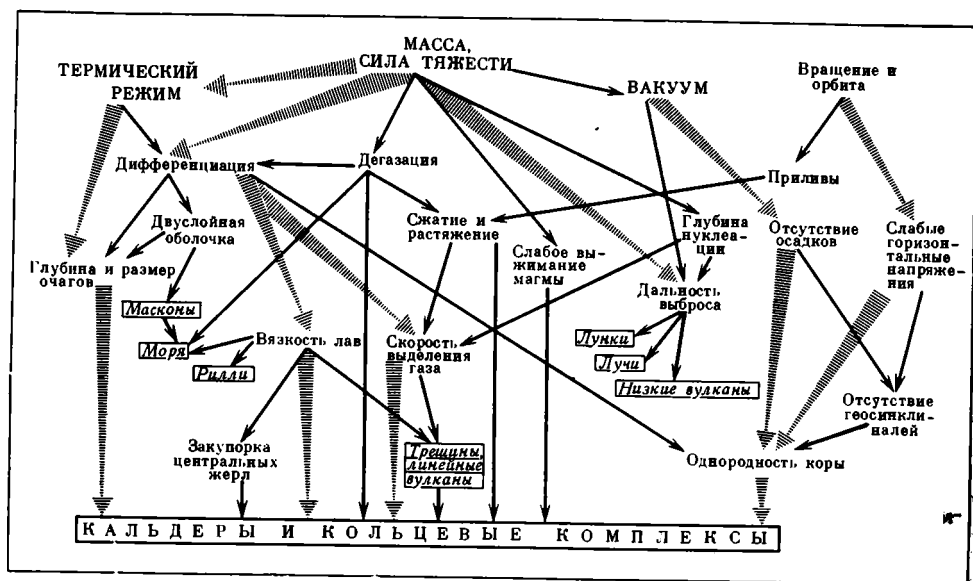
Земная кора построена гораздо сложнее. Существуют материковый, океанический и переходный типы коры; существуют геосинклинали и орогены; платформы и срединно-океанические хребты, и множество более мелких типов структур. Глубинные разломы, действующие на протяжении десятков миллионов лет, разделяют блоки с различным строением и мощностью коры. Процессы осадконакопления приводят к тому, что в геосинклиналях накапливаются многокилометровые толщи осадочных пород, тогда как в других областях верхние горизонты коры на многие километры срезаются эрозией.

По сравнению с Луной, весьма характерной особенностью земной коры являются протяженные пояса дислокаций, так или иначе связанных с горизонтальными напряжениями; латеральные смещения в них измеряются многими десятками километров, возможно даже сотнями километров. При этом если по границе двух разнородных блоков происходит смещение, то контрастность вещества и структур по этой границе возрастает и, очевидно, в дальнейшем разрядка напряжений будет происходить здесь же, тем самым вновь усиливая контрастность и т. д. (Если же, например, разрыв разделяет одинаковые базальтовые блоки и впоследствии «залечивается» базальтовой же магмой — как это, по-видимому, происходит на Луне, — то кора остается практически столь же однородной.)

Все это приводит к тому, что на Земле магматическая и вулканическая деятельность происходит в условиях более жесткого тектонического контроля, чем на Луне. Положение магматических тел и эффузивных каналов, если не полностью, то в значительной степени, зависит от структуры блоковой «рамы» и от положения разломов, особенно если движения по этим разломам продолжают в периоды магматизма; и только в спокойной тектонической обстановке, на стабилизированных блоках или в условиях растяжения могут появиться сравнительно «чистые» вулкано-генные структуры, в том числе крупные кальдеры. Например, в палеозое в Центральном Казахстане существовал такой «спокойный» блок, зажатый между двумя поясами сближенных разрывов; по некоторым из них происходили горизонтальные смещения. В пределах спокойного блока развивались изометричные вулкано-тектонические депрессии, образующие как бы сплошную крупноячеистую сеть; одновременно с этим в разрывных поясах, окаймляющих блок, формировались удлиненные вдоль разрывов интрузивы, пояса даек, грабены и вытянутые депрессии, заполненные эффузивами (Щерба, 1970).

В целом анализ распределения центральных и кольцевых комплексов показывает, что они тяготеют к спокойным блокам, типа щитов (Свешникова, 1968; Elston, 1971). Видимо, небольшая величина округлых вулканических депрессий в вулканических поясах (или, что то же, неправильная форма крупных депрессий) обусловлена тем, что земная кора в этих поясах раздроблена на небольшие разнородные блоки.

Возвращаясь к Луне, мы обнаруживаем здесь такую же тенденцию (хотя и слабее проявленную), а именно: чем менее дислоцирована какая-либо область, тем больше форма вулканогенных кратеров приближается к круговой. В задачи настоящей работы не входило прослеживание формы вулканических кратеров в зависимости от тектоники. Но еще Дж. Е. Спёрр (Sprigg, 1944—1950) подробно описал, как с удалением от кордильеры Моря Дождей, разбитой множеством разрывов, интенсивность дислокаций ослабевает, а форма кратеров изменяется от вытянутых грабенов к прямоугольным грабен-кратерам и далее, в недислоцированных областях — до «нормальных» изометричных и круглых кратеров. При этом часто видно, что форма грабенов и грабен-кратеров обусловлена не позднейшими подвижками, но является первичной. А поскольку ин-



Р и с. 57. Схема взаимосвязей факторов и процессов, приводящих к особенностям лунного вулканизма

Стрелками показаны причинно-следственные связи (определяющие связи показаны широкими стрелками); в рамках — некоторые лунные структуры

тенсивная разрывная тектоника на Луне связана главным образом лишь с кордильерами круговых морей, то на остальной территории сохраняется относительно стабильная обстановка и деятельность магматических очагов не подвергается «тектоническим искажениям».

Таким образом, лунная кора более однородна, чем земная, как по вещественному составу, так и по тектоническому строению. Очевидно, такая однородность должна способствовать изотропному распределению напряжений вокруг магматических очагов и изометричной форме самих очагов, что в конечном счете обуславливает округлую форму лунных вулканических кратеров. Отсюда и внешнее сходство (в первом приближении) метеоритных и вулканических кратеров: в том и другом случае кратерообразующие силы распределяются равномерно во все стороны — будь то ударная волна метеоритного взрыва или градиент давлений вокруг магматического очага.

Итак, основными факторами, обуславливающими специфику лунного вулканизма, следует считать динамический режим очагов (определяемый в основном особенностями термической истории Луны) и однородность лунной коры в отношении как вещественного состава, так и тектонического строения; кроме того, особенности лунного вулканизма связаны с характером дегазации магм и их извержений, что обусловлено в первую очередь меньшей силой тяжести.

Вероятно, действуют и другие факторы: растяжение коры во время максимального разогрева недр, меньшая подъемная сила расплава (за счет уменьшения архимедовых сил), отколы кровли очагов при прохождении ударной волны после падения крупных метеоритов и др. Возможно, при обширном расплавлении магма ведет себя не так, как в изолированных очагах, например, поднимается длинными узкими столбами вроде соляных диапиров, с образованием на поверхности кольцевых валов, как над некоторыми диапирами. Оценить значение подобных механизмов пока невозможно.

Для того чтобы систематизировать факторы, влияющие на особенности лунного вулканизма, можно построить ориентировочную схему взаимозависимости этих факторов (рис. 57). Основной интересующий нас вопрос сводится к причинам повышения роли кальдерных и экскавационных форм на Луне, поэтому схема ограничена теми связями, которые, по мнению автора, приводят к этому результату (например, не учтены процессы, создающие радиальную и кольцевую тектонику морей).

Некоторые особенности структур Марса

В результате съемок, проведенных космическими аппаратами серии «Маринер», обнаружилось удивительное сходство многих структур марсианской и лунной поверхности. Если не знать, что на photographиях «Маринеров» изображен именно Марс, то можно было бы подумать, что это снимки каких-то участков Луны.

Как и Луна, Марс покрыт множеством кратеров, причем распределение частот этих кратеров в зависимости от диаметра сходно с аналогичным распределением кратеров на Луне (хотя пока неясно, связан ли дефицит мелких кратеров с недостаточным разрешением photographий или их мало на самом деле). И уже сейчас можно уверенно сказать, что многие марсианские кратеры являются первично-вулканогенными образованиями. Здесь встречаются цепи и группировки кратеров; есть концентрические и взаимопересекающиеся кратеры; неправильные фестончатые депрессии со слабо выраженными валами; кратеры, валы которых продолжены по касательным прямолинейными хребтами; на гребнях кратерных валов встречаются аккумулятивные накопления (вулканы).

Так, на одном из снимков видна кальдера диаметром около 110 км (Арская) с плоским дном и резким гребнем вала; внутренние склоны террасированы, а сглаженные внешние склоны на расстоянии до 40—50 км от гребня вала разбиты концентрическими сбросами и грабенами; дальше за этим поясом прослеживается зона субрадиальных трещин, борозд и цепочек лунок; на юге от гребня вала по гладкому внешнему склону спускаются две радиальные борозды длиной около 70 км, похожие на неправильные цепи сливающихся лунок, и такая же структура видна на север-

ном валу. Интересно, что внешний пояс радиальных борозд похож на струйчатые структуры некоторых кратеров Луны, но таких четких концентрических грабен на Луне не встречено, а радиальные борозды чем-то сходны с секторными грабенами земных кальдер.

Кальдеры Акрейская и Олимп (диаметры 50 и 65 км) представляют собой сложные «гнезда» из нескольких кратеров, объединенных общими центральными проседаниями. Эти образования сходны с лестчковыми кратерами Луны и с кальдерами земных щитовидных вулканов, отличаясь от последних гораздо большими размерами и более сложной формой. Вокруг кальдеры Олимп видны субрадиальные к ней структуры, сходные со структурами на склонах лунного кратера Аристарх и с некоторыми земными лавовыми потоками. В центре этой кальдеры расположена 20-километровая депрессия, очень напоминающая лавовое озеро Халемаумау.

Кальдера Павлинья окружена субконцентрическими дугами грабен, трещин и типичных морских валов; дуга морских валов сходна по размерам и морфологии с лунным экструзивным кольцом Флемстид Р.

На одном из снимков «Маринера-9» почти прямая цепь сближенных лунок с диаметрами по 3—20 км протягивается на расстояние более 350 км, тогда как других кратеров по соседству почти нет. Несомненно, эта цепь трассирует разрывное нарушение. Неподалеку от этого места короткая цепь кратеров непосредственно продолжается в виде крупного грабена.

Но при всем сходстве марсианских кальдер с лунными у них намечаются определенные различия. Марсианские кальдеры в общем менее правильны, чем лунные; их валы выражены слабее; они не столь глубоки; внутренние склоны террасированы слабо. Все это сближает марсианские кальдеры с земными. А кальдеры Олимп, Акрейская, Арская и Павлинья расположены на возвышениях с поперечниками оснований от 250 до 500 км и высотой по несколько километров (высота Олимпа более 6 км). Эти возвышения трудно интерпретировать иначе, как гигантские щитовые вулканы; на Луне подобные структуры имеют гораздо более скромные масштабы.

Как и на Луне, на Марсе широко распространены области площадных излияний: плоские равнины с ингрессивными контактами, часто материал равнин перекрывает валы более древних кратеров. Посреди этих равнин видны характернейшие морские образования: рилли и морские валы. Намечается несколько крупных концентрических структур типа талассоидов или кольцевых морей. Плотность кратеров на морях гораздо ниже, чем на материках.

Однако и здесь очевидны отличия марсианских морей от лунных. Берега круглых морей не образуют высоких заданных кордильер, а представляют собой просто несколько приподнятую и дислоцированную зону. Лавы, образующие моря, видимо, не столь жидки, как на Луне: даже при высоком солнце часто хорошо видны краевые уступы отдельных потоков (два таких потока имеют поперечники около 100 км). Наконец, марсианские рилли наверняка не являются простыми дренажными лавовыми каналами — их длина достигает 400—700 км, а ширина — 20 км и более, т. е. больше, чем у Долины Шрётера, и они определенно подчинены тектоническому контролю. Пока трудно сказать что-либо достаточно уверенно, но отсутствие кордильер и большая вязкость лав сближают марсианские моря с земными траппами. (Надо отметить, что интерпретация марсианских морей пока достаточно проблематична, что связано с возможностью интенсивной переработки марсианских структур экзогенными процессами. Так, оказалось, что темные площади на плос-

ких днищах некоторых кратеров состоят из песчаных дюн, а не из молодых лав, как на Луне.)

Наконец, на Марсе определенно имеются структуры, образованные горизонтальными напряжениями, причем эти напряжения локализируются в определенных зонах. В южной полярной области заснята целая зона узких параллельных грабенов и горстов. Вдоль экватора проходит система гигантских рифтов — общей длиной около 3500 км и шириной 100—200 км, а кроме того, отмечены участки менее правильных грабеновидных опусканий и растрескиваний, также, несомненно, связанных с растяжением. Там, где грабены сужаются и выклиниваются, появляется так называемый хаотический рельеф — область беспорядочно перемешанных, видимо, раздробленных блоков, похожая на бедленд: вероятно, такой рельеф характеризует области, где растяжение не дошло до стадии четко выраженных грабенов. Такой рельеф встречен еще в нескольких местах.

Правда, структур сжатия на имеющихся снимках пока не обнаружено. Вероятные и субпараллельные изогнутые полосы в приполярных областях, напоминающие рисунки складчатых структур, оказались при ближайшем рассмотрении куестообразными уступами по краям уплощенных слоистых плато. Но заснята не вся поверхность Марса, а из имеющихся снимков обработаны далеко не все.

Итак, при всем сходстве марсианских структур с лунными, некоторые особенности этих структур сближают их с земными образованиями; вероятно, это как-то связано с тем фактом, что Марс занимает промежуточное положение между Землей и Луной, прежде всего по массе. Конечно, надо подчеркнуть, что этот вывод имеет сугубо предварительный характер. Но, во всяком случае, «промежуточные» морфологические характеристики марсианских структур позволят в дальнейшем более надежно проводить сравнения земных структур с лунными.

Заключение

Итак, на основе геолого-морфологического дешифрирования имеющихся в нашем распоряжении фотографий можно сделать следующие выводы.

I. На поверхности Луны распространены следующие вулканические формы.

Купола. Округлые уплощенные поднятия щитовидной и караваеобразной формы; поперечники их — от сотен метров до 5—15 км, реже — больше, высота — от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Располагаются преимущественно на морях и на плоских кратерных днищах. Интерпретируются как лавовые купола и щитовые вулканы; возможно, некоторые являются лакколитами.

Центральные вулканы. Изометричные удлиненные светлые холмы и горки конусовидной или неправильной формы, часто с вершинными кратерами. Поперечники оснований — от нескольких сотен метров до 30—40 км, в отдельных случаях — до 60—80 км; высота — от десятков метров до 1—2 км, реже — больше. Выделяются по взаимоотношениям с окружающими структурами (перекрытия) и по форме; на материках их больше, чем на морях. Обнаруживают связь с линейными структурами: морскими валами, кордильерами, кратерными валами, трещинами и хребтами. Сюда же относятся центральные горки цирков: смещенные от центра, удлиненные, несущие вершинные кратеры или состоящие из нескольких горок.

Дайки и вулканические хребты. Сюда относятся морские валы (поднятия над силлами, вытянутыми вдоль разрывов); гребни, пересекающие валы кратеров; гребни, продолжающие валы кратеров по касательным; центральные хребты в кратерах. Ширина — от первых километров до 10—15 км, высота — от десятков до сотен метров. Кроме силлов, видимо, присутствуют линейные экструзии и сливающиеся цепи вулканов.

Экструзии. Светлые округлые холмы, сходные с центральными вулканами; выделяются по характерным валикам у их подножий, интерпретируемым как накопления экструзивных брекчий.

Области площадных излияний. Молодые моря, по имеющимся данным, образованы в основном потоками базальтоидных пород с прослоями пирокластики. Лавы древних морей, вероятно, сходны с молодыми лавами, хотя возможно наличие здесь более кислых разновидностей, не исключено также присутствие игнибритов. Кроме крупных морских впадин лавы заполняют днища большинства кратеров диаметром свыше 15—20 км, множество мелких впадин материкового рельефа, а также встречаются в западинах на внутренних и внешних склонах кратерных валов.

Вулканические районы. Морские области (преимущественно древнеморские), покрытые множеством мелких холмов (вулканы и шлаковые конуса), лунок (взрывных кратеров), цепей лунок, трещин, борозд и гряд. Сложность структур этих участков не позволяет разделить здесь эндо- и экзогенные формы.

Кратеры вулканического происхождения. Выделяются по следующим признакам:

1) расположение: группировки сходных кратеров цепочками, парами и гнездами при отсутствии вокруг одноразмерных кратеров аналогичного строения, приуроченность кратеров сходного строения к определенным зонам;

2) структура: концентрические структуры децикилометровых кратеров, структурные взаимосвязи и взаимопересечения соседних кратеров;

3) характер вала: резко полигональные вытянутые и фестончатые валы, несоответствие ширины вала размерам кратера; сглаженные склоны валов молодых кратеров.

Лавовые днища кратеров, шлаковые конуса и отдельные вулканы на дне и на валах, террасы и готические структуры встречаются как в вулканогенных, так и в метеоритных кратерах, переработанных вулканизмом.

Не существует единого признака, позволившего бы разделить все вулканогенные и метеоритные кратеры и все аккумулятивные и тектонические возвышенности. Вопрос о происхождении той или иной лунной структуры следует решать по комплексу признаков.

II. Среди вулканогенных кратеров ориентировочно можно выделить следующие разновидности.

А. Концентрические кратеры. Внутренняя часть заполнена концентрическими валами, гребнями, трещинами и бороздами, по которым отмечаются вертикальные подвижки; для некоторых гребней устанавливается аккумулятивное (экструзивное?) происхождение. Размеры от 20 до 100 км; концентрические кратеры менее 20 км, видимо, образуются из нескольких вложенных один в другой взрывных кратеров. Локализованы главным образом по берегам морей.

Б. Примитивные кольца. Округлые и овальные системы морских валов (даек и силлов), невысоких прерывистых сглаженных гряд (экструзивных)

зий и вулканов) диаметром от 10—15 до 100—150 км. Встречаются преимущественно в морях.

В. Зрелые кратеры. Чашевидные с уплощенным дном кратеры, террасированы, видны лавовые потоки; гребень вала резкий, а внешние склоны сглажены. Последнее, вместе с парным расположением, отличает их от метеоритных кратеров. Диаметры 25—50 км.

Г. Лепестковые кратеры. Впадины с невысоким узким валом, без террас, в плане гребень вала слабо волнистый или фестончатый, реже прямоугольный. Днища плоские или покрыты небольшими валами. Диаметры 5—30 км; наблюдается тенденция к группированию кратеров в «гнезда».

Д. Эксплозивные кратеры. Чашевидные лунки до нескольких километров в поперечнике. Связаны с морскими валами, разрывами, грабенами, объединяются в прямолинейные цепочки (расположенные изолированно или связанные с тектоникой местности), приурочены к вулканическим конусам и куполам. Между цепями лунок и грабенами существуют переходные разновидности — экскавационные рвы (грабены, разработанные вулканическими взрывами и проседаниями).

Е. Сложные цирки. Крупные (до 150 км) кольцевые структуры с массивными сглаженными валами, на которых различаются отдельные вулканы и лавовые озера; на обширных лавовых днищах расположены сложные центральные горки, центральные хребты, трещины, рилли, кратеры-фантомы. Валу кратеров обнаруживают тесную связь с тектоническим строением прилегающей территории.

III. Метеоритные кратеры отличаются от вулканических изометричными лучевыми системами протяженностью от десятков до сотен километров, струйчатым и донным рельефом внешних склонов и рядами вторично-ударных лунок.

Все кратеры диаметром более 25—30 км в той или иной мере переработаны вулканизмом. Среди метеоритных кратеров меньших диаметров вулканические проявления встречаются реже и почти исчезают в кратерах менее 10 км.

Гипотеза вулканизма, инициированного метеоритными ударами, требует такого неглубокого залегания и таких больших объемов магмы, что при этом неизбежны массовые проявления «естественного» вулканизма кальдерообразующего типа.

IV. Метеоритные кратеры на Луне преобладают в интервале до первых километров, где они составляют огромное большинство. Вулканогенные кратеры диаметрами свыше 20 км сравнимы количественно с кратерами метеоритного и неясного происхождения, составляя 10—20% от всех кратеров данного диапазона.

В целом вулканогенные кратеры занимают ориентировочно от 3—5 до 9—12% лунной поверхности, области площадных излияний и вулканические районы до 30—35%, вулканы и экструзии от 0,5 до 1—3%, в сумме это дает от 33,5 до 50%, и есть основания считать, что вся лунная поверхность некогда прошла стадию вулканической переработки.

V. Основные отличия лунных структур от земных сводятся к повышенной роли и большим масштабам негативных форм (экскавационных и просадочных) на Луне, при меньшем количестве и размерах аккумулятивных аппаратов центрального типа. Лунные кальдеры в среднем больше и глубже земных, с более мощными кольцевыми комплексами, а их центральные вулканы имеют подчиненное значение. Лунные вулканы меньше земных, а при близких поперечниках — ниже; на Луне больше мааро-

подобных взрывных кратеров. Непрерывные вулканические гряды и хребты развиты на Луне гораздо шире, чем на Земле.

С учетом этих различий можно в первом приближении наметить соответствие земных вулканических кратеров и кальдер лунным вулканическим кратерам:

А. Концентрическим кратерам и сложным циркам Луны наиболее близки земные игнибритовые депрессии и кольцевые комплексы.

Б. Примитивные кольца на Луне являются аналогом земных кольцевых даек.

В. Лунным зрелым кратерам и кратерам-лункам диаметром до 10—15 км соответствуют на Земле кальдеры типа Кракатау (взрывы с обрушениями).

Г. Лепестковым кратерам Луны аналогичны земные кальдеры гавайского типа (проседания за счет дренажа магмы в боковые каналы с периферическими извержениями).

Д. Эксплозивные кратеры Луны аналогичны земным маарам и жерлам многоактного действия.

VI. Различия земного и лунного вулканизма можно объяснить следующими причинами.

1. Термическая история Луны, специфика которой заключается в генерации больших объемов магмы на ранних этапах развития Луны. Повсеместное распространение обширных лавовых полей и вулканических кратеров указывает на период интенсивного расплавления лунных недр. Видимо, во время наибольшего разогрева здесь в большом количестве формировались крупные приповерхностные магматические очаги. Быстрые извержения огромных объемов магмы из этих очагов привели к образованию множества крупных кальдер.

2. Однородность лунной коры, сложенной по преимуществу базальтоидами, габбро и анортозитами с прослоями пирокластички и метеоритно-взрывных отложений; относительно равномерное распределение напряжений в коре; слабое развитие горизонтальных движений. Вследствие такой однородности распределение напряжений над магматическими очагами должно быть сравнительно изотропным, что облегчает возникновение круговых форм с преобладающей ролью вертикальных движений.

3. Пониженная сила тяжести, приводящая к тому, что летучие компоненты отделялись на больших глубинах и в более полном объеме по сравнению с земными условиями; вероятно, это усиливало эксплозивность извержения. Пирокластические обломки пролетали больший путь из-за меньшего ускорения свободного падения, не тормозились атмосферой и разгонялись дополнительно свободно расширяющимся в вакууме облаком вулканических газов после взрыва. Поэтому на Луне больше взрывных кратеров и меньше вулканических конусов, а последние отличаются от земных меньшими размерами.

4. Особенности дифференциации магм, обусловленные более быстрой дегазацией, меньшими давлениями, меньшей силой тяжести, отсутствием осадочной и гранитной коры, которая могла бы контаминировать базальтоидные расплавы. Отсюда иной состав извергаемых продуктов и другой тип извержений, создающие специфический облик лунных вулканических форм.

Очевидно, действуют и многие другие факторы, роль которых пока трудно оценить.

VII. При дальнейших исследованиях необходимо уточнить границы применимости приводимых здесь критериев вулканического генезиса для форм различного масштаба и возраста, а также попытаться найти дополнительные критерии такого рода. Необходимо разработать также методику определения относительного возраста вулканогенных образований лунной поверхности. Решение этих вопросов позволит более определенно оценить количество и распространение вулканогенных форм на Луне, а также сделать выводы относительно эволюции лунного вулканизма и различий в строении материковых и морских областей и менее крупных регионов лунной поверхности.

Литература

- Авдеев А. В.**
1965. О кольцевых структурах магматических комплексов.— Сов. геология, № 10.
- Авдеев А. В.**
1968. О кольцевых структурах Земли.— В кн.: Шестое совещание по проблемам планетологии, вып. 1. Л., ротاپринт Геогр. об-ва СССР.
- Амарян В. М.**
1963. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района горы Арагац.— Докл. АН АрмССР, 36, № 5.
- Апродов В. А.**
1965. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., Изд-во МГУ.
- Арапов В. А.**
1966. Кольцевые вулкано-полутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Средний Тянь-Шань).— В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. (Труды II Всесоюзного вулканологического совещания). М., «Наука».
- Белоусов В. В.**
1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука».
- Биллс К. А., Иннес М. Дж., Роттенберг Дж. А.**
1968. Ископаемые метеоритные кратеры.— В кн. Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир».
- Болдуин Р. Б.**
1967. Что мы знаем о Луне? М., «Мир».
- Болдуин Р. Б.**
1968. Древние метеоритные кратеры и криптовулканические структуры.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир».
- Васильев В. Г., Ковалевский В. В., Черский Н. В.**
1968. Происхождение алмазов. М., «Недра».
- Горшков Г. С.**
1962. К вопросу о классификации некоторых типов вулканических извержений.— К кн.: Вопросы вулканизма (Труды I Всесоюзного вулканологического совещания). М., Изд-во АН СССР.
- Горшков Г. С.**
1967. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука».
- Горшков Г. С., Дубик Ю. М.**
1969. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч.— В кн.: Вулканы и извержения. М., «Наука».
- Горшков Г. С., Мелекесцев И. В., Штейнберг Г. С., Эрлих Э. Н.**
1970. О строении кратера Циолковского.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Грин Дж.**
1963. Геологические науки в применении к исследованиям Луны.— В кн.: Новое о Луне. М.— Л., Изд-во АН СССР.
- Грин Дж.**
1965. Возможные земные аналоги лунной местности, сфотографированной «Рейнджером-7».— В кн.: Пятое совещание по проблемам планетологии. Л., ротاپринт Геогр. об-ва СССР.
- Гуткин А. М., Марков М. С., Райтбург Ц. М., Слонимская М. В.**
1968. Адсорбционный механизм утечки лунной атмосферы.— Докл. АН СССР, 182, № 6.
- Дене М. Р.**
1968. Внеземное происхождение канадских кратеров.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир».

- Датц Р. С.**
1968. Астроблемы: древние структуры на Земле, образованные ударами метеоритов.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир».
- Елисеев Н. А.**
1953. Структурная петрология. Л., Изд-во ЛГУ.
- Ермаков В. А.**
1969а. Геологический эффект четвертичного вулканизма Ключевской группы вулканов на Камчатке.— В кн.: Материалы I городской конференции молодых ученых и специалистов. Петропавловск-Камчатский.
- Ермаков В. А.**
1969б. Отложения направленного взрыва вулкана Камень.— В кн.: Вулканы и извержения М., «Наука».
- Зоткин И. Т.**
1969. «Лунные» кратеры на Земле.— Природа, № 9.
- Зубин М. И., Таракановский А. А., Мелекесцев И. В., Эрлих Э. Н.**
1969. Четвертичные кальдеры Камчатки.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальне-Восточное кн. изд-во.
- Иванкин П. Ф.**
1966. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роли при формировании рудных месторождений.— В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. (Труды II Всесоюзного вулканологического совещания), М., «Наука».
- Игнатъев А. Б., Боровков В. П., Попов В. В., Чеканцев Н. К.**
1968. Особенности кислого экструзивного вулканизма Каменушинской вулканотектонической депрессии (Буреинский массив).— В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток.
- Каталог ударных структур на Земле.**
1968. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. Приложение. М., «Мир».
- Катгерфельд Г. Н.**
1965. Типы, возраст и генезис кольцевых структур Луны.— В кн.: Пятое совещание по проблемам планетологии. Л., ротапринт Геогр. об-ва СССР.
- Кирсанов И. Т.**
1968. Извержение Ключевского вулкана в 1966 г.— Бюлл. вулканол. станции АН СССР, № 44.
- Козырев Н. А.**
1963. Спектральные доказательства существования вулканических процессов на Луне.— В кн.: Новое о Луне. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Коптеева В. В.**
1964. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии.— Труды Лабор. палеовулканол. КазИМС, Алма-Ата, вып. 3.
- Коптева В. В.**
1970. Позднепалеозойские вулканотектонические структуры Северного Прибалхашья. Автореф. канд. дисс. М.
- Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А.**
1967. Вулканические породы и методы их изучения. М., «Недра».
- Косыгин Ю. А.**
1950. Соляная тектоника платформенных областей. М.—Л., Гостоптехиздат.
- Косыгин Ю. А.**
1969. Тектоника. М., «Недра».
- Кропоткин П. Н.**
1971. Гравиметрия и рельеф Луны (в сопоставлении с Землей).— Геотектоника, № 1.
- Лучицкий И. В.**
1971. Основы палеовулканологии. М., «Наука».
- Маева С. В.**
1971. О тепловой истории Луны.— Изв. АН СССР. Физика Земли, № 3.
- Марков М. С., Суханов А. Л.**
1970. Масканы впадин лунных морей.— Природа, № 3.
- Мархинин Е. К.**
1962. Об одной важной стороне проблемы кальдер.— В кн.: Вопросы вулканизма (Труды I Всесоюзного вулканологического совещания). М., Изд-во АН СССР.
- Мархинин Е. К.**
1967. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука».
- Менард Г. У.**
1966. Геология дна Тихого океана. М., «Мир».
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В.**
1963. Игнимбрито-туфолавоваля формация в структуре альпийского пояса юго-западной Евразии.— Труды Лабор. палеовулканол. КазИМС, Алма-Ата, вып. 2.

- Назарова Т. Н.**
1966. Исследование метеоритной пыли с помощью ракет и спутников.—Космич. исслед., 4. вып. 6.
- Новиков В. В.**
1969. Структура и предполагаемый состав пород доньев молодых лунных кратеров.—Астроном. ж., 46, № 5.
- Олейников Б. В., Старосельцев В. С.**
1968. Трапповые игнимбритоподобные породы.—В кн.: Петрология и металлогения базитов, М., «Наука».
- Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т.**
1964. Арагац. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Перекалина Т. В.**
1966. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., Изд-во ЛГУ.
- Шийп Б. М.**
1956. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом.—Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 11.
- Покровский Г. И.**
1964. Взрыв. М., «Недра».
- Полная карта Луны.**
1969. Научный руководитель Ю. Н. Липский. М., «Наука».
- Проблемы геологии Луны.**
1969. Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Ритман А.**
1964. Вулканы и их деятельность. М., «Мир».
- Ронка Л. Б.**
1968. Метеоритный удар и вулканизм.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир».
- Свешникова Е. В.**
1968. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Святловский А. Е.**
1959. Атлас вулканов СССР. М., Изд-во АН СССР.
- Святловский А. Е.**
1967. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука».
- Сирип А. Н.**
1968. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., «Наука».
- Смит Р. Л.**
1963. Потоки вулканического пепла.— В кн.: Проблемы полеовулканизма. М., ИЛ.
- Соболев В. С.**
1960. Условия образования месторождений алмазов.— Геол. и геофиз., № 1.
- Станюкович К. П., Бронштэн В. А.**
1960. Роль внешних космических факторов в эволюции Луны.— В кн.: Луна. М., Физматгиз.
- Суханов А. Л.**
1969а. Вулканические гребни на Луне.— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Суханов А. Л.**
1969б. Древние моря Луны.— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Суханов А. Л.**
1969в. Объяснительная записка к геолого-морфологическим картам района цирков Теофил и Птолемей.— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Суханов А. Л., Трифонов В. Г.**
1969. Методика составления и легенда геолого-морфологических карт Луны масштаба 1 : 1 000 000.— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Тиррель Г. В.**
1934. Вулканы. М., Госгоргеолнефтеиздат.
- Уолл Дж. К.**
1968. Метеоритная обстановка вблизи плоскости эклиптики.— Ракетная техника и космонавтика, 6, № 6.
- Федоров Т. О.**
1965. Вулкано-тектонические депрессии северной части девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 165 № 3.
- Фирсов Л. Ф.**
1965. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера.— Геотектоника, № 2.
- Флоренский П. В., Забелин Е. И., Мочалов С. В., Пименов Ю. Г.**
1969. Неравномерное распределение кольцевых структур Луны по их диаметрам.—Труды ГИН АН СССР, вып. 204.

- Хабакон А. В.**
1949. Об основных вопросах развития поверхности Луны.— Зап. Всесоюзн. геогр. об-ва, новая серия, 6.
- Ходаков А. В.**
1960. Характерные особенности рельефа Луны.— В кн.: Луна. М., Физматгиз.
- Хитаров Н. И.**
1957. Ковсит, новая устойчивая при высоких давлениях модификация кремнезема и связанные с нею вопросы.— Геохимия, № 3.
- Шкерин Л. М.**
1970. О столкновениях с Землей и Лунной крупных метеоритных тел.— Астроном. вестн., 4, № 3.
- Шорт Н. М.**
1968. Ударные процессы в геологии.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир».
- Штейнберг Г. С.**
1964. Глубинное строение Авачинской группы вулканов.— В кн.: Проблемы вулканизма (Материалы ко II Всесоюзному вулканологическому совещанию). Петропавловск-Камчатский.
- Штейнберг Г. С.**
1969. О происхождении крупных лунных кратеров и круглых морей.— Докл. АН СССР, 184, № 3.
- Шумякер Ю. М.**
1968. Интерпретация лунных кратеров.— В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир».
- Щерба И. Г.**
1970. Особенности позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья.— Автореф. канд. дисс. М
- Эрлих Э. Н.**
1966. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки.— Геотектоника, № 6.
- Эрлих Э. Н.**
1969. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского пояса. Проблемы соотношения. Автореф. докт. дисс. Петропавловск-Камчатский.
- Эрлих Э. Н., Трухин Ю. П.**
1969. Пример картирования неоген-четвертичных вулканических толщ одного из районов Юго-Восточной Камчатки.— В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., «Наука».
- Adler J. E. M., Salisbury J. W.**
1969. Circularity of lunar craters.— Icarus, 10, N 1.
- Amstutz G. C.**
1965a. A morphological comparison of diagenetic cone-in-cone structures, and shatter-cone.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 123.
- Amstutz G. C.**
1965b. Tectonic and petrographic observation on polygonal structures in Missouri.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 123.
- Aramaki S.**
1969. Piroclastic flows, calderas and others depressions in Southern Kyushu, Japan.— In: Volcanoes and their roots. IAVCEI Sympos. Oxford.
- Arnold J. R., Peterson L. E., Metzger A. E., Trombka J. J.**
1972. Gamma-ray spectrometer experiment.— In: Apollo 15. Preliminary Science Report. NASA SP-289, Washington.
- Bailey R. A.**
1969. Form of the Glen Coe magma chamber and the Main Fault-Intrusion, Scotland.— In: Volcanoes and their roots. IAVCEI Sympos., Oxford.
- Baldwin R. B.**
1949. The face of the Moon. Chicago, Univ. Press.
- Billings M. P.**
1942—1943. Ring-dikes and their origin.— Trans. N. Y. Acad. Sci., ser. II, 5.
- Bryant D. G.**
1968. Intrusive breccias associated with ore, Warren (Bisbee) mining district, Arizona.— Econ. Geol., 63, N 1.
- Bucher W. H.**
1965. The largest so-called meteorite scars in three continents.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 123.
- Byers F. M., Carr W. J., Paul P.**
1969. Volcano-tectonic history of south-western Nevada caldera complex, USA.— In: Volcanoes and their roots. IAVCEI Sympos. Oxford.

- Chapman C. R.
1968. Interpretation of the diameter-frequency relation for lunar crater photographed by Rangers VII, VIII and IX.— *Icarus*, 8, N 1.
- Chapman C. R., Mosher J. A., Simmons G.
1970. Lunar cratering and erosion from Orbiter-5 photographs.— *J. Geophys. Res.*, 75, N 8.
- Chapman R. G., Fielder G.
1964. On the central peaks of lunar craters.— *Observatory*, 84, № 938.
- Chapman W. B.
1967. Tidal influences at the lunar crater Aristarchus.— *J. Geophys. Res.*, 72, N 24.
- Collins R. J., Smith B. C.
1967. Crater statistics and erosion.— In: *Physics of the Moon*. Washington, Amer. Astron. Soc.
- Conel J. E., Holstrom G. B.
1968. Lunar mascons: a near-surface interpretation.— *Science*, 162, N 3860.
- Cook P. J.
1968. The Gosses Bluff cryptoexplosion structure.— *J. Geol.*, 76, N 2.
- Cook S. R. B.
1966. An unusual lunar dome.— *Sky and Telescope*, 32, N 2.
- Crawford A. R.
1963. Large ring structures in a South Australian volcanic complex.— *Nature*, 197, N 4863.
- Crook K. A. W., Cook P. J.
1966. Gosses Bluff-diapir, crypto-volcanic structure or astrobleme?— *J. Geol. Soc. Australia*, 13, pt. 2.
- Currie K. L.
1965. Analogues of lunar craters on the Canadian shield.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 123.
- Currie K. L.
1969. Geological notes on the Carswell circular structures, Saskatchewan (74 K).— *Geol. Surv. Canada*, Paper 67—32.
- Danes Z. F., McNeely D. R.
1971. Possibility of a layered Moon.— *Icarus*, 15, N 2.
- De Hon R. A.
1971. Cauldron subsidence in lunar crater Ritter and Sabin.— *J. Geophys. Res.*, 76, N 23.
- Dietz R. S., Fudali R., Cassidy W.
1969. Richat and Semsiyat domes (Mauritania): not astroblems.— *Bull. Geol. Soc. America*, 80, N 7.
- Dodd R. T., Smalley V. G., Salisbury J. W., Adler J. E.
1965. Crater frequency evidence for volcanism in the highlands.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 123.
- Donaldson J. R.
1969. The lunar crater Dawes.— *Photogramm. Eng.*, 35, N 3.
- Drake M. J., McCallium J. S., McKay G. A., Weill D. F.
1970. Mineralogy and petrology of Apollo-12 sample N 12013. A progress report.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 9, N 2.
- El-Baz F.
1970. Lunar igneous intrusions.— *Science*, 167, N 3914.
- Elston W. E.
1965. Rhyolite ash-flow, ring-dike complexes, calderas, lopolites and moon's craters.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 123.
- Elston W. E.
1969. Ring-dike complexes: classification, distribution and significance in crustal and planetary evolution.— In: *Volcanoes and their roots*. IAVCEI Sympos. Oxford.
- Elston W. E.
1971. Evidence for lunar volcano-tectonic features.— *J. Geophys. Res.*, 76, N 23.
- Elston W. E., Lambert P. W.
1965. Possible shatter cones in a volcanic vent near Albuquerque, New Mexico.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 123.
- Elston W. E., Laughlin A. W., Brower J. A.
1971. Lunar near-side tectonic patterns from Oruiter 4 photographs.— *J. Geophys. Res.*, 76, N 23.
- Fielder G.
1961. *Structure of the Moon's surface*. London, Pergamon Press.
- Fielder G.
1963. Lunar tectonic.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 119, pt 1.
- Fielder G.
1968. Linear arrays of craters on the Ranger photographs.— *Planet. and Space Sci.*, 16, N 4.
- Fielder G., Marcus A.
1967. Further tests for randomness of lunar craters.— *Monthly Notices Roy. Astron. Soc.*, 136, N 1.

- Firsoff V. A.**
1967a. A preliminary selenological analysis of the Ranger-9 photographs.— *J. Brit. Astron. Assc.*, **77**, 2.
- Firsoff V. A.**
1967b. A selenological appraisal of the Orbiter-II photographs.— *Spaceflight*, **9**, N 3.
- Fricke P. E., Reynolds R. T., Sumner A. L.**
1967. On the thermal history of the Moon.— *J. Geophys. Res.*, **72**, N 10.
- Friedeman J., O'Neil J. R., Adami L. H., Gleason J. D., Hardcastle K.**
1970. Water, hydrogen, deuterium, carbon, carbon-13 and oxygen-18 content of selected lunar material.— *Science*, **167**,
- Fryer R. J.**
1968. Crater alignment in the Flamsteed region of the Moon.— *Planet. and Space Sci.*, **16**, N 6
- Greeley R., Gault D. E.**
1970. Precision size-frequency distribution of craters for 12 selected areas of the lunar surface.— *The Moon*, **2**, N 1.
- Green G.**
1965. Tidal and gravity effects intensifying lunar defluidisation and volcanism.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **123**.
- Green J.**
1969. Lunar calderas.— In: *Volcanoes and their roots*. IAVCEI Sympos. Oxford.
- Grjebine T.**
1967. Abundance of cosmic dust.— In: *Mantles of the Earth and terrestrial planets*. London — N. Y.— Sydney, Intersci. Publ.
- Guest J. E., Fielder G.**
1968. Lunar ring structures and the nature of the maria.— *Planet. and Space Sci.*, **16**, N 3.
- Guest J. E., Murray J. B.**
1969. Nature and origin of crater Tsiolcovsky, lunar farside.— *Planet. and Space Sci.*, **17**, N 1.
- Hamilton W.**
1965. Geology and petrogenesis of the Island Park caldera of rhyolite and basalt eastern Idaho.— *Geol. Surv. Profess. Paper*, 504-C.
- Hartmann W. K.**
1963. Radial structures surrounding lunar basins.— *Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona*, **2**.
- Hartmann W. K.**
1965. Terrestrial and lunar flux of large meteorites in the last two billion years.— *Icarus*, **4**, N 2.
- Hartmann W. K.**
1967a. Extrusive lunar ring structures? — *Science*, **157**, N 3790.
- Hartmann W. K.**
1967b. Lunar crater counts. I: Alphons.— *Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona*, **6**, N 1.
- Hartmann W. K.**
1967c. Lunar crater counts. II: three lunar surface type-areas.— *Commun. Lunar and Planet. Lab. Univ. Arizona*, **6**, N 2.
- Hartmann W. K.**
1967d. Lunar crater counts. III: post mare and «Archimedean» variations.— *Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona*, **6**, N 3.
- Hartmann W. K.**
1967e. Secondary volcanic impact craters at Kapoho (Hawaii).— *Icarus*, **7**, N 1.
- Hartmann W. K.**
1968. Lunar crater counts. VI: the young craters Tycho, Aristarchus and Copernicus.— *Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona*, **7**, N 3.
- Hartmann W. K., Harris D. H.**
1968. Lunar volcanic eruptions near Aristarchus.— *Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona*, **7**, N 3.
- Hartmann W. K., Yale F. G.**
1968. Lunar crater counts. IV: Mare Oriental and its basin system.— *Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona*, **7**, N 3.
- Hartmann W. K., Wood C. A.**
1971. Moon: origin and evolution of multi-ring basins.— *The Moon*, **3**, N 3.
- Hatheway A. W.**
1970. Basalt melts in a simulated lunar environment.— *Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona*, **8**, N 149—152.
- Hawkins G. S.**
1963. Impacts on the Earth and Moon.— *Nature*, **197**, N 4869.
- Hawkins G. S.**
1964. Interplanetary debris near the Earth.— *Annual Rev. Astron. and Astrophys.*, **2**.

- Healy G.**
1964. Volcanic mechanisms in the Taupo volcanic zone, New Zealand.—*N. Z. Geol. and Geophys.*, 7, N 1.
- Herring A. K.**
1967. Observing the Moon — Pico.—*Sky and Telescope*, 33, N 1.
- Hixon S. B.**
1968. Topographic and geologic aspects of a farside lunar crater.—*Science*, 159, N 3813.
- Hodge P. W.**
1969. A semiempirical estimate of the micrometeorite flux at the Earth's surface and its implications.—*Icarus*, 10, 2.
- Howard K. A., Offield T. W.**
1968. Shatter cones at Sierra Madera. Texas.—*Science*, 162, N 3850.
- Jonson R. W.**
1966. Mechanisms of caldron subsidence.—*Nature*, 210, N 5033.
- Kuiper G. P. a. o.**
1960. Photographic lunar atlas. Chicago.
- Kushiro J., Nakamura Y., Akimoto S. J.**
1970. Crystallization of some lunar mafic magmas and generation of rhyolitic liquid.—*Science*, 167, N 3918.
- Latham G. V., Ewing M., Press F., Sutton G., Dorman J., Nakamura Y., Toksor N., Lammlein D., Duennebier F.**
1972. Passive seismic experiment.—Apollo 15. Preliminary Science Report. NASA SP-289. Washington.
- Lunar farside chart.**
1968. Scale 1 : 10 000 000. Washington. Publ. Astronaut. Chart and Inform. Center U. S. Air Force.
- Macdonald G. A.**
1965. Hawaiian calderas.—*Pacif. Sci.*, 19, N 3.
- McBirney A. R., Williams H.**
1969. A new look at the classification of calderas.— In: *Volcanoes and their roots*. IAVCEI Sympos. Oxford.
- McCall G. J. H.**
1963. The classification of calderas — krakatoan and glencoe types.—*Nature*, 197.
- McCall G. J. H.**
1965. Caldera analogy in selenology.—*Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 123.
- McCall G. J. H.**
1968. Observations on orbiter photographs of Copernicus.—*J. Brit. Astron. Assoc.*, 78, 5.
- McCall G. J. H.**
1969. Silali caldera volcano, Kenia.— In: *Volcanoes and their roots*. IAVCEI Sympos. Oxford.
- McCauley J. F.**
1968. Geologic results from the lunar precursor probes.—*AIAA Journal*, 6, N 10.
- Middlehurst B. M.**
1967. An analysis of lunar events.—*Rev. Geophys.*, 5, N 2.
- Milton D. J.**
1968. Geologic map of the Theophilus quadrangle of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Moor J. G.**
1969. Relationship between subsidence and volcanic load, Hawaii.— In: *Volcanoes and their roots*. IAVCEI Sympos. Oxford.
- Moor P.**
1965. An evaluation of the reported lunar changes.—*Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 123.
- Moor P.**
1966a. A comment to «the lunar crater diameter-depth relationship».—*J. Brit. Astron. Assoc.*, 76, N 5.
- Moor P.**
1966b. Interlocking lunar craters.—*J. Brit. Astron. Assoc.*, 76, N 4.
- Moor P., Cattermole B. S.**
1967. *The craters of the Moon*. London, Lutterworth Press.
- Muller P. M., Sjogren W. L.**
1968. Mascons: lunar mass concentrations.—*Science*, 161, N 3842.
- Murase T., McBirney A. R.**
1970. Viscosity of lunar lavas.—*Science*, 167, N 3924.
- Murray J. B., Guest J. E.**
1970. Circularities of craters and related structures on Earth and Moon.—*Mod. Geol.*, 1, N 2
- Neswald R. G.**
1966. The meteoroid hazard.—*Space and Aeronaut.*, 45, N 5.
- O'Keefe J. A.**
1968. Isostasy on the Moon.—*Science*, 162, N 3860.

- O'Keefe J. A., Lowman P. D., Cameron W. S.
 1967. Lunar ring dikes from Lunar Orbiter I.— *Science*, 155, N 3758.
- Okulitch A. V.
 1966. A study of six lunar craters with high central peaks.— *J. Roy. Astron. Soc. Canada*, 60, N 3.
- Pohn H. A., Offield T. W.
 1970. Lunar crater morphology and relative-age determination of lunar geologic units. I. Classification. II. Application.— *Geol. Surv. Profess.— Paper 700-C*.
- Quaide W. L., Gault D. M., Schmidt R. A.
 1965. Gravitative effects on lunar impact structures.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 123.
- Rae W. L.
 1963. Lunar domes.— *J. Brit. Astron. Assoc.*, 73, N 4.
- Rae W. L.
 1966. Lunar domes.— *J. Brit. Astron. Assoc.*, 76, N 5.
- Ranger VII.
 1965. NASA Techn. Rept. N 32-700, Pt 2. Pasadena, California Inst. Technol., 1965.
- Ranger VIII and IX.
 1966. NASA Techn. Rept N 32-800. Pt 2. Pasadena, California Inst. Technol., 1966.
- Reinhardt M.
 1969. Maria, mascons and the history of the Moon.— *Astrophys. Lett.*, 4, N 6.
- Reynolds D. L.
 1956. Calderas and ring-complexes.— *Verhandel. Koninkl. nederl. geol. mijnbouw., geol. ser.*, 16.
- Ross H. R.
 1968. A simplified mathematical model for lunar crater erosion.— *J. Geophys. Res.*, 73, N 4.
- Salisbury J. W., Adler J. E. M., Smalley V. G.
 1968. Dark-haloed craters on the Moon.— *Monthly Notices Roy. Astron. Soc.*, 138, N 3.
- Schaber G. G.
 1969. Geologic map of the Sinus Iridium quadrangle of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Shafiqullah M., Tupper W. M., Cole T. I. S.
 1968. K-Ar ages on rocks from the crater at Brent, Ontario.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 5.
- Sheridan M. F., Stukless J. S., Fodor R. V.
 1969. A tertiary silicitic cauldron complex at the Northern margin of the Basin and Range province, Central Arizona, USA.— In: *Volcanoes and their roots. IAVCEI Sympos. Oxford*.
- Shmitt H. H., Trask N. J., Shoemaker E. M.
 1967. Geologic map of the Copernicus quadrangle of the Moon. U. S. Geol. Surv.
- Smith J. V., Anderson A. T., Newton R. C., Olsen E. J., Wylie P. J.
 1970. A petrologic model for the Moon based on petrogenesis experimental petrology and physical properties.— *J. Geol.*, 78, N 4.
- Smith R. L.
 1965. Terrestrial calderas, associated pyroclastic deposits and possible lunar applications.— In: *Nature of the Lunar Surface (Proceedings of the 1965 IAU-NASA Sympos.)*. Baltimore, Johns Hopkins Press.
- Smith R. L., Bailey R. A.
 1968. Resurgent cauldrons.— *Mem. Geol. Soc. America*, 116.
- Spurr J. E.
 1944—1950. *Geology applied to selenology*. Lancaster, Pensilvania Sci. Press.
- Strom R. G., Fielder G.
 1968. Multiphase development of the lunar crater Tycho.— *Nature*, 217, N 5129.
- Strom R. G., Fielder G.
 1970. Multiphase eruptions associated with the lunar craters Tycho and Aristarchus.— *Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona*, 3, N 149—152.
- Summary of Apollo-11 Lunar Science Conference.
 1970.— *Science*, 167, N 3923.
- Tsuya H.
 1968. Geology of volcano Mt. Fuji. Kawasaki-shi, Geol. Surv. Japan.
- Turner D. Ch.
 1963. Ring-structures in the Sara-Fier Yonger Granit complex, Northern Nigeria.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 119, pt. 3.
- Vedder J. F.¹
 1966. Minor objects in the solar system.— *Space Sci. Rev.*, 6, N 3.
- Walker E. H.
 1967. Statistics of impact crater accumulation on the lunar surface exposed to a distribution of impacting bodies.— *Icarus*, 7, N 2.
- Walter L. S.
 1965. Lunar differentiation processes.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 123.

- Ward S. H.**
1969. Cross estimates of the conductivity, dielectric constant and magnetic permeability distribution on the Moon.— *Radio Sci.*, 4, N 2.
- Warner B.**
1962. Stresses in the surface of the Moon.— *J. Brit. Astron. Assoc.*, 7.
- Weill D. F., Stewart J., McCallium, Bottinga Y., Drake M. J., McKay G. A.**
1970. Petrology of a fine-grained igneous rock from Sea of Tranquillity.— *Science*, 167, N 3923.
- Wetherill G. W.**
1971. On time and the Moon.— *Science*, 173, N 3995.
- Wilhelms Don E.**
1968. Geologic map of the Mare Vaporum quadrangle of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Wilhelms Don E., McCauley J. F.**
1971. Geologic map of the near side of the Moon. U. S. Geol. Surv.
- Williams H.**
1941. Calderas and their origin.— *Bull. Univ. Calif. Publ. Dept Geol. Sci.*, 25, N 6.
- Wilshire H. G.**
1966. Preliminary photogeologic map of the Sabn region of the Moon (scale 1 : 250 000).— *Annual Progress Rept. Astrogeol. Studies*, U. S. Geol. Surv.
- Wilshire H. G., Howard K. A.**
1968. Structural patterns in central uplifts of cryptoexplosion structures as typified by Sierra Madera.— *Science*, 162, N 3850.
- Wise D. U.**
1970. Mascons as a structural relief on a lunar «Moho».— *J. Geophys. Res.*, 75, N 2.
- Whitaker E. A.**
1965. The surface of the Moon.— In: *Nature of the lunar surface (Proceedings of the 1965. IAU-NASA Sympos.)*. Baltimore, Johns Hopkins Press.
- Wood J. A., Marvin U. B., Powell B. N., Dickey J. S.**
1970. Mineralogy and petrology of the Apollo-11 lunar sample. *Special Rept Smithsonian Astrophys. Observ.* N 307. Cambridge, Massachusetts.

Геология лунных морских впадин

В. Г. Трифонов

Предмет исследований, терминология,
морфология, систематика

Работа посвящена выяснению природы впадин лунных морей и особенностей их строения. До сих пор существуют две основные концепции происхождения этих структурных форм. Одни исследователи связывают их образование с падением на поверхность Луны крупных инородных тел; другие считают морские впадины проявлением активности лунных недр.

Сторонники первой концепции, преимущественно астрономы, опираются в своих заключениях на морфологические, геометрические особенности круговых морей Луны: округлые очертания, форму береговых структур, радиальные и концентрические системы нарушений. Эти признаки были сформулированы еще основоположниками указанной концепции (Gilbert, 1893; Baldwin, 1949) и в дальнейшем были уточнены и распространены на всю обзримую часть Луны (Hartmann, Kuiper, 1962; Hartmann, 1963; Юри, 1963; Hartmann, Wood, 1971). По существу рассматриваемая концепция зиждется на некоторых аналогиях круговых морских впадин Луны с природными и экспериментально воспроизведенными ударными и ударно-взрывными кратерами на Земле.

Вторая концепция завоевала признание в основном у геологов, изучавших строение лунной поверхности (Дж. Е. Спёрр, А. В. Хабаков, фон-Бюлов и др.). Дж. Е. Спёрр (Spurr, 1944, 1945), отмечая некоторые особенности рельефа лунных морей и обрамляющих материковых образований и их частичные аналогии с вулканическими формами Земли, построил в значительной мере умозрительную схему образования и развития морских впадин как проявления тектоно-магматических процессов на Луне. И лишь А. В. Хабаков (1949, 1960) привлек к выяснению этой проблемы факты геологической истории морей Луны, обратив внимание на то обстоятельство, что длительное развитие или почти мгновенное образование (в геологическом смысле) лунных морских впадин является основным признаком их эндогенного или экзогенно-ударного происхождения.

В настоящее время большая часть исследователей разделяет мнение о вулканическом происхождении лунного морского материала и тем самым нерешенные проблемы природы лунных морей сводятся к вопросам образования самих впадин и сопутствующих им структурных форм. Попыткам ответить на эти вопросы и посвящена настоящая работа, в которой автор, развивая представления А. В. Хабакова, рассматривает главным образом геологическую историю этих структур.

До недавнего времени все, а сейчас многие селенологи понимают под морским материалом лишь комплексы пород равнинных участков лунной поверхности с относительно низким альбедо (обычно ниже 0,08), получив-

шие название процеллярия (Шумэкер, Хэман, 1963). Еще Дж. Е. Спёрр отмечал возможность разделения морских образований на две группы по их соотношениям с лучевыми системами молодых кратеров, причем более юная группа характеризуется более низким альбедо. Детальные исследования, проведенные в связи с составлением геологических карт Луны масштаба 1 : 1 000 000, позволили американским исследователям (Moore, 1965; Carr, 1966; McCauley, 1967; Titley, 1967, Morris, 1967, Schaber, 1969; и др.) расчленить процеллярий на четыре подкомплекса. Наряду с ними выделены более молодые морские образования, отвечающие по возрасту кратерным комплексам — эратосфенскому: темный материал района трещин Литтров и формация Таке (Carr, 1966), группа Мария (McCauley, 1967), морская формация EJM (Schaber, 1969; Ulrich, 1969), и коперниковскому: морская формация SEM (Wilhelms, 1968). Близки к морским образованиям, хотя и отличаются некоторыми чертами рельефа формации Сульпиция Галла (Wilhelms, 1968), Харбингера (Moore, 1965) и Дошпельмайера (Titley, 1967), полностью или частично совпадающие по возрасту с эратосфенскими кратерами.

Столь дробное расчленение процелляриевого комплекса представляется не всегда оправданным, поскольку выводы об относительном возрасте подкомплексов, основанные на различиях альбедо и плотности покрывающих кратеров, почти не подкрепляются данными о структурно-геологических соотношениях. Вместе с тем двучленное деление процеллярия можно провести с достаточной уверенностью во многих местах видимого полушария Луны. Кажется также обоснованным (Марков и др., 1972) выделение из состава процелляриевого комплекса самых молодых морских образований, обладающих альбедо около 0,06 и перекрывающих лучевые системы раннекоперниковских кратеров.

Относительный возраст этого молодого морского комплекса отвечает формации SEM. Соотношения с эратосфенскими морскими формациями, выделяемыми американскими исследователями, сложнее. Некоторые из них как будто параллелизуются с комплексом самых молодых морских образований (по крайней мере, часть формаций Таке и Сульпиция Галла). Попытки скоррелировать морские образования на всем видимом полушарии делают весьма вероятной параллелизацию формации EJM, материала района трещин Литтров и, возможно, группы Мария с самыми молодыми членами процелляриевого комплекса. Верхнепроцелляриевый подкомплекс оказывается, таким образом, частично синхронным эратосфенским кратерам. Его граница с нижнепроцелляриевым подкомплексом примерно соответствует границе двух верхних и двух нижних подразделений процелляриевой группы американских исследователей. Древние члены разреза процелляриевого комплекса, вероятно, частично синхронны архимедовскому кратерному комплексу.

В 1936 г. М. Юэн и позже А. В. Хабаков (1949) отметили сходство поверхности и структурного положения материковой равнины к юго-западу от Алтайского хребта с лунными морями, что дало А. В. Хабакову основание выделить алтайские древние морские образования. А. Л. Суханов (1969б) показал распространение древних морей на всей видимой стороне Луны и подробно рассмотрел причины отличий их альбедо и характера поверхности от морских пород процелляриевого комплекса, связав эти различия с позднейшими преобразованиями поверхности древних морей. При более детальном картировании приэкваториальной области видимого полушария древние морские образования были расчленены на медийский и алтайский комплексы пород; выявилась морская природа части

еще более древнего [небуляриевского комплекса (Суханов, Трифонов, 1969)¹.

Сейчас появляется все больше данных о том, что процелляриевые образования разновозрастны в разных частях Луны и их образование охватывает значительный временной интервал (см. параграф «Многоэтапность как отражение длительности развития»), отвечающий формированию эратосфенских, архимедовских и частично птолемеевских кратеров. Вместе с тем в ряде случаев соотношение светлых морских образований с кратерами и нарушающими их разрывами позволяет предполагать относительно молодой возраст части светлых образований. По-видимому, в некоторых местах темные (процелляриевые) и светлые (медийские и алтайские) морские образования могут оказаться разновозрастными, хотя обычно светлые образования древнее.

В данной работе под морскими образованиями понимаются и относительно молодые, и древние морские комплексы. Это позволяет рассматривать талассоиды («Атлас обратной стороны...», 1967) как впадины, полностью или в значительной мере сложенные древними морскими образованиями.

Морские комплексы на поверхности Луны слагают мелкие пятна и обширные поля неправильной формы (в обоих случаях области выходов морских пород слабо углублены относительно соседних пространств, и между обоими типами впадин существует полная гамма переходов, что позволяет рассматривать их как единый тип структур). Они также выполняют днища некоторых кратеров и впадины круговых морей. В морях неправильной формы в большом количестве наблюдаются выступающие над поверхностью морских пород реликты более древних кратеров и внекратерных структурных форм. При пластовом или линзовидном залегании морского материала, которое по данным геологического дешифрирования фотографий представляется наиболее вероятным для большинства морских образований, это обстоятельство дает возможность ориентировочно подсчитать мощность морских пород (Суханов, Шкерин, 1969). В круговых морях подобные соотношения отмечаются сравнительно редко: лишь вблизи побережий и иногда около внутренних кордильер. Вероятно, мощность и соответственно общий объем морских комплексов в круговых морях существенно больше, чем в морях неправильной формы и мелких выходах морского материала. Поэтому круговые моря, происхождение которых является предметом упомянутой в начале работы дискуссии, будут рассмотрены особенно подробно.

Строго говоря, круговыми эти структурные формы могут быть названы лишь условно, поскольку очертания многих морей в большей или меньшей степени полигональны. Ограничения впадин повсеместно, а чаще на зна-

¹ Образования материковых равнин, близкие к процелляриевому морскому комплексу, но покрытые большим количеством кратеров, выделены и американскими исследователями. В отличие от древних морских комплексов нашей шкалы, эти образования не скоррелированы между собой. Алтайскому морскому комплексу, по-видимому, полностью или частично отвечают формация материковых равнин Ip (Shoemaker a. o., 1966; Schaber, 1969; Ulrich, 1969), формация Кейли (Morris, Wilhelms, 1967; Milton, 1968; Wilhelms, 1968) и формация «апенинской ступени» (Hackman, 1966). В ряде мест указанные формации расчленены по степени нарушенности и плотности покрывающих кратеров. Более древним, вероятно небуляриевым, морским образованиям соответствует материал плато Канта со слабо холмистой поверхностью (Milton, 1968). В американской шкале отсутствуют аналоги медийского комплекса пород. Частично они отнесены к нижнему подразделению процелляриевой группы, а частично включены, вероятно, в состав самых молодых членов формации материковых равнин.

чительном расстоянии представлены береговыми кордильерами: асимметричными хребтами с крутым склоном, обращенным к морю, и более пологим внешним склоном. Крутизна внутреннего склона может достигать 30° (Апеннины). Иногда этот уступ раздваивается и между его ветвями заключена ступень, горизонтальная или наклоненная от круговой впадины (восточное ограничение Моря Дождей, западное ограничение Моря Кризисов, Алтайский хребет).

Постепенно понижаясь от круговой впадины, внешний склон кордильеры нередко сменяется впадинами, иногда удлинненными и простирающимися примерно вдоль ограничений кругового моря. Такие впадины группируются в периферические пояса морей, образующие дуги, реже кольца вокруг круговых впадин (рис. 1). Грандиозный пояс окружает Море Дождей, включая в себя Море Холода, Залив Росы, северо-восточную часть Океана Бурь, северную часть Моря Облаков, Заливы Центральный и Зноя, Море Паров, поле разновозрастных морских образований к северу и к югу от него и, наконец, теряется в круговой впадине Моря Ясности.

Нередко пояс периферических впадин разделяется на несколько ветвей (Заливы Зноя и Центральный) или периферические впадины группируются в несколько поясов. Так, не менее двух поясов различается к северу и к югу от Моря Кризисов. Периферические пояса далеко не всегда образуют концентрические системы с центрами посередине морей. Их расстояния от центра круговой впадины и ширина отдельных впадин пояса могут изменяться. Известны случаи, когда центр кольца периферических впадин не совпадает с центром круговой впадины. Границы впадин периферического пояса обычно неровные. Внешние границы иногда ограничены уступами типа кордильер. Таков уступ впадины алтайского возраста между Дионисием и Укертом (Трифонов, 1969а). Достоверные уступы на внутренних краях впадин неизвестны.

Внутреннее пространство круговых впадин относительно ровное, однако и здесь отмечаются кольцевые возвышенности типа кордильер. В районе Моря Восточного они образуют три почти правильных концентрических кольца. Два менее выразительных кольца видны вокруг Моря Нектара внутри кордильеры Алтайского хребта. В Море Дождей следы такой кордильеры маркируются отдельными пиками и сложной системой морских валов. Очерченная ими внутренняя зона Моря смещена к его северо-западному краю. Подобная система уступов, валов и дугообразных разрывов ограничивает внутреннюю зону Моря Кризисов, смещенную к его южному краю. Дугообразные системы валов и разрывов, в общем параллельные линии побережья, отмечены в Морях Влажности и Ясности. По данным В. К. Хартмана и Дж. А. Вуда (Hartmann, Wood, 1971), концентрические и дугообразные структуры внутри круговых впадин (внутренние кордильеры, системы пиков и кратеров, грабенообразные депрессии), по крайней мере частично, имеют тектоно-вулканическое происхождение.

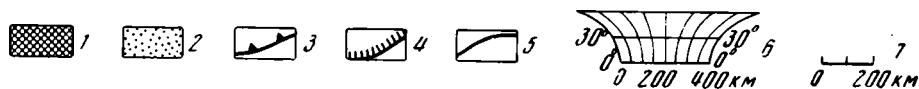
При наличии нескольких кольцевых возвышенностей вокруг и внутри впадины кругового моря порою бывает затруднительно провести его границы. В таких случаях мы принимаем за границу моря самую высокую и наиболее четко выраженную кордильеру. В ряде случаев из-за этого пришлось изменить содержание принятых наименований. Так, границей Моря Нектара оказался Алтайский хребет, а границей Моря Восточного — хребет Кордильера, внутрь которого попали дугообразные морские впадины Весны, Осени и Мирное.

Круговая морская впадина, основная кордильера вокруг нее, кольцевые и дуговые возвышенности по обе стороны от кордильеры и пояса периферических морей представляют собой характерное сочетание (парагенезис) структурных форм, повторяющееся с большей или меньшей полнотой во всех круговых морских впадинах Луны.

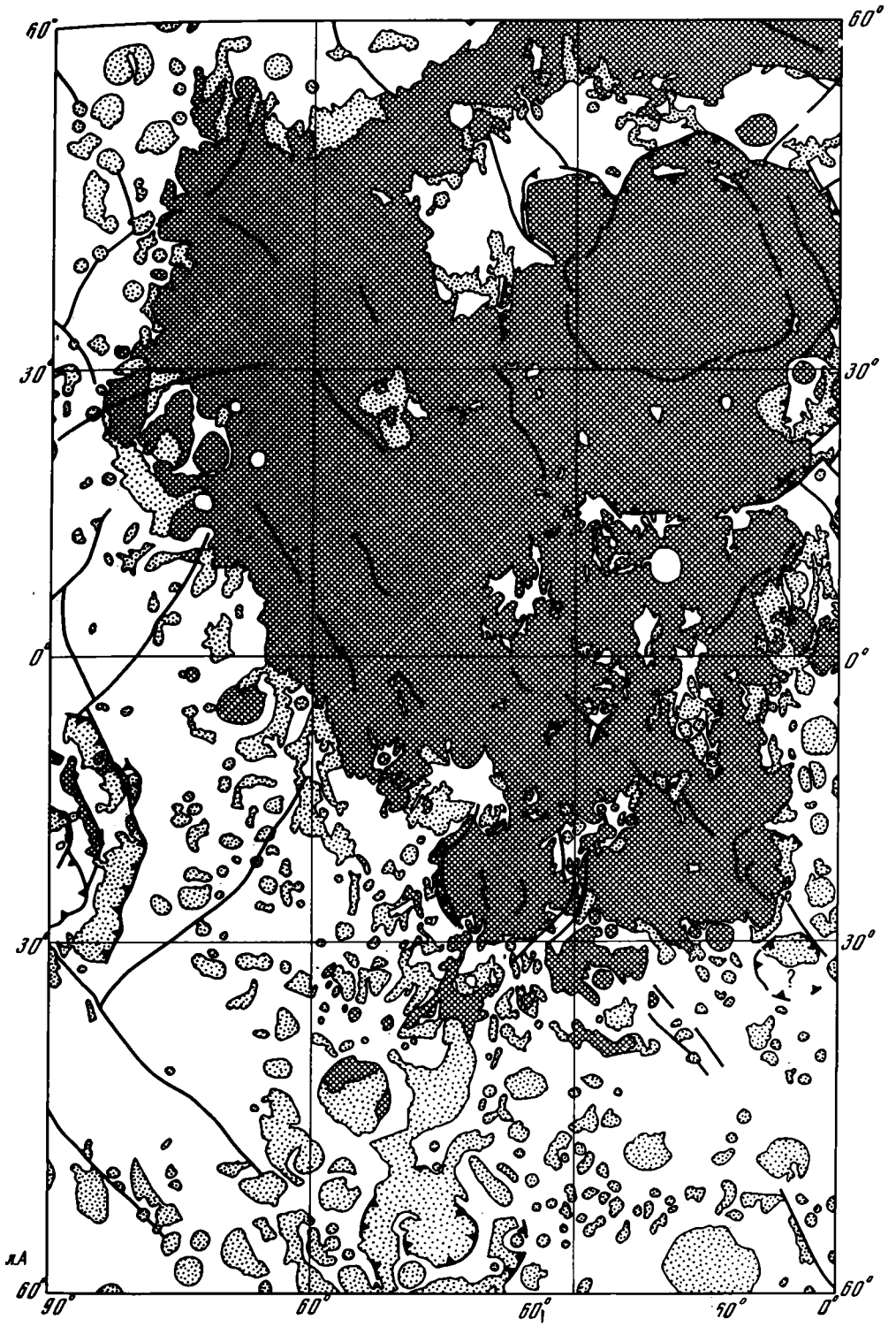
Вопрос о соотношениях круговых морских впадин с разрывами требует специального рассмотрения. Связь круговых морей с концентрическими, т. е. кольцевыми и дуговыми системами нарушений, параллельными краям морей, как будто не вызывает сомнений. Сложнее обстоит дело с так называемыми радиальными системами. Они были впервые отмечены Дж. К. Джилбертом (Gilbert, 1893) для Моря Дождей и наиболее полно обоснованы Хартманом и Кёйпером, которые отнесли к радиальным и концентрическим системам практически все крупные разрывные нарушения лунной поверхности (Hartmann, Kuiper, 1962; Hartmann, 1963).

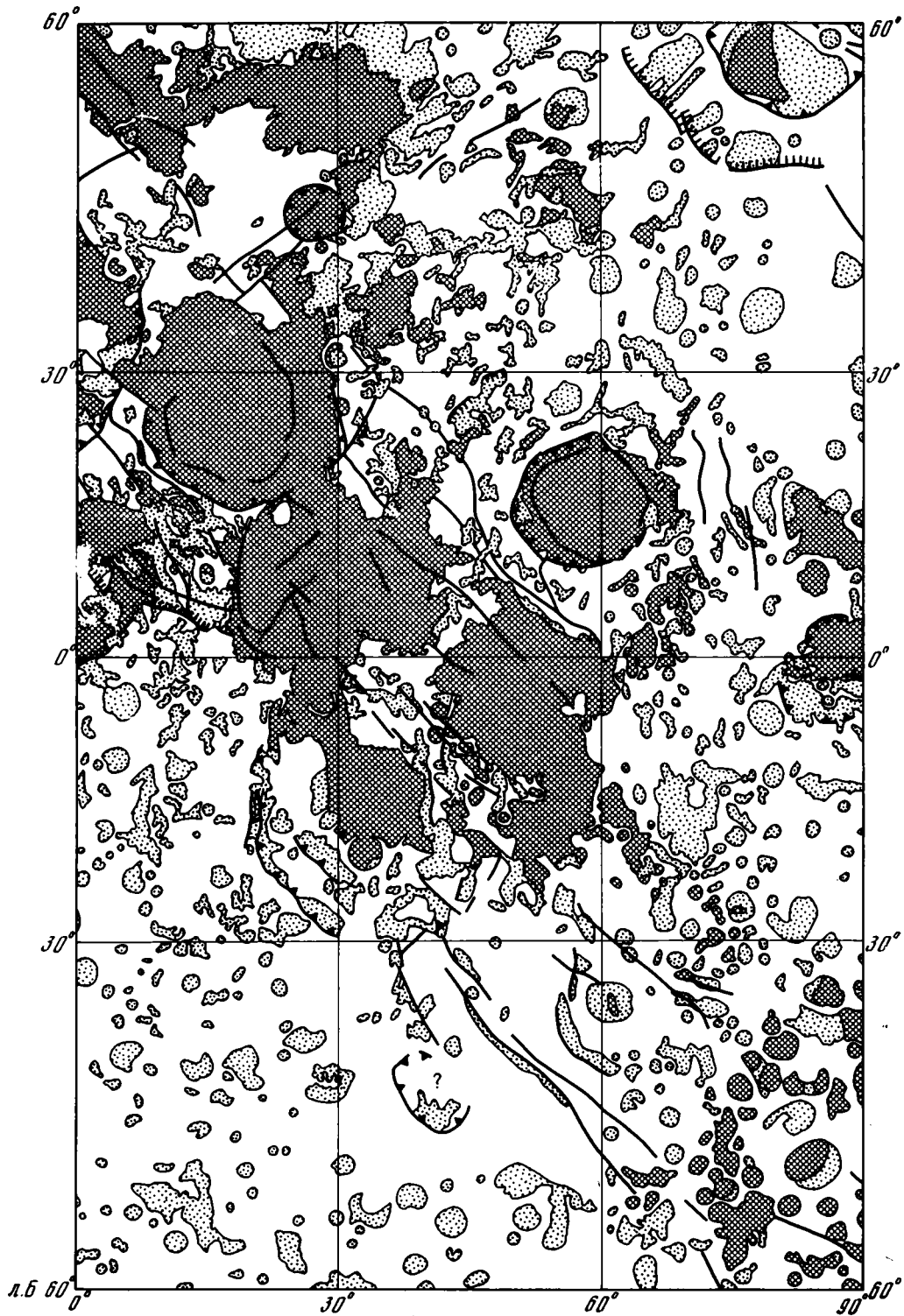
Другие исследователи (Хабакон, 1949, 1960; Fielder, 1963) показали несоответствие простираний многих разрывов, особенно в удалении от морских впадин, с радиальными и концентрическими направлениями. Дж. Филдер признает наличие радиальных разрывов на Луне, но вместе с тем отмечает и общепланетные системы нарушений, не связанные с расположением отдельных морских впадин: северо-западную, северо-восточную и более слабую меридиональную. Отсутствие количественных показателей оставляет неясным, имеет ли Дж. Филдер в виду достаточно локализованные максимумы простираний или лишь направленность разрывов в тех или иных румбах. В последнем случае говорить о планетарной упорядоченности разрывных нарушений, по-видимому, нельзя.

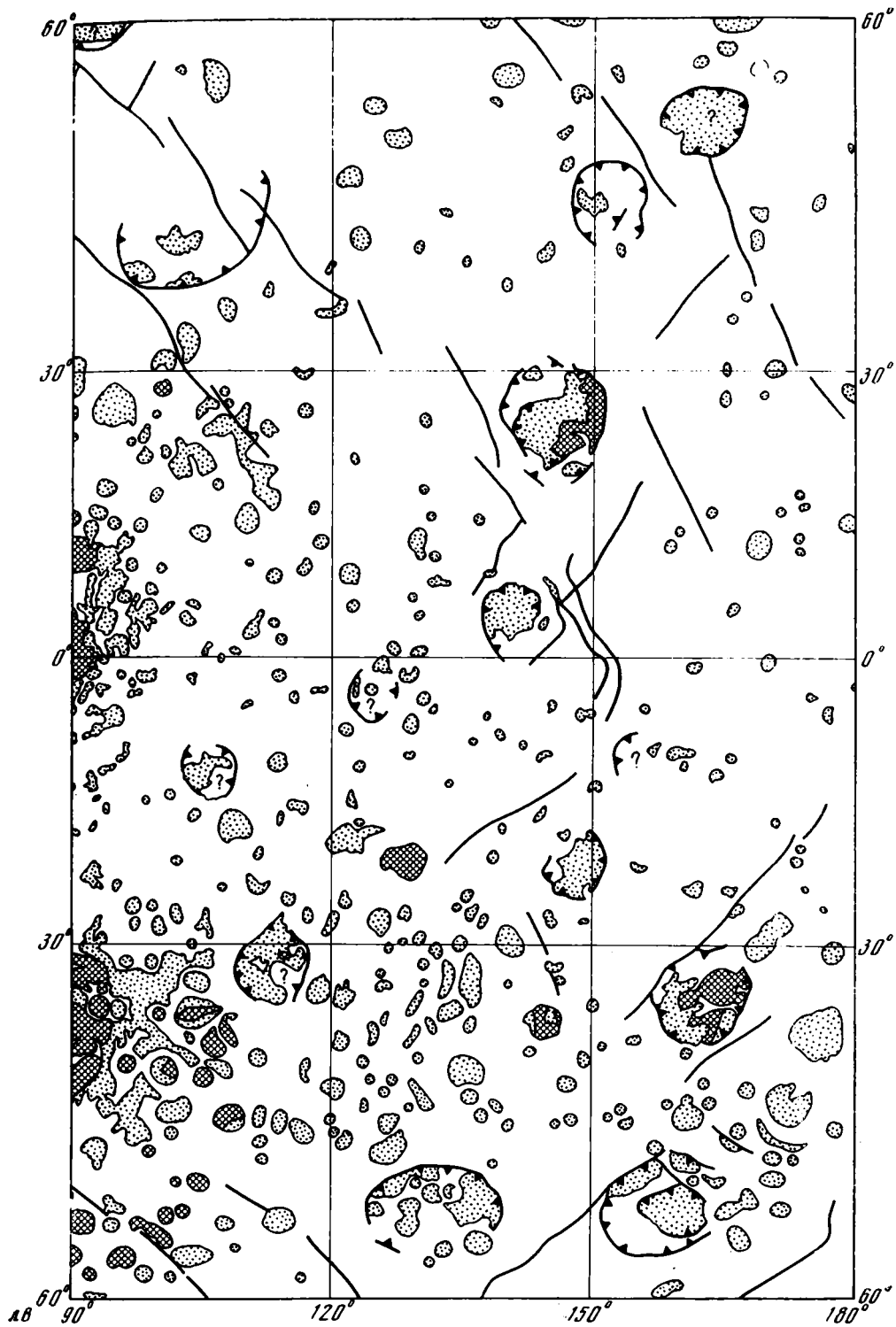
Для решения вопроса о закономерностях расположения разрывов были подсчитаны количества разрывов разных простираний в приэкваториальной области видимого полушария Луны (Трифонов, 1969а; Суханов 1969в; Salisbury а. о., 1965; см. также рис. 6 в настоящей работе). Подсчеты выявили наличие достаточно локальных максимумов простираний: северо-западного и подчиненных ему северо-восточного и меридионального. Количественные соотношения между ними изменяются от участка к участку, но ориентировка остается примерно одинаковой. Обзор других территорий Луны показывает сохранение той же тенденции, т. е. наличие общей для всей поверхности планеты сети разрывных нарушений, упорядоченно ориентированной относительно полюсов вращения. В тех случаях, когда разрывы действительно располагаются радиально к впадинам лунных морей, это не сплошной равномерный веер линейных нарушений; в нем резко преобладают и имеют наибольшую протяженность разрывы, совпадающие по направлению с упомянутыми планетарными

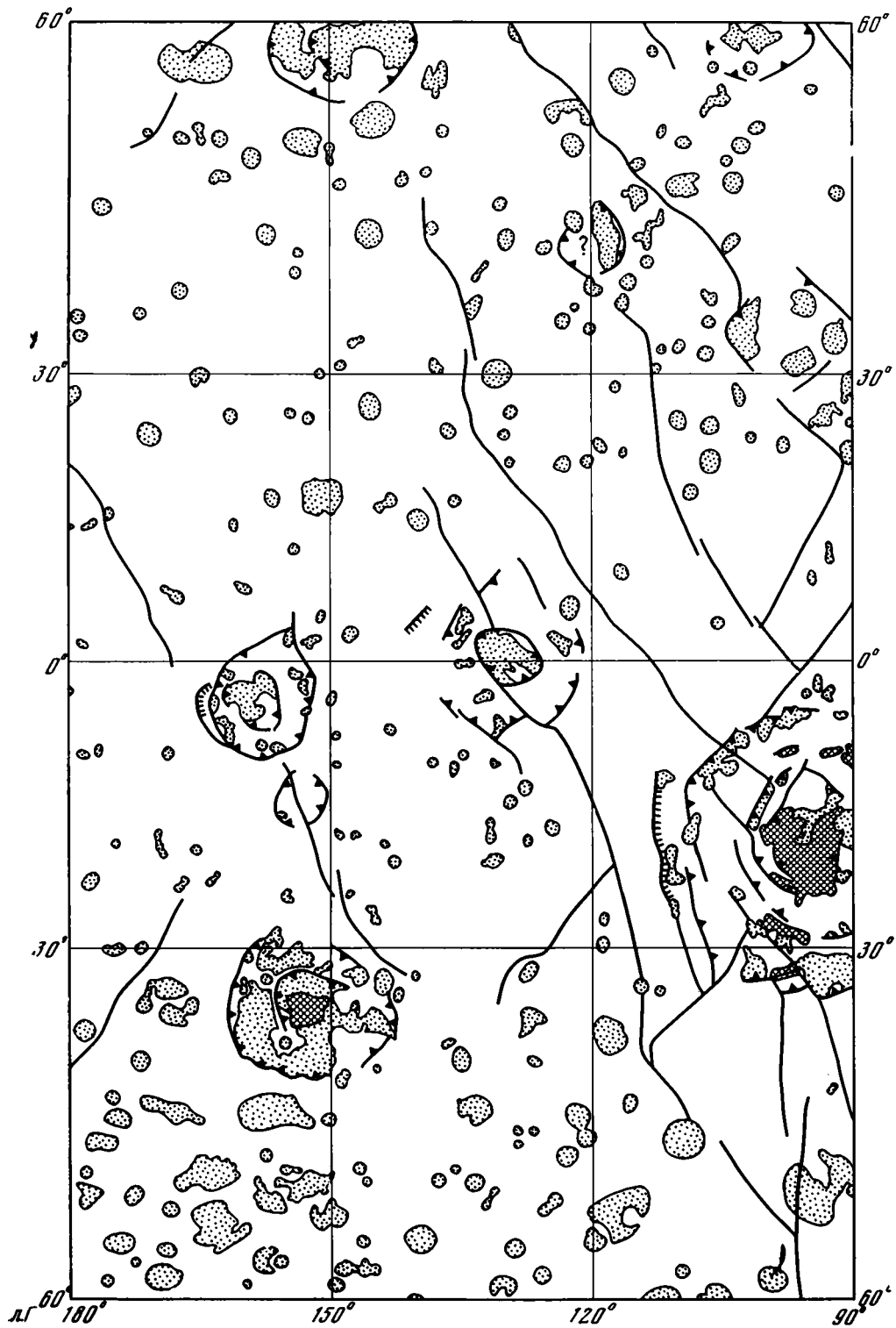


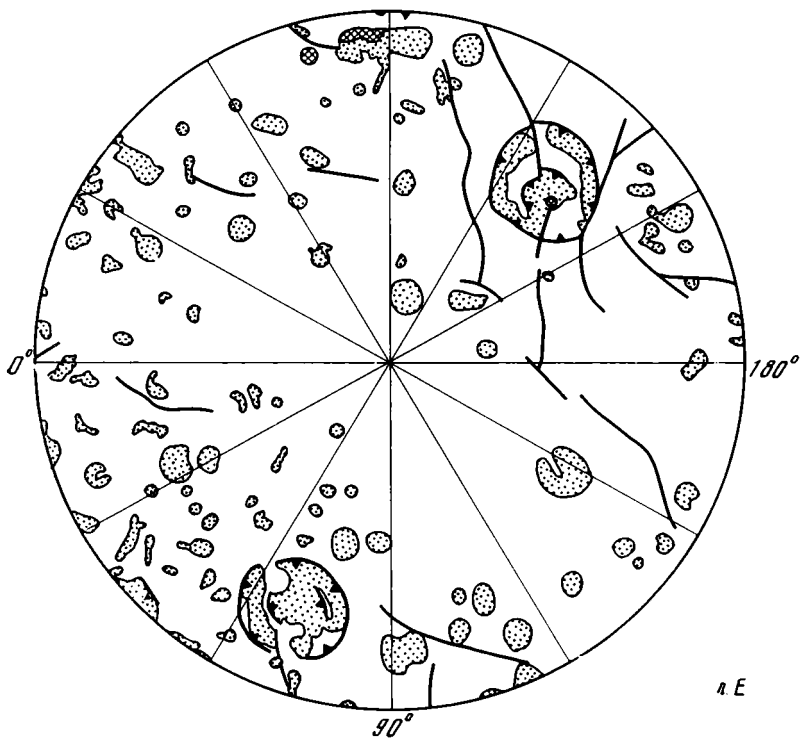
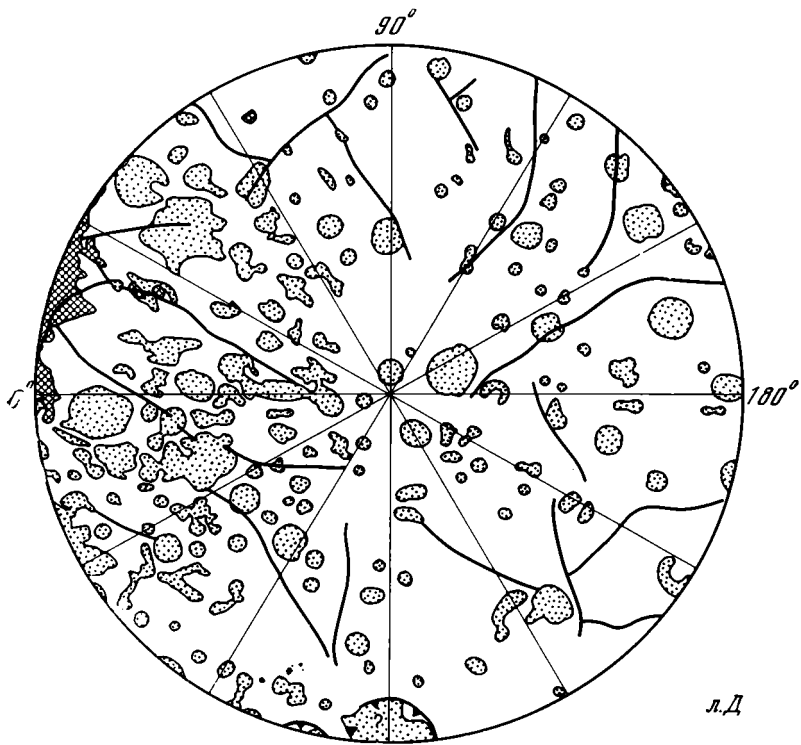
Р и с. 1. Схема расположения морских впадин и связанных с ними структурных элементов Луны
 1 — процелиптические и более молодые морские образования; 2 — алтайские и медийские образования; 3 — уступы береговых кордильер; 4 — разрывные ограничения периферических поясов впадин; 5 — некоторые крупные разломы других систем; 6 — масштаб для широт 0—60°; 7 — масштаб для широт 60—90°. А — Е — листы схемы (А, Б — видимая сторона, В, Г — обратная сторона, Д — северная полярная область, Е — южная полярная область)











максимумами (юго-восточное и южное побережья Моря Дождей, Море Нектара, Море Восточное).

Геологическое дешифрирование фотографий лунной поверхности выявило также, что далеко не все морские впадины или участки впадин характеризуются радиальным и концентрическим расположением разрывов на краях. Часто разрывы примыкают под острыми углами или располагаются по касательной к граничному овалу впадины, сохраняя одно из планетарных направлений (северные побережья Морей Восточного и Дождей, Море Кризисов).

Несмотря на планетарную упорядоченность расположения разрывов, их количество возрастает с приближением к круговым морским впадинам. Это указывает на парагенетическую связь впадин и разрывных нарушений. Она подтверждается и тем фактом, что прямолинейные отрезки границ полигональных впадин имеют такие же направления и нередко находятся непосредственно на продолжении разрывов.

Наличие парагенетических связей круговых морских впадин, береговых и внутренних кордильер, периферических поясов впадин и разрывных нарушений Луны позволяет рассматривать историю развития членов парагенезиса в их взаимной связи и по развитию одних членов судить об эволюции других. Поэтому в настоящей работе для выяснения истории формирования морских впадин Луны будут затронуты вопросы геологии и береговых кордильер, и систем разрывов, и других сочетающихся с ними структурных форм.

Диаметры круговых морских впадин Луны колеблются в пределах от 1100 (Море Дождей) до 140—150 км (Озеро Смерти, наиболее мелкие талассоиды обратной стороны). По размерам последние близки к крупнейшим кратерам (Клавий, Шиккард, Гумбольдт, Гримальди). В связи с этим встает вопрос о структурных отличиях морских и кратерных форм. Какие-либо универсальные критерии отсутствуют, но изучение большого числа тех и других структурных образований позволяет наметить признаки, выраженные если не всегда, то достаточно часто. Крупные кратеры чаще всего имеют более или менее отчетливые валы, выступающие как над днищем, так и над окружающей местностью. Береговая кордильера отчетливо приподнята лишь над днищем морской впадины, а ее внешний склон обычно является настолько пологим и сильно деформированным, что его граница может быть проведена лишь условно.

Разрывы береговой кордильеры чаще всего группируются в системы определенных простираний и, пересекаясь или причленяясь один к другому, местами выкальвают угловатые блоки пород. Подобные нарушения отмечаются и в крупных кратерах (Клавий, Риччоли), но более характерны для них концентрические (Петавий, Клавий, кратер между Нансеном и Морем Москвы), реже радиальные (Гумбольдт, Петавий, Циолковский) системы нарушений. Вдоль концентрических разрывов нередко расположены кратерные цепи. Области, прилегающие ко многим крупным морским впадинам, оказываются областями сгущения сети разломов. Для крупных кратеров такое явление не отмечается или оно выражено гораздо слабее. Периферические пояса впадин вокруг кратеров неизвестны. Внутренние концентры хотя и встречаются (Ксенофан), но представляют собой скорее исключение, чем правило. Несмотря на перечисленные признаки, в ряде случаев различить морскую впадину и крупный кратер трудно, особенно если последний относится к числу древних образований и сильно изменен последующими геологическими событиями. Примерами тому могут служить Нансен, Белькович и Ландау.

Таблица 1. Характерные признаки комплексов лунных пород

Типы пород	Комплексы пород	Характер поверхности (дешифровочные признаки)
Морские образования	1—2. Процелляриевый комплекс (Pr) и комплекс самых молодых морских образований (M)	Относительно ровная поверхность, испещренная трещинами, кратерами и кратероподобными депрессиями разного размера. Различаются невысокие валы, купола и их скопления. Альbedo низкое. По степени нарушенности, альbedo и соотношениям с кратерами коперниковского и эратосфенского комплексов различаются раннепроцелляриевые, позднепроцелляриевые и самые молодые морские образования. Чем моложе породы, тем менее нарушена и более темна их поверхность. Раннепроцелляриевые образования перекрыты выбросами упомянутых кратеров. Самые молодые морские образования прерывают лучи раннекоперниковских кратеров. Позднепроцелляриевые образования занимают промежуточное положение
	3. Медийский комплекс (Md)	По степени нарушенности поверхности и альbedo занимает среднее положение между процелляриевым и алтайским комплексами. Морские валы хорошо выражены
	4. Алтайский комплекс (Al)	Плотность покрывающих кратеров в среднем в несколько раз выше, чем на процелляриевой поверхности. Больше нарушающих разрывов и трещин. Морские валы наблюдаются лишь в виде реликтов. В целом поверхность сохраняет равнинный характер. Альbedo среднее, редко высокое
Частично морские образования	5. Небуляриевый комплекс (Nb)	Степень всхолмленности гораздо большая, чем у алтайской поверхности. Возрастает количество нарушающих разрывов. В местах их наибольшего распространения рельеф становится горным. Крупных кратеров существенно больше, чем на алтайской поверхности. Мелкие кратеры не поддаются учету. Альbedo высокое, реже среднее. Характер поверхности и соотношения с догиппархскими кратерами в местах слабых нарушений позволяют предполагать морское происхождение пород, но распространять это на весь комплекс кажется преждевременным
Кратерные образования	6. Коперниковский (Kp) и эратосфенский (Er) комплексы	Хорошо видна морфология кратерных образований. Альbedo высокое до среднего. Коперниковские кратеры отличаются от эратосфенских лучшей сохранностью лучевых систем, однако наличие лучей не является обязательной принадлежностью даже самых молодых кратеров
	7. Архимедовский (Ar) и итолемеевский (Pt) комплексы	Кратерные формы частично искажены последующими процессами. У архимедовских образований они сохранились лучше итолемеевских. Альbedo высокое или среднее
	8. Гиппархский комплекс (Hp)	Детали первичного строения кратеров сохраняются в виде реликтов. Альbedo среднее, реже высокое

Таблица 1 (окончание)

Типы пород	Комплексы пород	Характер поверхности (дешифровочные признаки)
Кратерные и внекратерные образования	9. Догиппархские кратеры (Php); гипотетические древнейшие внекратерные образования (Ant); участки более молодых комплексов, преобразованные позднейшими процессами	Сильная нарушенность последующими процессами. Альbedo высокое или среднее

* * *

Распределение разновозрастных морских образований показано на полной структурно-геологической карте Луны масштаба 1 : 10 000 000 (рис. 2, табл. 1). Принципы составления подобных карт разработаны А. Л. Сухановым и автором (Суханов, Трифонов, 1967, 1969). Эти принципы основаны на выяснении относительного возраста граничащих комплексов пород, слагающих разные структурные формы, по тому, насколько их поверхность нарушена мелкими кратерами и разрывами, как структурные элементы поверхности одного комплекса (например, разрывы) обрываются на границе с другим и т. п. Морфологические черты поверхности того или иного комплекса позволяют проследить его пространственное распространение.

Карта составлена автором в 1970 г. путем дешифрирования телескопических фотографий и изображений, полученных с помощью космических аппаратов. Эти фотографии и изображения в общей сложности покрывают более 95% поверхности Луны. В качестве топоосновы использована «Полная карта Луны», составленная под руководством Ю. Н. Липского (1969) и «Полная карта Луны» («Lunar earthside chart...», 1970), любезно предоставленная в наше распоряжение Д. Элленби. При создании настоящей карты были использованы геолого-морфологические карты приэкваториальной зоны видимой стороны Луны масштаба 1 : 1 000 000 (Марков, 1969; Суханов, 1969а; Трифонов, 1969а; Флоренский, 1969; Марков и др., 1972), карта формаций рельефа Луны (Хабаков, 1960), схема расположения современных и древних морей на видимой стороне Луны (Суханов, 1969б) и другие материалы. Участки карты, составленные по данным М. С. Маркова, А. Л. Суханова, П. В. Флоренского и Л. М. Шкерина, помечены в легенде к рис. 2.

Возрастная легенда полной структурно-геологической карты Луны несколько упрощена по сравнению с вариантами, предлагавшимися ранее для карт более крупного масштаба. Отчасти это вызвано желанием не перегрузить карту избыточными деталями, но главным образом невозможностью провести детальное возрастное расчленение комплексов пород в краевых частях видимой стороны и на обратной стороне Луны. В частности, отсутствие для этих районов удовлетворительных снимков, полученных при полном угле освещения, затрудняет разделение коперниковского и эратосфенского кратерных комплексов и возрастное расчленение процелляриевых образований. Изменилось и понимание возрастного объема древнейшего комплекса пород. Картирование больших территорий показало, что помимо действительно древнейших кратерных и вне-

кратерных пород в него, возможно, включены и более молодые образования, подвергшиеся существенным деформациям и перестройке. Таковы, в частности, некоторые участки береговых кордильер, в большей или меньшей степени застроенные относительно молодыми образованиями (Hartmann, Wood, 1971; раздел А. Л. Суханова в данной книге). Частично они показаны на представленной карте, но в значительной мере включены в состав древнейшего, реже небуляриевого комплексов пород.

Работа состоит из геологического описания и обоснования многоэтапности развития морских впадин, анализа длительности этих этапов и распределения морских впадин на поверхности Луны, рассмотрения вопросов происхождения впадин и слагающего их морского материала. Для удобства описанные круговые морские впадины разделены на следующие три группы:

1. Впадины, целиком или почти целиком сложенные с поверхности процелляриевыми и более молодыми морскими образованиями (тип Моря Дождей).

2. Впадины, поверхность которых покрыта процелляриевым комплексом лишь частично (тип Моря Нектара).

3. Впадины, целиком сложенные древними морскими образованиями (тип талассоида Королев).

* * *

Работа выполнена в Кабинете сравнительной планетологии Геологического института АН СССР под руководством М. С. Маркова, которому автор приносит глубокую благодарность. Автор выражает признательность академику А. В. Пейве, А. Л. Суханову, К. П. Флоренскому, П. В. Флоренскому, А. В. Хабакову, Н. А. Штрейсу за консультации и замечания в процессе обработки материалов.

Многоэтапность процессов формирования лунных морских впадин

Круговые впадины типа Моря Дождей

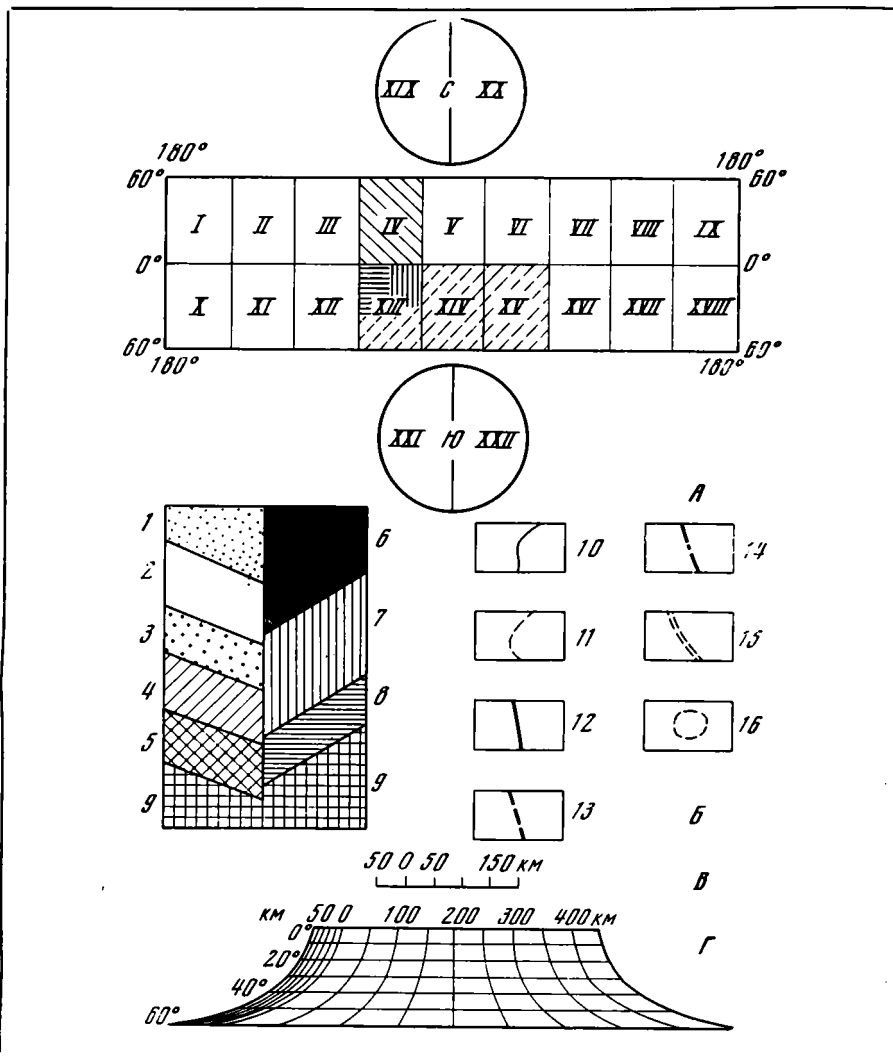
Море Дождей (I, см. рис. 2, листы IV, V) изучено лучше других морских впадин и по достоверности выявленных черт его геологического развития может рассматриваться в качестве эталона структур подобного типа. Поэтому оно будет описано особенно подробно.

Море Дождей представляет собой овальную в первом приближении впадину с поперечниками 1100 и 1200 км, осложненную полуовалом залива Радуги. В ней выделяются внешняя и внутренняя зоны. Граница последней на северо-западе совпадает с границей Моря, а юго-восточнее отмечается выходами древнего основания, более молодыми горными пиками и системой крупных кратеров на юге. Граница внутренней зоны от Прямого Хребта, Тенерифа и Пико прослеживается к Шпицбергену и западному краю цирка Архимед, а затем через кратеры Тимохарис, Ламберт и Делиль причленяется к материковой области северо-западного края Моря.

Границы Моря Дождей характеризуются наличием спрямленных участков, причленяющихся под углом один к другому. Таковы юго-западный склон Альп и северо-западный склон системы Апеннины — южная

часть Кавказа, таковы на участках северо-западного простираия ограничения Залива Радуги. Подобные отрезки различаются и в системе морских валов внутренней зоны Моря (см. рис. 2). Простираия прямолинейных участков побережий и морских валов совпадают с наиболее распространенными направлениями разрывов на ограничении Моря.

Поверхности внутренней и значительной части внешней зон Моря Дождей сложены породами процелляриевого комплекса. На большей части морской поверхности они имеют относительно высокое (в пределах характеристик этого комплекса) альbedo. Более темные участки тяготеют, как правило, к краям Моря. Один из них охватывает западную половину Залива Радуги и прослеживается на юг до Делиля. Другие отмечены в районах Тимохариса, Гнилого Болота, восточнее и севернее кратера Уоллес. Севернее Прямого хребта вблизи побережья находится один из самых темных участков, на котором прерываются лучи коперниковских кратеров, расположенных западнее цирка Платон. Вероятно, этот участок



Р и с. 2. Структурно-геологическая карта Луны (листы I—XXII)

А — схема расположения листов карты. Показаны участки карты, составленные по данным М. С. Маркова (вертикальная штриховка), А. Л. Суханова (косая прерывистая штриховка), П. В. Флоренского (косая штриховка) и Л. М. Шкерина (горизонтальная штриховка). На остальную территорию карта составлена автором

Б — условные знаки на карте. Внекратерные комплексы пород (1—4 — морские, 5 — частично морской):

1 — самых молодых морских образований (М); 2 — процелларисвый (Pr); 3 — медийский (Md); 4 — алтайский (Al); 5 — небулярисвый (Nb)

Кратерные комплексы пород (в их составе показаны, по данным А. Л. Суханова, расположенные вне кратеров или рядом с ними позитивные аккумулятивные образования):

6 — коперниковский (Кр) и эратосфенский (Er); 7 — архимедовский (Ar) и толемеевский (Pt); 8 — гиппархский (Hr); 9 — древнейшие кратерные (Phr) и внекратерные (Ant) образования, частично более молодые образования, подвергшиеся интенсивной переработке и поэтому неотличимые от древних. Взаимное расположение условных знаков показывает возрастные соотношения между комплексами. Характеристика комплексов 1—9 приведена в табл. 1

Границы комплексов пород (в их четком структурно-морфологическом выражении): 10 — достоверные; 11 — предполагаемые (тем же знаком показаны элементы внутренней структуры кратеров)

Разрывные нарушения: 12 — достоверные допроцеллариевые, 13 — предполагаемые допроцеллариевые, 14 — послемедийские

Структурные формы морской поверхности: 15 — морские валы; 16 — морские купола.

В — масштаб для широт 60—90°

Г — масштаб для широт 0—60°

Римские цифры на карте

Морские впадины:

- I — XXXIII — см. табл. 2;
- XXXIV — Залив Радуги;
- XXXV — Океан Бурь;
- XXXVI — Море Облаков;
- XXXVII — Море Спокойствия;
- XXXVIII — Море Изобилия;
- XXXIX — Море Южное;
- XL — Море Холода;
- XLI — Море Паров;
- XLII — Море Змеи;
- XLIII — Море Волн;
- XLIV — Море Пены;
- XLV — Море Краевое;
- XLVI — Море Весны;
- XLVII — Море Осени;
- XLVIII — Море Мирное;
- XLIX — Море Струве;
- L — Залив Росы;
- LI — Залив Зноя;
- LII — Залив Центральный;
- LIII — Озеро Сновидений;
- LIV — Болото Гнилое;
- LV — Болото Эпидемий.

Арабские цифры на карте

Горы:

- 1 — Алтай;
- 2 — Альпы;
- 3 — Апеннины;
- 4 — Гем;
- 5 — Д'Аламбера;
- 6 — Кавказ;
- 7 — Кордильера;
- 8 — Пяко;
- 9 — Пиренеи;
- 10 — Прямой хребет;
- 11 — Скалистые;
- 12 — Тенериф;
- 13 — Юра;
- 14 — мыс Агара.

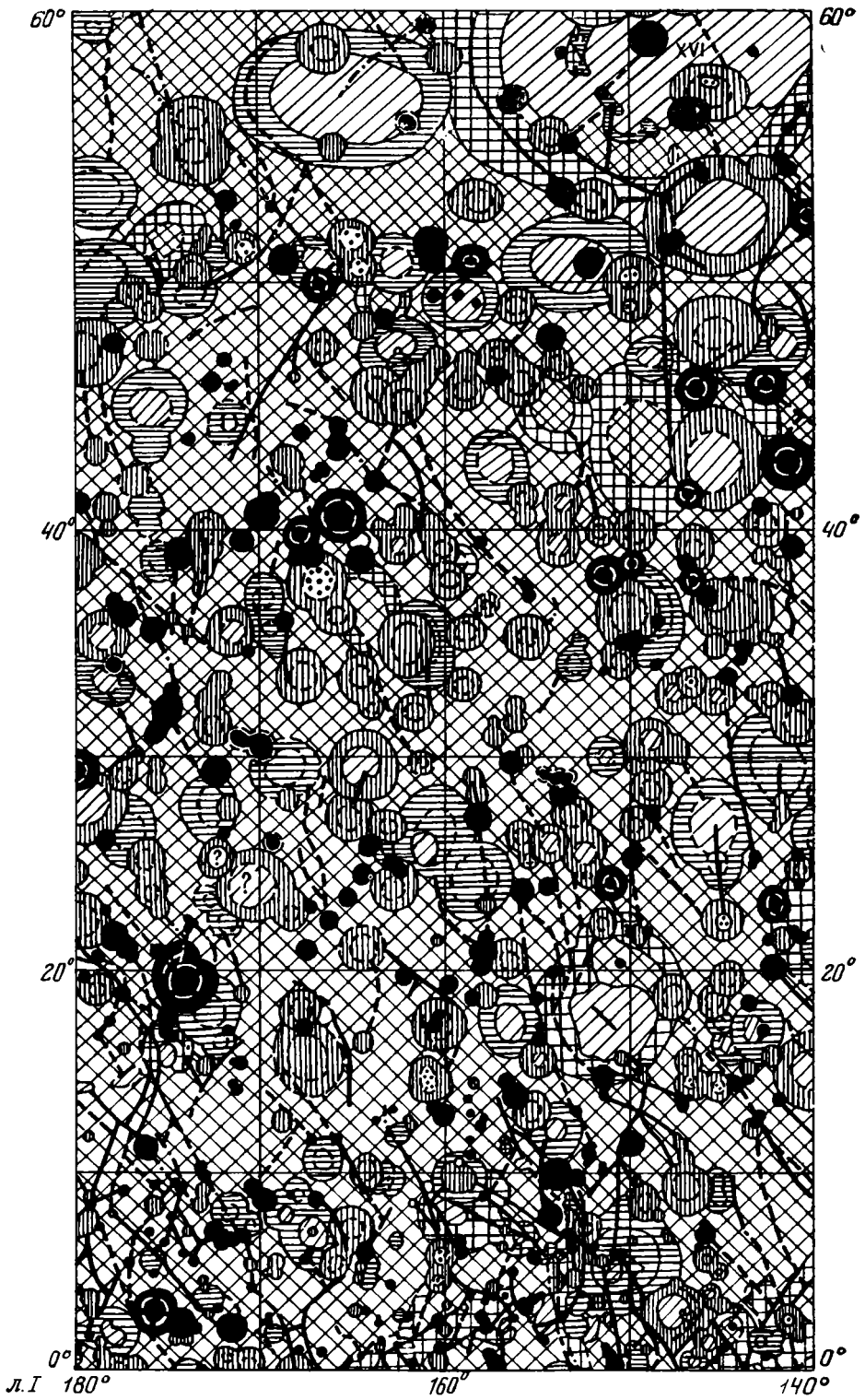
Системы разрывов:

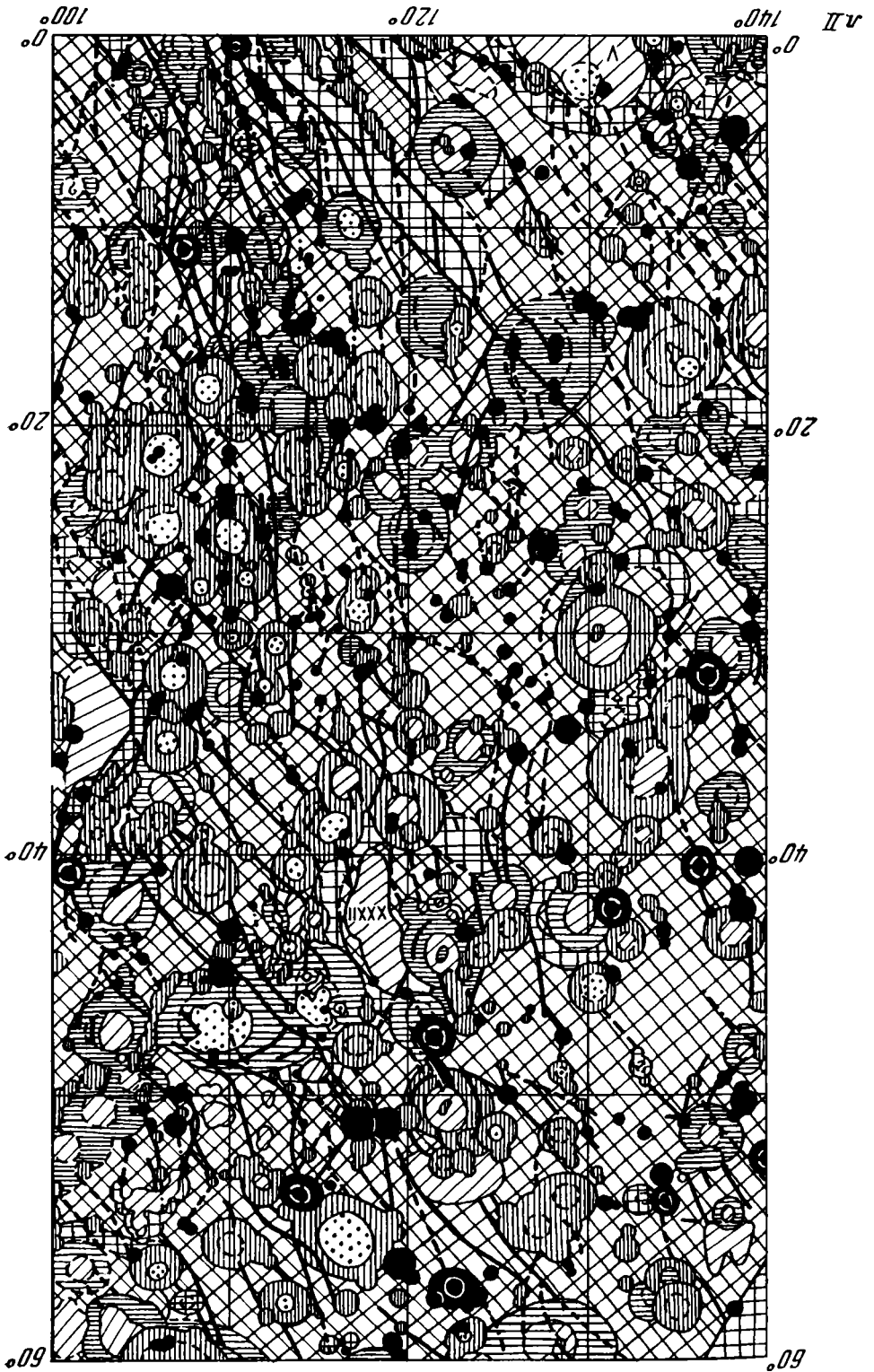
- 15 — Альпийская долина;
- 16 — трещина Аполлоний I;
- 17 — трещина Аридея;
- 18 — трещины Коши;
- 19 — долина Рейта;
- 20 — трещины Сульпиция Галла.

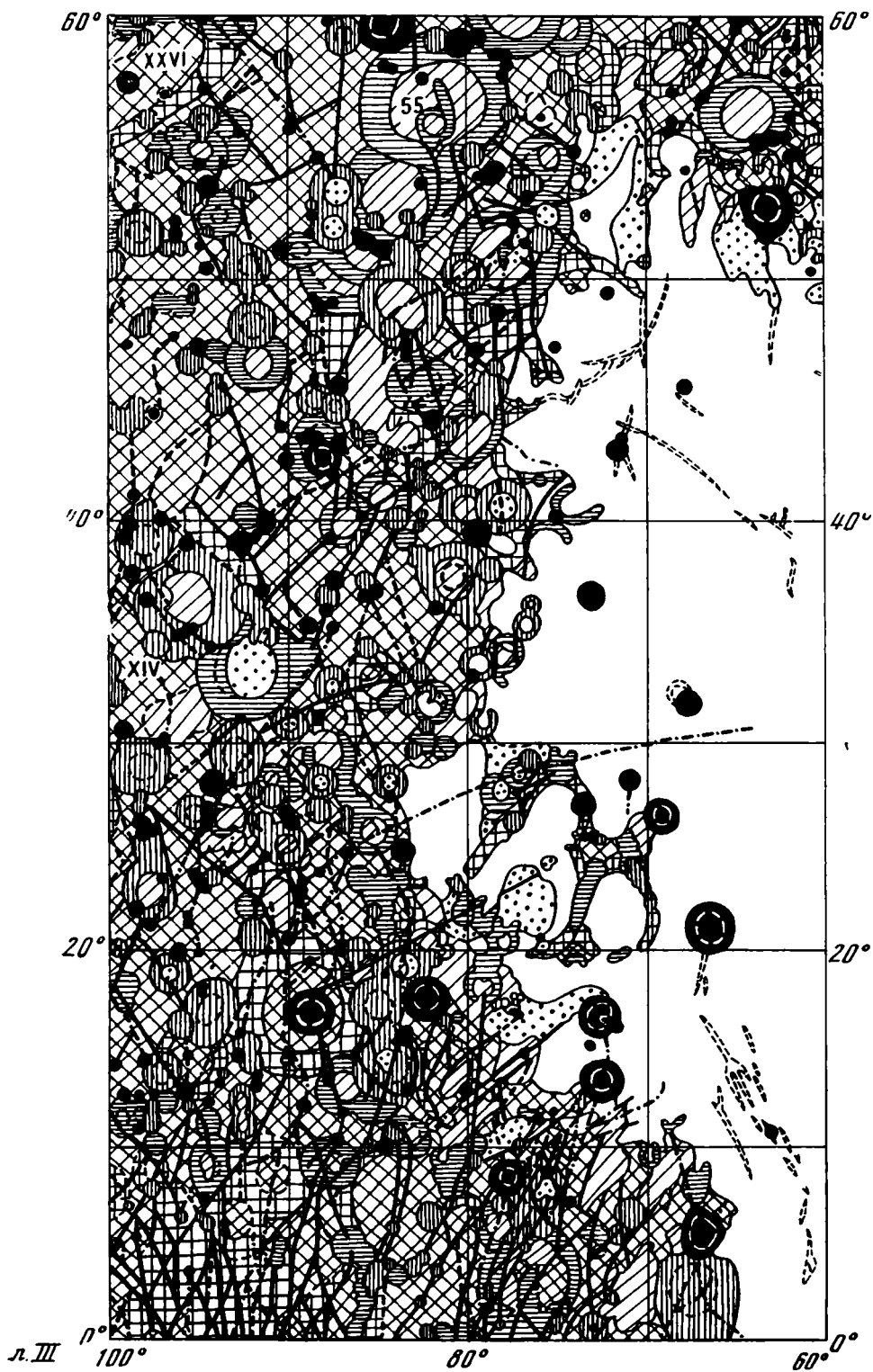
Кратеры:

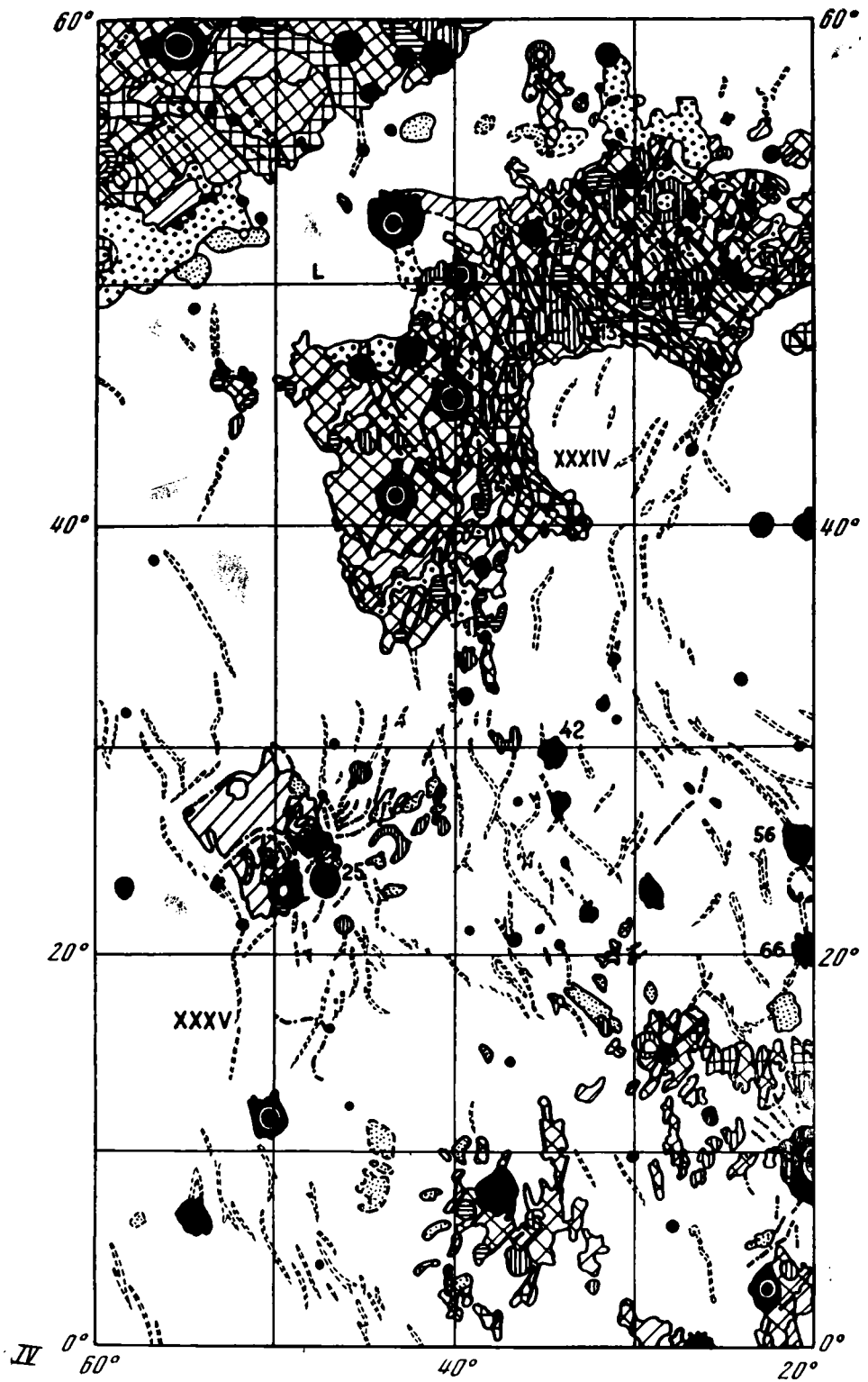
- 21 — Автолик;
- 22 — Александр;
- 23 — Аполлоний В;
- 24 — Аратус;
- 25 — Аристарх;
- 26 — Аристил;
- 27 — Архимед;
- 28 — Белькович;
- 29 — Био В;
- 30 — Бомон;
- 31 — Бессенго;
- 32 — Вальтер;
- 33 — Гемин;
- 34 — Гигин;
- 35 — Глейшер W;
- 36 — Годибер;
- 37 — Гоклений;
- 38 — Гримальди;
- 39 — Гумбольдт;
- 40 — Гутенберг G;
- 41 — Дагер;
- 42 — Делиль;
- 43 — Дюонисий;
- 44 — Исидор;
- 45 — Капелла;
- 46 — Кассия;
- 47 — Катарина;
- 48 — Кестнер;
- 49 — Клавий;
- 50 — Клаузис;
- 51 — Клеомед;
- 52 — Колумб;

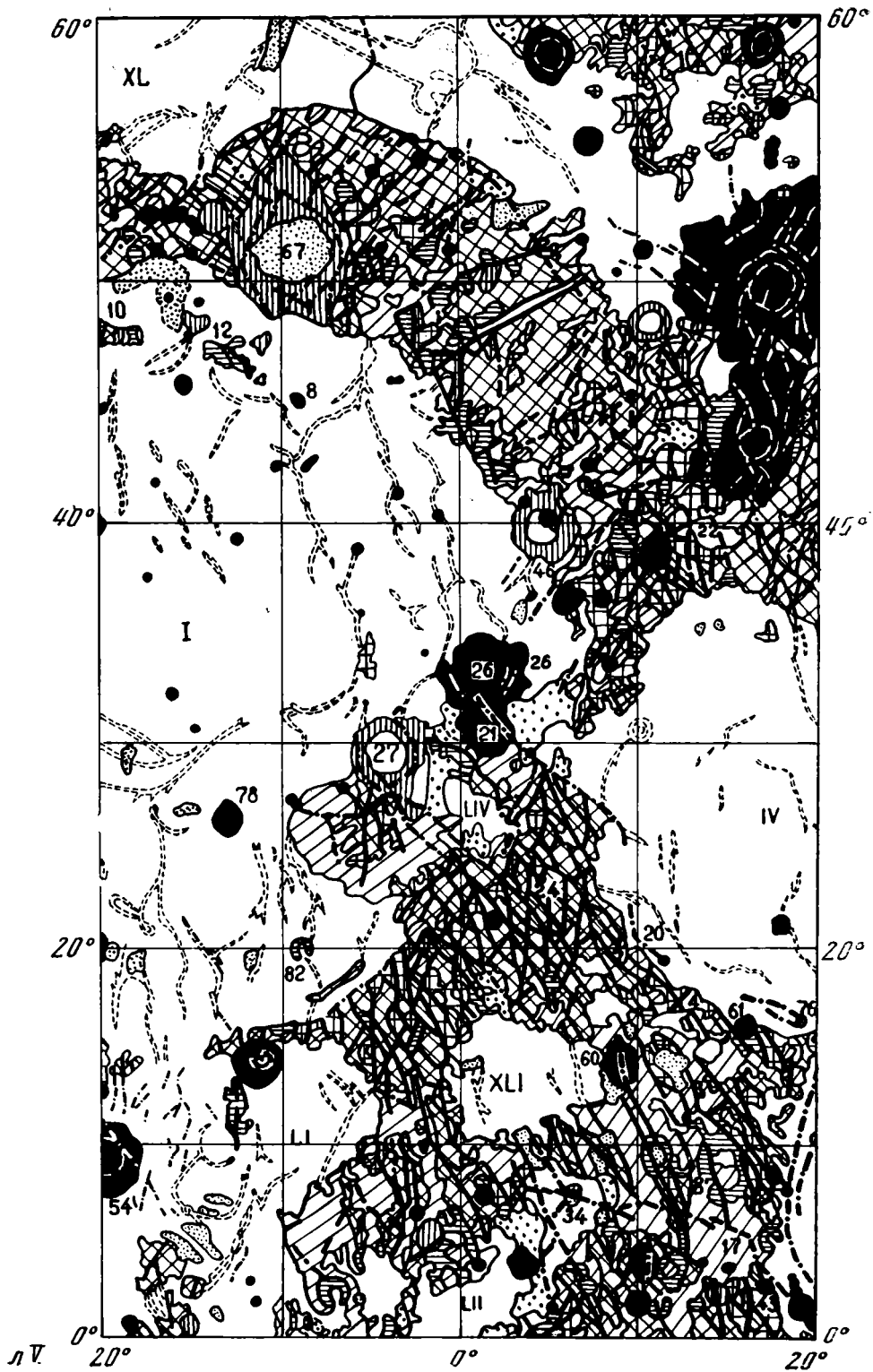
- 53 — Кондорсе;
- 54 — Коперник;
- 55 — Ксенофан;
- 56 — Ламберт;
- 57 — Лангрэн;
- 58 — Лемонье;
- 59 — Летрони;
- 60 — Манилий;
- 61 — Менелай;
- 62 — Мерсени;
- 63 — Нансен;
- 64 — Петавий;
- 65 — Пикколомини G;
- 66 — Пифей;
- 67 — Платон;
- 68 — Полибий;
- 69 — Пурбах;
- 70 — Региомонта;
- 71 — Риччолли;
- 72 — У. Росс;
- 73 — Ротман G;
- 74 — Сакробоско;
- 75 — Тарунций;
- 76 — Таке;
- 77 — Теофил;
- 78 — Тимохарис;
- 79 — Тихо;
- 80 — Торичелли;
- 81 — Укерт;
- 82 — Уоллес;
- 83 — Фермик;
- 84 — Фракастор В;
- 85 — Фракастор G;
- 86 — Хан;
- 87 — Ю. Цезарь;
- 88 — Цензорин С;
- 89 — Циолковский;
- 90 — Шейлер;
- 91 — Шиккард;
- 92 — Янсен;
- 93 — Деландр;
- 94 — Жансен

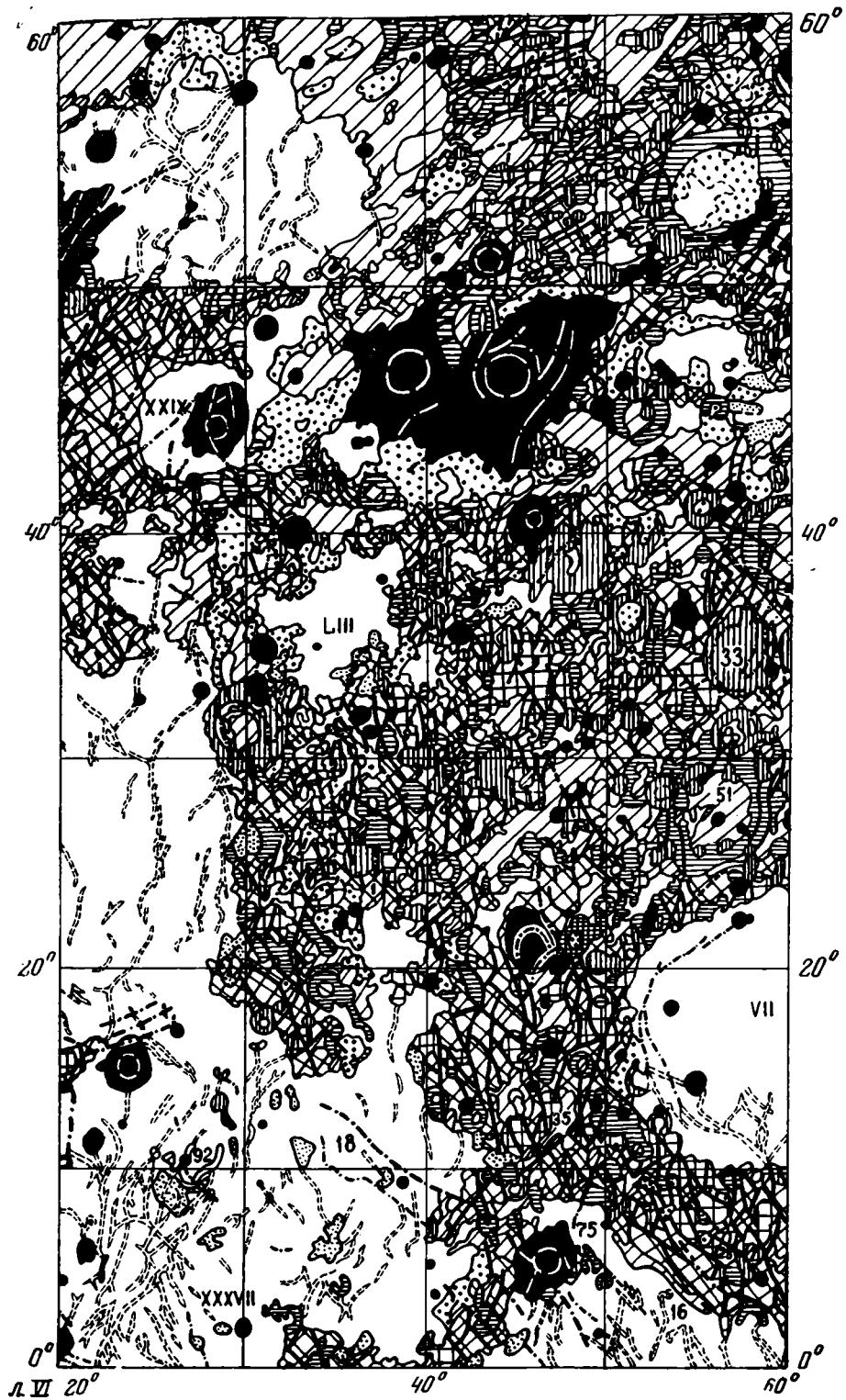


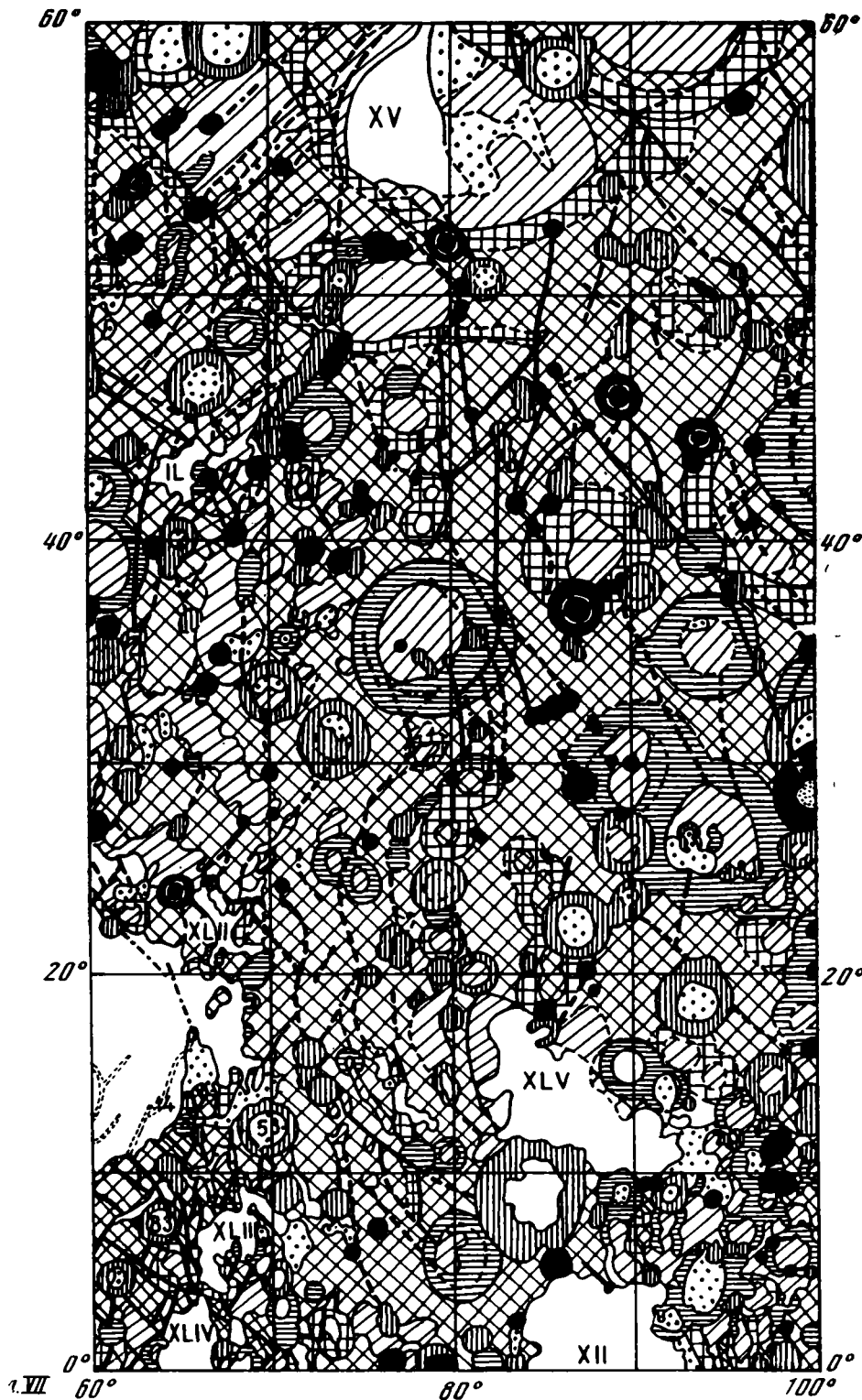


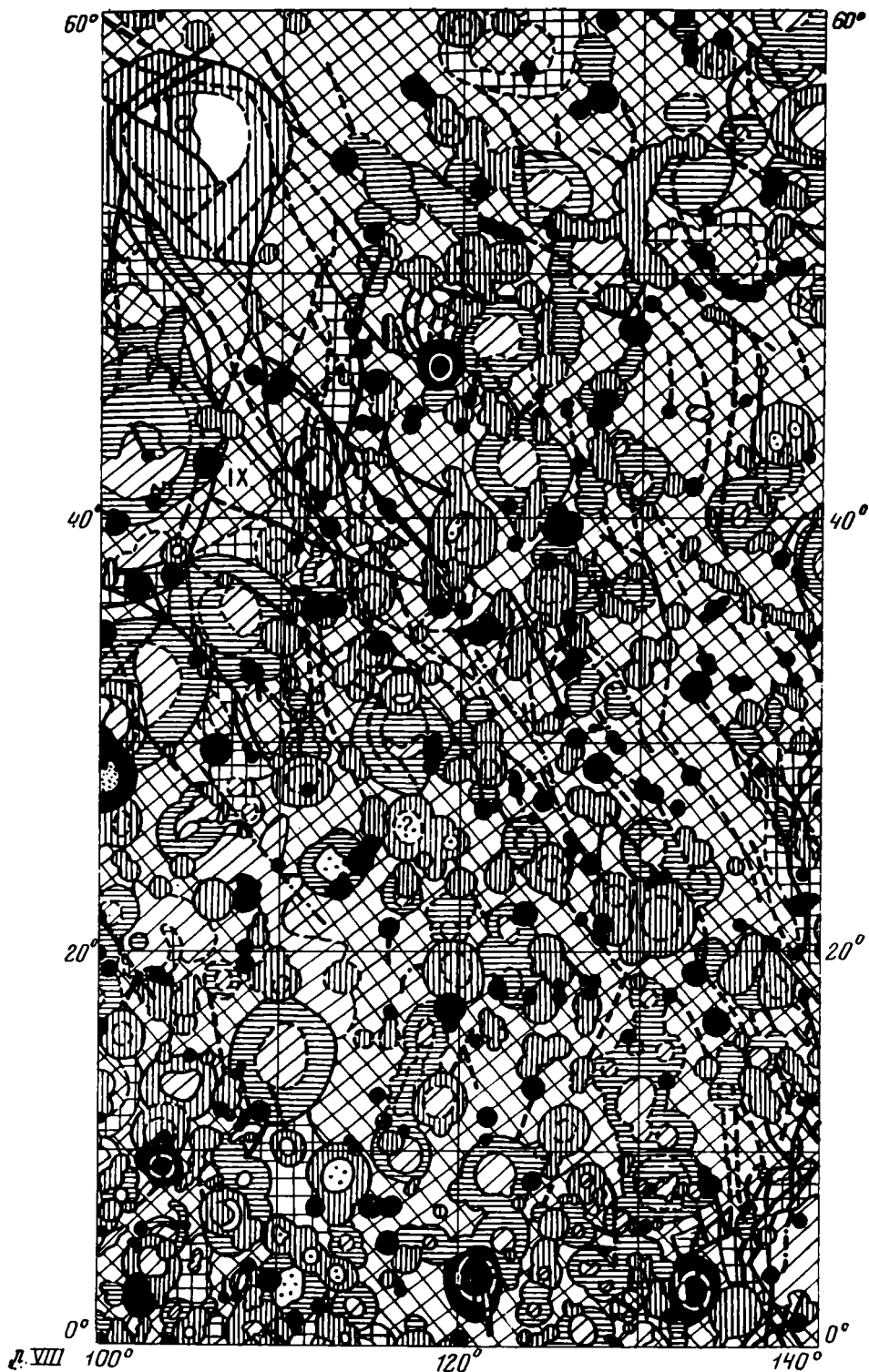


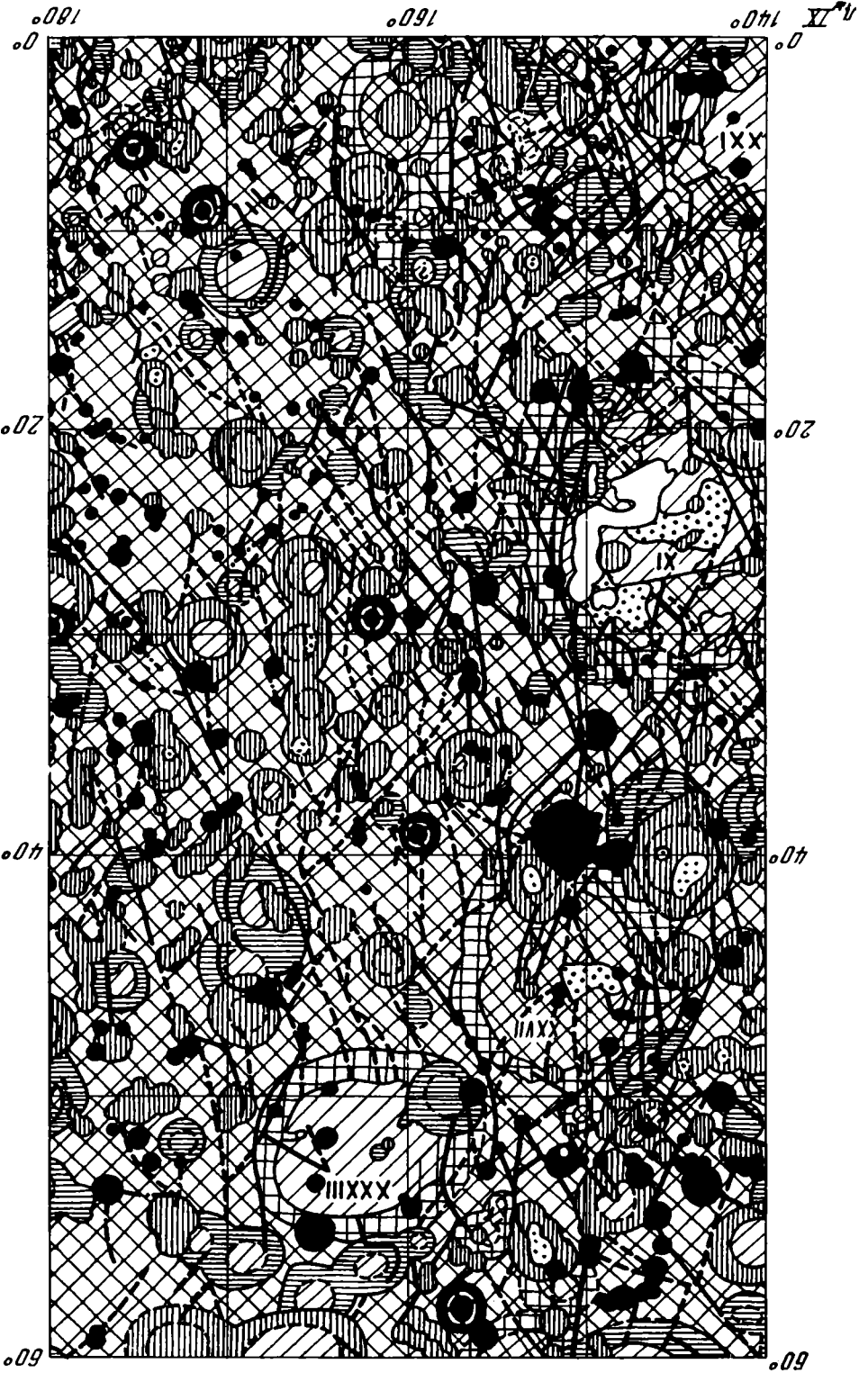


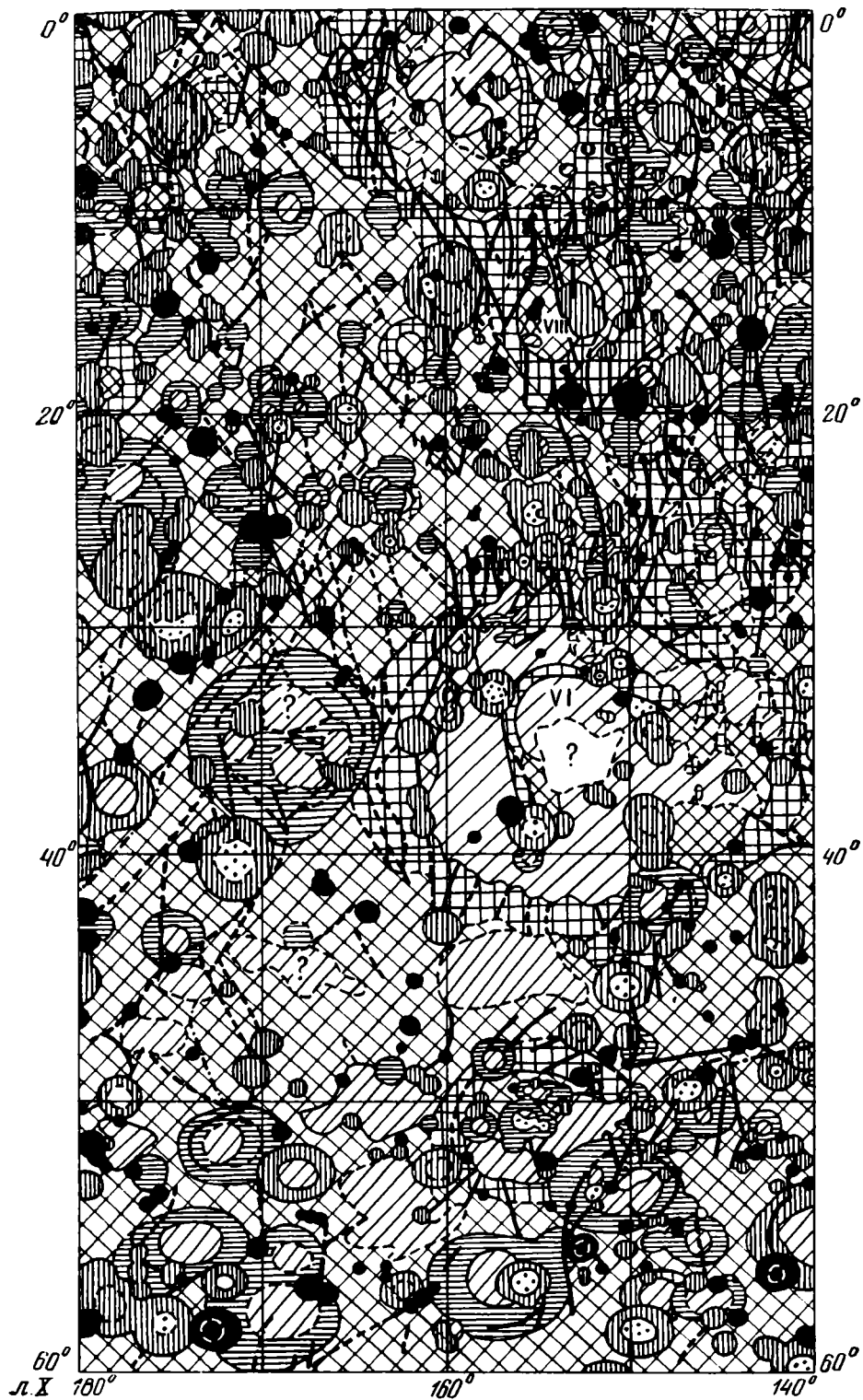


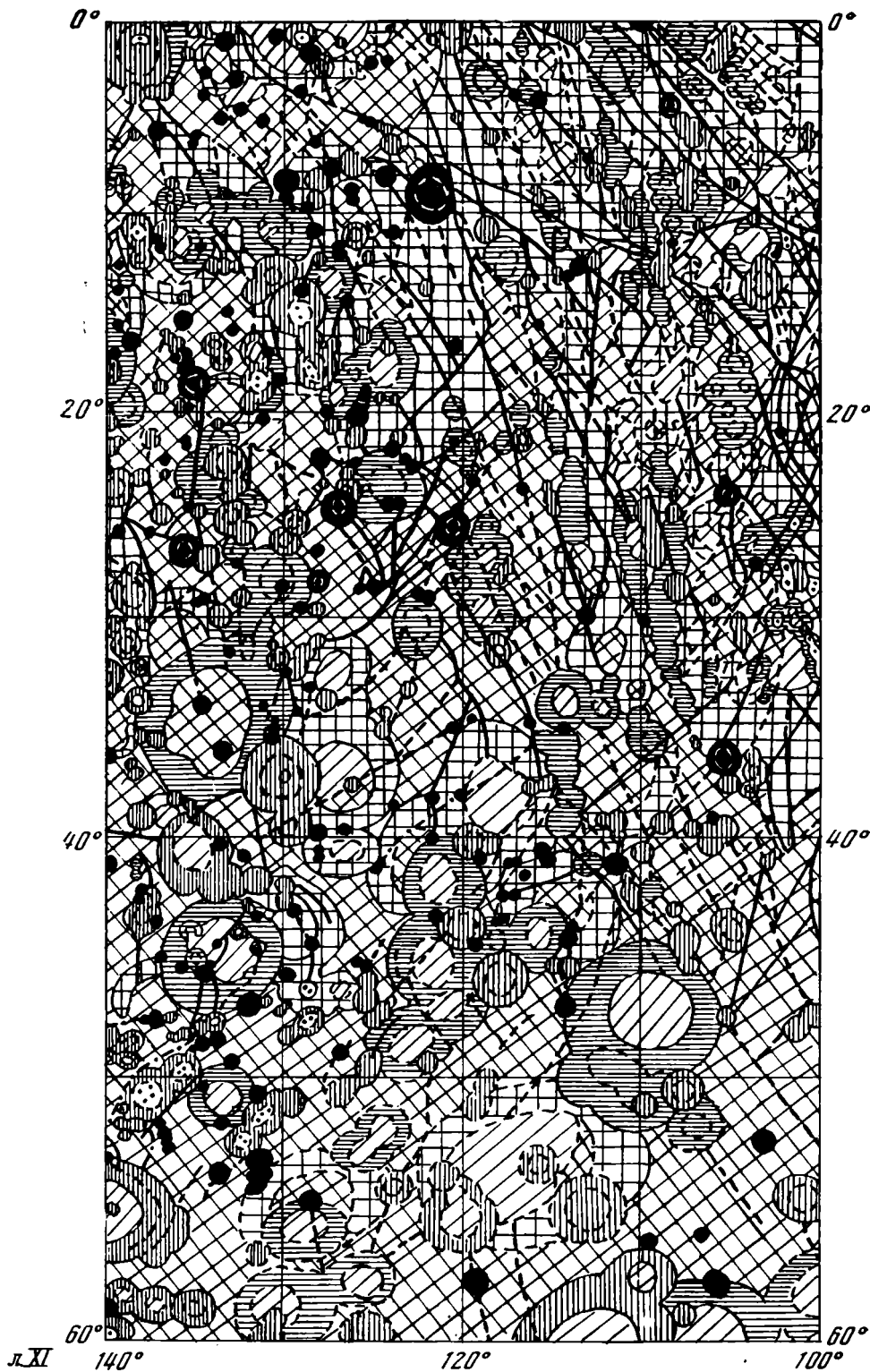


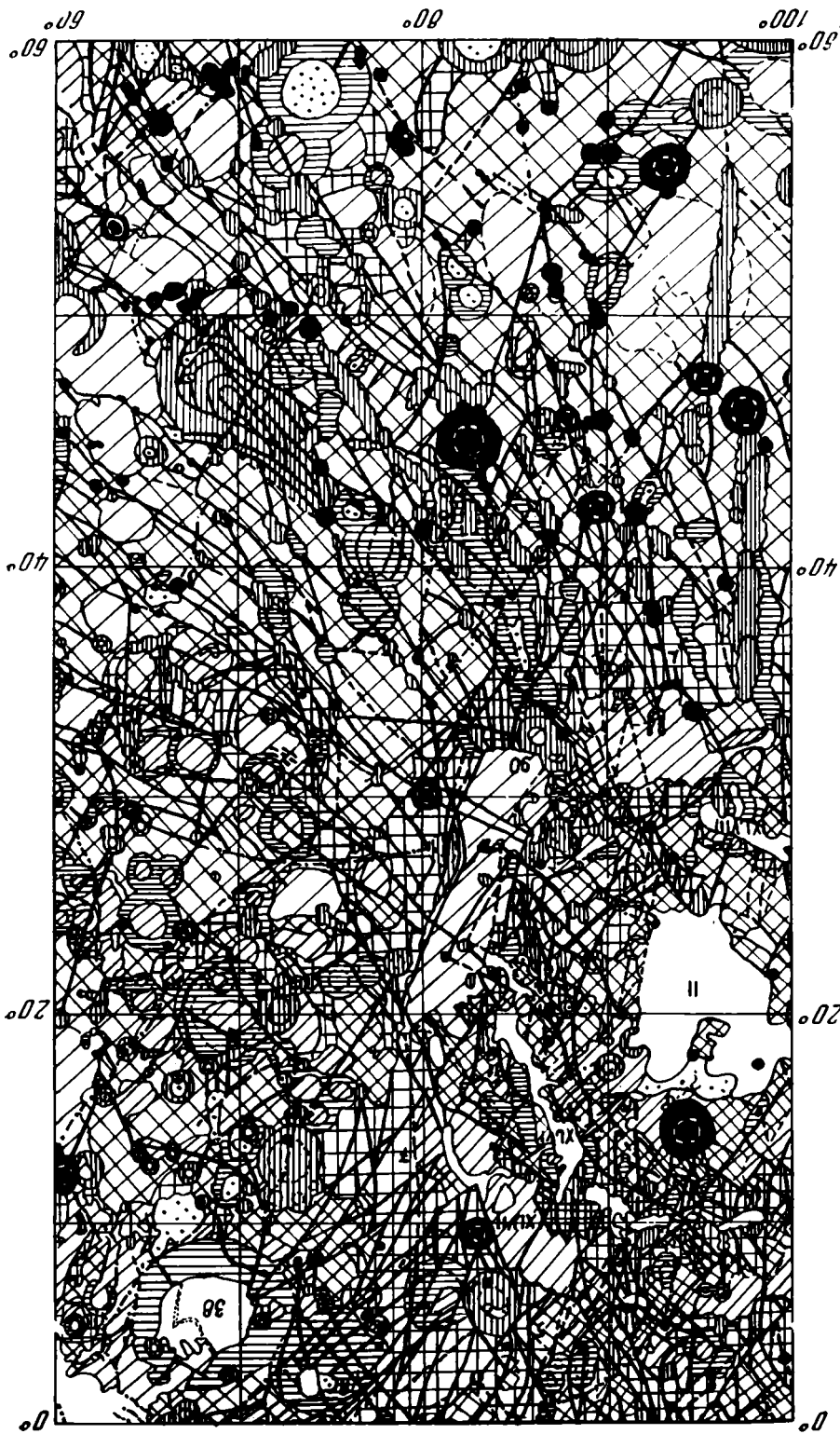












60
60

00

001

009

007

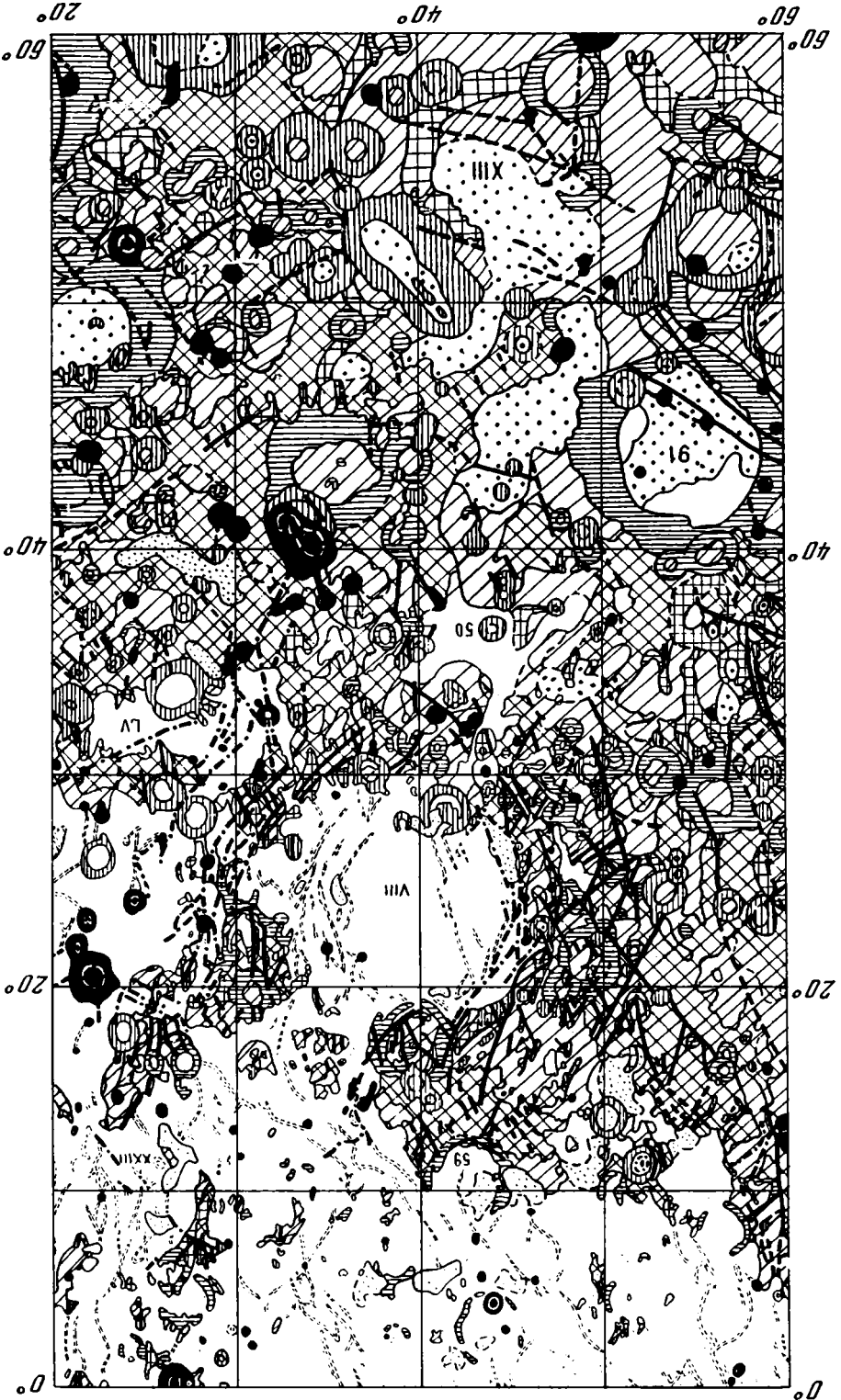
007

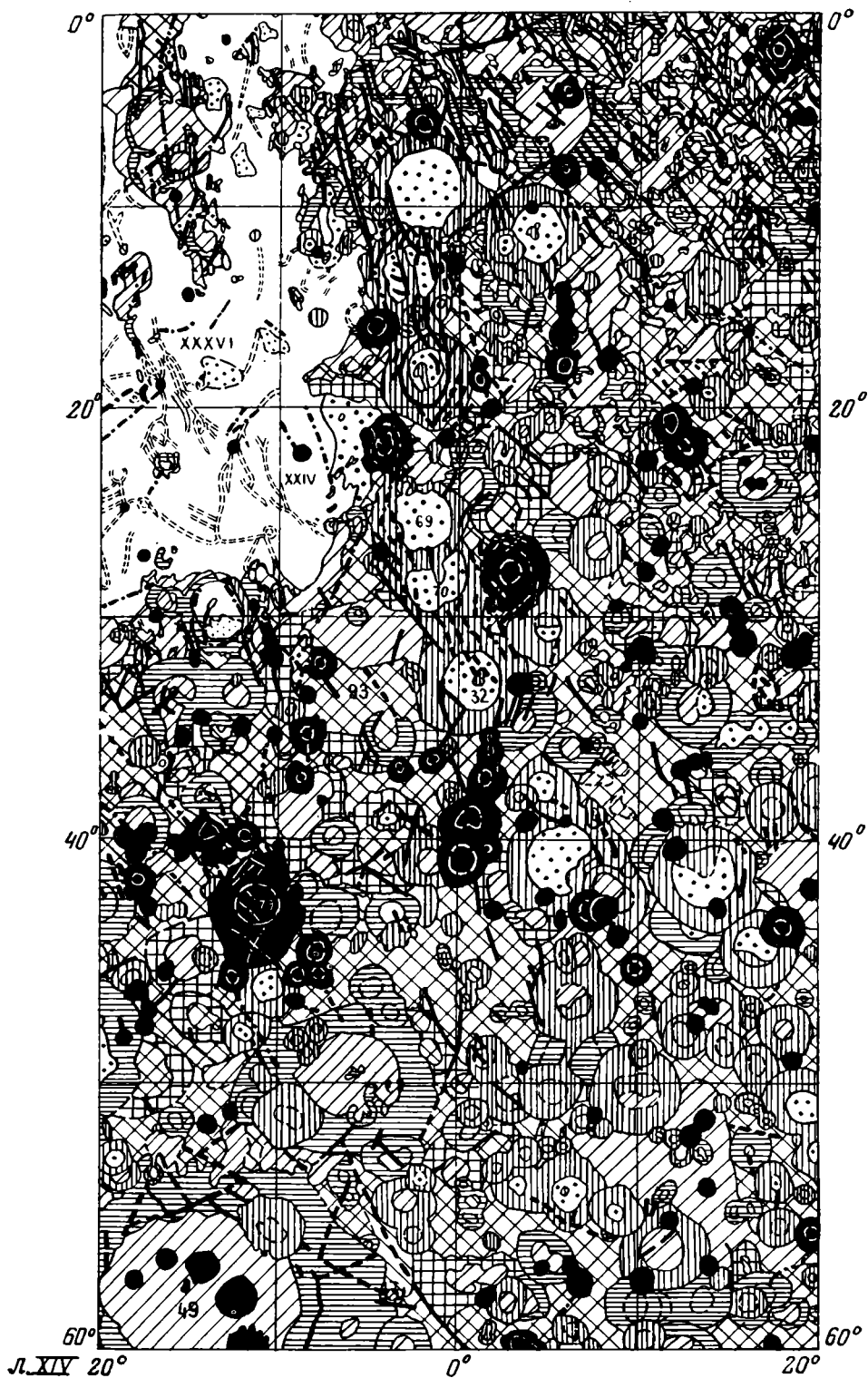
20

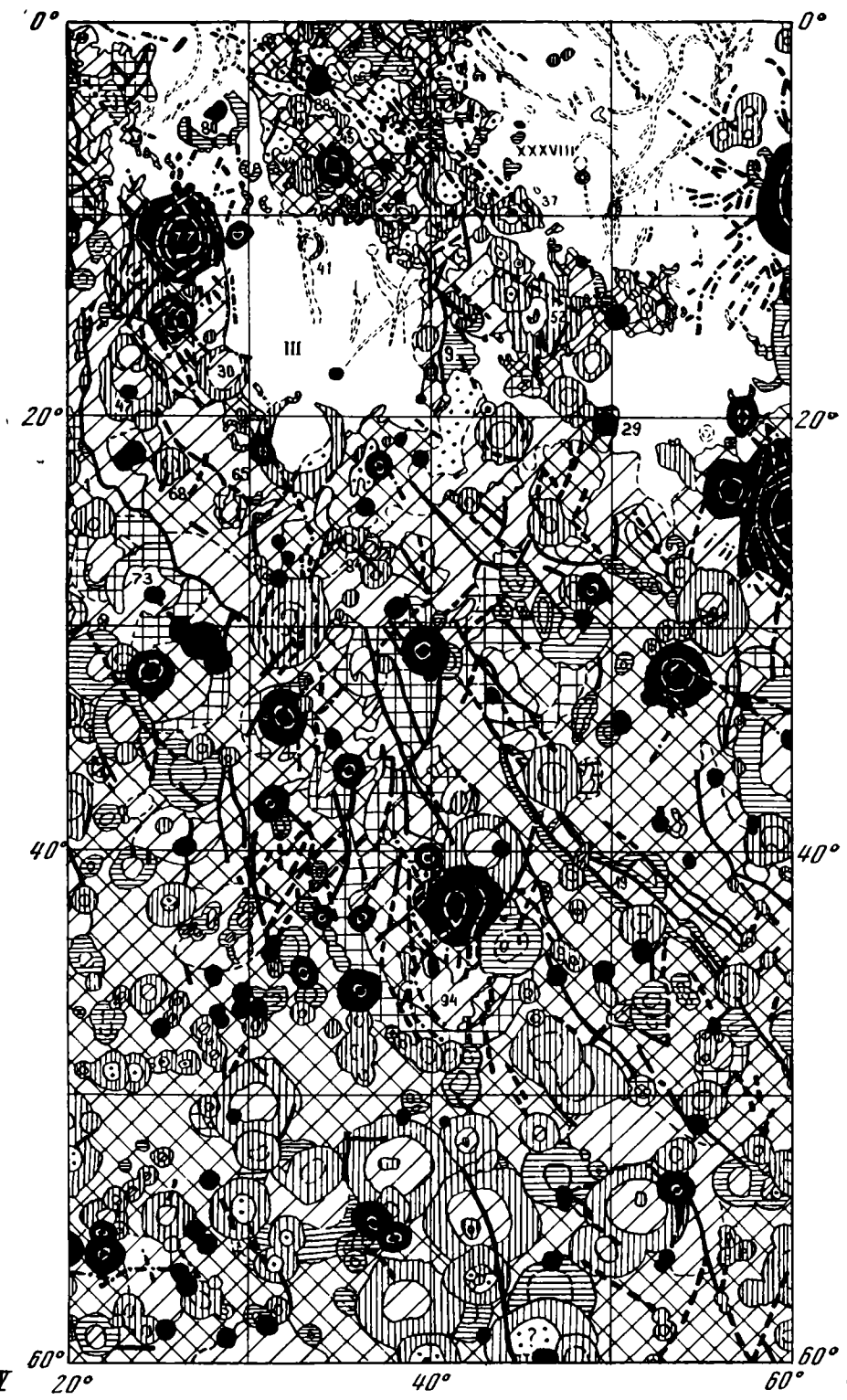
20

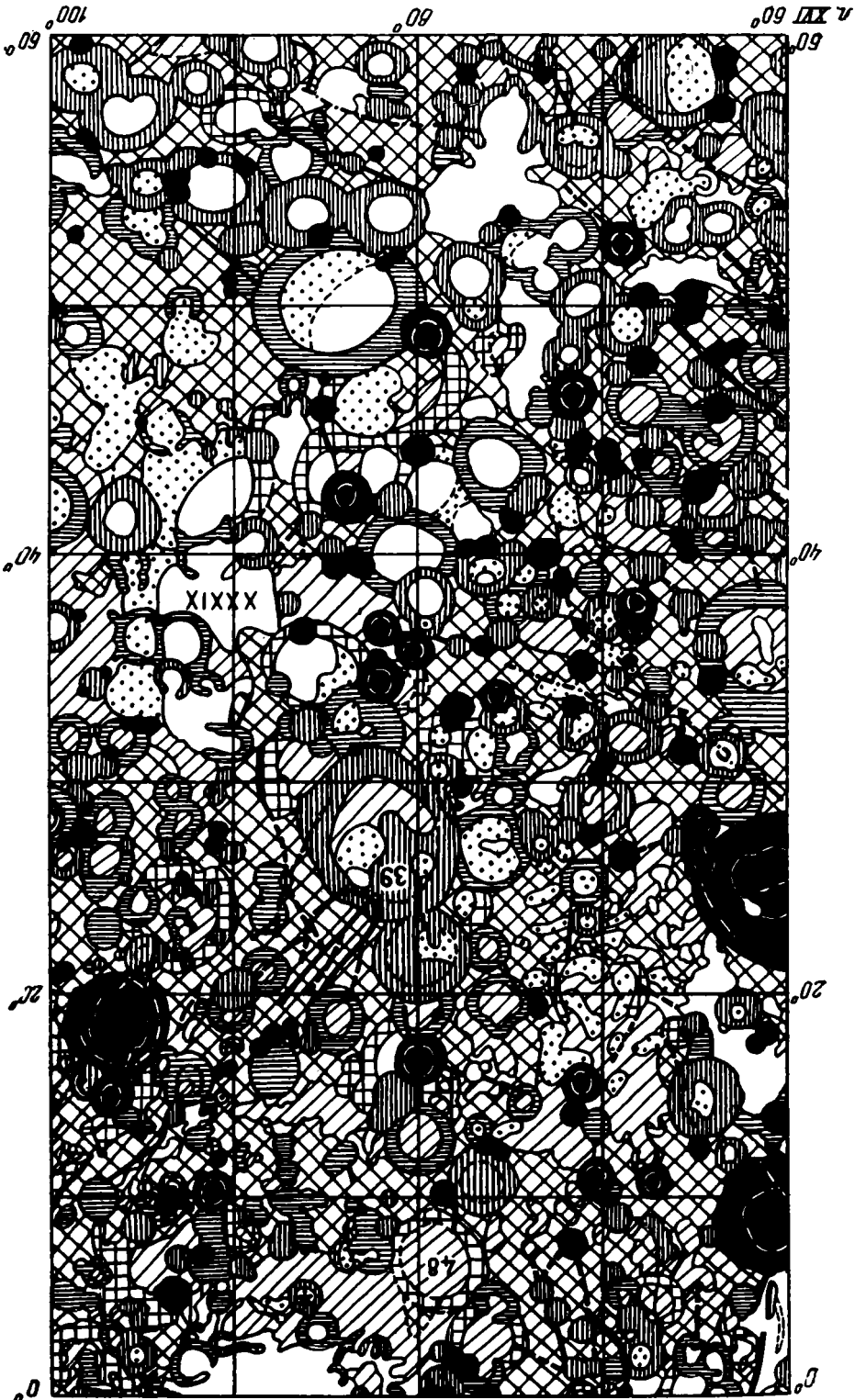
00

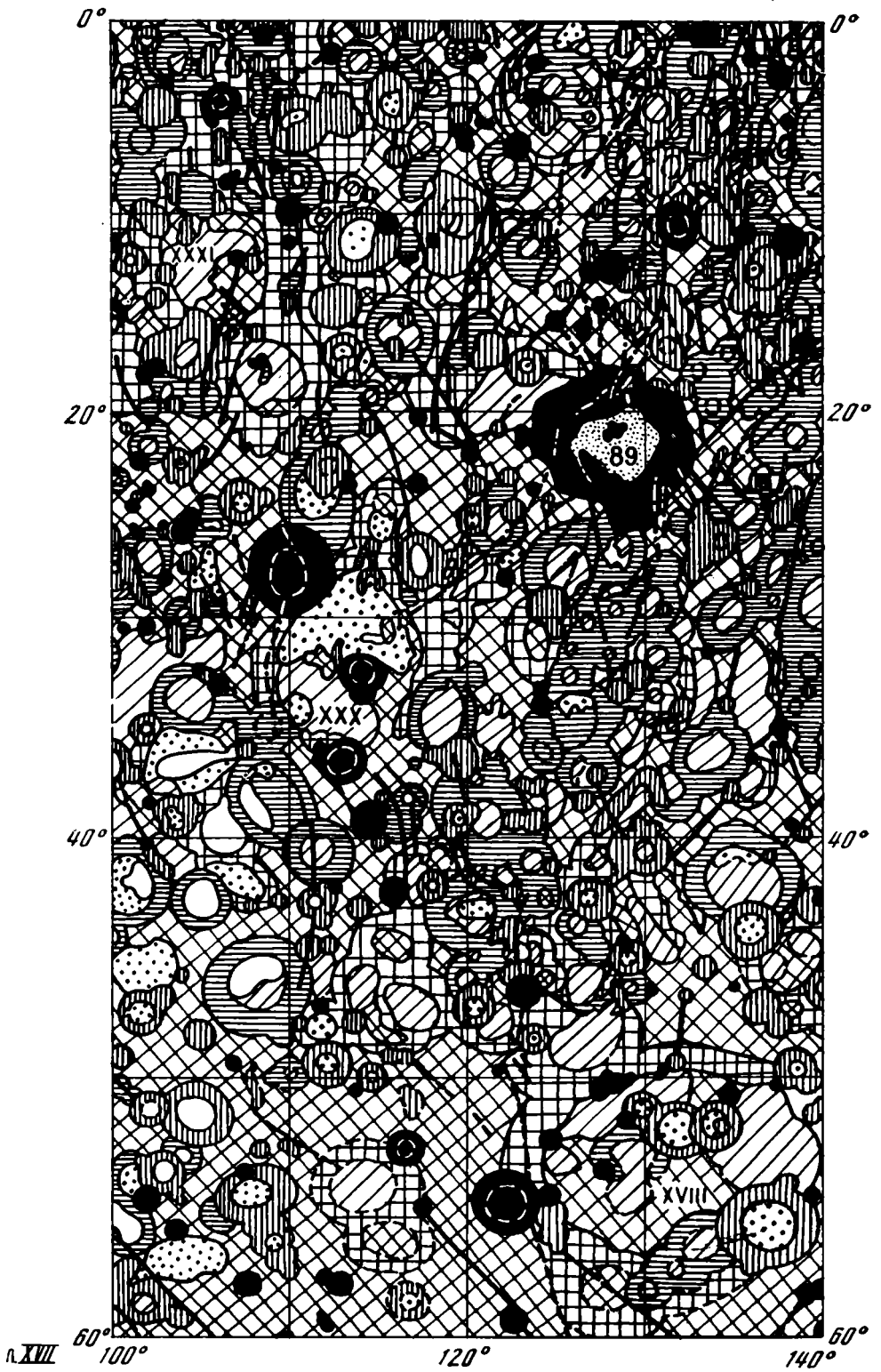
00







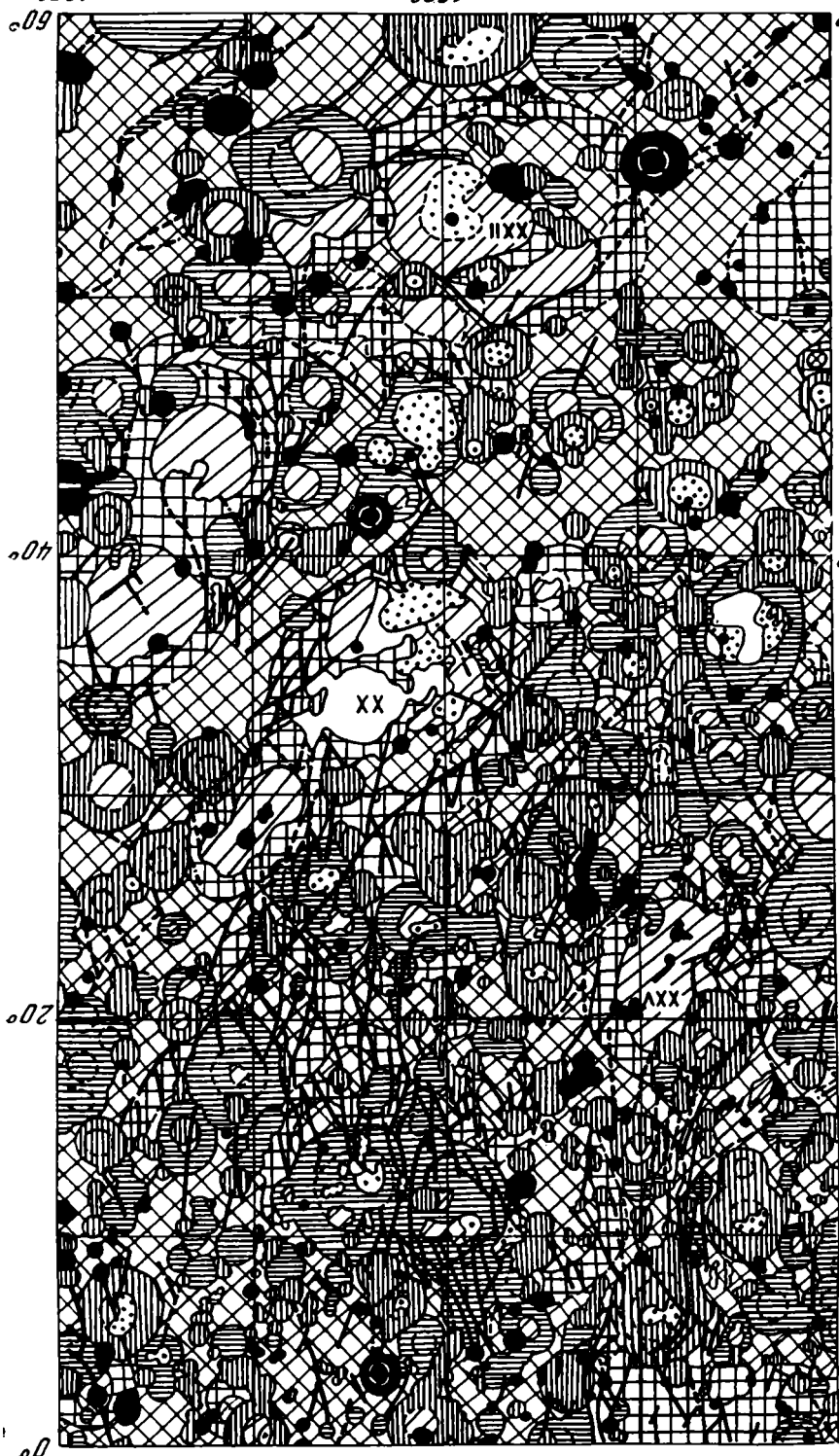




180°
09°

09°

09° MAX v

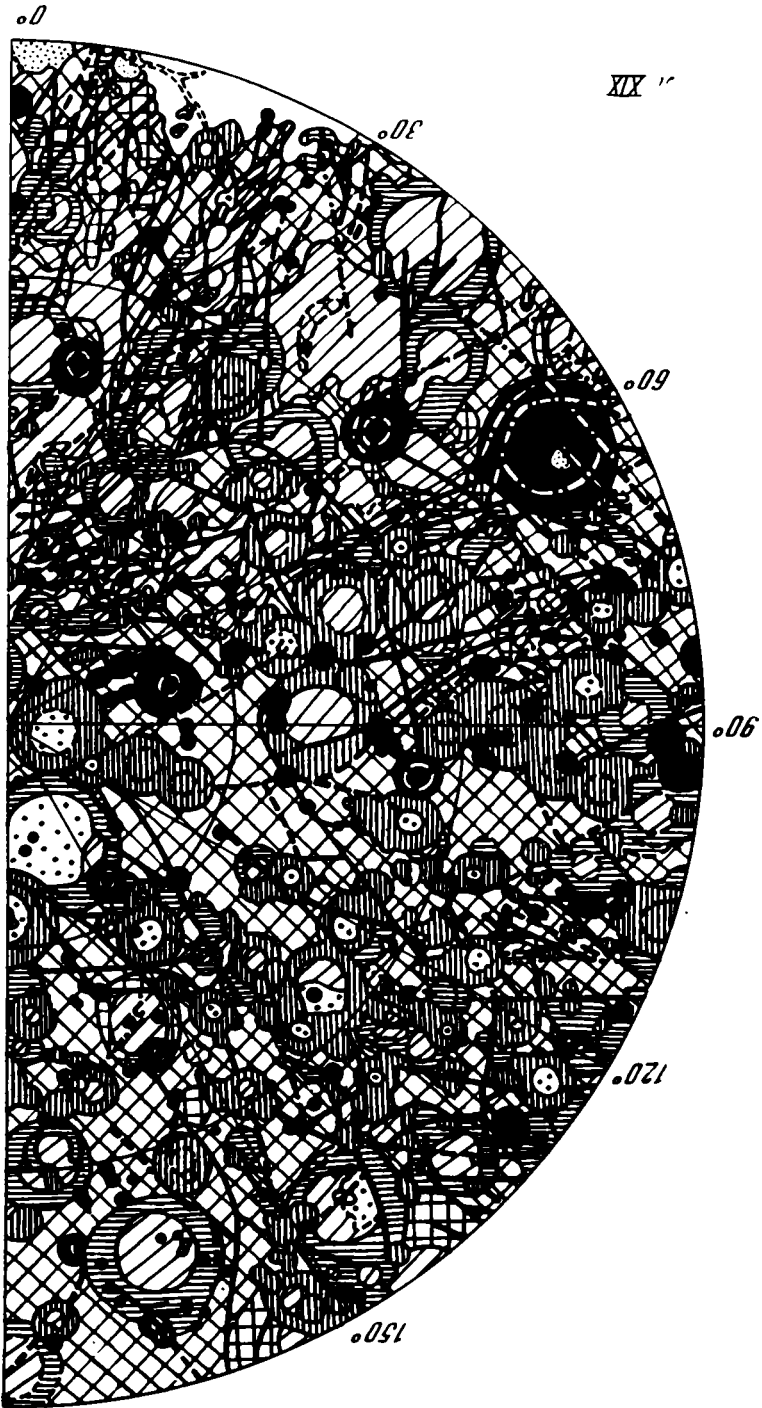


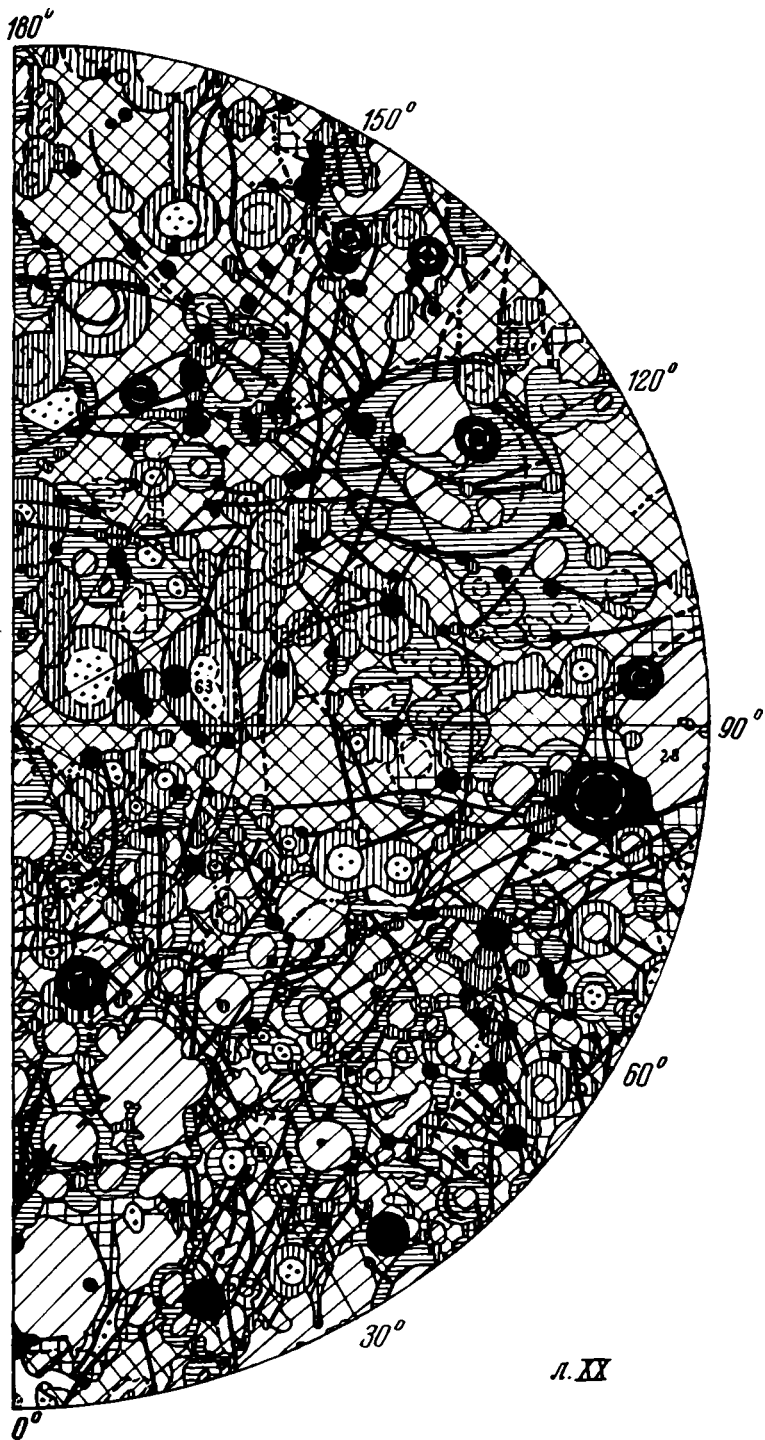
20°

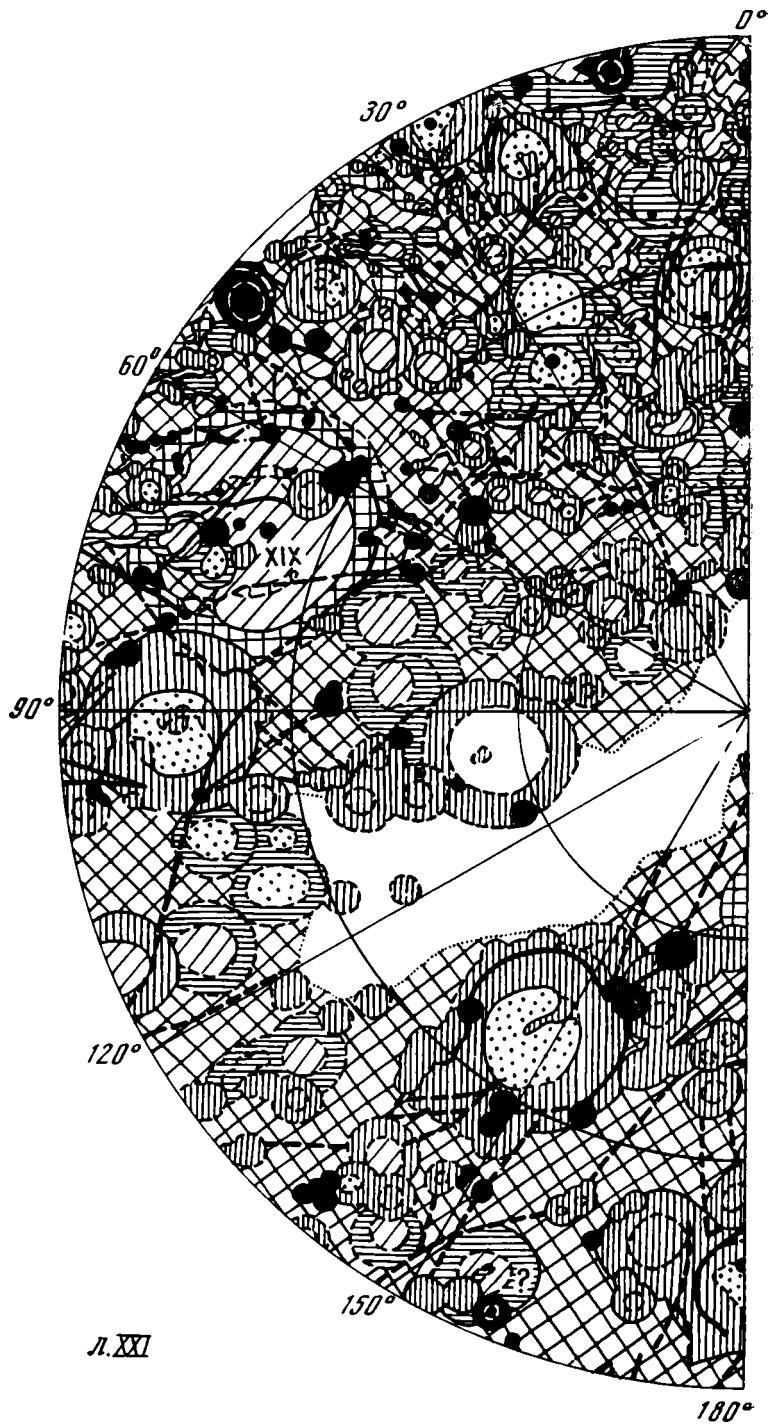
20°

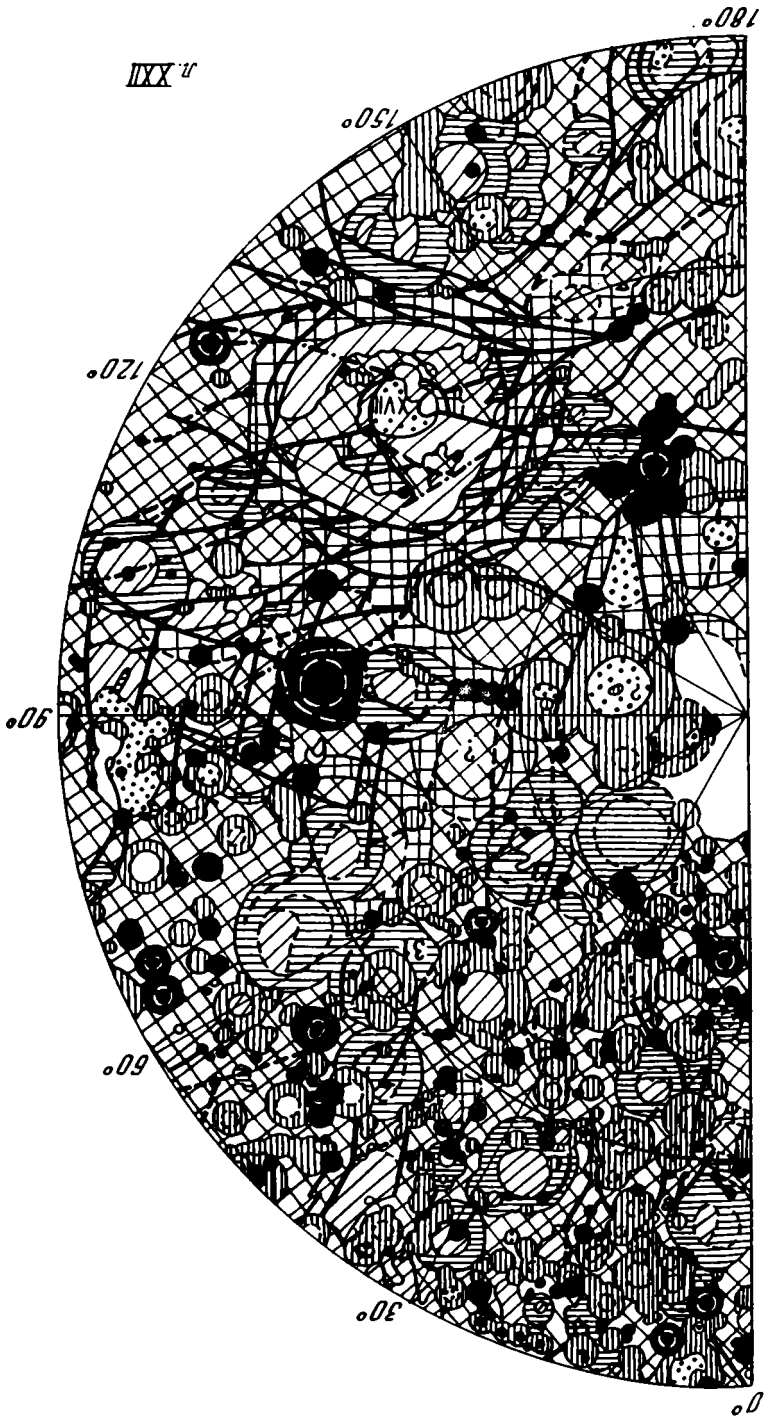
0°

0°



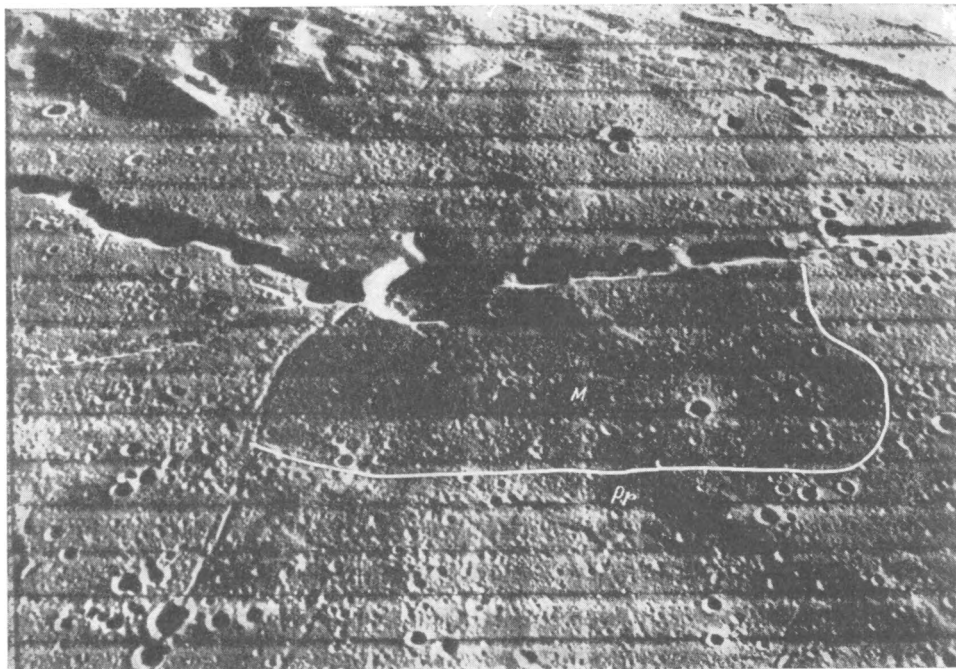






сложен послепроцелляриевыми морскими образованиями. Можно предполагать, что другие темные участки также моложе более светлых. Во внешней зоне восточной части Моря на поверхности залегают более древние морские образования медийского и алтайского комплексов. Площади их распространения сравнительно невелики.

В пределах периферического пояса впадин также преобладают выходы пород процелляриевого комплекса, заметно различающиеся по яркости. Так, Море Паров и центральная часть Моря Холода в целом темнее Заливов Зноя и Центрального и восточной части Океана Бурь. Особенно темные пятна отмечаются между Заливами Зноя и Центральным, на севере Центрального Залива, в восточной части Моря Паров, между ним и Морем Ясности и на дне цирка Платон. В окрестностях Манилия,



Р и с. 3. Район кратера Гигин (широкоугольная фотография 95; «Орбитер-V»)

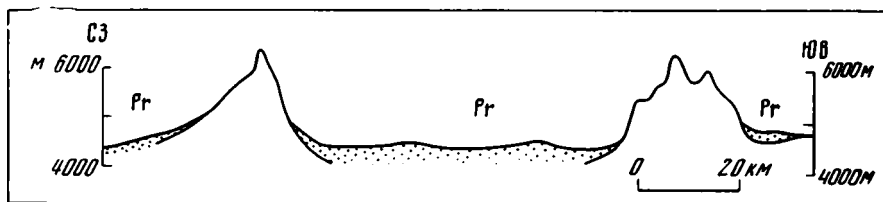
Южнее кратера слабо различим уступ на границе процелляриевого комплекса и более темного комплекса самых молодых морских образований. Уступ обращен в сторону последнего

Гигина и в Море Холода северо-восточнее Платона темные образования прерывают лучи коперниковских кратеров, что дает основание относить их к комплексу самых молодых морских пород. В Центральном Заливе, Море Холода и Заливе Росы выделен медийский комплекс. Алтайские образования слагают значительные площади между Заливами Зноя и Центральным и отдельными пятнами распространены в других частях пояса (см. рис. 2).

Разновозрастность морских образований впадины Моря Дождей и впадин периферического пояса указывает на многостадийность процесса заполнения этих структурных форм морским материалом, но оставляет

неизвестным, развивались ли впадины в процессе их заполнения или были сформированы ранее. Для ответа на этот вопрос рассмотрим особенности высотного положения поверхностей внекратерных комплексов.

Как показало детальное картирование центральной части видимого полушария и обзор остальных территорий, для которых рассчитаны высотные отметки, выходы внекратерных комплексов представляют собой уровенные поверхности. На границах комплексов часто заметен более или менее четкий уступ в сторону относительно молодого комплекса, т. е. последний располагается гипсометрически ниже (рис. 3). В удалении от круговых морских впадин и внутри них (рис. 4) эти уровенные поверхности на соседних участках параллельны одна другой и поверхности фигуры Луны (см. профили к геолого-морфологическим картам в книге



Р и с. 4. Профиль поверхности Луны в районе кратера Архимед

Виден близкий гипсометрический уровень поверхности процелляриевого (Pr) комплекса пород (показан точками) внутри и вне кратера.

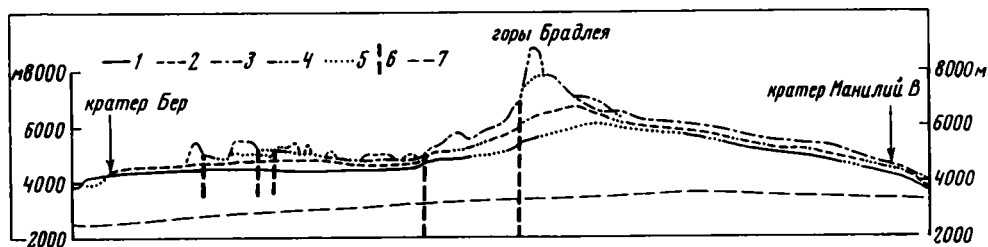
Высотные отметки взяты с карты LAC-41 («Lunar chart», 1960—1964)

«Проблемы геологии Луны», 1969). По-видимому, таковым было первоначальное положение поверхностей комплексов в большинстве районов Луны. Однако на границах круговых впадин и на береговых кордильерах они испытывают характерные искривления, наиболее изученные на юго-восточном побережье Моря Дождей (рис. 5). По мере приближения к гребню Апеннин с юго-востока поверхности внекратерных комплексов постепенно воздымаются, а затем по береговым уступам резко понижаются в сторону морской впадины. Чем древнее внекратерный комплекс, тем больше амплитуда этого искривления. Различия в амплитудах искривления показывают, что воздымание кордильеры и погружение морской впадины были процессом многостадийным, происходившим параллельно с заполнением впадины внекратерным (морским) материалом, причем последние деформации имели место уже после накопления процелляриевого комплекса.

О многостадийности развития впадины Моря Дождей и сопутствующих ей образований свидетельствуют и особенности разрывных систем. Многочисленные разрывы видны в юго-восточной части Моря и к юго-востоку от него. Здесь выделяются системы разных направлений, среди которых наиболее выражено северо-западное. В одних и тех же системах различаются разрывы, нарушающие древние комплексы, но прерывающиеся выходами алтайского комплекса и птоломеевскими кратерами; разрывы, нарушающие как древние, так и алтайские и птоломеевские образования, но прерывающиеся на границах процелляриевого комплекса и эратосфенско-коперниковских кратеров; и, наконец, разрывы и трещины, нарушающие процелляриевый комплекс. Более того, среди разрывов эратосфенских и коперниковских кратеров и отходящих от них преобладают

нарушения тех же направлений, что и на более древних внекратерных поверхностях (Коперник, Пифей, Ламберт, Автолик, Аристил). Повторяемость явлений при развитии разрывных систем отмечается также в районе Залива Радуги, особенно на его северном обрамлении, в Юрских горах. Примером многофазного развития может служить и Альпийская долина, относительно молодые морские породы которой рассечены нарушением, параллельным более древним разрывным ограничениям долины.

Дж. Е. Спёрр и Дж. Филдер отметили вдоль разрывов северо-западного простирания правосдвиговые смещения береговой кордильеры Апеннин (Spurr, 1944, 1945) и кратеров к юго-востоку от нее, причем более древние кратеры сдвинуты и искажены в своих очертаниях сильнее, чем более молодые (Fielder, 1963, 1964). Геолого-морфологическое картиро-



Р и с. 5. Совмещенные профили высотных положений поверхностей внекратерных комплексов пород на дне и юго-восточном крае Моря Дождей в полосе шириной 100 км вдоль линии кратер Бер — горы Брайля — кратер Манилий В

Уровневые поверхности комплексов: 1 — процелляриевого; 2 — алтайского; 3 — небуляриевого; 4 — древнейшего; 5 — предполагаемые продолжения уровневых поверхностей; 6 — разрывы; 7 — линия, проведенная на 2 км выше сечения фигуры Луны с разворотом сферы на плоскость, по данным Г. Шрутки-Рехтенштама (Schrutka-Rechtenstamm, Норманн, 1958).

Высотные отметки взяты с карты LAC-41 («Lunar chart», 1960—1964)

вание региона в масштабе 1 : 1 000 000 (Трифонов, 1969а) показало, что отмеченные сдвиговые смещения не всюду могут считаться доказанными, а местами отсутствуют, но в целом такая закономерность существует. Элементы древней (доалтайской) структуры сдвинуты до 10—15 км, тогда как смещение алтайских впадин, птолемеевских и архимедовских кратеров нигде не превышает 3 км. Наблюдались также случаи, когда уступы по разрывам, переходя с древних на более молодые образования, уменьшаются в амплитуде. Следовательно, как развитие систем разрывов, так и перемещения по ним происходили в виде многоэтапного процесса, отражающего развитие круговой впадины и сопутствующих ей структур.

Внутренняя зона Моря Дождей содержит очень мало крупных кратеров эратосфенского и коперниковского комплексов. Во внешней зоне и на обрамлении Моря количество таких кратеров резко возрастает (см. рис. 2, листы IV, V). Возможно, неравномерность в распределении кратерных форм отражает развитие морской впадины в эратосфенский и коперниковский этапы ее геологической истории.

Все изложенные факты свидетельствуют о том, что впадина Моря Дождей заложилась до накопления алтайского комплекса пород и продолжала развиваться вплоть до эпох, следовавших за временем накопления процелляриевого комплекса. Заполнение впадины морским материалом происходило в процессе ее эволюции.

Море Ясности (IV, см. рис. 2, листы V, VI) слегка удлинено в северо-

западном направлении, и его поперечник изменяется от 600 до 700 км. Если северный и восточный края впадины имеют извилисто-округлые очертания, то западный и юго-западный края (отроги Апеннин и Кавказа, горы Гем) придают впадине черты полигональности. Именно в этих частях побережий развиты береговые кордильеры. Морские валы при изменчивости и разнообразии простираются чаще всего примерно параллельны береговому ограничению. В южной части Моря кроме них распространены относительно молодые разрывные нарушения.

Поверхность морской впадины почти целиком сложена процелляриевым комплексом пород. Дж. Е. Спёрр (Spurr, 1945) впервые отметил более низкое альbedo морского материала краевых частей впадины по сравнению со срединными и на основании соотношений тех и других с лучевыми кратерными системами высказал предположение о более молодом возрасте материала краевых участков. При геологическом картировании Моря в масштабе 1 : 1 000 000 эти изменения яркости были подтверждены, а вывод о разновозрастности подкреплён различиями в плотности покрывающих кратеров. По мнению М. Х. Карра (Carr, 1966), наиболее молодые члены серии морских пород могут отвечать по возрасту эрастосфенскому кратерному комплексу (формация Таке и темный материал района трещин Литтров). Однако тот факт, что на небольших участках к западу и востоку от кратера Таке, в северной части Моря и внутри цирка Лемонье лучевые системы коперниковских кратеров прерываются, позволяет допустить там распространение и более молодых морских образований. Допроцелляриевый морской материал выделен на ограниченных площадях вдоль границ Моря.

Периферический пояс впадин переменчив по ширине и прерывается на отдельных участках. Он протягивается от цирка Кассини к цирку Александр и Озеру Сновидений, а оттуда на юг в обширный залив на севере Моря Спокойствия. Через северо-западную часть этого Моря пояс продолжается в район трещины Аридея и Море Паров. В пределах пояса выделены алтайские, медийские и процелляриевые комплексы пород (см. рис. 2, листы V, VI). В составе последнего, как и в Море Ясности, различаются более древние и более молодые члены (Spurr, 1945; Morris, Wilhelms, 1967; Wilhelms, 1968). Присутствие послепроцелляриевых морских пород установлено по соотношению с лучевыми кратерными системами южнее Янсена В и восточнее Манилия.

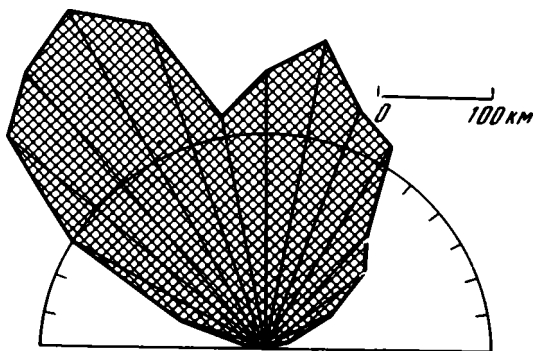
Извилистость морских побережий, и в частности проникновение морского материала на днища кратеров типа Лемонье, позволяет считать, что впадина Моря Ясности была в значительной мере сформирована до накопления пород процелляриевого комплекса. Но поскольку между Менелаем и Аратусом поверхность процелляриевых пород в пределах Моря находится гипсометрически ниже, чем к югу от него, погружение впадины относительно побережий продолжалось и позднее.

Резко выраженная прямолинейность структурных элементов и деформированность древних кратеров гор Гем обязаны своим возникновением многочисленным северо-западным разрывам. На севере Апеннин они, оставаясь преобладающими, сочетаются с разрывами других направлений (Трифонов, 1969а). Изгибы береговой линии Моря Ясности в значительной мере predeterminedены этими разрывами, среди которых выделяются как доалтайские, так и более редкие допроцелляриевые разрывы, секущие породы алтайского и птолемеевского комплексов. Изгиб системы послепроцелляриевых трещин Сульпиция Галла повторяет изгиб береговой линии, т. е. наследует более древние структурные простираения. Подобная

преимственность в развитии разрывных систем наблюдается на восточном обрамлении Моря.

Изложенные факты свидетельствуют о многоэтапном развитии впадины Моря Ясности и связанных с нею разрывных систем и о многоэтапности процесса ее заполнения морским материалом.

Море Кризисов (VII, см. рис. 2., листы VI, VII) близко по очертаниям к шестиугольнику с округленными вершинами. Простираения линейных отрезков побережья, по крайней мере в западной, лучше изученной половине структуры, повторяют направления главных систем разломов побережья. Различаются внутренняя и внешняя зоны впадины. Внешняя зона имеет в плане форму узких линз, выклинивающихся на севере (?) и на юге. Она отделена от внутренней зоны системой относительно моло-



Р и с. 6. Суммарная роза-диаграмма разрывов и кратерных цепей области, ограничивающей южную половину Моря Кризисов

Интервал группирования — 10° . Показана суммарная протяженность разрывов и кратерных цепей каждого направления. Протяженность предполагаемых разрывов уменьшена вдвое по сравнению с достоверными разрывами

дых разрывов и морских валов, также совпадающих по направлениям с разрывами побережий. Подобное сходство простираений отмечается и для морских валов южной части внутренней зоны.

Выходы пород процелляриевого комплекса занимают большую часть впадины. Во внешней зоне кроме них распространены медийские и алтайские образования. Относительно темные участки процелляриевой поверхности тяготеют к центральной и восточной частям впадины и в целом распространены более широко, чем в Море Дождей.

Береговая кордильера хорошо выражена на северном, западном и южном побережьях Моря. Вокруг нее различаются два пояса периферических впадин. На восточном берегу Моря Кризисов, севернее мыса Агара, внутренний пояс смыкается с внешней зоной морской впадины. Оттуда он продолжается на север в Море Змеи и далее к кратеру Клеомед. На западном обрамлении Моря, между кратерами Клеомед и Глейшер W пояс расщеплен на два «рукава», а между кратерами Глейшер и Аполлоний В разбит поперечными нарушениями на серию изолированных впадин, изометричных или удлиненных либо в продольном, либо в поперечном к границе Моря направлении. Далее пояс проходит к северо-западу от кратеров Фермик и Кондорсе.

Внешний периферический пояс охватывает Моря Волн и Пены, северо-восточную часть Морей Изобилия и Спокойствия и западнее кратеров Ляйель и Франц совмещается с периферическим поясом Моря Ясности. Далее внешний пояс продолжается к кратеру Гемин, а оттуда в восточную часть видимого полушария между кратером Хан и Морем Змеи. Крайний восточный участок пояса выражен лишь системой продольных линейных нарушений. Внешний пояс отличается от внутреннего более крупными размерами составляющих его впадин. Обращает внимание прямо-

линейность очертаний отдельных впадин, особенно к западу и к северу от Моря Кризисов. Эта полигональность пояса создана сочетанием северо-западного, северо-восточного и меридионального направлений отдельных впадин и их границ, совпадающих с преобладающими простираниями разрывов региона (рис. 6).

В пределах впадин периферических поясов на поверхность выходят образования алтайского, медийского и процелляриевого морских комплексов пород (см. рис. 2, листы VI, VII). Морские образования Моря Волн, днища кратера Фермик и впадины к северо-западу от него темнее процелляриевой поверхности других областей рассматриваемого региона, и, вероятно, отвечают по возрасту наиболее молодым членам процелляриевого комплекса, а может быть, частично более молодому морскому комплексу. Таким образом, заполнение Моря Кризисов и впадин периферических поясов морским материалом происходило в разных местах в разное время и было процессом многостадийным.

Анализ высотных положений выходов внекратерных комплексов пород в пределах Моря Кризисов и на его обрамлениях показывает, что поверхности всех комплексов по мере приближения к круговой впадине испытывают постепенное воздымание, а затем в зоне береговых уступов резко погружаются внутрь впадины (рис. 7). Чем древнее внекратерный комплекс, тем амплитуда воздымания и погружения его поверхности больше. Последнее указывает на то, что погружение круговой впадины и рост береговых кордильер были процессом многостадийным, начавшимся до формирования алтайского, а может быть, небуляриевого комплекса пород и закончившимся после формирования процелляриевого комплекса.

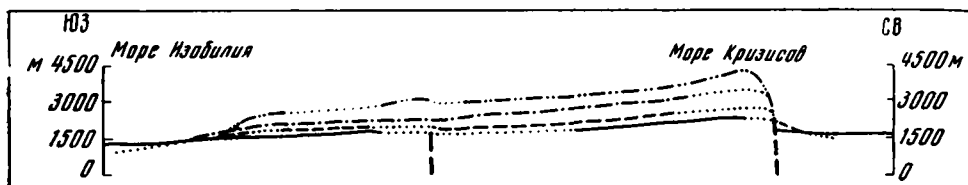
Принципиальное значение для выяснения истории образования Моря Кризисов и сопутствующих ему структур имеет относительный возраст разрывных нарушений, которые в зависимости от их простираний группируются в несколько систем (см. рис. 6). В каждой из систем большинство разрывов нарушает доалтайские образования, но прерывается на участках распространения алтайских пород и птолемеевских кратеров. Однако приуроченность птолемеевских кратеров и кратерных цепей ко многим древним разрывам свидетельствует об их омоложении. Отмечаются также разрывы, нарушающие птолемеевский и алтайский комплексы. Послемедийские и послепроцелляриево-ые нарушения совпадают по направлениям с более древними разрывами. Особенно характерны в этом отношении протяженные разрывы Коши I, Коши II и Аполлоний I, простирающиеся вдоль внешнего периферического пояса впадин. Молодые разрывы по краям Моря Кризисов простираются вдоль его побережий, очертания которых в значительной мере также связаны с системами древних нарушений. Изложенные данные убеждают в многоэтапности развития разрывных систем, а, следовательно, впадины Моря Кризисов и связанных с нею структур обрамления.

Море Влажности (VIII, см. рис. 2, лист XIII) имеет округлые очертания, которые в отличие от рассмотренных выше морских впадин почти лишены элементов полигональности. Морские валы тяготеют к краевым частям впадины. Периферический пояс впадин охватывает южную оконечность Океана Бурь, западную часть Моря Облаков, Болото Эпидемий, район кратера Клаузис, несколько мелких впадин западного обрамления Моря и обширное, хотя и нечетко обособленное понижение между цирками Мерсенн и Летронн.

Геологическое описание Моря Влажности приводится по данным М. С. Маркова (Марков и др., 1972). Впадина Моря выполнена породами

процелляриевого комплекса, которые у юго-западного края впадины и на небольших площадях в ее северной и восточной частях перекрыты более молодыми морскими образованиями. Во впадинах периферического пояса выходят породы алтайского, процелляриевого и самого молодого комплекса морских пород. На ограниченных площадях, возможно, распространены медийские образования. М. С. Марков отмечает различия в характере заполнения разных частей пояса: в его восточной половине преобладают выходы процелляриевых пород, а в западной — алтайские и самые молодые морские образования.

В пределах береговых кордильер и на краях западной и восточной частей Моря Влажности хорошо видны дугообразные разрывы, выраженные уступами и бороздами. Одни разрывы этих систем возникли до форми-



Р и с. 7. Совмещенные профили высотных положений поверхностей внекратерных комплексов пород на юго-западном крае Моря Кризисов в полосе шириной 150 км вдоль линии Тарунций X — Пикар К

Условные обозначения см. на рис. 5. Высотные отметки взяты с карты LAC-62 («Lunar chart», 1960—1964)

рования процелляриевого комплекса, другие нарушают его. К юго-западу и северо-западу от морской впадины выделяются системы прямолинейных или слабо изогнутых разрывов, простирающихся по касательной ко впадине Моря — на северо-запад и северо-восток. Часть разрывов этих систем сформировалась раньше алтайского комплекса, тогда как другая часть нарушает алтайские породы. Различия в возрасте разрывов отражают многоэтапность развития впадины Моря Влажности.

Границы изометричной впадины Моря Познанного (XXIII, см. рис. 2, листы XIII, XIV) очерчиваются выступами основания среди процелляриево-равнины и дугообразным изгибом Рифейских гор, сложенных небуляриевым и древнейшим комплексами пород. Вероятно, они представляют собой реликты береговой кордильеры. Впадина Моря сложена процелляриевыми и в меньшей степени более молодыми морскими образованиями. На поверхности круговой впадины Озера Смерти (XXIX, см. рис. 2, лист VI) распространен только процелляриевый морской материал.

Круговые впадины типа Моря Нектара

Море Нектара (III, см. рис. 2, лист XV) занимает срединную и северную части обширной (поперечник около 740 км) впадины, которая в дальнейшем будет именоваться впадиной Моря Нектара в расширенном его понимании. Эта впадина ограничена на западе и юго-западе береговой кордильерой Алтайских гор, уступы которой кулисообразно подставляют один другой между цирками Сакробоско и Катарина. Восточное продолжение кордильеры прослеживается до кратера Колумб и севернее теряется в западной части Моря Изобилия. По-видимому, граница впадины проходит здесь от Гокления к Гутенбергу G, где приобретает более отчетливое выражение,

простираясь к Цензорину С и Торичелли. Здесь она скрывается под процелляриевым материалом пролива, соединяющего Моря Нектара и Спокойствия.

Внутри этого овала заключены две вложенные одна в другую кольцевые структуры (Хабаков, 1949), смещенные к северному краю впадины и сливающиеся в кордильере Пиренейских гор и горных областях района кратеров Годибер, Исидор-Капелла и Теофил. Внешнее кольцо продолжается далее к кратерам Катарина, Полибий, Пикколomini G и Фракастор В, а внутреннее ограничивает Море Нектара в его современных очертаниях. Периферический пояс морей не имеет четкого структурного выражения, однако прослеживается по многочисленным мелким впадинам разнообразных очертаний в тылу Алтайских гор и, вероятно, продолжается в южную часть Моря Спокойствия и Море Изобилия. Глубоко вдающийся на юг залив последнего между кратерами Петавий и Био В, по-видимому, целиком входит в состав пояса. Приводимые ниже геологические данные заимствованы из геолого-морфологических карт и описаний региона, сделанных А. Л. Сухановым (1969в; Марков и др., 1972).

Внутренний концентр Моря Нектара ограничивает впадину, выполненную главным образом процелляриевым материалом. Разные участки ее поверхности различаются по светлоте, причем наиболее темные приурочены к южному (окрестности кратера У. Росс С и участок севернее цирка Фракастор G) и северному (район кратера Дагер) краям внутренней впадины. Некоторые разности пород перекрывают здесь лучевые системы коперниковских кратеров и могут быть отнесены к комплексу самых молодых морских образований. Породы алтайского комплекса слагают обширную площадь на западе внутренней впадины, между Теофилом и Бомоном.

Во внешних зонах впадины вне площадей, занятых кратерными образованиями, преобладают выходы пород алтайского и небуляриевого комплексов. В восточной и северной частях впадины им сопутствуют и местами преобладают медийские и процелляриевые накопления. Выходам медийских и алтайских пород соответствуют понижения местности, удлиненные вдоль ограничений впадины. Небуляриевый комплекс слагает сильно всхолмленные области внутренних концентров Моря, но местами вне этих кольцевых структур оказывается слабо холмистым и может рассматриваться как древнейший морской материал, выполняющий впадину Моря Нектара. Во впадинах периферического пояса залегают на западе и юге алтайский, а на севере и востоке процелляриевый материал.

Приведенные факты свидетельствуют о многостадийном заполнении впадины Моря Нектара морским материалом. Многоэтапность развития структуры выявляется из анализа высотных положений комплексов пород и главным образом соотношения систем разрывных нарушений. Изменения высотных положений внекратерных комплексов в разных частях структуры не всюду дают одинаковый результат, но чаще всего отмечается постепенное воздымание небуляриевого и алтайского комплексов от тыловых частей к гребню кордильеры и резкое их погружение внутрь впадины. Амплитуда этих деформаций для небуляриевого комплекса больше, чем для алтайского. Так, во впадине Моря восточнее Ротмана G высотные отметки алтайского комплекса колеблются, судя по карте ЛАС-96, от 2500 до 3300 м, а небуляриевого — на первые сотни метров больше. На дне цирка Ротман G и рядом с ним, т. е. на гребне кордильеры, алтайская поверхность находится на уровне 4000—4200 м, постепенно

понижаясь к западу до 3000—3300 м. Небуляриевая поверхность на гребне Алтайского хребта достигает высот 4500—4800 м и понижается к западу и юго-западу до 3300—3600 м. Эти соотношения указывают на неравномерное воздымание Алтайского хребта относительно впадины Моря, происходившее как до, так и после накопления алтайского комплекса пород. Максимум воздымания приходится на гребень кордильеры.

Среди тектонических разрывов впадины Моря Нектара и его окрестностей резко преобладают северо-западные нарушения, расположенные радиально или по касательной к центрам морской впадины. Вероятно, именно эти разрывы определяют скошенность границ и прямолинейность северо-восточного края впадины. В северной части впадины и на ее окружении одни разрывы нарушают лишь доалтайские или домедийские породы, а другие продолжаются на медийскую и нередко процелляриевую поверхности. К юго-востоку от Моря Нектара разрывы того же направления имеют преимущественно доалтайский и алтайский возраст, однако приуроченность к ним большого числа птолемеевских и архимедовских кратеров указывает на последующее возобновление активности. Подобные проявления многостадийного формирования разрывных систем отмечаются также для северо-восточных и меридиональных нарушений, хотя большая их часть заложилась и развивалась в доалтайское время.

Море Восточное (II, см. рис. 2, листы XI, XII) принадлежит к числу наиболее выразительных структурных образований Луны. Главное овальное ограничение впадины на значительном протяжении представляется хребтом Кордильеры, горами Д'Аламбера, горами района кратера Шейлер и их западными продолжениями. Внутри впадины выделяется еще два четких центра: внешний (частью его являются Скалистые горы) и внутренний, отделенный от внешнего Морями Весны и Мирным. Ближе к центру впадины, возможно, существует еще одна система прерывистых и слабых поднятий, обособляющих собственно Море Восточное от остальных частей впадины. За пределами основной кордильеры западнее и восточнее впадины Моря как будто усматриваются один или два пояса нечетких прогибов, которые можно считать периферическими. К северу и к югу от впадины подобные образования отсутствуют. Спецификой впадины Моря Восточного, отличающей ее от впадины Моря Нектара, а тем более от всех ранее рассмотренных структур, является значительная высота и ширина двух внутренних кордильер, из-за которых внешние зоны впадины оказываются сравнительно узкими кольцевыми системами прогибов.

Центральная часть впадины Моря Восточного выполнена образованиями процелляриевого комплекса¹, которые к северу, возможно, сменяются медийскими. Между этой частью впадины и первым четким внутренним центром находится область преимущественного распространения алтайских и небуляриевых (?) пород. Между двумя внутренними центрами находится система узких прогибов, выполненных процелляриевым и небуляриевым (?) комплексами пород. Между внешним центром и границей всей впадины на поверхности распространены процелляриевый, алтайский и небуляриевый (?) комплексы. Выделяемый гипотетически небуляриевый комплекс местами сохраняет черты морских образований, отличаясь от алтайского лишь большим количеством покрывающих мелких

¹ Может быть, в Морях Восточном, Мирном, Весны и Осени присутствует и комплекс самых молодых морских образований. Но обособить его, так же как и определить, какие члены процелляриевого комплекса пользуются наибольшим распространением, по имеющимся данным не представляется возможным.

кратеров, куполов и разрывных нарушений. Возможно, это тот же алтайский комплекс, застроенный и нарушенный молодыми структурными элементами. Особенности строения поверхности вокруг морской впадины в значительной мере определяются выбросами материала из области ее дна. Выбросы происходили либо при зарождении впадины, либо на одной из стадий ее развития. Линейность выбросов делает их местами трудноотличимыми от структурных элементов, созданных разрывами.

Район впадины Моря Восточного служит, пожалуй, самым наглядным подтверждением того положения, что количество разрывов на поверхности Луны возрастает по мере приближения к круговым морским впадинам, но простирания разрывов подчиняются не «радиальной», а общепланетарной закономерности. Почти все разрывы рассматриваемой области простираются вдоль северо-западного, северо-восточного и меридионального направлений и располагаются как радиально, так и по касательной к центрам впадины. Местами, особенно на северном обрамлении впадины, разрывы разных направлений пересекаются, образуя систему ромбовидных блоков. Большинство разрывов возникло до или во время алтайского этапа, но некоторые пересекают и алтайский комплекс. На омоложение древних разрывов указывают расположенные вдоль них гиппархские, птолемеевские, архимедовские, реже эратосфенско-коперниковские кратерные цепи. Поздние стадии развития структуры фиксируются также позитивными новообразованиями (вулканические и экструзивные купола?), обнаруженными А. Л. Сухановым на поверхности внутренних кордильер морской впадины.

Море Москвы (XI, см. рис. 2, листы VIII, IX) имеет в целом округлые очертания, хотя юго-западное и отчасти северо-восточное ограничения впадины спрямлены северо-западными разрывами. Они представляют собой наиболее развитую в рассматриваемом районе систему нарушений. Кроме нее распространены разрывы северо-восточного, реже меридионального направлений. Обычно разрывы всех трех систем прямолинейны и лишь на отдельных участках кольца береговых поднятий дугообразно изогнуты параллельно простиранию береговой линии. К юго-западному борту впадины примыкают дугообразные поднятия — реликты кольца, разделяющего внутреннюю и внешнюю зоны.

Внутренняя зона Моря сложена породами процелляриевого, медийского и алтайского комплексов. Во внешней зоне кроме них присутствует небулляриевый комплекс, отчасти обладающий чертами древних морских образований, нарушенных позднейшими кратерами и разрывами. Выходы процелляриевого комплекса тяготеют к восточной части впадины. Среди разрывов Моря Москвы и его окрестностей различаются нарушения донебуляриевые, доалтайские и домедийские. Эти признаки многоэтапного развития особенно четко проявлены у северо-западной системы нарушений. Вдоль некоторых древних разрывов меридионального, северо-западного, реже северо-восточного направлений расположены короткие кратерные цепи птолемеевского и архимедовского комплексов.

Море Смита (XII, см. рис. 2, листы VII, XVI) не ограничено четко выраженными кордильерами. Нет вокруг него и полного пояса периферических впадин. Аналогом последнего можно считать впадину к северо-востоку от Кестнера, Море Краевое и область к юго-востоку от него. Море Смита сложено в основном породами процелляриевого комплекса; на юге впадины выступают алтайские, а на небольших участках медийские образования. Возможно, область распространения алтайского комплекса представляет собой внешнюю зону Моря. В изометричных и удлиненных

впадинах, окружающих Море Смита, на поверхность выходят процелляриевый, алтайский, реже медийский комплексы пород.

Море Мечты (XX, см. рис. 2, лист XVIII) на всем протяжении ограничено поднятиями береговых хребтов. Системы северо-восточных и слабее проявленных северо-западных и меридиональных нарушений определяют полигональность этой впадины, приближающейся по форме к шестиугольнику с дугообразными изгибами в вершинах. Небольшой овальный внутренний концентр смещен к восточному краю впадины, обособляя ее внутреннюю зону. Она сложена породами процелляриевого комплекса. Во внешней зоне на поверхность выходят небуляриевые, алтайские, медийские и процелляриевые образования, причем небуляриевый комплекс имеет вид древней морской равнины. Большинство разрывных нарушений впадины и ее окрестностей возникло до и во время небуляриевого этапа. Некоторые северо-западные разрывы нарушают алтайский комплекс пород, а вдоль меридиональных нарушений простираются кратерные цепи и двоянные кратеры гиппархского, птолемеевского и архимедовского комплексов.

Море Гумбольдта (XV, см. рис. 2, листы VII, XX) представляется особым образованием в рассматриваемом типе впадин, поскольку на его северо-восточный край наложена гигантская кольцевая структура Бельковича. По морфологическим признакам она скорее относится к классу крупных кратеров (наличие вала, дугообразных разрывов), но может быть и впадиной морского типа, знаменуемой своим появлением одну из стадий в развитии Моря Гумбольдта. Окончательно выяснить этот вопрос мешает низкое качество фотографий региона. Во всяком случае, структурные элементы Моря обрываются на границе с Бельковичем и на его днище, сложенное главным образом алтайскими породами, не продолжают.

Море Гумбольдта ограничено на значительном протяжении береговой кордильерой, которая к юго-западу, с удалением от впадины Моря, сменяется широким дугообразным периферическим поясом. Он состоит из отдельных впадин, изометричных или вытянутых в северо-восточном направлении — вдоль господствующей системы разрывов. Впадины эти выполнены алтайскими, реже медийскими породами. Море Гумбольдта сложено материалом процелляриевого, медийского, алтайского и небуляриевого комплексов, причем относительно молодые образования тяготеют к западной части впадины. Возможно, их выклинивание по мере приближения к структуре Бельковича и исчезновение в том же направлении периферического пояса впадин взаимосвязаны и отражают более продолжительную эволюцию юго-западной части морской впадины по сравнению с северо-восточной, развитие которой было прервано образованием Бельковича.

На юго-западном обрамлении Моря преобладают северо-восточные разрывы. Восточнее они сменяются северо-западными. На северном борту впадины сочетаются северо-западные и меридиональные нарушения. Присутствие среди указанных разрывов как догиппархских и доалтайских, так и послептолемеевских нарушений позволяет предполагать многоэтапное формирование всей структуры.

Круговые впадины типа талассоида Королев

Талассоид Королев (X, см. рис. 2, листы I, X), впервые выделенный на поверхности Луны благодаря полету советской автоматической станции «Зонд-3», представляет собой округлую морскую впадину диаметром около 370 км. Впадина ограничена кордильерой, которая хуже, чем в других

местах, выражена на северном борту. Внутри впадины различаются прерывистые реликты второй, более угловатой кордильеры диаметром около 190 км. Периферический пояс впадин не выражен. Внешняя зона впадины (между основной и внутренней кордильерами) сложена образованиями небуляриевого, в меньшей степени алтайского комплексов пород. Во внутренней зоне выходы пород алтайского комплекса преобладают над небуляриевыми. Выходы пород небуляриеваго комплекса внутри впадины обладают рельефом, похожим на поверхность морского типа, измененную последующими процессами. Кордильеры условно отнесены к древнейшему комплексу пород, хотя в них могут быть распространены и более молодые образования.

Разрывные нарушения внутри впадины не многочисленны. Лучшие других здесь выражены разновозрастные (от доалтайских до предположительно послепроцелляриевых) разрывы, ограничивающие внутреннюю зону. На бортах впадины разрывы простираются главным образом в близмеридиональных направлениях, однако севернее и южнее некоторые из них отгибаются до северо-западных или северо-восточных румбов и на отдельных участках пересекаются под острыми углами подобно тому, как это имеет место к северу и к югу от впадин Моря Кризисов и Моря Восточного. Среди разрывов окрестностей талассоида Королев есть нарушения от донебуляриевых до послептолемеевских. Они принадлежат к одним и тем же системам и отражают многоэтапность их формирования. Поскольку указанные системы связаны со структурой ограничений впадины, можно предполагать, что и ее развитие было многоэтапным и происходило параллельно с заполнением впадины морским материалом.

Впадины типа талассоида Королев — более многочисленный класс структурных форм (табл. 2), чем ранее описанные морские впадины. Поэтому рассмотрение каждого талассоида представляется нецелесообразным, тем более что многие их черты повторяются от одной впадины к другой.

Все впадины этого типа ограничены, хотя иногда и не полностью, более или менее четко выраженной кордильерой. Одни впадины округлы, другие имеют черты полигональности. Наиболее ярко полигональность проявлена в талассоиде Лоренц (XIV, см. рис. 2, листы II, III), ограниченном разломами и имеющем форму четырехугольника.

Во впадинах Герцшпрунг (V, см. рис. 2, листы II, XI), Аполло (VI, см. рис. 2, лист X), в районе цирка Шиккард (XIII, см. рис. 2, листы XIII, XXI), Бирхов (XIV, см. рис. 2, листы I, II, XIX), Шредингер (XVII, см. рис. 2, лист XXIV), Бейли (XIX, см. рис. 2, лист XXI), Пуанкаре (XXII, см. рис. 2, лист XVIII) и Кэмпбелл (XXVII, см. рис. 2, лист IX) наряду с основной различается внутренняя кордильера. Во всех впадинах она не образует полного кольца, а состоит из отдельных дугообразных, реже угловатых валов. Вокруг впадин Аполло, района Шиккарда, Бейли и Менделеев (XXI, см. рис. 2, листы VIII, IX) обнаружены разрозненные мелкие выходы морских пород (алтайский комплекс), которые можно рассматривать как части периферических поясов.

Во всех впадинах типа талассоида Королев, кроме впадины Д'Аламбер (XXXIII, см. рис. 2, лист IX), различаются не менее двух разновозрастных внекратерных комплексов пород. Чаще всего это породы алтайского и небуляриеваго комплексов, причем выходы последнего нередко сохраняют признаки морской поверхности. Во впадинах района Шиккарда, Пуанкаре, Кэмпбелл и Милл (XXX, см. рис. 2, лист XVII) есть также медийский комплекс. Небольшие выходы процелляриевых образований

Таблица 2. Важнейшие характеристики круговых морских впадин Луны

№ впадины	Название	Приблизительные координаты центра	Поперечные размеры (в км)		
			а	б	в
I	Море Дождей	34° с. ш., 16° з. д.	~2000	1100	730
II	Море Восточное	20° ю. ш., 95° з. д.	?	840	{570, 410 ~240
III	Море Нектара	16° ю. ш., 35° в. д.	?	740	{480 400
IV	Море Ясности	25° с. ш., 19° в. д.	~1300	670	420
V	Талассоид Герцшпрунг	0° с. ш., 120 з. д.	—	520	230
VI	Талассоид Аполло	35° ю. ш., 152° з. д.	?	460	~160
VII	Море Кризисов	16° с. ш., 59 в. д.	{~1150 ~700	450	390
VIII	Море Влажности	24° ю. ш., 38° з. д.	~780?	400	—
IX	Без названия	44° с. ш., 104 в. д.	—	~390?	—
X	Талассоид Королев	4° ю. ш., 158 з. д.	—	370	190
XI	Море Москвы	25° с. ш., 145 в. д.	—	360	210
XII	Море Смита	1° ю. ш., 87 в. д.	?	350	260
XIII	Без названия	55° ю. ш., 45° з. д.	?	320	150
XIV	Талассоид Лоренц	35° с. ш., 98° з. д.	—	300	—
XV	Море Гумбольдта	57° с. ш., 81° в. д.	~600?	280	—
XVI	Талассоид Бирхов	58° с. ш., 149° з. д.	—	280	100?
XVII	Талассоид Шредингер	70° ю. ш., 131° в. д.	—	280	100
XXVIII	Талассоид Планк	55° ю. ш., 131° в. д.	—	270	—
XIX	Талассоид Бейли	67° ю. ш., 70° з. д.	?	270	130
XX	Море Мечты	35 ю. ш., 163° в. д.	—	260	105
XXI	Талассоид Менделеев	4° с. ш., 140° в. д.	?	250	—
XXII	Талассоид Пуанкаре	53° ю. ш., 158° в. д.	—	250	130
XXIII	Море Познанное	8° ю. ш., 25° з. д.	—	210	—
XXIV	Без названия	22° ю. ш., 7° з. д.	—	200	—
XXV	Талассоид Гагарин	22° ю. ш., 148° в. д.	—	200	—
XXVI	Без названия	58° с. ш., 100° з. д.	—	200	—
XXVII	Талассоид Кэмпбелл	44° с. ш., 151 в. д.	—	190	130?
XXVIII	Талассоид Галуа	15° ю. ш., 153° в. д.	—	180	—
XXIX	Озеро Смерти	45° с. ш., 27° в. д.	—	140	—
XXX	Талассоид (?) Милн	32° ю. ш., 114 в. д.	—	220	—
XXXI	Талассоид (?) Пастер	13° ю. ш., 106° в. д.	—	180	—
XXXII	Талассоид (?) Ландау	43° с. ш., 120 з. д.	—	170	—
XXXIII	Талассоид (?) Д'Аламбер	53° с. ш., 163° в. д.	—	170	—

Примечание. а — периферический пояс (или пояса) депрессий; б — впадина в границах главной кордильеры (или ее внешняя зона при наличии внутренних кордильер); в — внутренняя зона (или зоны) впадины. Выделены комплексы, наиболее распространенные в каждой зоне круговой впадины; + — впадины с признаками многостадийного развития систем разрывов; ++ — впадины.

различаются во впадинах Шредингер и Милн. Протелляриевые или медийские породы слагают значительную часть внутренней зоны впадины Аполло.

Характерно, что во всех талассоидах, где есть внутренняя кордильера, во внутренней зоне либо распространены более молодые породы, либо,

Комплексы морских пород на поверхности			Признаки длительности раз- вития	Тип впадины
a	б	в		
M, Pr, Md, Al, (Nb?)	M, Pr ₂ , Pr ₁ Md, Al	(Pr ₂ ?) Pr ₁	++	1
(Nb?)	Pr, Al, (Nb?)	Pr, Al, (Nb?) } Pr, Md }	+	2
Pr, Md, Nb	Pr, Md, Al, Nb	Md, Al, Nb } Pr, Al }	++	2
M, Pr, Md, Al	M, Pr ₂	Pr ₂ , Pr ₁	++	1
—	Al, Nb	Md, Al, Nb	—	3
Al, Nb	Al, Nb	Pr, Md, Al	+	3
Pr, Md, Al, (Nb?) } Pr, Md Al }	Pr, Md, Al	Pr ₂ , Pr ₁	++	1
Pr, Md, Al	M, Pr, Al	—	+	1
—	Al, Nb	—	—	3
—	Al, Nb	Al, Nb	+	3
—	Pr, Md, Al, Nb	Pr, Md, Al	+	2
Pr, Md, Al, (Nb?)	Pr, Md, Al	Pr	—	2
(Md, Al?)	Md, Al	Md, Al	—	3
—	Al, Nb	—	+	3
(Md?), Al, Nb	Pr, Md, Al	—	+	2
—	Al, Nb	Al	—	3
—	Al, Nb?	Pr, Md, Al	+	3
—	Al, Nb	—	—	3
(Al?)	Al, Nb	Al	—	3
—	Pr, Md, Al, Nb	Pr	+	2
(Al?)	Al, Nb	—	+	3
—	Al, Nb	Md, Al	+?	3
—	Pr	—	—	1
—	Pr, Md	—	—	3
—	Al, Nb	—	+?	3
—	Al, Nb	—	—	3
—	Nb	Md, Al, Nb	—	3
—	(Al?), Nb	—	—	3
—	Pr	—	—	1
—	(Pr?), Md, Al, Nb	—	+?	3
—	Al, Nb	—	—	3
—	Al, Nb	—	—	3
—	Al	—	+?	3

в которых многоступенчатость развития устанавливается, кроме того, по деформациям уровней¹ поверхности внекратерных комплексов; 1 — впадины типа Моря Дождей; 2 — впадины типа Моря Нектара; 3 — впадины типа талассоида Королев.

если обе зоны сложены разновозрастными комплексами, во внутренней зоне относительно молодые образования занимают большие площади.

Своеобразна впадина XXIV (см. рис. 2, лист XIV). Реликты ее береговой кордильеры образуют полумесяц на восточном краю Моря Облаков, тогда как процелляриевый и медийский морской материал, покрывающий

днище впадины, составляет одно целое с породами этого Моря. На его поверхности выступает дугообразная система морских валов, представляющая собой как бы продолжение береговой кордильеры впадины XXIV. К числу подобных структурных форм, возможно, относятся Залив Радуги (XXXIV, см. рис. 2, лист IV) и ряд других менее четко выраженных образований.

Соотношения талассоидов с разрывными нарушениями различны. С некоторыми впадинами вообще не связаны сколько-нибудь значительные разрывные системы. Разрывы районов талассоидов Герцшпрунг и впадины вокруг цирка Фабри (IX, см. рис. 2, листы VII, VIII) находятся на продолжении систем нарушений, отходящих от крупных Морей — Восточного и Гумбольдта. Некоторые из этих разрывов ограничиваются выходами морских пород в рассматриваемых впадинах, другие пересекают их. В ряде случаев обнаружены такие соотношения морских впадин и разрывов, которые позволяют предполагать их парагенетическую связь. Рассмотрим эти случаи подробнее.

В районе впадины Аполло системы протяженных разрывов установлены на западном, восточном и северном бортах. На западном и восточном бортах разрывы простираются примерно вдоль границ впадины. На северном борту и к северу от него пересекаются субмеридиональные, подчиненные им северо-западные и редкие северо-восточные нарушения. Субмеридиональная система продолжается далее на север, где смыкается с системой южного ограничения талассоида Королев. В целом рисунок пересекающихся разрывов близок к таковому на южном ограничении Моря Восточного. В рассматриваемых системах есть нарушения от донебуляриевых до послептолемеевских и, возможно, послепроцелляриевых. Это указывает на многоэтапность развития систем, вероятно, отражающую многоэтапность развития морской впадины.

В окрестностях впадины Шредингер разрывы расположены преимущественно дугообразно — параллельно границам впадины. Однако на южном и восточном обрамлении и к северо-западу от впадины некоторые из этих разрывов становятся прямолинейными, образуя устойчивую систему северо-западного простираения. Среди разрывов различаются догиппархские, посленебуляриевые и послегиппархские, но, вероятно, доалтайские, послептолемеевские, эратосфенско-коперниковские. Некоторые северо-западные разрывы отклоняются до почти широтных. На их простираении располагаются кратерные цепи птолемеевско-архимедовского, реже эратосфенско-коперниковского возраста. Очевидная связь разрывных систем и структуры впадины (см. рис. 2, лист XXII) указывает, при многоэтапности формирования разрывных систем, на столь же сложную историю развития талассоида.

Наиболее сложное сочетание разнонаправленных нарушений выявлено в районе впадины Менделеев. На ее западном борту отмечаются разрывы разных направлений, причем преобладают нарушения, простирающиеся вдоль границы впадины и определяющие форму этой границы. На восточном борту впадины пересекаются северо-западные и северо-восточные нарушения, южнее переходящие в две субмеридиональные системы. На южном и северном бортах преобладают разрывы северо-восточного простираения. Их пересекают и с ними сочетаются обычно более короткие северо-западные нарушения. Меридиональные разрывы здесь относительно редки и менее выразительны. В целом сочетание отмеченных систем сходно с рисунком нарушений северных ограничений впадины Моря Восточного и представляет как бы зеркальное отражение этого рисунка.

В пределах одних и тех же систем разрывов различаются нарушения донебуляриевые (?), догиппархские, доалтайские, послептолемеевские. Вдоль некоторых разрывов относительно древнего заложения расположены птолемеевские и архимедовские кратерные цепи. Следовательно, и в этом случае многоэтапность развития разрывных систем и, вероятно, связанной с ними структуры впадины проявлена достаточно отчетливо.

Восточная из двух меридиональных систем разрывов, отходящих на юг от впадины Менделеев, достигает ограничений впадины Гагарин (XXV, см. рис. 2, лист XVIII) и здесь отгибается на юго-запад в соответствии с простиранием ее северо-западного борта. Этот изгиб позволяет предполагать связь разрывов со структурой впадины. Поскольку в рассматриваемой системе есть нарушения от догиппархских до послептолемеевских, весьма вероятно, что впадина Гагарин, заложённая в небуляриевое время, продолжала развиваться до конца птолемеевского этапа.

Северо-восточные разрывы на бортах впадины Пуанкаре определяют ее удлиненность в том же направлении. В этой системе разрывов есть донебуляриевые, догиппархские и послептолемеевские нарушения; вероятно, столь же многостадийным было развитие впадины.

Впадины Милн и Д'Аламбер как будто имеют столь же древнее заложение, как и рассмотренные морские структуры. Относительно молодой возраст разрывов на бортах этих впадин, возможно, отражает поздние стадии их развития. Тот факт, что упомянутые разрывы простираются примерно вдоль бортов впадин, роднит их с кратерными образованиями несмотря на достаточно большие размеры.

Моря неправильной формы

Те моря или их участки, которые находятся в периферических поясах вокруг круговых впадин, рассматривались в предыдущих разделах. Здесь мы коснемся лишь обширных морских впадин неправильной формы, не попадающих в состав периферических поясов. Эти впадины образуют две удлиненные зоны, простирающиеся с северо-запада на юго-восток. Одна из них охватывает северо-западную, центральную и южную части Океана Бурь (XXXV, см. рис. 2, листы III, IV, XIII), центральную и юго-восточную части Моря Облаков (XXXVI, см. рис. 2, листы XIII, XIV) и, возможно, продолжается далее на юго-восток в виде небольших изолированных выходов древних морских образований. Другая зона занимает обширные участки Морей Спокойствия (XXXVII, см. рис. 2, листы VI, XV) и Изобилия (XXXVIII, см. рис. 2, там же) и продолжается на юго-восток в Море Южное (XXXIX, см. рис. 2, листы XVI, XVII, XXII) и соседние с ним изолированные выходы морских комплексов пород.

В обеих зонах наряду с выходами процелляриевского комплекса, местами отчетливо разделяющегося на нижний и верхний подкомплексы, присутствуют медийские и алтайские образования. Медийский комплекс слагает сравнительно небольшие площади в северной части Океана Бурь и в районе Моря Южного. Алтайский комплекс распространен шире: на северо-западном обрамлении Океана Бурь, в изолированных небольших впадинах юго-восточнее Моря Облаков (до района кратера Буссенго), в районе Моря Южного. В немногочисленных и небольших участках выделяются послепроцелляриевые морские образования. Очевидно, заполнение рассматриваемых впадин морским материалом охватывало время формирования всех указанных комплексов морских пород.

Выдержанность простираний обеих морских зон позволяет предполагать их связь с разрывными нарушениями. К северу от Океана Бурь и к юго-востоку от Моря Облаков действительно видны системы нарушений северо-западного простирания. Особенно хорошо они заметны в треугольнике между цепью кратеров Пурбах — Региомонтан — Вальтер, цирком Клавий и юго-западной оконечностью Моря Облаков. Здесь различается несколько систем разрывов и отдельных разрывов, среди которых есть редкие донебуляриевые, более многочисленные доалтайские, домедийские, доэрастосфенские и коперниковские образования. В том же северо-западном направлении простираются морские валы, особенно многочисленные в южной половине Океана Бурь. Между Морем Облаков и Океаном Бурь видно несколько северо-западных валов, расположенных непосредственно на продолжении разрывов.

В зоне Морей Спокойствия, Изобилия и Южного связь с разрывными нарушениями северо-западного простирания выражена еще более отчетливо. С северо-запада к Моря Спокойствия примыкает крупнейшая система разрывов района гор Гем (Трифонов, 1969а). Внутрь морской впадины она практически не продолжается, но далее к юго-востоку выражена вновь нарушениями района Пиренеев. К южной оконечности Моря Изобилия эта система затухает, а юго-восточнее цирка Петавий на ее продолжении обнаруживаются северо-западные разрывы, достигающие района Моря Южного. К юго-востоку от него северо-западные разрывы вновь отчетливо выражены до границ круговой впадины Шредингер.

От южных оконечностей Моря Нектара параллельно указанным нарушениям протягивается мощная система разрывов, захватывающая долину Рейта и достигающая юго-западной оконечности Моря Южного. По другую сторону рассматриваемой зоны морских впадин находится еще одна крупная система нарушений. Она начинается на восточном и юго-восточном побережьях Моря Ясности, протягивается между Морем Кризисов, с одной стороны, Морями Спокойствия и Изобилия, с другой, и затухает восточнее Лангрена.

В районе гор Гем между Апенниннами и цирком Ю. Цезарь отчетливо фиксируется преемственность северо-западных разрывов доалтайского и послеалтайского, но допроцелляриевого возраста (см. описание Морей Ясности и Дождей). В районе Пиренеев различаются домедийские, после-медийские и слепопроцелляриевые нарушения северо-западного простирания. Юго-восточнее Петавия удается выделить доптолемеевские, слепоптолемеевские и слепопроцелляриевые разрывы. Между Морем Южным и впадиной Шредингер распространены догиппархские, слепогиппархские, но доптолемеевские и эрастосфенские нарушения. Очевидно, вся эта система нарушений развивалась многоэтапно от небуляриевого до слепопроцелляриевого времени.

Подобные указания на многофазность развития выявлены и для двух других упомянутых систем северо-западных нарушений. В системе разрывов между Морем Нектара и западной оконечностью Моря Южного обнаружены как доптолемеевские, так и слепоптолемеевские, но домедийские нарушения. Западнее и южнее Моря Кризисов (см. его описание) различаются разрывы, нарушающие догиппархский и небуляриевый комплексы, но не затрагивающие гиппархского; нарушающие все доалтайские структурные формы, но не продолжающиеся на алтайскую поверхность; нарушающие алтайские, но не медийские или процелляриевые образования. В той же системе отмечены и слепопроцелляриевые разрывы. Параллельно им несколько юго-западнее простираются трещины Каши и нару-

нения района Тарунция, имеющие послепроцелляриевый, скорее всего, позднеэратосфенский и коперниковский возраст.

Среди морских валов рассматриваемой зоны нет столь явного преобладания форм северо-западного простирания, как в Океане Бурь. Тем не менее северо-западные морские валы достаточно многочисленны в центральной части Моря Спокойствия и в Море Изобилия. Некоторые такие валы находятся непосредственно на продолжении разрывных нарушений.

Существенно меньше двух описанных зон площадь, занятая отдельными выходами алтайского комплекса на обратной стороне Луны западнее и южнее впадины Аполло (см. рис. 2, лист X). Алтайский материал слагает днища кратеров и образует поля неправильной формы среди небуляриевых образований. В целом структурный рисунок области напоминает район Моря Южного, хотя морского материала в последнем больше. Каких-либо проявлений линейности в распределении морских комплексов не заметно.

Еще одна область широкого распространения алтайских образований находится на видимой стороне вблизи северного полюса. Здесь алтайский материал также слагает днища кратеров и обширные поля неправильной формы среди выходов небуляриевого комплекса. Осталось неясным, можно ли рассматривать эту область как самостоятельную изометричную зону распространения древних морских образований или она представляет собой удаленную часть периферического пояса впадин вокруг Моря Дождей.

* * *

Итак, почти во всех морских впадинах выявлены разновозрастные комплексы пород, указывающие на многоэтапность процесса заполнения впадин морским материалом. Для многих и, во всяком случае, для всех типичных и доступных для наиболее тщательного изучения впадин каждой группы установлено, что развитие их структуры происходило параллельно с заполнением впадин морским материалом. В большинстве случаев это доказывается многофазностью развития систем разрывов, парагенетически связанных с морскими впадинами. Для Морей Дождей, Ясности, Кризисов и Нектара, где имеется довольно точная гипсометрия, такой вывод подтверждается прямыми данными о деформациях поверхностей внекратерных комплексов на границе впадины и в пределах береговой кордильеры. Морфологическое сходство прочих круговых морей с теми, для которых доказана многоэтапность формирования, позволяет предполагать, что их развитие также протекало параллельно с заполнением морским материалом.

Следовательно, решение вопроса о длительности образования морских впадин сводится к определению продолжительности формирования заполняющих их комплексов морских пород. Если эти комплексы формировались один за другим мгновенно (в геологическом смысле), впадины могут иметь ударное происхождение. Если заполнение впадин последовательно формировавшимися комплексами морских пород происходило геологически длительно, впадины, бесспорно, принадлежат к числу эндогенных образований.

Многоэтапность как отражение длительности развития

До первых определений радиологического возраста все оценки продолжительности формирования комплексов лунных пород делались по количеству кратеров на поверхностях разных комплексов. Это направление исследований не потеряло значения до сих пор.

Одну из первых таких попыток предпринял А. В. Хабаков (1960). По его мнению, «...исходя из предположения об эндогенном происхождении, как более вероятного для впадин лунных морей и для большей части крупных цирков и кратеров, можно взять за основу оценки обычную длительность действия каждого вулканического центра, допуская ускорение процессов по мере приближения к максимумам вулкано-тектонической деятельности и замедление во времена угасания вулканизма» (стр. 288). Отсюда следует, что продолжительность коперниковского периода, вероятно, превышает 2,5—5 млн. лет, а в целом «сохранившиеся на Луне формации рельефа могли, главным образом благодаря физическим превращениям состояния вещества в ее недрах, образоваться в течение 100—200 млн. лет» (там же, стр. 290).

Американские исследователи в оценках подобного рода, сделанных с помощью орбитальных фотографий, исходили из ударного происхождения лунных кратеров (как правило, учитывались кратеры диаметром менее 20—30 км). Расчеты опирались на определение современных величин скорости метеоритов, плотности метеоритного потока и ударного воздействия падающих тел. Эти данные с теми или иными поправками экстраполировались в прошлое. При неизменности указанных величин возраст Аристарха оказывается третичным, Тихо — мезозойским, а Коперника — раннепалеозойским (Hartmann, 1967, 1968; Korál, 1969).

На поверхности процелляриевых комплексов мелких кратеров в целом существенно больше, причем их плотность заметно различается в разных морях и участках морей; еще выше плотность покрывающих кратеров на материковых равнинах, т. е. древних морских поверхностях (Trask, Rowan, 1967).

Наиболее полную оценку относительного возраста лунных морей по плотности покрывающих кратеров сделали В. К. Хартман и Дж. А. Вуд (Hartmann, Wood, 1971), проанализировавшие более 30 морских впадин Луны. Они отдельно решали вопросы определения возраста материала, заполняющего впадины, и возраста самых впадин, который оценивался по плотности кратеров на их обрамлении. Кратеры менее 2 км в диаметре исключались из рассмотрения, что, по мнению упомянутых авторов, избавляло от неопределенностей, вносимых в подсчеты вторично-ударными и эндогенными кратерами.

Выполненные подсчеты позволили В. К. Хартману и Дж. А. Вуду разделить впадины на несколько возрастных генераций. Подобные оценки производились и другими исследователями (Baldwin, 1969; Stuart-Alexander, Howard, 1970) отчасти теми же, отчасти иными методами. Указанные авторы единодушно признают наиболее молодыми впадины Моря Восточного, Моря Дождей и талассоида Шредингер и древнейшими впадины Морей Смита, Спокойствия, Облаков и Изобилия. Однако в оценках относительного возраста других впадин есть большие расхождения. Так, В. К. Хартман и Дж. А. Вуд, а также Д. Стюарт-Александр и К. Ховард считают Море Ясности одним из древних, а по данным о плотности кратеров, приводимым Р. Болдуином, оно гораздо моложе. В. К. Хартман

и Дж. А. Вуд относят впадину Моря Кризисов к числу древних, а Р. Болдуин, Д. Стюарт-Александр и К. Ховард — к весьма молодым образованиям. Весьма значительны расхождения в оценках относительного возраста Моря Влажности, талассоида Аполло и ряда других впадин.

Согласно данным В. К. Хартмана и Дж. А. Вуда, заполнение впадин часто происходило значительно позже их возникновения. Процелляриевый комплекс Морей Кризисов, Влажности, Дождей, Нектара и Восточного характеризуется близкими средними величинами плотности покрывающих кратеров. Большой плотностью отличается в среднем заполнение Морей Гумбольдта, Спокойствия, Смита (по-видимому, за счет распространения в них, наряду с процелляриевыми, древних морских образований). Еще более древним оказывается заполнение Моря Москвы, талассоидов Шредингер, Аполло, Герцшпрунг, близ Шиллера, Милн, Пуанкаре, Бейли. По-видимому, средняя плотность покрывающих их кратеров отвечает плотности алтайского комплекса пород. Она одного порядка с плотностью кратеров на выбросах из Моря Восточного, Моря Дождей и талассоида Шредингер. По мнению В. К. Хартмана и Дж. А. Вуда, именно выбросы из Моря Восточного определяют возраст поверхности талассоидов Аполло и Герцшпрунг.

Поля выбросов вокруг Морей Восточного и Дождей отмечались многими исследователями, которые рассматривали их как результат ударного образования впадин. Если выбросы действительно связаны с этапом зарождения рассматриваемых впадин, последние были созданы во время формирования алтайского комплекса пород, и более древние образования не обнажаются как в пределах впадин, так и вокруг них. Можно допустить, однако, что грандиозные выбросы были лишь стадией в тектоно-магматической эволюции морских впадин и из-под выбросов просвечивает, а местами выступает структура, возникшая на более древних этапах развития этих морей. Как бы то ни было, относительно молодые элементы играют существенную роль в строении как Моря Восточного, так и Моря Дождей.

Наиболее высокая плотность кратеров характеризует днище впадины Пингре, что согласуется с древним обликом ее поверхности.

Радиологический возраст кристаллических пород района посадки «Аполлона-11» оказался равным $3,8 \pm 0,6$ млрд. лет («Science», 1970), а «Аполлона-12» — около 3,3 млрд. лет (Wilhelms, Davis, 1971). Среди пород с места посадки «Аполлона-12» есть образец № 12 013, представляющий собой риолитовую инъекцию в брекчию. Возраст риолита определен в $4,0 \pm 0,05$ млрд. лет (Albee a.o., 1970). Поскольку подобный риолитовый мезостази́с есть и в кристаллических породах «Аполлона-11», можно предположить, что и во время указанной риолитовой инъекции происходило формирование морских пород. Неясно, правда, относятся ли они к процелляриевому или более древним морским комплексам.

Район посадки «Аполлона-11» сложен, по геологическим данным, нижепроцелляриевым, а «Аполлона-12» — верхнепроцелляриевым подкомплексами. Данные радиологических определений согласуются, таким образом, с относительным возрастом пород и указывают на большую длительность формирования процелляриевого комплекса в целом. Наблюдаемое на его поверхности количество мелких кратеров могло быть создано в отрезок времени с эпохи формирования комплекса поныне при небольшом уменьшении плотности метеоритного потока со временем.

Определения радиологического возраста тонкой фракции реголита и брекчий на поверхности лунных морей дали величины $4,6 \pm 0,4$ млрд.

лет для пород района посадки «Аполлона-11» («Science», 1970), $4,5 - 4,6$ млрд. лет для брекчии № 12 013 (Albee а. о., 1970) и $4,25 - 4,85 \pm \pm 0,75$, среднее по изохроне $4,45 \div 4,65 \pm 0,5$ млрд. лет, для района посадки «Луны-16» (Виноградов, 1971). Тонкая фракция и брекчии состоят в основном из более или менее измененных обломков кристаллических морских пород, в меньшей степени — из обломков других магматических образований и в еще меньшей степени — из метеоритного вещества и иных примесей. Приведенные определения, вероятно, отражают возраст древнейших компонентов и указывают на то, что магматическая деятельность в разных районах Луны и в том числе в разных морских впадинах началась примерно в одно время: $4,5 - 4,6 \pm 0,5$ млрд. лет назад.

Интервал от $4,5$ до $3,8$ млрд. лет — достаточно продолжительный отрезок времени, чтобы в течение него могли с геологической длительностью формироваться допроцелляриевые комплексы морских пород. Радиологические определения их возраста мы пока не располагаем. Оценка их абсолютного возраста по плотности покрывающих ударных кратеров сталкивается с большими трудностями. По мере ее возрастания все большее количество ранее возникших кратеров разрушалось или перекрывалось вновь образующимися. Поэтому подсчитать общее количество ударов невозможно. Еще больше неопределенности в оценке закономерностей убывания метеоритного потока со временем.

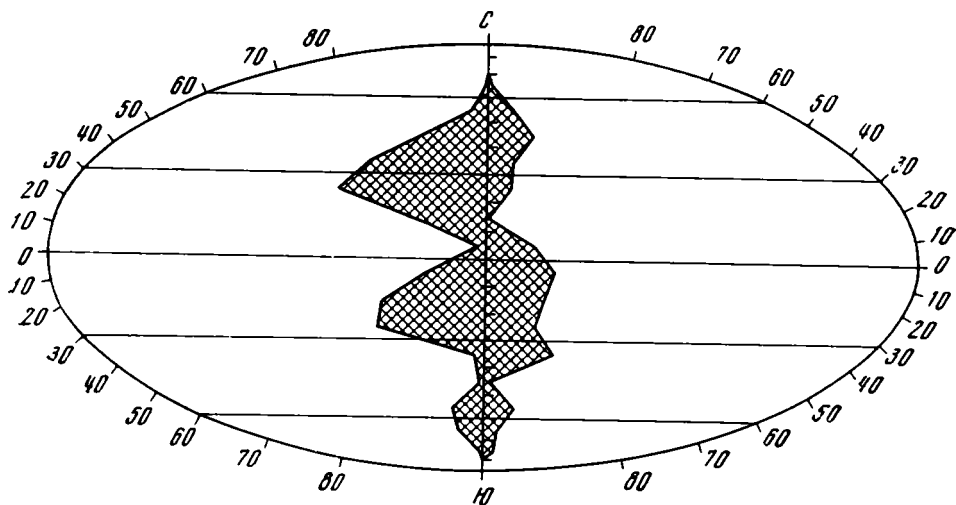
Несмотря на указанные затруднения, качественные оценки продолжительности формирования древних морских комплексов могут быть предложены. Если со времени формирования процелляриевого комплекса метеоритный поток убывал медленно, едва ли он изменился мгновенно непосредственно перед этим, а стало быть, чтобы создать повышенное количество кратеров на древних морских поверхностях, требовалось достаточно длительное время — по меньшей мере десятки миллионов лет.

Догиппархский, гиппархский, птолемеевский и архимедовский кратерные комплексы существенно различаются степенью сохранности первичного рельефа. Одним из важнейших факторов их преобразования, вероятно, было эродирующее действие метеоритных ударов. Приведенные соображения о плавном изменении метеоритного потока позволяют предположить значительные различия возраста кратеров разных комплексов, а следовательно, и чередующихся с ними комплексов морских пород.

По-видимому, на Луне есть и метеоритные и вулканические кратеры. Каковы бы ни были их количественные соотношения, наблюдаемые различия плотности кратеров, покрывающих те или иные комплексы морских пород, указывают на геологическую длительность их формирования. Конечные стадии образования следующих один за другим комплексов отстоят, вероятно, не менее чем на десятки миллионов лет, а вся совокупность морских пород формировалась сотни миллионов лет. Образование структуры морских впадин происходило параллельно с их заполнением. В Море Дождей, например, оно началось до алтайского этапа и завершилось после процелляриевого, продолжаясь весьма длительное время. Многие морские впадины, в которых распространены лишь допроцелляриевые образования, едва ли развивались столь же длительно, однако и они, если судить по разновозрастности заполняющих пород, должны были формироваться не менее десятков миллионов лет. Столь продолжительное развитие впадин противоречит гипотезе их мгновенно-ударного происхождения. Морские впадины оказываются эндогенными структурами, которые, скорее всего, были созданы тектоно-магматическими процессами.

Закономерности распределения круговых морских впадин и морского материала на поверхности Луны

Некоторые закономерности распределения морских образований на поверхности Луны рассматривались выше. Была описана связь круговых морей с морями неправильной формы, входящими полностью или частично в кольцевые и дуговые периферические пояса. Отмечалась приуроченность ряда морских впадин неправильной формы к крупным линейным зонам, простирающимся с северо-запада на юго-восток. Здесь обсуждается более формальный вопрос о количественном распределении круговых морских впадин и морских образований в целом по широтам и долготам поверхности Луны.



Р и с. 8. Распределение круговых морских впадин по широтам видимого (слева) и обратного (справа) полушарий Луны

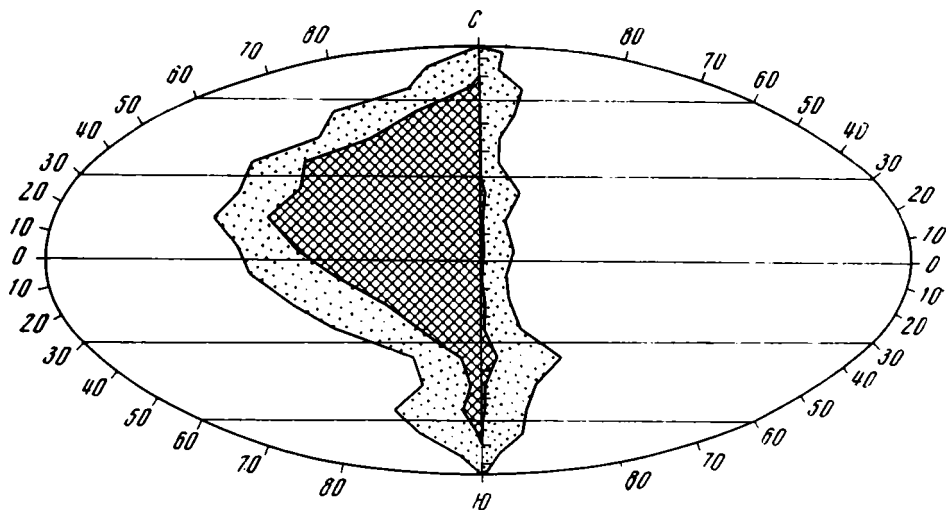
Площади, занятые впадинами, заштрихованы. Интервал группирования — 10°

Распределение круговых морей, границы которых определялись по самой крупной береговой кордильере, не обнаруживает явной закономерности (рис. 8). Выявляются, однако, два обстоятельства. Во-первых, на видимой стороне размеры круговых морей в среднем больше, чем на обратной (см. табл. 2). Во-вторых, отмечается слабо проявленное «предпочтение» круговыми морями умеренных широт. При более строгом анализе выясняется, что осевая плоскость, к которой приурочен максимум круговых морских впадин, пересекается с экваториальной на границе видимой и обратной сторон, и на видимой стороне заметно отклоняется к северу, а на обратной — к югу (Псковский, 1968).

Более четкие закономерности выявляются при анализе распределения не только круговых впадин, но и других форм залегания морского материала, особенно процелляриевых и объединяемых с ними более молодых образований (рис. 9). Оказывается, что подавляющее большинство площадей, занятых процелляриевым комплексом, находится на видимой стороне (Михайлов, 1963). Более того, из небольшой доли процелляриевого и более молодого морского материала, который есть на обратной стороне,

значительная часть приходится на прилиम्бовую область (Моря Восточное, Смита, Краевое, Гумбольдта и связанные с ними структурные формы). Подобная закономерность выявляется и для более древних морских образований (алтайских и медийских), но выражена она слабее. Участки небуляриевого комплекса, для которых можно предполагать первично-морское происхождение, как будто не отдают «предпочтения» ни видимой, ни обратной стороне, однако трудности выделения небуляриевых морских образований делают такое заключение сугубо гипотетичным.

Менее отчетливо проявлена другая закономерность: приуроченность морских комплексов к приэкваториальным и умеренным широтам. Она



Р и с. 9. Распределения площадей, занятых морским материалом процелляриевого и самого молодого комплексов (заштриховано), алтайского и медийского комплексов (точки) по широтам видимой (слева) и обратной (справа) полушарий Луны

Интервал группирования — 10°

едва намечается при анализе областей распространения древних морских образований и более выражена в распределении процелляриевого материала. Эта закономерность, по-видимому, в большей мере свойственна видимой, чем обратной стороне Луны.

С точки зрения ударного происхождения морских структур, вероятно, может быть объяснено лишь предпочтительное распространение круговых морей в приэкваториальных широтах (орбиты метеоритов солнечной системы чаще проходят вблизи плоскости эклиптики). Но относительное обилие в приэкваториальных и умеренных широтах морей неправильной формы, а тем более резкое различие видимой и обратной сторон не находят сколько-нибудь убедительных объяснений. Особенно трудно понять с таких позиций, почему морские впадины видимой стороны, заложившиеся в ту же эпоху, что и впадины обратной стороны, продолжали развиваться во время накопления процелляриевого комплекса и позднее, тогда как большинство впадин обратной стороны прекратило развитие к началу процелляриевого этапа.

С позиций же эндогенного происхождения морских впадин все законо-

мерности их распределения по поверхности Луны находят свое объяснение. Если считать, что лунные моря являются структурным выражением магматических процессов в недрах Луны, основным энергетическим источником которых был распад радиоактивных изотопов, то слабо выраженное «предпочтение» морями приэкваториальных и умеренных широт может определяться небольшим нарушением баланса тепла за счет большего обогрева Солнцем экваториальных широт (Левин, 1963). Преимущественное распространение морского материала на видимой стороне естественно связать с приливным влиянием Земли, особенно эффективным на ранних стадиях эволюции системы, когда Луна находилась гораздо ближе к Земле, чем сейчас. Это предполагает, что по крайней мере со времени накопления алтайского комплекса морских пород (около 4 млрд. лет назад) Луна был спутником Земли, повернутым к ней одной стороной — соображение, которое следует учитывать при расчетах приливной эволюции системы Земля — Луна.

Приливное трение могло быть дополнительным источником разогрева, но основное его влияние на магматическую деятельность, по-видимому, состояло в другом: создаваемые приливным трением в теле Луны тектонические напряжения вызывали деформации и перемещения по разломам, способствуя тем самым проникновению глубинных магм на поверхность. В свете этого знаменательна отмечавшаяся выше связь морских впадин с разломами — возможными магматическими каналами.

Магматизм, масконы и лунная кора

Изложенные доказательства эндогенного происхождения лунных морских впадин приводят к выводу о высокой тектонической и магматической активности Луны на ранних этапах ее развития. Соотношения между разными комплексами морских пород находят наилучшее объяснение, если рассматривать их как вулканические образования. Все это определяет интерес к любым признакам древней магматической деятельности в морских впадинах Луны.

Сравнение форм рельефа Луны с земными вулканическими образованиями обнаруживает сходство некоторых форм лунной морской поверхности с рельефом областей ареального вулканизма (Kuiper a. o., 1966; Трифионов, 1969б).

Иное направление исследований лунного магматизма связано с обработкой и интерпретацией образцов лунного грунта. Не повторяя здесь содержания многочисленных опубликованных работ, отметим лишь, что подавляющее большинство проанализированных лунных пород имеет основной состав и тяготеет к одной из двух разновидностей: высокожелезистые базальты и высокоглиноземистые базальты и породы габбро-анортозитовой группы. Среди образцов «Аполлона-12», «Аполлона-14» и «Аполлона-15» указываются и промежуточные разновидности.

Высокожелезистые базальты, местами со значительным содержанием титана, являются образованиями лунных морских впадин и относятся к процелляриевому комплексу. Высокоглиноземистые породы характерны для лунных материков и, вероятно, связаны с магматическими кратерами и позитивными вулканическими постройками (в дальнейшем для краткости будем называть их кратерными образованиями). Что касается допроцелляриевых морских пород, то в большинстве случаев предполагается их химическое сходство с процелляриевыми, в ряде мест относительно

светлые морские комплексы могут быть сложены породами с повышенным содержанием глинозема. Различия в химическом составе изверженных пород, вероятно, определяли характер магматической деятельности и отразились в разнообразии созданных ею форм рельефа. Можно полагать, что упомянутые различия определяют неоднородность лунной коры, которая сложена породами, выплавленными из первичного вещества Луны. Согласно петрологическим исследованиям и экспериментам морские базальты выплавлялись с глубин свыше 200 км, а высокоглиноземистые породы могут быть результатом дифференциации первичных продуктов выплавления или продуктами выплавления на глубинах 150—180 км (Ringwood, Essene, 1970; O'Hara a. o., 1970).

П. М. Мюллер и В. Л. Сьогрен (Muller, Sjogren, 1968) опубликовали карту гравитационных аномалий большей части видимого полушария Луны. Аномалии выявлены путем анализа неравномерностей в скорости движения искусственных спутников Луны и приведены к высоте 100 км над ее поверхностью. По сути это аномалии «в свободном воздухе», но на столь большой высоте почти совпадают с изостатическими. На фоне относительно слабых колебаний (до 50 мгл) выделяются значительные положительные аномалии (до 200 мгл и более), названные масконами. Они совпадают с крупнейшими круговыми морями Луны: Дождей, Ясности, Кризисов, Влажности, Нектара и Восточным. Различия величин силы тяжести круговых морей и остальных районов Луны соизмеримы с самыми большими аномалиями Земли. Позднее появились данные, позволившие предположить наличие подобной аномалии в районе кругового моря Смита и значительной аномалии в центральной части обратной стороны Луны (O'Leary a. o., 1968). Последняя может оказаться суммарным эффектом нескольких аномалий, связанных с древними круговыми морями обратной стороны, но проверка этого предположения требует дальнейших экспериментов. У. М. Каула (Kaula, 1970) сомневается в существовании такой аномалии. Очевидная связь прочих аномалий с круговыми морями определила характер предложенных интерпретаций.

Авторы карты и ряд других исследователей (Stipe, 1968; Urey, 1968) предположительно связывают масконы с внедрением в тело Луны инородных масс. В предыдущих главах настоящей работы была показана несостоятельность концепции об ударном происхождении круговых морей, что заставляет сомневаться и в предложенной интерпретации. Основываясь на других аргументах, против нее возражает Дж. А. О'Киф (O'Keefe, 1968).

Объяснения природы масконов с позиции их эндогенного происхождения разделяются на две группы. Одни исследователи (O'Keefe, 1968; Кропоткин, 1971) обращают внимание на изостатическую выровненность большей части лунной поверхности, обусловленную существованием переменчивого по мощности корового слоя, «плавающего» на более плотном субстрате. Масконы соответствуют областям, где плотные подкоровые массы находятся ближе к поверхности, чем под другими площадками (Марков, Суханов, 1970), а может быть, почти достигают ее (Кропоткин, 1971), не будучи выровнены изостатически. В условиях Луны кора, вероятно, представлена выплавленными из первичного вещества базальтовыми породами. Приняв их среднюю плотность равной $3,1 \text{ г/см}^3$, получим, что выявленные аномалии могут быть обусловлены при небольшой мощности коры в круговых морях возрастанием мощности на 40—50 км в других областях Луны. С этим, однако, трудно согласовать высокую

интенсивность вулканизма круговых морей, едва ли многим уступающего вулканизму остальных территорий.

В основе интерпретаций других исследователей положена разница плотностей приповерхностного, или корового, слоя в круговых морях и вне их. Дж. Е. Конел и Дж. Б. Холстром (Conel, Holstrom, 1968) и Р. Болдуин (Baldwin, 1968) считают возможным рассматривать масконы как пластины или линзы плотного вещества на поверхности круговых морей, причем Р. Болдуин видит в нем продукт лавовых излияний во впадины, возникшие от ударов крупных космических тел. По данным Дж. Е. Конела и Дж. Б. Холстрома, толщина такой пластины в Море Ясности должна достигать 14 км при избытке плотности морских масс $1,1 \text{ г/см}^3$ и 30,8 км при избытке плотности $0,54 \text{ г/см}^3$.

Если плотность пластины совпадает с плотностью исследованных морских пород, то она несколько ниже средней плотности Луны. Поэтому избыток масс может быть достигнут при такой интерпретации лишь за счет разности плотностей корового слоя в круговых морях и вне их. Однако кристаллические породы основного состава, которые, вероятно, слагают лунную кору вне круговых морей, едва ли имеют столь низкую плотность, которая может обеспечить положительные изостатические аномалии пластин по расчетам Дж. Е. Конела и Дж. Б. Холстрома ($2,7 \text{ г/см}^3$, а тем более $2,1 \text{ г/см}^3$). Не может обусловить такой эффект и различная пористость корового материала, поскольку, как показал Дж. А. О'Киф (O'Keefe, 1968), пористость лунных пород быстро убывает с глубиной.

Своеобразные решения этой проблемы предложили М. Дж. О'Хара и его соавторы (O'Hara a. o., 1970) и А. Э. Рингвуд и Е. Эссин (Ringwood, Essene, 1970). Решение М. Дж. О'Хара основано на аналогии лунных морей с лавовым озером. Допуская гравитационную дифференциацию лавы, авторы предполагают обогащение «придонного» материала окислами железа и титана, с чем и связывают масконы круговых морей. Эта модель кажется нам неприемлемой по двум причинам. Во-первых, геологическое картирование Луны показало, что лунные моря заполнены разновозрастными комплексами пород, каждый из которых, возможно, состоит из нескольких покровов. Поэтому аналогии с лавовым озером недопустимы в столь крупном масштабе, какой необходим для создания выявленных масконов, хотя небольшие лавовые озера и могли возникать в отдельных местах при морском и кратерном вулканизме. Во-вторых, предполагаемое обогащение магмы железом и особенно титаном приводит к такой модели источника ее частичного выплавления, который имеет аномально высокую для Луны плотность и уникальный состав. В широких масштабах (а круговые моря распространены достаточно широко) такой состав исходного вещества в недрах Луны невозможно получить при любой из предложенных гипотез ее происхождения.

При малой степени частичного плавления (3%), т. е. небольшой мощности базальтовой морской коры, А. Э. Рингвуд и Е. Эссин объясняют масконы переходом габброидной ассоциации ($3,36 \text{ г/см}^3$) в эклогитовую (расчетная плотность $3,74 \text{ г/см}^3$). Согласно экспериментальным данным указанных авторов, этот переход для лунных морских базальтов (пониженное содержание Na и Si, высокое содержание Fe) осуществляется при более низких давлениях, чем для габброидных пород в недрах Земли. Переход в эклогит мог происходить в основании коры круговых морей на глубинах около 50 км (3 кбар) при температурах $660-730^\circ \text{C}$, а в предполагаемых габброидных интрузиях под ними на глубинах до 100—200 км (5—10 кбар) — при $750-1000^\circ \text{C}$. Вызывают сомнения лишь два аспекта

такого решения. Во-первых, достаточно ли велики на указанных глубинах объемы базальтовых или габброидных пород, чтобы обеспечить масконы под круговыми морями? Во-вторых, не изменит ли расположение кривой габбро-эклогитового перехода то обстоятельство, что понижение содержания Na может быть связано с приповерхностной дегазацией и не характерно для глубинных продуктов кристаллизации базальтовых магм?

Указанные затруднения заставили обратиться к моделям коры с плотностными различиями круговых морей и прочих территорий, меньшими по величине, но охватывающими бóльшие объемы пород. На небольшие различия плотностей как возможный дополнительный источник масконов указывал Дж. А. О'Киф (O'Keefe, 1968). Более обоснованы эти положения в позднейших работах (Phinney a. o., 1969; Wood a. o., 1970; Трифонов, 1971). Опираясь на приближенные результаты исследований химического состава пород, Р. А. Финней и его соавторы определяют среднюю плотность морского материала в $3,17-3,20 \text{ г/см}^3$, а материала лунных возвышенностей — $2,97 \text{ г/см}^3$. Первую они считают характерной для круговых морей Луны, а вторую — для остальных территорий. Для обеспечения масконов указанные плотностные различия должны сохраняться до глубины 50 км. Если под круговыми морскими впадинами плотность пород близка к средней плотности Луны ($3,34 \text{ г/см}^3$), для компенсации масконов достаточна мощность коры в 32 км.

По мнению Дж. А. Вуда и его сотрудников, габбро-анортозитовый слой с плотностью $2,9 \text{ г/см}^3$ «плавает» на базальтовом слое с плотностью $3,3 \text{ г/см}^3$, причем в круговых морях последний выходит на поверхность. Измеренная величина масконов достигается при мощности габбро-анортозитового слоя 25 км и наблюдаемом на Луне различии высот его поверхности и поверхности морских впадин. Единственное возражение против обеих моделей состоит в том, что вне круговых морей широко распространены не только кратерные и родственные им образования, плотность которых, вероятно, близка к плотности габбро-анортозитов, но и морские комплексы пород; возможно, присутствуют также выходы неполностью переработанного исходного материала Луны. Плотность этой смеси выше плотности габбро-анортозитов.

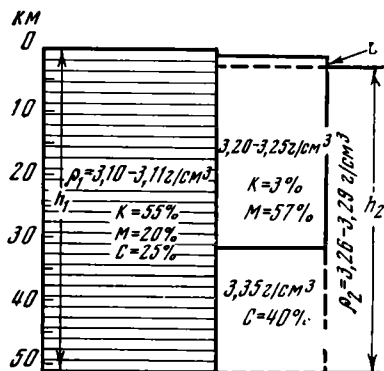
Предлагаемые ниже модели лунной коры основаны на следующих данных и предположениях. Гравитационные аномалии Луны полностью определяются неоднородностями корового слоя. Плотности тех или иных типов коры соответствуют их плотностям на поверхности Луны (имеются в виду плотности непористых пород или плотности скелета в пористых разностях). Плотности базальтовых пород района посадки «Аполлона-11» $3,1-3,5 \text{ г/см}^3$ («Preliminary examination...», 1969). Их расчетная плотность, по данным А. Э. Рингвуда и Е. Эссина (Ringwood, Essene, 1970) — $3,36 \text{ г/см}^3$. Пересчеты, основанные на различиях химических составов, позволяют определить среднюю плотность базальтовых морских пород в $3,25 \pm 0,5 \text{ г/см}^3$. Плотности обломков анортозитовых пород в тонкой фракции «Аполлона-11» в среднем $2,87 \text{ г/см}^3$ (Wood a. o., 1970). Предполагая, по данным «Сервейора-7», «Луны 20», «Аполлона-14» и «Аполлона-15», что материал эндогенных кратеров Луны в целом содержит меньше анортозитов и больше габбро-анортозитов и анортозитовых габбро, чем упомянутые обломки, принимаем среднюю плотность кратерного материала равной $2,95 \pm 0,05 \text{ г/см}^3$.

Простейшие расчеты мощности лунной коры близки к тем, какими пользовались Дж. А. Вуд и его сотрудники. Принимается, что лунная кора в основном изостатически скомпенсирована, т. е. неровности рельефа

компенсируются плотностными различиями. При этом должно выдерживаться равенство $\rho_1 h_1 = \rho_2 h_2$, где h_1 и h_2 — мощности колонн пород, в которых осуществляется изостатическое выравнивание, а ρ_1 и ρ_2 — их средние плотности (рис. 10). Положительные изостатические аномалии в круговых морях условно считаются связанными с массами морских пород, избыточными по сравнению с тем, что требуют условия компенсации. Их мощность L может быть рассчитана из соотношения $\Delta g (\text{мгл}) = 41,9\rho L$ (Wood a. o., 1970), где Δg — величина изостатической аномалии, а ρ — плотность морских пород, которым условно приписывается аномалия. В частном случае она может равняться средней плотности колонны пород, обеспечивающей изостатическую компенсацию под круговыми морями. Δg принимается равной среднему арифметическому из максимальных вели-

Р и с. 10. Схематическая модель лунной коры в круговых морях (справа) и вне их (слева)

К — кратерный материал, М — морской материал, С — непереработанный субстрат. Остальные объяснения см. в тексте



чин аномалий семи круговых морей (Muller, Sjogren, 1968; O'Leary a. o., 1968) — около 200 мгл¹.

Среднее расстояние до центра Луны в областях распространения проделлярных и более молодых морских пород на 1,4 км меньше, чем в кратерных и древних морских областях (Гаврилов, 1969). Поскольку круговые морские впадины с аномальными значениями ускорения силы тяжести занимают лишь часть областей первого типа, среднее превышение лунной поверхности вне круговых морей над круговыми морями составляет около 1,2 км. В таком случае имеет место равенство $h_1 = h_2 + L + 1,2$ км (см. рис. 10). Приведенные формулы позволяют определить возможные мощности лунной коры при тех или иных соотношениях пород разной плотности в коре круговых морей и вне их, по формуле $h_1 = (L + 1,2) \times \rho_2 / (\rho_2 - \rho_1)$.

В простейшем случае можно принять, что нижняя граница коры в круговых морях и вне их проходит на одном гипсометрическом уровне, что соотношения кратерного и морского материала в коре подобны их соотношениям в поверхностном слое, доступном для изучения методами геологического дешифрирования, и, наконец, что все крупные кратеры сложены

¹ В наших упрощенных расчетах принято, что граница коры круговых морей и прочих территорий вертикальна и гравитационная аномалия одинакова под всей площадью кругового моря. В действительности рисунок аномалий сложнее и они достигают максимальных значений лишь под центральной частью морской впадины. Соответствие этому рисунку может быть достигнуто подбором формы тела, вызывающего гравитационную аномалию (Wise, 1970), т. е. изменением очертаний границ коры круговых морей и сопредельных территорий.

породами типа габбро-анортозитов, т. е. являются магматическими образованиями. На поверхности круговых морей светлые крупные кратеры и редкие аккумулятивные возвышенности относятся за немногочисленными исключениями к эратосфенскому и коперниковскому комплексам и занимают не более 5% площади. Поэтому средняя плотность пород коры круговых морей имеет величину $3,20 - 3,25 \text{ г/см}^3$.

Вне круговых морей частота встречаемости кратерных и морских образований различна. В морях неправильной формы, где поверхностный слой сложен процелляриевыми и более молодыми морскими породами, крупные кратеры эратосфенского и коперниковского комплексов распространены не более, чем в круговых морях. Большим распространением пользуются, однако, древние кратерные образования, реликты которых выступают над морской поверхностью. Существенно больше крупных кратеров разного возраста в областях развития небуляриевого комплекса. Местами они занимают более 60% поверхности. Для областей вне круговых морей в среднем можно принять, что морские и кратерные образования занимают примерно одинаковые площади и до 10% поверхности приходится на выходы «перидотитового» основания с плотностью около $3,35 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность коры вне круговых морей оказывается равной $3,10 - 3,12 \text{ г/см}^3$, а мощность коры $70 - 86 \text{ км}$.

При таком объеме коры слагающая ее легкоплавкая фаза составляет 10—12% исходного вещества Луны. А. П. Виноградов (1961) допускает выплавление не более 14% жидкой фазы при «зонной плавке» хондритового вещества. Следовательно, полученная модель принципиально возможна. Однако более вероятно, что выплавление происходило не из всего объема исходного вещества, да и степень частичного плавления была ниже. Последнее согласуется с повышенными концентрациями некоторых редких элементов в лунных морских породах. Поэтому предпочтение должно быть отдано модели коры меньшей мощности.

В рассмотренной модели все крупные кратеры считаются сложенными породами габбро-анортозитового и близкого к нему типов. Более вероятно, однако, что многие ударно-метеоритные кратеры представляют собой смесь материала магматических кратеров и морских пород, т. е. доля собственно кратерного материала в кратерных областях меньше принятой для расчетов, а мощность коры соответственно больше. Другой фактор, который может повлиять на оценку плотностных характеристик лунной коры, — переход габбро или базальтов морского типа в эклогит. По данным А. Э. Рингвуда и Е. Эссина (Ringwood, Essene, 1970), такой переход мог иметь место на глубинах свыше 50 км. Для габбро-анортозитов и анортозитовых габбро подобный переход мог бы осуществляться лишь на существенно больших глубинах и поэтому на Луне, вероятно, отсутствует. Если 10% морских пород обсуждаемой модели коры переходит в эклогит с плотностью $3,7 \text{ г/см}^3$, то средняя мощность коры — $60 - 70 \text{ км}$.

Еще два обстоятельства, которые могут изменить расчетную мощность лунной коры, связаны с предполагаемыми особенностями распределения продуктов лунной магматической деятельности. Представляется весьма вероятным, что происходившее в круговых морях интенсивное выделение недифференцированных базальтовых магм с глубин более 200 км привело к значительной потере тепла, а это ограничило возможности преобразования исходных и выплавления новых магм на меньших глубинах, т. е. возможности генерации кратерного материала. Вне круговых морей, где поступление недифференцированных глубинных магм на поверхность,

вероятно, было ограниченным, выплавление и фракционирование магм на промежуточных глубинах происходили полнее. В итоге при меньшем количестве поступавших на поверхность магм морского типа общее количество легкоплавкой фазы могло быть больше, чем в круговых морях, — главным образом за счет магм кратерного типа. Последние лишь частично поступали на поверхность, а частично и, может быть, в большинстве случаев создавали интрузии. Поэтому можно предположить, что в нижних горизонтах коры содержание кратерного материала возрастает. В том же направлении, вероятно, увеличивается и количество переработанного исходного вещества.

В модели, учитывающей указанные обстоятельства, мощность коры в круговых морях должна быть меньше, чем вне их. Предполагается, что колонна пород, компенсирующая под круговыми морями кору сопредельных областей и создающая, кроме того, положительные гравитационные аномалии, на 60% состоит из морских пород (с примесью 5% кратерных) и на 40% — из подстилающего их «перидотитового» субстрата. Вне круговых морей кора состоит из 55% кратерного, 20% морского и 25% «перидотитового» переработанного материала. При этом ρ_1 имеет величину 3,10—3,11 г/см³, а ρ_2 — 3,26—3,29 г/см³. Мощность коры в круговых морях оказывается равной 29—32 км, а вне их — 50—55 км. Слагающая кору легкоплавкая фаза составляет 6—7% исходного вещества Луны.

Последняя модель, разумеется, сугубо гипотетичная, наилучшим образом согласуется с имеющимися геологическими, геохимическими и геофизическими данными. При такой модели средняя плотность подкоровых масс Луны равна 3,36 г/см³, а будучи приведена к условиям температуры и давления на поверхности Земли, достигает 3,42 г/см³.

Заключение

Формирование структуры морских впадин Луны: их прогибание, образование кордильер, развитие разрывных систем происходило параллельно с заполнением впадин комплексами морских пород. Поскольку последний процесс был геологически длительным, охватывая десятки и сотни миллионов лет, столь же длительным было и формирование самих впадин. Это наиболее важный аргумент против ударного происхождения морских впадин, позволяющий связывать их возникновение и развитие с эндогенными, тектоническими факторами, вероятно, определявшимися глубинными магматическими процессами. Морфология морской поверхности дает основание предполагать, а структура и состав морских пород доказывают, что эти процессы проявлялись в форме вулканизма, во многом сходного с платобазальтовым вулканизмом на Земле. Приведенные в настоящей работе факты и доводы позволяют наметить в общих чертах следующую картину образования морских впадин Луны в ходе магматической деятельности.

Постепенный радиоактивный разогрев с участием других источников тепла в аккумулярованной из холодных частиц и обломков Луне привел к тому, что примерно 4,6—4,5 млрд. лет назад создались условия для частичного плавления ее недр на глубинах около 400 км. Несколько позднее эти условия распространились на большие и меньшие глубины. Из-за частичного плавления лунных недр на глубинах свыше 200 км произошло выделение базальтовых магм, по ряду признаков сходных с «примитивными» магмами Земли: оливин-толеитовой, щелочно-оливин-базальтовой и пик-

ритовой. Предполагаемое более высокое отношение $Fe/(Mg + Fe)$ в источнике плавления по сравнению с областями генерации молодых базальтовых магм Земли обусловило существенное обогащение лунных магм железом.

Генерированная магма могла поступать на поверхность вдоль зон разломов и особенно на участках пересечения зон разных направлений. Наиболее сложное и многократное пересечение наблюдается сейчас вблизи круговых морских впадин. По-видимому, именно здесь создавались максимально благоприятные условия для подъема магм. При относительной «равнозначности» разнонаправленных нарушений и вещественной однородности лунных недр такие глубинные магматические бассейны приобретали очертания, близкие к круговым, что обусловило и круговую форму области магматических извержений на поверхности. Вдоль крупных зон однонаправленных разрывов и дуговых нарушений вокруг круговых морей также происходил подъем магм, однако объем извергнутого продукта здесь, вероятно, был меньше. Элементы анизотропии, созданные однонаправленностью нарушений, обусловили неправильные, отличающиеся от круговых очертания большинства таких вулканических областей.

Ориентировка разрывных нарушений Луны подчиняется общепланетарной закономерности в том смысле, что повсеместно отмечаются преимущественные направления разрывов и трещин, принадлежащие к одному из трех планетарных направлений: северо-западному и развитым несколько слабее северо-восточному и субмеридиональному. Это обстоятельство, по-видимому, исключает возможность образования большинства разрывов ударами метеоритов или более крупных космических тел. Неравномерная густота разрывов и появление особенно сильно нарушенных зон связаны с иными, не вполне понятными сейчас причинами.

В тех случаях, когда магмы достигали глубин 150—180 км (или формировались на этих глубинах), но не могли без задержки подняться выше из-за отсутствия или малой эффективности подводящих каналов, происходила кристаллизационная дифференциация, в результате которой жидкая фаза обогащалась глиноземом. Дальнейшее фракционирование высокоглиноземистых магм могло привести к формированию больших объемов пород типа габбро-анортозитов и других, существенно обогащенных плагиоклазом. Возможно, именно этот тип магматической деятельности, связанный с промежуточными очагами, находит поверхностное выражение в виде кратеров¹ и аккумулятивных возвышенностей. Возможно, в составе таких комплексов будут найдены также относительно кислые продукты дифференциации.

Геологическое картирование Луны показывает, что в течение длительного времени формирование кратеров и развитие морей происходило параллельно, но первый процесс достаточно интенсивно продолжался и после того, как второй закончился или происходил в крайне ограниченных масштабах. Вероятно, поступление продуктов выплавки с глубин меньше 200 км продолжалось и после того, как на больших глубинах вся легкоплавкая фаза, имевшая возможность отделиться, уже была отделена или в изменившейся тектонической обстановке не могла поступать на поверхность без фракционирования на промежуточных и малых глубинах.

Два типа магматической деятельности, морской и кратерно-материковый, привели к обособлению легкоплавкой фазы, создавшей лунную кору. Соотношение в ней разновозрастных образований этих двух типов, по-

¹ Имеются в виду магматические кратеры, наряду с которыми, по-видимому, существуют и ударно-метеоритные.

видимому, различно в разных частях Луны. Алтайский, медийский и особенно процелляриевый комплексы пород приурочены в большей степени к видимой, чем к обратной, стороне Луны и обнаруживают менее четко выраженное предпочтительное распространение в приэкваториальных и умеренных широтах. Естественно предположить, что различия видимого и обратного полушарий связаны с приливным воздействием Земли, особенно эффективным, когда Луна находилась к ней достаточно близко. Если так, то одностороннее обращение Луны к Земле зафиксировалось не позднее 4 млрд. лет назад.

Устойчивость заложенной в древности системы разломов определила длительность и унаследованность морского вулканизма. Итогом его явилось обогащение коры морских впадин относительно плотными магматическими породами, т. е. возникновение в морях коровых масс, избыточных по сравнению с областями интенсивного кратерного магматизма. В связи с этим обращает на себя внимание, что извержение очередных порций морских магм, по-видимому, приводило к опусканию участка, сложенного изверженными продуктами, относительно соседских территорий, сложенных более древними внекратерными образованиями. Указанная особенность лунного морского вулканизма проявилась как в масштабе отдельных выходов того или иного комплекса морских пород, так и в масштабе крупных областей морского вулканизма: все они выражены в рельефе впадинами, поверхность которых более чем на 1 км ниже поверхности бережий. Вероятно, такое опускание отражает изостатическое выравнивание областей с разными плотностями выплавленных магматических продуктов.

Тот факт, что развитие морских впадин происходило длительно и параллельно с вулканической деятельностью, допускает многократное возобновление процессов изостатического выравнивания, которые, скорее всего, могли иметь место между эпохами интенсивных извержений. В морях неправильной формы, где общий объем морских магматических пород относительно невелик, изостатическое выравнивание оказалось достигнутым полностью или почти полностью. В особенно длительно развивавшихся круговых морях, где объемы извергнутых продуктов морского магматизма были значительно больше, полного выравнивания не произошло, и избыточные массы сохранились до сих пор.

Изостатическое выравнивание морских впадин, вероятно, сопровождалось неоднократным опусканием кровли опустошавшихся магматических бассейнов. С погружением областей морского магматизма, особенно интенсивных в круговых морях, связано образование уступов кордильер, дугообразных трещин за ними и по краям морей. Сбросо-раздвиговые движения по таким трещинам привели к заложению впадин периферических поясов. Достигая питающих магматических бассейнов, эти трещины могли служить подводными каналами для магм морского типа.

Значительная теплоотдача в эпоху интенсивного вулканизма и распад радиоактивных изотопов положили начало остыванию Луны и постепенному ослаблению вулканической деятельности. Ее наиболее значительные проявления прекратились давно, вероятно, не менее 2 млрд. лет назад, но остаточные процессы, возможно, продолжают до сих пор. С ними могут быть связаны временные изменения яркости, цвета и видимости лунных объектов (Middlehurst, 1966; Middlehurst а. о., 1968), чаще всего приуроченные к относительно молодым образованиям: кратерам, участкам морской поверхности, трещинам, аккумулятивным возвышенностям в кратерах и вне их. В пользу такого предположения свидетельствует также повы-

шенное количество положительных температурных аномалий на относительно молодых морских поверхностях (Марков, Суханов, 1969).

Итак, на Луне, как и на Земле, возникла базальтовая кора, выплавленная из недр планеты. На Земле, кроме того, сформировалась, и, по-видимому, продолжает наращаться до сих пор континентальная «гранитная» кора, обогащенная магматическими и метаморфическими породами кислого и среднего состава. По крайней мере, с позднего, а может быть, с раннего протерозоя развитие гранитной коры связано с пространственно локализованным геосинклинальным процессом. В более ранние эпохи формирование гранитного слоя могло быть и не столь локализованным (гранитные купола). На Луне отсутствует структурное выражение геосинклинального процесса. Тот факт, что там не обнаружено сколько-нибудь существенных проявлений кислого или среднего магматизма (имеющиеся образования кислого состава, скорее всего, являются остаточными продуктами кристаллизации базальтовых магм), позволяет предполагать отсутствие «гранитного» слоя в лунной коре. Меньшая по сравнению с Землей расслоенность лунной коры соответствует, вероятно, и меньшей расслоенности подкорковых масс. Степень дифференциации вещества планеты на химически различные горизонты представляется в этой связи функцией ее размеров и массы.

Литература

Атлас обратной стороны Луны, ч. 2.

1967. М., «Наука».

Виноградов А. П.

1961. О происхождении вещества земной коры.— Геохимия, № 1.

Виноградов А. П.

1971. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-16».— Природа, № 3.

Гаврилов И. В.

1969. Фигура и размеры Луны по астрономическим наблюдениям. Киев, «Наукова думка».

Кропоткин П. Н.

1971. Гравиметрия и рельеф Луны (в сопоставлении с Землей).— Геотектоника, № 1.

Левин Б. Ю.

1963. О термической истории Луны.— В кн.: Новое о Луне. М.— Л., Изд-во АН СССР.

Марков М. С.

1969. Объяснительная записка к геолого-морфологической карте северной части Моря Облаков (лист LAC-76).— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.

Марков М. С., Суханов А. Л.

1969. Некоторые общие закономерности развития структур Луны и особенности ее геологической истории.— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.

Марков М. С., Суханов А. Л.

1970. Масконы в истории лунных морей.— Природа, № 3.

Марков М. С., Суханов А. Л., Трифонов В. Г., Флоренский П. В., Шкерин Л. М.

1972. Геологическое картирование Луны.— В кн.: Современные представления о Луне. М. «Наука».

Михайлов А. А.

1963. Обратная сторона Луны.— В кн.: Новое о Луне. М.— Л., Изд-во АН СССР.

Полная карта Луны.

1969. Научный руководитель Ю. Н. Липский. М., «Наука».

Проблемы геологии Луны.

1969. Труды ГИН АН СССР, вып. 204.

Псковский Ю. П.

1968. Глобальные исследования Луны.— Природа, № 4.

Суханов А. Л.

1969а. Вулканические гребни на Луне.— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.

Суханов А. Л.

1969б. Древние моря Луны.— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.

- Суханов А. Л.**
1969в. Объяснительная записка к геолого-морфологическим картам района цирков Теофил в Птолемей (листы LAC-77, 78).— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Суханов А. Л., Трифионов В. Г.**
1967. Геолого-морфологическое картирование Луны (методика и результаты исследований).— *Астроном. вестн.*, № 4.
- Суханов А. Л., Трифионов В. Г.**
1969. Методика составления и легенда геолого-морфологических карт Луны.— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Суханов А. Л., Шнерин Л. М.**
1969. О мощности пород процелляриевого комплекса.— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Трифионов В. Г.**
1969а. Объяснительная записка к геолого-морфологическим картам района кратера Архимед, гор Апеннины и Гем (листы LAC-41, 59, 60).— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Трифионов В. Г.**
1969б. Сравнение форм лунного рельефа с земными вулканическими образованиями.— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Трифионов В. Г.**
1971. Гравитационные аномалии Луны в свете геологических данных.— *Докл. АН СССР*, 196, № 1.
- Флоренский П. В.**
1969. Объяснительная записка к геолого-морфологическим картам южной части Моря Дождей, кратера Коперник и его окрестностей (листы LAC-40, 58).— Труды ГИН АН СССР, вып. 204.
- Хабаков А. В.**
1949. Об основных вопросах истории развития поверхности Луны.— *Зап. Всесоюз. геогр. об-ва, нов. серия*, 6.
- Хабаков А. В.**
1960. Характерные особенности рельефа Луны.— В кн.: *Луна. М., Физматгиз*.
- Шумякер Ю. М., Хэкман Р. Дж.**
1963. Стратиграфическая оценка для шкалы времени в истории развития Луны.— В кн.: *Новое о Луне. М.— Л., Изд-во АН СССР*.
- Юри Х. К.**
1963. Происхождение Луны в связи с происхождением солнечной системы.— В кн.: *Новое о Луне. М.— Л., Изд-во АН СССР*.
- Albee A. R., Burnett D. S. a. o.**
1970. Mineralogic and isotopic investigations on lunar rock 12013.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 9, N 2.
- Baldwin R. B.**
1949. *The face of the Moon*. Chicago, Univ. Press.
- Baldwin R. B.**
1968. Lunar mascons: another interpretation.— *Science*, 162, N 3860.
- Baldwin R. B.**
1969. Ancient giant craters and the age of the Lunar surface.— *Astron. J.*, N 74.
- Carr M. H.**
1966. Geologic map of the Mare Serenitatis region of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Conel J. E., Holstrom G. B.**
1968. Lunar mascons: a near-surface interpretation.— *Science*, 162, N 3860.
- Fielder G.**
1963. Lunar tectonics.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 119, pt. 1.
- Fielder G.**
1964. Strike-slip faulting in the Vaporum region of the Moon.— *Quart. J. Geol. Soc. London*, 120, N 478.
- Gilbert G. K.**
1893. The Moon's face.— *Bull. Philos. Soc. Washington*, 12.
- Hackman R. J.**
1966. Geologic map of the Montes Apenninus region of the Moon.— Washington, U. S. Geol. Survey.
- Hartmann W. K.**
1963. Radial structures surrounding lunar basins.— *Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona*, 2.
- Hartmann W. K.**
1967. Lunar crater counts. III: post mare and «Archimedean» variations.— *Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona*, 6, N 3.

- Hartmann W. K.**
1968. Lunar crater counts. VI: the young craters Tycho, Aristarchus and Copernicus.— Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona, 7, N 3.
- Hartmann W. K., Kuiper G. P.**
1962. Concentric structures surrounding lunar basins.—Commun. Lunar and Planet. Lab., Univ. Arizona, 1, N 12—13.
- Hartmann W. K., Wood J. A.**
1971. Moon: origin and evolution of multi-ring basins.— The Moon, 3, N 3.
- Kaula W. M.**
1970. Lunar mass concentration.— The Moon, 1, N 4.
- Kopal Z.**
1969. The Moon.— Dordrecht, D. Reidel Publ. Co.
- Kuiper G. P., Strom R. G., Le Poole R. S.**
1966. Interpretation of the Ranger records.— In: Ranger VIII and IX. NASA Techn. Rept N 32-800. Pt 2. Pasadena, California Inst. Technol.
- Lunar chart.**
1960—1964. Scale 1 : 1 000 000. Ser. code: LAC. Washington. Publ. Aeronaut. Chart and Informat. Center U. S. Air Force.
- Lunar earthside chart. Lunar farside chart. Lunar polar chart.**
1970. Scale 1 : 5 000 000. NASA. Washington, U. S. Govt. Print. Office.
- McCauley J. F.**
1967. Geologic map of the Hevelius region of the Moon.— Washington, U. S. Geol. Surv.
- Middlehurst B. M.**
1966. An analysis of lunar events.— Trans. Amer. Geophys. Union, 47, N 1.
- Middlehurst B. M., Burley I. M., Moor P., Welther B. L.**
1968. Chronological catalogue of reported lunar events. NASA Techn. Rept. R-277. Washington.
- Milton D. J.**
1968. Geologic map of the Theophilus quadrangle of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Moore H. J.**
1965. Geologic map of the Aristarchus region of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Morris E. C., Wilhelms Don E.**
1967. Geologic map of the Julius Caesar quadrangle of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Muller P. M., Sjogren W. L.**
1968. Mascons: lunar mass concentrations.— Science, 161, N 3842.
- O'Hara M. J., Biggar G. M., Richardson S. W., Ford C. E., Jamieson B. G.**
1970. The nature of seas, mascons and the lunar interior in the light of experimental studies.— In: Proceedings of the Apollo-11 Lunar Science Conference, v. 1. Mineralogy and Petrology. N. Y., Oxford, Toronto, Sydney, Braunschweig. Pergamon Press.
- O'Keefe J. A.**
1968. Isostasy on the Moon.— Science, 162, N 3860.
- O'Leary B. T., Campbell M. J., Sagan C.**
1968. Lunar and planetary mass concentrations.—In: Center for radiophysics and space research N. Y., Cornell Univ.
- Phinney R. A., O'Keefe J. A. a. o.**
1969. Implications of the Surveyer 7 results.— J. Geophys. Res., 74, N 25.
- Preliminary examination of Lunar samples from Apollo-11.**
1969. — Science, 165, N 3899.
- Ringwood A. E., Essene E.**
1970. Petrogenesis of Apollo-11 basalt internal constitution and origin of the Moon.— In: Proceedings of the Apollo-11 Lunar Science Conference, vol. 1. Mineralogy and petrology. N. Y., Oxford, Toronto, Sydney — Braunschweig. Pergamon Press.
- Salisbury J. W., Smalley V. G., Ronga L. B.**
1965. Origin of linear elements of Mare Humorum.— Nature, 206, N 4982.
- Schaber G. G.**
1969. Geologic map of the Sinus Iridium quadrangle of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Schrutka-Rechtenstamm G., Hopmann J.**
1958. Die Figur des Mondes.— Sitzber. Osterr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abt. II, 167, H. 5.
- Science.**
1970. 167, N 3918.
- Shoemaker E. M., Trask N. J., Moore H. J., Carr M. H., Alderman J. D., Borgeson W. T., Wu S. S. C., Lugin R. V., Milton D. J., Wilhelms Don E., McCauley J. F., Schmitt H. H.**
1966. Progress in the analysis of the fine structure and geology of the lunar surface from the Ranger VIII and IX.— In: Ranger VIII and IX. NASA Techn. Rept N 32-800. Part II. Pasadena, California Inst. Technol.

- Spurr J. E.**
1944. Geology applied to selenology. I. The Imbrian Plain Region of the Moon. Lancaster, Pennsylvania Sci. Press.
- Spurr J. E.**
1945. Geology applied to selenology. II. The features of the Moon. Lancaster, Pennsylvania Sci. Press.
- Stipe J. G.**
1968. Iron meteorites as mascons.— *Science*, 162, N 3860.
- Stuart-Alexander D., Howard K.**
1970. Lunar Mares and Circular Basins — a review.— *Icarus*, N 12.
- Titely S. R.**
1967. Geologic map of the Mare Humorum region of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Trask N. J., Rowan C.**
1967. Lunar Orbiter photographs: some fundamental observations.— *Science*, 158, N 3808.
- Ulrich G. E.**
1969. Geologic map of the J. Herschel quadrangle of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Urey H. C.**
1968. Mascon and the history of the Moon.— *Science*, 162, N 3860.
- Wilhelms Don E.**
1968. Geologic map of the Mare Vaporum quadrangle of the Moon. Washington, U. S. Geol. Surv.
- Wilhelms Don E., Davis D. E.**
1971. Two former faces of the Moon.— *Icarus*, N 15.
- Wise D. U.**
1970. Mascons as a structural relief on a lunar «Moho».— *J. Geophys. Res.*, 75, N 2.
- Wood J. A., Marvin U. B., Powell B. N., Dickey J. S., jr.**
1970. Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon.— In: *Proceedings of the Apollo-11 Lunar Science Conference, 1. Mineralogy and petrology*. N. Y.— Oxford — Toronto — Sydney — Braunschweig.

Содержание

<i>Предисловие</i> (М. С. Марков)	5
Вулканические формы на Луне (А. Л. Суханов)	7
<i>Введение</i>	7
<i>Метеоритные кратеры на Земле</i>	13
<i>Статистика лунных кратеров</i>	19
<i>Вулканические формы на лунной поверхности</i>	25
Купола	25
Центральные вулканы	26
Дайки и вулканические хребты	60
Вулканические районы	60
Вулканогенные кратеры	61
Морские образования	81
<i>Типы вулканогенных кратеров Луны</i>	85
Концентрические кратеры	86
Примитивные кольца	94
Зрелые кратеры	97
Лепестковые кратеры	97
Сложные цирки	102
Эксплозивные кратеры (лунки)	106
<i>Ударные кратеры</i>	108
<i>Земные аналоги лунных форм</i>	122
Эффузивные и пирокластические накопления	122
Шлаковые конуса и мелкие кратеры	128
Стратовулканы	130
Крупные кальдеры и кольцевые комплексы	133

<i>Распространенность вулканических форм на Луне</i>	143
<i>Возраст лунного вулканизма</i>	145
<i>Особенности лунного вулканизма</i>	148
Динамический режим магматических очагов	149
Дифференциация и дегазация	151
Разброс пирокластического материала	153
Строение коры	155
<i>Некоторые особенности структур Марса</i>	159
<i>Заключение</i>	161
<i>Литература</i>	165
Геология лунных морских впадин (В. Г. Трифонов)	174
<i>Предмет исследований, терминология, морфология, систематика</i>	174
<i>Многоэтапность процессов формирования лунных морских впадин</i>	187
Круговые впадины типа Моря Дождей	187
Круговые впадины типа Моря Нектара	218
Круговые впадины типа талассоида Королев	222
Моря неправильной формы	227
<i>Многоэтапность как отражение длительности развития</i>	230
<i>Закономерности распределения круговых морских впадин и морского материала на поверхности Луны</i>	233
<i>Магматизм, масконы и лунная кора</i>	235
<i>Заключение</i>	241
<i>Литература</i>	244

Contents

<i>Foreword</i> (M. S. Markov)	5
Volcanic features on the Moon (A. L. Sukhanov)	7
<i>Introduction</i>	7
<i>Meteoritic craters on the Earth</i>	13
<i>Statistics of lunar craters</i>	19
<i>Volcanic features on the lunar surface</i>	25
Domes	25
Central volcanoes	26
Dykes and volcanic ridges	60
Volcanic regions	60
Volcanogenic craters	61
Mare units	81
<i>Types of volcanogenic craters of the Moon</i>	85
Concentric craters	86
Primitive rings	94
Mature craters	97
Petaliform craters	97
Complex cirques	102
Explosive craters (craterlets)	106
<i>Impact craters</i>	108
<i>Terrestrial analogues of lunar features</i>	122
Effusive and pyroclastic deposits	122
Cinder cones and pit-craters	128
Stratovolcanoes	130
Large calderas and ring complexes	133

<i>Extent of volcanic features on the Moon</i>	143
<i>The age of lunar volcanism</i>	145
<i>Peculiarities of lunar volcanism</i>	148
Dynamic regime of magmatic foci	149
Differentiation and degasation	151
Scattering of pyroclastic material	153
Structure of the crust	155
<i>Some peculiarities of the Martian features</i>	159
<i>Conclusions</i>	161
<i>Bibliography</i>	165
Geology of the lunar mare basins (V. G. Trifonov)	174
<i>The subject of study, terminology, morphology, systematics</i>	174
<i>The multi-stage process of formation of lunar basins</i>	187
Circum basins of the Mare Imbrium type	187
Circum basins of the Mare Nectarum type	218
Circum basins of the Thalassoid Korolev type	222
Mares of an irregular shape	227
<i>Multi-stagial development as a reflection of the long-time one</i>	230
<i>Regularities in distribution of circum mare basins and mare material on the Moon's surface</i>	233
<i>Magmatism, mascons and the lunar crust</i>	235
<i>Conclusions</i>	241
<i>Bibliography</i>	244

Вулканические формы на Луне. А. Л. Суханов.— В кн.: «Вулканизм и тектоника Луны». Труды ГИН, вып. 262. М., «Наука», 1974, стр. 7—173.

Путем дешифрирования фотографий составлена карта вулканических структур лунной поверхности масштаба 1 : 10 000 000. С различной степенью достоверности выделены: области площадных излияний (древние и молодые моря), лавовые и экструзивные купола и гребни, вулканы и шлаковые конуса, взрывные кратеры и кальдеры. Вулканические кратеры разделены на несколько типов, различающихся по морфологическим характеристикам. Вулканические образования распределены по лунной поверхности относительно равномерно; аккумулятивные формы занимают 0,5—3% лунной поверхности, вулканогенные кратеры — 3—12%, области площадных излияний — 30—35%; значительная часть ударных кратеров переработана вулканизмом. Наличие вулканических структур искажает график распределения частот кратеров по диаметрам, заметно повышая плотность кратеров диаметром свыше 1 км. Проведено сравнение лунных вулканических структур с земными; рассмотрены возможные причины различий в проявлениях вулканизма на Земле и на Луне. Преобладание структур типа кальдер над аккумулятивными формами на Луне объясняется значительным расплавлением лунных недр, в результате чего возникало большое количество крупных приповерхностных магматических очагов. Морфология лунных вулканических структур не дает достаточных указаний на состав слагающих их пород.

Табл. 2. Илл. 57. Библ. 216 назв.

Геология лунных морских впадин. В. Г. Трифанов.— В кн.: «Вулканизм и тектоника Луны». Труды ГИН, вып. 262. М., «Наука», 1974, стр. 174—247.

Приводится систематика морских впадин и талассоидов Луны. На основе геологического дешифрирования фотографий Луны, полученных с помощью космических аппаратов и телескопов, описано строение морских впадин разных типов. Разновозрастность слагающих впадины комплексов пород, возникающих в процессе многофазного погружения впадин относительно береговых кордильер и многоэтапного формирования связанных со впадинами разломов, доказывает, по мнению автора, геологическую длительность развития этих структурных форм. Приводимые графики иллюстрируют упорядоченное расположение впадин и морского материала на поверхности Луны. Длительность формирования и упорядоченность расположения морских впадин позволяют рассматривать их как тектоно-магматические образования. Обсуждается модель этого процесса, согласующаяся с имеющимися геологическими, геофизическими, геохимическими и астрономическими данными о Луне. Прилагается структурно-геологическая карта Луны масштаба 1 : 10 000 000.

Табл. 2. Илл. 10. Библ. 50 назв.

Вулканизм и тектоника Луны

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор издательства
И. М. Ерофеева
Художественный редактор
В. Н. Тикуннов
Технический редактор
Н. П. Кузнецова

Сдано в набор 27/IX 1973 г.
Подписано к печ. 4/I 1974 г.
Формат 70×100 1/16.
Бумага для глубокой печати № 1.
Усл. печ. л. 20. Уч.-изд. л. 21
Тираж 1000 экз. Т-01704. Тип. зак. 2982.
Цена 2 р. 10 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2 р. 10 к.

6



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·