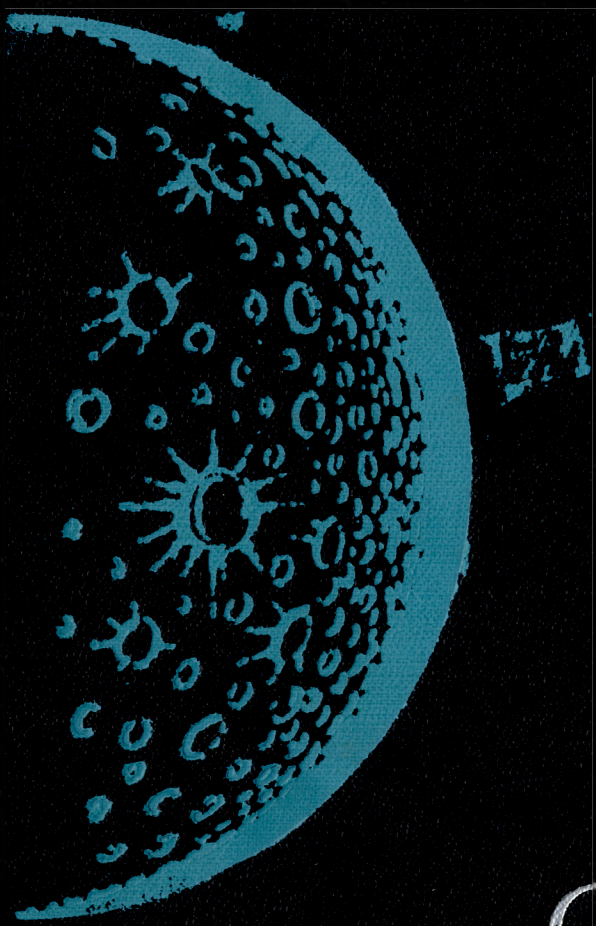
АКАДЕМИЯ НАУК СССР





ОЧЕРКИ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ПЛАНЕТОЛОГИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
им. В. И. ВЕРНАДСКОГО

ОЧЕРКИ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ПЛАНЕТОЛОГИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1981

УДК 523.4—525

Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981.

Книга представляет собой результат обобщения новых данных о планетах земной группы, полученных в результате интенсивных исследований планет в последние годы космическими и наземными средствами, и состоит из двух частей. В первой части дается описание внутренних планет и малых тел Солнечной системы, опирающееся на накопленную к настоящему времени богатую информацию. Вторая часть посвящена сравнительному планетологическому анализу процессов формирования и развития планетных тел, а также следствиям, вытекающим из общих законов их развития применительно к истории Земли.
Табл. 46. Ил. 112. Библ. 790 назв.

Авторы

К. П. ФЛОРЕНСКИЙ,
А. Т. БАЗИЛЕВСКИЙ,
Г. А. БУРБА, В. П. ВОЛКОВ,
А. В. ИВАНОВ, Р. О. КУЗЬМИН,
М. А. НАЗАРОВ, О. В. НИКОЛАЕВА,
А. А. ПРОНИН, О. Д. РОДЭ,
О. И. ЯКОВЛЕВ, А. А. ЯРОШЕВСКИЙ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
В. Л. БАРСУКОВ

О $\frac{20805—053}{055(02)—81}$ — по подписке БЗ 27—107 1980 1904020000

© Издательство «Наука», 1981 г.

ОТ РЕДАКТОРА

Колоссальный объем научной информации, полученной при осуществлении советской и американской программ космических исследований, определил саму возможность появления этой книги. Необходимость такого рода обобщающей монографии стала особенно остро ощущаться в последние годы, когда уже получено общее представление о строении и истории внутренних планет и Луны и надо создавать логику следующего этапа работ, в которой должны быть выявлены ведущие задачи исследований. Можно согласиться с авторами, что основной целью космических полетов должны считаться проблема углубленного понимания истории Земли и решение тех земных вопросов, которые не поддаются однозначному истолкованию при изучении Земли как индивидуального тела. Значение такого подхода осознавалось уже давно, и еще в конце прошлого века С. Менье в книге «Сравнительная геология, или геология небесных тел» писал, что «цель сравнительной геологии состоит в том, чтобы распространить на всю видимую вселенную преимущество методов, применяющихся к изучению Земли; и наоборот, применить к Земле результаты исследования неба, произведенного при свете земной геологии». К сожалению, попытки работ в этом направлении, которые делались до сих пор, упирались в явное отсутствие фактического материала, а предположения, которыми подменялось это отсутствие, оказывались несостоятельными. Современное состояние вопроса заставляет всерьез считаться с обобщенными результатами исследований.

Наиболее важный вывод, полученный в этой книге, поддерживает представления о необычайно раннем, по терминологии авторов догеологическом, периоде становления основного облика планет с выделением ядра, мантии и коры с ее дериватами — атмосферой и гидросферой. К геологическому времени авторы относят лишь дальнейшую эволюцию этих оболочек, которая в планетарном масштабе имеет второстепенное значение. К близким к этому выводам уже подходили ряд исследователей — В. И. Вернадский, А. П. Виноградов, А. В. Сидоренко и др. Однако при этом необходимо подчеркнуть, что дальнейшие эволюционные изменения строения наружных оболочек Земли (коры, атмосферы и гидросферы), называемых авторами гетерофазным планетарным чехлом, безусловно имели место и расшифровываются методами геологии, понимаемой в широком смысле слова. Здесь важно установление количественных соотношений значения первого и второго этапов в формировании коры и всего чехла планеты; авторы не уделяют этому достаточно внимания.

Для разных глав книги характерна разная стилистическая манера — с более обобщенным или более конкретным изложением материала и подходом к нему с разных позиций. Такая ситуация хорошо отражает трудность затронутых проблем, сосуществование разных точек зрения и привлекает прямым нежеланием решать ряд вопросов в окончательном виде. Авторы этим подчеркивают необходимость их дальнейшего изучения. Книга едина в главном — общем методологическом подходе, направленном на поиски общих законов строения планет и причин их индивидуальных особенностей. Именно это заставляет считать «Очерки» единым коллективным трудом, объединенным одной общей идеей.

О том, насколько удалось авторам выполнить поставленную перед собой трудную, но актуальную задачу,— судить читателям. Она написана доступно для астронома, физика, химика, геолога и просто любознательного читателя, интересующегося вопросами современной науки. Принципиальной новизной своего подхода она заинтересует широкий круг специалистов в области наук о Земле.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В книге излагается круг вопросов, изучением которых занимается коллектив лаборатории сравнительной планетологии в течение 12 лет, сначала в составе Института космических исследований АН СССР, а затем — Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР.

Задача этой книги — не только познакомить читателя с современными знаниями о планетах, но и взглянуть на историю планет взглядом геолога-геохимика, чтобы с новыми результатами, во многом непривычными и для геолога и для астронома, призвать их к совместному решению ряда спорных вопросов, прежде всего увидеть с этих позиций раннюю историю Земли.

Мы отчетливо сознаем всю сложность задачи, поставленной так впервые в мировой литературе. Сложно даже составление библиографии в этой книге. Новая литература, описывающая те или иные конкретные факты, часто не содержит обобщающих идей. В то же время затруднительно рекомендовать работы, интересные в идейном или методическом отношении, но сильно устаревшие по материалу, меняющемуся с каждым новым космическим полетом. Сложности задуманного обобщения способствовала и научная индивидуальность каждого из авторов, определяемая прежде всего его «земной» специализацией и временем работы в планетологии. Кроме того, существенные различия в уровне изученности разных планетных тел не позволяют их рассматривать однотипно.

В своей работе авторы всячески старались в основу книги положить наблюдаемые эмпирические факты, избегая опираться на гипотетические представления. В период подготовки книги к печати появилось несколько новых работ, которые только убеждают авторов в правильности избранного методического подхода и общих выводов, даваемых читателю. Среди таких работ, доступных нам и построенных на совершенно ином эмпирическом материале, особого внимания заслуживает книга Х. Альвена и Г. Аррениуса «Эволюция Солнечной системы» (М.: Мир, 1979).

При составлении «Очерков» идейная основа была заложена руководителем лаборатории К. П. Флоренским, которым написаны Введение и Заключение книги и ряд разделов во многих главах, а также проведены согласование и компоновка материала всех разделов. Над I частью книги работали главным образом К. П. Флоренский (гл. 1), А. Т. Базилевский (гл. 2, 3, 5), Г. А. Бурба (гл. 3, 7), В. П. Волков (гл. 5), А. В. Иванов (гл. 2), Р. О. Кузьмин (гл. 4), М. А. Назаров (гл. 2), А. А. Пронин (гл. 2), О. Д. Родэ (гл. 6); над II частью — преимущественно К. П. Флоренский, А. Т. Базилевский, А. В. Иванов, О. В. Николаева, О. И. Яковлев, А. А. Ярошевский. Мы считаем необходимым подчеркнуть, что рассматриваем эту книгу не как сборник статей по отдельным вопросам, а как единый коллективный труд, каждый из разделов которого широко обсуждался и корректировался практически всем авторским коллективом.

Большую поддержку в исполнении задуманной работы неизменно оказывал чл.-корр. АН СССР В. Л. Барсуков. Мы искренне признательны коллегам, с которыми обсуждались отдельные вопросы и разделы книги, и в первую очередь ближайшим товарищам по работе — всем сотрудникам лаборатории сравнительной планетологии, за полезную критику и советы, а Н. Н. Бобиной, Л. И. Комиссаровой и В. П. Шашкиной также и за помощь в подготовке рукописи и иллюстраций книги.

Ясно понимая сложность поставленной задачи и необычность пути, выбранного для заострения внимания читателя на спорных вопросах, мы будем искренне благодарны всем, кто отметит допущенные в книге несовершенства с тем, чтобы мы могли учесть их в своей дальнейшей работе.

ВВЕДЕНИЕ

Сравнительная планетология сейчас складывается по-новому на стыке астрономических и геологических наук. Успехи космических методов исследования планет позволяют теперь рассматривать не только Землю как одну из планет, но и другие тела Солнечной системы как «земли», которые могут изучаться земными методами, а не астрономически, как небесные светила. Земля перестала быть исключением по возможным методам исследования и может реально быть сравниваемой с другими планетами.

Прочное место, которое заняла наблюдательная астрономия в ряду физико-математических наук, определялось развитием небесной механики, в основе которой лежит представление о постоянстве или вечной цикличности наблюдаемых процессов.

Совершенно из другого корня, вопреки эмпирическому материалу, родилось философское представление о необходимости начала мироздания. В течение тысячелетий оно развивалось на мифологической основе и существовало параллельно с точной описательной наукой. Только в XVIII в. Э. Кант сделал серьезную попытку создания научной космогонии, которая явилась началом эволюционных построений в астрономии, сближающих ее с циклом естественноисторических наук. В последнее время именно это направление, в задачу которого входит описание свойств и истории развития природных тел, приобретает все большее значение.

Понятие о естественном природном теле четко сформулировано В. В. Докучаевым применительно к почве и особенно развивалось В. И. Вернадским, который подчеркивал важность этого понятия для всех натуралистов. Естественное природное тело является логически замкнутой природной системой, которая существует и изучается в совокупности всех свойств. Таким природным телом, или природным явлением, объектом, могут выступать почва, организм или их совокупность, отдельная планета, Солнечная система, Галактика и объекты иного рода. Введение этого понятия в науку особенно важно потому, что оно требует от натуралиста комплексного, диалектического изучения свойств природных тел в их взаимодействии, в их синтезе, что резко выпадает из рамок таких наук, как оптика, кристаллография, химия и другие, изучающих отдельные свойства природного тела.

Бурное развитие научных методов породило дробление естествознания на массу узких дисциплин, возникающих при открытии каждого нового метода исследования. Узкая специализация резко увеличила проницающую силу науки, но сам объект исследования, природное тело, растворился в бесчисленном количестве свойств, изучаемых по отдельности. В то же время массовый объем информации, которую мы получаем, требует специализированного подхода, так как иначе нельзя охватить весь материал. Так возникает жесткая необходимость одновременного развития двух типов наук. Вне специализации по дисциплинам в науку входит все больше и больше специалистов по проблемам, по комплексам природных тел. Планетология относится именно к такому обобщающему типу наук, который нельзя вместить в рамки классических, старых научных дисциплин. Рассмотрим питающие ее корни и отличия от сложившихся наук.

По предмету исследования ближе всего к планетологии подходит планетная астрофизика, которая является прямой ветвью астрономии. Вот ее определение, которое дают разные авто-

ры: В. В. Шаронов, 1958 г.: «В задачи исследования входят... размеры и фигура планеты, детали и структура ее поверхности и характер устилающих эту поверхность материалов, температура и ее изменения, связанные с движением вокруг Солнца, сезонные перемены ландшафтов, а также строение, физическое состояние и химический состав атмосферы»; В. И. Мороз, 1967 г.: «Предметом физики планет является исследование физических характеристик планет и их спутников: температура поверхности и атмосферы, состав атмосферы и ее строение, природа деталей, наблюдаемых на поверхности, и поверхностный слой, наконец, внутреннее строение при применении оптических и радиооптических методов». Как мы видим, здесь ставятся чисто описательные задачи в соответствии со всей астрономической традицией.

В связи с успехами космических исследований резко изменилась не только методика изучения объектов, ранее находившихся целиком в ведении астрономов, но и вся методология работы. Внедрение в астрономию школы натуралистов (прежде всего геологов), воспитанных на изучении Земли, резко изменило представление о ходе развития планет и их неоднородности не только в физическом, но и в историческом плане. В этом отношении знаменательна работа А. В. Хабакова (1949 г.), посвященная геологической истории поверхности Луны еще задолго до космической эры.

Это направление отграничено от космогонического изучения Солнечной системы, которое развивается у нас на основе гипотезы О. Ю. Шмидта и ее вариаций. Космогония занимается начальными условиями в системе, которые могли привести к ее формированию и которые принципиально отличаются от современных.

Предметом сравнительной планетологии является изучение строения планет, их истории и процессов, которые привели к современному состоянию планет и поддерживают его дальнейшее развитие. Таким образом, планетология — это историческая наука, аналогичная геологии в широком понимании — геономии, как ее назвал В. В. Белоусов, предметом изучения которой является природное естественное тело — Земля, планета — или семья тел — Солнечная система.

В. И. Вернадский писал: «Выводы геологии не менее важны для планетной астрономии, чем выводы этой последней для геологии, ибо Земля есть единственная планета, которую мы можем изучать во всеоружии с той огромной мощностью, которой обладает методика современного естествознания. Астроном должен считаться с современными выводами геолога и вносить поправки в свои заключения, которые могут в целом ряде случаев менять коренным образом выводы планетной астрономии».

Таким образом, Земля является единственным эталоном при изучении планет, на который мы вынуждены опираться со всей прочностью и с которым сравниваем другие планеты, учитывая их специфичность. Таков метод планетологии, представляющий в сущности расширенное понимание принципа актуализма, лежащего в основе геологии. Этот принцип заключается в том, что прежде всего изучаются современные, или наиболее понятные, процессы, происходящие на планете. С их помощью вскрывается постепенное изменение в глубь истории или особенностей других планет. Таким образом, клубок истории разматывается с конца, и всякое изменение «цвета нитки истории» может быть надежно проконтролировано, т. е. постулатом работы является определенность конечных условий, а не гипотетические требования к началу процесса.

Очень характерно, что о необходимости изучения естественных тел «против хода истории» часто забывают и описание планет начинают не с достоверных фактов, а с гипотетических условий «происхождения», которые всегда будут наименее достоверной частью материала.

С другой стороны, уже давно стало ясным, что изолированное изучение Земли не может удовлетворить интересам науки о Земле. Достаточно напомнить, что представления о составе планеты проистекают из знания среднего состава Солнечной системы и метеоритов, а экзогенные процессы определяются солнечно-земными связями. В планетологии в отличие от классической геологии планета (Земля, например) должна рассматриваться не изолированно, а совместно с другими планетами и с учетом всех астрономических параметров, влияющих на развитие планеты, как, например, особенности орбиты, скорости вращения, воздействия внешнего магнитного и силового полей, специфики вещественного и энергетического обмена с космосом и т. д. Таким образом, в методологической основе планетологии лежит диалектическая спираль, исходящая из Земли как эталона и возвращающаяся к Земле как конечной цели исследований.

В этом плане следует обратить внимание философов на важность дальнейшего рассмотрения психологического противоречия, которое неизбежно возникает у ученого. С одной стороны, он рассматривает объективную бесконечность Вселенной, в построении которой Земля имеет бесконечно малое, исчезающее значение, а с другой — субъективное значение человечества, неотвратимо занимающее центральное место его внимания. Такой неизбежный антропоцентризм, возможно, заслуживает другого названия во избежание путаницы его со старым геоцентризмом как системой докоперниковского мироздания. Тем не менее с ним необходимо считаться, так как именно он лежит в основе всего миропонимания человека. Именно здесь возникают корни полуфантастических поисков внеземных цивилизаций и внеземного обобщенного Разума, способного объединить различные космические системы.

Чисто практический вопрос, в каком направлении и объеме следует развивать космические исследования, по существу опирается в коренной вопрос развития цивилизации, удовлетворения сложно переплетающихся материальных и духовных потребностей человека. Но пока мы даже не знаем как следует биологический оптимум и границы его взаимоотношения с окружающей средой. В условиях взрыва научно-технического прогресса и возрастания мощи антропогенных факторов, грозящих разрушением биосферы, можно напомнить вещие слова К. Маркса: «Впоследствии естествознание включит в себя науку о человеке в такой же мере, в какой наука о человеке включит в себя естествознание: это будет *одна* наука» (*Маркс К., Энгельс Ф.* Из ранних произведений. М.: Госполитиздат, 1956. 596 с.).

Планетология — одна из древнейших наук, развитие ее можно проследить с каменного века. Однако содержание планетологии существенно изменялось за это время, как и содержание понятия — планета. Грубо говоря, историю планетологии можно разделить на три периода, которые условно назовем астрологическим, астрономическим и космическим.

В первый (астрологический) период планетами назывались постоянные светила, которые при наблюдении с Земли обладали собственным движением среди так называемых неподвижных звезд. К их числу относились семь планет древности: Солнце, Луна, Венера, Юпитер, Сатурн, Марс и Меркурий. При очевидном влиянии «отца планет» — Солнца — и Луны на все земные процессы была поставлена серьезная задача астрологии: изучение влияния планет на Землю и условия человеческой жизни.

Во второй (астрономический) период в коперниковской системе планетами

стали называться тела, обращающиеся вокруг Солнца. Само Солнце и Луна выпали из семьи планет, в которую как рядовая вошла Земля, вновь открытые дальние планеты и «малые планеты» — астероиды. Изучение всей этой системы развивалось главным образом с позиций небесной механики. Периодические изменения условий на поверхности Земли, связанные с Солнцем (и Луной), были признаны тривиальными и изучались географией, фенологией и другими чисто земными науками, а влияние остальных планет признавалось никчемным. Астрология, потеряв научную астрономическую базу, сделалась достоянием легковерных людей и шарлатанов и, вместо того чтобы изучать возможные корреляционные связи, стала заниматься предсказанием случайных событий на основе рецептов, полученных из натурфилософских экстраполяций. Вместе с дискредитацией астрологии пропадал интерес к ее рациональному зерну — изучению тонких взаимодействий между телами Солнечной системы. В первой половине текущего века наблюдается общее падение интереса к планетной астрономии в связи с ограниченностью оптических методов исследования и развитием звездной астрономии.

В третий (космический) период резко изменились методы изучения Солнечной системы. Возникает возможность оценивать планеты не только с точки зрения небесной механики — характера их орбит. Этот признак представляется второстепенным по сравнению с признаком внутреннего развития планет. Не желая возбуждать терминологических споров, мы обращаем внимание на то, что телами планетного типа надо считать тела, которые под влиянием гравитационных и внутренне-планетарных процессов имеют шарообразную форму и проявляют дифференцированность вещества по глубине, т. е. состоят из ряда концентрических оболочек. Они имеют свою собственную, планетарную форму движения материи. Этим они принципиально отличаются от метеоритов и большинства тел астероидного типа, не имеющих такого развития. Желательно избегать термина «малые планеты» по отношению к массе астероидов, хотя возможно, что Церера и несколько других крупных астероидов заслуживают это определение. С этой точки зрения Луна является телом планетного типа, а «луны» Марса — Фобос и Деймос — телами астероидного типа. Не тип орбиты характеризует историю развития этих тел.

В эпоху космических исследований астрономические объекты изучения могут исследоваться прямыми методами, получившими свое развитие в науках о Земле, по отношению к которой естествознание раскрывает всю свою мощь. В таких условиях методологию изучения небесных тел целесообразно строить преимущественно по примеру цикла наук геолого-географического плана, не забывая, конечно, и об астрономических методах работы.

Появляется реальная возможность сравнивать ход геологических процессов на разных планетах, отличающихся расстоянием от Солнца, массой или разной стадией развития. До тех пор, пока история Земли изучалась индивидуально, положение напоминало решение одного уравнения с рядом неизвестных. При сравнительном рассмотрении планет можно использовать некую систему уравнений, что существенно уменьшает неопределенность решения задачи путем исключения ряда неизвестных. Предпосылками для такого совместного изучения являются общность происхождения вещества Солнечной системы, единая закономерность его дифференциации в протопланетную стадию и плавное изменение с расстоянием количества солнечной энергии, питающей экзогенные процессы и определявшей условия конденсации допланетного вещества. Особое значение имеет преобладание на планетах разной массы разных процессов, протекающих с различной скоростью; современное состояние как бы фиксирует последовательные стадии истории планеты, наиболее древние из которых недоступны для наблюдения на Земле. Включаются новые факты для оценки относительной роли эндогенных и экзогенных процессов, что всегда представляло одну из наиболее спорных проблем.

В последние годы важность сравнительного изучения планетных тел неоднократно подчеркивалась многими авторами, которыми и были использованы разные терминологические варианты для изучаемого предмета. Вся эта наука в целом называется планетологией, космической геологией, астрогеологией и т. д. Они не являются полными синонимами, так как отражают точку зрения авторов, но нуждаются в дальнейшем упорядочении.

В «Очерках» разные планетные тела представлены резко неодинаково в соответствии с различной и быстро пополняющейся информацией. Практически не уделено места планетам-гигантам и дальним планетам Солнечной системы, и «Очерки» охватывают только группу планетных тел земного типа. Было полезным включить сюда некоторые сведения о телах астероидного типа, метеоритах и кометах, сравнение с которыми необходимо для понимания особенностей планетных тел. Мы сократили до минимума чисто астрономическое описание Солнечной системы, которое легко найти в астрономической литературе, а равно и описания методов исследования планет, которые выходят за рамки настоящей книги. Их общей особенностью является четкая направленность для решения конкретных задач.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

СОЛНЕЧНАЯ СИСТЕМА

Средний элементный состав Солнечной системы практически целиком определяется составом Солнца, в котором сосредоточено 99,86% массы всей системы. На долю планет земной группы приходится всего около 0,4% от оставшихся 0,14%, принятых за 100% и сосредоточенных в планетах-гигантах. Само Солнце по массе состоит на 74,6% из водорода, на 20,7% из гелия, а на долю остальных элементов приходится менее 5% по массе и еще меньше по числу атомов. Дальние планеты-гиганты также состоят в основном из водорода с примесью других легких элементов.

Расстояния планет от Солнца закономерно увеличиваются по правилу Тициуса-Боде, но на месте ожидаемой пятой планеты — между Марсом и Юпитером — находится пояс астероидов, состоящий из нескольких семейств и служащий естественной границей между внутренними (табл. 1) и внешними планетами системы. Наиболее вероятным представляется, что большинство астероидов не прошли стадии планетарной дифференциации, хотя возможно, что некоторые из них следует рассматривать как тела планетного типа. Предположение о когда-то существовавшей планете Фаэтон отвергается большинством исследователей. Общую массу астероидов оценивают примерно в 10^{24} г, или около 0,1% массы Земли.

Важнейшей особенностью Солнечной системы является сосредоточение 0,99 момента количества движения в больших планетах, которые составляют немногим более 0,001 общей массы системы. Крупнейшие из внешних планет — Юпитер и Сатурн — обладают развитыми системами спутников, в какой-то степени повторяющими строение самой Солнечной системы.

Несмотря на наличие в Солнечной системе комет, основная часть которых, как предполагают, находится на расстоянии $(1—2)\cdot10^5$ а. е. от Солнца, условную границу Солнечной системы обычно принимают по орбите Плутона в 40 а. е.

Солнечные излучения имеют решающее значение для протекания всех экзогенных процессов на планетах и прямо или косвенно определяют температуру их поверхности (табл. 2). Очевидно, они определяли также условия конденсации летучих соединений в протопланетном облаке и, может быть, зональность среднего состава планетных тел. Незначительные климатические колебания на Земле в течение геологической истории и прямые измерения интенсивности треков частиц солнечного излучения в течение по крайней мере последнего миллиона лет указывают на относительную стационарность излучений Солнца. В то же время Солнце подвержено периодическим изменениям активности, которые проявляются в пятнообразовании и солнечных вспышках и заметно сказываются на протекании земных процессов в виде магнитных бурь, полярных сияний и явной периодичности ряда биологических процессов.

Наглядное, образное представление о размерах Солнечной системы можно получить, если мы представим себе Солнце в виде крупного апельсина диаметром 10 см, и тогда в 10 м от него увидим маковое зерно — Землю, в 50 м — мелкую вишню — Юпитер, в 300 м — зерно пшена — Нептун, а в 400 м — Плутон. Ближайшие три звезды, находящиеся на расстоянии $(2—4)\cdot10^5$ а. е. от Солнца, будут находиться в 2—3 тыс. км от нашего апельсина. А если представить себе модель, в которой протяженность планетной системы принять равной примерно 1 м, то толщина ее определится диаметром Солнца и будет равна толщине листа обычной писчей бумаги.

Солнечная система обращается вокруг центра Галактики за период 180—200 млн. лет (галактический год), что иногда связывается с периодичностью геологических процессов на Земле. Вероятно, важную, но недостаточно учтенную роль играют внегалактические излучения. Солнце представляется рядовой звездой, каких много в Галактике, но вопрос о наличии аналогичных планетных систем вокруг других звезд не решен. Не считая гипотетических представлений, наблюдения указывают лишь на вероятность гигантских планет-спутников, масса которых сказы-

ТАБЛИЦА 1. НЕКОТОРЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛАНЕТНЫХ ТЕЛ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Параметр		Меркурий	Венера	Земля	Луна	Марс
Среднее расстояние от Солнца	млн. км	57,9	108,2	149,6	149,6	227,9
	а. е.	0,387	0,723	1	1	1,524
Эксцентриситет орбиты		0,206	0,007	0,017	0,055	0,093
Наклон плоскости экватора к плоскости орбиты		Около 0°	3°	23°27′	1°32′	25°12′
Продолжительность года	земные сутки	88	225	365	365	686
	земные годы	0,24	0,62	1		1,88
Продолжительность солнечных суток	земные сутки	176	118 (вращение обратное)	1	29,5	1
	часы	—		24		24 ч 39 мин
Средний экваториальный радиус	км	2439	6050	6378	1738	3394
	(Земля = 1)	0,38	0,95	1	0,27	0,53
Площадь поверхности	$см^2$	$7,5\cdot10^{17}$	$4,6\cdot10^{18}$	$5,1\cdot10^{18}$	$3,8\cdot10^{17}$	$1,4\cdot10^{18}$
	(Земля = 1)	0,15	0,90	1	0,07	0,27
Объем	$см^3$	$6,1\cdot10^{25}$	$9,3\cdot10^{26}$	$1,1\cdot10^{27}$	$2,2\cdot10^{25}$	$1,6\cdot10^{26}$
	(Земля = 1)	0,06	0,85	1	0,02	0,15
Масса	г	$3,3\cdot10^{26}$	$4,9\cdot10^{27}$	$5,98\cdot10^{27}$	$7,4\cdot10^{25}$	$6,4\cdot10^{26}$
	(Земля = 1)	0,06	0,82	1	0,01	0,11
Средняя плотность	$г/см^3$	5,4	5,3	5,5	3,3	3,9
	(Земля = 1)	0,98	0,96	1	0,60	0,71
Ускорение силы тяжести на экваторе	см/с²	370	890	978	162	371
	(Земля = 1)	0,38	0,91	1	0,17	0,38
Основные компоненты атмосферы		Легкие инертные газы	CO_2	N_2, O_2	Легкие инертные газы	CO_2
Среднее давление атмосферы у поверхности	атм	$4\cdot10^{-16}$	~100	~1	$\leqslant1\cdot10^{-14}$	0,005
Средняя плотность атмосферы у поверхности	кг/м³		6,7	1,2		0,02
	частицы/см³	$4,5\cdot10^3$			$\leqslant1,8\cdot10^5$	
Символы		☿	♀	⊕	☾	♂

ТАБЛИЦА 2. ЭФФЕКТИВНЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПЛАНЕТ*

Планета	Расстояние от Солнца, млн. км	Поток солнечного излучения, 10^6 эрг/см².с	Альбедо видимой поверхности	Эффективная температура, К
Меркурий	58	9,2	0,058	442
Венера	108	2,6	0,71	244
Земля	150	1,4	0,33	253
Марс	228	0,60	0,17	216
Юпитер	778	0,049	0,73	87
Сатурн	1430	0,015	0,76	63
Уран	2870	0,0037	0,93	33
Нептун	4500	0,0015	0,84	32
Плутон	5900	0,00089	0,14	43

* Данные Р. Гуди и Дж. Уолкера, см.: Атмосферы. М.: Мир, 1975.

вается на движении Звезды; наличие планет земного типа нельзя подтвердить при современных средствах регистрации. Тем более не ясна реальность обитаемых планет, существование которых постулируется из общих соображений с учетом множественности звездных миров.

ГЛАВА 1. ЗЕМЛЯ

Земля занимает особое место среди планет — на ней образовалась биосфера и появился человек. Последнее предопределяет совершенно иной уровень ее изученности, не сопоставимый с изученностью других планет. При сравнительном изучении планет Земля служит и эталоном, и конечной целью и интересует нас прежде всего как место обитания человека, источник его ресурсов и условий жизни. Как писал Ф. Энгельс, «геоцентрическая точка зрения в астрономии ограничена и по справедливости отвергается. Но по мере того, как мы идем в исследовании дальше, она все более вступает в свои права. Солнце и т. д. *служат* Земле (Г. Гегель, «Философия природы», стр. 155). (Все огромное Солнце существует только ради маленьких планет)... Если мы всерьез потребуем лишенной центра науки, то мы этим остановим движение *всякой науки*» (*Ф. Энгельс.* Диалектика природы. М.: Политиздат, 1975, с. 206).

Однако, несмотря на колоссальное количество исследований, посвященных разным аспектам изучения Земли, полнота знаний о ней только кажущаяся. Разрозненные факты и эмпирические обобщения, представляющие основу знания, скрепляются гипотезами и модельными построениями, которые изменяются по мере открытия новых фактов. Значительная часть таких построений является внутренне непротиворечивыми, но непроверяемыми системами, которые одновременно существуют в нескольких вариантах, так как построены на ограниченной системе фактов.

В естествознании особенно сложным представляется вопрос о выявлении причин какого-либо явления, так как обычно действуют сразу несколько из них и трудно выделить ту важнейшую, по которой и следует строить модель явления. С другой стороны, закон причинности не имеет обратной силы, т. е. если сходные причины всегда вызывают сходные последствия, то сходные последствия могут быть вызваны *разными* причинами. Это забывается достаточно часто при реконструкции истории Земли.

Таким образом, если при изучении других планет представляют принципиальный интерес даже факты, лежащие на самой поверхности явлений, то при изучении Земли остаются нерешенными именно те вопросы, методика изучения которых недостаточна даже при мощном уровне развития современного естествознания, хотя именно они и могут представлять наиболее принципиальные проблемы теории Земли. Предполагая, что читатель знаком с общей характеристикой Земли, здесь мы почти не даем в отличие от других глав книги описаний этой планеты, отсылая читателя к специальной литературе, указанной более подробно в гл. 9. Мы попытаемся сразу остановить его внимание на спорных или нерешенных вопросах и на тех особенностях Земли, которые выделяют ее из семьи внутренних планет. Именно эти особенности способствуют общей активности геологических процессов, высшую степень развития которых мы видим в биосфере и деятельности человека как геологического фактора [6, 7].

ЗЕМЛЯ КАК ПЛАНЕТА

Земля и Солнце. Земля находится в тесном материально-энергетическом контакте с Солнцем. Среднее расстояние Земли от Солнца — астрономическая единица (149,6 млн. км) — во многом предопределяет как средний состав Земли, так и протекание всех процессов в верхних ее оболочках. Условия дифференциации состава протопланетного облака, энергетика экзогенных процессов, геотермический градиент в земной коре, характер фазовых состояний вещества в верхних оболочках (планетарном чехле) и множество других параметров зависят от этого расстояния. Земля находится в электромагнитном поле Солнца и в потоке частиц солнечного ветра. В этом смысле можно говорить о существовании Земли в пределах внешней короны Солнца.

Солнечная постоянная, в среднем равная 2,00 кал/мин·см^2, определяет среднюю температуру земной поверхности около 15° С. Такая температура обеспечивает возможность постоянного наличия жидкой воды на поверхности Земли и, следовательно, постоянство существования активной жизни организмов. Земля — единственная планета, попавшая в это «поле жизни» по своему расстоянию от Солнца. Существование воды во всех трех фазах резко увеличивает активность геохимических процессов на Земле. Влияние солнечного излучения пронизывает толщу земной коры, сказываясь в образовании осадочно-метаморфических пород, месторождений эвапоритов, каустобиолитов и т. д. С ним связана и величина геотермического градиента, так как поток эндогенного тепла накладывается на прогретую Солнцем на всю глубину до 15°С (288 К) кору, а эта температура почти на 280° выше холода межзвездного пространства.

Общеизвестна роль видимого света в деятельности фотосинтезирующих растений, определяющих кислородный режим атмосферы Земли. В коротковолновом интервале спектра Солнце является переменной звездой, активность которой резко сказывается на многих процессах в биосфере. Этот вопрос изучен недостаточно и освещался в работах А. Л. Чижевского и его школы [26, 27, 24]. Периодичность многих явлений на Земле связывают с ритмами солнечной активности, из которых наиболее четко проявляется одиннадцатилетний цикл.

Дипольное магнитное поле Земли на несколько порядков превышает магнитное поле других внутренних планет. Считается наиболее вероятным, что оно возникает в результате вращения Земли и сложных течений вещества ядра в магнитном поле Солнца. Колебания напряженности и инверсии магнитного поля Земли резко сказываются на интенсивности проникающих излучений Солнца и, по-видимому, могут предопределять мутационную изменчивость организмов. Состояние магнитосферы и ионосферы связано с водородной короной Земли и сказывается на равновесии поглощения Землей протонов солнечного ветра и диссипации водорода из атмосферы Земли.

Земля и Луна. У Земли есть естественный спутник, относительная масса которого исключительно велика и всего в 81 раз меньше массы Земли. Луна по всем признакам, кроме орбиты, должна рассматриваться в семье земных планет. С точки зрения небесной механики единая система Земля — Луна вращается вокруг общего центра тяжести, расположенного глубоко в недрах Земли. В процессе эволюции системы Луна отдаляется от Земли, и перераспределение момента вращения тормозит собственное вращение Земли, так что длина земных суток непрерывно увеличивается (гл. 2). Это должно влиять на земные процессы, в частности, приводить к нарушению биологических ритмов. Изменение скорости вращения Земли должно компенсироваться изменением равновесности

в общей фигуре Земли и, по мнению Б. Л. Личкова и его последователей [18, 19, 14], является одной из ведущих причин тектонической активности Земли.

Луна оказывает заметное влияние на Землю вследствие приливов, которые в разной степени охватывают атмосферу, гидросферу и литосферу, играют роль спускового механизма для землетрясений, извержения вулканов и т. п. (гл. 2). Океанические приливы существенно увеличивают скорость эрозии берегов, а приливная береговая зона явилась основным мостом, обеспечившим выход на сушу древних морских организмов. Существует заметная месячная периодичность в целом ряде природных явлений, однако лунный месяц близко совпадает со временем обращения солнечных пятен, влияние которых на земные процессы не вызывает сомнений. И эта проблема требует дальнейшего изучения.

Размеры Земли. Земля является наиболее крупной из внутренних планет. Ее размеры определяют скорость диссипации в 11,2 км/сек, что способствует удержанию в атмосфере всех легких летучих элементов, кроме водорода и гелия, но и их потери минимальны по сравнению с другими внутренними планетами. Эти условия обеспечили существование гидросферы и атмосферы в течение всего времени жизни Земли. В то же время размеры Земли, очевидно, близки к минимальным размерам планеты, сохраняющей легкие элементы. Венера, размеры которой практически равны земным, вероятно, потеряла значительную часть своего водорода. Имеет ли в этом случае значение бóльшая близость к Солнцу Венеры, или важно наличие магнитного поля у Земли при практическом отсутствии его у Венеры, не ясно.

Вращение Земли. Среди элементов вращения наиболее постоянным является время обращения Земли вокруг Солнца — 1 год; вращение вокруг оси (сутки) меняло свою продолжительность в геологическое время, а наклон оси к плоскости эклиптики испытывает периодические колебания — прецессии и нутации. Наклон экватора к плоскости орбиты Земли (около 23,5°) в сочетании с обращением вокруг Солнца создает сезонную периодичность в климате Земли. Наличие сезонных колебаний резко ускоряет протекание экзогенных циклов и определяет их разнообразие, отклоняя от равновесных состояний. Это способствует устойчивости и приспособляемости организмов и резко увеличивает их миграционную способность, необходимую для рассеяния с максимальным расширением и заполнением биосферы.

Суточное вращение Земли также обогащает кратковременные циклы перемещения вещества, особенно заметные в атмосфере (например, бризы). Кроме того, оно обусловливает заметные изменения в ионосфере, разные части которой по-разному обращены к Солнцу. Суточная активность организмов, вероятно, зависит не только от разной освещенности и температуры в течение суток, но и от различной напряженности других физических полей, солнечных и галактических. Изменения скорости вращения Земли связаны с приливным трением, а также с возможным изменением момента вращения Земли при эволюции ее строения.

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Главной чертой строения Земли является неоднородность свойств в радиальном направлении, т. е. дифференцированность вещества по радиусу с образованием ряда концентрических оболочек. Границы этих оболочек можно проводить по разным признакам, и поэтому они могут не совпадать, но это не меняет общего принципа. Общие свойства этих оболочек известны, планетарное значение их подчеркнуто В. И. Вернадским [5, 7]; их описанию

посвящены многочисленные сводные работы [2, 7, 9—13, 15, 20, 21 и др.]. Представляется целесообразным, не повторяя известных данных, сделать некоторые замечания, важные для понимания планетологического облика Земли.

Магнитосфера. Магнитосфера Земли существенно асимметрична за счет взаимодействия с солнечным ветром. Со стороны Солнца граница магнитосферы расположена на расстоянии 70—80 тыс. км (10—12 радиусов Земли), в то время как протяженность магнитного шлейфа Земли превышает 5 млн. км. Через магнитосферу осуществляется связь и преобразование физических полей Земли, Солнца и Галактики. На границе с атмосферой формируются более или менее устойчивые зоны заряженных частиц — радиационные пояса, существенно изменяющие траектории всех заряженных частиц, что предопределяет условия вещественного обмена Земли и окружающего космического пространства.

Атмосфера. Атмосфера представляет собой наиболее подвижную оболочку земного шара. Ее стационарность связана отнюдь не с термодинамическим химическим равновесием, а со скоростью протекающих циклических процессов, восстанавливающих исходное состояние. Ядерные, электрохимические, фотохимические, обычные химические и биогеохимические процессы непрерывно меняют ее состав на разных высотах на фоне интенсивных физических процессов испарения-конденсации и воздушных потоков разного масштаба. Вся сложность такого взаимодействия отчетливо выявляется в несостоятельности долгосрочных прогнозов погоды, несмотря на большое практическое значение метеорологии и широко развитую сеть метеорологических станций.

Помимо широко известного разделения атмосферы на ряд слоев, среди которых наиболее четко проявляются особенности стратосферы и тропосферы, необходимо учитывать наличие и своеобразие подводной и подземной атмосферы. Подводная атмосфера, как ее называл В. И. Вернадский, представлена газами, растворенными в воде гидросферы и находящимися в равновесии с атмосферой. Она имеет иной состав, зависящий от растворимости разных газов. Подземная атмосфера не имеет возможности свободного турбулентного перемешивания и отличается резкой неоднородностью состава. Она является мостиком, связывающим земную кору с атмосферой. Через нее идет главное пополнение атмосферы инертными радиогенными газами.

Состав атмосферы вопреки распространенным представлениям крайне сложен и недостаточно изучен. Помимо так называемых постоянных компонентов: азота, кислорода, углекислого и инертных газов — в составе реальной атмосферы имеется множество разнообразных переменных газовых примесей и аэрозолей, например CH_4 и тяжелые углеводороды, CO, H_2, O_3, SO_2, NO_2, N_2O, H_2O и т. д. Их общее количество может достигать нескольких процентов. Микропримеси, особенно O_3 и H_2O, влияют на ряд свойств атмосферы, в частности, поддерживают парниковый эффект, защищают поверхность от ультрафиолетового излучения и т. д. Имеющиеся обзорные работы [9, 17, 25, 28] лишь частично отражают всю сложность состава атмосферы. Пожалуй, наиболее наглядное представление об этой сложности дает поведение собаки во время прогулки: воздух для нее наполнен тысячами запахов, недоступных нашему восприятию. Каждый объект на Земле окружен своей собственной «аурой», быстро рассеивающейся в пространстве.

Большое значение для очистки атмосферы от примесей имеет процесс конденсации водяного пара в облаках и выпадение осадков. Так, по данным Х. Юнге [28], ежегодный вынос из атмосферы с осадками природных но-

вообразований достигает для сульфатов 130—200 млн. т, для солей аммония 80—270, нитратов 60—430 и углеводородов 75—200 млн. т; в сумме 773—2200 млн. т в год. Кроме того, тот же порядок величин относится к антропогенным продуктам, причем развитие промышленности быстро увеличивает массу техногенных атмосферных примесей.

Независимо от первоистоков возникновения атмосферы ее газы на Земле (за исключением инертных) многократно прошли через биогеохимический цикл, и весь современный состав ее реально имеет биохимическое происхождение, которое учитывается часто только для кислорода.

Значение атмосферы очень велико для защиты поверхности Земли от жесткой составляющей солнечных излучений, частиц солнечного ветра, ударов микрометеоритов и т. п. Атмосфера является одним из важнейших условий формирования климата. Только ее парниковый эффект поднимает среднюю поверхностную температуру Земли от —23 до 15° С, т. е. на 38°. Глобальные изменения климата многие связывают с небольшими колебаниями в составе воздуха.

Гидросфера. Земля оказалась единственной планетой, обладающей выраженной гидросферой с океанами и морями. На Марсе запасы воды сосредоточены в полярных шапках и мерзлых грунтах криолитосферы; наличие жидкой воды под слоем вечной мерзлоты гипотетично. На Венере, Луне и Меркурии существование жидкой воды невероятно. Общие запасы связанной воды на планете оцениваются по-разному и не имеют прямого отношения к гидросфере как планетарной оболочке свободной воды. При этом основная неопределенность связана с представлениями о содержании воды и других летучих соединений в мантии и с оценками степени ее дегазации.

Известные физические аномалии воды, ее действие как универсального растворителя, подвижность и обилие в жидкой, твердой и газообразной фазах, определяющая роль в составе живого вещества придают ей исключительное значение в геологических процессах на Земле. Достаточно вспомнить, что если число минеральных видов в безводной коре Луны вряд ли превышает 100, то на Земле их известно около 2000, причем примерно 800 из них образуются при непременном участии воды в гипергенных и осадочных условиях, а около 500 — в пневматолитово-гидротермальных.

К гидросфере безусловно относится вся жидкая и газообразная свободная вода, содержащаяся в породах земной коры. Кроме того, в коре и мантии находится большое количество воды в связанном и растворенном состоянии. Такую воду можно относить к собственно гидросфере лишь условно, но значение ее трудно переоценить. Она понижает температуру плавления магмы, а освобождаясь, является мощным фактором тепло-массопереноса в геохимических процессах и главным условием образования большинства месторождений полезных ископаемых. Ее значение очень велико в процессах вулканизма. Состав подземных вод крайне разнообразен, а скорости реакций в водных растворах несоизмеримо выше скоростей твердофазных превращений.

Одной из важнейших особенностей гидросферы является ее дисимметричность на поверхности, что обеспечивает резкое пространственное разделение продуктов выветривания горных пород в растворенном и взвешенном состоянии и разный характер всех геохимических процессов в океаническом и континентальном полушариях Земли.

Вода составляет более 50% всех живых организмов в активном состоянии. По образному выражению Р. Дюбуа, живые организмы — это «одушевленная вода».

Биосфера. Выделяя оболочки планеты по фазовому составу, логично

считать следующей оболочкой твердую Землю — литосферу. Однако в области взаимодействия атмосферы и литосферы, включая всю гидросферу, выделяется зона развития живого вещества — биосфера. Это особая оболочка планеты, уникальная во всей Солнечной системе, которая характеризуется наибольшей активностью всех процессов.

Важно подчеркнуть, что средний состав живого вещества [9] по ведущим легким элементам стоит гораздо ближе к среднему составу комет, углистых хондритов и даже Солнца, чем к среднему веществу Земли или земной коры. Среди земных образований он ближе к гидросфере и атмосфере, а не к твердому веществу планеты.

Живые организмы — живое вещество,— используя поглощенную энергию Солнца, с помощью ферментов способны в миллионы раз ускорять протекание химических реакций и реализовывать биогеохимические процессы, исключенные в отсутствие организмов. Они осуществляют ряд биогеохимических функций [6, 7], определяющих самоорганизацию и устойчивость биосферы.

В геохимическом плане особенно важна окислительно-восстановительная функция биосферы, которая контролирует разделение вещества на окисленную и восстановленную фракции. Создаются геохимические барьеры, обеспечивающие концентрацию ряда элементов. Наглядным примером может служить граница между резко окислительной средой кислородной атмосферы и восстановленными соединениями углерода в почве.

Известной мерой разнообразия и общей активности реакций может служить число образующихся соединений; о роли живого вещества можно судить по тому, что сейчас на Земле существует около $2 \cdot 10^6$ видов организмов разного состава и громадное количество разнообразных органических веществ. Если исходить из современной скорости обмена, то углекислый газ атмосферы прошел через биохимический цикл живого вещества $n \cdot 10^8$ раз, кислород — $n \cdot 10^5$, вода океанов — сотни, а N_2 — десятки раз. Через посредство живых организмов, в основном через фотосинтез, солнечная энергия вводится в физико-химические процессы земной коры и в процессы выветривания. Через цикл выветривания в биосфере прошла почти вся масса земной коры. И скорость разрушения пород на поверхности Земли, которая на три порядка больше, чем на Луне, и на 1,5—2 порядка выше, чем на Марсе, во многом определяется именно наличием биосферы.

Учение о биосфере как о биокосном (т. е. представляющем неразрывное единство организмов и среды их обитания) организованном природном теле было создано В. И. Вернадским и развивается во многих современных работах [6, 3, 16]. Сейчас оно приобретает особое значение, ибо человек выступает как геологическая сила, меняющая организацию биосферы коллективным трудом, направляемым силой разума [6, 7]. Биосфера, изменяемая таким образом, называется В. И. Вернадским ноосферой. Важно не подорвать систему саморегуляции биосферы, опасность чего сейчас сознается все острее.

В планетарном выражении биосфера представляет собой тонкую поверхностную пленку фрагментарного строения, облекающую всю планету. По мнению В. И. Вернадского, не только стратисфера, но и вся гранитная континентальная кора Земли является областью былых биосфер. Рельеф Земли создается в биосфере.

Земная кора. Понятие о земной коре сложилось из разных представлений и до сих пор может не совпадать в понимании разных авторов. Первоначально этот термин возник на основе старых космогонических представлений для обозначения верхней, «шлаковой» корки остывающей огненно-жидкой планеты. На чисто геохимическом понимании настаивал В. И. Вернад-

ский [5], который подчеркивал, что земная кора объединяет в себе все внешние оболочки планеты, в том числе атмосферу и гидросферу. Сейчас обычно корой называют лишь твердую оболочку Земли и полагают, что геофизическая граница Мохоровичича отвечает изменению состава литосферы на глубине, и поэтому именно она принимается за нижнюю границу земной коры. При таком понимании эта граница соответствует геохимической границе между циклическими процессами, преобладающими в наружной геосфере, и направленным процессом дифференциации мантии. Подробнее об этом говорится в гл. 9. Некоторые авторы отождествляют земную кору с литосферой, но обычно считается, что область литосферы доходит до зоны повышенной пластичности — астеносферы, которая не совпадает с границей Мохо, проходя ниже ее.

Земная кора представлена двумя типами образований, различающимися и условиями залегания, и составом: это океаническая кора базальтового типа и континентальная, для которой характерно наличие «гранитного» слоя. Их средние мощности 6—7 км и около 35 км соответственно, принятая общая средняя мощность 20 км. Различие этих типов коры проявляется в существовании двух основных уровней поверхности Земли относительно геоида, со средней глубиной океанического дна около 3800 м и средней высотой материков около 875 м. Эти два типа коры прослеживаются в течение всего геологического времени и, вероятно, генетически различны.

Тектоническая деятельность на Земле рассматривается как серия эндогенных тектоно-магматических циклов. Земля выделяется из других планет наличием складчатых структур, не обнаруженных на Луне, Меркурии и Марсе. Возможно, эта поздняя, геосинклинальная стадия характерна для развития именно Земли. В то же время древнейшая овоидная тектоника архея и протерозоя напоминает о кольцевых структурах Луны и может указывать на влияние сходных факторов.

Земной корой заканчивается верхняя геосфера Земли, состав которой мы можем изучать непосредственными методами. Ее целесообразно отделять от других, внутренних зон, так как это единственная область Земли, в которой вещество существует в твердом, жидком и газообразном состоянии [5] и где кора, атмосфера и гидросфера в сумме образуют генетически единый гетерофазный планетарный чехол; на других планетах он может быть в разной степени редуцирован.

Мантия и ядро. Внутреннее строение Земли определяется по геофизическим данным в сопоставлении со свойствами вероятных компонентов при высоком давлении. Классическая модель Джеффриса — Гутенберга — Буллена проводит четкую границу на глубине 2900 км, которая интерпретируется как раздел мантия — ядро. Таким образом, на мантию Земли падает около 68% массы Земли, а на мантию вместе с ядром — более 98% [2, 11, 12]. Об их составе, т. е. о составе всей Земли в целом, можно судить только предположительно, на основе космической распространенности элементов, состава Солнца и метеоритов, а также редких продуктов дифференциации верхней мантии, внедряющихся местами в земную кору и доступных непосредственному изучению. Реально эти представления базируются на сравнительно-планетологических оценках состава тел Солнечной системы. Существует несколько моделей состава мантии Земли, отвечающих в общем ультраосновному характеру слагающих пород. Исходя из планетологических данных, А. П. Виноградов развивал хондритовую модель мантии, в то время как другие считают более вероятным аналогом протовещества углистые хондриты. Ядро Земли большинством ученых сейчас рассматривается как железное с примесью кремния или серы.

Строго говоря, такие модельные представления вполне гипотетичны и не контролируются ничем, кроме постулатов, положенных в их основу, т. е. состав Земли оценивается по ее происхождению, а происхождение — по составу.

РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ

С планетологических позиций история Земли есть история дифференциации планеты — история развития ее оболочек. С геологических — это история становления земной коры. Гидросфера и атмосфера представляют маленький довесок к коре — ее деривaты — и по своей подвижности сохраняют память о своем прошлом лишь в некотором суммарном эффекте, не расчлененном во времени. О мантии Земли мы знаем слишком мало, она представляется огромным резервуаром, на котором нечувствительно отражаются крупные изменения земной коры. Твердые образования земной коры могут быть датированы и являются памятниками времени и условий своего формирования. Их усредненные по эпохам характеристики и выражают историю земной коры, в том числе условия ее динамического равновесия с атмосферой и гидросферой, с одной стороны, и с мантией — с другой. Однако и на этом пути встречается ряд почти непреодолимых трудностей. Земная кора отличается большой подвижностью, которая выражается прежде всего в ряде геологических и геохимических циклов разного масштаба, и для суждения об эффективном и направленном изменении условий надо быть уверенным, что изучаются действительно гомологические точки разных циклов, а не их случайные или противоположные фазы.

По приблизительным подсчетам А. А. Ярошевского [29], время пребывания циркулирующего в геохимическом круговороте вещества земной коры в солевой массе океана оценивается величиной $(5—15)\cdot10^6$ лет, в осадочной оболочке — $(225—680)\cdot10^6$ лет, в метаморфических породах «гранитной» оболочки — $(2—6)\cdot10^9$ лет и в магматических породах «гранитной» оболочки — $\geqslant4\cdot10^9$ лет. При этом надо помнить, что отнесение сильно метаморфизованных пород к «магматическим» достаточно условно, так как туда попадают и палингенно-анатектические породы; оно означает лишь возможность переплавления, не затрагивая вопроса об источнике переплавленного вещества. Скорости обмена обеспечивают возможность прохождения всего вещества земной коры через осадочный цикл, что, по справедливому мнению Т. Барта [1], и определяет многообразие изверженных пород Земли.

Горные породы после своего образования не остаются в неизменном виде, а значительно изменяются под влиянием последующих метаморфических процессов. Идя в глубь времени, мы сталкиваемся с древнейшими породами, настолько изменившими свой облик, что первоначальные их особенности становятся гадательными. Горных пород, сохранивших первоначальную запись условий своего образования, остается очень мало. Такие записи подобны палимпсестам — рукописям, в которых появились новые записи поверх стертого древнейшего текста. Время 1,5—2 млрд. лет В. И. Вернадский называл всеобщим уровнем метаморфизма, прорваться через который нелегко, тем более что обычно древнейшие породы находятся в низах земной коры и даже для наблюдения доступны лишь в ограниченных точках земной поверхности. Таким образом, настоящая летописная геологическая история Земли известна с конца протерозоя — начала фанерозоя и охватывает около 1 млрд. лет, или примерно 20% времени существования планеты. История докембрия известна фрагментарно, и ее можно уподобить геологической археологии. Число фактов убывает и убывает, и о первом миллиарде

лет существования Земли судят уже только по умозрительным заключениям.

Наиболее убедительные факты эволюционного развития известны по истории органического мира, где резко выражена морфологическая изменчивость организмов во времени. Если же рассматривать вопрос с функциональной стороны, то он становится менее ясным. Колебания состава наиболее подвижной и чувствительной оболочки — атмосферы — в течение фанерозоя не превышали одного порядка [4]. Возможно, изменилась кальциевая функция организмов в начале кембрия. Не понятен генезис железистых кварцитов протерозоя, связываемый некоторыми с понижением содержания кислорода в атмосфере. Явные следы биосферы отмечаются уже в породах с возрастом около 3,5 млрд. лет. В породах от современных до самых древних разница средних изотопных составов карбонатного и органического углерода постоянна [23]. Самый вопрос о появлении жизни в наблюдательной планетологии может ставиться лишь как вопрос об условиях появления биосферы в целом как самоорганизующейся системы, обеспечивающей возможность геохимической цикличности. В тектоническом развитии Земли наиболее важна смена овоидного типа тектоники на линейный, которая произошла не позднее 2 млрд. лет назад, когда заложились наиболее древние из известных нам геосинклиналей.

Рассматривая историю Земли в целом, мы видим принципиально высокую устойчивость строения ее оболочек и постоянство динамических равновесий, которые определяют эту устойчивость в течение всего доступного наблюдению геологического времени. Колебания этого равновесия ни разу не дали такого признака, который указал бы на возможность принципиально иных условий породообразования или планетарных процессов, в корне отличных от современных. Климатические отличия в это время в принципе не выходили за пределы колебаний, наблюдаемых в разных регионах Земли в современную эпоху. Все физико-химические процессы образования пород проходили по одному типу, хотя вариации их интенсивности отмечаются многими исследователями. Это отнюдь не означает отрицания эволюционного развития земной коры или Земли в целом за геологическое время. Подчеркивается лишь то, что в планетарном масштабе изменение от гипотетического однородного состояния планеты до современного динамического равновесия ее оболочек произошло очень быстро, и по сравнению с этим изменением все последующие оказываются несоизмеримо малыми.

Возможно, такая устойчивость верхних оболочек (планетарного чехла) Земли объясняется тем, что они оказались зажатыми мощной буферирующей системой — условиями окружающего космического пространства, определяемыми стабильностью Солнца, и практически неограниченным резервуаром мантии Земли. В течение всей геологической истории облик Земли определяется сходным динамическим равновесием между эндогенными и экзогенными процессами.

Разночтения по вопросу о стабильности или изменении геологических условий на Земле возникают главным образом из-за того, что разные специалисты подходят к одному и тому же явлению с мерками разного порядка. Так, явные геологические изменения в земной коре в планетарном масштабе неощутимы.

Если эволюцию Земли рассматривать не как простое чередование исторических событий, а как направленное изменение планетарных характеристик, то можно принять две системы взглядов на эволюцию земной коры. Согласно одной из них, неоднократно подчеркивавшейся В. И. Вернадским [5, 6, 7 и др.], оболочки Земли сложились в основном в догеологический период, а в последующее время происходила лишь незначительная перестройка этих оболочек. Согласно другой, развиваемой в работах А. П. Виноградова и его школы (например, [8, 22]), первичногомогенная Земля непрерывно, вплоть до настоящего времени, перестраивается с непрерывным наращиванием коры, а кажущееся постоянство условий связано лишь с недостаточной чувствительностью методов наблюдения. Можно привести ряд фактов для обоснования как той, так и другой концепции, но общий уровень геологических знаний о первой половине истории Земли не позволяет сделать надежного вывода, так как оставляет слишком много места для произвольной экстраполяции.

Земля резко выделяется среди других планетных тел очень высокой интенсивностью всех процессов, доступных наблюдению, и их циклическим характером в большинстве проявлений. В этом отношении особенно важно изучение таких планетных тел, как Луна, Меркурий и Марс, на которых резко замедленные процессы изменения поверхности позволяют наблюдать самые ранние этапы их эволюции, что должно быть использовано для понимания древнейшей истории Земли.

По-видимому, можно определенно утверждать, что коренные основы строения планеты, которые предопределили все дальнейшее развитие — формирование ядра, мантии и коры с ее экзогенными процессами, были заложены на заре ее существования, а в течение геологической истории происходили изменения, которые в глобальном масштабе носят уже второстепенный характер.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барт Т. Ф. В.* Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород.— Геохимия, 1962, № 4, с. 296—299.
2. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли / Пер. Ю. С. Доброхотова; Под ред. Е. Ф. Саваренского. М.: Мир, 1974. 374 с.
3. *Будыко М. И.* Глобальная экология. М.: Мысль, 1977. 328 с.
4. *Будыко М. И., Ронов А. Б.* Эволюция химического состава атмосферы в фанерозое.— Геохимия, 1979, № 5, с. 643—653.
5. *Вернадский В. И.* О геологических оболочках Земли как планеты.— Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1942, № 6, с. 251—262.
6. *Вернадский В. И.* Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1960. т. 5. 422 с.
7. *Вернадский В. И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
8. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 43 с.
9. *Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г.* Краткий справочник геохимика. М.: Недра, 1970. 278 с.
10. *Глаголев Ю. А.* Справочник по физическим параметрам атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 211 с.
11. *Гутенберг Б.* Физика земных недр / Пер. О. И. Силаевой, О. Г. Шаминой; Под ред. Ю. В. Ризниченко. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 264 с.
12. *Джеффрис Г.* Земля, ее происхождение, история и строение / Пер. В. Я. Барласа, В. П. Жаркова, Е. А. Любимовой, Е. Н. Люстиха. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 486 с.
13. *Жарков В. Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1978. 192 с.
14. *Каттерфельд Г. Н.* Лик Земли. М.: Географ. изд-во, 1962. 152 с.
15. *Каула У.* Введение в физику планет земной группы / Пер. К. А. Любарского, Т. П. Медведева. М.: Мир, 1971. 536 с.
16. *Ковальский В. В.* Геохимическая экология. М.: Наука, 1974. 282 с.
17. *Кондратьев К. Я.* Метеорология планет. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 294 с.
18. *Личков Б. Л.* Природные воды Земли и литосфера.— Зап. Геогр. о-ва СССР. Нов. сер., 1960, т. 19, с. 1—164.
19. *Личков Б. Л.* К основам современной теории Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 120 с.
20. Планета Земля / Пер. О. П. Крамер; Под ред. Д. Р. Бейтса. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 340 с.
21. Природа твердой Земли / Пер. Ю. П. Алешко-Ожевского, В. Я. Барласа; Под ред. Ю. Робертсона. М.: Мир, 1975. 276 с.
22. *Ронов А. Б.* Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
23. *Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А.* Общие тенденции в эволюции карбонатов в докембрии и фанерозое.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 892—894.
24. Солнечная активность и изменение климата / Пер. А. С. Чаплыгиной, Т. М. Муляр-

чик; Под ред. У. Фейрбриджа. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 370 с.
25. Химия нижней атмосферы / Пер. А. Г. Рябошапко, В. А. Попова; Под ред. С. Расула. М.: Мир, 1976. 408 с.
26. *Чижевский А. Л.* Земное эхо солнечных бурь. М.: Мысль, 1976. 368 с.
27. Чтения памяти Льва Семеновича Берга, 1967—1971. Ритмичность природных явлений.: Сб. под ред. С. В. Калесника. Л.: Наука, 1973. 256 с.
28. Химический состав и радиоактивность атмосферы / Пер. В. Н. Петрова, А. Я. Прессмана; Под ред. Ю. А. Израэля. М.: Мир, 1965. 424 с.
29. *Ярошевский А. А.* Динамическая модель геохимического цикла.— В кн.: Разделение элементов в геохимических процессах. М.: Наука. 1979. с. 15—34.

ГЛАВА 2. ЛУНА

Луна представляет собой ближайшее к Земле крупное космическое тело, обладающее постоянной околоземной орбитой. Угловые размеры Луны практически равны видимым размерам Солнца (около 0,5°) и позволяют видеть основные детали поверхности невооруженным глазом. Наблюдения за движением Луны ведутся уже более 4,5 тыс. лет и начались по крайней мере в неолите [45].

Естественно, что литература, посвященная Луне, огромна, и ее изучение представляет большой методологический интерес. Сдвиги в представлениях о строении и геологической истории Луны, которые произошли в течение последних десяти лет в результате развития космических методов исследований, велики и во многом позволяют перейти от гипотез к изложению точных фактов. Мы вынуждены специально сказать об этом, так как до сих пор находятся в обращении книги о Луне, не соответствующие современному уровню знаний, особенно в литературе, посвященной смежным проблемам или носящей популярный характер. В частности, это относится к описанию природы кратерообразующих процессов на Луне, которые путаются с вопросами лунного вулканизма.

Сейчас Луна изучается не только как астрономическое, но и как геологическое тело [36, 20]. В русской литературе пример такого подхода в телескопический период изучения Луны мы видим, например, у А. В. Хабакова [42]. Астрономически Луна является спутником Земли, однако по своему внутреннему строению она должна рассматриваться в ряду планет земного типа. Ее строение из ряда концентрических оболочек, выраженный базальтовый магматизм, форма, близкая к равновесной, указывают на развитие типичных внутрипланетарных процессов земного типа. Их изучение здесь особенно важно, так как Луна законсервировалась на ранних стадиях развития и может служить моделью и масштабом для оценки догеологических этапов развития Земли.

Геологический возраст Луны оценивается в 4,5—4,6 млрд. лет и близок к возрасту Земли и метеоритов, что говорит о едином процессе образования Солнечной системы. Однако конкретный способ происхождения Луны продолжает обсуждаться в пределах трех вариантов: 1 — образование Луны независимо от Земли на околосолнечной (планетной) орбите и последующий захват ее Землей; 2 — образование Земли и Луны из общего сгущения протопланетного облака как двойной планеты; 3 — отрыв Луны от Земли на поздней стадии формирования планеты. Наиболее вероятной представляется вторая гипотеза [28].

Особо стоит вопрос о связи планет в системе Земля — Луна. Не обсуждая

происхождения Луны, следует указать, что в геологическом прошлом она была значительно ближе к Земле, чем сейчас. Так как вращение Луны вокруг своей оси и вокруг Земли синхронно, то можно думать, что скорости уравнялись за счет приливных взаимодействий этих тел, а при этом происходил перенос части момента количества движения между обеими планетами, что сопровождалось изменением скоростей вращения обоих тел и расстояния между ними [8]. О прошлом лунной орбиты можно судить по изменению скорости вращения Земли вокруг своей оси, по астрономическим наблюдениям, древним записям затмений и по ископаемым кораллам, кольца роста которых отражают как суточную, так и годичную периодичность. По данным Уэллса [104], 375 млн. лет назад, в среднем девоне, земной год состоял из 400± ±7 суток, что означает среднее удлинение суток на $2{,}9 \cdot 10^{-3}$ с в столетие. Изменение скорости вращения означает необходимость нового равновесия фигуры Земли и ее тектоническую перестройку. Общеизвестно, что приливная волна захватывает не только гидросферу, но заметна и в атмосфере и в литосфере. Существует указание, что она может действовать как спусковой механизм для землетрясений, извержений вулканов и лунотрясений [35].

В течение четырех суток каждый месяц Луна находится в так называемом магнитном шлейфе Земли — в магнитном поле Земли, вытянутом в антисолнечном направлении. Напряженность поля этого шлейфа около 10^{-4} Гс. Таким образом, имеет место периодическое возбуждение в недрах Земли вихревых токов, которые, в свою очередь, индуцируют собственное периодически возникающее очень слабое магнитное поле Луны. Оно влияет на характер «обдувания» Луны солнечным ветром и в какой-то мере должно сказываться на магнитном поле Земли [16].

Есть вековое народное убеждение, что фазы Луны влияют на погоду, что отражается во множестве примет, бытующих у разных народов. С полным убеждением об этом говорил и известный астроном Джон Гершель [15]. Статистика как будто не подтверждает этого, но вопрос заслуживает дальнейшего изучения.

Общеизвестно большое значение месячной периодичности в жизни животных и человека [25]. Однако здесь вопрос осложняется тем, что с лунным месяцем практически совпадает период вращения Солнца, который различен для разных широт его поверхности, для земного наблюдателя он колеблется от 27 до 32 суток (на экваторе и на полюсе Солнца соответственно). Возможно, что ритмичная связь земных явлений с пятнообразованием на Солнце [46] с месячным ритмом зависит от широты, на которой находятся пятна, и от точного периода их обращения. Очевидно, что вопрос взаимосвязи Луны с Землей требует пристального внимания и изучен еще недостаточно.

* * *

Луну и Землю можно рассматривать как двойную систему, общий центр тяжести которой лежит глубоко в недрах мантии, на расстоянии 4670 км от центра Земли. Если пренебречь возмущением от Солнца, то можно считать, что Луна движется вокруг Земли по эллиптической орбите с эксцентриситетом 0,055, в одном из фокусов которой располагается центр масс Земли. Среднее удаление Луны от Земли 384 000 км. В перигее это расстояние уменьшается до 356 410 км, а в апогее увеличивается до 406 740 км [90]. Плоскость орбиты Луны наклонена к плоскости эклиптики всего на 1°32′.

Средний диаметр Луны 3476 км, что составляет всего $^1/_4$ земного. В Солнечной системе ни один другой спутник не имеет размеров, столь близких к размерам своей планеты. Масса Луны $7{,}33 \cdot 10^{25}$ г, или 1 : 81,53 земной, что

представляет собой уникальное для Солнечной системы соотношение. В предположении (достаточно близком к действительности), что Луна имеет форму шара, ее средняя плотность 3,33 г/см³ [23].

Луна всегда повернута к Земле одной стороной, так как период ее обращения вокруг Земли и период вращения вокруг собственной оси равны. Соответственно мы часто говорим о видимой (с Земли) и обратной (невидимой) сторонах Луны. Однако из-за неравномерности движения Луны по орбите границы видимого полушария испытывают периодические смещения по долготе, которые достигают ±7°54′ (оптическая либрация по долготе). Вследствие наклона оси вращения Луны к плоскости ее орбиты, а также из-за того, что наблюдатель может видеть Луну из разных точек Земли, границы видимого полушария смещаются и по широте. Это смещение достигает ±6°50′ и называется оптической либрацией по широте. Благодаря либрациям с Земли можно видеть 59% площади лунной поверхности, но из них 18% лишь изредка. Орбитальный угловой момент Луны превышает угловой момент вращения Земли. В настоящее время это неравенство увеличивается, так как Луна удаляется от Земли (примерно на 5 см в год).

УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ

Важнейшие параметры физических условий, существующих на лунной поверхности, определяются положением ее в Солнечной системе (гелиоцентрическим расстоянием), скоростью вращения (длительность лунного дня) и массой (силы тяжести на поверхности, почти полное отсутствие атмосферы). По двум последним признакам Луна сильно отличается от Земли, что выражается в особенности условий на ее поверхности по сравнению с земными.

Плотность лунной атмосферы очень невелика и зависит от времени лунных суток. Она достигает максимума на утреннем терминаторе, при котором плотность частиц составляет $\sim 1{,}8 \cdot 10^5$ см$^{-3}$, что примерно соответствует давлению 10^{-14} атм (очень глубокий вакуум по земным представлениям) [68]. Почти полное отсутствие атмосферы и длительность периода смены дня и ночи (около 28 земных суток) приводят к тому, что лунная поверхность претерпевает резкие колебания температур, которые в полнолуние в подсолнечной точке (точка пересечения линии Луна — Солнце с поверхностью Луны) достигают 407 К и опускаются до 120 К в центре диска в новолуние, однако суточные колебания температур сказываются лишь до глубины не более 0,8 м от поверхности. С геологической точки зрения эти колебания температур важны тем, что они инициируют склоновые процессы типа крипа.

Поток солнечной энергии на поверхность Луны равен 1,95 кал·см$^{-2}$·мин$^{-1}$, но распределение энергии по широте таково, что допускает существование в полярных областях постоянно затененных участков, температура которых всегда остается низкой.

Не менее важное значение для геологических процессов на Луне имеет малое по сравнению с Землей ускорение силы тяжести, составляющее 162 см/с^2. Этот фактор оказывает значительное влияние на такие явления, как перераспределение выбросов из метеоритных кратеров по баллистическим траекториям, растекание по поверхности гигантских объемов базальтовых излияний, несущая способность потока жидкости, которая на Луне может оказаться больше земной на величину, превышающую порядок.

Почти полное отсутствие атмосферы сказывается также на величине метеоритного потока на лунную поверхность, которой достигают с космическими скоростями частицы широкого интервала масс, в отличие от Земли, куда долетают без изменения первоначальной скорости (более 11 км/с) лишь метеориты, чей вес в десятки раз превышает вес столба воздуха, с которым они встречаются при пролете через атмосферу. Вес таких метеоритов должен достигать 100 т. В результате на Луне метеоритная бомбардировка превратилась в самый эффективный фактор переработки поверхности; следы этой переработки сохраняют формации всех возрастов. С другой стороны, на Луне полностью отсутствуют процессы эрозии, связанные с существованием плотной атмосферы и гидросферы, а современные скорости эрозии потоком микрометеоритов достигают величин, измеряемых ангстремами в год. Помимо метеоритов, поверхность Луны подвержена действию корпускулярного потока от Солнца и галактического космического излучения. Средняя величина потока космических галактических лучей за последние 10^6 лет (для частиц с энергиями более 100 МэВ/нуклон) составляет 0,28 (±20%) частиц·см$^{-2}$·с$^{-1}$·стер$^{-1}$. Поток солнечных протонов за 1965—1977 гг. (с энергиями более 20 МэВ) равен $2{,}46^{-0{,}44}_{+0{,}74}$ протон·см$^{-1}$·с$^{-1}$·стер$^{-1}$ [9].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Главными типами геологических структур на Луне являются «материки» и «моря», названные так еще в эпоху телескопических исследований по аналогии с Землей. Лунные материки — это относительно светлые, гористые области, испещренные кратерами поперечником в десятки и сотни километров, на которые, в свою очередь, наложены бесчисленные кратеры меньшего размера. Лунные моря — это темные равнинные области. Эти, выделенные исключительно по внешнему облику, два типа поверхности соответствуют двум главным типам геологических формаций Луны, отличающихся друг от друга по способу образования, возрасту и вещественному составу. Распределение материковых и морских поверхностей Луны резко неравномерное (рис. 1 на вкл.). Моря сосредоточены на видимой стороне Луны, а на обратной преобладают материковые области. Об этой особенности часто говорят как об асимметрии в расположении поверхностных структур Луны. Остается неясным, в какой мере здесь проявилось влияние притяжения Земли.

Наиболее важным свойством поверхности Луны является ее испещренность кратерами различных размеров. Об их происхождении идет многолетний спор и существует обширная литература. Вопрос этот искусственно осложнен тем, что спор о генезисе кратеров был перепутан с проблемой наличия лунного вулканизма в прошлом и настоящем. Накопленные за последние годы данные о кратерах Луны дают сейчас возможность сделать аргументированный выбор между метеоритной и вулканической гипотезами их происхождения (в пользу метеоритной). Сейчас уже можно с уверенностью сказать, что среди малых кратеров (размером до нескольких километров) вулканические формы присутствуют, но составляют ничтожную долю общего числа кратеров, а образование их связано с процессами, которые произошли после формирования и заполнения морей базальтами.

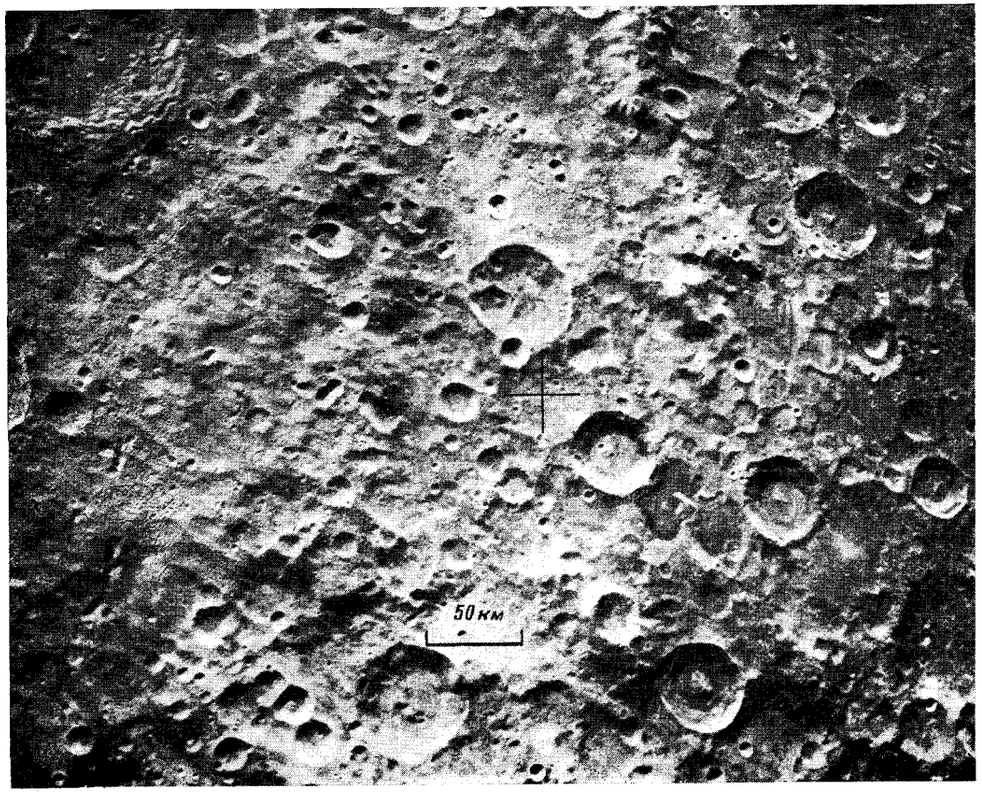
Материки. Материки представляют собой древнейшую часть коры Луны и занимают практически всю обратную и $^2/_3$ видимой стороны Луны. Над прилегающими равнинами морей материки обычно возвышаются на 1—2 км, но это местные превышения. По абсолютной высоте над центром масс Луны материки также в среднем выше морских равнин, хотя отдельные участки материков расположены ниже некоторых морей. В районах, на которые имеются хорошие гипсометрические данные, средняя высота материковых поверхностей лежит в пределах 1742—1744 км над центром масс. Колебания высот в пределах каждого

района создаются почти исключительно крупными кратерами и обычно достигают 2—3 км, составляя изредка 5—6 км.

Поверхность материков, как уже говорилось, испещрена ударными кратерами, которые являются здесь господствующими элементами рельефа во всем интервале размеров и определяют в основном и структурный план материков (рис. 2). Соприкасающиеся валы крупных кратеров образуют системы кольцевых асимметричных (в поперечном сечении) блоковых гор, создающих характерный рисунок материкового макрорельефа. Некоторые из этих кольцевых горных систем имеют грандиозные масштабы, например, горы, окружающие кратерные бассейны диаметром от 900 до 1200 км, вмещающие Море Восточное и Море Дождей. Эти горы, в свою очередь, бывают окружены радиальными (по отношению к кратерному бассейну) системами, состоящими из удлиненных холмов и разделяющих их понижений, образующих пояса, ширина которых соизмерима с диаметром кратерного бассейна. Одним из таких образований яв-

РИС. 2. Изображение типичной материковой поверхности на обратной стороне Луны в районе кратера Доплер (центр снимка соответствует точке с координатами 167° з. д., 20° ю. ш.)

Отмечается хаотичный характер распределения кратеров по поверхности и относительная редкость кратеров с острой кромкой вала. Наименьшие из различимых кратеры лучше всего сохраняются на относительно горизонтальных участках поверхности. Снимок сделан автоматической межпланетной станцией «Зонд-8»



ляется, например, формация Фра Мауро, окружающая с юго-запада бассейн Моря Дождей. На днищах крупных кратеров, а иногда и в межкратерном пространстве наблюдаются равнинные участки с относительно светлой поверхностью, например в центре видимого полушария Луны.

Кратеры распределены на материках в общем довольно равномерно. На фоне этой равномерности выделяются участки с большей и меньшей плотностью кратеров, что, как правило, связано с возрастом поверхности: чем древнее поверхность, тем больше на ней кратеров. Это правило для Луны подтверждено на ряде примеров определениями абсолютного возраста пород. Исключениями из него являются скопления вторичных кратеров, которые могут быть очень молодыми, или лишенные кратеров древние крутые склоны, выровненные склоновыми процессами. Статистические методы оценки случайности или неслучайности распределения кратеров на материках дают противоречивые результаты. Они сильно зависят от того, что включено в исследуемую площадь, и обычно причиной выявляемых неслучайностей является присутствие на площади исследований разновозрастных поверхностей с различными плотностями наложенных на них кратеров. В пределах одновозрастных поверхностей распределение кратеров близко к случайному.

Частота встречаемости кратеров связана с их размерами. Удобным способом выражения распространенности кратеров является их кумулятивная плотность, т. е. количество кратеров диаметром больше некоторой величины на единице площади поверхности. Для кратеров на Луне вообще и на лунных материках в частности частота их встречаемости связана с размерами обратной степенной зависимостью

$$N_{>D} = CD^{-\gamma},$$

где $N_{>D}$ — кумулятивная плотность

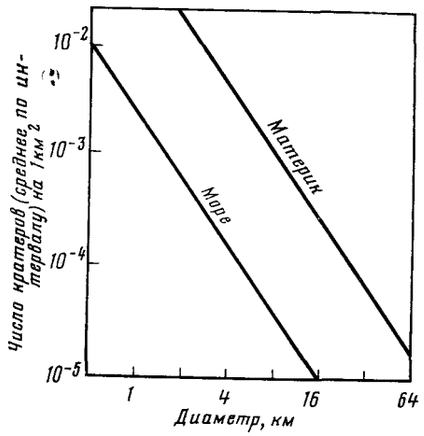


РИС. 3. Плотности крупных кратеров на поверхности морей и материков Луны [65, 92]

кратеров диаметром больше D (обычно нормируется на площадь 10^6 км^2); C и γ — константы, причем значение γ лежит в пределах 2—4 [94]. Конкретные примеры плотности кратеров различного размера на лунных материках показаны на рис. 3. Из этого рисунка видно, что в зависимости от ряда причин, таких, как возраст поверхности, локальная геологическая ситуация и размеры кратеров, величины коэффициентов C и γ меняются, но, несмотря на это, в целом всей совокупности кратеров материков (и морей тоже) в интервале размеров от нескольких сантиметров до сотен километров присуща единая удивительно закономерная картина убывания частоты встречаемости кратеров с ростом их размеров. В среднем на материках плотность кратеров размером более 4 км примерно в 30 раз больше плотности кратеров такого же размера на морях. Распространенность кратеров поперечником в сотни метров на материках примерно такая же, как на морях, а плотность кратеров диаметром менее 100 м на материках в среднем меньше, чем на морях. Дефицит малых кратеров на материках связан с повышенной ско-

ростью их разрушения на склонах.

Материки с поверхности и до глубины по крайней мере в несколько километров (а по геофизическим данным — до 20—25 км) сложены в основном брекчиями, представляющими собой литифицированные выбросы из крупных кратеров. Покров этих брекчий, очевидно, имеющий глобальное распространение на Луне, иногда называют мегареголитом. Материковые брекчии — это преимущественно многогенерационные, обычно полимиктовые образования с признаками мощного (десятки и сотни килобар) ударного метаморфизма. В них всегда присутствует метеоритное вещество, опознаваемое химически по более высокому (относительно исходного материала брекчий) содержанию типичных сидерофильных элементов метеоритов. Среди образцов, привезенных из материковых районов, присутствуют также так называемые неморские базальты и некоторые другие специфические типы пород. Геологическое положение их не ясно.

Судя по результатам сейсмического зондирования, характер материковых пород не испытывает сильных изменений до глубины примерно 60 км (на обратной стороне, возможно, до глубины 100 км), где скорость распространения сейсмических волн резко возрастает, что дает основание проводить там границу раздела кора — мантия.

Таким образом, есть основания считать, что кора Луны сложена в основном веществом материкового типа.

В структурном отношении материковая кора Луны весьма однообразна. Она расчленена на блоки, границы которых определены крупными кратерами и связанными с ними разломами, а эти блоки, в свою очередь, расчленяются кратерами и разломами меньшего размера. Границы кратеров и связанные с кратерами радиально-концентрические системы разломов определяют структурный рисунок материков. Наиболее крупные кратерные структуры, например такие, как бассейны, вмещающие Море Восточное и Море Дождей с диаметрами 900 и 1200 км соответственно, очевидно, оказывают влияние на строение коры на всю ее мощность. Глубина влияния структур меньшего размера, несомненно, меньше. Некоторое возрастание скорости сейсмических волн на глубине около 25 км, вероятно, связано с затуханием зон трещиноватости, связанных с кратерами поперечником в несколько десятков километров, которые насыщают лунные материки.

Материки — это древнейшие известные нам образования Луны. Их более древний возраст, по сравнению с морскими равнинами, был установлен еще в эпоху телескопических исследований; абсолютные датировки по доставленным на Землю лунным образцам подтвердили этот вывод. Абсолютный возраст образцов материковых пород из сборов «Луны-20» (между Морями Изобилия и Кризисов), «Аполлона-14» (район кратера Фра Мауро), «Аполлона-15» (горы Апеннины), «Аполлона-16» (район кратера Декарт) и «Аполлона-17» (район Тавр-Литтров), полученный рубидий-стронциевым (по внутренней изохроне) и калий-аргоновым методами, говорит о сильном прогреве этого вещества 3,9—4 млрд. лет назад. Считается, что этот прогрев связан с образованием ряда крупных кратерных структур — бассейнов, вмещающих Моря Дождей, Ясности, Кризисов и Изобилия, поскольку отбор образцов производился из мест, куда распространялось влияние этих структур. Некоторые образцы материковых пород имеют возраст кристаллизации до 4,4—4,6 млрд. лет. Очевидно, где-то на рубеже 4,4—4,6 млрд. лет назад материковая кора Луны в основном уже была сформирована. На это, в частности, указывает и тот факт, что данные по рубидий-стронциевой и уран-торий-свинцовой изотопии лунных образцов свидетельствуют о завершении глобальной дифференциации Луны в то же самое время.

Моря. Лунные моря представляют собой вулканогенные лавовые равнины, занимающие понижения в рельефе материков и представляющие позднейший этап формирования коры Луны. Обычно морские равнины приурочены к днищам крупнейших кратерных структур Луны. Таковы, например, Море Дождей поперечником 1200 км, Море Ясности поперечником 800 км и Море Кризисов поперечником 550 км. Они образуют группу так называемых круглых морей. В других случаях морские равнины не обнаруживают приуроченности к какой-либо крупной кратерной структуре (например, Океан Бурь) или приурочены к древней кратерной впадине, но по ряду причин не имеют правильных круговых очертаний (например, Море Изобилия или Море Холода). Эти моря образуют группу морей неправильных очертаний.

Моря расположены в основном на видимой стороне Луны, занимая около $^1/_3$ ее поверхности. На обратной стороне Луны они составляют не более нескольких процентов территории. Общую мощность лавового заполнения в ряде случаев можно определить по диаметру полузатопленных древних кратеров, «фантомов», в 1—2 км и более; в общем объем морских базальтов составляет около 1% объема лунной коры.

В районах, на которые имеются хорошие гипсометрические карты, поверхность морских равнин находится на абсолютных высотах 1734—1738 км над центром масс. В пределах каждого отдельного моря колебания высот обычно невелики, а характерная величина генерального уклона близка к 1/1000. Наибольшие перепады высот на морях отмечаются там, где поверхность морских равнин осложнена наложенными кратерами. В исключительных случаях перепады здесь достигают 4—6 км.

По характеру взаимоотношений морских равнин с древними кратерными структурами материков еще в эпоху телескопических исследований Луны был сделан вывод о том, что моря являются более молодыми наложенными структурами. Этот вывод подтверждается и существенно меньшей плотностью (по сравнению с материками) кратеров диаметром более нескольких километров, которые наложены на равнины морей. Морские равнины насыщены кратерами поперечником менее нескольких сотен метров, которые на горизонтальной поверхности равнин разрушаются медленнее, чем на материковых склонах, и по сравнению с материками здесь как бы накапливаются (рис. 4).

Равнинообразующим материалом в лунных морях являются богатые железом базальтовые лавы, которые в момент излияния обладали низкой вязкостью. На поверхности морских равнин различается ряд образований, связанных с самим процессом формирования лунных морей. Это прежде всего фестончатые протяженные уступы, представляющие собой фронты очень крупных лавовых потоков. Они обычно хорошо различаются лишь на изображениях, сделанных при очень низких (0,5—3°) углах Солнца над горизонтом. Наиболее хорошо выраженные формы наблюдались в Море Дождей, где выделены три разновозрастные генерации потоков, последовательно перекрывающих друг друга. Наиболее древняя имеет длину около 1200 км. Она начинается на юге Моря Дождей около кратера Эйлер, в зоне, где поверхность осложнена трещинами, очевидно, являвшимися центрами излияний, и протягивается почти до Залива Радуги в северо-западной части этого моря. Более молодые генерации представлены потоками длиной 300—400 км. Измеренная по длинам теней мощность потоков колеблется от 10 до 60 м. Очевидно, средняя мощность лавовых потоков в лунных морях близка к нижнему пределу измеренных значений

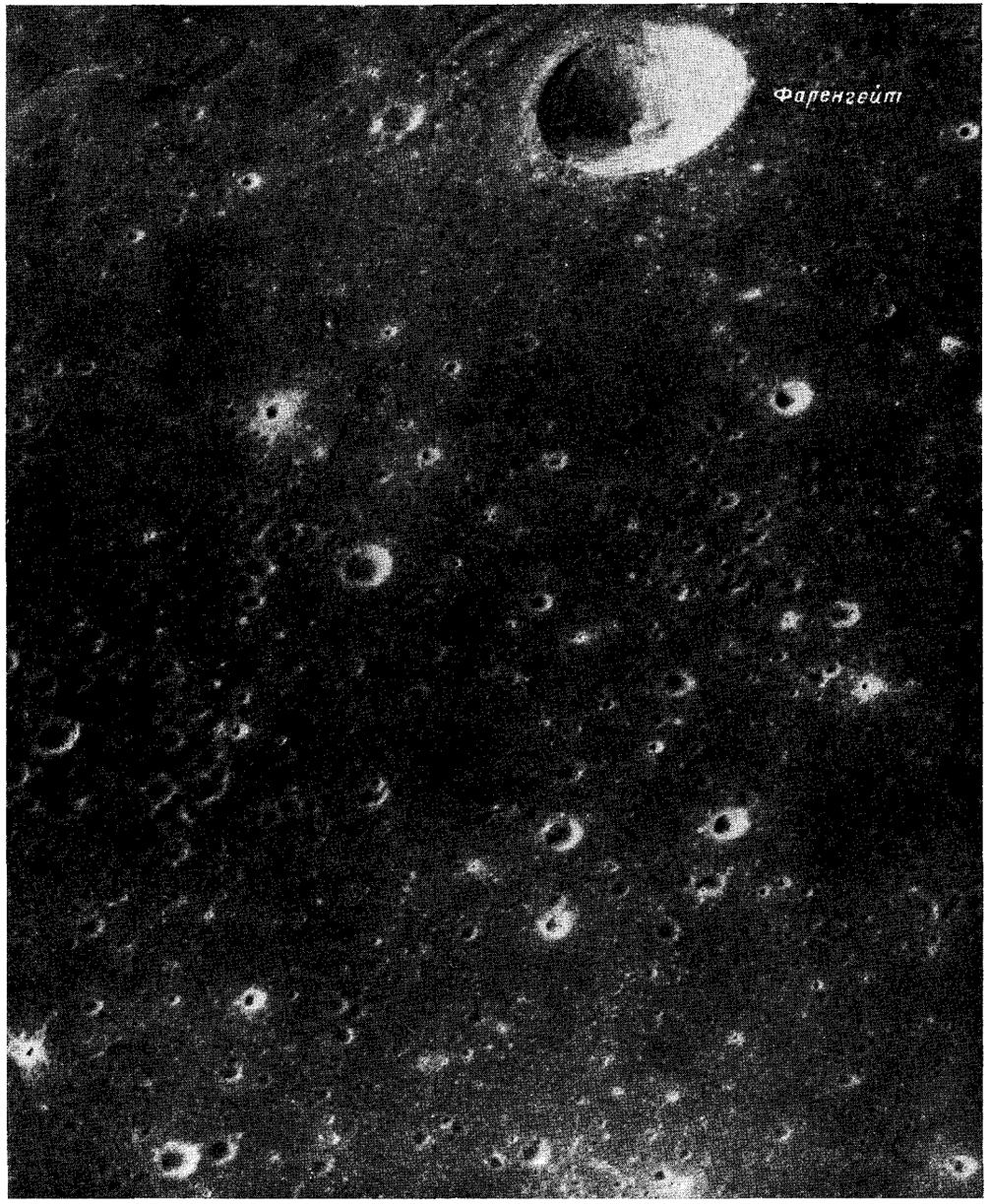


РИС. 4. Пример типичной морской поверхности в окрестностях кратера Фаренгейт в Море Кризисов (диаметр кратера около 6 км)

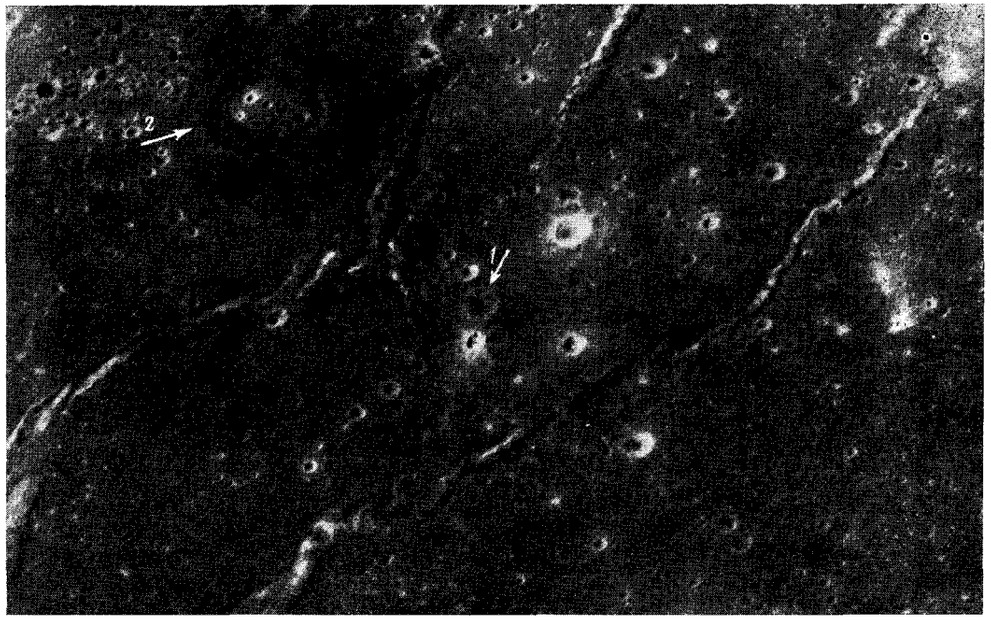
Вся поверхность испещрена кратерами меньшего размера, наиболее свежие из них окружены светлым гало. В центре изображения слева — группа кратеров примерно одинакового размера и сходного облика. Очевидно, это вторичные кратеры, образованные упавшими выбросами из более крупного удаленного кратера. Снимок сделан панорамной камерой с космического корабля «Аполлон-17»

РИС. 5. Фрагмент панорамного снимка, сделанного с космического корабля «Аполлон-17», который изображает центральную часть гряд Харкера в Море Кризисов

В центре снимка (*1*) — купол с привершинным кратером, днище которого приподнято над окружающей морской поверхностью, что считается признаком вулканического происхождения. **Слева вверху (*2*) —** плоскодонный кратер с примыкающим сателлитом, интерпретируемый как возможная кальдера обрушения. Линейные образования — морские гряды

(10—15 м), так как степень переработки морских равнин кратерами такова, что уступы потоков высотой менее 10 м, как правило, должны быть сглажены. По морфологии и размерам потоков в Море Дождей оценивались скорость движения лавы и расход лавы в центре излияния. В этом случае оценки привели к значениям 1 м/с и $2 \cdot 10^3$ м^3/с соответственно [70].

Местами на поверхности лунных морей наблюдаются куполовидные возвышения, напоминающие уменьшенные аналоги земных щитовых вулканов (например, в Океане Бурь между кратерами Кеплер и Коперник) и шлаковые конусы (например, в юго-восточных частях Морей Ясности и Кризисов) [76]. Вулканические купола имеют округлую или слегка вытянутую форму. Поперечные размеры их достигают 10—15 км, а высота — нескольких сот метров. Иногда у них можно видеть вершинный кратер. Шлаковые конусы достигают нескольких километров в поперечнике и нескольких сотен метров



в высоту. Иногда они дают начало лавовому потоку. Несмотря на сходство с земными шлаковыми конусами, лунные морфологические аналоги, очевидно, образованы несколько иным процессом. При том типе извержений, который формирует земные шлаковые конусы, в условиях лунного тяготения и отсутствия атмосферы должны формироваться широкие кольцевые валы пирокластических выбросов. Возможно, такое происхождение имеют пологосклонные кольцевые возвышенности типа баранок, которые наблюдаются в экваториальной части Океана Бурь на 20° з. д. Те же конусы, которые похожи на земные шлаковые, скорее всего, являются аналогами земных конусов разбрызгивания [66]. Возможно, что только самые крупные из лунных морфологических аналогов возникли земным способом (рис. 5). В целом морфология первичных вулканических образований в лунных морях, таких как лавовые потоки и вулканические купола и конусы, свидетельствует об очень спокойном, не взрывном характере излияний жидких лав, очевидно, обедненных летучими. Следует отметить также, что вулканические кратеры, подобные описанным, встречаются довольно редко и что их число на порядки меньше, чем число ударных кратеров того же размера.

Очень характерны для морских равнин протяженные (сотни километров) системы пологосклонных гряд высотой до нескольких сотен метров при ширине несколько километров. Эти так называемые морские гряды в англоязычной литературе образно называются грядами-морщинами (wrinkle ridges). Судя по цвету и отражательной способности, они сложены теми же базальтами, что и остальная поверхность морей. На детальных фотографиях видно, что обычно на очень пологосклонном фундаменте невысокой гряды расположены кулисообразные системы более коротких и более крутосклонных асимметричных и также грядообразных возвышенностей. Их расположение напоминает в плане систему трещин растяжения. В то же время известны случаи, когда морские гряды «надвигаются» на древний материк (в Море Ясности юго-западнее кратера Лемонье) или даже переходят с морской поверхности на материковую (долина Тавр-Литтров на юго-восточном побережье Моря Ясности). В ряде случаев морские гряды как бы трассируют захороненные под базальтовыми излияниями морей доморские структуры. Такова, например, система морских гряд, прослеживающаяся над затопленным сегментом доморского крупного кратера, дно которого впоследствии было преобразовано в залив Моря Дождей, известный под названием Залив Радуги. В отношении происхождения морских гряд нет единого мнения. Они считаются следствием внедрения лавовых экструзий по трещинам растяжения [61], деформациями типа надвигов и структурами облекания [67].

Не менее характерными образованиями, осложняющими поверхность лунных морей, являются прямолинейные и извилистые борозды, которые нередко называют риллями. Прямолинейные борозды, которые, строго говоря, почти всегда не прямолинейны, а изогнуты в плане, считаются тектоническими трещинами. Наиболее крупные из них — длиной до 250 км, шириной до 2—5 км и глубиной до 0,5 км, например, Борозда Гигина между Морями Спокойствия и Паров. Генетически к ним близок прямолинейный в плане уступ крутизной около 25° в восточной части Моря Облаков, известный еще по астрономическим наблюдениям под названием Прямая Стена.

Извилистые борозды похожи на меандрирующие русла земных рек. Правда, в отличие от последних у них нет притоков. Поперечный их профиль корытообразный или клинообразный. Типичным примером таких образований может служить Борозда Хэдли у подножия Апеннин в Море Дождей,

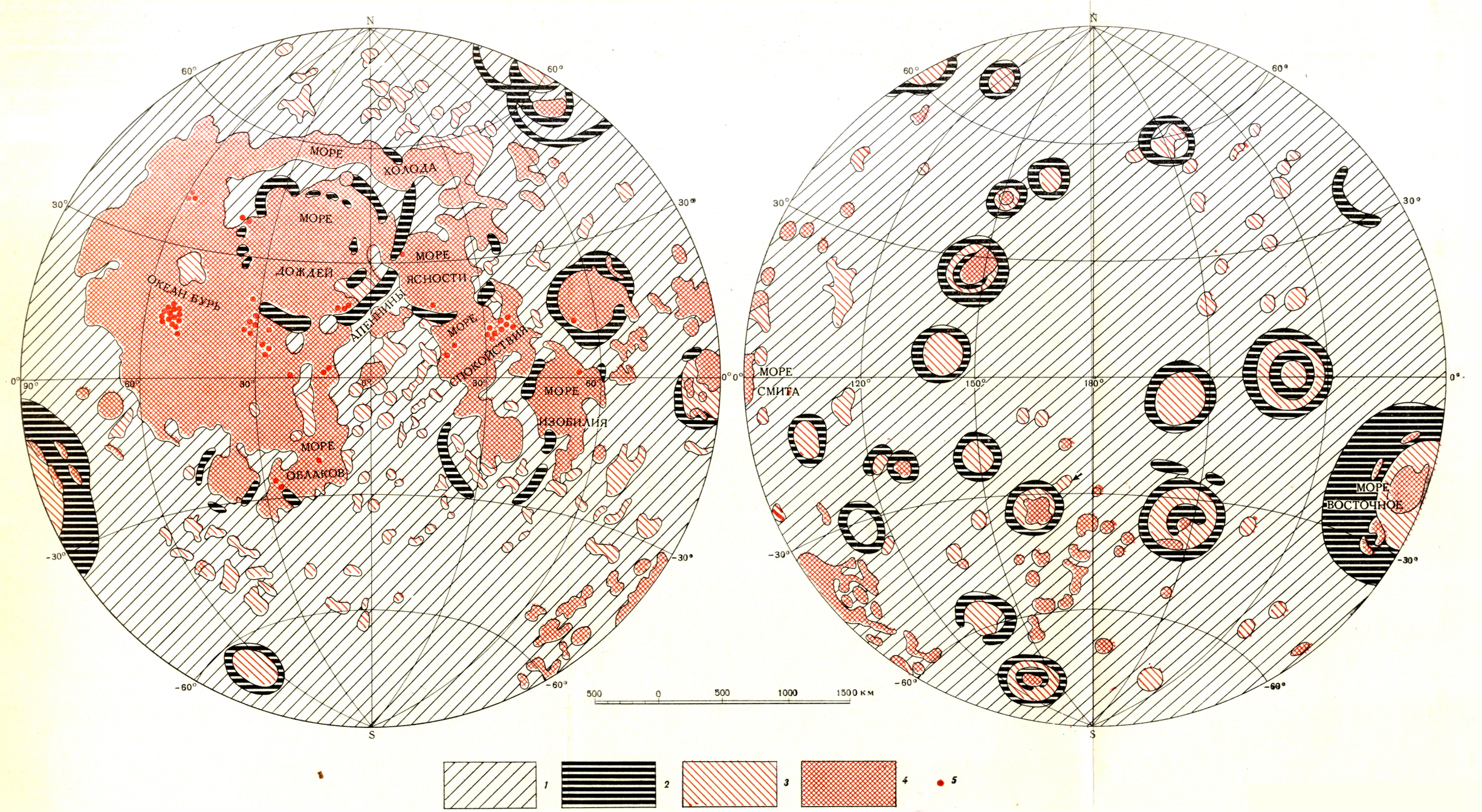


РИС. 1. Карта-схема типов местностей Луны

1 — интенсивно кратерированные приподнятые светлые поверхности (материки); *2* — система кольцевых гор (кордильеры); *3* — светлые материковые равнины; *4* — пониженные темные равнины (моря); *5* — предполагаемые вулканические постройки; стрелкой показан кратер Ван де Граафа

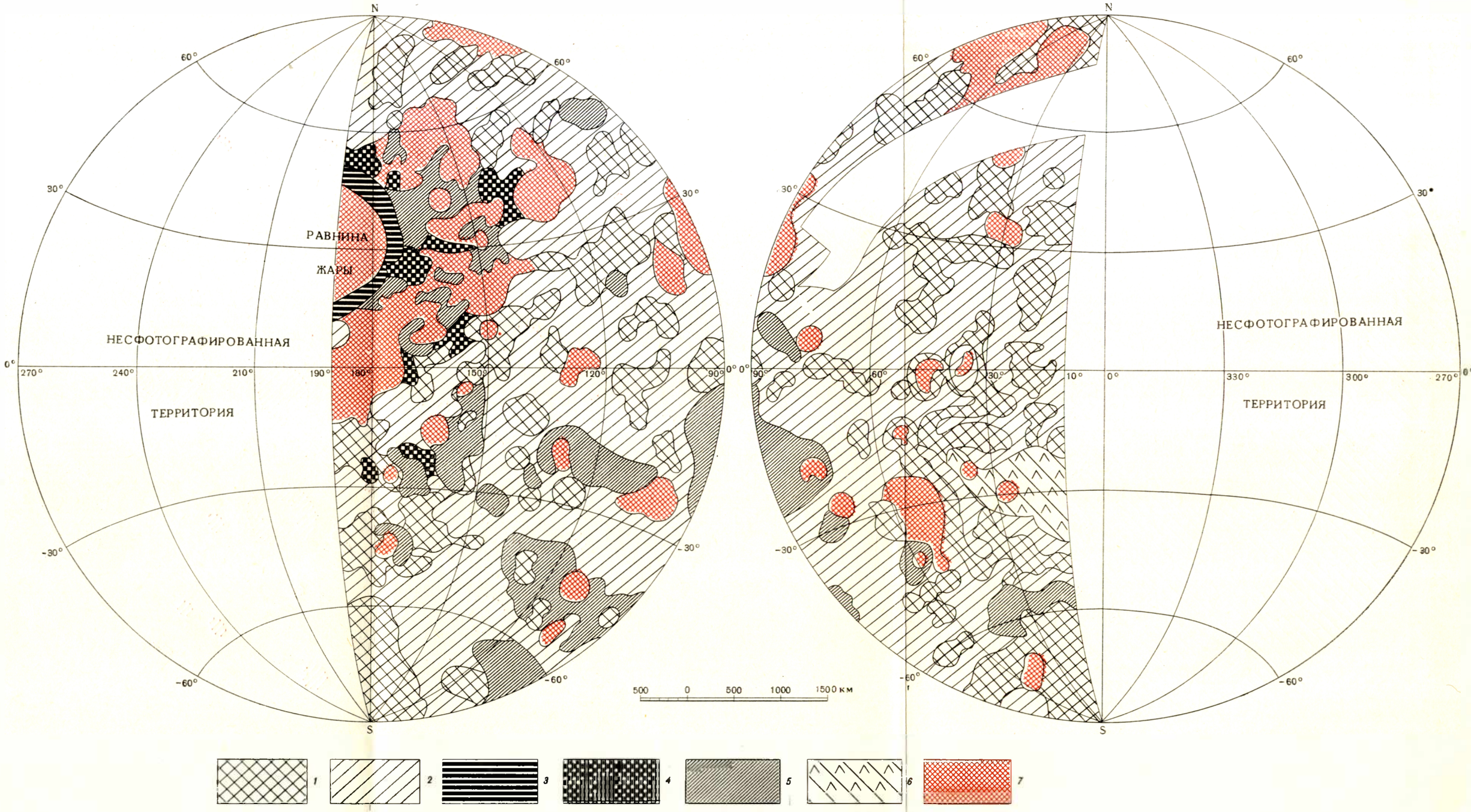


РИС. 16. Карта-схема типов местностей Меркурия

1 — сильно кратерированные местности; *2* — межкратерные равнины; *3* — гористые местности; *4* — холмистые местности; *5* — линейчатые местности; *6* — холмисто-линейчатая местность; *7* — гладкие равнины

около которой работала экспедиция «Аполлона-15». Как и многие другие борозды, она начинается в депрессии неправильной формы типа провала. Ширина борозды в среднем 1,2 км, глубина 300—400 м, протяженность более 100 км (рис. 6).

Для извилистых борозд около кратера Принц в Океане Бурь характерны террасированные склоны: узкая борозда как бы вложена в более широкую, тоже извилистую борозду. Самое крупное образование такого рода — Долина Шрётера. Она начинается в кратере неправильной формы, известном под названием Голова Кобры, и протягивается по поверхности Плато Аристарха к западу на 150 км, постепенно сужаясь от 10 км в восточной части до менее 1 км на западе. Глубина Долины Шрётера достигает 0,9 км. По ее плоскому днищу змеится извилистая борозда шириной 0,4 км (рис. 7).

Для извилистых борозд характерно, что они, как правило, следуют уклону местности, обходят крупные препятствия в рельефе и секут локальные препятствия, обычно морские гряды. Происхождение извилистых борозд всегда вызывало бурные дискуссии. Наиболее правдоподобными выглядят интерпретации, в соответствии с которыми извилистые борозды считаются либо трещинами, либо руслами лавовых потоков, либо лавовыми трубами с обрушившейся кровлей. Очевидно, здесь возможны и комбинации перечисленных механизмов.

ЛУННЫЕ КРАТЕРЫ

Кратеры — самые распространенные формы рельефа на Луне в очень широком интервале размеров. В телескоп с Земли на Луне видны кратеры поперечником более 1—2 км. Фотосъемка лунной поверхности с искусственных спутников Луны и спускаемых аппаратов открыла нам бесчисленное множество кратеров диаметрами от первых сантиметров до нескольких сот метров. И, наконец, в доставленных на Землю образцах лунных пород на мельчайших частицах грунта и на более крупных камнях обнаружены многочисленные кратеры поперечником от долей микрона до нескольких сантиметров. Кратеры первой разновидности будем называть крупными, второй — малыми, а третьей — микрократерами. Различные по выраженности формы кратеров всего интервала размеров связаны постепенными переходами и образуют единый морфологический ряд. Описание кратеров будет дано в обратном порядке — сначала микрократеры, затем малые, а потом крупные.

Микрократеры. Эти формы размером от долей микрона до нескольких сантиметров покрывают частицы реголита и крупных камней, длительное время находившихся на поверхности Луны (рис. 8). Большинство микрократеров состоит из центральной лунки, окруженной системой раковин откола. По характеру строения лунные микрократеры аналогичны формам, образованным высокоскоростным ударом в лаборатории, и микрократерам, образующимся на деталях конструкций космических аппаратов, например на стеклах иллюминаторов при ударах микрометеоритов. Несомненно, лунные микрократеры — тоже результат бомбардировки микрометеоритами. Сравнение с результатами экспериментов по высокоскоростному удару показывает, что большинство лунных микрократеров образовано ударами метеоритных микрочастиц со скоростями более 10 км/с.

Распределение микрократеров по размеру определяется обратным степенным законом, как бы продолжая распределение малых и крупных кратеров. Плотность микрократеров на поверхности той или иной частицы или камня зависит от времени экспозиции этой поверхности микрометеоритному потоку. На крупных камнях, длительное время экспонировавшихся на лун-

РИС. 6. Участок Борозды Хэдли в Море Дождей в том месте, где она подходит к подножию Апеннин

Вверху слева видны выходы скальных пород на бровке борозды и глыбы, скатившиеся по склонам на днище. Ширина борозды около 1 км. Снимок сделан панорамной камерой с космического корабля «Аполлон-15»



ной поверхности, микрократеров так много, что они насыщают поверхность, и каждый вновь образующийся микрократер при своем образовании уничтожает ранее образованные формы. В условиях современного микрометеоритного потока это достаточно медленный процесс. Насыщение поверхности микрократерами поперечником более 0,5 мм требует времени порядка 1 млн. лет. Соответственно скорость микрометеоритной эрозии лунных камней составляет доли миллиметра за 1 млн. лет [27]. Такая низкая интенсивность этого процесса приводит к тому, что камни на лунной поверхности разрушаются не столько за счет микрометеоритной эрозии, сколько за счет раскалывания крупными микрометеоритами. Существующие оценки показывают, что среднее время нахождения на лунной поверхности камня массой 1—2,5 кг до того, как он будет разрушен, составляет около 11 млн. лет [62].

Малые кратеры. К малым кратерам относятся формы размером от нескольких сантиметров до сотен метров, распространенные практически повсеместно: на поверхности потоков морских базальтов, на вулкано-тектонических образованиях, осложняющих поверхность лунных морей, и на всех элементах строения крупных кратеров материков и морей. Их внешний облик определяется типом строения и степенью сохранности. По типу строения они разделяются на чашеобразные, которые составляют подавляющее большинство, и более редко встречающиеся типы — конусообразные, плоскодонные, с центральной горкой и концентрические.

По морфологической выраженности, которая здесь есть проявление степе-

РИС. 7. Перспективный вид с северо-запада на Плато Аристарх, расположенное в северной части Океана Бурь и названное так по одноименному крупному (диаметр около 40 км) кратеру (слева вверху)

Одна из крупнейших на Луне извилистых борозд (в центре справа) носит название Долины Шрётера. Она берет начало в продолговатой депрессии неправильной формы и теряется на поверхности базальтовой равнины Океана Бурь. Справа в центре видно, что по плоскому днищу долины проходит еще одна борозда, вложенная в долину. Общая длина Долины Шрётера около 150 км. Снимок сделан панорамной камерой с космического корабля «Аполлон-15»

РИС. 8. Ударный микрократер на поверхности стеклянной сферической частицы лунного грунта, доставленного на Землю автоматической станцией «Луна-16»

Хорошо заметна оплавленность всех морфологических элементов кратера — воронки, вала, зоны откола. Последняя пересекается многочисленными радиальными гребнями, разделенными небольшими понижениями. Зону откола окаймляет отслоившийся при ударе материал, который образует внешний псевдовал

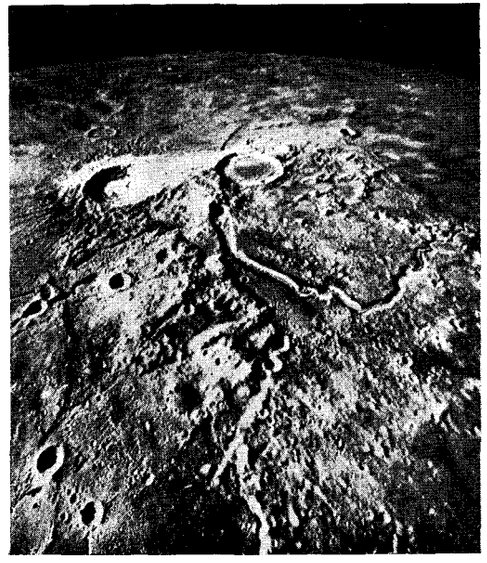
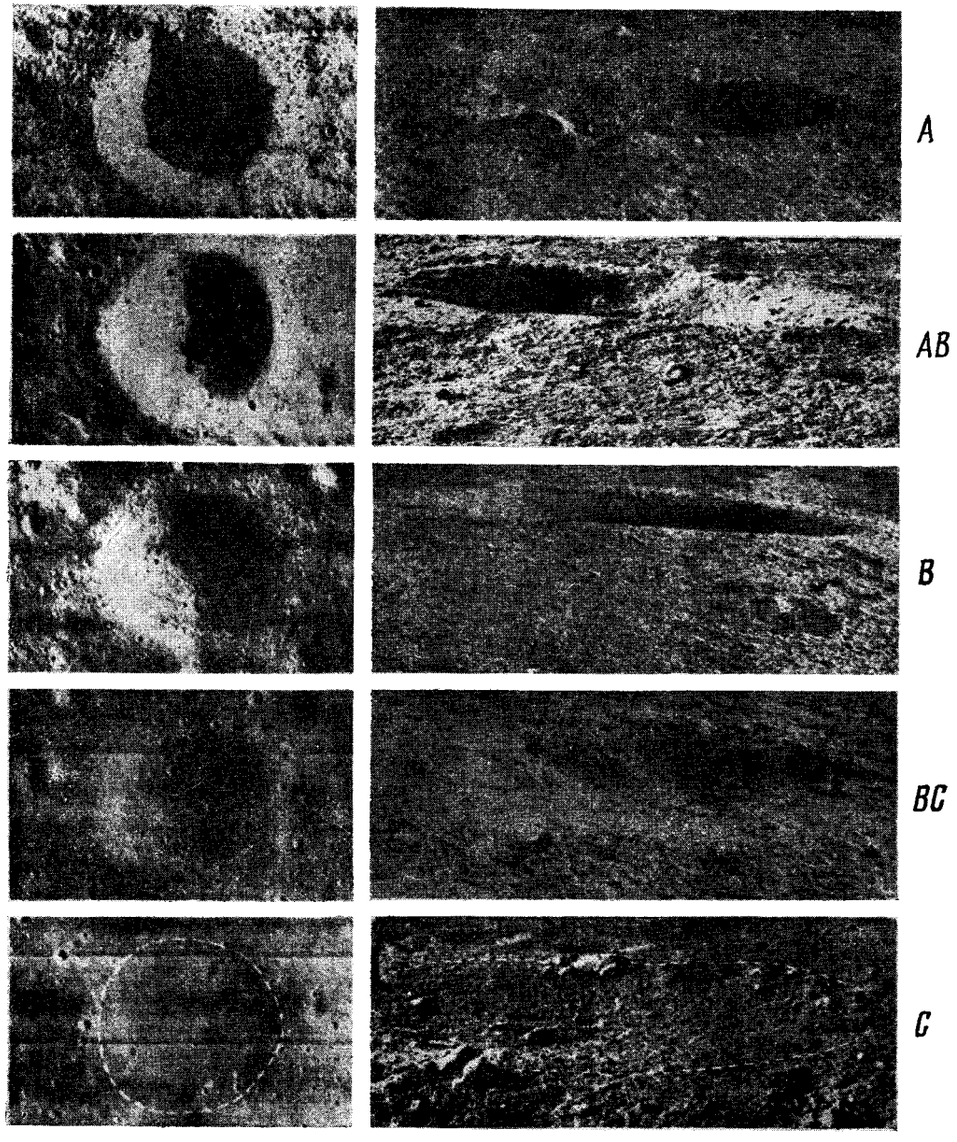




РИС. 9. Фотографии кратеров, принадлежащих к различным морфологическим классам

В левой колонке — кратеры диаметром 400—500 м, изображения которых переданы на Землю космическими аппаратами «Орбитер-2, 3». Справа — перспективные изображения кратеров диаметрами 3—5 м, переданные на Землю фототелевизионными системами «Лунохода-1 и 2». Для всех изображений угол Солнца над горизонтом составлял от 20 до 30°. Эти последовательности иллюстрируют эволюцию малых лунных кратеров в результате эрозии



ни сохранности, малые кратеры всех типов образуют непрерывный ряд форм — от наиболее четкой выраженности до полной расплывчатости и слияния с общими неровностями рельефа поверхности. Существует несколько классификаций типов кратеров. Мы придерживаемся системы, разработанной в лаборатории сравнительной планетологии ГЕОХИ АН СССР [40]. Эту последовательность форм оказалось удобным визуально разделить на пять классов: три основных (A, B, C) и два промежуточных (AB, BC) (рис. 9). Свежие кратеры (классы A, AB) составляют обычно несколько процентов от суммы всех кратеров [40]. Путем анализа взаимных пересечений и наложений кратеров удалось выяснить, что кратеры начинают свое существование в форме класса A, затем, разрушаясь, переходят последовательно в формы, соответствующие классам AB, B, BC, C, и наконец полностью исчезают как формы рельефа. Этим же способом удалось установить, что чем крупнее кратер, тем медленнее он разрушается. Имея определения абсолютного возраста некоторого количества малых кратеров (через время экспозиции их выбросов, определяемое, например, по концентрации в них компонентов солнечного ветра или через возраст поверхности, на которую они наложены), удалось установить зависимость среднего времени потенциального существования малых кратеров на лунной поверхности в условиях, близких к современным (что характерно для последних 3 млрд. лет истории Луны). Оказалось, что среднее время жизни кратеров диаметрами 1, 30, 100 и 300 м в этих условиях составляет соответственно 2, 5, 75, 250 и 1300 млн. лет [53]. Длительность старения кратера диаметром 1 км до стадии перехода из класса BC в класс C соизмерима с возрастом наиболее древних лунных морей.

Признаки способа происхождения малых кратеров, естественно, наиболее четко выражены у самых свежих форм (классы A и AB). Такие кратеры поразительно похожи на встречающиеся на Земле метеоритные кратеры, например кратер Каали на острове Саарема, и на искусственно образованные воронки от взрывов химического и ядерного ВВ. Профиль у них, как правило, чашеобразный. Отношение глубины к диаметру лежит в пределах $^1/_4$—$^1/_6$. Кратер окружен кольцевым валом шириной от $^1/_3$ до $^1/_6$ диаметра кратера. К периферии вал кратера переходит в кольцевое поле выбросов, которое иногда представляет собой россыпь камней. Распределение камней по размеру в таких россыпях такое же, какое характерно для дробления скальных пород ударной волной.

Особенности строения малых кратеров и их повсеместная распространенность с достаточной надежностью свидетельствуют об их происхождении в результате метеоритных ударов. Об этом также говорит описанный в одном из последующих разделов вещественный состав лунного реголита. Образование малых кратеров, форма которых отличается от чашеобразных, с позиций ударного происхождения находит объяснение в особенностях механики этого процесса в неоднородной среде. Естественно, вывод об ударном происхождении применим не ко всем малым лунным кратерам, а лишь к подавляющему большинству. Вершинные кратеры вулканических куполов и шлаковых конусов, очевидно, имеют вулканическое происхождение. Цепочки конусообразных кратеров метрового размера, наблюдавшиеся, например, по маршруту «Лунохода-2», могут быть провально-просыпными образованиями, трассирующими трещину в скальном основании под реголитом. Возможны и первичные кратеры «оседания» на поверхностях лунных лавовых потоков. Но подавляющее большинство малых кратеров Луны, несомненно, имеют ударное происхождение.

Распределение малых лунных кратеров по поверхности близко к случайному, что также свидетельствует об их ударном происхождении. Отклонения от случайного распределения связаны, как правило, или со склоновыми процессами (для крутых склонов закономерен дефицит кратеров), или с цепочками и скоплениями вторичных кратеров, которые образуются при ударе о поверхность материала выбросов из более крупного, первичного кратера, образованного ударом метеорита.

Распределение малых кратеров по размеру подчиняется обратному степенному закону. Для кратеров размером более десятков сантиметров — десятков метров средняя кумулятивная плотность может быть описана выражением

$$N_{>D} = C_1 D^{-\nu},$$

где $N_{>D}$ — кумулятивное количество кратеров диаметром более D на площади 10^6 км^2 [94], а $C_{1,2}$ — константы. Начиная с некоторого критического диаметра $D_{кр}$ выражение, описывающее плотность кратеров, принимает вид

$$N_{>D} = C_2 D^{-\nu}.$$

Величина $D_{кр}$ для различных морских районов Луны колеблется от нескольких десятков до нескольких сот метров. Чем древнее поверхность, тем больше $D_{кр}$. Суммарный график плотности малых кратеров, построенный в билогарифмическом масштабе, обычно состоит из двух ветвей, одна из которых имеет наклон, соответствующий степени, близкой к —2, а другая — к —3. Точка пересечения этих двух ветвей соответствует $D_{кр}$. Крутой нижний участок кривой (крупные кратеры) отвечает неравновесному распределению образующихся кратеров; пологий верхний участок кривой характеризует равновесное распределение, когда каждое образование нового кратера компенсируется разрушением ранее существовавших форм. С течением времени равновесие сдвигается в сторону бо́льших диаметров, и, например, для некоторых светлых доморских равнин типа формации Кэли $D_{кр}$ составляет около 1000—2000 м, а для поверхности выбросов из очень молодого по лунным меркам кратера Тихо $D_{кр} \simeq 3$ м (рис. 10).

Крупные кратеры[1]. Попытки статистического исследования этих форм делались уже в начале века. При этом особенности распределения кратеров по поверхности и по размерам интерпретировались в свою пользу сторонниками как метеоритного, так и вулканического происхождения лунных кратеров [7, 42]. Особо следует в этой связи отметить работы Д. Артура, который свел в каталог видимые в телескоп кратеры Луны и систематизировал их по морфологической выраженности [50], и Р. Болдуина, выявившего связь размеров кратеров с энергией образующего их удара, а также предложившего ряд интерпретаций особенностей их строения с точки зрения ударного происхождения [51, 52]. Распределение крупных кратеров по относительным возрастам было исследовано В. Хартманом, который впервые указал на существование процессов эрозии, влияющих на малые формы [65].

Крупные кратеры представляют собой основные элементы рельефа и структуры лунных материков. На морях их гораздо меньше, но все-таки почти на любом участке морских равнин площадью порядка 1 млн. км^2 всегда присутствует несколько кратеров поперечником в десятки километров. На морях крупные послеморские кратеры почти всегда выглядят свежими, так как темпы переработки поверхности в послеморское время были слишком низки, чтобы заметно их изменять. На материках крупные кратеры имеют различную степень сохранности. Здесь так же, как и для малых кратеров, можно говорить о морфологических классах по степени сохранности; число классов в широко известной классификации Д. Артура [50] также принимается равным пяти. Кратеры хорошей сохранности (1 и 2-й класс) составляют несколько процентов от общего числа кратеров. В определенном отношении популяция крупных кратеров материков — это как бы увеличенная в тысячу раз популяция малых кратеров, типичная для морских равнин.

[1] В этот интервал размеров форм лунной поверхности попадают так называемые цирки, выделенные астрономами еще в эпоху телескопических наблюдений Луны. Термин «цирк», например, в трактовке А. В. Хабакова строго не определен, однако при этом имеются в виду очень крупные кратеры. Максимальный размер цирка равен минимальному размеру лунного моря, т. е. порядка 400 км.

Крупные кратеры Луны свежего облика — наиболее молодые, что четко видно по их наложению на кратеры с худшей морфологической выраженностью. Особенности строения и способ происхождения крупных кратеров Луны, естественно, следует выяснять на примере их наиболее свежих и молодых представителей (рис. 11).

Для свежих кратеров Луны диаметром от 1—2 до 1200 км характерно закономерное изменение особенностей их строения в зависимости от диаметра [39]. Кратеры диаметром менее 10—15 км имеют форму чаши с отношением глубины к диаметру $^1/_4$—$^1/_6$, что типично и для описанных выше свежих чашеобразных кратеров. Характерным представителем форм такого типа является, например, кратер Шмидт в Море Спокойствия и кратер Линней в Море Ясности.

С увеличением диаметра кратеров до 15—20 км днище их становится уплощенным с неровной холмисто-грядовой поверхностью. Склоны ровные, прямые, с четким перегибом в месте перехода к днищу. Отношение глубины к диаметру $^1/_7$—$^1/_{10}$. Типичный представитель кратеров с таким строением — Дауэс на границе Моря Ясности и Моря Спокойствия.

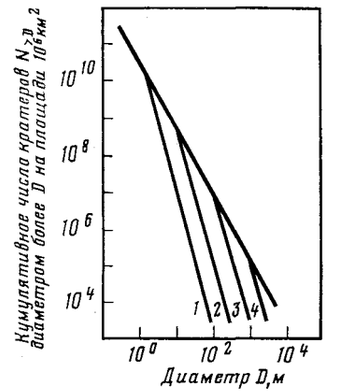


РИС. 10. Зависимость частоты встречаемости кратеров на единицу площади от диаметра кратера

Линии *1—4* соответствуют частотам встречаемости в неравновесной части распределения в различные моменты времени (изохроны). Более пологая, ограничивающая сверху линия,— график равновесной частоты встречаемости

У кратеров диаметром 25—40 км на днище наблюдается четко выраженная центральная горка. Она занимает почти всю площадь днища. Ее подножие смыкается с основанием внутренних склонов кратера, которые осложнены террасами оседания. Отношение глубины к диаметру 1/7—1/15. Высота центральной горки над днищем кратера колеблется от 0,2 до 1,5 км. Характерным представителем такого типа кратеров является кратер Рёмер, расположенный на материковой поверхности к востоку от Моря Ясности.

Для кратеров диаметром 30—200 км типично субгоризонтальное, бугристое, светлое относительно моря днище, в центре которого находится центральная горка или группа близко отстоящих одна от другой центральных горок. На снимках высокого разрешения на субгоризонтальных участках у наиболее свежих кратеров различается так называемая морщинистая поверхность, свидетельствующая о течении вязкого лавоподобного материала. Склоны у таких кратеров сильно тер-

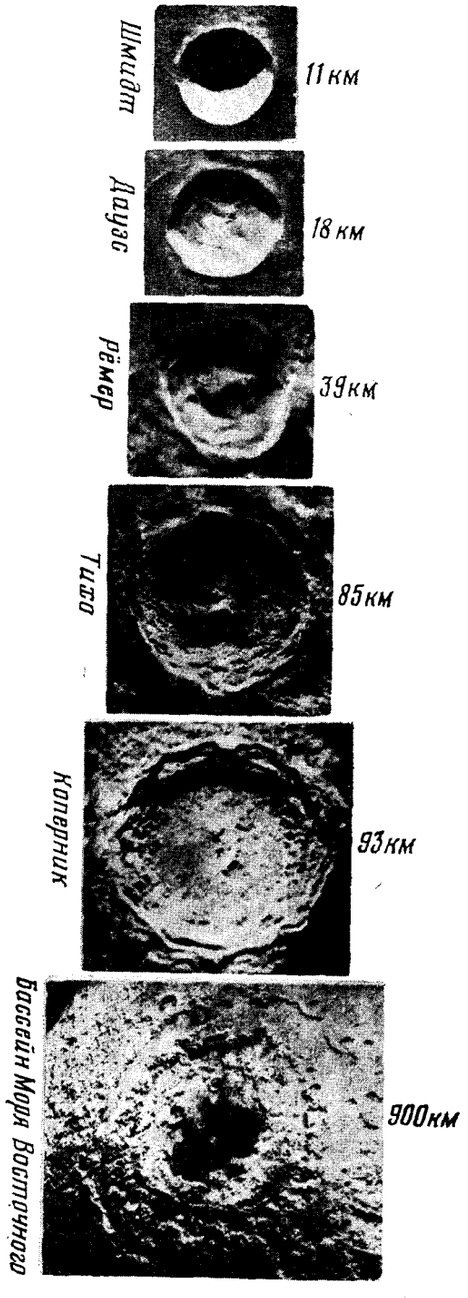


РИС. 11. Типичная морфология свежих кратеров диаметром более нескольких километров, иллюстрирующая закономерное изменение особенностей их строения в зависимости от величины диаметра

расированы. Как правило, на склонах и на валу у наиболее свежих кратеров этого типа видны застывшие потоки и озера лавоподобного материала. Отношение глубины к диаметру у этих кратеров лежит в пределах 1/10—1/40. Высота центральной горки колеблется от 0,3 до 3,5 км. Характерно, что среди кратеров диаметром более 90 км нередки случаи, когда вершина центральной горки возвышается над уровнем окружающей кратер исходной поверхности, которая, как правило, выше заполнения кратера. Широко известными представителями этого типа являются кратер Тихо (диаметр 85 км) к югу от Моря Облаков и кратер Коперник (диаметр 93 км) в Океане Бурь.

Кратеры диаметром более 150—200 км, как правило, не имеют центральных горок. Вместо них на днище кратера всегда одна или несколько кольцевых возвышенностей, образующих с внешним валом кратера единую концентрическую систему. Такие структуры кратеров принято называть бассейнами. На Луне известно около 30 бассейнов диаметром от 200 до 1200 км. Наиболее типичным и хорошо сохранившимся бассейном считается Море Восточное. Это трехкольцевой бассейн. Внешнее кольцо диаметром около 900 км, известное под названием Кордильер, образует как бы внешний вал кратерного бассейна. Два внутренних кольца диаметром 620 и 480 км носят общее название Скалистых гор (иногда это название на русском языке передают в неверной транскрипции — горы Рук). В некоторых работах выделяется еще одно, менее четкое кольцо диаметром 320 км.

Центральная часть этого кратерного бассейна занята базальтовой равниной, образующей Море Восточное. Она, как и другие моря Луны, образовалась

вследствие эндогенных базальтовых излияний, которые происходили через достаточно длинный промежуток времени после образования самого бассейна. Часть центральной депрессии этого бассейна занята равнинной поверхностью, имеющей облик растрескавшейся и сложенной относительно светлым лавоподобным материалом. Между равнинными участками центральной части бассейна и Скалистыми горами наблюдается волнистая поверхность с многочисленными трещинами, напоминающая поверхность расплава, перегруженного обломками нерасплавившихся пород. Между Скалистыми горами и кольцом Кордильер расположена местность, для которой характерны многочисленные куполовидные возвышенности поперечником 1—5 км в плане. Считается, что облик этой местности сформировался при катастрофических сотрясениях поверхности на стадии модификации бассейна Моря Восточного.

Описанная здесь зависимость строения кратеров от их размеров установлена на достаточно большом статистическом материале. Только свежих кратеров со сложным строением нами учтено более 200. Число учтенных чашеобразных форм гораздо больше. Важно отметить, что эта зависимость одинаково присуща кратерам, образовавшимся в самые различные периоды истории Луны. По состоянию лунных недр эти периоды сильно отличаются друг от друга, знаменуя переход от активного базальтового магматизма до практически полного затухания эндогенной активности на глубинах менее 800—1000 км. Выдержанность зависимости строения лунных кратеров от их размеров, несмотря на радикальное изменение в степени эндогенной активности лунных недр, дает основание думать, что усложнение строения кратеров с ростом их размеров не связано с эндогенными процессами. Это подтверждается большими разрывами во времени между образованием кратера и его возможным заполнением морским материалом.

Кратеры, не обладающие хорошей сохранностью, которые, как уже говорилось, составляют большинство крупных кратеров Луны, в общем демонстрируют ту же самую последовательность типов их строения с ростом размеров, что и более молодые кратеры, но, естественно, в той или иной степени замаскированную влиянием разрушения кратеров.

У крупных лунных кратеров, как и у малых кратеров Луны, есть окружающий их кольцевой вал. У свежих представителей крупных кратеров на валу и далее с удалением от вала наблюдается зона выбросов из кратера. Эта зона в ее внутренней, прилегающей к бровке вала части обычно характеризуется бугристым рельефом, который с удалением от кратера переходит в радиальный грядово-бугорчатый. Далее следует зона вторичных кратеров. Выше уже говорилось, что вторичные кратеры образованы падением материала выбросов из основного, первичного кратера. Выбросы, обладавшие наименьшей скоростью, упали на валу и образовали бугристый рельеф. Здесь же наблюдаются громадные блоки-обломки поперечником в десятки метров, являющиеся как бы увеличенными аналогами камней на валах у малых кратеров. Более высокоскоростные выбросы упали дальше и образовали радиальный глыбово-бороздчатый рельеф. Выбросы с еще большей скоростью вылета при падении образуют вторичные кратеры, объем которых гораздо больше объема образовавших их обломков. Вторичные кратеры часто образуют кольцевую зону, в которой они группируются в цепочки, примерно радиальные или грубо концентричные по отношению к кратеру-источнику. Ширина зоны выбросов обычно соизмерима с диаметром кратера, т. е. для большинства крупных кратеров лежит в пределах от первых километров до десятков километров.

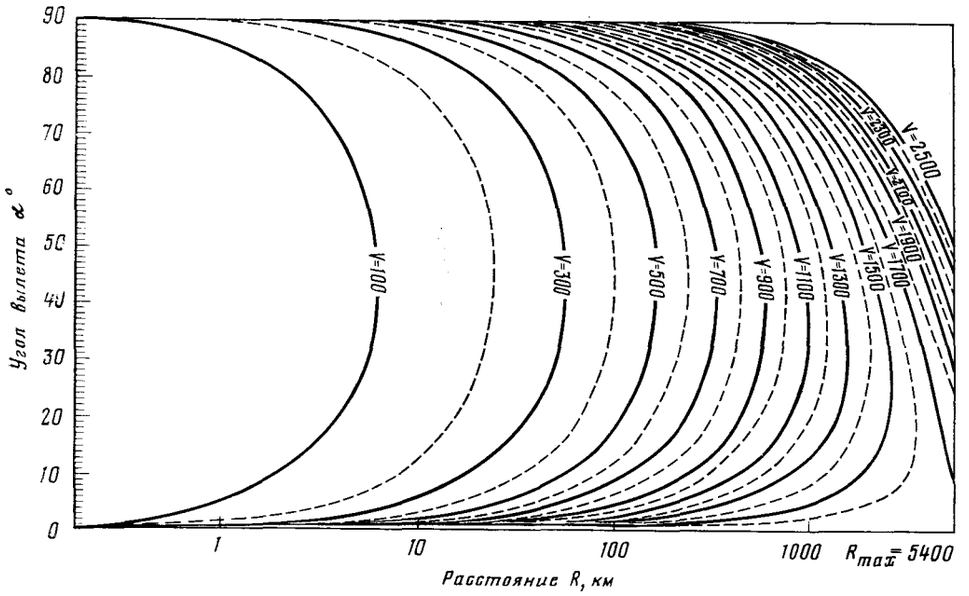


РИС. 12. Диаграмма, иллюстрирующая зависимость между углом вылета (α), дальностью падения (R) и скоростью вылета обломка (v) в условиях Луны [63]

Часть выбросов с еще большими скоростями улетает от кратера-источника на расстояния сотен и нескольких тысяч километров, формируя при падении полосы, где поверхность насыщена вторичными кратерами, которые при своем образовании как бы перепахали реголитовый чехол. На изображениях, сделанных при высоком положении Солнца над горизонтом (на телескопических снимках им соответствуют изображения, полученные в полнолуние), эти полосы выглядят как системы светлых лучей, радиально расходящихся от кратера и накладывающихся на любые из образований лунной поверхности. Оценки показывают, что для образования системы лучей из кратера Тихо, распространяющихся на 1890 км от кратера-источника, необходимы скорости вылета до 1,5 км/с при угле вылета около 10° к горизонту. Такие лучевые системы имеются лишь у наиболее свежих кратеров Луны. При разрушении кратеров лучевые системы разрушаются в первую очередь, так как образованы мелкими деталями рельефа (рис. 12).

Происхождение крупных кратеров Луны в течение десятилетий их изучения астрономическими методами было предметом жарких споров между сторонниками двух гипотез: метеоритной, по которой кратеры — это следы падений метеоритных тел, и вулканической, в соответствии с которой кратеры — это продукт специфического вулканизма и соответственно это либо кальдеры, либо маары. Полученные в процессе космических полетов новые данные позволяют наконец разрешить этот спор.

Судя по наличию зоны выбросов, всегда присутствующей у хорошо сохранившихся крупных кратеров Луны, они возникли в результате процесса, подобного взрыву. Однако лунные породы образовались при резком дефиците летучих в жидкой магме, в резко восстановительной обстановке, исключающей заметное влияние воды, которая в основном определяет возможность вулканического взрыва. В земных условиях при возникновении эксплозивного извержения содержание воды в магме обычно выше 1,5%, что совершенно исключено для лунных пород. Это делает маловероятным предположение о взрывном характере какого-то гипотетического вулканического процесса, который мог бы образовать крупные лунные кратеры. (Вспомним, что крупнейший из них, бассейн Моря Дождей, имеет диаметр 1200 км и так же, как и кратеры меньшего размера, окружен зоной выбросов.) Приходится считать, что популяция крупных кратеров Луны является продолжением в сторону больших размеров популяций лунных микрократеров и малых кратеров и что причиной кратерообразующих взрывов здесь были падения на Луну гигантских метеоритов-астероидов или комет. Об этом же свидетельствует и тот факт, что материки, строение поверхности которых всецело определяется крупными кратерами, сложены уже упоминавшимися материковыми брекчиями, являющимися несомненными продуктами дробления и всегда содержащими заметную примесь метеоритного вещества.

Орбиты некоторых астероидов и комет пересекают орбиту Земли и Луны. Если когда-то в точке пересечения их орбит Луна или Земля и астероид или комета окажутся одновременно, произойдет столкновение, в результате которого образуется ударный кратер диаметром около 20—30 поперечников ударившего тела. То, что такие столкновения происходили, следует из существования крупных кратеров на Земле, метеоритное происхождение которых надежно доказано присутствием в них минералов-индикаторов сверхвысокого давления, таких, как коэсит, стишовит и алмаз (см. гл. 11).

С ударным происхождением крупных кратеров Луны хорошо согласуется и упоминавшийся выше случайный характер распределения их на одновозрастных поверхностях, и выдержанность зависимости характера строения кратеров от их размеров в разные периоды истории Луны, что, очевидно, есть просто проявление особенностей ударного процесса в явлениях различного масштаба. Лавоподобный материал, который характерен для скоплений на дне потоков и озер у кратеров типа Тихо, Коперник и кольцевых бассейнов, очевидно, представлен ударным расплавом. В малом масштабе с явлением плавления при ударе мы уже сталкивались при описании микрократеров. Ударные расплавы в крупных метеоритных кратерах Луны будут описаны в главе, посвященной ударному процессу.

Естественно, что, как и в случае с малыми кратерами, мы не говорим об ударном происхождении абсолютно всех крупных кратеров. При описании лунных морей уже упоминались кальдерообразные структуры. Считаются вулканическими или вулканогенно-преобразованными (из ударных) некоторые крупные кратеры специфического концентрического строения, например, кратер Холдейн в Море Смита. Однако по сравнению с типично ударными формами количество крупных неударных кратеров на Луне крайне мало.

Итак, анализ строения и характер распределения по поверхности Луны микрократеров, малых кратеров и крупных кратеров показали, что в подавляющем большинстве все они есть результат бомбардировки метеоритными телами самого разного размера — от субмикронных частиц, образующих микрократеры, до тел поперечником в несколько десятков километров, образовавших крупнейшие кратерные бассейны Луны. Современные темпы метеоритной бомбардировки Луны невысоки. Их хватает лишь на то, чтобы за очень длительную (3,5 млрд. лет) экспозицию лунных морей метеоритному потоку они покрылись лишь малыми кратерами. Насыщение лунных материков кратерами поперечником в де-

сятки километров требует гораздо большей интенсивности метеоритных выпадений. Приходится признать, что в начале лунной истории, 4—4,5 млрд. лет назад, был этап весьма интенсивной метеоритной бомбардировки, следы которого запечатлены в виде популяции крупных кратеров лунных материков.

Если это событие, как мы полагаем, соответствует завершению главного процесса аккреции, то, идя дальше в глубь времени, мы и на этапе аккреции обязательно должны встретиться с многократным наложением кратерных структур, затрагивающим глубокие недра планеты. Объективным свидетельством правомерности такого представления является мощное развитие континентальных брекчий (мегабрекчий или мегареголита) на Луне. Мощность такого слоя по геофизическим данным оценивается по крайней мере в 20—25 км.

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЛУНЫ

При характеристике тектонического строения Луны мы сталкиваемся с непривычной для земной геологии ситуацией. Преобладающие структуры и соответствующие им формы рельефа на Луне — это ударные кратеры, и поэтому структурный план лунной коры во многом (если не в основном) связан с ударными разломами и движениями по ним. Первопричиной образования тектонических структур здесь будут не внутренние эндогенные факторы, а метеоритные удары. При падениях особо крупных тел, в результате чего возникали кратерные кольцевые бассейны диаметром до 1200 км, влияние этих эндогенных событий в виде разломов и движений по ним, очевидно, достигало низов лунной коры, а может быть, распространялось и глубже. Трещиноватость, связанная с образованием кратеров, насыщающих материковые поверхности Луны, очевидно, является причиной выявляемого при сейсмических наблюдениях разуплотнения верхних 20—25 км толщи лунной коры. Эта же трещиноватость определяет почти все наблюдаемые разломы на материках, т. е. на большей части лунной поверхности. Часть из этих ударных разломов, очевидно, наследуют некоторую, еще более раннюю систему трещиноватости (вероятно, ротационного происхождения) и, в свою очередь, наследуются более поздними разломами, связанными с этапом морского вулканизма Луны. В этих условиях проводить подразделение разломов и движений по ним на эндогенные и ударные и первые описывать в разделе «Тектоника», а вторые характеризовать как проявления экзогенных процессов нам представляется нецелесообразным. Все виды структур разломов и движений мы опишем в разделе, посвященном тектоническому строению Луны, стремясь, естественно, при описании разделять генетически разные образования.

Итак, резко преобладающие структуры в лунной коре — это ударные кратеры. Здесь мы кратко охарактеризуем их, опираясь на общие особенности строения и механизма образования ударных структур, которые описаны в гл. 11.

У простых чашеобразных кратеров кратерная впадина — это совокупный результат экскавации и прогибания дна. Последнее компенсируется структурным подъемом кратерного вала, который имеет двучленное строение, и только верхняя его часть — это навал выбросов, а лежит он на вздернутых породах мишени, которые и образуют структурный подъем цоколя вала.

Кратеры сложного строения, начиная с типа Дауэс и кончая многокольцевыми бассейнами, относительно менее глубоки, чем чашеобразные. Разбуривание и геофизические методы изучения крупных земных кратеров, часть из которых образована в хорошо стратифицированных мишенях, а также некоторые другие данные говорят о том, что это «обмеление» по крайней мере частично связано с тем, что на последних стадиях формирования дно этих кратеров, очевидно, испытывает обратное движение вверх. Скорее всего, это движение довольно быстрое — типа упругой отдачи. В лунных кратерах размером 25—200 км это приводит к образованию концентрических кольцевых поднятий. Вероятно, некоторый вклад в подъем пород дна кратеров могло вносить более медленное изостатическое выравнивание. Амплитуда поднятий в крупных структурах может достигать нескольких километров. В результате кратеры с центральной горкой представляют собой структуры, состоящие из центрального поднятия, окруженного кольцевым прогибом, который, в свою очередь, опоясан кольцом приподнятого цоколя вала (частично насыпным). Многокольцевые бассейны — это, очевидно, чередование кольцевых поднятий и прогибов.

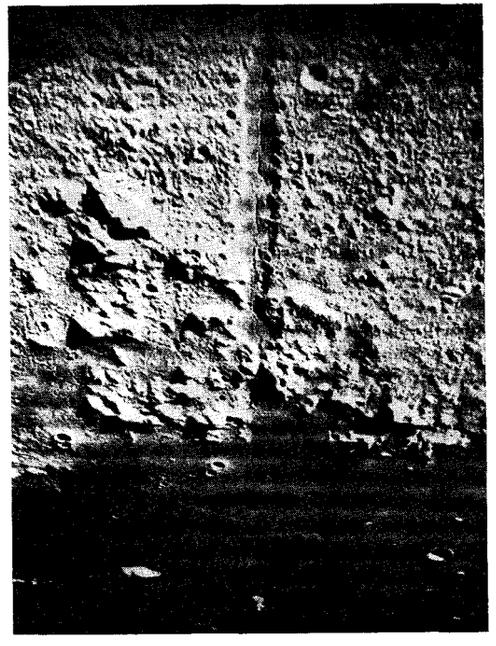
С ударными кратерами связаны системы разломов. Эти разломы имеют преимущественно радиально-кольцевую ориентировку. Центр каждой такой системы в плане примерно совпадает с геометрическим центром кратера, с которым она связана. Наиболее четко эти системы выражены у наиболее крупных кратерных форм Луны — у кольцевых бассейнов. По разломам, принадлежащим этим системам, блоки лунной коры испытывали вертикальные смещения, величина которых для бассейнов может достигать нескольких километров. В хорошо сохранившихся бассейнах, например, в бассейне Моря Восточного, обычно выражен уступ кольцевого разлома, очерчивающего внутреннюю границу внешнего вала бассейна и отделяющего относительно опущенные внутренние блоки кольцевого прогиба от относительно приподнятых блоков цоколя внешнего вала. Концентрические кольцевые разломы и их дугообразные сегменты можно также проследить на внутренних кольцевых поднятиях.

Строго говоря, кольцевая система разломов бассейнов не идеальна, а часто разбивается на отдельные более выраженные участки, принимая более или менее полигональное строение, которое иногда вырисовывается довольно четко. Так, кольцевой разлом уступа внешнего вала бассейна Моря Восточного при некоторой генерализации можно изобразить в виде многоугольника. В свою очередь, каждая из сторон этого многоугольника состоит из системы сопряженных линеаментов, которые на более детальных снимках расчленяются на системы линеаментов меньшего масштаба.

Вокруг бассейнов прослеживается зона радиальных (по отношению к данному бассейну) линеаментов. Часть

РИС. 13. Альпийская Долина, рассекающая *северо-восточное обрамление Моря Дождей*

Эта затопленная морскими базальтами грабенообразная структура, вероятно, сингенетична бассейну Моря Дождей. Длина долины около 250 км. Снимок сделан космическим аппаратом «Орбитер-5»



из них не структурного, а скульптурного характера и связана с процессами «эрозии» поверхности падающими выбросами из бассейна и отложением материала выбросов. Часть же этих линеаментов, несомненно, имеет структурный характер — это разломы, по которым происходили вертикальные движения. В результате образовалась клавишная система опущенных и приподнятых блоков типа грабенов и горстов, расчленяющих вал бассейна на блоки с разной высотой поверхности. Хорошо известным примером радиального грабена такого типа является Альпийская долина, расположенная в северо-восточной части вала бассейна Моря Дождей. Ее длина составляет 250 км, ширина около 20 км, высота в бортах долины 1—1,5 км (рис. 13).

Разломы, связанные с кратерами меньшего размера, в общем имеют такой же радиально-кольцевой характер, но из-за меньшего масштаба явления обычно хуже выражены. Кроме того, насыщенность лунной поверхности кратерами приводит к тому, что трещиноватость, связанная с каждым молодым кратером, накладывается на трещиноватость, связанную с ранее образованными кратерами, и в результате общая картина может выглядеть достаточно запутанной. У этих кратеров, как и у бассейнов, очертания их валов не идеальные кольца, а полигоны, и практически лишь кратеры, образованные в реголите, как правило, круглые, а все относительно крупные кратеры Луны в той или иной степени полигональны и обрамляют блоковую структуру, образованную более древними событиями.

Движения по радиально-концентрическим разломам, связанным с ударными кратерами, как уже говорилось, имеют вертикальный характер. Движения с заметной горизонтальной компонентой здесь проявляются в виде блоков и чешуй оползания (внутри кратера), развивающихся близ кромки вала. Размеры таких структурных оползней могут достигать десятков километров. Описанный в литературе как исключительный для Луны случай горизонтального сдвигового смещения сегмента вала кратера Капелла, обнаруженный при телескопических наблюдениях лунной поверхности [42], при анализе более детальных снимков оказался результатом именно такого оползания блока вала. Следует отметить, что при детальном изучении земного ударного кратера Попигай ($D = 100$ км) в периферических частях кратера были обнаружены центробежные надвиги (с движением от центра к периферии) [24]. Возможно, что такие центробежные надвиги есть и на Луне.

Структурный план лунных морей определяется в основном вертикальными движениями типа ступенчатых проседаний. Можно думать, что такие проседания, хотя бы частично, связаны с усадкой разуплотненного ударом материала дна кратерных бассейнов под нагрузкой толщи застывших базальтовых лав. Это могут быть проседания центрального типа, что, например, наблюдается для Моря Спокойствия, или проседания несимметричного характера, что типично, например, для Моря Ясности. Внешним выражением этих движений являются разновысотность уровней в разных местах морской равнины и прямолинейные (дугообразные) уступы и борозды, очевидно, сбросы и грабены. Выше уже говорилось о неясностях в механизмах образования извилистых борозд и морских гряд. Возможно, первые из них, хотя бы частично, являются своеобразными трещинами растяжения, а вторые, наоборот, характеризуют возникающие локально обстановки сжатия и представляют собой структуры типа взбросов. Нередко видно, что ориентировка разломов в базальтовых плитах лунных морей наследует радиально-кольцевую ориентировку вмещающих их ударных бассейнов. Это, в частности, четко проявляется на

примерах Моря Дождей, Моря Ясности и Моря Кризисов.

При анализе ориентировки разломных линеаментов на Луне, как на материковых, так и на морских поверхностях, выявляются две преобладающие диагональные системы — северо-западная и северо-восточная. Именно в этих направлениях, как правило, наиболее хорошо развиты радиальные разломы, связанные с кольцевыми бассейнами. Эти направления преобладают в линеаментах полигонов кратерных колец и в разломах на морях. Очевидно, здесь мы наблюдаем унаследование «ударными» и «морскими» разломами какой-то более древней системы разломов или предпочтительное развитие их в направлениях, определяемых напряжениями, существовавшими в лунной коре в момент удара. Считается, что так проявляет себя система планетарной трещиноватости, причина которой кроется в напряжениях, возникающих в лунной коре при изменении скорости вращения Луны вокруг ее оси [74].

СТРОЕНИЕ РЕГОЛИТА

Лунный реголит — это чехол рыхлого обломочного материала, покрывающего материковые и морские образования. Этот термин пытались применить в конце прошлого столетия для обозначения всех поверхностных рыхлых образований, представляющих верхние слои Земли, но он не привился и неожиданно обрел вторую жизнь в применении к чехлу поверхностных образований на Луне. Им пользуются и для обозначения рыхлых поверхностных образований на других планетах. Лунный реголит сформирован в основном под действием метеоритной бомбардировки на комплексы материковых и морских пород и представляет, таким образом, отложения, коррелятные малым ударным кратерам Луны.

Наблюдаемый сейчас реголит морских равнин представляет собой продукт послеморской бомбардировки, а реголит материков, очевидно, сформировался за счет бомбардировки в доморское, морское и послеморское время. Выбросы из крупных кратеров, особенно характерных для лунных материков, при отложении литифицировались и образовывали уже упоминавшиеся материковые брекчии, или мегареголит. Реголит образован в результате бомбардировки широким спектром частиц — от субмикронных, воздействие которых проявляется в образовании микрократеров на обломках, до метеоритов поперечником более 1 м — десятков метров, которые образуют кратеры, проникающие через уже имеющийся реголит и выбрасывающие на поверхность раздробленный материал подстилающих скальных пород, материковых брекчий и морских базальтов, привнося его, таким образом, в состав реголита. Поскольку удары малых метеоритов гораздо более часты по сравнению с более крупными падениями, приповерхностная часть реголита сильнее перерабатывается малыми ударами, а его глубинные части перерабатываются меньше. При такой ударной переработке материал исходных пород дробится и испытывает ряд других изменений. Чем древнее поверхность, тем больше мощность реголита и тем сильнее он переработан, или, как принято говорить, тем выше степень его зрелости.

Поскольку реголит образуется в результате заполнения малых кратеров выбросами из других кратеров, сопровождающихся оползанием материала склонов (все это происходит на фоне непрерывной в геологическом масштабе времени бомбардировки микрочастицами), то строение реголита имеет локально-слоистый характер с ограниченными по простиранию слоями выбросов, распределенных случайно и находящихся на поверхности различное время. Так, например, в одной из скважин, пробуренных экспедицией «Аполлон-15», в колонке реголита вы-

делены 42 слоя мощностью от долей сантиметра до 13 см, но уже в соседних скважинах этот разрез не выдерживается [97].

Лунный реголит сложен в основном частицами с поперечником менее 1 мм, однако в нем всегда присутствуют и более крупные обломки разного размера. Кроме того, относительно крупные обломки пород наиболее характерны для выбросов из кратеров, проникающих через реголитовый чехол в скальное ложе, и на этом основан один из методов определения мощности реголита. Другие методы основаны на изменении морфологии кратеров, проникающих глубже границы реголита со скальным основанием, и на оценках, связанных с распространенностью и глубиной кратеров. В месте посадки «Аполлона-17» мощность реголита определена с помощью геофонов. Все эти определения показывают, что средняя мощность реголита в морях близка к 4—5 м, а на материках — к 10—20 м.

В каждом районе мощность реголита сильно колеблется. Так, по данным работы [21], в одном из районов Океана Бурь при средней медианной мощности реголита 3—4 м колебания мощности с вероятностью 90% лежат в пределах 2,5—5,5 м. Кроме того, мощность реголита контролируется также понижениями рельефа за счет существования склоновых процессов. Нередко на вершинах холмов видны глыбовые россыпи, указывающие на незрелый маломощный реголит, а у подножий склонов видны подсклоновые шлейфы реголитового материала, где мощность его гораздо больше средней. На склонах крутизной более 35—40° реголит не удерживается, и соответственно на крутых склонах крупных кратеров и других форм рельефа, например прямолинейных и извилистых борозд, реголита нет или почти нет. Вся остальная поверхность Луны покрыта реголитовым чехлом.

Следует особо подчеркнуть, что все доставленные до сих пор на Землю образцы отобраны из реголита и все данные по лунным породам получены только по изучению фрагментов реголита.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЛУННЫХ ПОРОД

В соответствии с геологической структурой поверхности лунные породы достаточно четко подразделяются на две петрографические группы — материковые и морские. Первые представлены существенно полевошпатовыми породами, вторые — железистыми базальтами, в первом приближении сходными с земными толеитовыми базальтами. Породы эти хорошо различаются по ряду параметров, и в частности по содержанию Al_2O_3 и FeO: граничные значения около 15 вес.% каждого из компонентов.

В то же время результаты исследования образцов из различных районов лунной поверхности показывают, что состав лунной коры в целом характеризуется рядом важных геохимических особенностей, резко отличающихся от таковых для земных горных пород и (или) метеоритов [10]. К таким особенностям первичных магматических[2] пород лунной коры могут быть отнесены следующие.

1. Отсутствие в лунных породах воды и практическое отсутствие обычных летучих компонентов типа соединений углерода, серы и т. п.

2. Обедненность пород целым рядом элементов, летучих в высокотемпературных условиях в вакууме (K, Na, Ge, Bi, Br и др.), и обогащенность труднолетучими элементами (Ca, Al, Ti и др.) по сравнению с первичной распространенностью этих элементов в углистых хондритах CI. Существенно, что эти особенности проявляются как для морских, так и для материковых пород, причем в тех и в других наблюдаются близкие отношения элементов с разной летучестью (K/Zr, Cs/U и т. д.)

3. Сильная обедненность лунных магматических пород всех типов сидерофильными элементами по отношению к первичной распространенности.

4. Низкое парциальное давление кислорода лунных магм, оцениваемое для морских базальтов около 10^{-13} при 1150° С, тогда как типичное значение f_{O_2} для земных базальтов составляет около 10^{-8} при температуре

[2] Под магматическими мы понимаем породы, прошедшие стадию кристаллизации из расплава независимо от его генезиса — эндогенного или ударного.

ТАБЛИЦА 3. ХИМИЧЕСКИЙ И НОРМАТИВНЫЙ СОСТАВ МАТЕРИКОВЫХ И МОРСКИХ ПОРОД ЛУНЫ (В ВЕС. %)

Окисел	Материковые породы						Морские породы					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	43,97	45,30	46,33	46,60	45,70	47,90	40,20	37,91	47,81	45,50	48,10	45,50
TiO_2	0,02	0,29	0,57	0,64	1,38	1,80	12,28	13,08	1,77	4,04	0,36	0,96
Al_2O_3	35,83	28,70	25,01	19,50	15,84	15,60	7,78	8,86	8,87	13,95	11,20	13,90
FeO	0,36	4,12	4,60	8,60	9,27	10,74	19,77	19,96	19,97	17,77	18,20	18,40
MnO	0,00	0,05	0,08	0,12	0,12	0,15	0,22	0,26	0,28	0,26	0,26	0,24
MgO	0,25	4,35	7,70	10,90	17,89	10,93	8,06	7,99	9,01	5,95	11,0	6,30
CaO	18,95	16,24	14,23	12,60	9,13	9,90	10,27	10,77	10,32	11,96	10,20	13,30
Na_2O	0,34	0,50	0,62	0,42	0,55	0,78	0,52	0,38	0,28	0,63	0,15	0,37
K_2O	0,01	0,09	0,27	0,14	0,22	0,52	0,29	0,04	0,03	0,21	0,01	0,02
P_2O_5	Не опр.	0,06	0,21	0,11	0,22	0,60	0,18	0,11	0,08	0,15	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,73	99,70	99,62	99,63	100,32	98,92	99,57	99,36	98,42	100,42	99,50	99,03
Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ilm	—	0,5	0,9	1,0	2,0	2,7	20,9	21,3	2,8	6,4	0,6	1,6
ap	—	0,1	0,2	0,2	0,4	1,0	0,3	0,2	0,1	0,2	—	—
pl or	—	0,5	0,9	0,5	0,9	2,5	1,6	—	—	1,0	0,1	0,1
pl ab	2,8	4,3	5,0	3,5	4,2	5,9	4,34	3,1	0,6	5,1	0,9	3,3
pl an	94,0	73,6	57,7	45,7	34,9	32,2	17,7	20,4	20,9	32,0	26,6	35,4
di wo	—	2,1	2,4	4,9	1,9	4,2	15,6	14,0	12,8	10,9	9,1	14,5
di en	—	2,0	1,7	3,4	1,5	2,8	9,4	8,8	5,9	4,7	4,7	5,7
di fs	—	0,1	0,7	1,5	0,4	1,4	6,2	5,2	6,9	6,2	4,4	8,8
hy en	0,8	12,6	22,0	19,3	19,2	30,7	11,0	16,9	22,5	14,1	25,4	10,3
hy fs	0,7	0,5	6,6	8,2	4,9	14,6	10,6	10,1	26,2	19,0	23,3	9,8
ol fo	—	—	—	8,2	23,5	—	—	—	—	—	2,6	3,9
ol fa	—	—	—	3,5	6,0	—	—	—	—	—	2,4	6,1
q	1,0	3,5	1,9	—	—	1,8	2,3	0,6	1,4	0,4	—	—
c	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — анортозит, обр. 60015 [73]; 2 — габбро-анортозит, обр. 68415 [88]; 3 — анортозитовое габбро, обр. 60335 [88]; 4 — глиноземистый базальт, «Луна-20» [84]; 5 — неморской базальт с низким содержанием KREEP-компонентов, обр. 76055 [81]; 6 — KREEP-базальт, обр. 14303 [105]; 7 — интерсертальный ильменитовый базальт, обр. 10072 [77]; 8 — оливиновый базальт, обр. 70215 [59]; 9 — триди митовое габбро, обр. 15058 [87]; 10 — пижонитовый базальт, «Луна-16» [1]; 11 — очень низкотитанистый базальт, «Аполлон-17» [99] 12 — очень низкотитанистый базальт, «Луна-24», обр. 24067, 3-013 [2]. Минералы: *ilm* — ильменит, *ap* — апатит, *or* — ортоклаз, *ab* — альбит, *an* — анортит, *pl* — плагиоклаз, *wo* — волластонит, *en* — энстатит, *fs* — ферросилит, *di* — диопсид, *hy* — гиперстен, *fo* — форстерит, *fa* — фаялит, *ol* — оливин, *q* — кварц, *c* — корунд.

выше 1100° С. Поэтому в лунных породах практически нет соединений трехвалентного железа и присутствует железо в металлическом состоянии, а также малоокисленные формы многовалентных катионов (Ti^{3+}, Cr^{2+}, Eu^{2+}), не характерные для земных пород.

5. Ограниченность минерального состава лунных пород (не более 100 минеральных видов), что определяется в первую очередь практическим отсутствием здесь минералов, содержащих воду и элементы в высокоокисленном состоянии.

Эти и некоторые другие, менее четко выраженные и более локальные геохимические особенности магматических горных пород Луны имеют большое генетическое значение как в плане формирования отдельных типов пород, так и для понимания образования Луны в целом.

Материковые породы. Полевошпатовые породы лунных материков по минеральному и химическому составу подразделяются на группу анортозитовых пород и группу неморских базальтов [3, 13, 31, 43, 102]. Петрографически эти породы представлены главным образом брекчиями с бластовой или кристаллической матрицей, гранулитами и катаклазированными магматическими породами [38]. Породы с собственно магматическими структурами встречаются очень редко. Таким образом, следует подчеркнуть, что с петрографической точки зрения лунные полевошпатовые породы не имеют ничего общего с земными анортозитами и полевошпатовыми базальтами и, кроме того, отличаются от них особенностями химического состава, в частности, низким содержанием щелочей.

В группу анортозитовых пород входят породы анортозит-норит-троктолитового ряда (АНТ), габбро-нориты и габбро-анортозиты. Они характеризуются высокими содержаниями Al, Ca, Mg (>24 вес.% Al_2O_3), высоким отношением Mg/Fe (табл. 3), высокими содержаниями р.з.э., Th, U, Zr, Hf (примерно в 2—5 раз больше, чем в хондритах CI) и очень высокими содержаниями Eu и Sr [3, 13, 31, 33, 43, 102]. Главные породообразующие минералы анортозитовых пород [4, 41]: плагиоклаз (преимущественно анортит, реже битовнит), оливин (Fo_{70-95}), ортопироксены (обычно энстатиты и бронзиты) и клинопироксены (преобладают диопсиды, магнезиальные авгиты и пижониты). Главными акцессориями являются минералы группы шпинели (в частности, характерны шпинели, близкие к $MgAl_2O_4$), ильменит, армолколит, троилит, металлическое железо (в основном метеоритного состава) и ассоциирующие с ним шрейберзит и когенит.

Неморские базальты по сравнению с анортозитовыми породами характеризуются меньшими содержаниями Al (менее 24 вес.% Al_2O_3) и Ca, бо́льшими содержаниями Fe, Mg, Ti (см. табл. 3) и аномально низкими содержаниями Eu и Sr [43]. Генетически и номенклатурно важным является содержание в неморских базальтах так называемого KREEP-компонента, характеризующегося обогащением калием (K), редкоземельными элементами (английская аббревиатура REE) и фосфором (P), а также рядом микроэлементов (Cs, Rb, Ba, U, Th, Zr и др.). Согласно статистическому анализу KREEP-породами принято считать материал, в котором суммарное содержание K_2O и P_2O_5 более 0,945 — 0,0089 N, где N — процент нормативного плагиоклаза [107]. По содержанию KREEP-элементов неморские базальты подразделяются на низкокалиевые базальты с низким содержанием KREEP-элементов (при различных содержаниях Al, вплоть до составов очень высокоглиноземистых базальтов) и KREEP-базальты, обогащенные K, р.з.э., P (содержание р.з.э. может быть в 200 раз больше, чем в хондритах CI), а также Zr, Ba, U, Th, Hf и другими литофилами с большими ионными радиусами. Неморские базальты определяются также как нориты соответственно с низким и высоким содержанием KREEP-компонентов [13].

По минеральному составу неморские базальты отличаются [71, 95] от анортозитовых пород меньшими содержаниями плагиоклаза (An_{70-90}) при более существенной роли низкокальциевых пироксенов по сравнению с оливином и высококальциевыми клинопироксенами. Для KREEP-базальтов оливин вообще не обязателен и почти всегда отсутствует. Кроме того, наряду с обычными акцессорными фазами (ильменитом, шпинелями, армолколитом, троилитом, металлическим железом) для KREEP-пород характерны акцессории, содержащие KREEP-элементы, особенно витлокит, апатит, K—Ba полевые шпаты, шрейберзит, цирконолит, бадделеит и т. д.

Породы состава анортозитового габбро преобладают в изученных образцах материкового материала и, по-видимому, являются основным типом пород лунных материков, что подтверждается результатами орбитальных экспериментов по определению химического состава лунной поверхности [34]. KREEP-материал относительно редок и сосредоточен главным образом в краевых частях Моря Дождей и Океана Бурь. Повышенные концентрации KREEP-компонента отмечаются также в западных морских районах, что может быть связано с поступлением вещества материкового основания в морской реголит. Кроме того, KREEP-материал, видимо, присутствует также в районе кратера Ван де Грааф, расположенного на обратной стороне Луны, где установлена повышенная радиоактивность, максимальная для изученных материковых участков (стрелка на рис.1).

Для всех видов материковых пород характерно повышенное содержание некоторых сидерофильных элементов (Ni, Ir, Au, Re и др.), которые связаны с примесью метеоритного вещества и концентрируются в матрице брекчий, тогда как в относительно крупных обломках, входящих в состав брекчий, содержание этих «метеоритных» компонентов на 2—3 порядка ниже, чем валовое содержание их в породах в целом.

Брекчированность материковых пород, структуры перекристаллизации и закалки, разнообразные ударные эффекты, наблюдаемые в минералах (остеклование, планарные элементы, блокование, ударное двойникование и т. д.), и примесь метеоритной компоненты указывают, что материковые породы являются продуктами ударно-взрывной переработки корового материала, которая включает в себя процессы механического перемешивания, ударно-термального метаморфизма, плавления и испарения. Только 27 из нескольких сот изученных образцов материковых пород имеют слабо измененные магматические структуры и незначительное содержание метеоритной компоненты, что расценивается как признак их эндогенного происхождения [60, 64]. Но критическое рассмотрение этих данных показывает, что геохимические особенности этих пород нельзя объяснить процессами дифференциации эндогенных расплавов. Скорее всего, и эти породы образовались в ходе кристаллизации больших объемов ударных расплавов, химический состав которых, в частности, определялся явлениями контаминации и летучести [56].

Таким образом, эффекты ударно-взрывной переработки существенно осложняют интерпретацию процессов формирования первичных материковых пород. Однако если считать, что материковые породы образовались в ходе процессов выплавления и кристаллизации эндогенных или экзогенных расплавов, то на основании геохимических данных и экспериментальных исследований условия образования

серии материковых пород можно сильно ограничить. С этой точки зрения группу анортозитовых пород нельзя рассматривать в качестве продуктов частичного выплавления, поскольку это требует исходного вещества, в еще большей степени обогащенного Al, Sr и Eu, которое не может быть принято как первичное лунное вещество [43, 96]. Наиболее вероятным считается, что анортозитовые породы являются продуктами гравитационной дифференциации, т. е. всплывания плагиоклаза или осаждения мафических минералов в некотором первичном расплаве в общем мафического состава [13, 31, 33, 43, 86, 107]. Экспериментальные данные показывают, что процесс такой сепарации возможен, когда содержание Al_2O_3 в расплаве достигает 12—17%, и плагиоклаз тогда действительно мог всплывать в расплавах лунного типа [100, 101].

Материковые породы являются древнейшими лунными образцами. Возраст фрагментов лунных пород доходит до 4,4—4,6 млрд. лет [22, 32, 82, 93] и приближается к времени формирования планет. Возраст материковых брекчий (возраст метаморфизма) составляет 3,9—4,1 млрд. лет, что связывается с падением крупных планетезималей, образовавших главные морские бассейны. Однако, несомненно, процессы ударной трансформации материкового материала могли происходить до и после крупных событий.

Составы неморских базальтов близки к котектике *Ol+An* и *An+Opx* в системе *An—Q—Ol*, что в сочетании с экспериментальными исследованиями указывает на образование этих пород в результате частичного плавления при небольших давлениях (в пределах лунной коры) любой из широкого ряда пород, содержащих меняющееся количество плагиоклаза, пироксена, оливина и иногда шпинели. Резкие отрицательные аномалии Eu и Sr в неморских базальтах объясняются частичным плавлением богатых плагиоклазом анортозитовых пород, в которых после частичного плавления остается в остатке значительное количество плагиоклаза [43, 44]. Скорее всего, неморские базальты являются продуктами эндогенного, а не ударного плавления, как считают некоторые исследователи [38], поскольку в случае экзогенного плавления трудно предложить механизм отделения расплава от остатка.

Морские породы. Породы морских районов Луны петрографически отвечают породам группы габбро-базальта и обычно определяются как ильменитовые, оливиновые, кристобалитовые и тридимитовые базальты (габбро), пижонитовые базальты, оливиновые витрофиры и т. д. [13]. В структурном отношении от земных базальтов и габбро они отличаются меньшим размером зерен [92] (крупнозернистыми для Луны считаются породы с размером зерен 1—5 мм) и меньшими количествами стекла.

Основными петрохимическими типами морских пород являются низкотитанистые (TiO_2<6 вес.%) и высокотитанистые (TiO_2>8 вес.%) базальты, которые далее в зависимости от содержания K и Al обычно подразделяются на ряд групп [2, 3, 5, 13, 84, 99, 102]. Составы типичных представителей групп приведены в табл. 3: высокотитанистые базальты, обогащенные калием и бедные алюминием (K_2O 0,2—0,4 вес.%, Al_2O_3<12 вес.%; анализ 7); высокотитанистые базальты, бедные калием и алюминием (K_2O<0,2 вес.%, Al_2O_3<12 вес.%; анализ 8); низкотитанистые базальты, бедные калием и алюминием (K_2O<0,2 вес.%, Al_2O_3<12 вес.%; анализ 9); низкотитанистые базальты, обогащенные калием и алюминием (K_2O 0,2—0,4 вес.%, Al_2O_3 12—15 вес.%; анализ 10); очень низкотитанистые базальты (TiO_2<1 вес.%), обогащенные алюминием и бедные калием (K_2O<0,2 вес.%, Al_2O_3 12—15 вес.%; анализы 11, 12).

Кроме базальтовых пород, с морскими районами Луны связан также пирокластический материал, представленный оранжевыми и зелеными стеклами [48, 57]. По химическому составу эти стекла не имеют кристаллических эквивалентов, хотя по содержанию Ti оранжевые стекла близки к высокотитанистым базальтам, а зеленые — к очень низкотитанистым базальтам. Зеленые стекла в целом отличаются примитивным мафическим составом, имеют низкие содержания р.з.э. (только в 3 раза превышающие хондритовый уровень) без аномалии Eu и, по-видимому, являются наименее дифференцированным лунным веществом [33].

Главные породообразующие минералы морских пород [4, 41, 84, 95, 102] — клинопироксен (наблюдаются почти все составы, за исключением наиболее магнезиальных и, естественно, щелочных разностей) и плагиоклаз (An_{50-95}), иногда оливин (обычно Fo_{50-75}) и ильменит. Ведущие акцессории представлены минералами группы шпинели, кристобалитом, тридимитом, армолколитом, пироксферроитом, апатитом, витлокитом, троилитом, металлическим железом неметеоритного состава. Реже встречаются цирконолит, бадделеит, транквиллитит, рутил, K—Ba полевые шпаты, медь и некоторые другие.

По минеральному составу низкотитанистые базальты отличаются от высокотитанистых разностей меньшими количествами рудных минералов (главным образом ильменита). Высокотитанистые породы содержат более 15% (до 23%) рудных фаз, низкотитанистые — менее 10% [84]. В связи с этим содержание клинопироксена в высокотитанистых породах в среднем на 10% ниже, тогда как содержание плагиоклаза в обоих типах примерно одинаково. Обогащенные калием морские базальты характеризуются присутствием кислого мезостазиса, содержащего, в частности, K — Ba полевые шпаты и фосфаты.

Орбитальные геохимические исследования и измерения альбедо в различных участках спектра показали неоднородность строения морских районов, в частности развитие как низкотитанистых, так и высокотитанистых пород [34, 66, 85]. Высокотитанистые породы распространены ограниченно, низкотитанистые — более обычны и, по-видимому, особенно характерны для Моря Дождей и восточной части Океана Бурь. Вероятно, неизвестный еще тип представляют базальты западных морей, которые обогащены железом, но не отличаются по содержанию Ti от базальтов восточных морских провинций. По содержанию Al [69] отмечается большее разнообразие базальтовых пород, чем это было установлено в доставленных на Землю образцах, причем наблюдается общее увеличение содержания глинозема в базальтовых породах по направлению к глобальному контакту морских и материковых территорий в восточном секторе Луны. Необходимо также отметить, что локализация морских базальтов в пределах морских районов, по-видимому, не является исключительной, поскольку фрагменты морских базальтов обнаружены в материковых брекчиях [91], что указывает на возможность пространственной и временной ассоциации в материковых районах пород материкового и морского типов.

Морские базальты, как считают все исследователи, являются продуктами частичного плавления мафического, мантийного материала, обедненного Eu и Sr вследствие фракционирования плагиоклаза [33, 44, 84, 93, 102]. Разнообразие петрохимических типов морских базальтов объясняется различной степенью и глубиной частичного плавления, процессами близповерхностного фракционирования, химической и минералогической зональностью области зарождения или, на-

конец, процессами ассимиляции и смешения расплавов. Согласно экспериментальным данным [44] низкотитанистые базальты образуются в результате частичного плавления вещества типа оливинового пироксенита (обычно содержащего шпинели) на различных глубинах, от 200 до 400 км, с последующим фракционированием расплавов на пути к поверхности. Образование высокотитанистых базальтов связано с плавлением мафического материала, обогащенного ильменитом и шпинелью, на глубинах порядка 100 км.

Приведенные в работе В. Л. Барсукова с соавторами [5] результаты анализа имеющихся петрохимических данных позволили выделить различные линии эволюции морских базальтов, обусловленные фракционной кристаллизацией, соответственно, оливинов, пироксенов и плагиоклазов. При этом, в частности, было показано, что на графиках вариационных линий высокотитанистые базальты продолжают линии морских базальтов, обогащенных алюминием, что, по мнению авторов, может свидетельствовать об их генетической связи.

Возраст кристаллизации высокотитанистых базальтов 3,55—3,85 млрд. лет, низкотитанистых базальтов 3,15—3,45 млрд. лет [22, 32, 66, 83, 103]. Более молодых базальтовых пород в изученных образцах не обнаружено, однако по геологическим данным предполагают существование базальтовых пород с возрастом 2,5 млрд. лет.

Редкие типы лунных пород. Очень редкими типами лунных пород, имеющими, однако, принципиальное значение для понимания процессов эволюции лунного вещества, являются породы ультраосновного состава, шпинелевые катаклазиты и кислый гранитный материал.

Ультраосновные породы [47, 60] обнаружены в виде самостоятельных фрагментов в реголите, в материковых брекчиях, а также в виде ксенолитов в морских базальтах. Петрографически они представлены катаклазированными и перекристаллизованными дунитами, реже — перидотитами, гарцбургитами и лерцолитами. Главный минерал этой группы пород — магнезиальный оливин (Fa_{9-12}), второстепенные и акцессорные минералы — пироксены, плагиоклаз, шпинели, металлическое железо, троилит, армолколит. Ультраосновные породы обогащены Ni, тогда как содержание K, Ba, Zr, р.з.э. самое низкое из всех известных на Луне пород. Дунит 72415—72418 из образцов «Аполлона-17» имеет возраст 4,5 млрд. лет. Предполагается, что этот дунит представляет собой продукт ранней дифференциации лунного вещества и был выброшен из лунной мантии с глубин порядка 100—200 км в результате мощного ударного события.

Другим типом лунных пород, также претендующим на глубинное происхождение, являются шпинелевые катаклазиты, фрагменты которых обнаружены в образцах реголита «Аполлона-17» [54]. Шпинелевые катаклазиты состоят из магнезиального оливина, алюмоэнстатита, анортита и шпинели (плеонаст). По сути дела эта ассоциация является единственным для лунного вещества геобарометром, и в том случае, если она равновесная, шпинелевые катаклазиты должны были образоваться при давлениях порядка 3 кбар, что соответствует глубинам около 60 км, т. е. основанию лунной коры.

Существование на Луне самостоятельной формации кислых пород очень проблематично. Отдельные мелкие фрагменты гранитного по составу материала, наблюдаемые в реголите и брекчиях [47], отвечают кислому мезостазису морских и KREEP-базальтов и могут быть продуктами дробления этих пород. Однако обнаружены относительно крупные образцы кислого материала, указывающие на возможность обособления гранитных расплавов в истории Луны. Таким образцом, в частности, является брекчия 12013 [49], сильно обогащенная гранитоподобным материалом, состоящим из тридимита, кристобалита, K—Ba полевого шпата, пироксена и второстепенных минералов: плагиоклаза (среднего состава), апатита, витлокита, циркона, хромита. Модельный возраст брекчии 12013 4,52 млрд. лет., возраст перекристаллизации 4,01 млрд. лет; таким образом, этот образец представляет собой ранний дифференциат лунного вещества.

Из экспериментальных исследований и данных петрологических расчетов [5, 47] следует, что образование кислых лунных пород может быть связано с процессами ликвации расплавов, приближающихся по составам к мезостазису морских базальтов и материковых пород KREEP-состава, на две несмешивающиеся жидкости ультраосновного (пироксенитового) и кислого (гранитного) состава.

Реголит. Литологически реголит состоит из обломков различных пород и зерен слагающих их минералов и вторичных частиц, образование которых связано с ударно-взрывной переработкой лунного вещества. Вторичные частицы представлены: реголитовыми брекчиями — продуктами ударно-термальной литификации (спекания) рыхлого материала в толще кратерных выбросов; агглютинатами — продуктами сплавления компонентов рыхлого поверхностного слоя реголита при микрометеоритных ударах; частицами стекла (часто сферическими) — продуктами полного плавления реголитового материала при относительно мощных метеоритных ударах или дезинтеграции содержащих стекло пород (включая вторичные частицы) и отчасти ударного остеклования (маскелинитовые стекла).

По гранулометрическому составу реголит представляет собой разнозернистый несортированный материал, формирование которого происходило под действием связанных с метеоритной бомбардировкой и противоположно направленных процессов дезинтеграции и агрегации. Роль последних возрастает с уменьшением размеров частиц реголита в процессе переработки, а в их основе лежат явления плавления и спекания. Медианный весовой размер частиц мелкой (менее 1 мм) фракции реголита колеблется от более 100 мкм для свежих и слабо переработанных образцов до 60—70 мкм для образцов зрелого реголита. С глубиной в целом отмечается погрубление реголита, однако для отдельных участков изменение гранулометрического состава по разрезу может быть достаточно хаотичным.

Основные черты химического состава реголита в различных исследованных районах Луны определяются составом коренных пород данного района (табл. 4). Во второстепенных, хотя и очень важных деталях химический состав реголита и местных пород скального основания заметно различается. Эти различия связаны с особенностями процесса образования и эволюции реголита и определяются привносом вещества из других районов Луны, добавлением метеоритного материала, особенностями плавления, испарения и конденсации вещества при метеоритных ударах и воздействием космического излучения.

Привнос вещества из других районов Луны за счет горизонтального разброса при взрывах приводит к смешению в реголите материкового и морского материала, что, в частности, выражается в обогащении Ca и Al реголита морских равнин и в увеличении содержаний Fe и Ti в реголите материковых областей. Для зрелого реголита интенсивность привноса вещества из удаленных районов оценивается следующими величинами [97]: около 50% вещества поступает с расстояния не более 3 км, около 5% — с расстояния более 100 км и около 0,5% — с расстояния более 1000 км.

Привнос метеоритного вещества выражается в увеличении содержания в реголите некоторых характерных для метеоритов сидерофильных (Ir, Au, Re, Ni) и летучих (Sb, Ge, Bi, Br) элементов, которыми коренные породы Луны обеднены. При этом по соотношению различных элементов выделяются по крайней мере два типа метеоритного вещества [26]. Первый тип наиболее явно идентифицируется в морском реголите и связан с достаточно постоянной во времени микрометеоритной бомбардировкой поверхности. Состав вещества этого типа близок к хондритам CI, а содержание его в тонкой фракции достаточно переработанных образцов оценивается в 1—2 вес.%. Второй тип метеоритного вещества присутствует только в образцах материкового реголита и по соотношению тех же «метеоритных» элементов отличается от известных классов метеоритов. Поступление его связывается с интенсивной метеоритной бомбардировкой в течение первых 700 млн. лет лунной истории, в частности, с падением крупных тел, вызвавшим образование лунных морских бассейнов на рубеже около 4 млрд. лет назад. Естественно, помимо отмеченных индикаторных элементов, с метеоритным веществом на Луну поступают и обычные широко распространенные, в первую очередь кислород, кремний, железо, а также некоторые легколетучие типа серы и углерода.

Минералогически метеоритное вещество реголита представлено главным образом металлическими частицами, которые в большинстве случаев были переплавлены на лунной поверхности и состоят из α- и γ-железа, реже — из шрейберзита, троилита и когенита. Материал силикатной составляющей метеоритов минералогически диагностирован только в единичных случаях, что, очевидно, объясняется близостью минерального состава лунного и метеоритного вещества, а также трансформацией и распылением силикатной компоненты метеоритов на поверхности Луны.

Некоторые характерные сдвиги в химическом составе реголита связаны с процессами плавления, испарения и конденсации вещества при метеоритных взрывах. Процессы плавления являются в основном гомогенизирующим фактором, на что указывает химический состав реголитовых стекол, в основном соответствующий линии смешения морского и материкового материала.

ТАБЛИЦА 4. СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЕГОЛИТА (В ВЕС. %) ИЗ РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ ЛУНЫ [2, 10, 89]

Окисел	Фракция менее 1 мм							Фракция менее 80 мкм		
	«Аполлон-11»	«Аполлон-12»	«Аполлон-14»	«Аполлон-15»	«Аполлон-16»	«Аполлон-17»		«Луна-16»	«Луна-20»	«Луна-24»
SiO_2	42,04	46,40	47,93	46,61	44,94	45,08	41,46	41,90	44,4	43,5
TiO_2	7,48	2,66	1,74	1,36	0,58	1,62	7,76	3,36	0,56	1,14
Al_2O_3	13,92	13,50	17,60	17,18	26,71	20,60	12,97	15,33	22,9	15,7
Cr_2O_3	0,30	0,40	0,25	0,25	0,12	0,26	0,44	0,28	0,11	0,2
FeO	15,74	15,50	10,37	11,62	5,49	8,59	15,78	16,66	7,03	16,2
MnO	0,21	0,21	0,14	0,16	0,07	0,11	0,21	—	—	0,22
MgO	7,90	9,73	9,24	10,46	5,96	10,29	9,76	8,78	9,70	8,78
CaO	12,01	10,50	11,19	11,64	15,57	12,86	11,15	12,53	15,2	13,1
Na_2O	0,44	0,59	0,68	0,46	0,48	0,41	0,38	0,34	0,55	0,40
K_2O	0,14	0,32	0,55	0,20	0,13	0,16	0,10	0,10	0,10	0,04
P_2O_5	0,12	0,40	0,53	0,19	0,12	0,14	0,08	0,12	0,14	0,13
Сумма	100,30	100,21	100,22	100,13	100,17	100,12	100,10	—	—	99,41

Дифференцирующим фактором формирования состава реголита могут быть только процессы селективного испарения и конденсации. Эти процессы приводят к обогащению реголита труднолетучими компонентами, что выражается в уменьшении содержания щелочей и утяжелении изотопного состава кислорода, кремния и некоторых других элементов в мелкой фракции реголита в целом и особенно в стеклах и агглютинатах, в образовании найденных в реголите высокотемпературных конденсатов — корунда и рутила, в особенностях состава группы богатых алюминием и бедных кремнием стекол и в некоторых других особенностях [19, 41, 55, 72, 80].

В то же время реголит в силу наличия в нем свободных объема и поверхности является своеобразным аккумулятором летучих элементов метеоритного (Ag, Bi, Br, Sb, Te и др.) и эндогенного (Zn, Pb, Cd, S, Cl и др.) происхождения, которые концентрируются на поверхности частиц реголита [26, 58, 78] и содержание которых в реголите коррелирует с площадью поверхности частиц, увеличиваясь в мелких фракциях. Таким образом, соотношение в реголите труднолетучих и летучих компонентов находится в некотором стационарном состоянии, зависящем от температуры, и должно сдвигаться в сторону обогащения труднолетучими к ранним этапам истории Луны вследствие более интенсивной метеоритной бомбардировки.

Наконец, на геохимическую специфику реголита оказывает также влияние длительное воздействие солнечного и галактического излучения. В результате реголит обогащается H, C, редкими газами и некоторыми другими компонентами солнечного ветра и космического излучения, имплантированными в вещество реголита, а также широким спектром радиоактивных и стабильных космогенных изотопов, возникших в результате реакций компонентов излучения с лунным веществом. Специфическим результатом воздействия излучения является образование в ангстремных поверхностных слоях реголитовых частиц восстановленных до элементарного состояния Fe, Ti, Si и некоторых других элементов [12, 17]. Другим результатом взаимодействия солнечного ветра с веществом лунной поверхности является образование некоторых количеств воды и гидроксильных групп, которое оценивается величиной порядка 10^2 и 10^4 молекул $\cdot$ см$^{-2} \cdot$ с$^{-1}$ соответственно [79].

Конкретные параметры реголита во многом контролируются временем воздействия экзогенных факторов на вещество, т. е. зрелостью реголита. По характеру изменения в процессе созревания эти параметры могут быть подразделены на две группы. К первой относятся те, значения которых прогрессивно меняются с возрастанием зрелости: увеличение содержания агглютинатов и других вторичных литологических типов частиц, увеличение содержания метеоритного вещества, утяжеление изотопного состава легких элементов, уменьшение содержания летучих элементов и т. д. Вторая группа представлена параметрами, которые на некотором этапе созревания реголита могут приближаться к квазистационарному значению: гранулометрический состав, плотность треков (в результате процессов отжига), содержание редких газов (потери при переплавлении) и др. Наиболее распространенным критерием зрелости реголита является содержание в нем агглютинатов. При этом незрелым считается реголит с содержанием менее 30% агглютинатов, а зрелым — с содержанием их свыше 40% [27].

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Наибольшее количество информации о внутреннем строении Луны получено в процессе выполнения космических программ при использовании методов геофизического зондирования. Здесь, как и для Земли, наиболее информативны сейсмические методы, хотя сведения о внутреннем строении содержатся и в данных магнитных, гравитационных, тепловых и других измерений. При рассмотрении полученных результатов всегда следует иметь в виду их некоторую неоднозначность, поскольку полученные разрезы представляют собой интерпретацию измеренных значений величин, лишь косвенно отражающих строение недр.

Начиная с полета «Аполлона-12» на Луне создана сеть из четырех однотипных сейсмических станций, расположенных в Океане Бурь, близ кратера Фра Мауро, у подножия Апеннин и в районе кратера Декарт. Пассивный сейсмический эксперимент состоял в непрерывной регистрации лунотрясений и падений метеоритов; активный — позволил провести глубинное зондирование, причем возбуждение сейсмических волн производилось за счет падений на Луну третьих ступеней ракет «Сатурн-5» и лунных модулей, остающихся на лунной орбите. Кроме того, проводилось зондирование самого верхнего слоя коры путем подрыва малых зарядов и запуска специальных гранат.

О внутреннем строении недр свидетельствуют также и данные магнитных измерений. Информация об электропроводности недр содержится в частотных и временны́х характеристиках отклика Луны на изменение внешнего магнитного поля, которые, в свою очередь, связаны с величиной кажущегося сопротивления. Смысл этой последней величины в том, что она усредняет истинное удельное сопротивление от поверхности до глубины проникновения поля данной периодичности. Поэтому зависимость величины кажущегося сопротивления отражает характер изменения истинного удельного сопротивления с глубиной.

О состоянии недр свидетельствуют также данные по тепловому потоку через лунную поверхность. Отсутствие в поверхностных структурах следов значительного расширения или сжатия указывает на неизменность теплового режима Луны. Иначе говоря, она находится в тепловом равновесии в течение достаточно длительного времени. Непосредственные измерения теплового потока проводились в неглубоких скважинах, пробуренных в реголите у подножия Апеннин и в Долине Тавр-Литтров.

Результаты измерения вариаций скоростей движения по орбитам искусственных спутников Луны серий «Орбитер» и «Аполлон» интерпретировались в терминах напряженности поля тяготения, что позволило в конечном счете построить карту гравитационных аномалий Луны. На ней выделены отчетливо выраженные положительные аномалии, пространственно связанные с крупнейшими круглыми морями, которые получили название масконов (английская аббревиатура от понятия «концентрация масс»).

Важной характеристикой является радиальное распределение масс в недрах Луны, которое отражается на величинах ее моментов инерции относительно трех главных осей. Эти величины в принципе могут быть получены по результатам наблюдений за физическими либрациями. Соответствующие телескопические наземные наблюдения блестяще подтвердились независимой оценкой, сделанной по данным лазерной локации уголковых отражателей, расставленных на поверхности Луны экипажами космических кораблей «Аполлон» и советскими «Луноходами». Анализ этих данных накладывает важные ограничения на размеры возможного тяжелого ядра Луны.

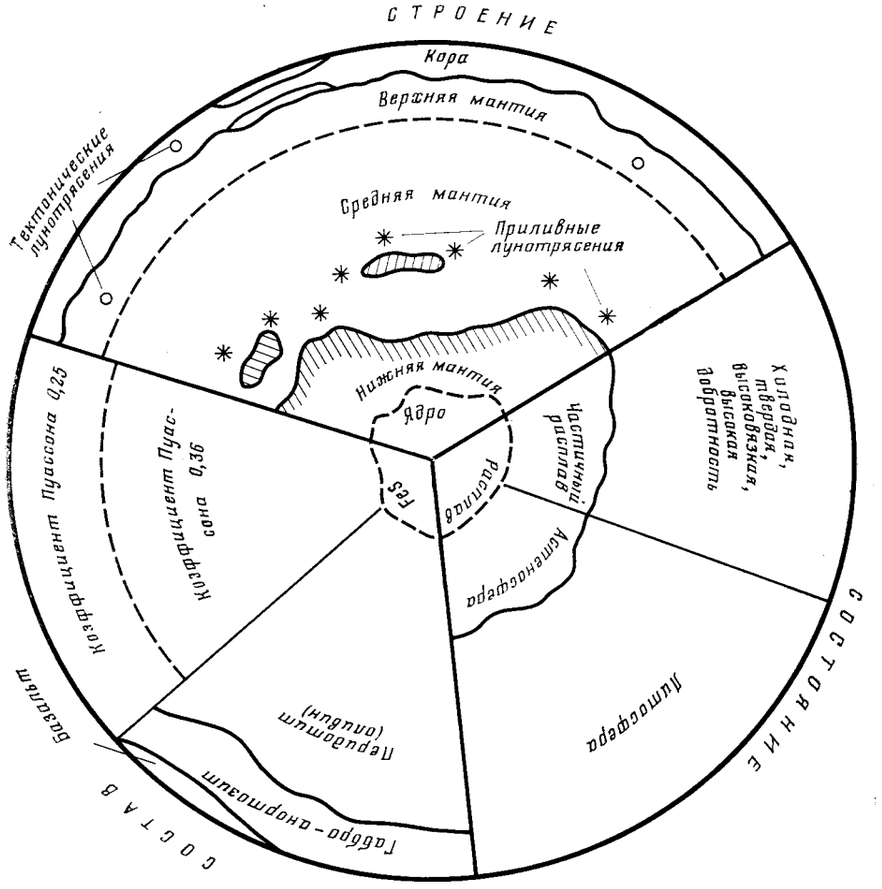


РИС. 14. Диаграмма, иллюстрирующая строение, состояние и состав лунных недр

Весь комплекс полученных геофизических данных позволяет выделить в строении лунных недр ряд оболочек глобального масштаба. Ниже приводится их последовательное описание от поверхности к центру [14] (рис. 14).

По результатам сейсмозондирования, проведенного наиболее детально в районе Океана Бурь, скоростной разрез Луны до глубин 60—65 км выглядит следующим образом. В верхнем слое мощностью 25 км скорости распространения продольных сейсмических волн нарастают с глубиной постепенно, как при равномерном сжатии пород в трех измерениях, составляя на глубине около 1 км величину порядка 1,5 км/с, а на глубине 25 км 5—5,8 км/с. Здесь литостатическое давление достигает 1 кбар — величины, при которой закрываются макродефекты в породах. Возможно, с этим явлением связано скачкообразное увеличение скорости на этой глубине до значения около 6,8 км/с.

В интервале глубин 25—65 км скорость продольных волн почти не меняется, оставаясь близкой к 7 км/с. На глубине 65 км скорость скачком увеличивается до 8 км/с и более, что характерно и для земной мантии. Такой

скачок скоростей соответствует увеличению плотности пород от 2,9 до 3,4 г/см³. Эта граница самая четкая во всем разрезе Луны, несмотря на то что она как бы размазана и приурочена к переходной зоне мощностью от 3—4 до 10—12 км в различных районах. По степени выраженности, абсолютному значению скоростей продольных волн, а также по характеру соотношений скоростей продольных и поперечных волн эта граница считается разделом типа раздел кора — мантия на Земле. Глубина залегания ее, наименьшая в Океане Бурь (60—65 км), увеличивается в восточном направлении (70—80 км под морями Ясности и Кризисов) и, возможно, достигает глубины более 100 км на обратной стороне Луны.

Таким образом, для охарактеризованного лучше всего сейсмическими данными района Океана Бурь граница кора — мантия расположена на глубине 65 км. Ниже следует верхняя мантия, подошва которой условно помещается на глубине 300 км, где волны от глубокофокусных лунотрясений меняют свой тип. Верхняя мантия характеризуется убыванием скорости продольных волн с глубиной (градиент 0,013 км/с на 1 км), величина которой у ее подошвы составляет около 7,8 км/с. Из сопоставления теоретических кривых зависимости скорость — плотность с полученными по сейсмическим данным железистость пород этой области соответствует оливину (Fo_{80-85}). Убывание скорости продольных волн не может быть объяснено повышением температуры, так как наблюдающийся градиент (5° на 1 км) указывает на плавление, а это противоречит данным по скоростям поперечных волн. Скорее всего, убывание скорости связано с изменениями состава, возможно, с увеличением содержания железа в веществе верхней мантии.

Область глубин от 300 до 800 км отнесена к средней мантии. Здесь поперечные волны начинают замедляться вдвое быстрее, чем в верхней мантии, и их скорость доходит до 3,7 км/с на глубине 800 км. Возможно, это связано с уменьшением вязкости в этой области глубин на 2—3 порядка по сравнению с верхней мантией, что удалось установить из сравнения температурных кривых, полученных магнитотеллурическим зондированием, и по лабораторным измерениям на образцах сухого перидотита. Важной границей является подошва средней мантии, где наблюдается сильное затухание поперечных волн, что может свидетельствовать о частичном плавлении вещества. Условия здесь сравнимы с существующими в земной астеносфере (температура 1500° С, давление 40 кбар), что должно соответствовать относительно малой вязкости пород, уменьшающейся еще на 3 порядка по сравнению со средней мантией. На появление расплава указывает и понижение электрического сопротивления в этой области глубин. Очаги глубокофокусных лунотрясений, появляющиеся в узком поясе глубин от 800 до 1150 км, также свидетельствуют о динамичном состоянии этой зоны. Перечисленные особенности позволяют по аналогии с Землей провести здесь границу литосферы и астеносферы.

На глубинах более 800 км условно выделяются нижняя мантия и ядро, граница между которыми четко не определяется. Об обстановке в этих центральных областях Луны можно судить на основании следующих фактов. Измерения относительного момента инерции Луны показывают, что она очень мало отличается от однородной по плотности сферы, а это означает, что радиус ядра не может превышать 700 км, если оно состоит из сернистого железа, и 450 км, если из железа. Зарегистрированное сейсмометрами падение крупного метеорита на обратной стороне Луны позволило «просветить» центральные области Луны; при этом оказалось, что скорости распространения продольных волн в интервале глубин 1380—1570 км уменьшаются до величины 4—5 км/с. Подобные скорости распространения свойственны сернистому железу при давлении около 40 кбар, а это соответствует упомянутому интервалу глубин, что и положено в основу представлений о размере и составе ядра Луны.

Косвенные свидетельства существования ядра Луны имеются в магнитных данных. Дело в том, что в образцах лунных пород обнаружена значительная термоостаточная намагниченность, происхождение которой может быть объяснено существованием на ранних этапах лунной эволюции магнитного поля. Даже небольшое расплавленное железное ядро может обеспечить в соответствии с механизмом динамо магнитное поле достаточной напряженности, чтобы возникла остаточная намагниченность в лунных породах.

Представление о строении лунных недр было бы неполным, если бы не упомянули о латеральной неоднородности выделенных оболочек. Как уже говорилось выше, мощность коры Луны составляет 60—65 км под Океаном Бурь и нарастает в восточном направлении, возможно, достигая свыше 100 км на обратной стороне. О неоднородности свидетельствуют и гравиметрические данные. Рельеф эквипотенциальной поверхности Луны (а он обусловлен главным образом влиянием внешних оболочек) относительно очень неровный по сравнению с Землей, что указывает на изостатическую неравновесность верхней части литосферы; в ее теле существуют масконы, под которыми избыточные нагрузки на литосферу составляют до 900 бар [18]. На латеральную неоднородность более глубоких слоев указывает существование поясов, в которые группируются очаги глубокофокусных лунотрясений. Существует система, по меньшей мере из четырех таких поясов, расходящихся от точки с координатами 0° ш. и 30° з. д., где мощность коры минимальна и расположено одно из самых молодых крупных лавовых излияний в Океане Бурь.

Глобальная асимметрия Луны в целом проявляется также в различном строении видимой и обратной ее сторон и в несовпадении центра масс и центра фигуры, а также в образовании «вздутия» рельефа эквипотенциальной поверхности на обращенной к Земле стороне Луны. Такую глобальную асимметрию строения могла бы объяснить одноячеистая конвекция с восходящим потоком в районе Океана Бурь и с нисходящим в антиподальной точке на морской стадии развития Луны.

Принципиально важными представляются большая мощность и жесткость лунной литосферы (около половины радиуса). Существование мощной оболочки определяет стиль лунной тектоники, характеризующийся отсутствием видимых следов значительных перемещений поверхности. Мощная литосфера приводит к тому, что разгрузка возникающих в ней напряжений происходит в основном на границе с астеносферой, где расположены очаги глубокофокусных лунотрясений. Суммарная сейсмическая энергия Луны по оценкам составляет 10^{11-12} эрг/год, тогда как у Земли эта величина равна 10^{25-26} эрг/год.

Сравнивая обе планеты по строению недр, следует отметить, что главное сходство заключается в их оболочечном строении, которое у Луны выражено несколько хуже, чем у Земли. Не менее важное сходство — наличие у обеих планет кор и литосфер, которые у Луны занимают значительно бóльшую часть радиуса. Обе планеты активны сейсмически, но уровни этой активности резко различны, что может быть обусловлено различием P—T условий в недрах на больших глубинах (40 кбар и 1500° С у Луны и 6 Мбар и 5—10 тыс. °С у Земли) [6].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития Луны была реконструирована в основных ее чертах еще до начала исследований космическими методами, но без абсолютных датировок [42, 30]. Существовали многочисленные попытки связать историю Луны с геологическими периодами фанерозоя Земли [42]. В качестве стратотипического региона для установления последовательности образования различных формаций Луны были избраны Море Дождей и примыкающие к нему районы. На телескопических изображениях лунной поверхности хорошо видно, что большой кратерный бассейн, вмещающий круговое Море Дождей, наложен на примыкающие к нему материковые районы. Выбросы из этого района уничтожили здесь бо́льшую часть древних материковых кратеров, а вал бассейна Моря Дождей наложен на вал другого кратерного бассейна (диаметром 800 км), который ныне вмещает круговое Море Ясности. На тех же изображениях хорошо видно, что днище бассейна Моря Дождей заполнено темным равнинообразующим материалом (собственно Море Дождей), похожим на лавовое заполнение, что, как мы теперь знаем, действительно оказалось покровом лав базальтового состава (см. рис. 1).

На поверхность Моря Дождей и стыкующуюся с ней с юга такую же поверхность Океана Бурь наложены кратеры. Среди наиболее крупных и потому хорошо различимых в телескоп наложенных кратеров можно было выделить две разновидности: 1) кратеры довольно хорошей сохранности с ясно различимыми полями выбросов и кольцевыми скоплениями вторичных кратеров; типичный пример таких кратеров — Эратосфен (диаметр 80 км), примыкающий к Морю Дождей с юго-востока; 2) очень свежие кратеры с прекрасно сохранившимися полями выбросов и вторичных кратеров, обладающие также четкими системами лучей далеких выбросов. В полнолуние эти лучи становятся особенно яркими, и тогда видно, что они накладываются на кратеры первой разновидности. Типичный пример кратера второй разновидности — кратер Коперник (диаметр 93 км), расположенный к югу от Моря Дождей.

Всех этих кратко изложенных наблюдений оказалось достаточно, чтобы построить стратиграфическую шкалу лунных образований. Древний материк с крупными кратерами был отнесен к доимбрийской системе (Море Дождей по-латыни — Mare Imbrium). Бассейн, вмещающий Море Дождей, само Море Дождей и прилегающая к нему поверхность Океана Бурь были отнесены к образованиям имбрийской системы. Крупные кратеры, наложенные на имбрийские морские поверхности, но уже потерявшие яркие лучевые системы далеких выбросов, отнесены к эратосфенской системе, а наиболее молодые кратеры с яркими лучами выбросов — к коперниковской системе. Затем с учетом степени сохранности тех или иных образований и их соотношения друг с другом эта стратиграфическая шкала была распространена на все видимое полушарие Луны и детализирована [42, 30]. Так, например, древние материковые доимбрийские образования расчленены на несколько подразделений [106]. Некоторые специфические образования с хорошо различимыми границами были выделены в формации. Таковы, например, формации Кэли и Фра Мауро. Первая из них представляет собой внутриматериковые светлые (неморские) равнины, расположенные на большом удалении от Моря Дождей. Вторая — поля выбросов из бассейна Моря Дождей, обладающие характерной, радиальной по отношению к бассейну системой гряд и борозд.

Абсолютные датировки доставленных на Землю лунных образцов из

формации Фра Мауро и из осыпей, сползших с вала, окружающего кратерный бассейн Моря Дождей, показали, что удар, образовавший этот бассейн, состоялся около 4 млрд. лет назад. Заполнение лунных морей базальтовыми лавами, судя по образцам, привезенным аппаратами «Луна-16, 24» и экспедициями по программе «Аполлон», происходило в основном 3,9—3,0 млрд. лет назад. На некоторых морских поверхностях плотности наложенных кратеров заметно меньше, а сохранность их лучше по сравнению с опробованными морскими поверхностями. Возраст таких аномальных участков, которые, в частности, характерны для западной половины Океана Бурь, оценивается косвенными методами в 2—2,5 млрд. лет. Возраст эратосфенских кратеров прямо не датирован, а по косвенным соображениям оценивается от 1 до 2,5—3 млрд. лет. Материал выброса (луча) из кратера Коперник, собранный на поверхности Океана Бурь в месте посадки «Аполлона-12», по трекам деления урана датирован возрастом около 850 млн. лет. Материал выброса (луча) у одного из наиболее свежих крупных кратеров Луны — у 90-километрового кратера Тихо, собранный в Долине Тавр-Литтров экспедицией «Аполлона-17», имеет возраст около 90 млн. лет. С учетом этих данных стратиграфическую схему для Луны можно датировать следующим образом:

Период	Возраст, млрд. лет
Доимбрийский	3,9—4,6
Имбрийский	3,0(2,5?)—3,9
Эратосфенский	1,0—3,0(2,5?)
Коперниксвский	0—1,0

Следует остановиться на одной особенности датировок материковых пород. Их образцы взяты из районов, для которых ожидается влияние крупных ударных бассейнов, вмещающих ныне Море Дождей, Море Ясности, Моря Кризисов и Изобилия. Эти бассейны сильно различаются между собой по степени их сохранности, но абсолютный возраст прогрева пород при образовании этих бассейнов оказался в пределах ошибок метода почти одинаковым (около 4 млрд. лет), что дало возможность говорить об одновозрастности крупнейших кратерных бассейнов Луны. Выше уже говорилось, что изотопные датировки материковых пород уран-торий-свинцовым и рубидий-стронциевым методами указывают на химическое фракционирование вещества, которое имело место около 4,6 млрд. лет назад и связывается с глобальной дифференциацией Луны. На это же указывает и тот факт, что данные по изотопии морских базальтов также ложатся на единую изохрону, имеющую наклон, соответствующий возрасту около 4,6 млрд. лет.

Изложенные выше результаты позволяют нарисовать схематическую картину геологической истории Луны. 4—4,6 млрд. лет назад Луна была уже раздифференцированным планетным телом, обладающим непримитивной существенно полевошпатовой материковой корой, потерявшей по крайней мере из ее внешних частей бо́льшую часть летучих элементов. Механизм этой дифференциации недостаточно ясен. Среди американских исследователей весьма популярна гипотеза так называемого океана магмы — расплавленной за счет энергии аккреции внешней оболочки Луны мощностью 200—400 км. В соответствии с этой гипотезой исходный материал расплава (в некоторых моделях он хондритовый по составу) при остывании разделяется по механизму кристаллизационной дифференциации: тяжелые оливины и пироксены тонули в расплаве, образуя верхи мантии, а более легкий анортит всплывал и вместе с захваченным в межзерновом пространстве расплавом образовывал обогащенную полевым шпатом материковую кору. Главное сомнение в реальности диффе-

ренциации Луны по механизму океана магмы состоит в том, что для расплавления внешней оболочки Луны за счет энергии аккреции необходимо, чтобы аккреция произошла в течение достаточно короткого промежутка времени (порядка 10^3—10^5 лет), тогда как есть веские основания считать, что длительность аккреции была существенно больше (около 10^8 лет) [29].

По мнению авторов настоящей книги, возможен и второй путь дифференциации, также за счет энергии аккреции, но без глобального расплавления внешней оболочки Луны. Это механизм ударной дифференциации при падении на растущее планетное тело аккретирующих частиц. Подробнее он будет охарактеризован ниже. Независимо от способа образования лунной коры очевидно, что становление ее происходило на фоне интенсивной метеоритной бомбардировки, которая продолжалась примерно до 3,9—4,0 млрд. лет назад. Не исключено, что в конце этого периода, который целесообразно назвать материковым, был всплеск бомбардировки крупными бассейнообразующими телами (лунный катаклизм по [98]).

С завершением интенсивной бомбардировки Луны совпадает время разогрева лунных недр, очевидно, теплом радиоактивного распада. Это привело к излияниям морских базальтовых лав и связанным с этим вулкано-тектоническим проявлениям. В начале морского этапа интенсивность метеоритной бомбардировки была намного ниже, чем в материковый этап, но выше, чем в современный, а начиная со времени около 3,3 млрд. лет назад она снизилась до уровня, характерного для современной эпохи. Морской этап истории Луны продолжался от 3,9 до 3,0 млрд. лет назад. Есть основания считать, что в отдельных районах Луны морской базальтовый вулканизм продолжался до 2—2,5 млрд. лет назад.

После этого Луна в основном завершила свою эволюцию, и ее эндогенная активность выражается лишь в слабых лунотрясениях, а экзогенная активность сводится в основном к переработке поверхности слабой метеоритной бомбардировкой с образованием малых ударных кратеров, на склонах которых развиваются явления типа обвалов, оползней, осыпания и десерпции, или крипа. Этот послеморской этап геологической истории Луны продолжается и сейчас.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Луна представляет собой довольно простое в геологическом отношении планетное тело, изучение которого дает неоценимый по своему значению материал для понимания ранних этапов развития Земли. Ограниченная эндогенная активность (объем излияний морских базальтов составляет лишь около 1% объема коры) в морской этап истории Луны (3—4 млрд. лет назад) и затухание этой активности в послеморской этап в сочетании со слабыми темпами экзогенной переработки поверхности способствовали сохранению на Луне геологических структур и слагающих их пород, сформировавшихся в начальные этапы эволюции этого планетного тела, 4—4,5 млрд. лет назад. Эти древнейшие образования открыли нам, что даже такое сравнительно небольшое планетное тело, как Луна, с относительно малыми запасами гравитационной и радиогенной энергии уже в первые 100—200 млн. лет своего развития оказалось дифференцированным с обособлением коры от мантии. Эти же образования дали несомненные свидетельства существования этапа интенсивной метеоритной бомбардировки и позволили датировать этот этап.

Лунный магматизм морского этапа оказался базальтовым, что в сочетании с данными по другим планетным телам позволяет говорить об универсальности базальтового магматизма, как

проявления процесса последующей дифференциации недр на планетных телах земного типа.

Образования послеморского периода истории Луны продемонстрировали нам, что в последние 3 млрд. лет метеоритная бомбардировка поверхности планетных тел продолжала быть одним из процессов переработки поверхности, действие которого на Земле замаскировано конкуренцией более мощного воздействия воды во всех ее формах, атмосферы и жизни.

Изучение пород Луны показало их крайнюю обедненность летучими (водой, углекислотой, щелочами) и некоторую их обогащенность элементами, образующими тугоплавкие и труднолетучие соединения (кальций, алюминий, цирконий). Можно думать, что это типично для планетных тел промежуточного размера, которые достаточно велики, чтобы исходное протопланетное вещество испытало дифференциацию, но слишком малы, чтобы удержать выделяющиеся при этом летучие. Дефицит летучих на Луне явился причиной гораздо меньшей, чем на Земле, степени дифференцированности магматических пород и обедненности Луны минеральными видами в десятки раз по сравнению с Землей.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Альби А. Л., Чодос А. А., Ганкарц А. И., Хейнес Е. П., Папанастасиу Д. А., Рей А. Л., Тера Ф., Вассербург Г. Д., Вен Т.* Минералогия, петрология и химия обломка базальта, доставленного «Луной-16».— В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, с. 163—176.
2. *Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В., Тарасов Л. С., Колесов Г. М., Шевалеевский И. Д., Рамендик Г. И., Гаранин А. В.* Геохимические и петрохимические особенности реголита и пород из Моря Кризисов (предварительные данные).— Геохимия, 1977, № 10, с. 1477—1487.
3. *Барсуков В. А.* Важнейшие черты геохимии лунных пород.— Вестн. АН СССР, 1978, № 7, с. 62—69.
4. *Барсуков В. Л., Назаров М. А., Тарасов Л. С.* Минералогия лунного вещества.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, т. 108, № 1, с. 1—14.
5. *Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В., Гаранин А. В.* Основные черты геохимии лунных пород.— В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 18—30.
6. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974.
7. *Вегенер А.* Происхождение Луны и ее кратеров. М.: Госиздат, 1923.
8. *Вернадский В. И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
9. *Вернов С. Н., Лаврухина А. К.* Первичное космическое излучение на поверхности Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 542—546.
10. *Виноградов А. П.* Дифференциация вещества Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 5—28.
11. *Виноградов А. П.* О генезисе реголита Луны.— В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974, с. 348—355.
12. *Виноградов А. П., Нефедов В. И., Урусов В. С., Жаворонков Н. М.* Рентгеноэлектронное исследование лунного реголита из Морей Изобилия и Спокойствия.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 4, с. 957—960.
13. *Вуд Дж. А.* Обзор типов лунных пород и сравнение лунной и земной коры.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 30—45.
14. *Галкин И. Н.* Геофизика Луны. М.: Наука, 1978. 175 с.
15. *Гершель Дж.* Очерки астрономии. М.: Типография Каткова и К°, 1861.
16. *Дайел П., Паркин К., Дейли В.* Лунная электропроводность, магнитная проницаемость и температура по данным магнитных экспериментов экспедиций «Аполлон».— В кн.: Космохимия Луны и планет, М.: Наука, 1975, с. 323—340.
17. *Диков Ю. П., Богатиков О. А., Немошкаленко В. В., Алешин В. Г., Барсуков В. Л., Флоренский К. П., Иванов А. В.* Особенности состояния породообразующих элементов в поверхностных слоях реголитовых частиц «Луны-24».— Геохимия, 1977, № 10, с. 1524—1533.
18. *Жарков В. Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1978, 1—192 с.
19. *Иванов А. В.* Потери натрия при образовании морского реголита.— Геохимия, 1977, № 6, с. 935—939.
20. *Каула У.* Введение в физику планет земной группы: Пер. с англ. М.: Мир, 1971.
21. *Квайд У. Л., Обербек В. Р.* Определение мощности поверхностного слоя Луны по лунным ударным кратерам.— В кн.: Механика образования воронок при ударе и взрыве. М.: Мир, 1977, с. 86—129.

22. *Кирстен Т., Хорн П.* Датирование образцов базальтов и брекчий, доставленных «Аполлоном-17» и образца ахондрита Malvern по отношению $^{38}Ar/^{40}Ar$.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 386—401.
23. *Куликовский П. Г.* Справочник любителя астрономии. М.: Наука, 1971. 394 с.
24. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Попигайский метеоритный кратер. М.: Наука, 1976, 124 с.
25. *Масалитинов А. Г.* О закономерных явлениях в женском организме и о причинах закономерности. Харьков, 1909. 34 с.
26. *Морган Дж. В., Ганапази Р., Хигачи Х., Андерс Э.* Метеоритное вещество на Луне.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 518—541.
27. *Пупо Ж., Мондевиль Ж. К., Кристоф-Мишель-Леви М., Ромари Ф.* Исследование микрократеров, треков космических лучей и петрографии образцов реголита, доставленного станциями «Луна-16, 20, 24», а также их сравнение с образцами реголита из сборов экспедиций «Аполлон».— В кн.: Лунный грунт из Моря Кризисов. М.: Наука, 1930, с. 263—279.
28. *Рускол Е. Л.* Происхождение Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 638—645.
29. *Сафронов В. С.* Длительность процесса формирования Земли и планет и ее роль в их геохимической эволюции.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 624—629.
30. *Суханов А. Л., Трифонов В. Г.* Методика составления и легенда геолого-морфологических карт Луны масштаба 1 : 1 000 000.— В кн.: Проблемы геологии Луны. М.: Наука, 1969, с. 11—36. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 204).
31. *Тарасов Л. С.* Основные петрохимические черты морских и материковых пород Луны.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976.
32. *Татцумато М., Нан П. Д., Унру Д. М.* Ранняя история Луны. Применение U — Th — Pb и Pb — Sr методов исследования.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 285—372.
33. *Тейлор С. Р., Якеш П.* Геохимическая зональность и ранняя дифференциация Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 705—711.
34. *Тромбка Дж. Н., Арнольд Дж. Р., Адлер И., Метцгер А. Е., Риди Р. С.* Элементарный состав лунной поверхности по данным измерений «Аполлон-15 и -16».— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 128—152.
35. *Федотов С. А.* О сейсмичности, свойствах мантии и сейсмическом прогнозе в области Курило-Камчатской дуги: Автореф. дис. докт. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1969.
36. Физика Луны и планет / Под ред. Д. Я. Мартынова, В. А. Бронштейна. М.: Наука, 1972. 472 с.
37. Физика и астрономия Луны / Под ред. З. Копала. М.: Мир, 1973. 318 с.
38. *Финней В. К., Уорнер Дж. Л., Симондс К. Ф.* Типы лунных материковых пород и их отношение к процессам ударного фракционирования.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 54—88.
39. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Гребенник Н. Н.* Морфология ударных кратеров на Луне и других планетах.— В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979, с. 192—203.
40. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Гурштейн А. А., Зезин Р. Б., Пронин А. А., Полосухин В. П., Попова З. В., Таборко И. М.* К проблеме строения поверхности лунных морей.— В кн.: Современные представления о Луне. М.: Наука, 1972, с. 21—45.
41. *Фрондел Дж.* Минералогия Луны. М.: Мир, 1978.
42. *Хабаков А. В.* Об основных вопросах истории развития Луны.— Зап. Всесоюз. геогр. о-ва, 1949. Нов. сер., 6, 194 с.
43. *Хаббард Н. Дж., Родс Дж. М.* Химическая модель формирования лунных неморских пород.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 425—438.
44. *Хейс Дж. Я., Уолкер Д.* Извержение лунные породы и природа недр Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 275—282.
45. *Хокинс Дж.* Разгадка тайны Стоунхэджа. М.: Мир, 1973.
46. *Чижевский А. Л.* Земное эхо солнечных бурь. М.: Мысль, 1976. 366 с.
47. *Яковлев О. И.* Ультраосновные и кислые породы Луны.— Геохимия, 1977, № 12, с. 1794—1805.
48. *Adams J. B., Pieters C., McCord T. B.* Orange glass: Evidence for regional deposits of pyroclastic origin on the Moon.— Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 1, p. 171—186.
49. *Albee A. L., Burnett D. S., Chodos A. A., Haines E. L., Huneke J. C., Papanastassiou D. A., Podosek F. A., Russ G. P., Wasserburg G. S.* Mineralogic and isotopic investigation on lunar rock 12013.— Earth Plan. Sci. Lett., 1970, v. 9, p. 137—163.
50. *Artur D. W. G., Aguieray A. P., Horvath R. A., Wood C. A., Chapman C. R.* The system of Lunar Craters, quadrant 1.— Communs. Lunar Planet. Lab.. 1963, v. 2. N 30; 1964, v. 3, N 40; 1965, v. 3, N 50; 1966, v. 5, N 70, p. 1.
51. *Baldwin R.* The measure of the Moon. Chicago. The Univ. Chicago Press, 1963, 488 p.
52. *Baldwin R.* Lunar Crater Counts.— Astron. J., 1964, v. 69, p. 377—392.
53. *Basilevsky A. T.* On the evolution rate of small lunar craters.— Proc. 7th Lunar Sci. Conf., 1976, v. 1, p. 1005—1020.
54. *Bence A. E., Delano J. W., Papike J. J.* Petrology of the highlands massifs at Taurus-Littrow: An analysis of the 2—4 mm soil fraction.— Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 1, p. 785—827.
55. *Clayton R. N., Mayeda T. K., Hurd J. M.* Loss of oxygen, silicon sulfur and potassium from the lunar regolith.— Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, 1801—1809.
56. *Delano J. W., Ringwood A. E.* «Pristine» highland rocks: a critical evaluation.— In: Lunar and Planet. Science X, 1979, p. 289—291.
57. *Delano J. W., Ringwood A. E.* Chemistry and possible origin of the Apollo 15 green glass.— In: Lunar Planet. Sci. X, 1979, p. 286—288.
58. *Dikov Yu. P., Bogatikov O. A., Barsukov V. L., Florensky K. P., Ivanov A. V., Nemoshkalenko V. V., Alyoshin V. G.* Chemical peculiarities of particles surface layers of some Apollo 17 regolith samples.— Proc. 10 Lunar Planet. Sci. Conf., 1979, v. 2, p. 1491—1506.
59. *Duncan A. R., Erlank A. J., Willis J. P., Sher M. K., Ahrens L. H.* Trace element for evidence a two stage origin of high titanium mare basalts.— In: Lunar Sci. V, 1974, p. 187—189.
60. *Dymek R. F., Albee A. L., Chodos A. A.* Comparative petrology of lunar cumulate rocks of possible primary origin: Dunite 72415, troctolite 76535, and anorthosite 62237.— Proc. 6th Lunar Sci. Conf., 1975, v. 1, p. 301—341.
61. *Florensky C. P., Basilevsky A. T., Ivanov A. V., Pronin A. A., Rode O. D.* Luna 24: geologic setting of landing site and characteristics of sample core (preliminary data).— Proc. 8th Lunar Sci. Conf., 1977, v. 3, p. 3257—3279.
62. *Gault D. E., Hörz F., Hartung J. B.* Abrasion and catastrophic rupture of lunar rocks: some implications to the micrometeoroid flux at 1 AU.— In: COSPAR Space Res. 13 Proc. Open. Meet. Working groups, Phys. Sci. 15th Planetary Meet. COSPAR, Madrid, 1972, v. 2, Berlin, 1973, p. 1085—1093.
63. *Green J.* Lunar exploration and survival. Advanced Research Laboratory, Douglas Aircraft Company, Inc. California, 1966, p. 131.
64. *Gros J., Takahashi H., Hertogen J., Morgan J. W., Anders E.* Composition of the projectiles that bombarded the lunar highlands.— Proc. 7th Lunar Sci. Conf., 1976, v. 2, p. 2403—2425.
65. *Hartman W. K.* On the distribution of lunar Crater Diameters.— Commun. Lunar and Planet. Lab. Univ. Arizona, 1964, v. 2, N 38.
66. *Head J. W.* Lunar volcanism in space and time.— Revs. Geophys. and Space Phys., 1976, v. 14, N 2, p. 265—300.
67. *Hodges C. A.* Mare ridges and lava lakes:— In: Apollo 17: preliminary science report, 1973, NASA Washington, D. C. p. 31.12—31.21.
68. *Hoges R. R., Hoffman J. H., Johnson F. S.* The lunar atmosphere.— Icarus, 1974, v. 21, N 4, p. 415—426.
69. *Hubbard N.* The diverse Al concentrations of mare Basalts.— In: Lunar and Planet. Science X, 1979, p. 590—592.
70. *Hulme G., Fielder G.* Effusion rates and rheology of lunar lavas.— In: Phil. Trans. R. Soc. Lond., ser. A, 1977, v. 285, p. 227—234.
71. *Irving A. J.* Chemical, mineralogical and textural systematics of non-mare melt rocks: Implications for lunar impact and volcanic processes.— In: Proc. 6th Lunar Sci. Conf., 1976, v. 1, p. 363—394.
72. *Ivanov A. V., Florensky K. P.* The role of vaporization processes in lunar rock formation.— In: Proc. 6th Lunar Sci. Conf., 1975, v. 2, p. 1341—1350.
73. *Juan V. C., Chen J. C., Huang C. K., Chen P. Y., Wang Lee C. M.* Petrology and chemistry of some Apollo 16 lunar samples.— In: Lunar Sci. V, 1974, p. 394—396.
74. *Katterfeld G. H., Charushin G. V.* General grid system of planets.— Modern Geology, 1973, v. 4, N 4, p. 253—287.
75. *Kurat G., Keil K.* Effects of vaporization and condensation on Apollo 11 glass spherules: implications for coling rates.— Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 14, N 1, p. 7—13.
76. *MacDonald G. A.* Volcanoes. New York: Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1972, 510 p.
77. *Maxwell J. A., Peck L. C., Wiik H. B.* Chemical composition of Apollo 11 lunar samples 10017, 10020 and 10084.— In: Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., 1978, v. 2, p. 1369—1374.
78. *Meyer C., Jr., McKay D. S., Anderson D. H., Butler P.* The source of sublimates on the Apollo 15 green and Apollo 17 orange glass samples.— In: Proc. 6th Lunar Sci. Conf., 1975, v. 2, p. 1673—1699.
79. *Mukherjee N. R.* Cosmic ray interactions with lunar material nature and composition of species formed.— Moon, 1976, v. 16, N 1, p. 151—158.
80. *Naney M. T., Crowl D. M., Papike J. J.* The Apollo 16 drill core: statistical analysis of glass chemistry and the characterization of a high alumina-silica poor (HASP) glass.— In: Proc. 7th Lunar Sci. Conf., 1976, v. 1, p. 155—184.
81. *Nava D. F.* Chemistry of some rock types and soils from the Apollo 15, 16 and 17 lunar sites.— In: Lunar Science V, 1974, p. 547—549.
82. *Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J.* The Rb — Sr systematics of Luna 20 and Apol-

lo 16 samples.— Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 17, p. 52—63.
83. *Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J.* Rb — Sr age and initial strontium in basalts from Apollo 15.— Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 17, p. 324—337.
84. *Papike J. J., Hodges F. N., Bence A. E., Cameron M., Rhodes J. M.* Mare basalts: crystal chemistry, mineralogy and petrology.— Rev. Geophys. Space Phys., 1976, v. 14, p. 475—540.
85. *Pieters C. M.* Mare basalt types on the front side of the moon: A summary of spectral reflectance data.— In: Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf., 1978, v. 3, p. 2825—2849.
86. *Prinz M., Dawty E., Keil K., Bunch T. E.* Mineralogy, petrology and chemistry of lithic fragments from Luna 20 fines: origin of the cumulate ANT suite and its relationship to high-alumina and mare basalts.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, p. 979—1006.
87. *Rhodes J. M., Hubbard N. J.* Chemistry, classification and petrogenesis of Apollo 15 mare basalts.— In: Proc. 4th Lunar Sci. Conf., 1973, v. 2, p. 1127—1148.
88. *Rose H. J., Carron M. K., Christian R. P., Cuttitta F., Dwornik E. J., Ligon D. T.* Elemental analysis of some Apollo 16 samples.— In: Lunar Science, IV, 1973, p. 631—633.
89. *Rose H. J., Cuttitta F., Berman S., Brown F. W., Carron M. K., Christian R. P., Dwornik E. J., Greenland L. P.* Chemical composition of rocks and soils at Taurus — Littow.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 1119—1133.
90. *Rükl A.* Mond, Mars, Venus.— Praga: Artia, 1977.
91. *Ryder G., Taylor G. J.* Did mare-type volcanism commence early in lunar history? — In: Proc. 7th Lunar Sci. Conf., 1976, v. 2, p. 1741—1755.
92. *Schmitt H. H., Lofgren G., Swann G. A., Simmons G.* The Apollo 11 samples. Introduction.— In: Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., 1970, v. 1, p. 1—54.
93. *Shih C., Schoufeld E.* Mare basalt genesis: A cumulate remelting model.— In: Proc. 7th Lunar Sci. Conf., 1976, v. 2, p. 1757—1792.
94. *Shoemaker E. M.* Origin of fragmental debris on the lunar surface and history of bombardment of the Moon. Deputation provincial Barcelona.— Instituto de investigaciones geologicas, 1971, v. 25, p. 27—56.
95. *Smith J. V., Steele J. M.* Lunar mineralogy: a heavently detective story.— Part II.— Am. Mineral., 1975, v. 61, p. 1059—1116.
96. *Smith J. V.* Mineralogy of the planets.— Min. Mag., 1979, v. 43, p. 1—89.
97. *Taylor S. R.* Lunar science: A post-Apollo view.— Pergamon Press, Inc., 1975, 372 p.
98. *Tera F., Wasserburg G. J.* U — Th — Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and the age of the moon.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 1571—1599.
99. *Vaniman D. T., Papike J. J.* Very low Ti (VLT) basalts: A new mare rock type from the Apollo 17 drill core.— In: Proc. 8th Lunar Sci. Conf., 1977, v. 2, p. 1443—1471.
100. *Walker D., Crove T. N., Longhi J., Stolper E., Hays J. F.* Origin of lunar feldspathic rocks.— Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 20, p. 325—336.
101. *Walker D., Hays J. F.* Plagioclase flotation and lunar crust formation.— Geology, 1977, v. 5, N 7, p. 425—428.
102. *Warner J.* Mineralogy, petrology, and geochemistry of the lunar samples.— Revs. Geophys. Space Phys., 1975, v. 13, N 3, p. 107—113.
103. *Wasserburg G. J., Papanastassiou D. A.* Age of an Apollo 15 mare basalt: lunar crust and mantle evolution.— Earth Planet. Sci. Lett., 1971, v. 13, p. 97—104.
104. *Wells J. W.* Coral growth and geochronometry.— Nature, 1963, v. 197, p. 948—950.
105. *Wiik H. B., Maxwell J. A., Bouvier J. L.* Chemical composition of some Apollo 14 lunar samples.— Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 17, p. 365—368.
106. *Wilhelms D., McCauley J.* Geologic map of the near side of the Moon.— US Geol. Surv. Misc. Geol. Inv., 1971, Map 1—703.
107. *Wood J. A.* Lunar petrogenesis in a well stirred magma ocean.— In: Proc. 6th Lunar Sci. Conf., 1975, v. 1, p. 1087—1102.

ГЛАВА 3. МЕРКУРИЙ

Ближайшая к Солнцу планета — Меркурий — движется по эллиптической орбите (расстояние в афелии 70 млн. км, в перигелии 46 млн. км) на среднем расстоянии от Солнца 58 млн. км (0,387 а. е.). Эксцентриситет орбиты Меркурия (0,206) самый большой среди планет земной группы. Плоскость орбиты Меркурия наклонена к плоскости эклиптики под углом 7°; это довольно большой наклон по сравнению с другими планетами, у которых

данная величина не превышает 3,5° (кроме Плутона, имеющего наклон плоскости орбиты к эклиптике 17°). Ось вращения Меркурия с точностью до 3° перпендикулярна плоскости его орбиты. Период обращения Меркурия вокруг Солнца (меркурианский год) равен 88 суткам. Планета вращается вокруг оси в прямом направлении (т. е. в том же, в каком и движется по орбите) с периодом 58, 65 суток. В результате сложения этих движений продолжительность солнечных суток на Меркурии составляет 176 дней. Угловая скорость осевого вращения Меркурия составляет 3/2 орбитального и соответствует угловой скорости движения планеты по орбите в перигелии. На основании этого считают, что скорость вращения Меркурия вокруг оси обусловлена приливным воздействием Солнца.

Меркурий имеет наименьшие размеры среди настоящих планет: его диаметр 4878 км (0,38 диаметра Земли), масса $3{,}304 \cdot 10^{26}$ г (0,055 массы Земли или 1/6023600 массы Солнца); средняя плотность 5,44 г/см^3.

Для наблюдений с Земли Меркурий — трудный объект, так как на нашем небосводе он удаляется от Солнца не больше чем на 28°, вследствие чего Меркурий приходится наблюдать всегда низко над горизонтом на фоне вечерней или утренней зари. Поэтому при телескопических наблюдениях на его поверхности зафиксированы лишь крупные темные пятна неизвестной природы [5, 9].

Измерения, проведенные в 1974 г. во время пролета автоматической станции «Маринер-10» вблизи Меркурия, показали, что планета обладает слабым собственным магнитным полем, напряженность которого на расстоянии 740 км от поверхности составляет 90—100 гамм. Экстраполяция дает величину 200—300 гамм для поверхности планеты. Существование магнитного поля объясняют наличием у Меркурия большого металлического ядра, на что указывает и высокая средняя плотность Меркурия.

УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ

Расчетная средняя температура поверхности Меркурия (в предположении, что планета излучает столько же тепла, сколько получает его от Солнца) на среднем расстоянии от Солнца составляет 505 К. В подсолнечной точке (т. е. в точке поверхности Меркурия, откуда Солнце видно в зените) средняя температура составляет 618 К. Она увеличивается до 700 К, когда Меркурий находится в перигелии, и опускается до 550 К в афелии. В перигелии Меркурий получает в 2 раза больше солнечной радиации, чем в афелии.

Измеренное с Земли с большими трудностями инфракрасное излучение с неосвещенной части Меркурия приводит к значению ночной температуры около 110 К. С автоматической станции «Маринер-10» проведены измерения температуры поверхности в приэкваториальной части планеты, в районах с местным временем от 17 часов через полночь до 9 часов утра. Эти измерения показали, что температура понижается от ~ 170 К на вечернем терминаторе (18 часов местного времени) до ~100 К в полночь. Затем, однако, вместо ожидаемого дальнейшего понижения температуры было зарегистрировано постепенное повышение ее до ~110 К на утреннем терминаторе. На фоне этого общего повышения отмечаются два крупных локальных всплеска температуры на 5—6 К протяженностью по долготе около 10°. После рассвета (6 часов местного времени) температура резко возрастает, достигая 500 К к 9 часам местного времени. Локальное повышение температуры поверхности между полуночью и рассветом обусловлено, вероятно, неоднородностями, имеющими в поперечнике сотни километров, например, уча-

стками с большей обнаженностью скальных пород [4].

Вычисленная тепловая инерция планеты (соответствующая нескольким верхним сантиметрам грунта) — от 0,0015 до 0,0031 кал·см$^{-2}$·с$^{-1/2}$·К$^{-1}$ (последняя величина соответствует лишь аномально теплому участку на послеполуночной стороне планеты). Средняя величина тепловой инерции для дополуночной части 0,0018, а для послеполуночной части 0,0026 кал·см$^{-2}$·с$^{-1/2}$·К$^{-1}$. Такие значения характерны для высокопористых грунтов типа лунного реголита [4].

Измерения с Земли в радиодиапазоне показали, что температура на некотором (неглубоком) уровне под поверхностью Меркурия (в среднем по диску) составляет 400 К в миллиметровом диапазоне и 300—200 К в сантиметровом и дециметровом диапазонах и не зависит от времени суток на планете. Это говорит о высоких теплоизолирующих свойствах поверхностного слоя.

Атмосфера у Меркурия практически отсутствует. Анализ данных, полученных «Маринером-10», показал, что эта планета окружена чрезвычайно разреженной газовой оболочкой, состоящей в основном из гелия [3] (см. табл. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

По строению поверхности, которое несет информацию и о ее геологическом строении, Меркурий очень похож на Луну. Так же как и на Луне, преобладающий элемент рельефа здесь ударные кратеры, наиболее крупные из которых по характеру строения относятся к категории кольцевых бассейнов. Как и на Луне, на Меркурии есть два главных типа местности — аналоги лунных материков и морей (рис. 15). Лунным материкам на Меркурии соответствуют так называемые сильно кратерированные местности, межкратерные равнины и некоторые другие образования. Аналогами лунных морей считаются гладкие равнины. Они в среднем несколько темнее материковых образований, но разница в альбедо здесь меньше, чем на Луне [8]. Геологическое положение реголита Меркурия пока не ясно, так как, кроме того что он есть, и возможных аналогий с Луной, мы о нем почти ничего не знаем.

Материковые образования. Местности материкового типа на Меркурии в общем сильно похожи на материковые образования Луны и включают в себя несколько выделяемых при картографировании подразделений (рис. 16, на вкл.). Это прежде всего широко распространенные сильно кратерированные местности и межкратерные равнины. Из других подразделений следует упомянуть связанные в основном с очень крупным (диаметром 1300 км) кратерным бассейном Жары (Caloris basin) гористые, холмистые и линейчатые местности, а также холмисто-линейчатую местность [14].

Сильно кратерированные местности характеризуются скоплениями близко расположенных и перекрывающихся кратеров диаметром от 30 км до нескольких сотен километров (рис. 17). Кратеры, определяющие облик этого типа местности, как правило, сильно разрушенные. Около них не наблюдается полей выбросов и скоплений вторичных кратеров. Внутренняя часть большинства этих кратеров заполнена более молодым равнинным материалом, с небольшим количеством наложенных кратеров. Сильно кратерированные местности очень похожи на типичные материковые поверхности Луны, например на южную часть видимого полушария Луны. Очевидно, так же как и их лунные аналоги, они сформировались в результате интенсивной метеоритной бомбардировки.

Межкратерные равнины представляют собой субгоризонтальные до слабоволнистых поверхности, свободные от кратеров диаметром более 30 км, но испещренные большим количеством кратеров поперечником 5—10 км. Многие из этих относительно небольших кратеров образуют скопления и цепочки, а в плане эти кратеры нередко имеют удлиненную форму, характерную для вторичных кратеров. Межкратерные равнины занимают пространства между скоплениями более крупных кратеров, образующими охарактеризованные выше сильно кратерированные местности. Они распространены несколько шире, чем сильно кратерированные местности. Соотношения между этими двумя типами местности неясные. С одной стороны, не наблюдается четких случаев перекрытия межкратерными равнинами кратеров, принадлежащих к скоплениям сильно кратерированных местностей, а вероятным источником вторичных ударных кратеров на межкратерных равнинах приходится считать крупные кратеры сильно кратерированных местностей. Это может означать, что межкратерные равнины — самые древние из выделяемых подразделений поверхности Меркурия. С другой стороны, в некоторых местах в пределах межкратерных равнин видны почти полностью захороненные крупные «кратеры-призраки» (подобно тому как иногда кратерный рельеф материкового ложа некоторых морей Луны как бы просвечивает сквозь базальтовый чехол морского заполнения). Это указывает на то, что по крайней

РИС. 15. Два главных типа местности на Меркурии: кратерированные местности (внизу) и гладкие равнины (вверху)

Ширина кадра 400 км; фото «Маринера-10»



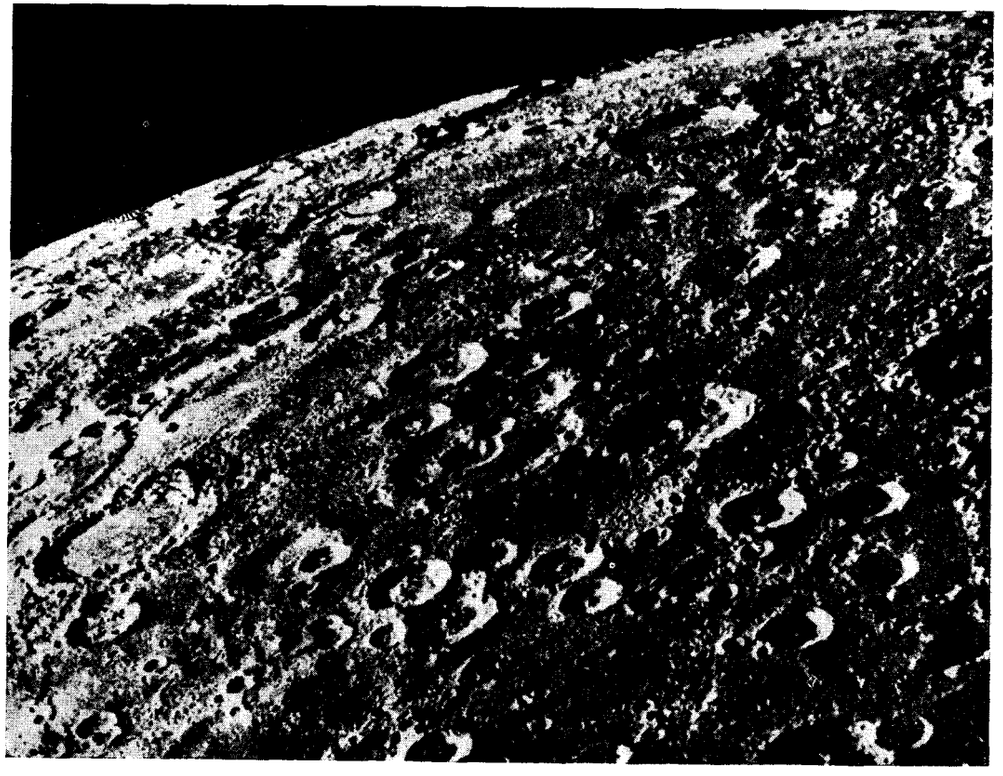
мере в некоторых местах межкратерные равнины могут быть моложе сильно кратерированных местностей.

Происхождение межкратерных равнин не ясно. На лунных материках им по морфологии близок район к юго-западу от бассейна Моря Нектара, который при фотогеологическом картировании Луны интерпретировался как поверхность, сформированная выбросами из бассейна. Однако очень широкая распространенность таких местностей на Меркурии в сочетании с некоторым дефицитом здесь крупных бассейнов по сравнению с Луной делает такую интерпретацию сомнительной. Если большинство межкратерных равнин — древнейшие образования Меркурия, то, может быть, это некая первичная поверхность, не сохранившаяся на Луне из-за большей распространенности крупных лунных бассейнов и более далекого (из-за меньшей силы тяжести) разлета выбросов из них. Если межкратерные равнины моложе, чем сильно кратерированные местности, то, может быть, они возникли в результате вулканических излияний, более древних, чем гладкие равнины Меркурия, считающиеся аналогами лунных морей.

Гористые местности слагают вал кратерного бассейна Жары диаметром около 1300 км. На сфотографированную «Маринером-10» часть поверхности Меркурия заходит лишь около половины этой гигантской структуры (рис. 18). Вал бассейна Жары состоит из блоковых возвышенностей высотой

РИС. 17. Участок сильно кратерированной местности в северном полушарии Меркурия

Ширина кадра 700 км; фото «Маринера-10»



1—2 км над окружающей поверхностью, разделенных понижениями, имеющими радиальную и концентрическую по отношению к бассейну ориентировку. На вал наложено несколько кратеров поперечником в десятки километров. В общем это образование очень похоже на вал лунного ударного бассейна Моря Дождей.

Холмистые местности примыкают снаружи к валу бассейна Жары. Рельеф их определяется наличием близко расположенных округлых холмов поперечником 1—3 км и высотой 100—200 м. Считается, что этот тип местности образован выбросами из бассейна.

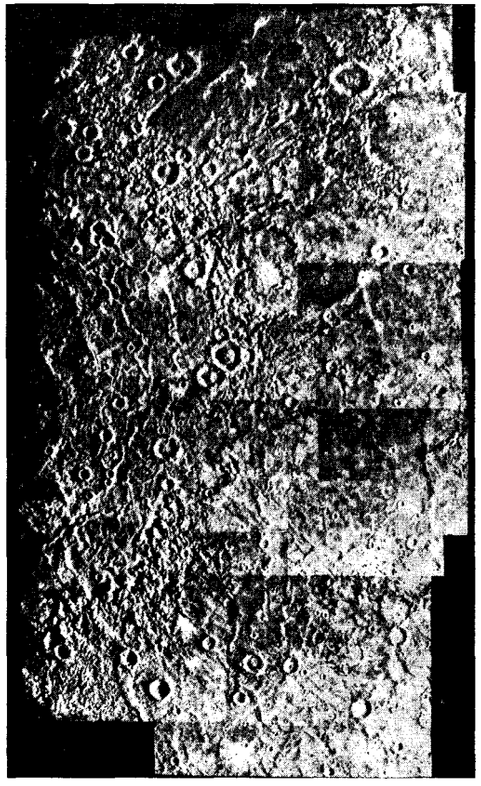
Линейчатые местности окружают бассейн Жары и известны также в других районах Меркурия вне видимой связи с бассейнами. Рельеф этих местностей сформирован системой возвышенностей и долин длиной до 200—300 км, пересекающих древние кратеры и межкратерные равнины. В окрестностях бассейна Жары ориентировка линеаментов в местности этого типа радиальная по отношению к бассейну. Линейчатые местности напоминают соответствующие образования, окружающие бассейны Моря Дождей и Моря Нектара на Луне и, очевидно, сформированные выбросами из этих бассейнов.

Холмисто-линейчатая местность характеризуется специфическим рельефом поверхности, состоящим из холмов поперечником 5—10 км и высотой до 1—2 км и из нескольких относительно крупных долин, ориентированных одна к другой примерно под прямым углом (рис. 19). Этот рельеф наложен на валы крупных кратеров и разделяющее их межкратерное пространство. Днища многих крупных кратеров здесь покрыты относительно гладким равнинообразующим материалом, очевидно, более молодым, чем холмисто-линейчатый рельеф. Эта местность в какой-то степени напоминает так называемую купольную фацию, распространенную, например, между Скалистыми горами и Кордильерами в бассейне Моря Восточного на Луне. Холмисто-линейчатая местность расположена антиподально бассейну Жары. Это послужило основанием для предположения, что холмисто-линейчатый рельеф сформирован за счет фокусировки сейсмической энергии от удара, образовавшего бассейн Жары [11]. Интересно отметить, что уже после обнаружения такого рельефа на Меркурии похожий рельеф обнаружен на Луне в районах, антиподальных бассейнам Моря Восточного и Моря Дождей [11].

«Морские» образования. Выше уже говорилось, что аналогами лун-

РИС. 18. Восточная половина бассейна Жары (слева) с гористым обрамлением и прилегающие к нему с востока участки гладких равнин

Диаметр бассейна 1300 км, фото «Маринера-10»



ных морей на Меркурии считаются гладкие равнины. Они действительно во многих отношениях похожи на лунные моря (рис. 20). На них относительно мало кратеров. Поверхность равнин осложнена грядами и бороздами, напоминающими гряды и прямолинейные и дугообразные борозды морских равнин Луны. Однако, как уже упоминалось, по альбедо они мало отличаются от материковых образований Меркурия. В этом отношении равнины Меркурия, очевидно, ближе к материковым равнинам Луны, образующим, например, формацию Кэли. Соответственно неоднозначна и их интерпретация. Сходство с лунными морями указывает на происхождение гладких равнин путем вулканических излияний. Сходство с материковыми равнинами Луны заставляет предполагать, что равнинообразующий материал представляет собой смесь выбросов из ударных бассейнов с местным материалом, которая сразу после удара может вести себя как жидкость. Гладкие равнины Меркурия в основном приурочены к бассейну Жары, где они занимают пространство внутри вала бассейна и образуют широкий пояс вокруг него. В других районах Меркурия гладкие равнины обычно занимают небольшие площади.

Тектоническое строение. Структурный план Меркурия в основном определяется, как и у Луны, ударными кратерами. Радиально-концентрическая система разломов вокруг крупных кратеров и кратерных кольцевых бассейнов определяет расчленение коры Меркурия на блоки. Сходство гряд и борозд гладких равнин Меркурия с соответствующими образованиями в лунных морях указывает на возможные аналогии в вулкано-тектонической истории этих образований.

Однако на Меркурии есть и тектонические образования, специфические для этого планетного тела и не характерные для Луны. Это так называемые лопастные уступы (рис. 21). Они обязаны названием своим очертаниям в плане, для которых типичны округлые «лопасти» с характерным размером от нескольких до нескольких десятков километров. Длина лопастных уступов от нескольких десятков километров до более чем 500 км, высота — от нескольких сот метров до 3 км. Эти уступы довольно крутые, но в отличие от уступов нормальных сбросов и грабенов на Луне, имеющих резкую бровку, лопастные уступы Меркурия имеют округленную, как бы сглаженную линию перегиба поверхности в верхней части уступа. Типичные лопастные уступы характерны для наиболее древних подразделений — сильно кратерированных местностей и межкратерных равнин. В одном случае (уступ Дисковери) лопастный уступ сдвигает вал древнего кратера, как бы уменьшая его радиус.

Перечисленные особенности лопастных уступов дают основания считать их поверхностным выражением крутых взбросов, образовавшихся в обстанов-

РИС. 19. Холмисто-линейчатая местность между кратерами Петрарка и Ибсен

Диаметр безымянного кратера (в центре снимка) 90 км, ширина Долины Аресибо (справа) 10 км; фото «Маринера-10»

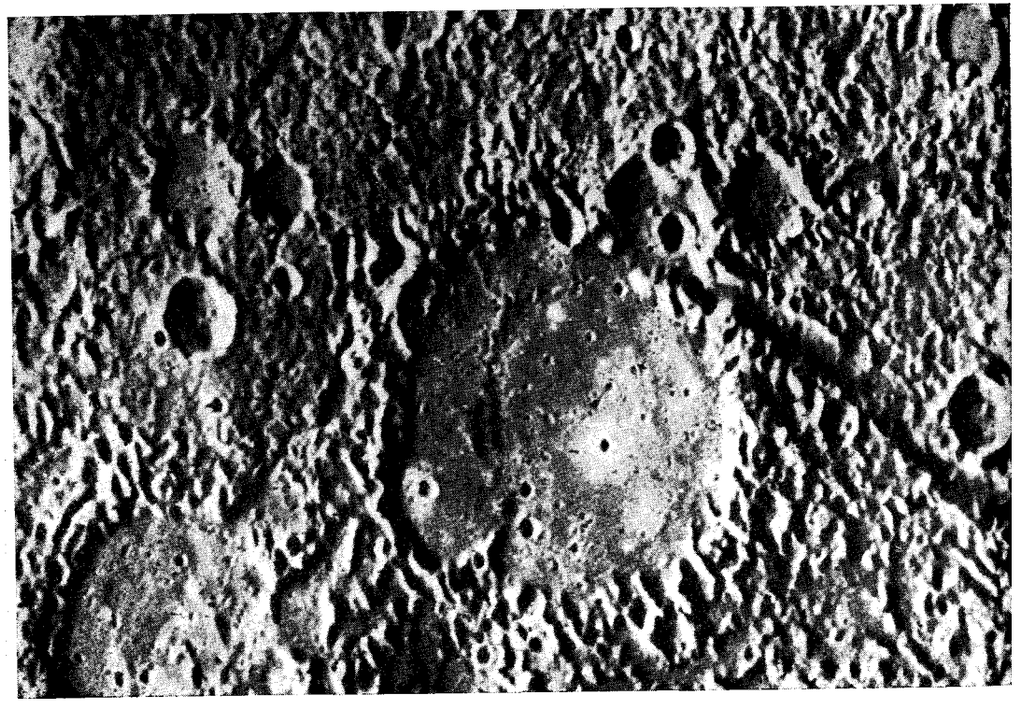


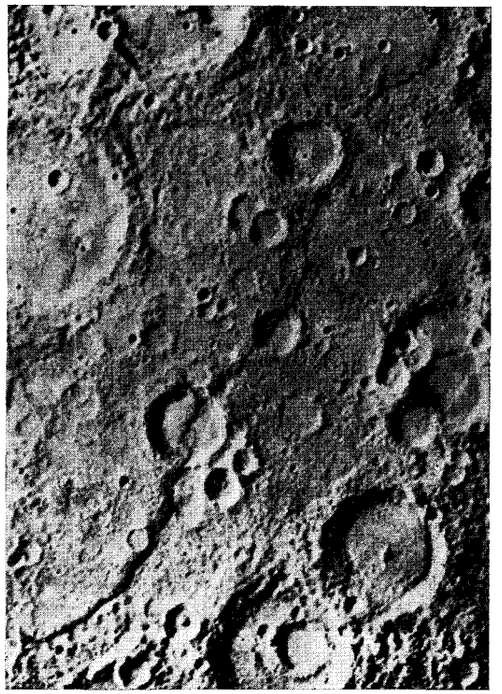
РИС. 20. Поверхность гладких равнин на Меркурии, покрытая грядами, бороздами и небольшими кратерами, очень похожа на поверхность лунных морей

Низкое положение Солнца над горизонтом создает впечатление очень пересеченного рельефа. Ширина кадра 300 км

РИС. 21. Материковый участок с уступом Дисковери

Длина уступа 500 км, высота около 2 км; фото «Маринера-10»





ке сжатия. Обстановка растяжения на Меркурии, судя по морфологии поверхности, была характерна лишь для двух ограниченных районов: днища бассейна Жары с системой зияющих борозд на гладких равнинах (рис. 22) и антиподального ему района с холмисто-линейчатым рельефом. Это дает основания предполагать, что для планеты Меркурий в целом на относительно ранних стадиях ее развития была характерна обстановка сжатия коры. Оценка величины сжатия по наблюдаемым лопастным уступам указывает на сокращение площади коры на $(6—13)\cdot10^4$ км^2, что соответствует уменьшению радиуса планеты на 1—2 км [12].

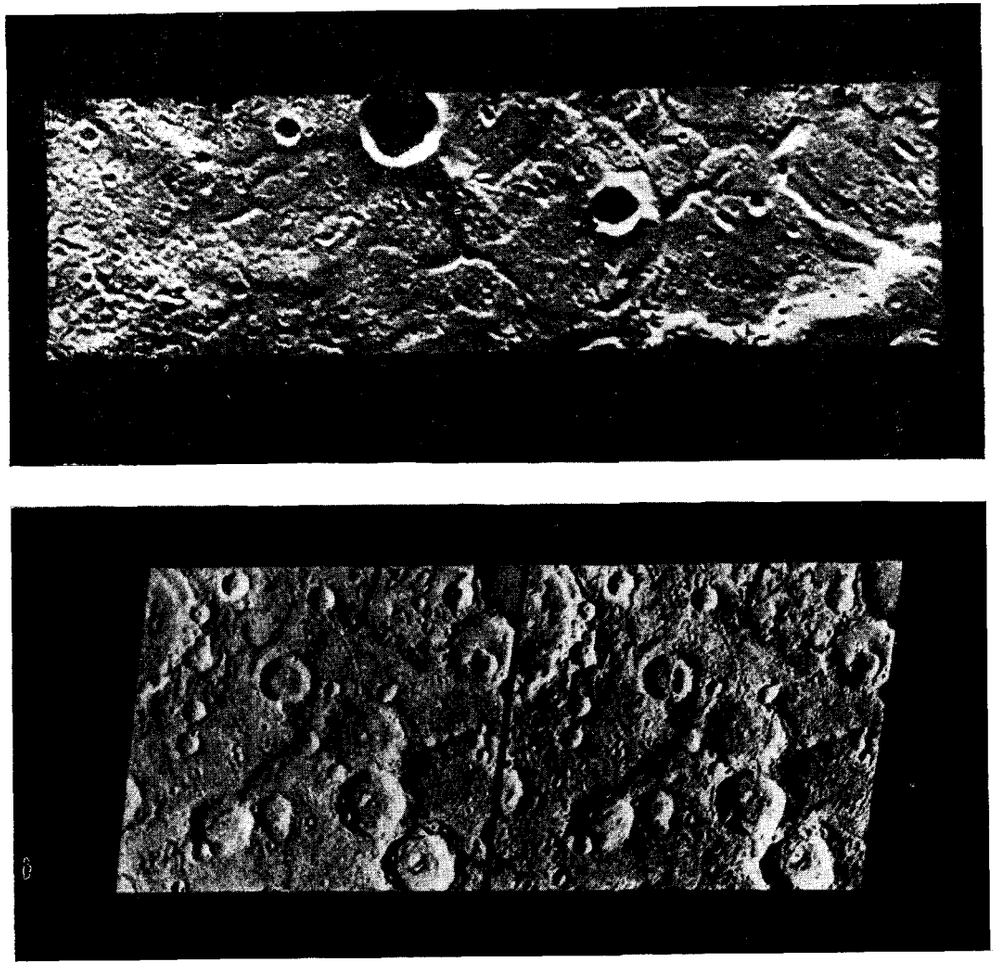
На Меркурии разломы различного происхождения, связанные с ударной

РИС. 22. Борозды на днище бассейна Жары

Диаметр большого кратера 10 км; фото «Маринера-10»

РИС. 23. Стереопара кратерированного участка

От центра до левого нижнего угла прослеживается уступ. Поперечник кадра 400 км



трещиноватостью, лопастными уступами и нарушениями поверхности гладких равнин, наиболее развиты в диагональных северо-восточном и северо-западном направлениях, как и на Луне. Считается, что эти разломы наследуют предпочтительную ориентировку некой планетарной трещиноватости, очевидно, возникшей на очень ранних стадиях развития планеты в результате изменения скорости ее вращения вокруг оси.

Кратеры. Кратеры Меркурия очень близки по морфологии к кратерам Луны. Среди них встречены все описанные выше основные типы строения свежих лунных кратеров, однако пороговые значения диаметров, при которых происходит смена типа строения, на Меркурии меньше, чем на Луне. Кратеры типа Дауэс (см. гл. 2) появляются в интервале 7—15 км, типа Рёмер — 15—30 км, типа Тихо и Коперник — 15—30 км, кольцевые бассейны 100—130 км. По характеру разрушения кратеры Меркурия в большинстве случаев похожи на лунные кратеры (рис. 23).

Зависимость глубины H свежих кратеров Меркурия от диаметра D аппроксимируется выражением $H=0{,}15\ D^{1{,}09}$ для D менее 7 км (близко к зависимости H (D) для чашеобразных кратеров Луны) и выражением $H=0{,}93\ D^{0{,}27}$ для D более 7 км. На Меркурии, как и на Луне, изменение характера зависимости H (D) отражает переход от простых чашеобразных кратеров к кратерам более сложного строения.

Крупные свежие кратеры Меркурия заметно отличаются от кратеров Луны по строению зоны кратерных выбросов. Зона сплошных выбросов с характерной бугристо-грядовой поверхностью окружает свежие кратеры Меркурия кольцом шириной в среднем 0,4—0,5 диаметра кратера, тогда как на Луне это кольцо шире — 0,6—0,7 диаметра. Зона вторичных кратеров, примыкающая снаружи к зоне сплошных выбросов, насыщена вторичными кратерами в гораздо большей степени, чем на Луне. Цепочки слившихся друг с другом вторичных кратеров образуют здесь длинные радиально ориентированные борозды, которые иногда протягиваются через зону сплошных выбросов почти до гребня вала кратера-источника, что не характерно для Луны. Эти особенности строения зоны выбросов из кратеров Меркурия, несомненно, связаны с более высоким (в 2,2 раза) значением ускорения силы тяжести на Меркурии по сравнению с Луной.

Наиболее крупная известная нам кратерная структура Меркурия — бассейн Жары (Caloris) — имеет диаметр 1300 км. Вал этого бассейна образует описанные выше гористые местности. Первичная система внутренних концентрических колец здесь не сохранилась. Ей, очевидно, соответствуют концентрические кольца гряд на материале гладких равнин, частично заполнившем депрессию бассейна Жары. Однако соответствие это, вероятно, неполное, и среди исследователей нет согласия в определении числа колец внутренних возвышенностей в бассейне Жары. Всего на Меркурии по снимкам «Маринера-10», характеризующим около половины поверхности планеты, выделено 36 бассейнов. За исключением спорного случая бассейна Жары, это все двухкольцевые бассейны (рис. 24).

О СОСТАВЕ ПОРОД ПОВЕРХНОСТИ

О составе пород поверхности Меркурия пока можно судить только по косвенным данных. Выше уже говорилось, что суточный ход температур на поверхности Меркурия и постоянство температур в течение суток в толще грунта на относительно небольшой (не более 1 м) глубине указывают на высокую пористость меркурианского реголита. По величине нормального альбедо, зависимости относительной яркости от угла фазы и по поляризацион-

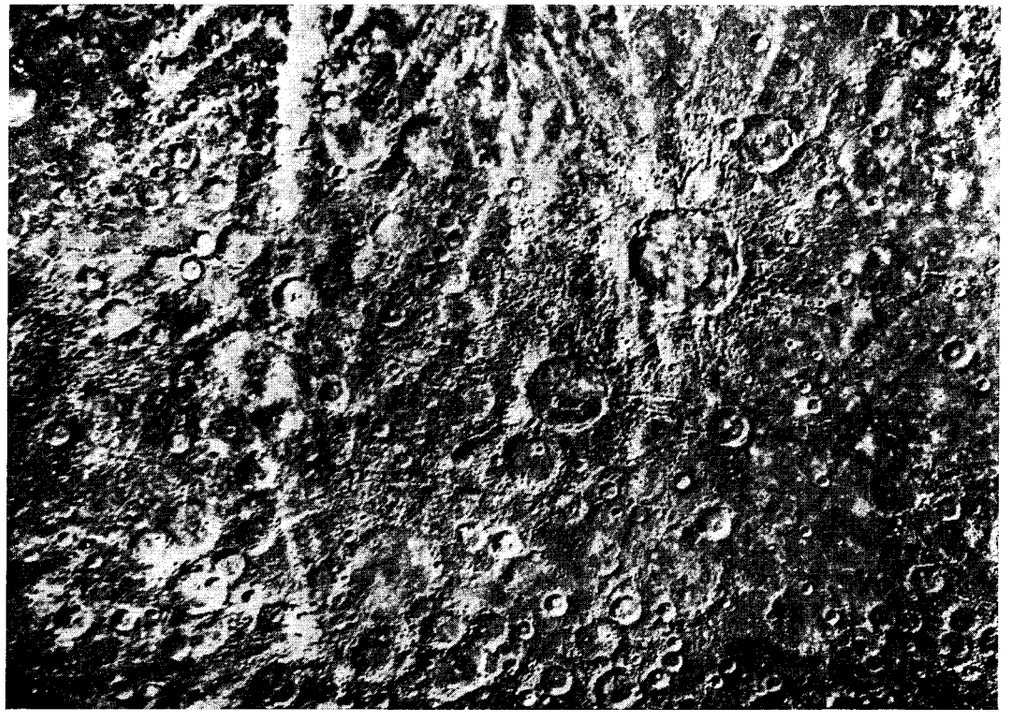
ным свойствам поверхность Меркурия очень похожа на лунную и, так же как и последняя, покрыта темным порошкообразным веществом без заметной примеси самородного железа [2, 6, 7]. На основании спектральных данных и с учетом большого сходства в морфологии поверхности Меркурия и Луны считается, что породы поверхности Меркурия по химическому и минеральному составу должны быть похожи на лунные породы.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Высокая средняя плотность Меркурия (5,44 г/см^3) указывает на то, что эта планета должна содержать значительное количество железа — единственного достаточно широко распространенного тяжелого элемента. С другой стороны, сходство строения поверхностей Меркурия и Луны позволяет предполагать, что верхняя оболочка Меркурия (на глубину десятки—сотни километров) по крайней мере в основных чертах сходна по составу с лунной, т. е. не обогащена железом. Это подтверждается наземными и космическими («Маринер-10») наблюдениями, которые указывают, что отражательные свойства поверхности Меркурия в оптическом, инфракрасном и радиодиапазонах совершенно такие же, как у Луны [2, 6, 7]. Из этого следует, что обогащение железом должно иметься в более глубоких слоях Меркурия. По различным моделям [1], полностью железное ядро должно иметь массу 0,60—0,71 массы Меркурия (для Земли эта же величина равна 0,34—0,38). Если все железо сконцентрировано в ядре Меркурия, то радиус такого ядра составит примерно 3/4 радиуса планеты. При этом давление в центре Меркурия будет несколько меньше 500 кбар, а давление на верхней границе ядра — около 100 кбар. В другом крайнем случае (железо равномерно распределено в теле планеты) давление в центре Меркурия должно составить 245 кбар. Однако предположение о равномерном распределении железа не согласуется со свойствами и строением поверхности Меркурия и моментом его инерции. Таким образом, хотя в настоящее время знания о химическом составе Меркурия имеют косвенный характер, несомненно, что эта планета должна иметь очень массивное железное ядро.

РИС. 24. Крупные двухкольцевые кратеры в северном полушарии Меркурия

Диаметр большего из них 190 км. Окружены полями вторичных кратеров; фото «Маринера-10»



ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

На основании изложенных выше данных о строении и вероятном составе поверхности и недр Меркурия можно наметить основные этапы геологической истории этой планеты, которая в общем довольно близка к геологической истории Луны. На Меркурии очень рано, еще до окончания этапа интенсивной бомбардировки, произошла дифференциация вещества планеты на силикатную литосферу и железное ядро. Если бы это событие происходило в планетарную стадию, то вызванный им сильный разогрев отразился бы на рельефе поверхности [10, 13], однако лунный облик Меркурия не обнаруживает следов подобного события.

На Меркурии отчетливо видны следы этапа интенсивной бомбардировки, влияние которого, судя по аналогиям с Луной, должно было распространяться по крайней мере на глубины в несколько десятков километров. Хотя прямых абсолютных датировок этого этапа для Меркурия нет, считается, что он примерно одновременен аналогичному этапу на Луне, т. е. относится ко времени 4—4,5 млрд. лет назад. Примечательно, что гигантский бассейн Жары является одной из наиболее поздних структур этого этапа, что перекликается с упоминавшимися в гл. 2 представлениями о катаклизме, вызванном ударами очень крупных тел в конце этапа интенсивной бомбардировки на Луне. Где-то в конце этапа интенсивной бомбардировки для коры Меркурия становится характерна обстановка всестороннего сжатия и образуются взбросы большинства лопастных уступов.

Этап интенсивной бомбардировки на Меркурии, как и на Луне, сменился этапом формирования равнин, очевидно, вулканогенной природы. Гряды и борозды, осложняющие поверхность этих равнин, видимо, образовались в этот же этап истории Меркурия. Абсолютная датировка этого этапа не ясна, но соизмеримость плотностей наложенных малых кратеров в лунных морях и на гладких равнинах Меркурия говорит о достаточно древнем возрасте последних. После этапа формирования гладких равнин эндогенная активность на Меркурии заметным образом себя, как это сейчас кажется, не проявляла. Экзогенная активность в этот послеравнинный этап истории Меркурия проявилась в основном в образовании популяции малых кратеров и связанных с ними отложений в виде чехла меркурианского реголита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как было показано выше, Меркурий обнаруживает большое сходство с Луной в строении поверхности и соответственно в геологической истории: очень ранняя дифференциация с обособлением литосферы, ранняя интенсивная метеоритная бомбардировка и относительно ранний и в общем не очень мощный магматизм в виде площадных излияний. Очевидно, это сходство определено близостью размеров Меркурия и Луны. В то же время ближайший к Солнцу Меркурий по валовому химическому составу, несомненно, заметно отличается от Луны, что прямо следует

из резкого различия в средних плотностях этих планетных тел. Но на строении поверхности и на геологической истории эта разница почти не отразилась, разве что в образовании на Меркурии не типичных для Луны взбросов лопастных уступов.

Меркурий, как и Луна, не удержал летучих, и в результате здесь, так же как и на Луне, в условиях, когда нет атмосферы и гидросферы, интегральные темпы экзогенных процессов оказались столь низкими, что на поверхности сохранились следы процессов, происходивших в ранние этапы эволюции этой планеты.

Для сравнительной планетологии очень важен также тот факт, что у Меркурия, очевидно, есть крупное железное ядро. Оценки давлений в недрах Меркурия дают величины от 100 до 500 кбар, что совершенно недостаточно для металлизации силикатов. Наличие у Меркурия крупного железного ядра является косвенным, но очень веским аргументом в пользу гипотезы о железном составе ядра Земли. Оно является важным доказательством дифференциации вещества допланетного облака, которая обусловливает различие в среднем составе планет даже для планет земной группы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Жарков В. Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1978, 192 с.
2. *Adams J. B., McCord T. B.* Mercury: evidence for an anorthositic crust from reflectance spectra.— In: Conf. comparisons Mercury and Moon (abstracts). Houston: LPI, 1976, p. 1.
3. *Broadfoot A. L., Kumar S., Belton M. J. S.* et al. Mercury's atmosphere from Mariner 10: preliminary results.— Science, 1974, v. 185, N 4146, p. 166—169.
4. *Chase S. C., Jr, Miner E. D., Morrison D.* et al. Mariner 10 infrared radiometer results: temperatures and thermal properties of the surface of Mercury.— Icarus, 1976, v. 28, N 3, p. 565—578.
5. *Cruikshank D. P., Chapman C. R.* Mercury's rotation and visual observations.— Sky and telescope, 1967, v. 34, N 1, p. 24—26.
6. *Hapke B., Danielson G. E., Jr, Klaasen K.* et al. Photometric observations of Mercury from Mariner 10.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 17, p. 2431—2443.
7. *McCord T. B., Adams J. B.* Mercury: interpretation of optical observations.— Icarus, 1972, v. 17, N 3, p. 585—588.
8. *Murray B. C., Belton M. J. S., Danielson G. E.* et al. Mercury's surface: preliminary description and interpretation from Mariner 10 pictures.— Science, 1974, v. 185, N 4146, p. 170—180.
9. *Murray J. B., Dollfus A., Smith B.* Cartography of the surface markings of Mercury.— Icarus, 1972, v. 17, N 3, p. 576—584.
10. *Murray B. C., Strom R. G., Trask N. J.* et al. Surface history of Mercury: implications for terrestrial planets.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 17, p. 2508—2514.
11. *Schultz P. H., Gault D. E.* Seismic effects from major basin formation on the Moon and Mercury.— Moon, 1975, v. 12, N. 2, p. 159.
12. *Strom R. G., Trask N. G., Guest J. E.* Tectonism and volcanism on Mercury.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 17, p. 2478—2507.
13. *Toksöz M. N., Hsui A. T.* Thermal models and structures of the Moon and Mercury.— In: Conf. comparisons Mercury and Moon (abstracts). Houston: LPI, 1976, p. 35.
14. *Trask N. J., Guest J. E.* Preliminary geologic terrain map of Mercury.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 17, p. 2461—2477.

ГЛАВА 4. МАРС И ЕГО СПУТНИКИ

По степени изученности внеземных тел Марс занимает второе место после Луны. Особенно пристальное внимание в течение последних лет Марс возбуждал в связи с проблемой внеземной жизни, которая широко рассматривалась в научной, научно-популярной и научно-фантастической литературе. Помимо философских предпосылок о широкой распространенности жизни

во Вселенной и о определенном сходстве физико-географических условий Земли и Марса, это увлечение имеет исторические основания.

Итальянский астроном Джованни Скиапарелли (1835—1910) зарисовал множество прямолинейных деталей на Марсе, названных проливами — canali. Это итальянское слово не заключает в себе указания на искусственное происхождение данных деталей. Однако его использование совпало с периодом постройки важнейших каналов на Земле — Суэцкого (1859—1869) и Панамского (1881) — и сразу приобрело в других языках оттенок указания на искусственность. Надо иметь в виду, что в лучшие телескопы того времени поверхность Марса была видна примерно так, как Луна в театральный бинокль. Оптические эффекты, сдобренные изрядной долей фантазии, позволили построить правильную геометрическую сетку каналов и рассматривать их как свидетельство разумной деятельности марсиан. Из астрономов эта идея особенно увлекла П. Лоуэлла (1855—1916) и была широко раздута печатью. В научной литературе в основном обсуждалась проблема марсианской жизни вообще, без указания на ее разумность. В это верили такие ученые, как В. И. Вернадский (1863—1945 гг.), а Г. А. Тихов (1875—1960 гг.) обосновал ветвь наблюдательной науки — астробиологии, доказывая наличие растительности на Марсе. По мере развития уровня знаний о Марсе вероятность наличия биосферы на нем все падала. Особенно важным было установление низкого атмосферного давления, ниже тройной точки воды (среднее давление 5,4 мбар вместо предполагавшегося около 100 мбар), что исключает возможность существования жидкой воды на поверхности, так как лед прямо сублимируется в атмосферу.

В то же время, учитывая приспособляемость живых организмов, создающих внутри себя особое термодинамическое поле, вероятность повышенного порового давления в марсианском грунте и т. д., одной из важнейших задач американских космических кораблей «Викинг-1» и «Викинг-2», работе которых мы обязаны основным пополнением наших знаний об этой планете, считалась задача поисков простейшей жизни на Марсе. Специальная установка должна была обнаружить признаки метаболизма. Она обнаружила некоторый избыток кислорода в грунте, который большинством исследователей расценивается как результат образования перекисных соединений под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца. Тем не менее вопрос о простейшей жизни на Марсе остается открытым. Там нет выраженной биосферы, но пока не может быть исключена вероятность существования простейших организмов, которые следует искать у границ мерзлого грунта, где возможно существование жидкой воды. Ввиду принципиальной важности этого вопроса очевидно, что работа в этом направлении будет продолжаться.

Другим возможным, а может быть, и более перспективным, чем непосредственные поиски организмов, путем поисков внеземной жизни является поиск следов биогеохимической деятельности организмов, так как их существование вряд ли мыслимо вне циклических процессов обмена элементами, которые и составляют основу жизни. Это путь поиска признаков взаимодействия вещества с простейшей биосферой или былыми биосферами.

Так или иначе, пока именно Марс является единственной планетой, оставляющей тень надежды на реальность внеземной жизни в пределах Солнечной системы.

* * *

По удаленности от Солнца Марс представляет собой четвертую планету, а относительно Земли — первую внешнюю планету, которая замыкает собой группу планет земного типа.

Полный оборот вокруг Солнца Марс совершает за 687 земных суток и движется в ту же сторону, что и Земля, со скоростью 24,1 км/с. Длительность марсианских суток определена с большой точностью — 24 час 37 мин 22,62 с, т. е. они всего на 40 мин длиннее земных суток [23]. Максимальное расстояние Марса от Солнца 249,1 млн. км, минимальное — 206,7, а среднее — 227,9 млн. км. Через каждые 2 года 50 дней Земля обгоняет Марс на целый оборот. Положение, когда Марс и Земля находятся по одну сторону от Солнца на одной прямой, называется противостоянием. Поскольку орбита Марса более эллиптична, чем у Земли (эксцентриситет 0,093), условия наблюдения за ним заметно меняются от противостояния к противостоянию. Максимальное удаление Марса от Земли составляет $10{,}12 \cdot 10^7$ км. Когда орбита Марса находится на ближайшем расстоянии от орбиты Земли ($5{,}57 \cdot 10^7$ км), противостояние называется великим. Оно повторяется через каждые 15 или 17 лет [23]. Последнее великое противостояние было в 1956 г. и в 1971 г., а последующее наступит в 1986 г. Наклон экватора Марса к плоскости его орбиты почти такой же, как у Земли, и равен 25,2°, а направление оси остается неизменным в пространстве [23]. По этой причине смена времен года на Марсе в общем протекает так же, как и на Земле, только их продолжительность почти вдвое больше земных.

Поскольку на Марсе не существует водных морей и, таким образом, нет уровня моря, уровенная поверхность (горизонталь 0 км высоты) определяется гравитационным полем в комбинации с поверхностью, на которой атмосферное давление равно 6,1 мбар (тройная точка на фазовой диаграмме H_2O). Уровенная поверхность аппроксимируется трехосным эллипсоидом с большими полуосями A=3394,6 км, B=3393,3 км и с малой полуосью C=3376,3 км [49, 83]. Большая полуось A пересекает марсианскую поверхность на 105° з. д.

Масса Марса $6{,}4188 \cdot 10^{26}$ г. Средняя плотность Марса заметно меньше средней плотности Земли и равна 3,961 г/см³, а ускорение силы тяжести в 2,6 раза меньше, чем на Земле, и составляет 373 см·с$^{-2}$. Скорость убегания с Марса равна 5,2 км/с. Марс имеет два спутника (Фобос и Деймос), средний диаметр которых 22 и 12 км соответственно. Фобос движется вокруг Марса на расстоянии (от центра планеты) 9400 км, а Деймос — на расстоянии 23 500 км.

УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ И КЛИМАТ

Марс, как и Земля, при движении по орбите проходит два равноденствия и два солнцестояния. Периоды, заключенные между этими четырьмя определяющими положениями, соответствуют весне, лету, осени и зиме. Поскольку период обращения Марса вокруг Солнца вдвое больше земного, продолжительность сезонов также вдвое больше. Эллиптичность марсианской орбиты несколько усложняет картину времен года. За счет разной скорости движения Марса по эллиптической орбите марсианские времена года имеют неодинаковую продолжительность. Например, весна в северном полушарии на 52 дня длиннее, чем осень. В течение северной весны Марс находится на большем удалении от Солнца (положение в афелии), а поэтому солнечная радиация, достигающая планеты в этот период, составляет лишь 69% радиации в период ближайшего положения к Солнцу (положение в перигелии). При прохождении Марсом перигелия температура поверхности в подсолнечной точке и средняя по дневному полушарию планеты на 25—30° выше, чем в афелии. По этой причине осень и зима в северном полушарии Марса менее суровые, чем в южном, а южное лето в отличие от северного более жаркое.

РИС. 25. Сезонный ход давления атмосферы на поверхности Марса

А — в месте посадки «Викинга-1»; *Б* — в месте посадки «Викинга-2»; *В* — давление, приведенное к уровню референц-эллипсоида: *1* — «Викинг-1», *2* — «Викинг-2»

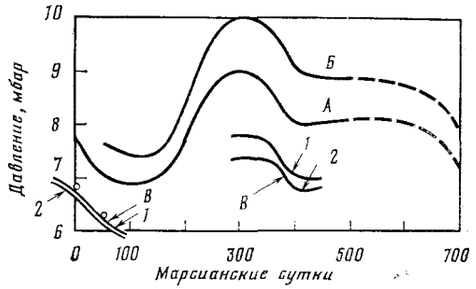
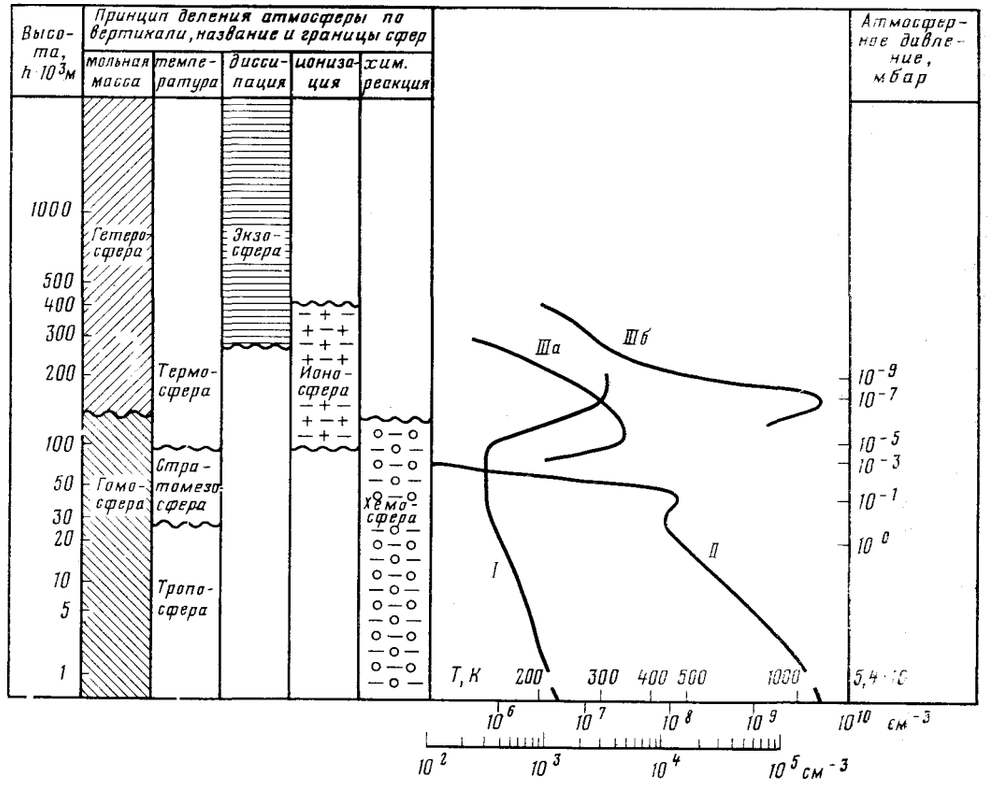


РИС. 26. Схема структуры атмосферы Марса, построенная с учетом данных, полученных с космических станций «Марс-4, 6», «Маринер-9», «Викинг-1 и 2» [2, 5, 10, 23, 69, 86, 118]

Разделение марсианской атмосферы на концентрические слои дается в соответствии с принятой международной схемой структуры атмосферы Земли *I* — температура воздуха; *II* — плотность озона; *III* — концентрация электронов ночью (*а*) и днем (*б*)



Выше уже говорилось, что на Марсе поверхность относимости представляет собой эквипотенциальную поверхность на уровне с давлением атмосферы 6,1 мбар. Поскольку на Марсе существуют колебания высот физической поверхности более 30 км, давление у поверхности планеты колеблется от 3 мбар на возвышенностях до 10 мбар в депрессиях [55, 83], составляя на

среднем уровне около 5,4 мбар [138]. Это более чем на 2 порядка ниже давления земной атмосферы. Смена времен года на Марсе и эффекты, возникающие из-за различия температур дневного и ночного полушария, вызывают периодические сезонные и суточные вариации давления. Кривые сезонных вариаций давления на поверхности Марса в местах посадки КА «Викинг-1 и 2» представлены на рис. 25. Основной причиной сезонных вариаций являются конденсация и испарение главной компоненты атмосферы (CO_2) на полярных шапках. Средняя плотность атмосферы у поверхности оценивается в 0,0166 кг/м³ [118], что соответствует плотности земной атмосферы примерно на высоте 35 км.

Температурный режим марсианской поверхности обусловлен главным образом сезонным режимом поступающей на поверхность солнечной радиации. Кроме того, заметное влияние на температурный режим поверхности планеты оказывают частые пылевые бури, охватывающие нередко всю планету и загружающие атмосферу большим количеством аэрозолей, что приводит к поглощению значительной доли радиации. Поток солнечной энергии на единицу марсианской поверхности в среднем равен 0,0143 кал/см²·с, что составляет немногим более 40% потока на земную поверхность. Эффективная температура Марса (при среднем альбедо 0,25) равна —60° С. Средняя температура на освещенной части поверхности Марса на среднем расстоянии от Солнца —43° С [23]. Как и на Земле, температура поверхности Марса зависит от широты и орографических особенностей, а кроме того, подвержена (более сильным, чем на Земле) суточным и сезонным колебаниям. Разность температур марсианской поверхности между экватором и полюсами (по отношению к средней температуре планеты) достигает 40%, что является прямым следствием преобладающего воздействия радиационных факторов на планете в отличие от динамических, столь характерных для Земли. Максимальные дневные температуры поверхности в экваториальной зоне Марса превышают 0° С и могут достигать +25° С. Темные области Марса в экваториальной зоне обычно на 10—15° теплее, чем соседние светлые области [92]. Однако положительные температуры поверхности на Марсе держатся лишь несколько часов близ местного полудня. В ночное время минимальные температуры опускаются до —90° С. Таким образом, амплитуда суточных колебаний поверхностных температур на экваторе составляет около 100°.

По температурному режиму поверхности полярных областей Марса существуют следующие оценки: в северной полярной области летние температуры (в полярный день) составляют от —63 до —58° С, а зимние (в полярную ночь) от —138 до —128° С; для южной полярной области от —43 до —38° С летом и от —143 до —133° С зимой [58, 82]. Таким образом, приведенная характеристика температурного режима марсианской поверхности указывает на крайне суровые условия на планете, где на всех широтах средняя суточная и годовая температура заметно ниже точки замерзания воды. При этом на экваторе в ночное время наблюдается конденсация водяного пара на поверхности (при $T < -73$° С) с образованием инея и туманов, а зимой в полярных областях температура опускается ниже точки замерзания CO_2 ($T < -126$° С).

АТМОСФЕРА МАРСА

Структура атмосферы. Меньшая по сравнению с Землей сила тяжести на Марсе обусловливает меньшие градиенты плотности и давления атмосферы, а поэтому разреженная марсианская атмосфера гораздо протяженнее земной. Высота однородной атмосферы на Марсе больше, чем на Земле, и составляет около 11 км. Несмотря на сильную разреженность марсианской атмосферы, в ней по разным признакам выделяются те же концентрические слои, что и в земной (рис. 26).

В целом атмосфера Марса подразделяется на две крупные оболочки — гомосферу и гетеросферу. Главной особенностью гомосферы является процесс перемешивания атмосферной массы в результате турбулентности, в ходе которой происходит перемещение и перемешивание не отдельных молекул, а бóльших по сравнению с ними элементов турбулентности. Именно турбулентное перемешивание приводит к распространению в атмосфере тепла и влаги и их обмену по вертикали. Так как в гомосфере турбулентное перемешивание преобладает над молекулярной диффузией, химический состав в этой оболочке не зависит от высоты. Поскольку молекулярная диффузия обратно пропорциональна плотности атмосферы, с некоторого уровня атмосферы этот процесс становится преобладающим и является главной особенностью верхней оболочки — гетеросферы, где имеет место молекулярное диффузионное разделение. Граница раздела между этими оболочками называется турбопаузой, а ее высота зависит от величины коэффициента турбулентной диффузии (K). Для атмосферы Марса этот коэффициент находится в диапазоне $9 \cdot 10^6 < K < 8 \cdot 10^7$ см·с$^{-2}$, что соответствует высоте турбопаузы от 120 до 140 км [10].

Тропосфера на Марсе (область, где температура падает с высотой) протягивается от поверхности до высоты 20—30 км, и ее верхняя граница (тропопауза) колеблется в зависимости от времени года [23]. Средний вертикальный температурный градиент в тропосфере (при ясной атмосфере) составляет 2,5 град/км. Летом в экваториальной зоне планеты этот градиент может возрастать до 3 град/км, а зимой уменьшается до 2 град/км. В нижнем слое тропосферы выделяется термальный пограничный слой (где происходят суточные колебания температуры), который имеет толщину от 4 до 6,5 км [117]. Именно в этом слое в дневное время развивается конвекция. По теоретическим оценкам [67], слой конвекции в марсианской атмосфере может достигать высоты 16 км (при отсутствии постоянного влияния аэрозолей или крупномасштабной циркуляции), однако в действительности конвективный слой не наблюдался выше 8 км. Такая оценка высоты подтверждается данными анализа снимков конвективных облаков на Марсе [43] и расчетами, положенными в основу модели циркуляции марсианской атмосферы [110].

Над тропопаузой находится изотермическая область атмосферы — страто-мезосфера, протягивающаяся до высоты 100 км. Эта область марсианской атмосферы не имеет четкого деления, как в случае Земли, на стратосферу (где температура растет с высотой, а нижняя часть занята озоновым слоем) и мезосферу (где температура падает с высотой). По данным измерений со спускаемых аппаратов [118] обнаружено, что в слое страто-мезосферы ход температуры атмосферы с высотой имеет волнообразный характер (длина волн 17—23 км) при амплитуде волн до 25 К на высоте 90 км. Эти волны могут быть следствием тепловых приливов, связанных с нагреванием и охлаждением атмосферы в приповерхностном слое. Средняя температура страто-мезосферы 140 К (—133° С). В отличие от Земли, где в стратосфере содержится преимущественно весь атмосферный озон (озоновый экран), на Марсе концентрация озона ничтожно мала, и он распределен от высот 50—60 км (нижняя часть страто-мезосферы) до самой поверхности, где его концентрация (по сухой модели) максимальна (см. рис. 26).

Выше страто-мезосферы протягивается верхняя часть атмосферы — термосфера, для которой характерен рост

температуры с высотой в среднем от 140 К в основании слоя до 300 К (+27° С) на высоте 200 км со значительными временными колебаниями.

Примерно с высоты 250 км начинается экзосфера Марса [89]. Преобладающей газовой компонентой здесь становится атомарный водород. Для этой области верхней атмосферы характерны очень большие скорости движения частиц газов, особенно легких (например, водорода), которые диссипируют — отлетают из атмосферы, имея скорости, равные или превышающие скорости убегания из гравитационного поля Марса. Время жизни атома водорода в этой области атмосферы составляет 4 часа [2]. Ввиду очень медленного уменьшения концентрации водорода с высотой этот элемент является основной компонентой самых внешних слоев атмосферы Марса и образует водородную корону, простирающуюся на расстояние около 20 000 км [2]. Непрерывное снабжение верхней атмосферы Марса атомарным водородом (восполняющим диссипирующий водород) происходит за счет фотодиссоциации водяного пара у марсианской поверхности.

В интервале высот примерно от 100 до 400 км находится марсианская ионосфера — область, характеризующаяся высокой степенью ионизации марсианского «воздуха». Ионы представлены O_2^+, O^+ и CO_2^+, а их содержание на высотах от 100 до 400 км — порядка 10^3—10^5 на кубический сантиметр [5, 69]. Концентрация ионов максимальна днем и минимальна ночью (см. рис. 26). Высота пика электронной плотности в зависимости от условий солнечного освещения находится в пределах 110—145 км.

Поскольку на Марсе концентрация озона ничтожно мала и нет озонового экрана, как у Земли, ультрафиолетовое излучение доходит до самой поверхности планеты. В результате этого даже на поверхности Марса активно происходят фотохимические реакции. Слой атмосферы, где происходят химические реакции, называется хемосферой. На Марсе этот слой протягивается от поверхности до высоты около 120 км.

Химический состав атмосферы. Основной компонентой атмосферы является углекислый газ (табл. 5). Из-за конденсации и испарения CO_2 в полярных шапках его количество в атмосфере испытывает се-

ТАБЛИЦА 5. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАРСИАНСКОЙ АТМОСФЕРЫ [102]

Газ	Нижняя атмосфера	
	относительная концентрация, об. %	предел чувствительности
CO_2	95,32	
N_2	2,7	
Ar	1,6	
O_2	0,13	
CO	0,07	
H_2O	0,03*	
Ne	$2{,}5\cdot10^{-4}$	10^{-3}
Kr	$3\cdot10^{-5}$	$3\cdot10^{-5}$
Xe	$8\cdot10^{-6}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$
O_3	$4\cdot10^{-6}$—$2\cdot10^{-5}$	
	Верхняя атмосфера (выше 100 км)	
	концентрация, $см^{-3}$	
NO	10^{-4}	**
O	$(5-10)\cdot10^{-3}$	**
H	$3\cdot10^4$ (выше 250 км)	

Отношение	Отношение изотопов в атмосферах	
	Марса	Земли
$^{12}C/^{13}C$	90 ± 5	89
$^{16}O/^{18}O$	500 ± 25	499
$^{14}N/^{15}N$	165 ± 15	277
$^{40}Ar/^{36}Ar$	3000 ± 500	292
$^{36}Ar/^{38}Ar$***	4—7	5,3
$^{129}Xe/^{132}Xe$	$2{,}5^{+2}_{-1}$	0,97

* Меняется в зависимости от сезона и места.

** Относительно общего количества молекул CO_2.

*** По [101].

Примечание. Средний молекулярный вес газа с указанными в таблице составными частями атмосферы равен 43,486 г/моль.

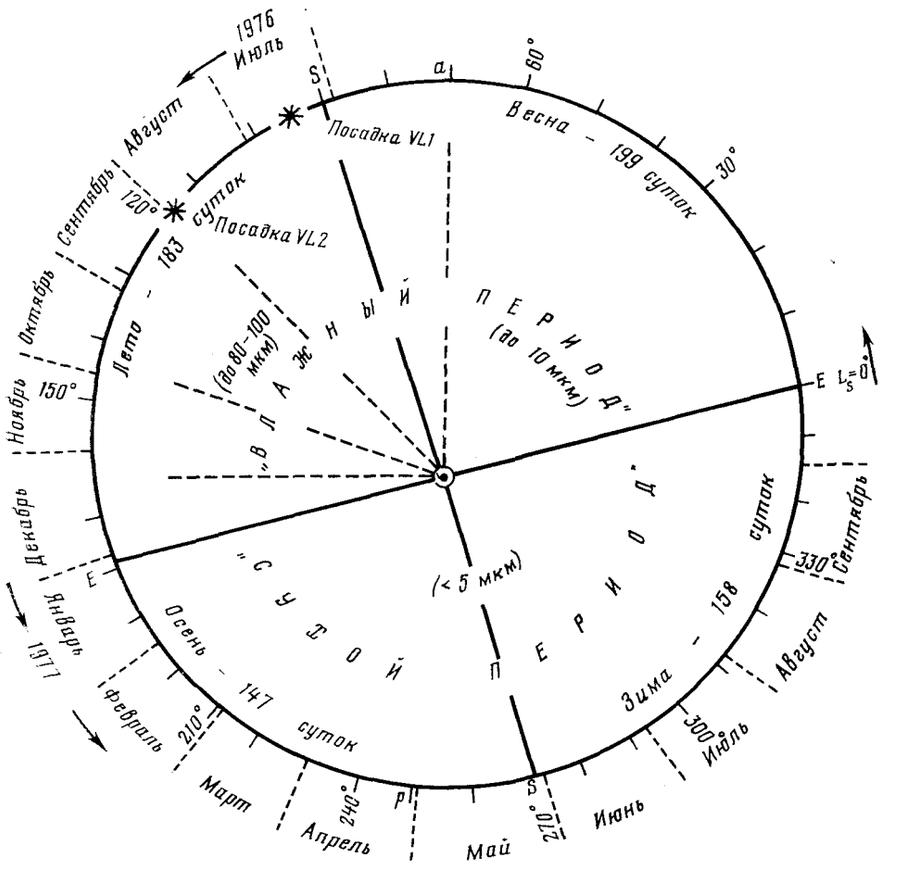


РИС. 27. Марсианские времена года (для северного полушария) и распределение «сухих» и «влажных» сезонов на планете

Содержания H_2O в атмосфере приводятся в микрометрах осажденной воды; *S* — солнцестояние; *E* — равноденствие; *a* — афелий; *p* — перигелий; L_s — планетоцентрическая долгота Солнца; *VL1* и *VL2* — время посадок «Викинга-1» и «Викинга-2» [20, 62, 96]

зонные колебания. Азот в атмосфере Марса составляет менее нескольких процентов. Дефицит азота на Марсе может быть объяснен нетепловым убеганием из атмосферы в результате фотолитической диссоциации молекул азота. Малые компоненты атмосферы включают окись углерода, кислорода, озон и воду. Окись углерода (CO) также является продуктом фотодиссоциации и составляет $8\cdot10^{-4}$ от концентрации CO_2 [23]. Молекулярный кислород (O_2) является продуктом фотодиссоциации как CO_2, так и H_2O в верхней атмосфере Марса. При этом кислород диффундирует в более низкие горизонты атмосферы, где его концентрация достигает величины $1{,}3\cdot10^{-3}$ от приповерхностной концентрации CO_2 [23]. Количество озона сильно меняется, обратно коррелируясь с температурой поверхности, а это дает основание считать, что присутствие водяных паров в атмосфере препятствует формированию озона. Над холодными полярными шапками (зимой) количество озона возрастает примерно в 20 раз по срав-

нению с количеством его над большей частью планеты [38].

Количество водяного пара в атмосфере составляет в среднем 20—30 осажденных микрометров, а его сезонные и суточные вариации находятся в пределах 10—100 мкм [20, 23]. Содержание H_2O в атмосфере Марса примерно в 100—200 раз меньше, чем в атмосфере самых сухих районов Земли. Однако точно так же, как и на Земле, в марсианской атмосфере наблюдаются сильные широтные, сезонные и суточные вариации H_2O, а, кроме того, количество H_2O зависит от абсолютной высоты местности [20, 62]. В каждом полушарии атмосфера зимой «сухая». Водяной пар появляется в ней весной, и к середине лета его количество достигает максимума, следуя за изменениями температуры поверхности (рис. 27). В летней атмосфере северного полушария на всех широтах в утреннее время часто наблюдаются туманы, в то время как зимняя атмосфера южного полушария остается относительно ясной [63].

Глобальное распределение водяного пара было закартировано (с разрешением 10×10°) в период между летним солнцестоянием и осенним равноденствием в северном полушарии [63]. В течение этого периода водяной пар претерпевал постепенное перераспределение, причем максимум содержания перемещался от северной полярной области к экваториальным широтам. При этом общее глобальное содержание пара в атмосфере оставалось приблизительно постоянным и эквивалентным 1,3 км³ льда. Максимальное содержание H_2O (100 мкм осажденной воды, равное 0,1 об. %) зафиксировано летом над темным районом, опоясывающим северную остаточную полярную шапку. В это время года атмосфера надо льдом полярной шапки близка к насыщению [63].

Локальные вариации в количестве пара имеют место только там, где существуют резкие перепады высот поверхности [63]. Над районами с выдержанными уклонами (без резких перепадов) количество водяного пара остается почти постоянным, даже если общие изменения высот очень большие.

Конденсационные явления в атмосфере. Образования конденсационной природы, периодически существующие в атмосфере Марса, представлены белыми облаками (обнаружены еще при телескопических наблюдениях с Земли), а также туманами (или дымками) и полярной мглой, которые открыты в результате исследования планеты космическими аппаратами. Облака, наблюдаемые на высоких уровнях атмосферы (более 20 км), образуются в результате конденсации CO_2. Конденсация CO_2 вносит свой вклад и в образование низких облаков полярных областей. Инфракрасные спектры белых облаков, полученные космическими аппаратами, свидетельствуют о том, что облачные образования состоят из ледяных кристалликов воды [56]. Водяные облака формируются над поверхностью планеты на высотах менее 20 км.

Белые облака на Марсе появляются в различных ситуациях. Крупные облачные образования (до 2000 км в диаметре) часто формируются на средних широтах и существуют в течение недель. Более мелкие облака неоднократно появлялись над возвышенными районами. Их появление чаще всего фиксируется в более низких широтах (в весенний и летний периоды), где они формируются каждый день в послеполуденное время. Наиболее характерные районы появления этого типа облаков — Большой Сирт, Элизий, Эллада, Аркадия, Фарсида и область горы Олимп. Считается, что многие из этих облаков являются орографическими и формируются по мере движения влажного воздуха по наветренным склонам крупных орографических структур. Типичный пример орографических облаков был обнаружен на снимках

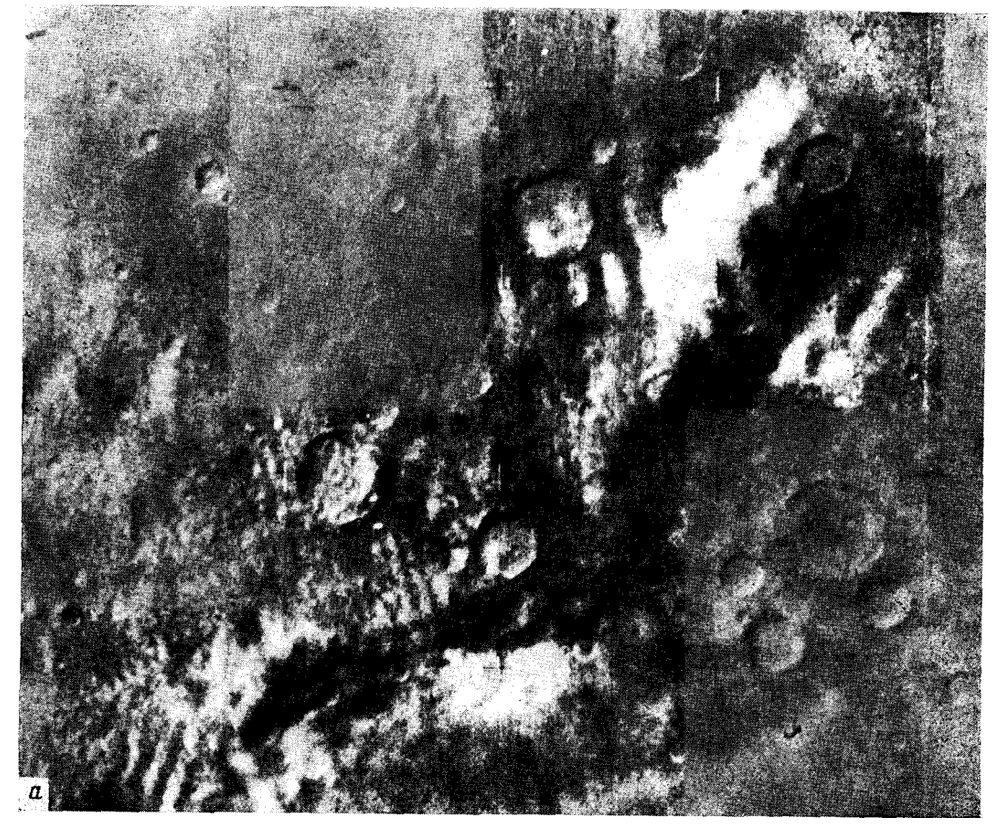


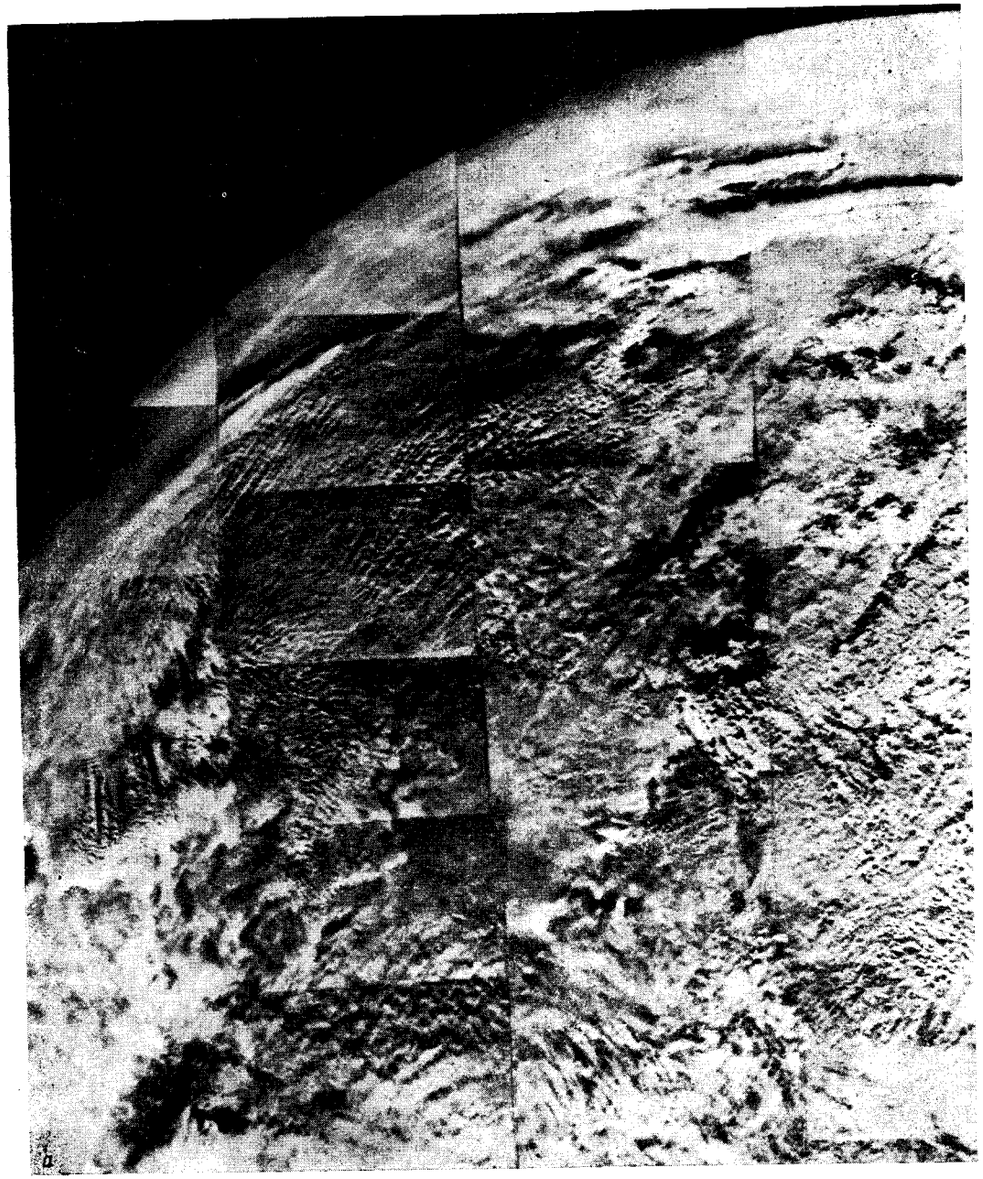


РИС. 28. Конденсационные образования в атмосфере Марса

а — гряды орографических облаков над восточным склоном гор Тавмасия, фото «Марса-5»; *б* — покров облаков вокруг горы Олимп в утреннее время, хорошо видны волнообразные, кучевые и перистые облака; фото «Викинга-1»

РИС. 29. Пылевые образования в атмосфере Марса

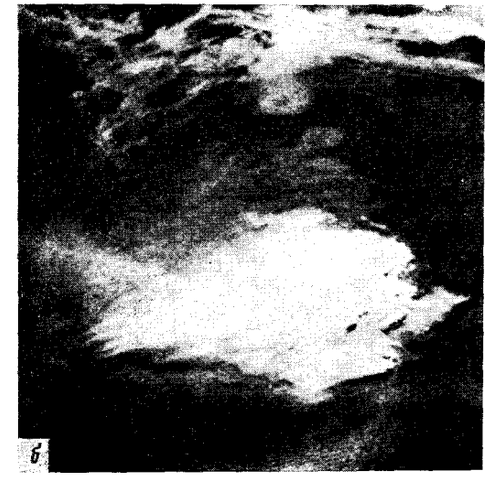
а — плотная пелена пылевых и конденсационных облаков, сквозь которую с трудом просматриваются глобальные формы рельефа (в верхнем правом углу система крупных каньонов Долины Маринер), фото «Викинга-1»; *б* — локальная пылевая буря, возникшая близ Лабиринта Ночи (вверху слева), с четко выраженным фронтальным валом, фото «Викинга-1»



«Марса-5» на восточном склоне гор Тавмасия (рис. 28) [30].

В районе горы Олимп наблюдались волновые, кучевые и перистоподобные облака (рис. 28, *б*). Волновые облака с длиной волны от 2 до 60 км распространялись иногда на сотни километров. Некоторые отдельные облака, наблюдавшиеся к востоку от Эллады, находились на высоте 50 км над поверхностью. Отдельные конденсационные облака зафиксированы над другими неполярными областями планеты, но нигде не были столь постоянными, как в этих двух районах.

Облака и туманы очень распространены близ зимних полярных шапок (так называемая полярная мгла). Плотный туман и облачный покров обычно закрывают северное полушарие с конца лета до ранней весны. Эта северная полярная мгла к северу от 60° с. ш. обычно имеет диффузный характер и лишена каких-либо черт, хотя в конце лета и начале осени здесь наблюдаются конвективные формы облаков. Северная полярная мгла простирается до 40° с. ш., но между 40 и 60° с. ш. ее граница меняется во времени и по положению. Южная полярная мгла никогда не была такой сильной и распространенной во времени и пространстве, как северная мгла. Полярные облака расположены обычно довольно низко над поверхностью и являются довольно тонкими образованиями из льда, H_2O и CO_2.



Самым мощным конденсационным образованием планеты являются, конечно, ее сезонные зимние полярные шапки (мощность их составляет несколько десятков сантиметров), простирающиеся от полюсов до 50° с. ш. и 40° ю. ш. Их ежегодное образование связано с конденсацией около 15% основного компонента атмосферы. Эти образования являются близким аналогом земных снежных покровов, образующихся в зимних полушариях, но в отличие от них состоят преимущественно из твердой CO_2 и газгидрата типа $CO_2 \cdot 6H_2O$. Под этими сезонными шапками (в пределах полярных областей) находятся многолетние остаточные полярные шапки, обнажающиеся летом и состоящие из льда H_2O. Мощность этих ледяных шапок от нескольких метров в периферийной части до 1 км в центре [63].

Пылевые бури. Для марсианской атмосферы характерно постоянное присутствие пыли, что приводит к относительно высокой ее замутненности, в результате чего цвет атмосферы имеет желтый оттенок. Причиной запыленности марсианской атмосферы является развитие частых пылевых бурь на этой планете. Астрономы уже давно наблюдают эти пылевые бури в виде отдельных желтых облаков, а иногда в виде сплошной желтой пелены, охватывающей всю планету.

По спектрометрическим данным в видимом и ИК-диапазонах размер частиц пыли оценивается в 1 мкм [111, 130], а состав их считается силикатным [68]. Вероятно, это глинистые минералы типа монтмориллонита [130]. Кроме того, возможно присутствие менее прозрачных компонентов, таких, как окисел железа — маггемит [70, 111]. Скорость перемещения наблюдаемых пылевых облаков дости-

гает 40—60 км/ч [78]. Развитие желтых облаков на Марсе достигает максимума (до сплошной пелены) в момент перигелия — ближайшего расстояния планеты до Солнца. Пылевые облака бывают трех типов: крупные образования, обычно плотные, подвижные и длительные, которые наблюдались в планетарном масштабе в 1924, 1956, 1971 и 1976—1977 гг.; меньшие по размеру, но более частые образования в виде локализованных желтых облаков; слабая желтая мгла, которая может быть остатком пылевых бурь.

Грандиозное явление развития крупного желтого облака наблюдалось в 1971 г. (великое противостояние), когда советские и американские космические аппараты «Марс-2 и -3» и «Маринер-9» были выведены на околомарсианскую орбиту. В конце сентября 1971 г. яркое желтое облако появилось в южном полушарии около области Геллеспонт и за две недели превратилось в протяженный (ориентированный по широте) пылевой пояс. Неделей позже уже вся планета была скрыта плотной пеленой, и марсианская поверхность оставалась невидимой в течение двух месяцев. В течение глобальных пылевых бурь частицы поднимаются выше 50 км, причем наблюдается тенденция к большему удерживанию их на максимальных высотах в тропиках по сравнению с районами, более близкими к полюсам [34].

Локальные пылевые бури формируются гораздо раньше прохождения Марсом перигелия. Они часто способствуют появлению конденсационных атмосферных дымок (вероятно, пылевые частицы играют роль центров кристаллизации) (рис. 29, *а*). С 1976 по 1977 г. наблюдалось несколько десятков локальных пылевых бурь [78]. Пылевые бури, наблюдавшиеся на плато Солнца, двигались обычно вниз по склону, что связано, вероятно, с большим тепловым контрастом и возникающими по этой причине термическими ветрами, движущимися вниз по склону и провоцирующими возникновение пылевых бурь (см. рис. 29, *б*). Пылевые бури, возникающие на краю полярной шапки, двигаются обычно радиально, от покрытой льдом области, что указывает на особенность местной циркуляции атмосферы, возникающей из-за сильного температурного контраста в прикраевой части полярной шапки.

Слабая желтая мгла в марсианской атмосфере, как правило, наблюдается после крупных пылевых бурь, и она хорошо обнаруживается фотометрическими или поляриметрическими методами. Одним из интересных наблюдений с космических аппаратов является обнаружение высокой замутненности атмосферы Марса (благодаря пылевой мгле) даже в течение периода, когда, как полагали, атмосфера должна была быть ясной [111]. Исследование оптической глубины атмосферы (измеренной под прямым углом) показало, что даже ее минимальное значение не падало ниже 0,3, причиной чего явилось наличие в атмосфере пылевой мглы, оставшейся от предшествующих крупных пылевых бурь. Пылевые бури, которые хорошо наблюдались на орбитальных снимках, оказались незаметными при съемке их с посадочных аппаратов «Викинг-1 и -2». Прохождение пылевых бурь в местах посадок фиксировалось только по резкому изменению температуры, давления и очень слабому потемнению марсианского неба. Слой пыли, осевшей после бури в окрестностях мест посадок «Викингов», составил всего лишь несколько микрон. Все это свидетельствует о довольно низкой несущей способности марсианской атмосферы. Масса пыли в столбе марсианской атмосферы (при оптической толщине от 0,1 до 10), оцененная в период пылевой бури в 1971 г., составляет от $7{,}8\cdot10^{-5}$ до $1{,}66\cdot10^{-3}$ г/см^2 [55]. Таким образом, общий вес пылевых частиц в атмосфере Марса может доходить до 10^8—10^9 т, что соизмеримо с общим количеством пыли в земной атмосфере.

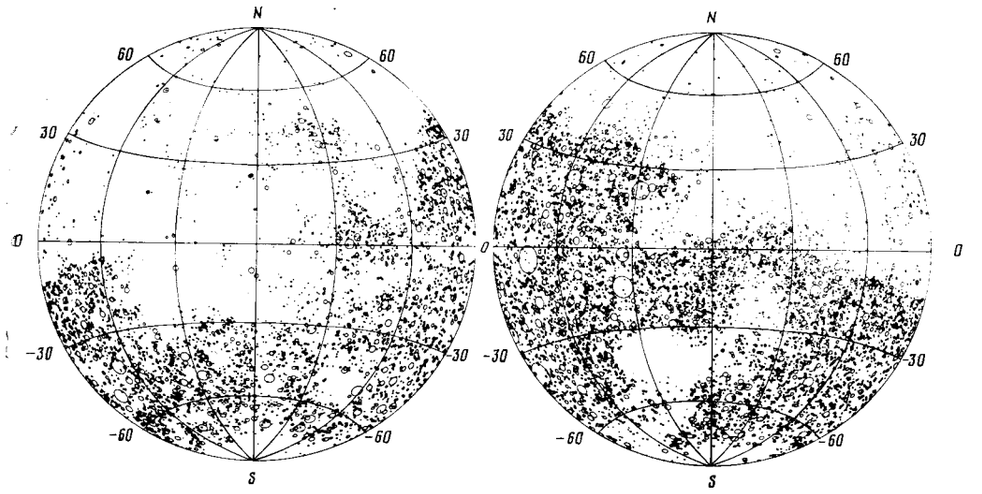


РИС. 30. Карта распространенности марсианских кратеров диаметром более 15 км [96]

РЕЛЬЕФ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Подобно Луне и Земле, поверхность Марса характеризуется четко выраженной асимметрией. Эта асимметрия выражается в том, что в северном полушарии Марса преобладают умеренно кратерированные равнины, расположенные ниже нулевого уровня (своеобразные аналоги лунных морей и впадин земных океанов), а в южном полушарии преобладают сильно кратерированные возвышенные местности (аналоги лунных и земных материков). Эта асимметрия полушарий четко проявляется в плотности распределения кратеров по марсианской поверхности (рис. 30). Приблизительная граница между этими двумя полушариями Марса представляет собой большую окружность, наклоненную к экватору под углом 35°. Эта граница, представляющая собой пояс шириной от 100 до 500 км, отчетливо маркируется не только перепадом высот поверхности, но и системами разломов, формирующих специфическую переходную зону в виде «изъеденных» местностей, переходящих (далее на север) в холмистые местности.

При фотогеологическом изучении Марса на его поверхности выделено 14 типов местности, соответствующих специфическим типам геологических формаций (рис. 31 на вкл.) [96]. Наиболее распространены в различной степени кратерированные равнинные местности (*p*, *pc*, *pm* на рис. 31) и материковые возвышенности (*cu* на рис. 31). Кроме того, на Марсе есть также и ряд специфических типов местностей: вулканические сооружения и равнины, хаотические и холмистые, горные, «изъеденные» и бороздчатые местности, области каньонов и долин, полярные слоистые местности и т. п. (см. рис. 31). В дальнейшем изложении мы не будем охарактеризовывать отдельно каждый из этих типов, которые нередко являются полигенетическими, а дадим описание марсианских образований по принципу генезиса, выделяя ударные, вулканические, тектонические, эоловые, флювиальные, мерзлотные и полярные образования.

Ударные образования. Кратеры, во многом похожие на ударные кратеры Луны и Меркурия, широко



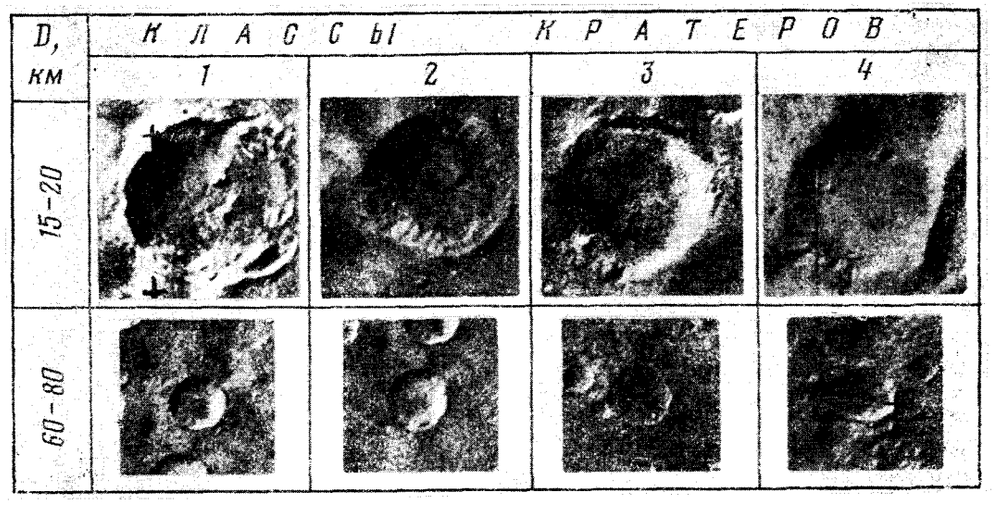
распространены на поверхности Марса [29]. Относительно крупные кратеры (D более 15 км) и кольцевые кратерные бассейны определяют облик большей части южного полушария Марса, формируя упоминавшиеся выше кратерированные местности — аналоги лунных материков (рис. 32). Следует отметить, что по сравнению с лунными материками в кратерированных местностях Марса доля относительно ровной межкратерной поверхности заметно выше, что связано с влиянием какого-то наложенного равнинообразующего процесса, возможно площадного вулканизма или эрозии. Кратеры меньшего размера встречаются практически повсеместно, накладываясь и на крупные кратеры южного полушария, и на вулканогенные образования, особенно широко развитые в северном полушарии, и на другие типы местности, сформированные под воздействием различных геологических процессов. Самые крупные кратеры Марса — многокольцевые бассейны Эллада, Исида и Аргир — имеют диаметры 2000, 1400 и 900 км соответственно. Кроме того, на Марсе известно еще около 20 двухкольцевых бассейнов. В отличие от Луны для Марса характерно отсутствие кратеров менее нескольких десятков метров, что объясняется не только большей активностью эрозионных процессов на поверхности, но и торможением мелких метеоритных тел марсианской атмосферой. Самые малые кратеры Марса, различимые на космических снимках, достигают в поперечнике нескольких десятков метров, что совпадает с теоретическими оценками, основанными на учете торможения метеоритов в атмосфере Марса [66].

Почти все крупные кратеры на Марсе, в том числе и бассейны, относительно неглубокие, со следами интенсивного разрушения и захоронения элементов их строения. Для них характерно плоское днище, часто являющееся ловушкой для эоловых отложений. Их выбросы, как правило, или перекрыты иными отложениями, или

РИС. 32. Южная часть кольцевого бассейна Аргир и его горное обрамление (вид с юго-запада)

На вал бассейна Аргир наложен крупный двухкольцевой кратер диаметром 220 км; фото «Викинга-1»

РИС. 33. Морфологические классы марсианских кратеров двух размерных групп, представляющие собой эволюционную последовательность от молодых форм (*1*) к более древним (*4*) [30]

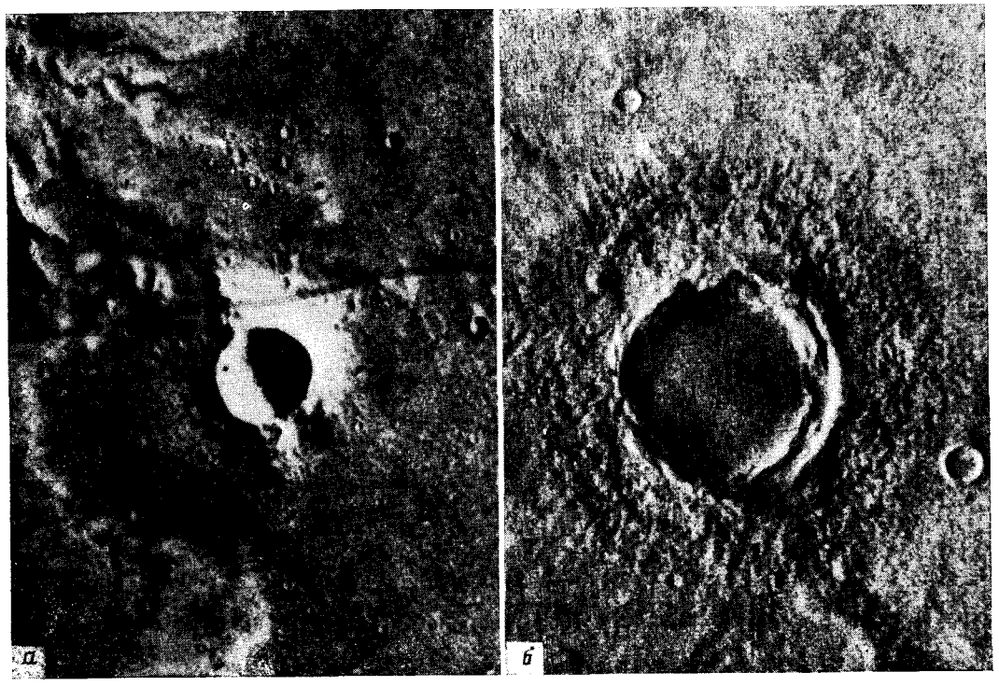


эродированы. Светлых лучей выбросов, которые характерны для многих лунных и меркурианских кратеров, на Марсе практически нет. Малые кратеры тоже обычно достаточно сильно разрушены. В целом популяция кратеров Марса гораздо сильнее разрушена, чем популяция кратеров Луны и Меркурия.

Как и на Луне, кратеры Марса при изучении часто разделяют на морфологические классы (рис. 33), представляющие ряд эволюционной последовательности от молодых форм к более древним [28]. Однако очевидно, что возрастные корреляции кратеров по степени их морфологической выраженности имеют здесь более ограниченный характер, так как широтно-климатические и орографические особенности экзогенных процессов на Марсе приводят к сильным различиям в характере и темпах процессов, разрушающих кратеры. Здесь, например, при смене эолового режима возможны случаи дефляционного «выкапывания» кратеров, ранее захороненных под осадочным чехлом. В целом процесс старения и выравнивания марсианских кратеров заметно отличается от старения лунных форм. В лунных кратерах преобладает процесс постепенного выполаживания и общего сглаживания исходной формы под действием главным образом кратерной бомбардировки при незначительном вкладе гравитационных процессов. Марсианские кратеры разрушаются в основном такими экзогенными процессами, как эоловая, возможно, жидкостная эрозия, и мерзлотными процессами при

РИС. 34. Морфологические типы марсианских кратеров

а — чашеобразный, характерно для кратеров диаметром менее 5 км; *б* — плоскодонный; *в* — с центральной горкой; *г* — с кольцевым возвышением на дне; типы *б*, *в* и *г* характерны для кратеров диаметром более 5 км; фото «Маринера-9»

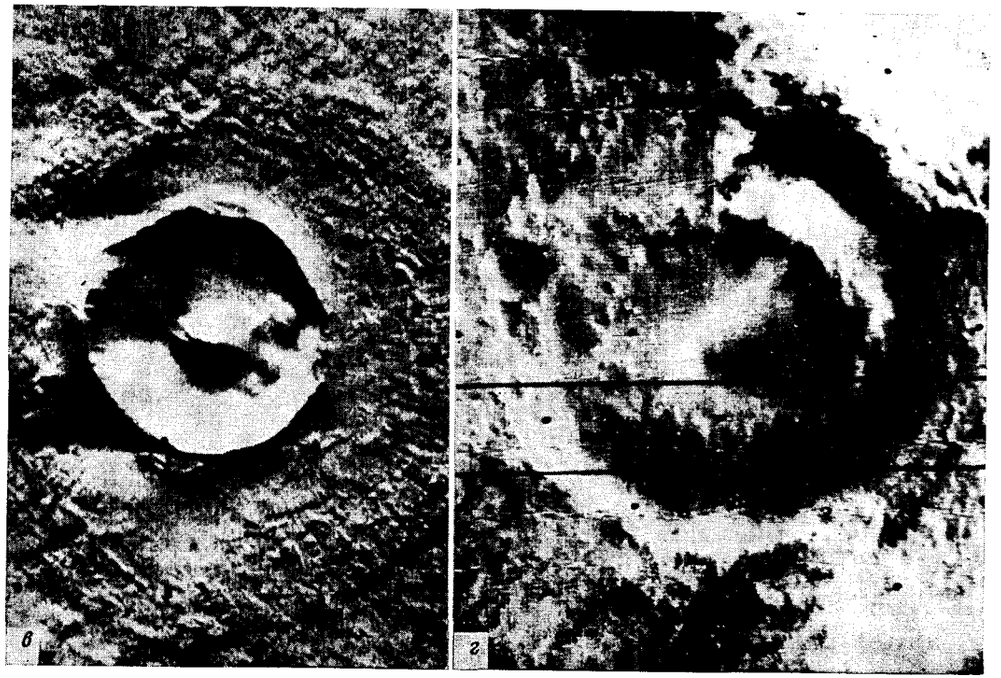


значительном воздействии гравитационных процессов. Для кратеров на Марсе типично отступание склона с приблизительным сохранением его крутизны и развитием подсклоновых шлейфов и педиментов, идущим одновременно с заполнением днища кратера рыхлыми отложениями [30, 64].

Среди наложенных образований, типичных для крупных кратеров Марса и не встречающихся на Луне, следует отметить глубокие борозды, идущие вниз по склону и напоминающие крупные земные овраги и долины временных водотоков аридной и семиаридной зон Земли, а также оползневые и обвально-осыпные формы. Указанные закономерности в развитии внутренних склонов кратеров были установлены во всех типах кратеров [28, 30]. Однако, несмотря на сильно проявленные процессы разрушения кратеров Марса, среди них довольно много форм, достаточно хорошо сохранивших элементы первоначального строения, что позволяет изучать специфику ударного процесса на Марсе.

Свежие малые кратеры Марса (<5 км), как на Луне и Меркурии, преимущественно чашеобразные с хорошо развитым валом (рис. 34, *а*). Судя по малочисленным пока измерениям глубин свежих кратеров Марса, отношение глубины к диаметру в них лежит в пределах $^1/_5$—$^1/_6$, что соответствует глубинам лунных кратеров морфологических классов А и АВ [1].

При более крупных диаметрах (>5 км) чашеобразные кратеры уступают место кратерам более сложного строения, среди которых, так же как на Луне и Меркурии, имеются кратеры с уплощенным днищем, центральной горкой и кольцевыми возвышенностями на дне (рис. 34, *б*—*г*). В целом характер усложнения первичного строения кратеров с увеличением их диаметра здесь примерно такой же,



как на Луне и Меркурии, а пороговые диаметры смены одного типа строения другим здесь обычно меньше, чем на Луне, и в ряде случаев близки к пороговым значениям для Меркурия. Однако вопрос этот пока недостаточно ясен, так как надежной статистики пороговых переходов от одного типа строения кратеров к другому для Марса до сих пор нет. Это объясняется как слабой изученностью этого вопроса, так и тем, что по характеру материала мишени и типам наложенных процессов поверхность Марса отличается гораздо большим разнообразием, чем поверхности Луны и Меркурия. Единичные замеры относительной глубины для марсианских аналогов лунных кратеров типа Рёмер, имеющих здесь диаметр около 10 км, дают значения порядка $^1/_{10}$—$^1/_{12}$, что соответствует значениям, характерным для кратеров этого типа на Луне [1].

Для многих марсианских кратеров типично наличие центральной лунки. Это либо вершинный кратер на центральной горке, либо округлое углубление, окруженное кольцом невысоких горок, либо углубление в центре кратера без примыкающих к нему горок. Считается, что это явление связано с наличием замерзшей воды в породах мишени [139].

Характерной чертой многих свежих кратеров Марса диаметром 10—50 км является специфическое строение выбросов из них в виде системы лопастных потоков (рис. 35). Характерная ширина кольца таких выбросов в среднем близка к 1,5 диаметра кратера, что заметно больше, чем ширина зоны сплошных выбросов на Луне (0,6—0,7) и Меркурии (0,4—0,5). В некоторых случаях на снимках удается различить следы взаимодействия материала выбросов с различными препятствиями (см. рис. 35). Наблюдается обтекание препятствий, причем, судя по тому, что высота препятствий нередко лишь ненамного больше наблюдаемой сейчас мощности потока, можно думать, что после остановки материала выбросов он не подвергался значительной усадке. Считается, что это явление связано с тем, что после баллистического переноса и падения выбросы продолжали двигаться по поверхности как текучая субстанция. При этом вероятной причиной разжижения выбросов может быть плавление льда, входящего в состав пород мишени [48].

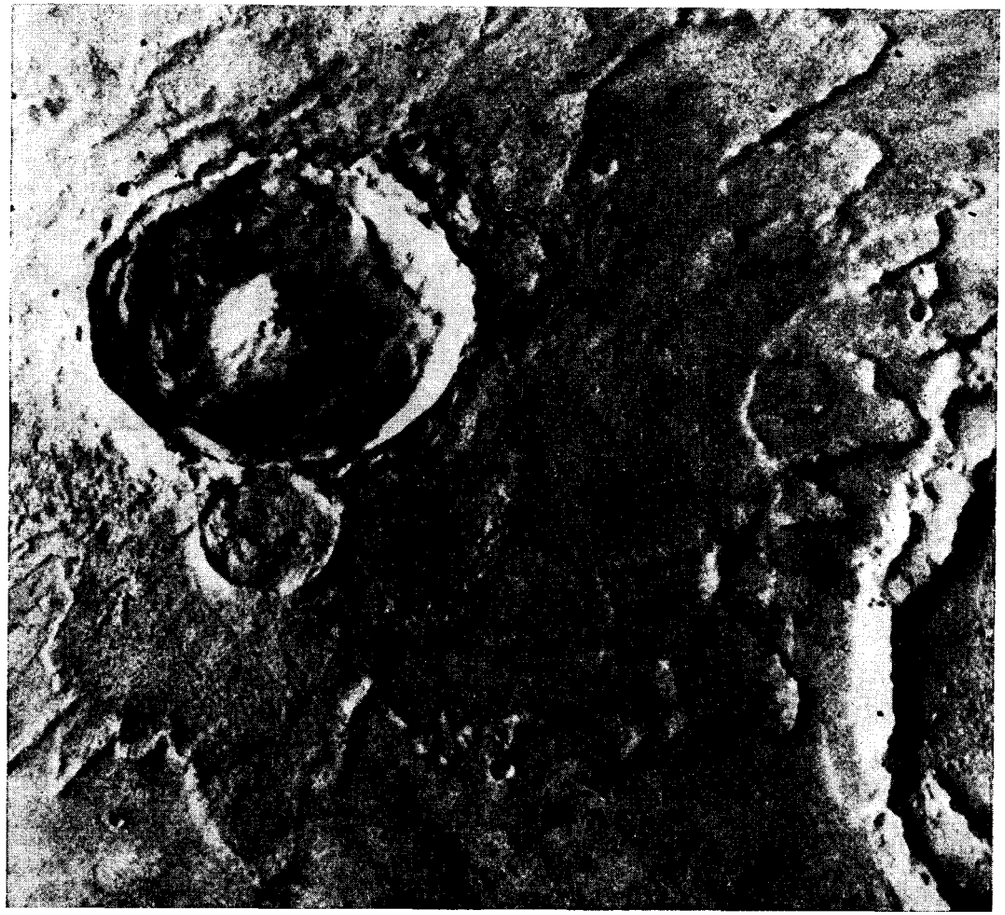
О тектоническом строении Марса. Так же как на Луне и Меркурии, на Марсе широкое распространение имеют элементы ударной тектоники, заложившиеся в период интенсивной метеоритной бомбардировки поверхности планеты, происходившей более 4 млрд. лет назад. В настоящее время они наиболее полно представлены в пределах сильно кратерированных материковых возвышенностей южного полушария Марса. Крупнейшими структурами ударной тектоники являются гигантские ударные бассейны Эллада, Исида и Аргир, осложненные системой радиально-концентрических разломов. Особенно четко эта система прослеживается вокруг Аргиры, где она образует крупноблоковый структурный рельеф горного обрамления в периферийной зоне бассейна. Менее крупные элементы ударной тектоники образуют систему трещиноватости, которая «насыщает» верхнюю часть коры и проявляется на поверхности в виде полигональных контуров валов крупных кратеров (диаметром >20 км) и наследуется системами пересекающихся гряд, образованных в результате последующего интрузивного вулканизма по разломам ударной природы.

В отличие от Луны и Меркурия на Марсе наблюдаются крупномасштабные проявления эндогенной тектоники, что значительно сближает эту планету с Землей. Наиболее активное развитие эндогенной тектоники на Марсе выразилось в асимметрии между северным и южным полушариями, в формировании обширных сводовых поднятий

Фарсида и Элизий. В этих областях проявились наиболее активно главные особенности тектоники Марса, включающие в себя системы гигантских грабенов и разломов (общая протяженность до 1000 км), гряд и линеаментов поднятия Фарсида, каньонов Долин Маринер, провальных депрессий (хаотические местности) и связанных с ними крупнейших долин.

Существующая на Марсе асимметрия полушарий является главнейшей особенностью тектоники планеты, которая, вероятно, отвечает двум типам коры планеты. Раздел между этими разновысотными уровнями прослеживается в виде планетарного уступа, протянувшего на $^2/_3$ окружности планеты. Эта граница раздела подчеркивается системой разломов, обусловившей развитие блоково-останцового рельефа специфической переходной зоны. В настоящее время еще нет достаточной ясности в понимании причин такого строения марсианской коры. Одним из возможных объяснений асим-

РИС. 35. Кратер Юти (диаметр 18 км) с радиальной системой лопастевидных выбросов; фото «Викинга-1»



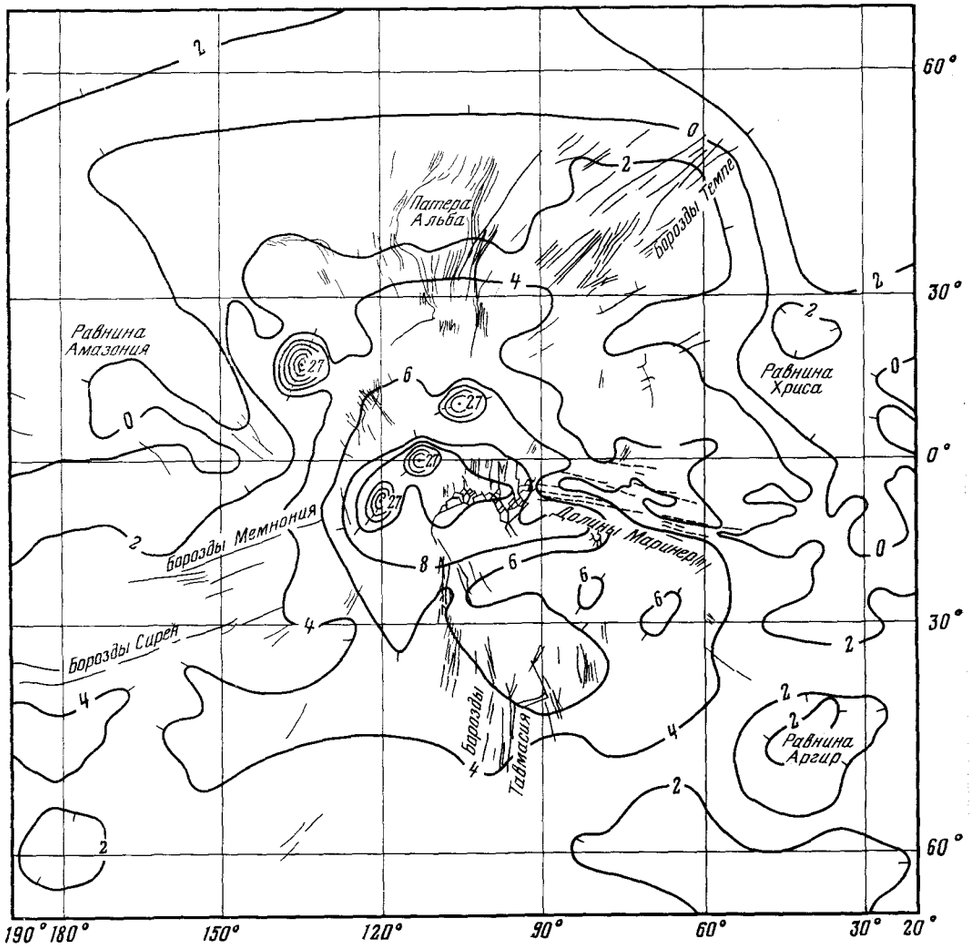


РИС. 36. Гипсометрическая карта области сводового поднятия Фарсида, осложненного радиальной системой грабенов и разломов [45, 49, 96]

Изогипсы проведены через 2 км

метрии Марса может служить проявление конвективных движений в мантии на ранних этапах геологической истории [137]. Самыми впечатляющими тектоническими провинциями, которые усиливают асимметричность поверхности Марса, являются области Фарсида и Элизий.

Область Фарсида представляет собой гигантское сводовое поднятие, занимающее около $^1/_4$ поверхности Марса. Эта область возвышается над древними материковыми возвышенностями более чем на 5 км и осложнена крупнейшими вулканами, поднимающимися над ее центральной частью на 15—17 км (рис. 36). В пользу того, что область Фарсида образовалась в результате вертикальных тектонических движений в виде куполовидного поднятия, свидетельствуют следующие особенности: ярко выраженное высотное

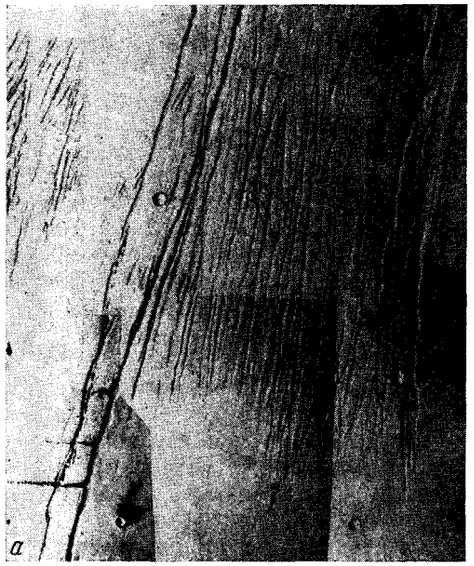
положение области и обширная радиально-концентрическая система тектонических форм растяжения (грабены и разломы), которые четко прослеживаются как по периферии области, так и в виде «окон» среди вулканических местностей ее центральной зоны (рис. 37). «Окна» среди вулканических местностей Фарсиды представляют собой участки древнейших местностей этого плато [105, 108]. Структурные и стратиграфические особенности этой области свидетельствуют о том, что общее поднятие и заложение основной системы разломов произошли до того, как проявился здесь вулканизм. Общая ориентация структурных элементов Фарсиды, превышающих несколько километров в ширину и сотни километров в длину, качественно согласуется с распределением напряжений, возникающих, как правило, при региональном куполообразовании [105], а наблюдаемые различия в ориентировке системы грабенов указывают на длительную историю развития деформаций в пределах платообразного района Фарсида. Помимо систем грабенов, дополнительными чертами этой области являются непарные нормальные разломы, линеаменты, возможно, взбросы, надвиги и цепочки соединяющихся впадин, образующих линейные депрессии. В отличие от Земли, где из-за крайне интенсивных экзогенных процессов тектонические разломы сильно снивелированы и отождествляются на поверхности лишь по структурным особенностям и в основном по косвенным признакам, на Марсе грабены и разломы обнажены поразительно резко и прослеживаются в своем первозданном морфологическом виде на многие сотни и тысячи километров. В пределах области Фарсида серии грабенов и разломов объединены часто в крупные зоны шириной до 300—400 км и длиной от сотен до тысячи километров (см. рис. 37, *а*) или встречаются раздельно. В морфологии грабенов области Фарсида наблюдаются заметные различия. Наблюдаются системы (например, борозды Тантала и Альба) из протяженных и прямых (с параллельными бортами) грабенов, системы грабенов с меняющимися по простиранию шириной и ориентировкой на довольно коротких расстояниях (южная часть плато Сирия). В отдельных зонах грабены сужаются по простиранию, а расстояние между ними увеличивается (восточная часть патеры Альба). Наиболее впечатляющими и крупнейшими системами грабенов (протяженностью до 1800 км) являются борозды Кларитас и Тавмасия. Они имеют юго-восточное простирание, но местами образуют ветвистые системы разломов, а иногда соединяются в единый разлом. Эти две системы оконтуривают крупную грабеноподобную структуру шириной 75—100 км. Такая структура может быть аналогом протоструктуры Долин Маринер в ее начальной стадии формирования [108].

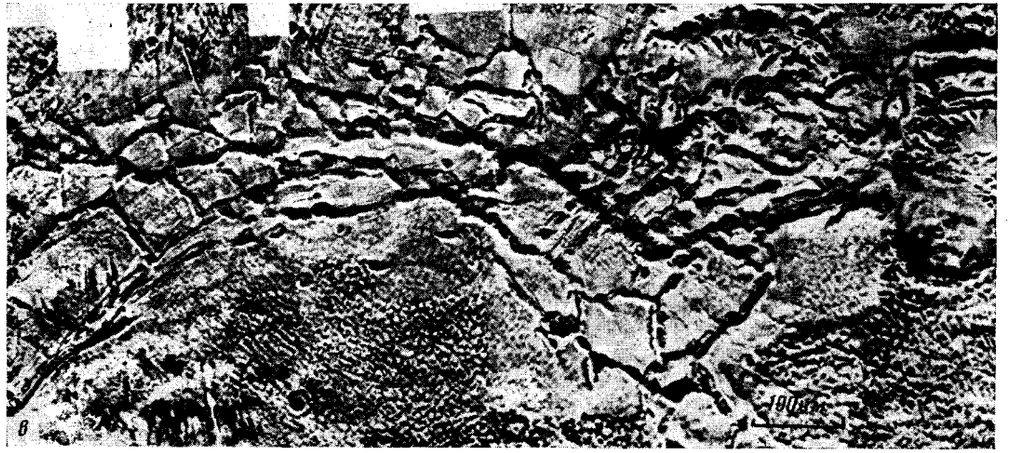
Система разломов области Фарсида, к которой приурочены крупнейшие вулканы Марса, имеет предпочтительную ориентировку с северо-востока на юго-запад, что, возможно, связано с наличием в пределах данной области глубинной ослабленной зоны коры. Анализ морфологии и ориентировки грабенов и разломов Фарсиды позволяет разделить их на две крупные системы с самостоятельными центрами различного возраста [108]. Более древний центр первой системы расположен в северной части плато Сирия (к югу от Лабиринта Ночи), а более молодой центр тектонической активности находится в непосредственной близости от горы Павлина. К первому центру относятся системы разломов Керавнских борозд, разломы юго-восточной части патеры Урании и северной части Лабиринта Ночи, а также ряд изолированных «окон», расположенных повсюду в пределах Фарсиды.

Второй тектонический центр объединяет систему разломов районов борозд Мареоты, Темпе, Мемнонии и

РИС. 37. Грабены и разломы, осложняющие область Фарсида

а — система грабенов и разломов, прослеживаемая в виде «окон» среди вулканической местности; *б* — центральная часть системы каньонов Долин Маринер; *в* — Лабиринт Ночи — система пересеченных и ветвистых грабенов в центральной части поднятия Фарсида; фото «Викинга-1»





Сирен, плато Солнца и отдельные более молодые разломы борозд Кларитас и Тавмасия. Наличие этих двух центров напряжений свидетельствует о смене во времени центров тектонической активности в пределах области Фарсида.

С запада и востока поднятие Фарсида окаймлено двумя крупными депрессиями — депрессией Амазония и «трогом» Хриса, которые протягиваются на тысячи километров в меридиональном направлении. Максимальный перепад высот между центральной частью Фарсиды (Лабиринт Ночи) и самыми низкими поверхностями этих депрессий составляет 10 км (Амазония — Фарсида) и 13 км (Хриса — Фарсида). «Трог» Хриса, кроме равнины Хриса, включает в себя хаотические местности и крупные долины, «вытекающие» из этих местностей.

Самой грандиозной линейной тектонической структурой Марса является гигантская рифтообразная система каньонов Долин Маринер (см. на рис. 31), протянувшаяся на 5000 км от 20° до 100° з. д. в широтном поясе между экватором и 15° ю. ш. По протяженности эту систему каньонов можно сравнить с земными рифтовыми долинами Восточной Африки, однако каньоны Марса значительно шире и глубже,



чем их земные аналоги. Ширина марсианских каньонов местами достигает 100 км, а глубина — 5 км. Высота уступов в бортах каньонов достигает 2 км. Центральная часть системы каньонов Долин Маринер представляет собой огромный прямолинейный рифт (см. рис. 37, *б*), который сформирован в результате раскола коры. К западу этот рифт переходит в широкую зону ветвистых трогов (Лабиринт Ночи) (см. рис. 37, *в*), по всей видимости, представляющих собой систему пересекающихся широких грабенов, сходных по рисунку с «черепаховыми» структурами центральных областей куполообразных поднятий на Земле [4]. В восточной части Долин Маринер центральный рифт граничит с обширной областью хаотических местностей, откуда берут начало несколько крупнейших долин, которые протягиваются далее на север и впадают в бассейн Хриса. Грабеновидная структура каньонов, прямолинейные очертания бортов и четко ориентированные цепочки кратеров вдоль параллельных разломов примыкающих кратерированных равнин — все это свидетельствует о структурном происхождении каньонов, хотя в дальнейшем они расширялись под воздействием эрозионных факторов. Считается, что гигантские каньоны Долин Маринер и граничащие с ними хаотические местности могли сформироваться в результате оттока магмы из этой области в восточном направлении, что послужило возможной причиной образования таких крупных долин, как Симуд и Тиу [115]. В последующие периоды Долины Маринер и хаотические местности были модифицированы склоновыми процессами и эоловой деятельностью.

Изучение структурных и стратиграфических соотношений между типами местностей области Фарсида и привлечение данных по плотности кратеров позволяют примерно восстановить тектоническую историю этой области [137], в которой могут быть выделены следующие фазы: 1) ранний период интенсивной кратерной бомбардировки древней коры (4—4,5 млрд. лет); 2) перестройка коры в северном полушарии, сопровождаемая изостатическим понижением ее поверхности (~4 млрд. лет); 3) интенсивное и длительное воздымание области Фарсида с развитием основной системы радиальных грабенов и разломов (3,5—4 млрд. лет); 4) обширный вулканизм, сопровождавшийся формированием гигантских вулканов с развитием локальных разрывных нарушений, связанных с вулканическими постройками (последние 3,5 млрд. лет). Геологические данные и результаты изучения плотности кратеров позволяют предположительно оценить возраст вулканов области Фарсида от $8 \cdot 10^8$ до $2 \cdot 10^8$ млн. лет [72], и, по-видимому, к этому же интервалу времени относятся локальные разрывные нарушения (радиальные и концентрические грабены и разломы), осложняющие эти вулканические структуры.

Вулканические образования. Для Марса характерны крупные вулканические сооружения типа щитовых вулканов, вулканических куполов и провальных кальдер, что заметно отличает его от Луны и Меркурия. В то же время, так же как на Земле, Луне и Меркурии, на Марсе не менее широко развит площадной вулканизм. Марсианские вулканические сооружения в основном приурочены к трем обширным районам — Фарсида, Элизий и Эллада, причем вулканы области Фарсида выглядят наиболее свежими, а структуры в области Эллада — более деградированными. Ряд вулканов Марса (*v* на рис. 31) поражают своими грандиозными масштабами. Наиболее ярко среди них выделяются четыре щитовых вулкана в области Фарсида; это горы Олимп, Арсия, Павлина и Аскрийская (рис. 38). Диаметр этих структур в основании достигает многих сотен километров, и они поднимаются над нулевым уровнем до 27 км. Самый крупный вулкан на Марсе — гора Олимп—

имеет поперечник около 700 км и поднимается над своим основанием на 21 км (рис. 38, *а*), а средние уклоны ее склонов составляют 5—6°. Почти по всему периметру основания горы Олимп прослеживается уступ высотой в несколько километров, что отличает этот вулкан от других марсианских вулканов.

На Земле самый крупный щитовой вулкан — Мауна Лоа на Гавайских островах — имеет поперечник у основания до 200 км и высоту 9 км над дном океана. Таким образом, общий объем крупнейшего земного вулкана составляет всего около 10% объема горы Олимп. Вулканические горы Арсия, Павлина и Аскрийская несколько меньше горы Олимп, но значительно больше Мауна Лоа.

Как следует из анализа космических снимков, в целом для всех вулканов области Фарсида характерны следующие общие элементы строения: собственно вулканический щит, провальная депрессия (кальдера) на вершине, дугообразные грабены и кратерные цепочки вокруг кальдеры. Вершинные кальдеры имеют следующие размеры: около 80 км у горы Олимп, 110 км у горы Арсия, 45 км у горы Павлина. У горы Аскрийской вершинная кальдера тройная: центральная депрессия с поперечником 40 км, а две боковые — 15 и 20 км (см. рис. 38). Как правило, вершинные кальдеры осложнены террасовидными уступами на внутренних склонах и окружены концентрическими дуговидными грабенами шириной до 7 км, которые часто переходят в кратерные цепочки. При этом диаметры отдельных кратеров примерно равны ширине соседних грабенов [47].

Поверхность склонов щитовых вулканов Марса буквально изборождена радиальными системами лавовых потоков, каналов и гряд шириной в несколько километров и длиной в сотни километров. В распределении лавовых потоков, окружающих гору Арсия, наблюдается четкая системность. Вблизи этой горы (на протяжении 400 км от подножия) лавовые потоки узкие (<3 км), маломощные, с хорошо выраженным центральным каналом, имеющим в отдельных случаях бортовые валы. К периферии эти потоки становятся более широкими (4—7 км) и мощными, и на них исчезают центральные каналы. На расстоянии более 800 км от горы Арсия лавовые потоки существенно расширяются (до 40 км) и достигают максимальной мощности. Такие различия в морфологии лавовых потоков обусловлены более крутыми уклонами поверхности вблизи вулканического щита и возможным изменением вязкости лав с увеличением расстояния от жерла, хотя, возможно, это объясняется различной скоростью истечения лав из жерла на различных высотах поверхности вулкана. Морфология лавовых потоков вокруг вулканов области Фарсида указывает на низкие значения вязкости этих лав, что характерно для лав основного состава [47]. Рассчитанные значения расхода лав, истекающих из марсианских вулканов (на примере горы Арсия), составляют $3{,}5 \cdot 10^{11}$ см^3/с, а оценки вязкости лав дают значения от 3—5 до 60 пуаз [114]. Эти значения вязкости ниже, чем оценки для лав лунных морей, и гораздо ниже, чем вязкость у земных лав.

Для гор Арсия, Павлина и в меньшей степени для горы Олимп характерно наличие крупных лопастевидных образований, протягивающихся на сотни километров от их основания. Эти образования состоят из близко расположенных и одноразмерных холмов (поперечником от 100—500 м) с концентрично-параллельной ориентировкой, которые к периферии сменяются многочисленными близко расположенными параллельными грядами, что придает поверхности полосчатый вид. Отдельные гряды протягиваются на сотни километров параллельно внешнему краю области, часто пересекая лавовые потоки и кратеры. Вероятное объяснение происхождения этого ти-

РИС. 38. Крупнейшие вулканы области Фарсида

а — гора Олимп; *б* — гора Арсия; *в* — гора Павлина; *г* — гора Аскрийская; фото «Викинга-1»



а



б



в



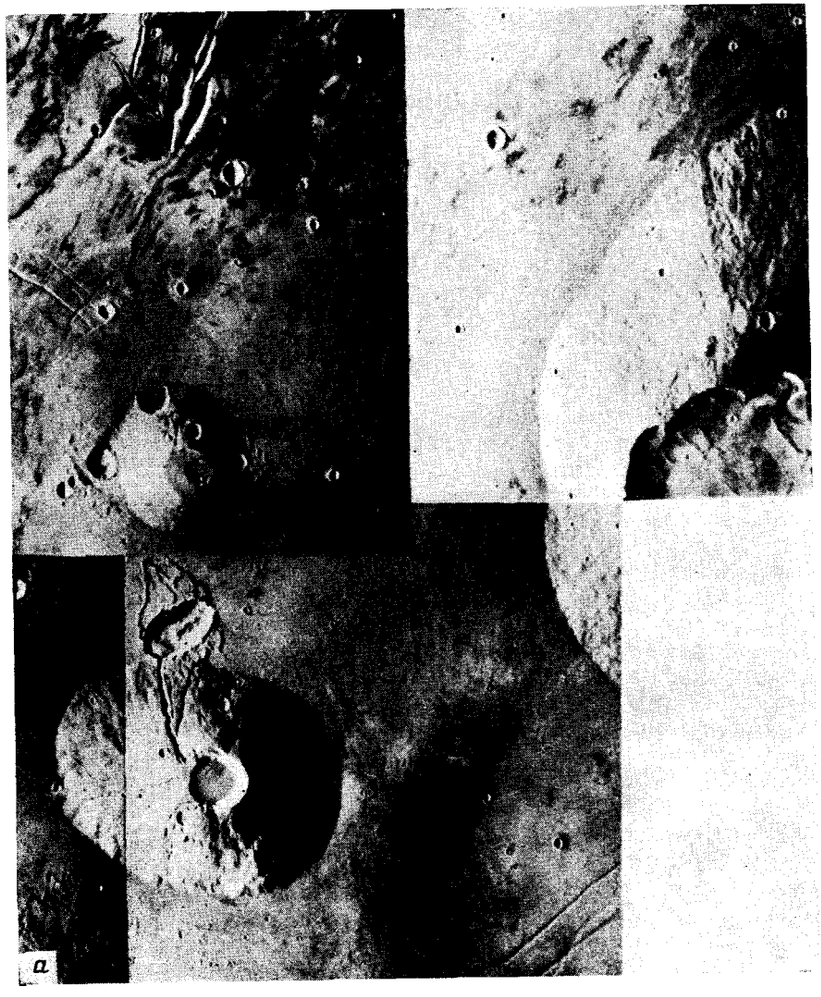
г

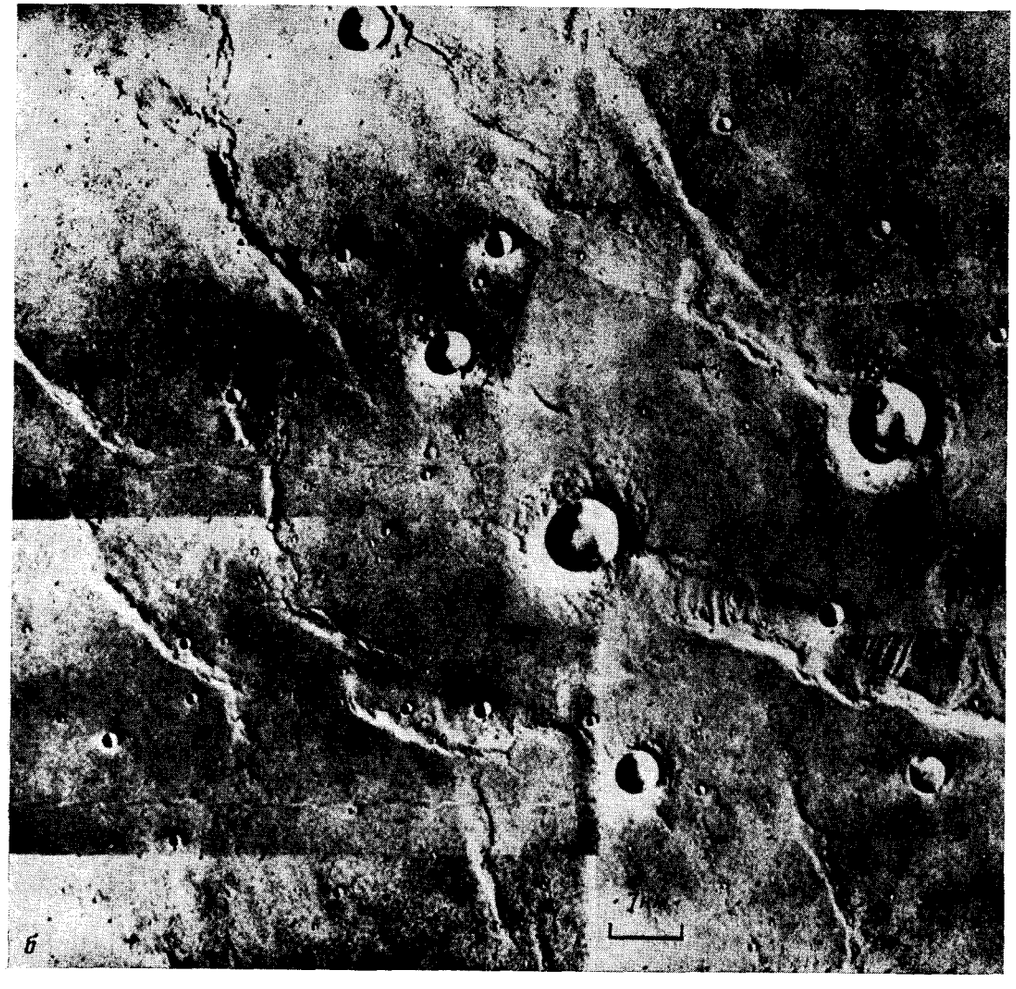
па местности состоит в том, что они образованы в результате огромных оползней, сошедших с краевой части вулканов. При этом системы параллельных гряд могут представлять собой складки (или взбросы сжатия), вызванные движением оползня над подстилающей поверхностью [47].

Кроме гигантских щитовых вулканов, на поверхности Марса есть и более скромные по размерам, но более многочисленные вулканические структуры — вулканические купола. Бóльшая часть этих куполов расположена в области Фарсида. Как правило, это более крутосклонные сооружения, высота которых не превышает 8 км, а вершина часто осложнена многоярусными депрессиями типа кальдер (рис. 39). Самый крупный вулканический купол на Марсе находится в области Элизий — это купол Гекаты с поперечником около 200 км. Другие купола имеют поперечник в десятки километров. В отличие от крупных щитовых вулканов эти купола характеризуются большей плотностью ударных кратеров на их поверхности и большей величиной отношения диаметра кальдеры к поперечнику купола. Это позволяет предположить, что по крайней мере часть куполов в области Фарсида представляет собой остатки более древних и крупных вулканических сооружений, которые были частично погребены под лавами более поздних излияний. Данные о плотности кратеров на склонах крупнейших вулканов Марса предположительно указывают на очень молодой возраст данных структур: гора Олимп — 3—0,7·10⁸ лет, гора Арсия — 4—0,7·10⁸ лет, гора Аскрийская — 4—0,4·10⁸ и гора Павлина — 3—0,9·10⁸ лет [100].

РИС. 39. Вулканические поверхности области Фарсида и равнины Хриса

а — вулканические купола Урания (вверху слева), Керавнский (внизу) и патера Урания (в центре справа) в области Фарсида, фото «Викинга-1»; *б* — поверхность лавовой равнины Хриса, осложненная извилистыми грядами, фото «Викинга-1»



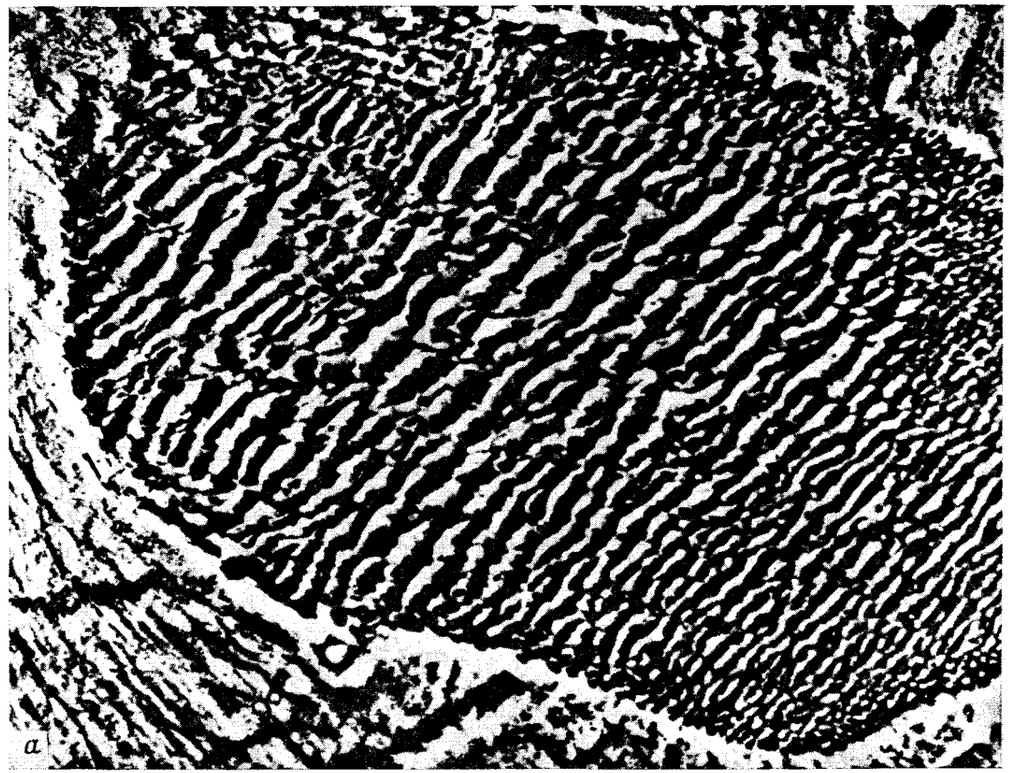


Результатом площадного вулканизма Марса явилось образование вулканических равнин (*pv* на рис. 31), многие из которых приурочены к относительно высоким районам планеты, поднимающимся над окружающей местностью на 6 км (плато Фарсида) и на 4—5 км (область Элизий). На поверхности этих равнин видны многочисленные уступы с фестончатыми краями — фронты лавовых потоков и грядовые формы, столь типичные для лунных морей. Вулканические равнины находятся в тесной ассоциации с охарактеризованными выше щитовыми вулканами и вулканическими куполами. Часто вблизи щитовых вулканов поверхность вулканических равнин представляет собой совокупность многочисленных лент лавовых потоков, спускающихся со склонов и краев вулканов. Вулканическое плато Фарсида протягивается на 4000 км с севера на юг и на 3000 км с востока на запад и в несколько раз превышает такие крупнейшие регионы площадного вулканизма на Земле, как плато Декан в Индии, траппы Средней Сибири и базальтовые покровы Бразильского плоскогорья.

Как уже говорилось, в северном полушарии Марса широко развиты слабо кратерированные равнины. В отдельных местах эти равнины (например, равнина Хриса, район посадки «Викинга-1») по морфологическим чер-

РИС. 40. Формы эоловой аккумуляции на Марсе

а — дюнные поля на днище кратера Проктор; *б* — дюнные поля в краевой зоне северной полярной шапки; *в* — мелкие дюны в месте посадки «Викинга-1»







там очень близки к лунным морям. Здесь, как и в лунных морях, поверхность осложнена уступами лавовых потоков и многочисленными извилистыми грядами (см. рис. 39, *б*). В других случаях, например, в северных равнинах (*р* на рис. 31), которые, очевидно, тоже сложены вулканическими породами, поверхность частично перекрыта молодыми покровами осадочных пород, и аналогия с лунными морями здесь менее выражена. С развитием площадного вулканизма связывают формирование плоских межкратерных участков на южных возвышенностях, происходившее в первый миллиард лет марсианской истории, в период уменьшения метеоритного потока на поверхность планеты. Возраст вулканических равнин Марса от 4 до 0,3 млрд. лет [73, 100, 127].

Эоловые образования. На поверхности Марса обнаружены многочисленные признаки эоловой деятельности. Очевидно, что эоловая переработка происходит практически на всей поверхности Марса, в частности, возможно, что она ответственна за региональные изменения альбедо поверхности, известные по наземным наблюдениям и съемкам с космических аппаратов [16]. Эоловая деятельность на Марсе выразилась в формировании значительных по площади областей эоловой аккумуляции и дефляции. Эоловая аккумуляция на Марсе — это многочисленные дюны, обширные районы эоловых покровов и своеобразные эолово-гляциальные образования — слоистые отложения вокруг северной полярной шапки, характеристика которых более подробно будет дана в разделе «Мерзлотные образования».

Формы эоловой аккумуляции, наблюдаемые на орбитальных снимках «Маринера-9» и «Викинга-1 и -2», представлены большим разнообразием дюнных образований — барханоподобных, продольных, поперечных и диагональных дюн размером от сотен метров до 10 км. Поля этих дюн на снимках высокого разрешения (30—100 м) наблюдаются на всех широтах. Они, как правило, приурочены к днищам крупных кратеров и каньонов и к равнинам (рис. 40). В ряде случаев они представляют собой верхнюю подвижную часть эоловых покровов. Например, в областях северных равнин (Аркадия и Утопия) на обширных пространствах в сотни квадратных километров наблюдаются образования, которые идентифицируются как дюнные формы [87]. Крупные поля эоловой аккумуляции обнаружены в западной части области Фарсида (вблизи патеры Библиды, 2° с. ш., 124° з. д.), занимающие по площади до 100 000 км², состоящие из ориентированных с востока на запад продольных дюн с симметричными склонами. Самые крупные из них имеют среднюю длину около 8 км, ширину 0,5 км при средней длине волны 1,4 км [42]. Преобладающие ветры в описанном районе Марса ориентированы вдоль западного склона Фарсиды, где перепад высот составляет 4—5 км. В отличие от дюнных «морей» вокруг северной полярной шапки эти дюнные поля характеризуются более высоким альбедо [42]. Наблюдается определенное сходство этих дюнных полей с земными песчаными «морями» Восточной Сахары, Аравийского полуострова и центральных пустынь Австралии. Эоловые поля площадью в сотни квадратных километров (состоящие из дюн и барханоподобных форм) встречаются на днище Долин Маринер.

Как показали снимки северной полярной области Марса, полярная шапка здесь окружена темным поясом эоловых «морей» (см. рис. 40, *б*), представленных мегадюнами (аналогом являются мегадюны Сахары и Аравийского полуострова), поперечными дюнами и барханами, у части которых один край (рог) вытянут, что создает форму диагональных дюн [133]. Считается, что базальтовые покровы северных равнин могут быть источником песчаного материала для этих эоловых образований [133]. Наблюдаются признаки того, что дюны активны и в настоящее время,— их движение происходит быстрее, чем испарение льда полярных шапок [133]. Кроме того, на собственно ледяных поверхностях полярной шапки обнаружены уплощенные дюны с высоким альбедо. Они могут состоять преимущественно из снега с примесью пыли [133]. Земным аналогом этих дюн могут быть снежно-песчаные дюны, распространенные в оазисах Антарктиды (Земля Виктории). Микроформы эоловой аккумуляции обнаружены на панорамных снимках марсианской поверхности в местах посадок «Викинга-1 и 2» (см. рис. 40, *в*). Эти формы представлены песчаными дюнами с субпараллельными извилистыми гребнями (в поперечнике от нескольких метров до десятков сантиметров) и формами типа знаков ряби (поперечник — десятки сантиметров) [97, 98]. Мощность описанных выше дюнных полей на Марсе (по морфометрическим параметрам дюн и барханов) десятки—сотни метров [42].

Помимо аккумулятивных форм эоловой миграции, на Марсе обнаружены обширные области (преимущественно в северных равнинах) покровных отложений, очевидно, эоловой природы, которые в виде чехла перекрывают более древние кратерированные и вулканические местности, заметно нивелируя их расчлененный рельеф. Местами верхняя часть этих покровов представлена более подвижными эоловыми формами, образующими дюнные поля. Одним из районов распространения покровных отложений является равнина Утопия. Здесь хорошо видно, как осложняющие первичную поверхность (вулканическую равнину) крупные полигональные трещины (размер полигонов 5—15 км) постепенно погребаются под более светлым, осадочным материалом до полного их исчезновения (рис. 41). При этом различия в альбедо поверхности и плотность кратеров на поверхности уменьшаются. Наличие покровных отложений на Марсе подтверждается и результатами инфракрасного теплового картирования [87]. Так, например, область равнины Аркадия (40—50° с. ш., 120—140° з. д.), где рельеф поверхности имеет сглаженные очертания, характеризуется низкими значениями тепловой инерции, что служит указанием на присутствие здесь тонкозернистого покровного материала. Кроме того, наличие покровов фиксируется и по изменению характера распределения кратерных популяций. Для области места посадки «Викинга-2» кривая распределения кратеров характеризуется двумя четкими перегибами (на 1100 и на 800 м), что рассматривается как указание на наличие здесь двух разновозрастных свит покровного материала, из кото-

РИС. 41. Участок равнины Утопия, осложненный полигональными трещинами

По направлению к северу (вверху) полигональные трещины погребаются под покровом осадочного материала; фото «Викинга-2»



рых наиболее молодая представлена покровом из дюнных форм [87].

Следы длительной эоловой аккумуляции обнаруживаются также в пределах каньонов Долин Маринер и на древних материковых местностях (на днищах древних крупных кратеров) в виде слоистых останцовых форм с очень регулярным напластованием осадков. Внутри каньонов Кандор и Ювенты в слоистых отложениях выделяется от 10 до 20 светлых и темных слоев довольно близкой толщины. Основной причиной образования подобных толщ считается длительное отложение эолового материала [40]. Такая четкая последовательность напластований осадков, по-видимому, связана с цикличностью осадконакопления в результате циклических изменений климата на Марсе.

Формы ветровой эрозии (дефляции) часто встречаются на Марсе в виде сильно отпрепарированных кратерных форм и поверхностей материковых возвышенностей (рис. 42). Дефляционные поверхности часто представляют собой «гравированные» поверхности с линейными структурами типа земных ярдангов или мелкоячеистыми образованиями (см. рис. 42, *а*). На снимках высокого разрешения (до 30 м) видно, что

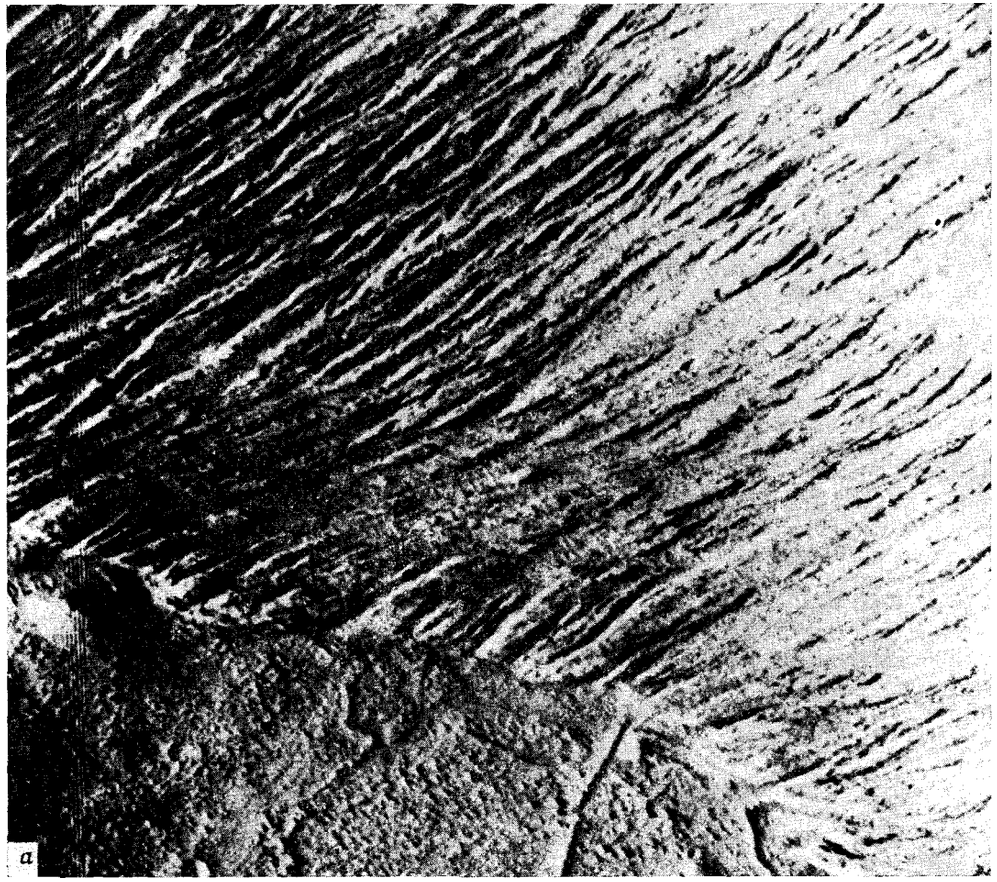
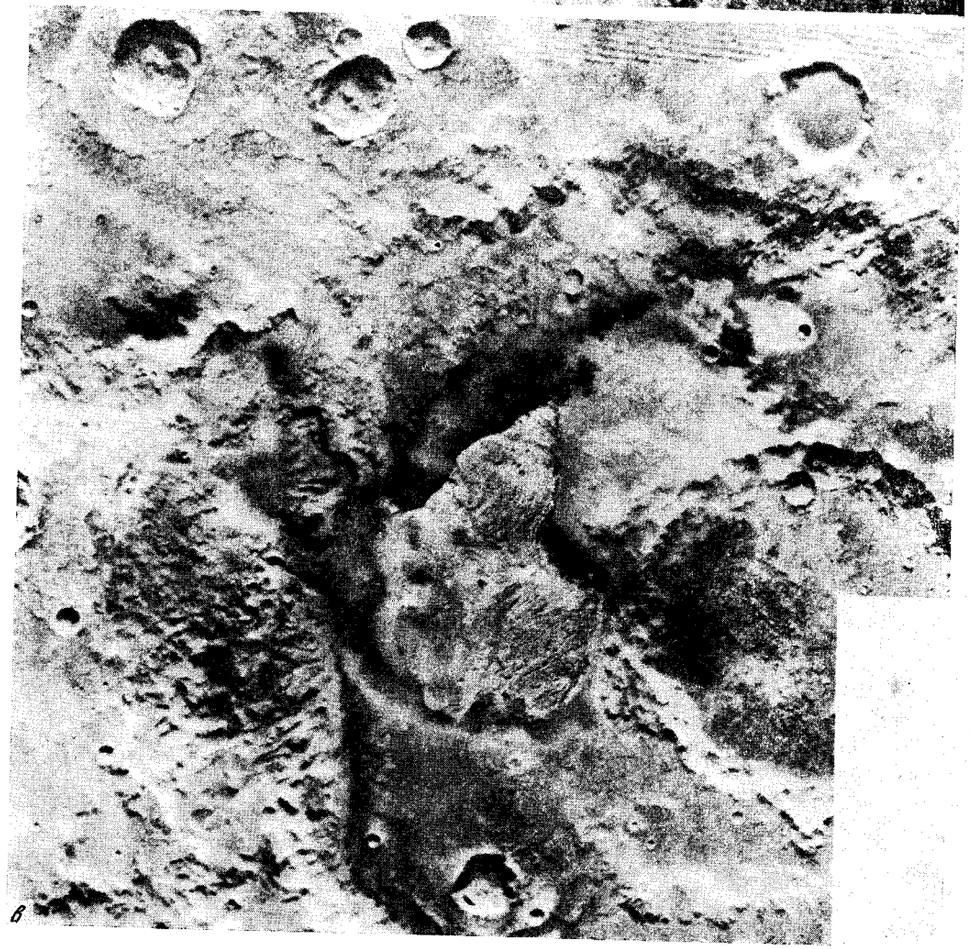


РИС. 42. Формы ветровой эрозии (дефляции) на Марсе

а — «гравированная» поверхность с линейными структурами типа земных ярдангов; *б* — кратеры-ьедесталы; *в* — поверхность древней материковой возвышенности с сильно эродированными кратерными формами и останцами, сложенными слоистыми отложениями

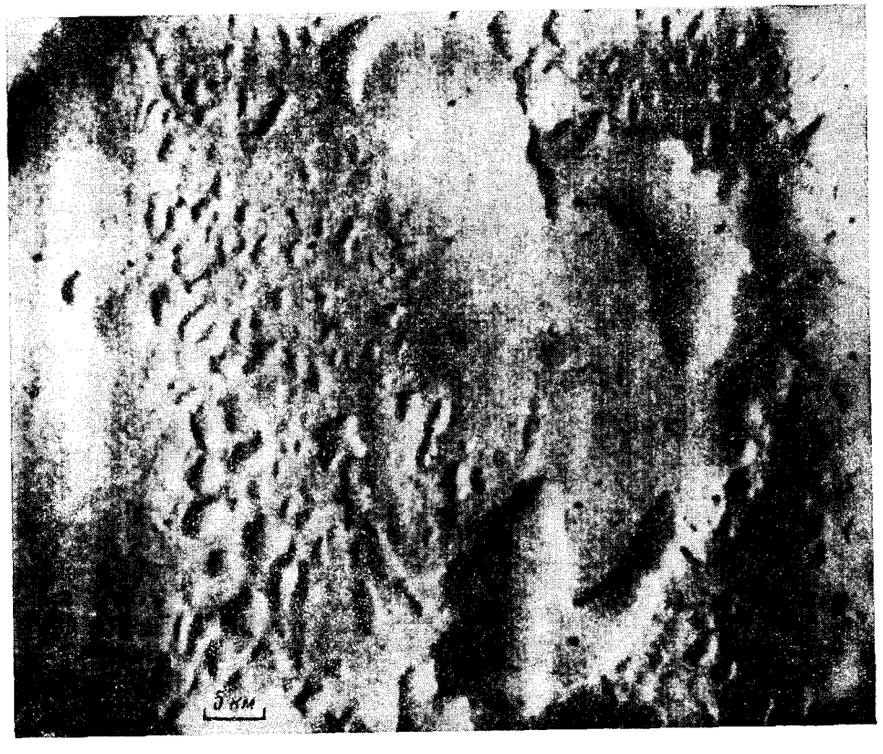




кратерный рельеф древней материковой возвышенности иногда эродирован почти до основания (см. рис. 42, *б*). В областях развития ветровой эрозии одновременно наблюдаются следы ветрового «откапывания» и «захоронения» кратерного рельефа. Дефляция в районах с покровными эоловыми отложениями приводит к образованию специфического холмисто-останцового рельефа и кратеров-пьедесталов (см. рис. 42, *в*). Кратеры-пьедесталы образуются в результате того, что более грубые по составу кратерные выбросы препятствуют выдуванию материала, а по мере ветровой эрозии за их пределами эти кратеры принимают форму останцов. При этом внутренняя часть этих кратеров часто заполнена эоловыми отложениями. Иногда вокруг останцов, сложенных слоистыми отложениями, наблюдаются периферийные котловины выдувания (см. рис. 42, *б*), земным аналогом которых могут служить дефляционные котловины у основания плато Устюрт в Средней Азии. Котловины выдувания наиболее широко распространены на осадочных отложениях вокруг южной полярной шапки, где они образуют целые поля ячеистых депрессий размером от сотен метров до 10 км (рис. 43).

Таким образом, эоловые ландшафты распространены повсеместно на поверхностях различных геологических провинций Марса. Мощность эоловых отложений, оцененная по морфометрическим параметрам эоловых форм, глубине ветровой эрозии, по степени

РИС. 43. Ячеистые депрессии вокруг южной полярной шапки; фото «Маринера-9»



заполнения кратеров и высоте останцов и кратеров-пьедесталов, колеблется от нескольких метров в экваториальном районе до сотен метров в средних и полярных широтах. Однако в отдельных районах экваториальной зоны (на днищах каньонов и крупных кратеров) эти отложения могут быть также значительными по мощности. Увеличение площадей распространения и мощностей эоловых покровов в направлении к полярным областям Марса свидетельствует о существовании сезонной меридиональной циркуляции атмосферы, в результате которой продукты эоловой эрозии выносятся из экваториального пояса планеты к полюсам.

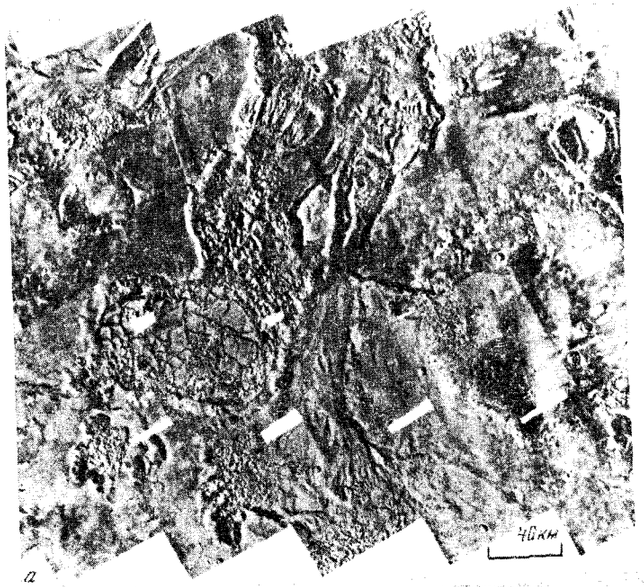
Мерзлотные образования. На поверхности Марса наблюдается ряд специфических форм рельефа, которые служат указанием того, что марсианские породы действительно содержат лед [46]. При этом характерно, что большинство признаков проявления мерзлоты на Марсе представляют собой следствие разрушения мерзлых толщ эндогенными и экзогенными процессами. Кроме того, наблюдаются еще признаки, аналогичные сингенетической мерзлоте на Земле (слоистые толщи полярных областей), и признаки температурных напряжений в мерзлых породах (полигональные образования). Основные признаки проявления мерзлоты в рельефе Марса представляют собой следующий ряд мерзлотных ландшафтов и отдельных форм рельефа: хаотические местности, оползни в бортах каньонов Долин Маринер, «изъеденные» местности в средних широтах, слоистые полярные толщи, флюидизированные кратерные выбросы и полигональные структуры поверхности в средних широтах.

Хаотические местности (*hc* на рис. 31) широко распространены в экваториальной зоне планеты и локально — в средних широтах на границе между северными равнинами и возвышенными материковыми поверхностями. Из морфологического анализа следует, что это образования провально-просадочного типа, сформировавшиеся в результате удаления материала, подстилающего верхние горизонты пород (рис. 44). На снимках хорошо видны следы интенсивного истечения флюидизированной массы из локальных депрессий, образованных в результате просадок верхних толщ отложений. Это привело к формированию крупнейших долин, берущих начало из хаотических местностей. При этом процессе часть блоков породы, образованных при просадках, смещалась в направлении течения (см. рис. 44, *а*), что свидетельствует о катастрофическом истечении материала с большой энергией. Здесь же, в бортах отдельных крупных кратеров, наблюдаются глубоко врезанные выводные каналы. Очевидно, что причиной образования хаотического рельефа служила термическая активность недр, которая привела к проплавлению снизу мерзлых толщ с крупными телами пластовых льдов и к истечению флюида, выносившего огромные массы минерального субстрата по типу грязевых потоков [119]. Такие крупные формы оседания поверхности по морфологии очень сходны с земными термокарстовыми образованиями [65], лишь с тем отличием, что размеры марсианских форм на порядок крупнее своих земных аналогов.

Оползневые формы, наблюдаемые в основании стенок каньонов (см. рис. 44, *б*), нередко имеют во фронтальной зоне мощные лопастевидные выплески грунта длиной 10—30 км. Морфология таких выплесков имеет сходство с морфологией грязевых и селевидных потоков, широко развитых в перигляциальных областях Земли. Сходная картина на Земле наблюдается также при оползании мерзлых отвалов на склонах Хибинского горного массива [12] или при катастрофическом сходе вниз по склону каменных глетчеров (см. рис. 44, *в*). При образовании оползней в марсианских каньонах энергия, реализующаяся при от-

РИС. 44. Признаки мерзлоты в рельефе Марса

а — хаотический тип местности в экваториальной зоне; *б* — оползневые формы в основании стенок каньона Капри. Высота уступов каньона 1,5—2 км, а длина лопастевидных выплесков грунта до 30 км, фото «Викинга-1»; *в* — земной аналог — оползень, возникший при катастрофическом сходе вниз по склону каменного глетчера Шерман на Аляске, по [121]



а



в



б

рыве огромных масс пород со стенок каньонов, вероятно, расходовалась на таяние мерзлых пород, и они приобретали пластично-текущие свойства [15].

Признаки гляциомерзлотных образований особенно широко распространены в районах «изъеденных» местностей. «Изъеденные» местности (*hf* на рис. 31) широко распространены в средних широтах Марса и представляют собой скопления массивов-останцов неправильной формы, от нескольких до десятков километров в поперечнике (рис. 45), отделенных один от другого сглаженными поверхностями понижений. Местами эти местности представляют собой систему пересекающихся долин, разделяющих останцовые возвышенности (см. рис. 45, *а*). Характерной чертой «изъеденных» местностей

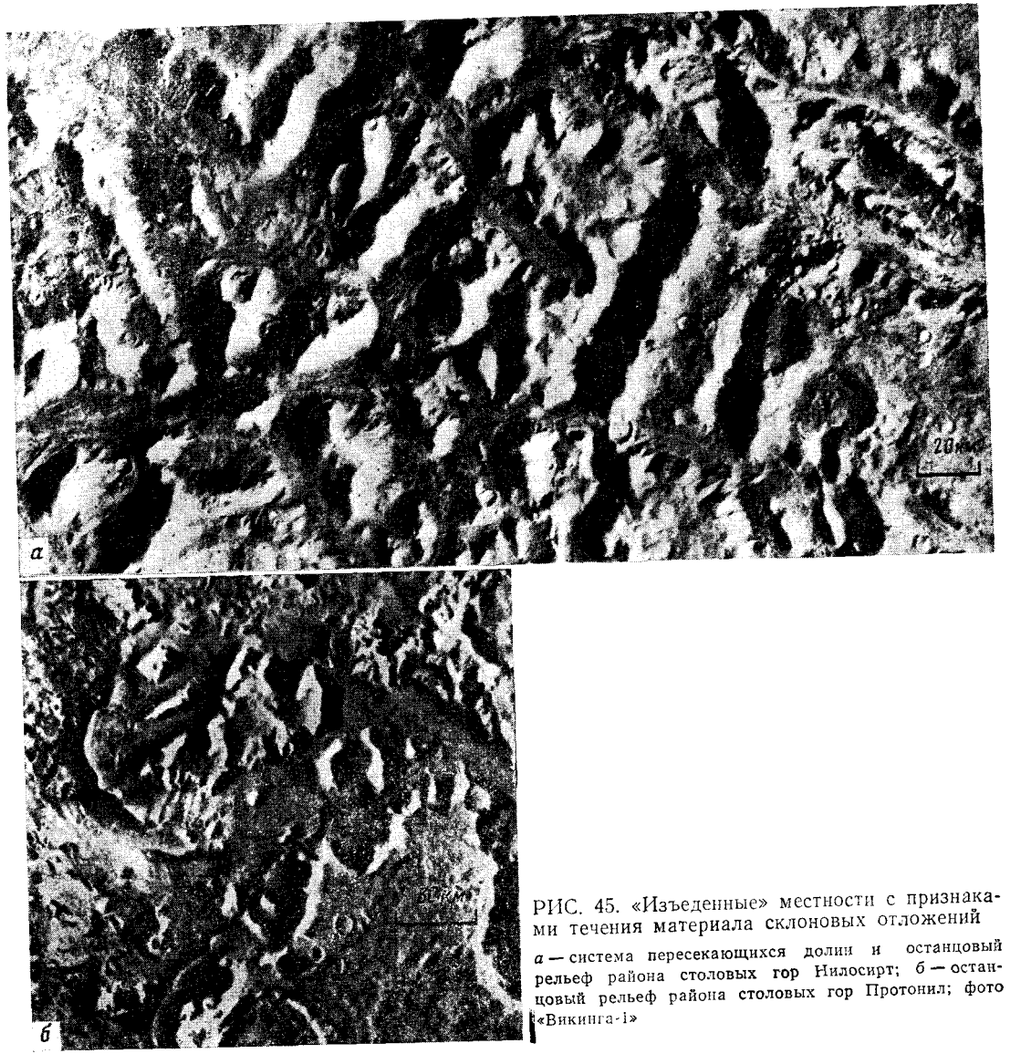


РИС. 45. «Изъеденные» местности с признаками течения материала склоновых отложений

а — система пересекающихся долин и останцовый рельеф района столовых гор Нилосирт; *б* — останцовый рельеф района столовых гор Протонил; фото «Викинга-1»

является интенсивный процесс смещения материала со склонов останцовых возвышенностей и формирование в их основании обширных подсклоновых шлейфов длиной 10—30 км (см. рис. 45, *б*).

Радиально ориентированная полосчатость поверхности шлейфов, обтекание препятствий, сходимость потоков материала, сползающего с противоположных склонов, в единый поток с последующим течением — все это признаки активного перемещения склонового материала по типу вязко-пластичного течения. Общий характер морфологии склоновых поверхностей этого типа местностей имеет определенное сходство с делювиально-солифлюкционными шлейфами в горных районах Крайнего Севера Земли. Поверхность долин между останцовыми возвышенностями в районе столовых гор Нилосирт часто осложнена системой невысоких продольных гряд (см. рис. 45, *а*), создающих специфическую гофрировку поверхности, что напоминает срединные морены глетчеров (или каменные глетчеры) Земли [15]. Эта гофрировка создается в результате сползания с противоположных склонов останцов материала, который заполняет днища долин и продолжает течение вниз по основному уклону долин. В целом для «изъеденной» местности типична слабая кратерированность. Кратеры здесь характеризуются сглаженными очертаниями с признаками заплывания. На поверхности склонов и долин кратеры встречаются крайне редко и имеют заплывший или деформированный (по причине движения материала) вид. Во всем интервале наблюдаемых размеров останцов общей особенностью является то, что их склоны имеют близкую крутизну. Это означает, что процесс склонового сноса материала действует при сохранении крутизны склонов, а разрушение останцовых возвышенностей происходит по типу параллельного отступания склонов [17]. Плосковершинные останцы по мере разрушения сокращаются в размере и становятся островершинными. Впоследствии они превращаются в островершинные холмы, рассеянные среди ровной поверхности, сложенной продуктами разрушения останцового рельефа. Этот процесс планации особенно типичен для средних широт северного полушария. Тот факт, что тип «изъеденных» местностей встречается в довольно удаленных один от другого районах Марса, и наличие в них признаков вязко-пластичного течения материала свидетельствуют о широком развитии на Марсе процессов криогенного редуцирования положительных форм рельефа [17]. Поскольку для такого процесса необходима довольно высокая льдистость (~50%) поверхностного материала, охарактеризованный тип местности можно рассматривать как регионы повышенного содержания льда в марсианских породах.

В полярных областях Марса распространены мощные слоистые отложения (*ld* на рис. 31). На плановых космических снимках они выглядят как квазилинейные, вихреобразные образования, которые на крупномасштабных снимках разрешаются в систему уступов, террас и депрессий иногда причудливой формы, в бортах которых вскрываются мощные слоистые отложения, покрытые ледяным плащом (рис. 46) [95]. Эти отложения представляют собой послойные толщи льда, смешанного с тонкозернистым и лёссоподобным материалом, слагающие остаточные полярные шапки планеты, мощность которых оценивается в несколько километров [57, 95]. Судя по температурному режиму полярных областей, в формировании остаточных («вечных») полярных шапок главную роль играет лед H_2O [81]. Инфракрасное тепловое картирование поверхности Марса показало, что в летний период температура северной полярной шапки не опускается ниже 203 К (—70° С) [81], что исключает возможность

устойчивого существования в этот период года на шапках льда CO_2 и газгидратов. Многовековая повторяемость процесса конденсации водяного пара на полюсах, сопровождаемого аккумуляцией пыли, видимо, привела к формированию слоистой структуры полярных шапок. Эти мерзлые толщи представляют собой ярко выраженный марсианский аналог сингенетической мерзлоты на Земле, формирование которой связано с циклическим осадконакоплением, одновременным с промерзанием. Самый верхний слой этих полярных толщ, сложенный льдом, можно рассматривать как аналог покровного оледенения на Земле. Северная остаточная шапка Марса в настоящее время гораздо крупнее (около 1000 км в поперечнике) своего южного аналога (около 300 км), поскольку южное полушарие в летний период на-

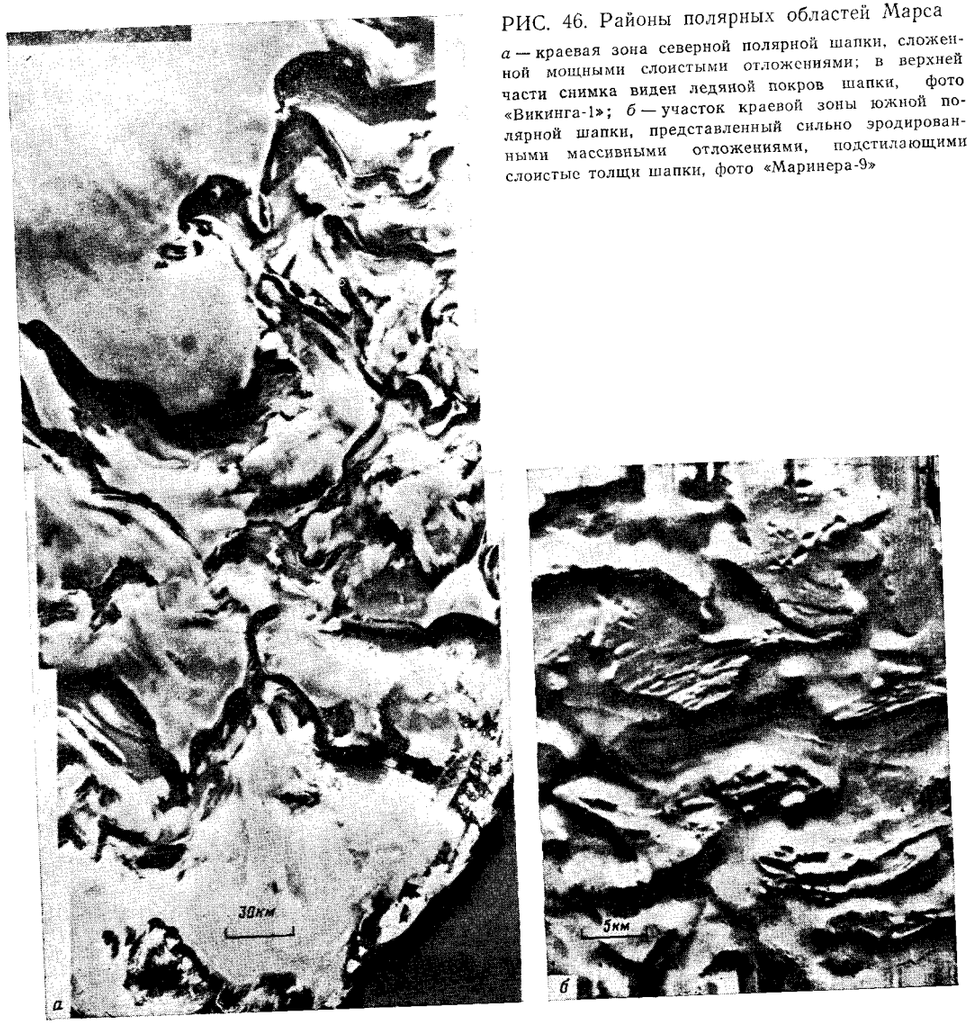


РИС. 46. Районы полярных областей Марса

а — краевая зона северной полярной шапки, сложенной мощными слоистыми отложениями; в верхней части снимка виден ледяной покров шапки, фото «Викинга-1»; *б* — участок краевой зоны южной полярной шапки, представленный сильно эродированными массивными отложениями, подстилающими слоистые толщи шапки, фото «Маринера-9»

ходится в перигелии, т. е. заметно ближе к Солнцу.

За 175 тыс. лет (прецессионный цикл для Марса) изменяются «летние» положения полярных шапок относительно перигелия орбиты Марса, что должно приводить к циклическому чередованию периодов роста и деградации каждой полярной шапки. Слоистые отложения несогласно залегают на более массивных отложениях (см. рис. 46, *б*), осложненных мелкими впадинами и часто имеющими «гравированную» поверхность. Очевидно, эти отложения возникли в результате разрушения и переотложения материала более древних слоистых толщ полярных областей и представляют собой тонкозернистый материал, содержащий лед H_2O.

Таким образом, полярные образования Марса представляют собой вместилище значительных запасов водяного льда. Количество H_2O в остаточных полярных шапках Марса 10^{24} г [57], что на много порядков больше, чем в атмосфере (см. табл. 34). О широком развитии мерзлоты на Марсе свидетельствуют также описанные выше особенности морфологии выбросов из свежих марсианских кратеров. Часто эти выбросы очень похожи на земные селевые и солифлюкционные потоки, хотя их размеры значительно крупнее земных аналогов.

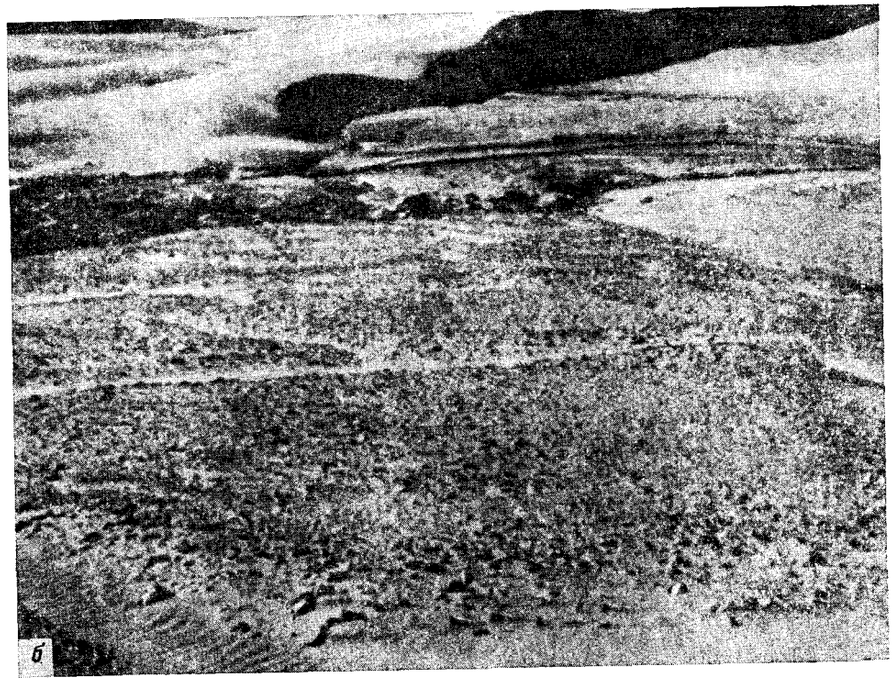
Элементы полигональности на поверхности Марса обнаружены в месте посадки «Викинга-2» (на 47° с. ш.). Полигональные формы образованы системой желобов, ширина которых достигает 1 м, а глубина — 20 см. Размер видимых полигонов от 5 до 10 м. Желоба оконтуриваются валиками (высотой 0,1—0,15 см, шириной 1 м) [98], заполнены тонкозернистым материалом и в отличие от сильнокаменистой поверхности внутри полигонов лишены обломков (рис. 47). На отдельных участках желобов наблюдаются формы эоловой аккумуляции в виде знаков ряби. Подобная картина очень типична для оазисов Антарктиды [93], где при ветровой эрозии полигональной поверхности моренных толщ в межблочных желобах скапливается тонкий песчаный материал, а поверхность полигональных блоков сложена более грубым материалом.

Наиболее вероятным объяснением образования подобных форм на Марсе, по-видимому, является процесс морозобойного трещинообразования при тепловых напряжениях, возникающих за счет быстрого охлаждения поверхности мерзлых пород [15]. В результате многократно повторяющегося заполнения морозобойных трещин эоловым материалом и сублимационным льдом могло, как и на Земле, происходить образование песчано-ледяных жил. Это подтверждается наличием валиков, оконтуривающих желоба, которые появляются в результате расклинивающего действия на вмещающие породы песчано-ледяных жил при их росте [15]. На Земле такой процесс очень типичен для оазисов Антарктиды. Присутствие полигонального рельефа на 40-х широтах Марса (при отсутствии их на более низких широтах) может служить указанием на то, что в подобных областях планеты верхняя граница мерзлоты приближается непосредственно к поверхности.

Флювиальные образования. На Марсе обнаружены довольно разнообразные типы долин, имеющие большое морфологическое сходство с долинами земных рек и представляющие собой свидетельство в пользу того, что когда-то, в геологическом прошлом, на поверхности планеты происходила флювиальная деятельность [19, 28, 36, 88, 90, 107, 120] (рис. 48). Развитие одних долин, вероятно, связано с деградацией (таянием) мерзлоты, генезис других менее очевиден. К первому типу флювиальных образований относятся крупнейшие долины эрозионного типа (Мангала, Маадим, Арес, Нергал и Касэй) — изолирован-



а



б

←

РИС. 47. Сходные формы микрорельфа на Марсе и Земле

а — марсианская поверхность в месте посадки «Викинга-2», осложненная желобами, образующими в плане полигональную систему; *б* — моренная поверхность в Долине Виктории (Антарктида) с системой желобов, развитых над полигонально-жильными трещинами и заполненных эоловым материалом [93]

ные образования длиной 1000—2000 км и шириной от 100—150 до 20—50 км, не связанные с другими долинами и друг с другом, хотя все они находятся главным образом в древнейших сильно кратерированных местностях экваториальной и приэкваториальной зон [88, 120]. Мелкие дендритовидные и склоновые овражно-бороздчатые формы, длина которых менее 150 км, а ширина от 1 до 10 км, также имеют локальный характер распространения [107]. Такая особенность распределения долин может быть объяснена тем, что источники воды находились скорее в верхних слоях литосферы, чем в атмосфере [107, 120]. Недаром крупнейшие долины Марса берут начало из обширных депрессий провального типа с хаотичным рельефом.

Крупнейшие долины (Мангала и Арес) имеют близкое сходство с долинными формами Земли, образованными в результате катастрофического стока больших масс воды. Происхождение их связывают с прорывом на поверхность воды из-за таяния подземных льдов в результате эндогенного разогрева [19, 119]. Многочисленные системы долин между Лунным плато и равниной Хриса (15° с. ш., 55° з. д.) и к югу от плато Солнца (43° ю. ш., 88° з. д.) также могли быть образованы за счет таяния подземного льда в результате локального эндогенного разогрева. Беря начало в этих районах, они спускаются в обширную депрессию равнины Хриса (рис. 49) и на более низкие уровни к югу от плато Солнца (см. рис. 49, *б*). Абсолютный возраст марсианских долин, оцененный по данным кратерной плотности, между 3 и 0,1 млрд. лет [100]. Этот возраст характеризует как время возникновения, так и длительность формирования долин.

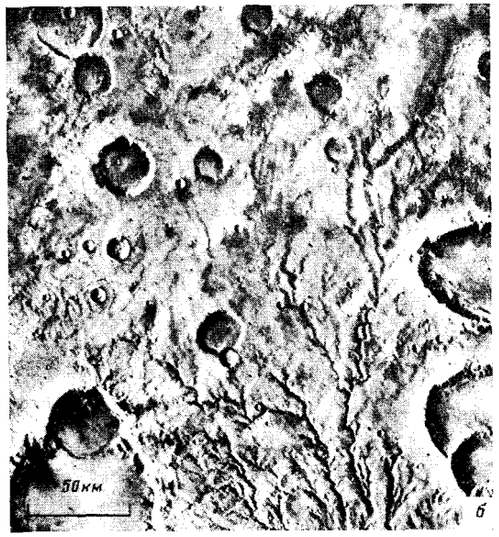
Многочисленные извилистые борозды (см. рис. 48, *б*) приурочены к древним кратерированным возвышенностям в приэкваториальных районах Марса и являются наложенными образованиями по отношению к данному типу местности. Ширина отдельных борозд обычно колеблется от 1 до 10 км, а длина — от 50 до 100 км. Для извилистых борозд очень характерно наличие многочисленных «притоков» в их верховьях. Как правило, извилистые борозды «стекают» по радиальным составляющим с внешних склонов крупных древних кратеров и отдельных возвышенностей (см. рис. 48, *б*). По размерам и морфологическим чертам эти образования имеют близкое сходство с долинами земных рек. Верховья извилистых борозд иногда образуют такую частую сеть «притоков», что напоминают дренажные системы на предгорных возвышенностях в аридных районах Земли. Помимо извилистых борозд, «притоки» наблюдаются и у более крупных долин, например в верховьях долины Нергал, где они образуют дендритовидную систему. Так как эти формы часто образованы в топографически высоких районах и не проявляют заметной связи с вулканическими или мерзлотными образованиями, некоторые исследователи [96] склонны считать их результатом дождевой эрозии в прошлые эпохи истории планеты. Тот факт, что в межкратерном пространстве указанной местности проявляются черты площадного вулканизма, позволяет думать, что эти долинные формы — не столько результат атмосферных явлений (дождей), сколько результат локального таяния льда, содержащегося в мерзлых породах древней коры Марса.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВЕРХНОСТНЫХ ПОРОД

Поверхность Марса покрыта чехлом рыхлого обломочного материала (реголита), в образовании которого важнейшая роль, по-видимому, принадлежит экзогенным процессам (начиная от процесса метеоритной бомбардировки до эоловых, флювиальных, гравитационных и мерзлотных процессов). Мощность реголита (до первого горизонта коренных пород) колеблется от нескольких метров до сотен метров и более. Покровы обломочного материала наибольшей мощности тяготеют к приполярным районам (от десятков и сотен метров в краевых зонах до нескольких километров в центральных) и выклиниваются в экваториальном направлении вблизи широт ±30° [126]. Считается, что выходы скальных коренных пород занимают не более 10% поверхности Марса. Коренные породы, подстилающие марсианский реголит, вероятно, представлены комплексами изверженных и ударно-метаморфизованных пород и в ряде районов могут напоминать мегареголит Луны.

РИС. 48. Долинные формы на марсианской поверхности

а — Долина Нергал (длиной 800 км), прорезающая древнюю лавовую равнину и «впадающая» в Долину Узбой; *б* — дендритовидные, извилистые долины Парана, «дренирующие» древнюю поверхность материковых возвышенностей





Физические свойства. Многочисленные наземные наблюдения и исследования с космических аппаратов показали, что на Марсе существуют постоянные яркостные образования, определяющие характерную для планеты картину темных и светлых альбедных деталей. Как следует из результатов инфракрасного картирования Марса в приэкваториальной зоне (±30°), нормальное альбедо поверхности варьирует от 0,089 до 0,429 при среднем значении 0,214±0,063 [82]. Поскольку для приэкваториальной зоны характерен большой процент темных областей, это среднее значение оказалось меньше, чем среднее значение альбедо Марса в целом, равное 0,25 [80]. Альбедо светлых областей Марса обычно составляет 0,25, а темных — 0,15.

В масштабе нескольких десятков километров (в плане) марсианский реголит с поверхности довольно однороден, и средний размер его частиц оценивается в интервале 0,1—5 мм [21, 22], но есть и более тонкий материал. Резкие суточные колебания температуры, наблюдаемые на поверхности, быстро затухают на небольшой глубине в марсианском грунте и на глубинах 0,5—1 м становятся почти неощутимы. Сезонные вариации проникают на большие глубины, чем суточные, но вряд ли глубже 6—12 м.

По результатам метеорологического эксперимента, температура поверхности грунта днем на 10—30° выше, чем температура атмосферы на высоте 1,6 м, а ночью на 5—7° ниже. Эти колебания температуры марсианской поверхности по амплитуде и по фазе отвечают значениям тепловой инерции, характерным для сухих песчаных грунтов,— от 0,004 до 0,008 [21, 22] и в отдельных районах до 0,017 кал·град$^{-1}$·см$^{-2}$·с$^{-1/2}$ [94]. Этим значениям соответствуют размеры частиц грунта от 0,06 до 5 мм [22, 80].

Значения плотности (ρ) и диэлектрической проницаемости (ε) марсианского грунта (в целом для всей планеты) получены инфракрасными, радиолокационными и поляриметрическими методами, которые дают между собой хорошую согласованность.

Плотность марсианского грунта, оцененная по тепловой инерции, 1,2±

ТАБЛИЦА 6. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТА В МЕСТАХ ПОСАДОК «ВИКИНГА-1 И 2» В СРАВНЕНИИ С ДАННЫМИ ПО ЛУННОМУ ГРУНТУ [97, 123]

Свойства	«Викинг-1»		«Викинг-2»	Луна
	Песчаный участок	Каменистый участок		Глубина 0,1—3 м
Объемный вес, г/см^3	1—1,6	1,8	1,5—1,8	1,5—2
Размер частиц (в поверхностном слое)				
10—100 мкм, %	60	30	30	30—60
100—200 мкм, %	10	30	30	30—35
Угол внутреннего трения, град	20—30	40—45	40—45	35—50
Сопротивление пенетрации, дин/см^2/см	$3\cdot10^4$	$6\cdot10^5$	$6\cdot10^5$	$3\cdot10^5$
Когезия, дин/см^2	—	10^3—10^4	10^4	10^4
Адгезия, дин/см^2	—	10—10^2	—	10^2—10^3
Коэффициент трения, скольжения	—	0,55—0,65	—	0,5—1,0

ТАБЛИЦА 7. СОДЕРЖАНИЕ U И Th В ГОРНЫХ ПОРОДАХ МАРСА И ЗЕМЛИ (В ВЕС.%)

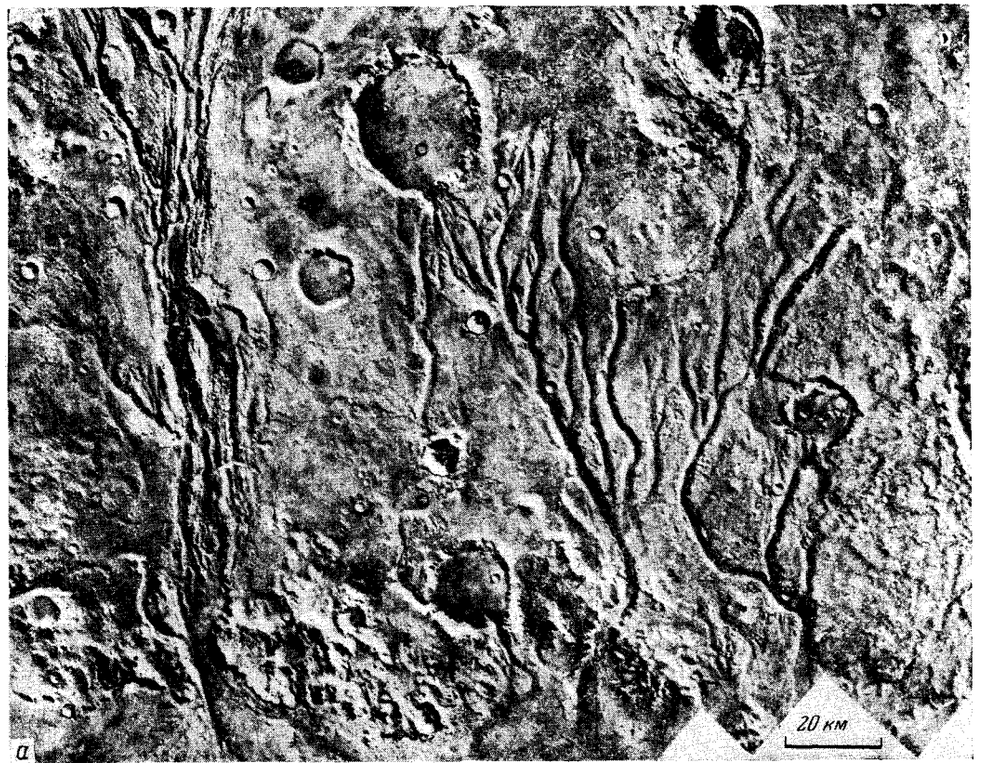
Радиоактивные элементы	Марс [27]	Земля [6]					
		Ультраосновные породы	Основные породы	Кислые породы	Осадочные породы [134]		Среднее по земной коре [26]
					глины	карбонатные	
U	$(1,0\pm0,5)\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-7}$	$5\cdot10^{-5}$	$3,5\cdot10^{-4}$	$3,7\cdot10^{-4}$	$1,2\cdot10^{-4}$	$1,3\cdot10^{-4}$
Th	$(2,4\pm0,5)\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-7}$	$3\cdot10^{-4}$	$1,8\cdot10^{-3}$	$1,2\cdot10^{-3}$	$1,7\cdot10^{-4}$	$5\cdot10^{-4}$
Th/U	2,4	(1,7)	6,0	5,1	3,2	0,8	3,8

±0.2 г/см³ [21, 22]. Средняя плотность для всей планеты, полученная по радиолокации [104], равна 1,7 г/см³, а диэлектрическая проницаемость — 3,5. Эти оценки справедливы во всем диапазоне радиоволн от 3,8 до 70 см. Поскольку глубина проникновения электрических волн (в диапазоне 3,8—70 см) колеблется от нескольких десятков сантиметров до 10 м, получается, что средняя плотность марсианского грунта не зависит от глубины в пределах верхних 10 м [22].

Поляриметрические измерения с космических аппаратов «Марс-3», «Марс-5» дали среднее значение $\varepsilon=3{,}5$ [3]. По этим же данным минимальные значения плотности составили 1 г/см³ с большим разбросом в бо́льшую сторону. Как показал анализ радиолокационных измерений, существуют значительные вариации плотности по долготе [13]. Эти вариации оказались в диапазоне 0,2—2,5 г/см³ при среднем значении плотности грунта 1,4—1,5 г/см³, т. е. средняя оценка плотности по радиолокации заметно выше, чем по тепловой инерции. Причина этого состоит в том, что верхние несколько сантиметров грунта являются менее плотными. При средней плотности грунта 1,4 г/см³ и принятой

РИС. 49. Системы долин на мегасклонах марсианских возвышенностей

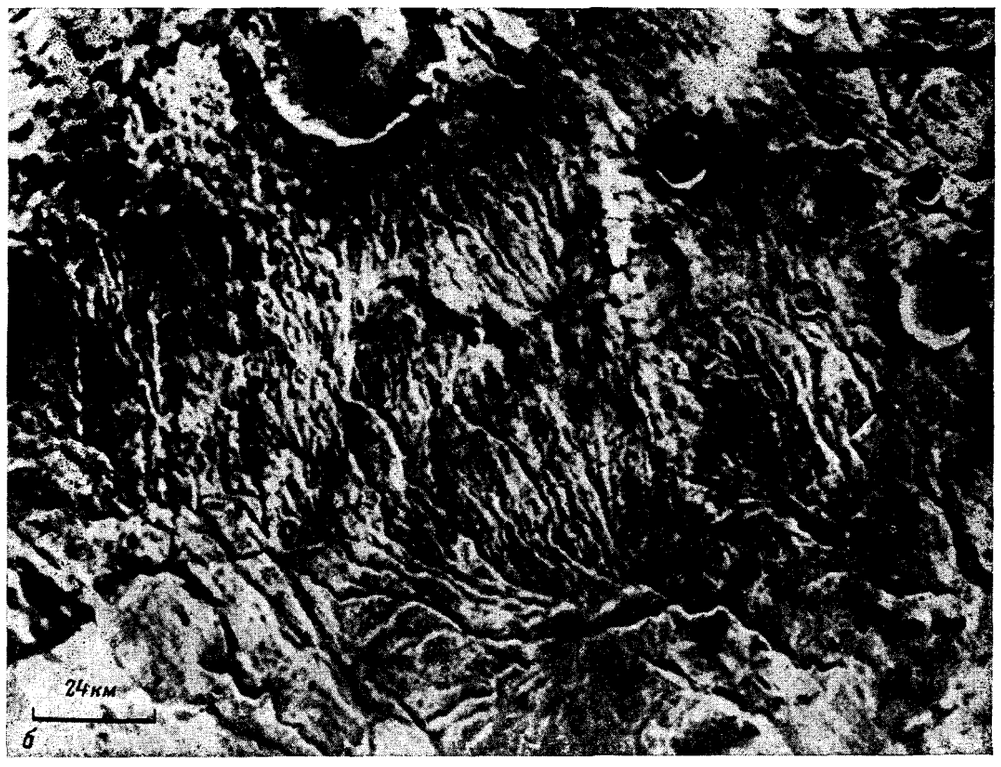
а — долины Маджа, Моми и Ведра (слева направо), осложняющие древнюю поверхность между возвышенностью Лунное плато и депрессией равнины Хриса; *б* — хорошо развитые дендритовидные долины Варрего, «дренирующие» южный склон поднятия Фарсида; фото «Викинга-1»

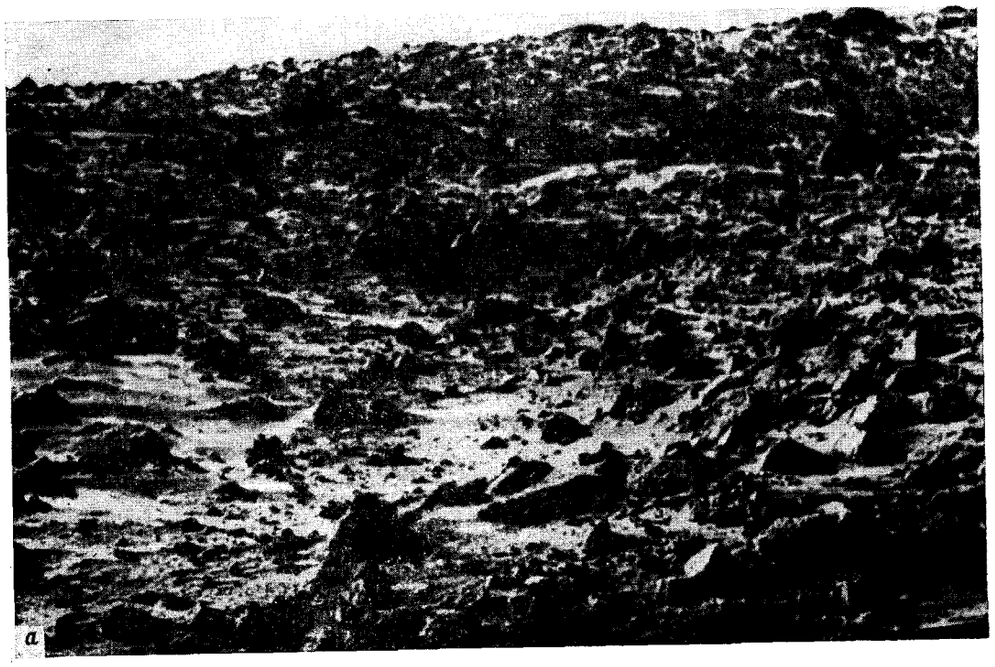


плотности составляющих его частиц базальтового состава 2,8 г/см³ пористость марсианского грунта составляет примерно 50%. Поскольку сила тяжести на Марсе в 2,5 раза меньше, чем на Земле, то трещины в коренных породах будут полностью закрыты соответственно на большей глубине (около 12 км, тогда как на Земле около 5 км). Исходя из этого, можно принять, что плотность марсианского реголита на глубинах в несколько километров будет порядка 2,3—2,5 г/см³, а его средняя пористость составит около 20%.

Для Марса обнаруживается корреляция радиолокационных и инфракрасных измерений с отражательной способностью марсианской поверхности в оптическом диапазоне. В темных областях плотность больше, чем в светлых [25]. Бимодальное частотное распределение данных тепловой инерции на Марсе, которая имеет обратную корреляцию с альбедо, также свидетельствует о том, что на марсианской поверхности, очевидно, существует рыхлый и уплотненный грунт [75]. Измеренные физико-механические свойства грунта в местах посадок «Викинга-1 и 2» суммированы в табл. 6, где для сравнения приведены данные для лунного грунта. На фотографиях места посадки «Викинга-2» видна интересная особенность грунта: наличие на нем корочек, происхождение которых связывается с цементацией верхнего слоя грунта (около 1—2 см) глинистыми частицами и солями.

Результаты исследования марсианского грунта в местах посадок не противоречат утверждению, что рыхлый







←
РИС. 50. Характер поверхности в местах посадок «Викинга-1» и «Викинга-2»
а — район равнины Хриса; *б* — район равнины Утопия

тонкозернистый материал представляет собой в значительной мере эоловые наносы, которые после отложения частично подверглись цементации и переработке другими процессами. При изучении марсианского грунта обнаружено бимодальное распределение обломочного материала с двумя максимумами: около 100 мкм и около 10—20 см [99]. При этом наблюдается явный дефицит частиц в размерном интервале от 2 мм до 1 см, причем многие обломки в этом интервале являются сцементированными фрагментами марсианского грунта. В земных условиях такое бимодальное распределение обломков служит указанием на два различных механизма осадконакопления. Тонкозернистый материал на Марсе интерпретируется как продукт ветровой деятельности и является составной частью обширных покровных отложений, занимающих большую часть областей высоких широт. Камни, наблюдаемые на марсианской поверхности,— это либо выбросы из крупных кратеров, либо обломочный материал, экспонированный на поверхность в результате ветрового выноса тонкозернистого материала [99]. Видимые в местах посадок «Викинга-1 и 2» камни на грунте имеют различные размеры и очертания (рис. 50). Камни часто неправильной формы, напоминают ударные брекчии. Иногда наблюдаются камни с элементами полосчатости, как в осадочных породах и расслоенных базальтах. Бóльшая часть камней испещрена ячеями и имеет кавернозную поверхность. На отдельных участках наблюдаются бугристые образования, которые могут быть выходами скальных пород. Характернейшим свойством марсианских поверхностных пород является их красновато-желтый цвет.

Вещественный состав. Общее представление о составе марсианского грунта в планетарном масштабе получено по спектрофотометрическим измерениям Марса, которые дают информацию о самом поверхностном тонком слое (до десятков микрон) вещества. Наблюдается резкое различие между спектрами отражения участков Марса, представленных светлым и темным материалом. Спектры отражения различных светлых участков планеты очень сходны между собой и похожи на спектры пылевых облаков. Это подтверждает точку зрения, что светлый материал представляет собой крайне однородный тонкозернистый глинистый материал, характеризующийся большим содержанием окислов железа (5—8%) и примесью воды в виде льда [125]. Лабораторное моделирование дает прекрасную аналогию спектров светлого материала Марса со спектрами смесей, включающих гетит, гематит, и глин типа монтмориллонита. Все это свидетельствует в пользу того, что светлый материал — это типичный продукт выветривания коренных пород Марса.

В отличие от светлых спектры отражения темных областей Марса характеризуются меньшим сходством между отдельными районами и представлены менее выветрелым материалом [125]. Это дает основание думать, что материал темных областей Марса в петрологическом и физическом аспектах по составу находится ближе к основным породам, например к базальтам. В видимом оптическом диапазоне светлые области заметно краснее темных [32].

Как известно, на Земле продукты выветривания образуются в результате процессов окисления, гидратации и карбонатизации, требующих большого содержания кислорода и водяного пара в атмосфере. Поскольку современная атмосфера Марса крайне обеднена водяным паром и кислородом, продукты выветривания на этой пла-

нете могут быть и реликтом прошлых геологических эпох, когда существовала более мощная атмосфера. Однако это вовсе не обязательно, так как в современных условиях Марса может происходить фотоокисление минералов как под действием ультрафиолетового излучения, достигающего беспрепятственно поверхности планеты, так и под воздействием озона [77]. Таким образом, области Марса с низким и высоким альбедо можно интерпретировать как выходы неизмененных базальтов (темные области) и продуктов выветривания коренных пород (светлые области) [125].

ТАБЛИЦА 8. КОНЦЕНТРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОБРАЗЦАХ МАРСИАНСКОГО ГРУНТА ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА РЕНТГЕНО-ФЛУОРЕСЦЕНТНОГО СПЕКТРОМЕТРА НА ПОСАДОЧНЫХ АППАРАТАХ «ВИКИНГ-1 И 2» (В ВЕС.%) [51]

Элемент	Образец			
	S1	*S2*	*S3*	*U1*
Mg	5,0±2,5		5,2	20,0
Al	3,0±0,9		2,9	
Si	20,9±2,5	20,8	20,5	20,0
S	3,1±0,5	3,8	3,8	2,6
Cl	0,7±0,3	0,8	0,9	0,6
K	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25
Ca	4,0±0,8	3,8	4,0	3,6
Ti	0,51±0,2	0,51	0,51	0,61
Fe	12,7±2,0	12,6	13,1	14,2
L *	50,1±4,3			
X **	8,4±7,8			
Rb	⩽30			⩽30
Sr	60±30 $\times 10^{-4}$			100±40 $\times 10^{-4}$
Y	70±30			50±30
Zr	⩽30			30±20

* Сумма элементов непосредственно неопределяемая.
** Сумма компонентов непосредственно неопределяемая, включающая H_2O, Na_2O, CO_2, NO_X.

Методом гамма-спектроскопии с орбитального космического аппарата «Марс-5» [27] определено содержание урана и тория для обширного района Марса (10—50° ю. ш.; 140—340° з. д.) (табл. 7). Если сопоставлять эти содержания с содержаниями в земных породах, то можно говорить, что породы марсианской коры, по-видимому, имеют состав от основного до среднего. Однако, учитывая, что поверхность Марса покрыта чехлом продуктов выветривания коренных пород, а процессы выветривания могут приводить к изменению соотношений между ураном и торием, подобную интерпретацию можно рассматривать только как условную.

Химические анализы, полученные рентгено-флуоресцентным методом, имеются для реголита равнин Хриса и Утопия (в местах посадки «Викинга-1 и 2»). Результаты этих анализов (табл. 8, 9) показывают сходство состава грунта в этих удаленных друг от друга точках планеты. Для исследованных образцов реголита получены

ТАБЛИЦА 9. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (В ВЕС. %) ОБРАЗЦОВ МАРСИАНСКОГО ГРУНТА, ПРОАНАЛИЗИРОВАННЫХ НА «ВИКИНГЕ-1 И 2» [35, 50]

Образец	SiO_2	Al_2O_3	Общее Fe в пересчете на Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	TiO_2	SO_3
«Викинг-1» *S1*	44,7	5,7	18,2	8,3	5,6	0,1	0,8	7,7
S2	44,5	н. о.	18,1	н. о.	5,5	0,1	0,8	9,4
S3	43,9	5,5	18,7	8,6	5,6	0,1	0,8	9,5
«Викинг-2» *U1*	42,8	В работе	20,3	В работе	5,0	0,0	1,0	6,5
Оценка ошибки по *S1*	±5,3	±1,7	±2,9	±4,2	±1,1	±0,1	±0,3	±1,3

следующие отношения химических элементов: Fe/Si=0,7±0,1 (в земных базальтах <0,7); S/Cl в разных образцах от 4 до 8; Cl/Br ~ 100 [53]. Полученные данные указывают на то, что изученные образцы марсианского грунта следует сопоставлять с основными породами или продуктами их изменения. Важно отметить, что высокое отношение Ca/K, характерное для исследованных образцов, исключает возможность присутствия в их составе больших количеств кислого и щелочного материала [131]. Проанализированный марсианский грунт оказался хорошо перемешанной (химически однородной на большой площади) смесью продуктов химического выветривания, причем процесс выветривания не был изохимическим [35, 52]. Результатам химического анализа наилучшим образом отвечает минеральная смесь, главным компонентом которой может быть богатый железом глинистый минерал (или минералы), например нонтронитовый монтмориллонит [35]. Результаты анализа (в первую очередь содержания Fe, Mg, Si и Al) удовлетворительно согласуются и с чисто глинистой моделью состава, и со смесью минералов группы монтмориллонита с минералами основных пород (базальтов). Наилучшее приближение к марсианскому грунту дает смесь богатых железом глин, характерных для процессов земного выветривания основных изверженных пород.

Данные о цвете грунта и наличии в нем 3—7% магнитных частиц [70] свидетельствуют о наличии в грунте либо магнетита, либо продукта его окисления маггемита (γ-Fe_2O_3), либо их обоих в неизвестной пропорции.

Cl	Σ	×10⁻³%			
		Rb	Sr	Y	Zr
0,7	91,8	⩽3	6±3	7±3	⩽3
0,8					
0,9	93,6				
0,6		⩽3	10±4	5±3	3±2
±0,3	±7,8				

В исследованных образцах наибольшие вариации наблюдались для серы и хлора, которые, вероятно, могут присутствовать в марсианском грунте в виде воднорастворимых солей [53]. Например, образцы из поверхностных корочек грунта содержат вдвое больше Cl и на 66% больше S, чем мелкозем под корочками, хотя в нем самом содержание серы в 10—100 раз выше, чем в обычных породах и грунтах Земли [53]. Повышенное содержание Cl и S в поверхностной корочке марсианского грунта, по-видимому, обязано механизму капиллярного подсоса солевых растворов. Из анализа образцов грунта также следует, что сера связана в сульфаты; вероятнее всего, это $MgSO_4$ или $MgSO_4 \cdot H_2O$ (кизерит) [52]. Свойства кизерита как цементирующего агрегата хорошо увязываются со способностью марсианского грунта образовывать плотные корочки с повышенным содержанием S [52]. В грунте могут присутствовать также карбонаты и хлориды. Для образца *S1* (табл. 9) сумма окислов +Cl составляет 92%. Остаток до 100%, равный 8%, может быть представлен 0,4% Na для связывания всего наличного Cl в галит (NaCl), 4,4% CO_2 для связывания всего наличного Ca в кальцит ($CaCO_3$) и 3,2% H_2O в виде структурной воды в глинах [35]. В качестве малых составляющих в грунте могут быть также минералы Ti (рутил, анатаз, ильменит).

Итак, тонкозернистый грунт на поверхности Марса — это не обломки первичных пород, а продукт их химического выветривания. Содержание главных элементов хорошо аппроксимируется смесью из железосодержащих глин, характерных для процессов земного выветривания и изменения основных пород, с добавками кизерита,

возможно, хлоридов и карбонатов. Поскольку геохимические характеристики образцов грунта из двух удаленных друг от друга на 6000 км районов планеты оказались близкими, можно думать, что реголит на Марсе в планетарном масштабе однороден и большая часть марсианской поверхности покрыта сходным материалом.

Результаты геолого-геоморфологического изучения поверхности позволяют выделить несколько генетических типов поверхностных пород: ударные — в сильно кратерированном южном полушарии, вулканические — в северном полушарии и межкратерном пространстве южных возвышенностей, осадочные (вероятно, эоловые) — вокруг обоих полюсов, вулканогенно-осадочные (флювиальные и эоловые) — в гигантских каньонах, продукты поверхностного выветривания (с участием H_2O и, возможно, CO_2) — почти повсеместно.

Широко распространенные на северных равнинах лавы, сходные с излияниями «морских» лав на Луне, имеют, скорее всего, базальтовый состав. Тот же состав предполагается для лав, излившихся из крупных щитовых вулканов [47]. Исследователи химического состава марсианского грунта [35] подчеркивают, что для формирования глин, обнаруженных в местах посадок «Викинга-1 и 2», необходимы значительные массы горных пород основного состава и, наоборот, породы гранитного типа не должны находиться на поверхности в существенных количествах. Однако геолого-геоморфологические данные (например, морфология вулканических конусов) указывают на возможность присутствия на поверхности Марса более вязких лав, вероятно, более кислого состава [18]. В мощном чехле ритмично-слоистых осадочных отложений вокруг остаточных полярных шапок и под ними имеются структурные несогласия, свидетельствующие о многостадийном перераспределении осадочного материала на Марсе. Наиболее вероятным источником этих осадочных отложений является экваториальная область планеты, которая характеризуется меньшей мощностью осадочных покровов и, по-видимому, представляет собой область эрозии. В стенках каньонов обнажаются четко стратифицированные толщи с различными стратиграфическими соотношениями слоистых и неслоистых пород. Действовавшие здесь процессы осадконакопления (вулканогенные, эоловые и флювиальные) носили явно циклический характер. Уже сам факт наличия мощных толщ марсианских осадочных пород указывает на существование активных процессов разрушения, обеспечивающих выветривание пород поверхности. По геолого-геоморфологическим данным это прежде всего эоловая и (при локальных разогревах мерзлых толщ) флювиальная деятельность, обеспечивающая транспортировку материала, ударно- и вулкано-тектонические процессы, выводящие порции свежего материала на поверхность. Химический состав грунта (по крайней мере северных равнин) отражает его сильную химическую измененность: главные составляющие грунта — глинистый материал, окрашенный окислами железа, со значительным количеством воды, второстепенные — минералы, которые в земных условиях кристаллизуются из водных растворов. Такой состав свидетельствует об активных химических агентах выветривания. Химическое выветривание грунта может быть результатом взаимодействия частичек грунта с современной атмосферой. Для марсианских условий экспериментально показана возможность фотохимически стимулированного процесса образования маггемита [76]. Аналогичный процесс предполагается для формирования глин [132]. Однако из геологических данных вырисовывается возможность и другого механизма, ответственного за формирование глин на Марсе, например гидротермального процесса, связанного с вулканической активностью. Такая ситуация может быть реализована при эндогенной активности в пределах марсианских мерзлых толщ, в результате чего образующиеся водные растворы могли способствовать гидротермальному изменению основных пород с возможным образованием палагонитовых туфов [132].

КРИОЛИТОСФЕРА МАРСА

Как было показано выше, температурные условия на Марсе настолько суровые, что вся планета как бы погружена в область холода — криосферу, которая проникает значительно ниже марсианской поверхности на всех широтах (от экватора до полюсов). Существующие оценки возможных долгопериодических изменений поверхностной температуры Марса [74] показывают, что независимо от характера дегазации планеты средняя температура марсианской поверхности всегда оставалась ниже точки замерзания воды. Таким образом, поскольку средние температуры поверхности на всех широтах значительно ниже 0° С (средняя по планете —60° С), на Марсе сформировался поверхностный слой пород с отрицательной температурой. Мощность этого слоя превышает максимальную мощность мерзлоты на Земле. Можно думать, что наличие такого криогенного экрана на планете способствовало тому, что большая доля H_2O и CO_2, выделившихся при дегазации недр, сконденсировалась в пределах этого экрана, в результате чего сформировалась мерзлота в ее обычном понятии (мерзлые горные породы, содержащие воду в твердой фазе). Однако у марсианской мерзлоты есть и свои специфические особенности: кроме льда H_2O, она может содержать лед CO_2 и продукты взаимодействия H_2O и CO_2 в зоне отрицательных температур (газгидрат $CO_2 \cdot 6H_2O$), о чем более подробно будет сказано в дальнейшем изложении.

В предыдущих описаниях неоднократно подчеркивалось наличие многочисленных признаков существования подземного льда в марсианском грунте. С нашей точки зрения, эти данные следует интерпретировать как существование в верхних горизонтах марсианской коры планетарного резервуара льда H_2O (криолитосферы) — марсианского аналога основного резервуара воды на Земле (гидросферы). Из расчетов тепловых моделей марсианской поверхности следует, что лед в грунте может стабильно существовать севернее 40° с. ш. и южнее 50° ю. ш., а глубина залегания его не превышает здесь нескольких метров [85]. В более низких широтах средние температуры поверхности выше температуры конденсации водяного пара, и поэтому лед, образовавшийся на поверхности или на небольшой глубине, должен испаряться. Тем не менее время существования льда на глубине определяется толщиной защищающего его грунта. Существующие оценки показывают, что покровные отложения тонкозернистого материала (мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров) могут препятствовать испарению льда в течение такого длительного периода времени, как 10^9 лет [122].

Таким образом, несмотря на то что в широтном поясе от 40° с. ш. до 50° ю. ш. лед не может существовать стабильно на поверхности, значительные запасы льда могут сохраняться в указанной зоне на некоторой глубине от поверхности. Верхний горизонт морозных пород (свободных от льда) и слой сезонных колебаний температур в экваториальных и средних широтах могут играть роль смягчающего буфера между мерзлотой и атмосферой.

Расчетные оценки показывают, что предельная мощность промерзания на Марсе (по марсианскому разрезу экватор — полюс), по-видимому, колеблется от 1 до 4 км и более [14]. В зависимости от принятых значений температурного градиента в верхних слоях

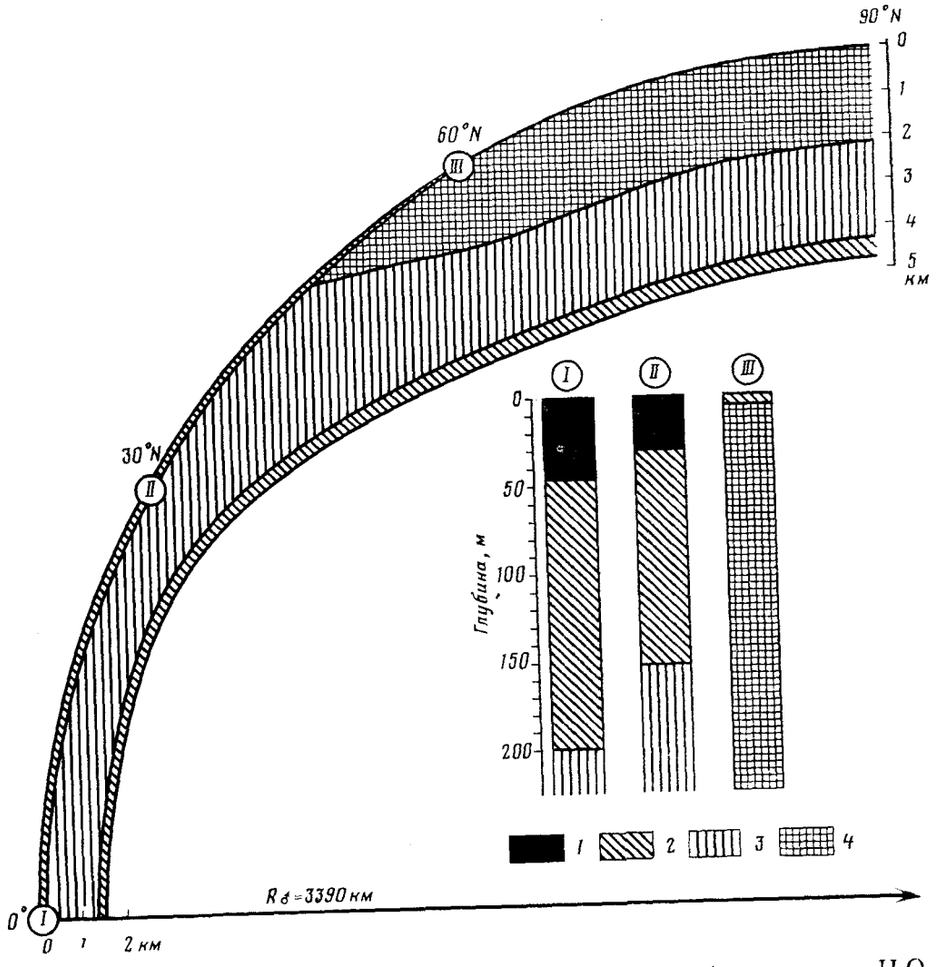


РИС. 51. Схематический разрез криолитосферы Марса по меридиану (северный полюс — экватор)

Возможные стабильные фазы H_2O и CO_2: *1* — лед H_2O; *2* — лед H_2O и газгидрат ($CO_2 \cdot 6H_2O$); *3* — лед H_2O и жидкая CO_2; *4* — лед H_2O и лед CO_2; *I, II, III* — разрезы верхних горизонтов криолитосферы на экваторе, 30 и 60° с. ш. соответственно

литосферы (10—30 град/км) мощность мерзлых пород на экваторе может достигать 700—2000 м, а в полярных районах — 2700—8000 м [84].

Возможный вещественный состав криолитосферы, оцененный путем анализа стабильных фаз системы H_2O — CO_2 [14] для различных значений отрицательных температур и давлений на поверхности Марса, показан на рис. 51. Как видно из рисунка, лед H_2O может стабильно существовать на значительных глубинах практически на всех широтах. В то же время широтная зона стабильного существования CO_2 на глубине приурочена к приполярным районам и выклинивается на глубинах около 100—200 м в средних широтах. У нижней границы мерзлоты по всему меридиональному разрезу возможно существование газгидратов и жидкой фазы, состав которой определяется количественными соотношениями воды и углекислоты (при температуре ниже 0°С). Несмотря на ряд принятых допущений, модель позволяет подчеркнуть главное — планетарную неоднородность вещественного состава криолитосферы, ее зональное строение как по разрезу, так и по простиранию. При оцененных глубинах промерзания марсианской поверхности до 1—4 км и при вероятной средней пористости слагающих пород до 20% масса подземного льда в мерзлых породах Марса может достигать величины 10^{22} г [14]. Итак, следуя изложенным выше данным, вода во внешней оболочке Марса распределяется между глинистыми минералами (в форме связанной H_2O) и собственным, преимущественно водным резервуаром (H_2O в свободном состоянии — лед); несоизмеримо меньшие количества H_2O находятся в атмосфере (см. табл. 34).

Криолитосфера Марса — самостоятельная водосодержащая планетарная оболочка, занимающая самую верхнюю часть коры (область распространения отрицательных температур), включает в себя основную массу H_2O, выделившейся в процессе формирования марсианской коры. Следует подчеркнуть, что вывод о наличии криолитосферы на Марсе базируется не на теоретических построениях о масштабе дегазации планеты, а на наблюдаемых физических условиях и геологических фактах проявления ее на поверхности Марса. Формирование на Марсе криолитосферы служит дополнительным указанием на то, что в ходе эволюции внешних оболочек планет вода стремится обособиться в самостоятельную планетарную оболочку, которая в зависимости от внешних условий на поверхности планетных тел (температур и давлений) имеет свои специфические черты, например гидросфера Земли, криолитосфера Марса и некоторых спутников Юпитера.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Для определения характера распределения плотностей внутри планеты необходимо знать величину относительного момента инерции C. Для однородной сферы численное значение C равно 0,4. Величина относительного момента инерции для Марса составляет 0,365±0,001 [113]. Эта величина оказалась промежуточной между значениями для Земли и Луны. Из интерпретации марсианского относительного момента инерции в терминах степени дифференциации по плотности следует, что по характеру разделения на оболочки Марс ближе к Земле, чем к Луне [96]. Многочисленные геологические свидетельства вулканизма и тектонической деятельности, которые стали известны после съемки Марса космическими аппаратами, служат убедительными указаниями на дифференцированность марсианских недр. Из этих наблюдений также следует, что кора Марса сформировалась на ранних этапах планетной истории и, как в случае Луны, подверглась интенсивной бомбардировке около 4—4,5 млрд. лет назад.

Мощность коры оценена по результатам анализа гравитационного поля и топографии Марса в предположении плотности верхней мантии 3,5 г/см³ [49, 113] и возможных значений плотности коры — 2,7; 2,8; 2,9 г/см³ [39]. Из этих оценок следует, что средняя мощность коры Марса 28 ± 4 км, а ее максимальные и минимальные значения колеблются от 70 км в области Фарсида до 10 км в северных равнинах и в бассейне Эллада. Оценка мощности коры в месте посадки «Викинга-2», полученная этим способом, имеет хорошее совпадение с величиной, определенной из сейсмических данных [33], и дает величину 15 км.

Анализ гравитационного поля и глобальной топографии Марса показывает, что большие области планеты, по-видимому, не полностью скомпен-

сированы изостатически [106]. При этом региональные напряжения (например, в области сводового поднятия Фарсида) по величине больше, чем региональные напряжения Земли. Чтобы сохранились эти напряжения, требуется мощная и жесткая литосфера или наличие динамической активности типа конвекции в мантии. Относительно низкая сейсмичность Марса [33] и отсутствие признаков активных горизонтальных движений коры свидетельствуют в пользу наличия мощной литосферы. Результаты изучения марсианской атмосферы указывают, что в прошлом она могла быть более плотной [89, 101], а это позволяет предполагать раннюю дифференциацию и дегазацию планеты.

Следуя современным моделям тепловой истории Марса [128], марсианская литосфера в течение 4,5 млрд. лет могла постепенно увеличиваться по мощности. Предполагаемая температура в ее основании около 1000° С, и лишь глубже возможна конвекция в твердом теле. Мантия Марса считается силикатной и обогащенной FeO. По современным моделям внутреннего строения Марса ядро находится в расплавленном состоянии, состоит из Fe—FeS и имеет среднюю плотность 6 г/см³ [79]. Радиус ядра оценивается величиной около 1900 км [79].

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

В результате измерений магнитометрами на станциях «Марс-2», «Марс-3» и «Марс-5» [8, 9] получено довольно однозначное указание на то, что Марс обладает собственным магнитным полем. Напряженность измеренного магнитного поля (до 30 гамм) в окрестностях Марса оказалась в 7—10 раз выше интенсивности солнечного поля на расстоянии орбиты Марса. Формы и размеры магнитосферы Марса в значительной степени зависят от интенсивности солнечного ветра. Оказалось, что с дневной стороны магнитное поле

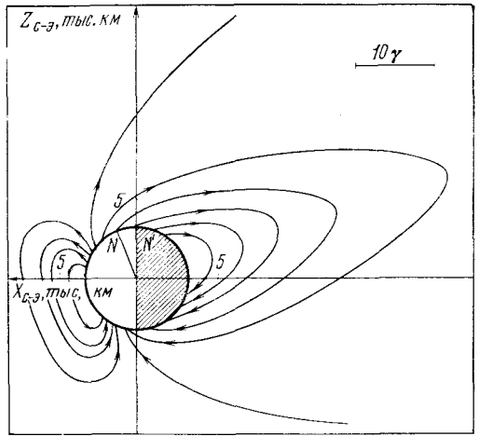


РИС. 52. Картина магнитного поля Марса [9]

не обнаруживается на высотах более 2200 км, а на ночной стороне оно прослеживается до 7500—9500 км от поверхности планеты. В отличие от Земли и Меркурия поле Марса обратно по полярности, т. е. северный магнитный полюс Марса расположен в северном полушарии, подобно полю Юпитера. Топология силовых линий диполя наилучшим образом объясняется, если принять, что ось магнитного диполя Марса наклонена к оси вращения планеты на угол 15—20° (рис. 52). Магнитный момент марсианского диполя равен $(2{,}55\pm0{,}35)\cdot10^{22}$ Гс·см³, а напряженность дипольного поля на поверхности (на экваторе) $H\sim64$ гамм. О природе столь слабого магнитного поля высказаны два предположения: 1) либо это поле палеомагнитной природы—«след» имевшегося раньше более интенсивного поля; 2) либо это поле современного динамо-механизма [9].

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Восстановление геологической истории планеты при изучении ее методами фотогеологии может быть достигнуто в результате установления последовательности наблюдаемых комплексов с помощью таких критериев, как перекрытие и характер границ, разрушенность, характер пересечений и различия в плотности наложенных кратеров. Таким методом, в частности, построена фотогеологическая карта Марса [116], и анализ ее с привлечением дополнительной информации позволяет нам примерно изложить последовательность геологических событий на планете. При выяснении относительных и абсолютных возрастов геологических провинций большое значение придается изучению кратеров. Поскольку поток бомбардирующих планету тел распределяется на ее поверхности довольно равномерно, то по плотности кратеров можно сделать заключение о различном возрасте более или менее кратерированных поверхностей. Такая особенность кратерообразования позволила построить шкалу относительных возрастов для Марса [54]. Однако оказалось, что не весь размерный ряд кратеров может быть применим. Так, например, марсианские кратеры крупнее 10—15 км сильно эродированы по сравнению с кратерами меньшего размера, имеющими свежие очертания [94]. Кроме того, установлено, что между периодами формирования крупных кратеров (>10—20 км) и кратеров меньшего размера (<10 км) существовал период интенсивной эрозии [71]. По этой причине для установления последовательности геологических событий целесообразно пользоваться данными плотности кратеров размером 4—10 км [127].

Анализ динамических параметров астероидов в окрестностях орбиты Марса позволил сделать заключение [72], что с конца интенсивной бомбардировки в течение последних нескольких миллиардов лет марсианские кратеры любого размера (начиная с нескольких сотен метров) образовывались при темпе кратерообразования примерно вдвое большем, чем кратеры того же размера на Луне. Считается, что темп кратерообразования на Луне и Марсе оставался относительно постоянным в последние 3 млрд. лет. В настоящее время установлена достаточно четкая связь плотности кратеров на Луне с датировкой абсолютного возраста лунных пород, что позволяет построить шкалу абсолютных возрастов и для Марса [73, 100, 127]. Однако у метода определения относительных или абсолютных возрастов по плотности марсианских кратеров есть ограничения, поскольку нет полной уверенности в том, что сохраняются все кратеры, и не учитывается влияние климатических факторов и географической зональности (например, увеличение способности к накоплению летучих в мерзлоте по мере движения к полюсам) на разрушение кратеров. Кроме того, на более молодых поверхностях резко возрастают флуктуации кратерной плотности. Указанные причины требуют более осторожного отношения к существующим возрастным оценкам, что, однако, не мешает построить общую схему развития во времени основных геологических процессов. Для построения этой схемы (рис. 53) нами использовались шкала относительных возрастов геологических провинций Марса [54] и существующие оценки абсолютных возрастов марсианских объектов [73, 100, 127].

В предлагаемую схему включены такие главные геологические процессы, как кратерообразование, тектоническая и вулканическая активность, флювиальная и эоловая деятельность, а также формирование остаточных полярных шапок.

Кратерная бомбардировка. Следы интенсивной бомбардировки поверхности Марса наглядно отражены в рельефе древних, сильно кратерированных материковых местностей планеты. По морфологическому облику и насыщенности крупными кратерами эти местности очень схожи с лунными материками, возраст которых оценива-

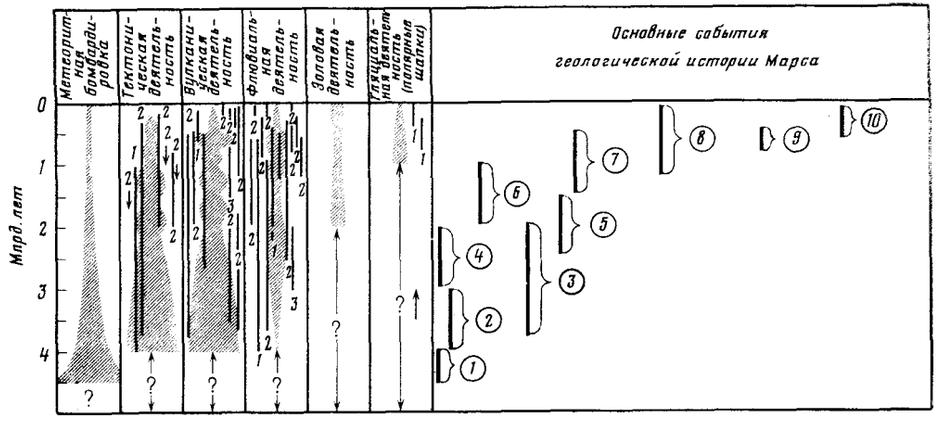


РИС. 53. Схема развития во времени главных геологических процессов и основные события геологической истории Марса

Вертикальные линии в левой части схемы — диапазоны возможных абсолютных возрастов геологических объектов; цифры без кружков — источники данных: *1* — [73]; *2* — [100]; *3* — [127]. Заштрихованные области — интенсивность геологических процессов во времени (оценена качественно по пространственной распространенности соответствующих проявлений; ширина каждой колонки отвечает полной поверхности планеты). Знак вопроса — возраст не установлен. Цифры в кружках: *1* — интенсивная бомбардировка, образование кольцевых бассейнов Аргир, Исида, Эллада; *2* — заложение глобального уступа между южными материковыми возвышенностями и северными равнинами; *3* — лавовые излияния на древних материковых возвышенностях и северных равнинах. Начало формирования вулканических щитов материковой зоны (Адриатическая патера, район патеры Альба) и вулканических структур областей Фарсида и Элизий; *4* — заложение древних долин — Узбой, Ладон, Маадим, Бахрам и дендритовые долины в материковой зоне; *5* — активизация тектонической деятельности в области Фарсида; *6* — лавовые излияния, сформировавшие геологические провинции Фарсида, Элизий, Большой Сирт, плато Гесперия и северные равнины; *7* — заложение хаотических местностей и рифтообразных структур Долин Маринер; *8* — формирование долин Касэй, Тиу, Залбатану, Симуд, Ведра, Маджа, Реулл, Хармахис; *9* — последние затопления лавами кольцевых бассейнов Аргир, Эллада, Исида; *10* — последние излияния лав в области Фарсида и завершение формирования вулканических щитов гор Арсия, Павлина, Аскрийская, Олимп

ется в 4—4,5 млрд. лет. По-видимому, период интенсивной бомбардировки Марса заключен в этом же интервале времени, и процесс кратерообразования этого периода определил основной облик поверхности сильно кратерированных древнейших местностей планеты. К этому периоду относятся такие события, как формирование крупнейших ударных бассейнов (Эллада, Аргир, Исида) и крупных кратерных структур (например, Кассини, Скиапарелли, Гюйгенс и др.). В дальнейшем интенсивность бомбардировки марсианской поверхности затухала (см. рис. 53) и рельефообразующая роль этого процесса заметно ослабла. В настоящее время мы не можем судить о том, существовали или нет в этот ранний период такие геологические процессы, как тектоническая и вулканическая деятельность. По-видимому, их роль в рельефообразовании планеты была сильно подавлена более масштабной и интенсивной переработкой поверхности, совершаемой метеоритной бомбардировкой, а следы этих процессов в рельефе планеты могли не сохраниться.

Эндогенные процессы. Тектоническая деятельность на Марсе проявилась наиболее интенсивно в ранний период геологической истории, ранее 2 млрд. лет назад. В этот период, вероятно, произошла сильная перестройка в структуре коры планеты, приведшая к четко выраженной планетарной дихотомии Марса—высокие уровни южного полушария и низкие уровни северного. Граница между этими планетарными уровнями подчеркивается глобальным уступом, который представляет собой одно из крупнейших тектонических образований на планете. К этому же периоду, по-видимому, относится начало тектонической деятельности в обширной области Фарсида. Структурные и стратиграфические особенности этой области свидетельствуют о том, что до того, как здесь проявился вулканизм, она испытала длительное по времени куполообразное воздымание, сопровождавшееся заложением крупной системы радиальных разломов [45, 105]. К наиболее древним разломам этого периода относятся системы разломов Тавмасия и Кларитас [136]. Этот период также характеризуется развитием интенсивной вулканической деятельности, проявившейся в формировании покровных лавовых излияний древнейших материковых местностей и затоплении северных равнин. Вероятно, первые лавовые затопления таких ударных бассейнов, как Эллада и Аргир, произошли также в этот ранний период.

В более поздний период (2—0,5 млрд. лет) тектоническая активность неоднократно проявлялась главным образом в областях Фарсида и Элизий, а также в отдельных регионах глобального уступа. Эта стадия развития областей Фарсида и Элизий характеризуется площадными излияниями лав как в самих областях, так и на равнине Большой Сирт и плато Гесперия, в районе к юго-западу от Эллады и в ряде локальных мест материковой зоны (например, около кратера Скиапарелли). Активность лавовых затоплений северных равнин постепенно падала. Более поздние излияния лав на этих равнинах происходили локально. К последнему миллиарду лет относится затопление лавами днищ кольцевых бассейнов (Эллада, Аргир, Исида), определившее наблюдаемые ныне морфологические особенности внутрибассейновых равнин. В то же время происходили фрагментарные излияния в материковых местностях.

Возобновление тектонической активности и магматической деятельности в период 1,5—0,2 млрд. лет послужило провоцирующей причиной формирования хаотических местностей и привело к образованию гигантской рифтообразной системы Долин Маринер в экваториальной зоне Марса. Не позднее 500 млн. лет назад произошло последнее мощное проявление площадного вулканизма в центральной части области Фарсида, на которой в этот же период завершилось формирование крупнейших вулканических щитов. Судя по плотности кратеров на поверхности этих щитов, наиболее древний из них — гора Арсия, затем следуют гора Павлина и гора Аскрийская и самый молодой — гора Олимп [100].

Экзогенные процессы. Одновременно с вулканической деятельностью в древнейший период происходило раннее формирование системы долин флювиальной природы. Большое площадное распространение среди них имели дендритовидные мелкие долины, которые приурочены к древнейшим сильно кратерированным провинциям материковой зоны. В это время заложились крупные долины Узбой, Ладон, Маадим и Бахрам. Период формирования крупнейших долин Марса — Касэй, Арес, Тиу, Залбатану и Симуд — совпадает со временем образования хаотических местностей и системы каньонов Долин Маринер. Некоторые из крупнейших долин берут начало непосредственно в локальных депрессиях хаотических местностей.

Создается впечатление, что между событиями магматической деятельности и флювиальных процессов на Марсе наблюдается положительная корреляция во времени. Такая связь двух процессов может свидетельствовать о том, что вулканизм стимулировал флювиальную деятельность на протяжении всей геологической истории планеты.

В частности, это могло происходить за счет таяния мерзлоты (по причине эндогенной активности), в результате чего шло высвобождение воды, сопровождавшееся эрозией марсианской поверхности. Активизация флювиальной деятельности и взаимодействие вулканизма с марсианской мерзлотой способствовали усилению химического выветривания на поверхности планеты.

Признаки активной и длительной эрозии на марсианской поверхности наиболее ярко проявились в переходной зоне между материковыми возвышенностями и северными равнинами (районы столовых гор Дейтеронил, Протонил и Нилосирт), ограниченной с юга глобальным уступом. Современный облик этого уступа определяется не только первичной тектонической структурой. Результаты геолого-морфологического изучения местностей переходной зоны материк — северные равнины свидетельствуют о том, что глобальный уступ, который, вероятно, сформировался на раннем этапе геологической истории, в последующие периоды подвергался воздействию интенсивной эрозии. В результате этого произошло значительное отступание глобального уступа к югу и сформировалась широкая (в сотни километров) переходная зона. Морфологические черты молодых поверхностей переходной зоны, как и других провинций Марса, позволяют думать, что в настоящий период эти районы находятся под воздействием эоловой деятельности, активных склоновых процессов, в частности криогенных и в меньшей степени кратерообразования.

Об интенсивности эоловых процессов в течение геологической истории Марса можно судить (довольно в общих чертах) лишь по косвенным признакам — по соотношению наблюдаемых эоловых комплексов рельефа с другими геологическими типами поверхностей известного возраста. Из таких соотношений удается очень приблизительно представить себе интенсивность эоловых процессов лишь за последние 2 млрд. лет. Признаки древней активности эоловой переработки марсианской поверхности встречаются очень локально. Эти локальные участки накладываются на более древние местности, с возрастом 3—2 млрд. лет, и окружены более молодыми местностями, с возрастом около 1 млрд. лет. Такое соотношение позволяет думать, что события древней эоловой активности происходили и в период 2—1 млрд. лет назад. По-видимому, к этому же периоду относится появление комплексов эоловой аккумуляции, встречающихся в крупных кратерах материковых возвышенностей (например, в кратере Проктор), и образование эоловых покровов на северных равнинах.

Широкая распространенность эоловых отложений и признаки интенсивной дефляции марсианской поверхности наводят на мысль о сильной эрозионной способности этого процесса, что может быть следствием наличия более плотной атмосферы в рассмотренный период. По мере затухания флювиальной деятельности в последний миллиард лет эоловые процессы, по-видимому, становились доминирующими, о чем свидетельствуют мощные (от десятков до сотен метров) эоловые отложения, распространенные на самых молодых лавовых равнинах области Фарсида, на днище каньонов Долин Маринер и северных равнинах.

Наиболее яркий пример относительно недавней эоловой деятельности представлен поясом эоловых комплексов вокруг северной полярной шапки. Этот пояс сложен мощной толщей (до сотен метров) эолового материала, распределенного в форме гряд, барханов, дюн и шлейфов [133]. Даже на поверхности остаточной (ледяной) северной полярной шапки наблюдаются дюнные формы, сформированные снежно-песчаным материалом [133]. В настоящее время эоловая деятельность на Марсе представляет собой один из доминирующих планетарных процессов, хотя его эрозионная способность, по-видимому, резко ослабла из-за крайне разреженной современной атмосферы.

Характер соотношения приполярных геологических провинций с ландшафтами полярных шапок, сложенных гляциоэоловыми отложениями и покровными льдами, свидетельствует о том, что формирование полярных комплексов происходило в последний миллиард лет. Поскольку полярные области Марса на протяжении всей геологической истории служили холодными «ловушками» для летучих (H_2O и CO_2), можно думать, что формирование полярных шапок началось в более ранние периоды. Однако в настоящее время трудно составить картину развития полярных шапок во времени на протяжении всей геологической истории планеты. Формирование полярных шапок происходило за счет вымораживания водяного пара из марсианской атмосферы, количество которого возрастало в периоды активизации флювиальной деятельности. Следы флювиальной деятельности прослеживаются до 3,5 млрд. лет или более, поэтому есть основание предполагать, что формирование полярных шапок шло с этого же периода.

Предложенная схема развития во времени основных геологических процессов, сформировавших современный облик поверхности Марса, представляет собой первое приближение к пониманию геологической истории планеты на уровне знаний сегодняшнего дня со всеми существующими пока неопределенностями. Поэтому эта схема не претендует на полную достоверность в отношении точностей возрастных оценок и не может рассматриваться как абсолютная. Приведенные на схеме диаграммы интенсивности геологических процессов ни в коей мере не иллюстрируют конкретные эпохи (или циклы) развития того или иного геологического процесса, а показывают самую общую картину интенсивности каждого процесса во времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По своим размерам Марс является наименьшим планетным телом, которое оказалось в состоянии удержать заметное количество летучих веществ и воды. Одновременно с этим эндогенная энергия Марса проявлялась в течение длительного геологического развития планеты. По-видимому, кора Марса представлена двумя типами пород, как на Луне, Меркурии и Земле, что проявляется и в асимметричном строении планеты в целом. По структурным соображениям древнейшая, более светлая часть коры сформировалась в период аккреции и интенсивной бомбардировки планеты падающими телами. Судить о ее составе по имеющимся анализам трудно, так как они отражают состав самой внешней поверхности реголита, подвергшегося заметной переработке экзогенными процессами. По аналогии с Луной можно предположить древнейшую кору полевошпатового (анортозитового?) типа. Вторичной по отношению к ней является часть коры, представленная, вероятно, базальтовыми излияниями.

Тектоническое строение Марса заметно сложнее, чем Луны, и Марс проявляет как лунные, так и земные черты тектоники, среди которых выделяется образование крупнейших рифтообразных систем. Расстояние планеты от Солнца отразилось, вероятно, в среднем составе планеты, а также, несомненно, в низкой температуре ее поверхности, обусловившей развитие криолитосферы, включающей лед воды и конденсированную двуокись углерода. Возможные проявления жидкой воды на поверхности носили геологически кратковременный характер или имели местное значение, так как значительная часть планеты сохранила первобытные черты, приближающиеся ко времени аккреции. Наличие воды в поверхностных породах стимулировало процессы химического выветривания, а образование крупных вулканических

аппаратов можно связать с повышенной подъемной силой лавы, содержащей летучие компоненты. На поверхности Марса, можно думать, присутствуют минералы, образовавшиеся в условиях проявления гидротермальных процессов. В современный период формирования поверхности Марса основное значение имеют эоловые процессы.

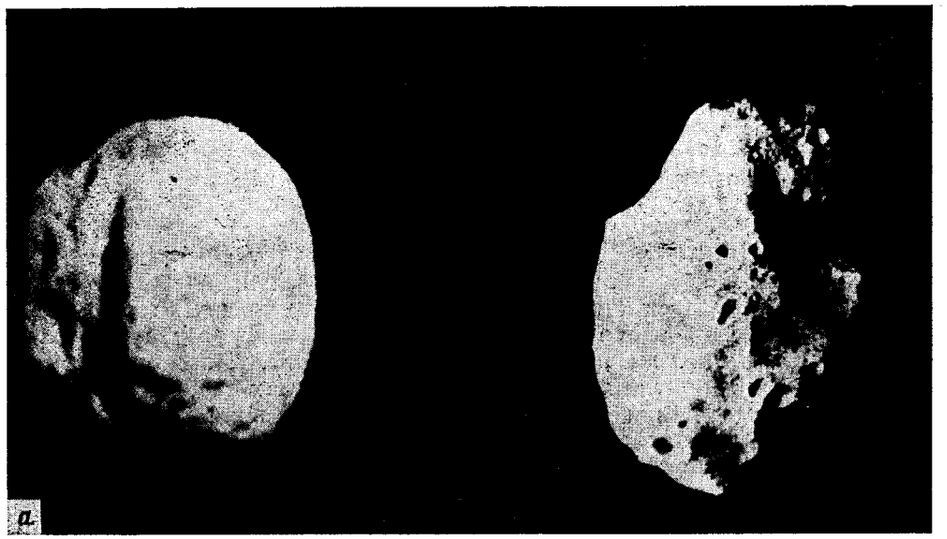
СПУТНИКИ МАРСА

Астрономическое положение, размеры и форма. Спутники Марса были открыты чуть более ста лет назад (в августе 1877 г.) американским астрономом Асафом Холлом в Вашингтонской обсерватории. Они получили названия Фобос и Деймос. Основные физические параметры спутников Марса приведены в табл. 10. Удаленность Фобоса от поверхности Марса всего 6 тыс. км (это в 64 раза меньше, чем удаленность Луны от Земли), а Деймоса — около 20 тыс. км. Оба спутника находятся в синхронном вращении и движутся почти по круговым орбитам. Периоды обращения их таковы, что Фобос 3 раза в сутки восходит на западе и заходит на востоке небосвода Марса, а Деймос восходит на востоке и заходит на западе, но движется по небосводу Марса крайне медленно. Время между верхними кульминациями Деймоса составляет более пяти суток. Фобос и Деймос своей большой осью направлены к центру Марса и всегда обращены к нему одной стороной (как Луна к Земле). Оба спутника имеют неправильную форму и в общем напоминают астероиды. Для описания их размеров был введен параметр, названный эквивалентным радиусом. Это радиус сферы, площадь поверхности которой равна средней площади поверхности спутника. Эквивалентные радиусы оцениваются в 5,7±0,5 км для Деймоса и 10,9±1,5 км для Фобоса [24].

Рельеф и геологическая характеристика поверхности. Фактически все данные о спутниках Марса получены с космических аппаратов «Маринер-9» и «Викинг-1 и 2». Снимки с разрешением 0,3 км [24, 109]

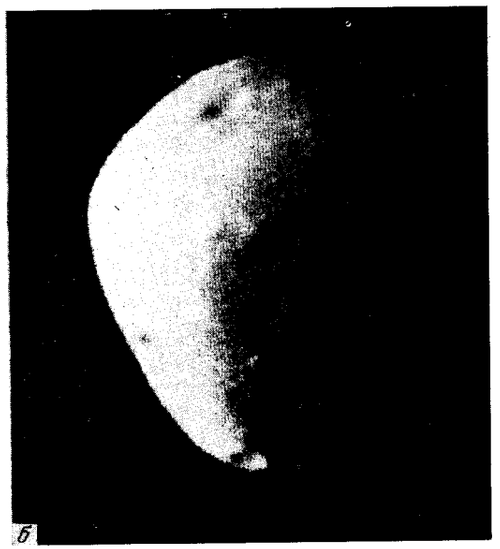
РИС. 54. Общий вид спутников Марса

а — Фобос с расстояния 12 500 км, фото «Маринера-9». Видны крупные кратеры и линейные гребни, осложняющие поверхность; *б* — Деймос с расстояния 5465 км, фото «Маринера-9»



(рис. 54) показали, что поверхности обоих спутников обильно кратерированы и осложнены гребневидными формами. Наиболее крупный кратер на Фобосе имеет диаметр 8 км (кратер Стикни), а на Деймосе — около 2 км. Изучение снимков высокого разрешения (от 100 до 30 м [59, 135] и до 10 м [129]) позволило выделить на поверхности Фобоса три группы образований: удлиненные риллеподобные депрессии, пространственно связанные с кратером Стикни; цепочки и группы продолговатых кратеров неправильной формы; параллельные линейные полосы, или желоба.

Наиболее выделяющиеся риллеподобные депрессии начинаются на валу Стикни, протягиваются почти по прямой линии на несколько десятков километров и имеют ширину 200—300 м (рис. 55). Указанные образования имеют форму желобов, которые на удалении от кратера Стикни имеют тенденцию суживаться. Эти вытянутые депрессии представляют собой трещины в поверхности Фобоса, образованные в результате сильного метеоритного удара, сформировавшего кратер Стикни [135].



Цепочки и группы удлиненных кратеров обычно состоят из неправильных кратеров с поперечником 50—200 м, которые иногда группируются в форме «елочек», столь характерных для вторичных выбросов из лунных кратеров. Эти цепочки ориентированы не случайно, а почти параллельно плоскости орбиты Фобоса. Поскольку скорость убегания с Фобоса очень мала (12 м/с), лишь малая доля выбросов будет повторно ударять поверхность, а поэтому вторичные кратеры должны отсутствовать. Дж. Веверка и др. [135] считают, что многие из кратерных цепочек могли быть образованы обломками выбросов, которые первоначально покинули Фобос при скорости несколько большей, чем скорость убегания, и, оставаясь на марсианской орбите, впоследствии ударялись о поверхность спутника.

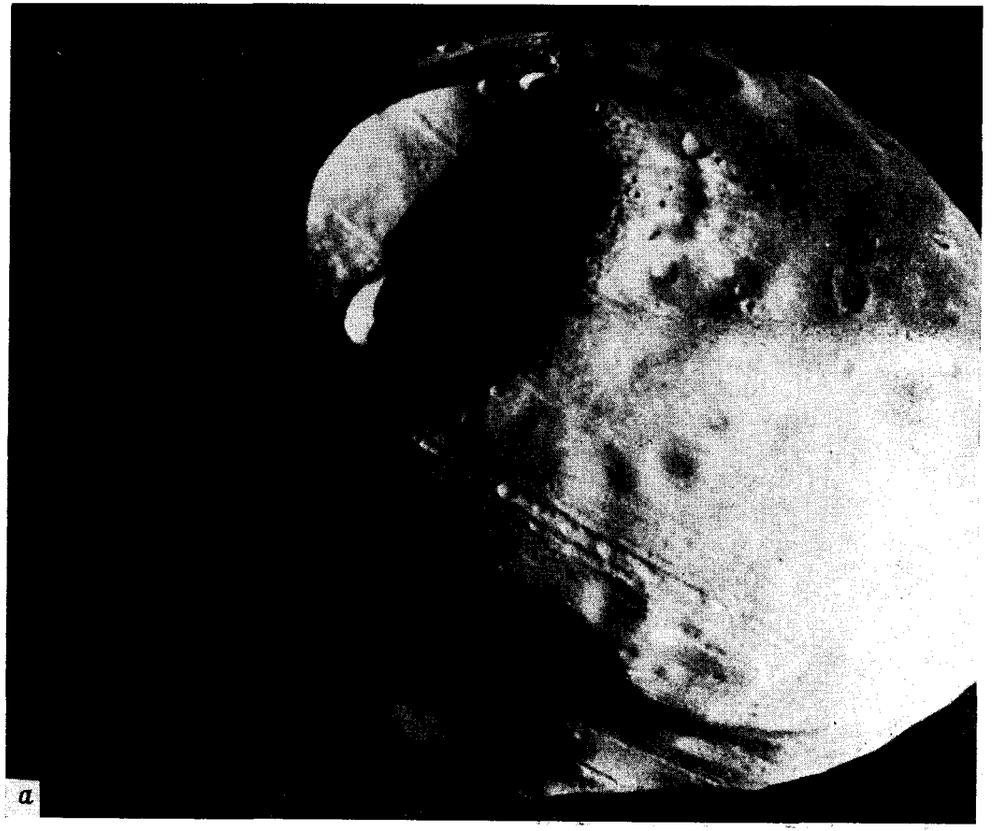
Линейные полосы, или желоба (см. рис. 55,*б*), как правило, имеющие ширину 150—200 м, характеризуются очень пологим поперечным профилем и находятся друг от друга на расстоянии, соизмеримом с их шириной. Отдельные полосы прослеживаются на расстоянии более 5 км. Линейные полосы сгруппированы в две системы, которые образуют между собой угол около 10°. Характерно, что полосы пересекают крупные кратеры около северного полюса, но часто перекрываются более мелкими кратерами. Они расположены вдоль кольцевых сечений Фобоса, перпендикулярных направлению Марс — Фобос (параллельны вектору орбитальной скорости спутника), и видны главным образом на высоких широтах спутника около долготы 180°. В настоящее время высказываются три возможные гипотезы происхождения линейных полос: 1) слоистость Фобоса; 2) ряды ударных кратеров; 3) трещины, образованные в результате растягивающих напряжений. Считается, что на расстоянии Фобоса от Марса приливные силы приводят к возникновению растягивающих напряжений, которые долж-

ны концентрироваться в узкой зоне около полюсов под прямым углом к направлению Марс — Фобос. Сильные напряжения в поверхности Фобоса также могли возникнуть в результате ударного образования крупного кратера. Не исключено, что образование кратера Стикни могло вызвать сильные нарушения в полярном районе Фобоса, находящегося в состоянии напряжения благодаря описанному выше механизму. В этом случае кратер Стикни должен быть моложе, чем кратер Рош (диаметром 5 км).

Однако природа линейных полос на Фобосе может быть более сложной. Если предположить, что Фобос первоначально был обогащен летучими веществами, подобно углистым хондритам I типа, то сильные удары метеоритов, наподобие того, который сформировал кратер Стикни, могли способствовать прогреву значительной доли недр спутника. При этом по образовавшимся в Фобосе трещинам могла происходить дегазация летучих Можно думать, что такой механизм также мог привести к формированию линейной полосчатости Фобоса в приполярном районе [135]. Морфологический анализ позволяет выде-

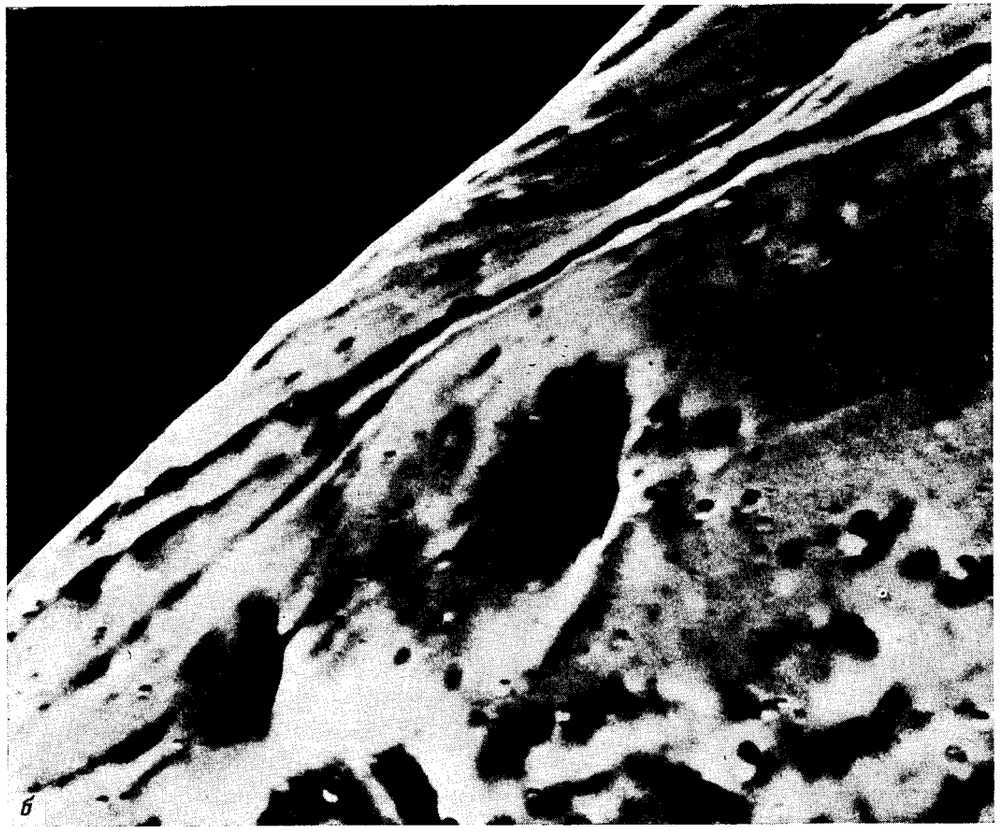
РИС. 55. Поверхность Фобоса

а — с расстояния 612 км. Хорошо видны полосчатость и прямолинейные цепочки кратеров, начинающиеся на валу самого крупного кратера Стикни, диаметр которого 10 км; *б* — линейные борозды, секущие кратерные формы. Разрешение 30 м; фото «Викинга-2»



лить на поверхности Фобоса (по степени сохранности) 5 морфологических классов кратеров [37]. Форма кратеров всех классов может быть аппроксимирована сегментом сферы. Отношение глубины кратеров к диаметру и относительная распространенность кратеров различных морфологических классов на Фобосе приведены в табл. 11. Судя по данным оптических измерений, поверхность Фобоса покрыта обломочным материалом — реголитом. По сравнению с лунным реголитом он должен содержать большее количество грубообломочного материала. Как полагают, мощность реголита на Фобосе может достигать сотен метров [61]. Есть основания ожидать, что она колеблется от места к месту, а на отдельных участках поверхности возможны выходы частично раздробленных коренных скальных пород.

Сильно кратерированная поверхность Деймоса отличается от поверхности Фобоса меньшим размером кратеров (наиболее крупный кратер имеет диаметр 2 км). На снимках высокого разрешения можно увидеть детали поверхности размером до 3 м (рис. 56). Самое удивительное в этом снимке то, что на нем виден довольно мощный слой пыли, перекрывающий кратеры диаметром менее 50 м. Этот слой пыли придает поверхности Деймоса более сглаженный вид, чем имеет поверхность Фобоса. Большое количество камней поперечником 10—30 м, разбросанных по поверхности



Деймоса (см. рис. 56), по-видимому, представляет собой обломки выбросов из ближайших кратеров. Мощность реголита на Деймосе меньше, чем на Фобосе, и колеблется от нескольких метров до десятков метров [61]. Возраст поверхности обоих спутников оценен по подсчетам плотности кратеров. Подсчет кратеров (D от 0,3 до 1,4 км) на Деймосе показал, что кратерная плотность на нем близка к «кривой насыщения» — эмпирической кривой, полученной по данным подсчетов кратеров в наиболее сильно кратерированных районах лунных возвышенностей. Оцененный по плотности кратеров минимальный возраст поверхности Деймоса составляет 1,5 млрд. лет [112]. Подсчет кратеров по снимкам Фобоса (кратеры с D от 50 м до 4,9 км) показал, что плотность кратеров диаметром 0,3 км близка к кривой насыщения. Оказалось, что подсчет кратеров внутри крупного кратера Рош (~5 км) на Фобосе почти не отличается от подсчетов на окружающей местности и их плотность также близка к кривой насыщения. Этот факт может свидетельствовать о том, что такие процессы, как осыпание или обваливание внутренних стенок крупных кратеров, почти не действуют на Фобосе. Это становится понятным, если учесть, что Фобос обладает малым ускорением силы тяжести (~0,5 см/с²).

РИС. 56. Крупномасштабный снимок Деймоса

Различаются детали рельефа до 3 м. Поверхность покрыта слоем тонкозернистого материала (пыль). Хорошо видны каменные глыбы размером от 3 до 10—30 м



Состав и плотность. Фотометрические наблюдения показали, что Фобос имеет почти черный цвет. Он отражает 5±1% падающего на него света длиной волны от 1,1 до 0,4 мкм и лишь 1% — длиной волны 0,2 мкм [103]. Подобное резкое падение отражательной способности на длинах волн меньше 0,4 мкм характерно для некоторых астероидов. Из сравнения спектров таких астероидов и метеоритов известно, что они характерны для углистых хондритов. Сравнение отражательных свойств Фобоса с лабораторными данными по спектрам отражения хондритов и базальтов показало, что его спектр также хорошо согласуется со спектром углистых хондритов и не согласуется со спектром базальта. Поскольку размер этого спутника довольно мал, а поверхность осложнена кратерами, вскрывающими вещество более глубоких слоев, можно считать, что такой состав характерен не только для поверхности, но для Фобоса в целом. Низкие значения средней плотности спутников Марса (1,9 ± 0,5 г/см³ для Фобоса и 1,4 ± 0,6 г/см³ для Деймоса) также позволяют предполагать, что их состав близок составу углистых хондритов типа CI. Существует мнение, что низкие значения плотности спутников свидетельствуют о высоком содержании льда, который обнаруживается в астероидах и кометах [61]. Спутники Марса не прошли стадии планетной дифференциации вещества и, очевидно, являются астероидами, захваченными на орбиту Марса. Детальное изучение их может пролить свет на природу тел, аккрецией которых сформировались планеты Солнечной системы.

ТАБЛИЦА 10. ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СПУТНИКОВ МАРСА

Параметр	Фобос	Деймос
Расстояние от центра Марса, км	9400 *	23500 *
Период обращения	7 час. 39 мин. *	30 час. 21 мин. *
Наклон орбиты к экватору Марса	1,1° *	0,9—2,7° (переменно) *
Угловой размер при наблюдении с Марса	11′ *	2′—3′ *
Альбедо	$0{,}05^{+0{,}03}_{-0{,}01}$ *	$0{,}06^{+0{,}02}_{-0{,}01}$ *
Размеры главных полуосей, км:		
наибольшая	13,5±1 * 13,5 **	7,5±1 *
средняя	10,7±1 * 10,5 **	6,0±1 *
наименьшая	9,6±1 * 9,0 **	5,5±1 *
Объем, км³	5344 ** 5748 *	1054 *
Масса, г	~1,1·10¹⁹ **	~2,1·10¹⁵ **
Средняя плотность, г/см³	1,9±0,6 **	1,4±0,6 **
Пределы прочности и текучести, дин/см²	6·10³ *	2·10⁶ *
Ускорение свободного падения, см/с²	~0,1 ***	~0,06 ***
Скорость убегания, м/с	12 *	6 *
Состав	Спектр отражения хорошо совпадает со спектром углистых хондритов типа CI **	

* По данным «Маринера-9» [24, 41, 109].
** По данным «Викинга-1 и 2» [60, 61, 109, 103].
*** По [23].

ТАБЛИЦА 11. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КРАТЕРОВ ФОБОСА [37]

Морфологический класс	A	AB	B	BC	C
Отношение глубины к диаметру	0,22	0,165	0,125	0,10	0,07
Распространенность, %	7	10	23	25	35

ЛИТЕРАТУРА

1. *Базилевский А. Т. и др.* Ударные кратеры на Луне и планетах.— М.: Наука (в печати).
2. *Барт Ч. и др.* Ультрафиолетовая спектроскопия на «Маринере-9»: свечение атмосферы в L_α и его вариации.— В кн.: Новое о Марсе. М.: Мир, 1974, с. 111—125.
3. *Башаринов А. Е. и др.* Радиоастрономические измерения с борта АМС «Марс-5».— Космич. исслед., 1976, т. 14, № 1, с. 73—79.
4. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
5. *Васильев М. Б. и др.* Предварительные результаты двухчастотного радиопросвечивания ионосферы Марса при помощи станций «Марс» в 1974 г.— Космич. исслед., 1975, т. 13, вып. 1, с. 48—53.
6. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах извер-

женных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
7. *Глаголев Ю. А.* Справочник по физическим параметрам атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 211 с.
8. *Долгинов Ш. Ш., Ерошенко Е. Г., Жузгов Л. Н.* Магнитное поле в ближайшей окрестности Марса по данным спутников «Марс-2» и «Марс-3».— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, с. 1296—1299.
9. *Долгинов Ш. Ш. и др.* Магнитное поле планеты Марс.— В кн.: Космохимия Луны и планет: Труды Советско-Американской конференции 4—8 июня 1974. М.: Наука, 1975, с. 680—696.
10. *Изаков М. Н.* Оценка коэффициента турбулентного перемешивания и высоты гомопаузы на Венере, Марсе и Юпитере.— Космич. исслед., 1977, т. 15, вып. 2, с. 248—253.
11. *Каула У.* Введение в физику планет земной группы. М.: Мир, 1971. 536 с.
12. *Красносельский Э. Б. и др.* Отвалы на горных склонах. Л.: Наука, 1975. 150 с.
13. *Крупенио Н. Н.* Оценка плотности веществ поверхностного слоя Луны, Марса и Венеры. Препринт ИКИ АН СССР, Пр-212, 1975.
14. *Кузьмин Р. О.* К вопросу о строении криолитосферы Марса.— В кн.: Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1977, вып. 6, с. 7—25.
15. *Кузьмин Р. О.* Особенности криолитосферы Марса и проявление ее в рельефе.— В кн.: Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1978, вып. 7, с. 7—27.
16. *Кузьмин Р. О.* Эоловые шлейфы на Марсе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 1, с. 70—79.
17. *Кузьмин Р. О.* Мерзлотные ландшафты Марса.— В кн.: Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ, 1979, вып. 8, с. 50—65.
18. *Мазурский Х.* Эволюция марсианской коры.— В кн.: Тезисы Сов.-Амер. конф. по космохимии Луны и планет. М., 1974, с. 180—183.
19. *Мак-Коли Дж. и др.* Геология Марса: Предварительный отчет по данным «Маринер-9».— В кн.: Новое о Марсе. М.: Мир, 1974, с. 9—30.
20. *Мороз В. И., Наджип А. Э.* «Марс-3»: водяной пар в атмосфере планеты. Препринт ИКИ АН СССР, Пр-174, 1974.
21. *Мороз В. И. и др.* «Марс-3»: инфракрасные температуры и тепловые свойства поверхности планеты. Препринт ИКИ АН СССР, Пр-172, 1974.
22. *Мороз В. И.* О структуре марсианского грунта по оптическим и инфракрасным наблюдениям.— Космич. исслед., 1976, т. 14, вып. 1, с. 85—96.
23. *Мороз В. И.* Физика планеты Марс. М.: Наука, 1978. 351 с.
24. *Поллак Дж. и др.* Телевизионные наблюдения Фобоса и Деймоса с «Маринера-9».— В кн.: Новое о Марсе. М.: Мир, 1974, с. 50—62.
25. *Ржига О. Н.* Оценка физических свойств поверхности Марса по результатам радиоастрономических и инфракрасных наблюдений.— Астрон. журн., 1967, т. 4, в. 1, с. 147—153.
26. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Новая модель химического строения земной коры.— Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1794.
27. *Сурков Ю. А. и др.* Анализ гамма-излучения пород Марса.— Космич. исслед., 1980, т. 18, вып. 4, с. 623—631.
28. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Кузьмин Р. О., Черная И. М.* Результаты геолого-морфологического анализа некоторых фотографий марсианской поверхности, полученных автоматическими станциями «Марс-4» и «Марс-5».— Космич. исслед., 1975, т. 13, вып. 1, с. 67—76.
29. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Гребенник Н. Н.* Морфология ударных кратеров на Луне и других планетах.— В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979. 240 с.
30. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Бобина Н. Н. и др.* Поверхность Марса.— В кн.: Поверхность Марса (по данным фотоэксперимента с АМС «Марс-4 и 5»). М.: Наука, 1980, с. 107—147.
31. *Шаронов В. В.* Природа планет. М.: Физматгиз, 1958. 552 с.
32. *Adams J. B. et al.* Mars: interpretation of spectral reflectivity of light and dark regions.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4851—4856.
33. *Anderson D. L. et al.* Seismology on Mars.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4524—4546.
34. *Anderson E., Leovy C. B.* Mariner 9 television Limb Observations of dust and ice hazes on Mars.— J. Atm. Sci., 1978, v. 35, N 4, p. 723—734.
35. *Baird A. K. et al.* Mineralogic and petrologic implications of Viking geochemical results from Mars: interim report.— Science, 1976, v. 194, N 4271, p. 1288—1293.
36. *Baker V. R., Milton D. J.* Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth.— Icarus, 1974, v. 23, N 1, p. 27—41.
37. *Basilevsky A. T., Chernaya I. M.* Craters of Phobos and Deimos: Photogeologic study.— Abstracts X Lunar Planet. Sci. Conf. March 19—23, 1979, p. 69—71.
38. *Barth C. A. et al.* Mariner 9 ultraviolet spectrometer experiment: seasonal variation of ozone on Mars.— Science, 1973, v. 179, N 4075, p. 795—796.
39. *Bills B. G., Ferrari A. J.* Mars Topography Harmonics and Geophysical Implications.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, N 7, p. 3497—3508.

40. *Blausins K. R. et al.* Geology of the Valles Marineris: First Analysis of Imaging From the Viking 1 Orbiter. Primary Mission.— J. Geoph. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4067—4091.
41. *Born G. H., Duxbury T. C.* The motions of Phobos and Deimos from Mariner 9 TV data.— Celestial Mechanics, 1975, v. 12, p. 77—83.
42. *Breed C. S., Ward A. W.* Longitudinal dunes on Mars.— Second International Colloquium on Mars, January 15—18, 1979, NASA Conf. Publication 2072, p. 10.
43. *Briggs G. A. et al.* Martian Dynamical Phenomena During June — November 1976: Viking Orbiter Imaging Results.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4121—4149.
44. *Cain D. L. et al.* Approximations to the mean surface of Mars and Mars atmosphere using Mariner 9 occultations.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4352—4354.
45. *Carr M. H.* Tectonism and Volcanism of the Tharsis Region of Mars.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 26, p. 3943—3949.
46. *Carr M. H., Schaber G. G.* Martian Permafrost Features.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4039—4054.
47. *Carr M. H. et al.* Some Martian Volcanic Features as Viewed From the Viking Orbiters.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 3985—4015.
48. *Carr M. H., Crumpler L. S., Cutts J. A., Greeley R., Guest J. E., Masursky H.* Martian Impact Craters and Emplacement of Ejecta by Surface Flow.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4055—4065.
49. *Christensen E. J.* Martian topography derived from occultation, radar, spectral, and optical measurements.— J. Geoph. Res., 1975, v. 80, N 20, p. 2909—2913.
50. *Clark B. C. et al.* Inorganic analyses of Martian surface samples at the Viking landing sites.— Science, 1976, v. 194, N 4271, p. 1283—1288.
51. *Clark B. C. et al.* The Viking X-ray Fluorescence Experiment: Analytical Methods and Early Results.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4577—4594.
52. *Clark B. C. et al.* Element concentrations in Martian surface materials. Abstr. on Spec. session on Mars, Houston, IX Lunar Planet. Conf. March 15, 1978, p. 175—177.
53. *Clark B. C.* Chemical Analyses of Martian surface materials: Status Report.— Abstracts X Lunar and Planet. Sci. Conf. March, 19—23, 1979, pt 1, p. 215—217.
54. *Condit C. D.* Distribution and Relations of 4- to 10-km-Diameter Craters to Global Geologic Units of Mars.— Icarus, 1978, v. 34, N 3, p. 465—478.
55. *Conrath B. et al.* Atmospheric and Surface Properties of Mars Obtained by Infrared Spectroscopy on Mariner 9.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4267—4278.
56. *Curran R. J. et al.* Mars: Mariner 9 spectroscopic evidence for H_2O ice clouds.— Science, 1973, v. 182, N 4110, p. 381—383.
57. *Cutts J. A.* Nature and origin of layered deposits of the Martian polar regions.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4231—4249.
58. *Davies D. W., Farmer C. B., La Porte D. D.* Behaviour of volatiles in Mars's polar areas: A model incorporating new experimental data.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 26, p. 3815—3822.
59. *Duxbury T. C., Veverka J.* Viking Imaging of Phobos and Deimos: An Obserview of the Primary Mission.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4203—4211.
60. *Duxbury T. C.* Phobos transit of Mars as viewed by the Viking cameras.— Science, 1978, v. 199, N 4334, p. 1201—1202.
61. *Duxbury T. C.* Phobos, Deimos and Mars.— Second International Colloquium on Mars, January 15—18, 1979, NASA Conf. Publ. 2072, p. 24.
62. *Farmer C. B. et al.* Viking: Mars atmospheric water vapor mapping experiment.— Preliminary report of results.— Science, 1976, v. 193, N 4255, p. 776—780.
63. *Farmer C. B. et al.* Mars: Water Vapor Observations From the Viking Orbiters.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4225—4248.
64. *Florensky C. P., Basilevsky A. T., Polosukhin V. P.* Comment on: *M. J. Cintala et al.* Characteristics of fresh martian craters as a function of a diameter. Comparison on with the Moon and Mercury.— Geophys. Res. Lett., 1977, v. 4, N 6, p. 243—244.
65. *Gatto L. W., Anderson D. M.* Alaskan thermokarst terrain and a possible Martian analog.— Science, 1975, v. 188, N 4185, p. 255—257.
66. *Gault D. E., Baldwin B. S.* Impact cratering on Mars.— Some effects of atmosphere.— EOS Trans. AGU; 1970, v. 51, N 4, p. 343.
67. *Gierasch P., Goody R. A.* A study of the thermal and dynamical structure of the Martian lower atmosphere.— Planet. Space Sci., 1968, v. 16, p. 615—646.
68. *Hanel R. A. et al.* Infrared spectrometer experiment on the Mariner 9 mission: preliminary results.— Science, 1972, v. 175, N 4019, p. 305—308.
69. *Hanson W. B., Sanatani S., Zuccaro D. R.* The Martian Ionosphere as Observed by the Viking Retarding Potential Analyzers.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4351—4363.
70. *Hargraves R. B. et al.* The Viking Magnetic Properties Experiment: Primary Mission Results.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4547—4558.
71. *Hartmann W. K.* Martian cratering, 4, Mariner 9 initial analysis of cratering chronolo-

gy.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4096—4116.
72. *Hartmann W.* Relative Crater Production Rates on Planets.— Icarus, 1977, v. 31, N 2, p. 260—276.
73. *Hartmann W. K.* Martian Cratering V: Toward an Empirical Martian Chronology and its Implication.— Geoph. Res. Lett., 1978, v. 5, N 6, p. 450—452.
74. *Henderson-Sellers A., Meadows A. J.* The evolution of the surface temperature of Mars.— Planet. Space Sci., 1976, v. 24, N 1, p. 41—44.
75. *Hokai K.* Loose and compacted soils: two basic units composing the martian surface?..— Abstracts X Lunar and Planet. Sci. Conf. March 19—23, 1979, part 2, p. 564—566.
76. *Huguenin R. L.* The formation of goethite and hydrated clay minerals on Mars.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 26, p. 3895—3905.
77. *Huguenin R. L.* Mars: Chemical Weathering as massive volatile sink.— Icarus, 1976, v. 28, N 2, p. 203—212.
78. *James P. B.* The clouds of Mars as seen by Viking.— In: The Mars Reference Atmosphere, COSPAR, 1978, p. 91—98.
79. *Johnston D. H., Toksoz N.* Internal structure and properties of Mars.— Icarus, 1977, v. 32, N 1, p. 73—84.
80. *Kieffer H. H. et al.* Preliminary Report on Infrared Radiometric Measurement from the Mariner 9 Spacecraft.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4291—4312.
81. *Kieffer H. H. et al.* Martian North Pole Summer Temperatures: Dirty Water Ice.— Science, 1976, v. 194, N 4271, p. 1341—1344.
82. *Kieffer H. H. et al.* Thermal and Albede Mapping of Mars During the Viking Primary Mission.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4249—4291.
83. *Kliore A. J. et al.* S-Band Radio Occultation Measurements of the Atmosphere and Topography of Mars with Mariner 9: Extended Mission Coverage of Polar and Intermediate Latitudes.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4331—4351.
84. *Kuzmin R. O.* On possible structure of the Martian cryolithosphere.— Lunar Sci. VIII March 14—18, 1977. Pt II. Abstracts of papers. p. 566—568.
85. *Leighton R. B., Murray B. C.* Behaviour of Carbon Dioxide and other volatiles on Mars.— Science, 1966, v. 153, N 3732, p. 136—144.
86. *Levine J. S. et al.* Atomic hydrogen on Mars: measurement at solar minimum.— Science, 1978, v. 200, N 4345, p. 1048—1052.
87. *Masursky H., Crabill N. L.* Search for the Viking 2 landing site.— Science, 1976, v. 194, N 4271, p. 809—812.
88. *Masursky H. et al.* Classification and Time of Formation of Martian Channels Based on Viking Data.— J. Geoph. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4016—4038.
89. *McElroy M. B. et al.* Composition and Structure of the Martian upper atmosphere: Analysis of results from Viking.— Science, 1976, v. 194, N 4271, p. 1295—1298.
90. *Milton D. J.* Water and Processes of Degradation in the Martian Landscape.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4037—4047.
91. *Moore H. J. et al.* Surface Materials of the Viking Landing Sites.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4497—4523.
92. *Morrison D., Sagan C., Pollack J. B.* Martian temperatures and thermal properties.— Icarus, 1969, v. 11, N 1, p. 36—45.
93. *Morris E. C., Mutch T. A., Holt H. E.* Atlas of geologic features in the dry valleys of south Victoria Land, Antarctica. Possible analogs of Martian surface features.— Interagency Rep. Astrogeology, 1972, v. 52, p. 1—156.
94. *Murray B. C. et al.* The surface of Mars, Part I, Cratered terrains.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 2, p. 313—330.
95. *Murray B. C. et al.* Geological framework of the South Polar Region of Mars.— Icarus, 1972, v. 17, N 2, p. 328—345.
96. *Mutch T. A. et al.* The geology of Mars.— Princeton, N. Jersey: Princeton Univ. Press, 1976. 400 p.
97. *Mutch T. A. et al.* The surface of Mars: The view from the Viking 1 Lander.— Science, 1976, v. 193, N 4255, p. 791—801.
98. *Mutch T. A. et al.* The surface of Mars: The view from the Viking 2 lander.— Science, 1976, v. 194, N 4271, p. 1277—1283.
99. *Mutch T. A. et al.* The Geology of the Viking Lander 2 Site.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4452—4462.
100. *Neukum G. et al.* Surface Age of Martian Shield Volcanoes and Channels.— Abstracts X Lunar and Planet. Sci. Conf. March 19—23 1979, part 2, p. 907—909.
101. *Owen T., Biemann K.* Composition of the Atmosphere at the Surface of Mars: Detection of Argon-36 and Preliminary Analysis.— Science, 1976, v. 193, N 4255, p. 801—803.
102. *Owen T.* The composition of the Martian Atmosphere.— In: The Mars Reference atmosphere, COSPAR, 1978, p. 99—106.
103. *Pang K. D. et al.* The composition of Phobos: Evidence for carbonaceous chondrite surface from spectral analysis.— Science, 1978, v. 199, N 4324, p. 64—66.
104. *Pettengill G. H. et al.* Radar measurement of Martian topography.— Astron. J., 1969, v. 74, N 3, p. 461—482.
105. *Phillips R. J., Saunder R. S., Conel J. E.* Mars: Crustal structure inferred from Bouguer gravity anomaly.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 23, p. 4815—4820.

106. *Phillips R. J., Saunders R. S.* The isostatic state of Martian topography.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 20, p. 2893—2898.
107. *Pieri D.* Distribution of Small Channels on the Martian Surface.— Icarus, 1976, v. 27, N 1, p. 25—50.
108. *Plescia J. B.* Styles of faulting and tectonics of the Tharsis Region.— Abstracts X Lunar and Planet. Sci. Conf. March 19—23, 1979. Pt 3, p. 986—988.
109. *Pollack J. B. et al.* Mariner 9 Television Observations of Phobos and Deimos, 2.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4313—4326.
110. *Pollack J. B. et al.* Winds on Mars during the Viking season: Predictions based on a general circulation model with topography. Geophys. Res. Lett., 1976, v. 3, N 8, p. 479—482.
111. *Pollack J. B. et al.* Properties of Aerosols in the Martian Atmosphere as Inferred From Viking Lander Imaging Data.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4479—4498.
112. *Pollack J. B.* Phobos and Deimos: A review. In: Planetary Satellites, edited by J. Burns, University of Arisona Press, Tucson, 1977.
113. *Reasenberg R. D.* The moment of Inertia and Isostasy of Mars.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 2, p. 369—375.
114. *Schonfeld E.* Estimated Viscosities of Arsia Mons Lava Flows.— Abstracts X Lunar and Planet. Sci. Conf. March 19—23 1979, pt 3, p. 1063.
115. *Schonfeld E.* Origin of Vallis Mariners.— Abstracts X Lunar and Planet. Sci. Conf. March 19—23 1979, pt 3, p. 1064—1066.
116. *Scott D. H., Carr M. H.* Geologic Map of Mars. Atlas of Mars, 1 : 25 000 000 Geologic series, M25MG, 1978 I—1083, US Geol. Serv.
117. *Seiff A., Kirk D. B.* Structure of the Atmosphere of Mars in Summer at Mid-Latitudes.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4364—4378.
118. *Seiff A.* Post-Viking Models for the structure of the Summer atmosphere of Mars.— In: The Mars reference atmosphere, COSPAR, 1978, p. 1—20.
119. *Sharp R. P.* Mars: fretted and chaotic terrains.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4073—4083.
120. *Sharp R. P., Malin M. C.* Channels on Mars.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, N 5, p. 593—609.
121. *Shreve R. L.* Sherman landslide, Alaska.— Science, 1966, v. 154, N 3774, p. 1639—1643.
122. *Smoluchowski R.* Mars: Retention of Ice.— Science, 1968, v. 159, N 3821, p. 1348—1350.
123. *Shorthill R. W. et al.* The «soil» of Mars (Viking 1).— Science, 1976, v. 194, N 4260, p. 91—97.
124. *Sinclair A. T.* The motions of the satellites of Mars.— Monthly Not. Roy. Astron. Soc., 1972, v. 155, N 3, p. 249—274.
125. *Sinder R. B., McCord T. B.* Mars: Large scale mixing of bright and dark materials and Properties of dark material.— Abstracts X Lunar and Planet. Sci. Conf. March 19—23, 1979, pt 3, p. 1128—1130.
126. *Soderblom L. A., Kreidler T. J., Masursky H.* Latitude Distribution of a Debris Mantle on the Martian Surface.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4117—4122.
127. *Soderblom L. A. et al.* Martian planetwide crater distributions: implications for geologic history and surface processes.— Icarus, 1974, v. 22, N 2, p. 239—263.
128. *Toksoz M. N., Hsui A. T.* Thermal History and Evoiution of Mars.— Icarus, 1978, v. 34, N 3, p. 537—547.
129. *Tolson R. H. et al.* Viking first encounter of Phobos: Preliminary Results.— Science, 1978, v. 199, N 4324, p. 61—64.
130. *Toon O. B. et al.* Physical properties of the partciles composing the Martian dust storm of 1971—1972.— Icarus, 1977, v. 30, p. 663—696.
131. *Toulmin P. et al.* Preliminary results from the Viking X-ray fluorescence experiment: the first sample from Chryse Planitia, Mars.— Science, 1976, v. 194, N 4260, p. 81—84.
132. *Toulmin P. et al.* Geochemical and Mineralogical Interpretation of the Viking Inorganic Chemical Results.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4625—4634.
133. *Tsoar H. et al.* Sand Dunes of the North Polar Region of Mars: Maping and Analysis.— Abstracts X Lunar and Planet. Sci. Conf. March 19—23, 1979 pt 3, p. 1242—1244.
134. *Turekian K. K., Wedepohl K. H.* Distribution of the elements in some major units of the earth's crust.— Bull. Geol. Soc. of Amer., 1961, v. 72, N 2, p. 175—190.
135. *Veverka J., Duxbury T. C.* Viking Observations of Phobos and Deimos: Preliminary Results.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4213—4223.
136. *Wise D. U.* Martian fault pattern and time sequence in relation to volcanism, northern Tharsis ridge area.— Transactions Amer. Geophys. Union, 1974, v. 55, p. 341—349.
137. *Wise D. U., Golembek M. P., McGill G. E.* Structural Sequence, Timing and a Model for the Evolution of the Tharsis Province of Mars.— Abstract of Second International Colloquium on Mars. January 15—18, 1979. NASA Conference Publication 2072, p. 89.
138. *Woiceshin P. M.* Global seasonal atmospheric fluctuations on Mars.— Icarus, 1974, v. 22, N 3, p. 325—329.
139. *Wood C. A., Head J. W., Cintala M. J.* Interior morphology of fresh martian craters: the effects of target characteristics.— Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th, 1978, p. 3691—3709.

ГЛАВА 5. ВЕНЕРА

Планета Венера[3] — ближайшая к Земле внутренняя планета Солнечной системы. Радиус ее орбиты меньше, чем у Земли, и составляет 0,723 а. е. Венера обращается вокруг Солнца по практически круговой орбите (с эксцентриситетом 0,0068) с сидерическим периодом 225 земных суток. Венера вращается вокруг собственной оси очень медленно (243 земных суток) в обратную сторону, поэтому Солнце там восходит с запада. Такому периоду вращения соответствует продолжительность венерианских солнечных суток 118 земных, т. е. венерианский год составляет всего около двух суток по местному солнечному времени, а рассвет и закат длятся в течение многих земных суток. При движении Венеры вокруг Солнца фазы освещенности диска для земного наблюдателя меняются. В нижнем (ближайшем) соединении к Земле обращена неосвещенная Солнцем сторона планеты (как в новолуние), а в верхнем — освещенная (как в полнолуние). Интервал времени между двумя одинаковыми фазами (синодический период) составляет 584 земных суток. Спутников у Венеры нет. Средний экваториальный радиус Венеры равен 6050 км, масса планеты $\sim 4{,}87 \cdot 10^{27}$ г при средней плотности 5,27 г·см$^{-3}$, а ускорение силы тяжести на экваторе около 890 см · с$^{-2}$.

Легко видеть, что основные физические параметры Земли и Венеры весьма близки. Тем не менее условия на поверхности Венеры совсем не похожи на земные: окруженная плотной горячей углекислой атмосферой, планета имеет раскаленную (475° С) сухую поверхность. Атмосферное давление около 100 атм. Венера постоянно окутана сплошным облачным покровом, непрозрачным для видимого и инфракрасного излучения. Это обстоятельство чрезвычайно затрудняло исследование ее наземными средствами. Об условиях на поверхности никаких надежных данных не было, преобладали полуфантастические гипотезы. Хотя мощная атмосфера планеты была открыта еще в XVIII в. М. В. Ломоносовым, однако спектроскопические данные 50—60-х годов XX в. не могли решить вопрос о ее составе. Были обнаружены линии поглощения CO_2, N_2, H_2O, ряда других газов, но соотношения этих компонентов оставались неясными. Даже период вращения планеты вокруг собственной оси установлен лишь с помощью радиолокации в 1962 г., поскольку фотографии и спектрограммы давали возможность измерить лишь скорость вращения облачных деталей, а не твердой поверхности.

Гигантский скачок в накоплении наших знаний произошел с начала космической эры исследований. К Венере было направлено 16 автоматических межпланетных станций, причем 9 осуществили мягкую посадку на поверхность планеты. Советскими станциями впервые определен химический состав атмосферы («Венера-4»), получена обширная информация о ее температуре, строении, свойствах и динамике, переданы на Землю фототелевизионные изображения двух районов поверхности планеты и первые сведения о физических свойствах и естественной радиоактивности венерианского грунта. Радиолокационные исследования, проводившиеся в СССР и главным образом в США, позволили получить представление о рельефе и геологической структуре планеты Венера.

[3] В процессе подготовки рукописи к набору оказалось возможным внести некоторые исправления в текст этой главы (табл. 13, 14 и данные о геологическом строении поверхности [108—113]).

УСЛОВИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ

Определения температуры на поверхности с помощью спускаемых аппаратов серии «Венера» дали интервал значений 728—743 К и подтвердили правильность радиоастрономических оценок. Различия между дневными и ночными температурами отсутствуют, несмотря на длительность венерианских суток. Расчет глобального теплового режима близповерхностной атмосферы показал, что перепад температуры от дня к ночи составляет около 1° [23]. Уменьшение температуры от экватора к полюсам по радиоастрономическим оценкам не превышает 12° [91]; таким образом, поверхность Венеры находится как бы в хорошем термостате. Перепад температуры в зависимости от высоты местности, вероятно, может достигать 50—60°. Высокая температура поверхности Венеры объясняется так называемым парниковым эффектом. Если бы Венера не была окружена атмосферой, то эффективная температура ее поверхности в зависимости от альбедо не превышала бы 327 К. Однако атмосфера Венеры практически прозрачна для солнечного излучения, но не прозрачна для излучения, отраженного поверхностью (ИК-излучения), которое почти полностью поглощается такими компонентами атмосферы, как CO_2, H_2O, SO_2, что приводит к возникновению парникового эффекта. За счет этого температура поверхности Венеры становится выше эффективной более чем на 300° (для Земли и Марса это повышение составляет около 35 и 7° соответственно).

Обзор теорий парникового эффекта приведен в монографиях [20, 23], где показано, что в основном этот механизм согласуется с наблюдательными данными по составу, структуре и динамике венерианской атмосферы. А. Д. Кузьмин и М. Я. Маров [23] предостерегают от буквального понимания сути парникового эффекта. В парниках нагревание воздуха объясняется не задержкой длинноволнового солнечного излучения стеклом, а отсутствием конвекционного теплообмена в теплице по сравнению со свободной атмосферой.

Прямые измерения давления на поверхности Венеры выполнены на спускаемых аппаратах серии «Венера» и зондах «Пионер-Венера». Давление превышает земное примерно в 100 раз. Температура и давление хорошо согласуются с адиабатической моделью атмосферы Венеры, состоящей из 97% CO_2, 2% N_2 и 1% H_2O [23], причем на условном нулевом уровне поверхности с радиусом 6050 км приняты значения: T_0=750 К, P_0=96,1 атм. Атмосферное давление на вершинах гор отличается от давления на дне наиболее глубоких понижений на ~50 атм, а температура — на ~100°.

Освещенность на поверхности планеты измерена с помощью приборов, смонтированных на спускаемых аппаратах. Установлено, что фотометрическая освещенность (E) на рассвете составляет 0,1—0,3 клк [2], а к ве-

ТАБЛИЦА 12. СОДЕРЖАНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ВЕНЕРЫ *

Объект исследования		K, %	U, $n \cdot 10^{-4}$ %	Th, $n \cdot 10^{-4}$ %
Венерианские породы	«Венера-8»	4,0±1,2	2,2±0,7	6,5±0,2
	«Венера-9»	0,5±0,1	0,6±0,2	3,7±0,4
	«Венера-10»	0,3±0,2	0,5±0,3	0,7±0,3
Земные базальты		0,76	0,86	2,1
Земные граниты		3,24	9,04	21,9

* По [35, 36].

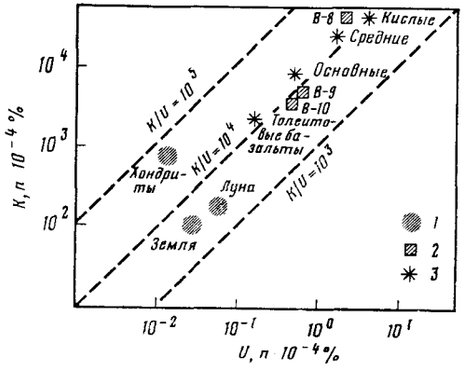


РИС. 57. Соотношение калия и урана в породах земной коры, хондритах, породах Луны и Венеры [35, 36]

1 — средние содержания K и U для кор Луны, Земли и хондритов; *2* — содержание K и U в поверхностных породах Венеры по данным спускаемых аппаратов «Венера-8, 9, 10»; *3* — средние содержания K и U в земных породах различных типов

нерианскому полудню достигает 3—6 клк [33], что соответствует пасмурному дню на Земле, или даже 12 клк [30]. Бóльшая часть солнечной энергии поглощается на высотах свыше 55 км, причем лишь около 3% достигает поверхности [28, 63, 64].

Важная информация о содержании радиоактивных элементов в породах получена с помощью гамма-спектрометров. Результаты измерений содержания K, U, Th в поверхностных породах Венеры приведены в табл. 12 и на рис. 57. По величине K/U отношения породы в месте посадки «Венеры-8» отвечают либо кислым породам, либо щелочным базальтам, а породы в местах посадок «Венеры-9 и 10» занимают промежуточное положение между толеитовыми и щелочными базальтами [35, 36].

Диэлектрическая проницаемость (ε) и плотность (ρ) пород [62] позволили предположить двухслойное строение поверхностного слоя, отражающего радиосигналы. Верхний слой соответствует сильнопористым или рыхлым породам с $\varepsilon \sim 3$ и $\rho = 1{,}2—1{,}9$ г/см^3 и слагает горизонт мощностью 0,5—1 м, в то время как ниже залегают плотные породы ($\varepsilon \sim 8{,}3$; $\rho = 2{,}2—2{,}7$ г/см^3). Эти оценки согласуются с величинами $\varepsilon = 4{,}7 \pm 0{,}8$; $\rho = 2{,}3 \pm 0{,}4$ г/см^3 для поверхности планеты в целом по радиолокационным данным [23].

Эксперимент по широкополосной фотометрии на СА «Венера-9 и 10» [31] показал, что при посадке поднялось облако пыли, которая покрыла поверхность аппарата слоем порядка $10^{-1}—10^{-2}$ мм, что говорит о наличии рыхлых пород. Плотность скальных пород, наблюдаемых на телепанораме «Венера-10» [37], составляет $2{,}8 \pm 0{,}1$ г/см^3. Эта величина близка к плотности земных базальтов. Фотометрическая обработка панорамы «Венеры-10» [33] показала, что отражательные характеристики скальных пород отвечают очень темным породам с неровной поверхностью (альбедо 0,03—0,12).

Ветры на поверхности Венеры относительно слабые. По данным прямых измерений на КА «Венера-8—10» [1, 6], скорость ветра составляет всего 0,5—1,0 м/с. В противоположность застойным условиям плотной атмосферы приповерхностной зоны, где плотность всего в 14 раз меньше плотности воды, на высоте наблюдаются мощные движения атмосферы. Динамика атмосферы изучается с помощью наземных наблюдений неоднородностей в УФ-лучах и с автоматических межпланетных станций («Маринер-10», «Венера-9 и 10»), данные о ветрах в нижней тропосфере получены во время функционирования СА «Венера-9, 10». Ветры в экваториальной зоне венерианской атмосферы достигают огромной скорости, 100—140 м/с [3, 20], причем эти вихревые (турбулентные) потоки господствуют в зоне основного облачного слоя. Предполагается, что атмосферный режим в приполярных зонах отличается от экваториального.

По-видимому, 4-суточный период вращения облачного слоя, фиксируемый по периодичности наблюдения УФ-деталей, совпадает с периодом циркуляции атмосферы. Причиной четырехсуточной циркуляции атмосферы в общем виде считают перемещение волны солнечного нагрева при вращении планеты. Однако до сих пор нет гипотезы, удовлетворительно объясняющей столь быстрое движение атмосферы (~110 м/с) вокруг планеты, период вращения которой составляет 243 земных суток. В результате разности температур ночной и дневной сторон планеты может возникнуть конвекция, но, по-видимому, с помощью такого механизма нельзя объяснить глобальную циркуляцию газа со скоростью, превышающей несколько метров в секунду [45].

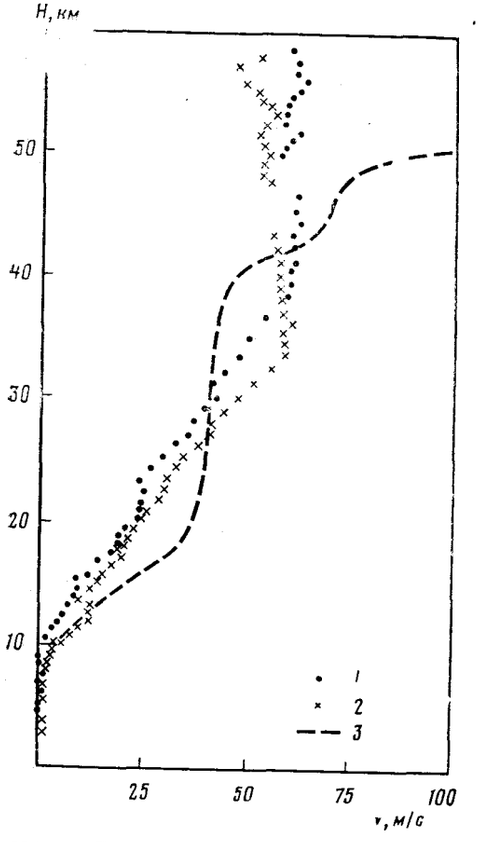


РИС. 58. Горизонтальная составляющая скорости ветра в вертикальном профиле тропосферы Венеры [6]

По данным: *1* — «Венеры-9», *2* — «Венеры-10», *3* — «Венеры-8»

Конвективный механизм, вероятно, играет большую роль в подоблачной тропосфере, где теоретические оценки средней скорости движения струй газа дают величины 1—5 м/с [3, 23]; реальные измерения выполнены на СА серии «Венера» [6, 17]. На рис. 58 видно, что в диапазоне высот 20—40 км находится зона постоянных ветров (30—36 м/с), причем около 48 и 20 км вертикальные градиенты скорости ветра резко возрастают. Ниже 20 км скорость ветра быстро убывает, достигая 0,5—1,0 м/с у поверхности планеты.

Таким образом, сейчас мы знаем, что условия на поверхности Венеры напоминают сухую раскаленную пустыню. Плотная (давление на поверхности около 100 атм) углекислая атмосфера поддерживает температуру около 750 K, которая господствует на планете в любое время венерианских суток независимо от широты места. На поверхности есть рыхлые реголитоподобные отложения и скальные породы, по физическим свойствам близкие к базальтам. Вариации содержаний и соотношений радиоактивных элементов в породах поверхности указывают на вероятную магматическую или метаморфическую природу пород коры.

АТМОСФЕРА

Плотные атмосферы планет существенно изменяют свои свойства с высотой как по термодинамическим параметрам давления и температуры, так и по ряду других признаков. Несмотря на подвижность этих систем и размытость границ, в атмосферах можно выделить ряд зон, где изучаемое свойство приобретает господствующее положение. Комбинация таких свойств определяет выделение зональных оболочек атмосферы, границы которых не совпадают при использовании разных признаков. Поэтому в зависимости от

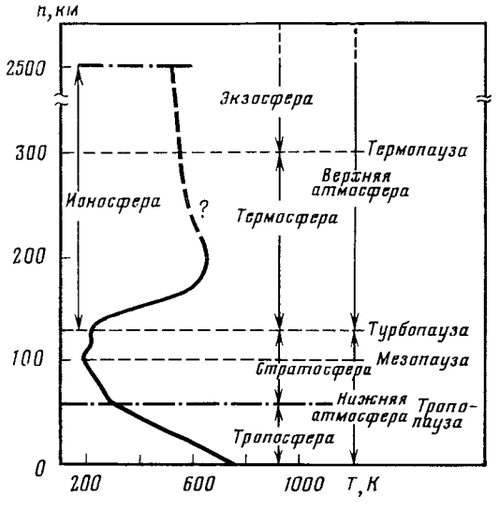


РИС. 59. Структура атмосферы Венеры [68]

По данным эксперимента «Пионер-Венера» [92] температура экзосферы составляет 285±10 К

задач и степени изученности атмосфер разных планет, точное соблюдение выделения оболочек по наиболее изученному земному типу может соблюдаться лишь приближенно, в соответствии с поставленной автором задачей. Детали состава атмосферы Венеры вызывают разногласия и продолжают изучаться.

Газовая оболочка Венеры условно подразделяется на нижнюю (ниже 130—150 км) и верхнюю атмосферу (рис. 59).

Верхняя атмосфера. Эта область представляет собой открытую разреженную газовую систему, где под воздействием солнечного излучения происходят фотохимические процессы, а газовые компоненты находятся преимущественно в диссоциированной, ионизированной форме. Нижнюю границу верхней атмосферы определяет зона турбопаузы, отвечающая уровню около 145 км [60]. Выше турбопаузы состав и состояние среды определяются диффузионно-гравитационным разделением газов по молекулярному весу, средняя величина которого убывает с высотой (гетеросфера). Эта зона верхней атмосферы характеризуется повышением температуры с высотой до уровня около 300 км (термопауза) [68] и называется термосферой. А. Д. Кузьмин и М. Я. Маров [23] отмечают, что наиболее достоверные модели верхней атмосферы до высот 300—350 км исходят из ее преимущественно углекислого состава с примесью одноатомного кислорода, CO, а также водорода и дейтерия. Выше термопаузы (300 км) температура газовой среды постоянна (275 К), а основным нейтральным (неионизированным) компонентом, вероятно, является гелий. Эта зона называется экзосферой. Экзосфера является областью диссипации частиц в окружающее космическое пространство. Начиная с высоты 800 км в составе экзосферы господствуют частицы с малым атомным весом, т. е. резко преобладает атомарный водород. Эту область верхней атмосферы, постепенно переходящую в межпланетную среду, принято называть водородной короной.

Нижняя атмосфера. Эта область характеризуется равномерным перемешиванием основных газовых компонентов (гомосфера). Ниже турбопаузы относительная концентрация молекул главных компонентов постоянна на любом уровне. Микрокомпоненты, вовлеченные в процессы формирования облачных слоев или в такие химические реакции, скорость которых выше скорости конвективного перемешивания, могут быть распределены неравномерно. В нижней атмосфере выделяют стратосферу (65—130 км) и тропосферу (0—65 км), естественной границей между ними является верхняя граница облаков. Здесь происходит резкое изменение температурного градиента с высотой (тропопауза). Тропопауза приурочена к диапазону высот 65—70 км, что отвечает примерно 240—250 К и давлению 60—100 мбар.

Стратосфера состоит преимущественно из углекислого газа, примесей азота,

ТАБЛИЦА 13. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АТМОСФЕРЫ ВЕНЕРЫ * НА ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЕ ОБЛАЧНОГО СЛОЯ ПО СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Компонент	Относительное содержание по объему	Источник
H_2O	$\sim 4 \cdot 10^{-5}$	[95]
	$5 \cdot 10^{-7}$—$4 \cdot 10^{-5}$	[47]
O_2	$< 10^{-5}$	[97]
CO	$(5{,}1 \pm 0{,}1) \cdot 10^{-5}$	[107]
CH_4	$< 10^{-6}$	[49]
HCl	$\sim (4{,}2$—$6{,}1) \cdot 10^{-7}$	[107]
HF	$\sim 10^{-8}$	[107]
NH_3	$< 10^{-7}$	[77]
COS	$< 10^{-7}$	[77]
SO_2	$\sim 2 \cdot 10^{-7}$	[108]
H_2S	$< 10^{-7}$	[77]

* Отсутствие количественных данных по составу главных компонентов стратосферы позволяет допустить уменьшение содержания CO_2 до 80—90% за счет увеличения концентрации N_2 или инертных газов [59].

инертных газов и ряда микрокомпонентов [59]. Все оценки состава стратосферы базируются на спектроскопических определениях наземными и космическими средствами. Прямое зондирование атмосферы на СА серии «Венера» относится к подоблачному слою (тропосфере). Данные определения компонентов стратосферы вблизи тропопаузы (верхняя граница облаков) приведены в табл. 13. В настоящее время в стратосфере обнаружены аэрозольные слои (до высоты 90 км), краткое описание которых приводится ниже.

Как предположил М. Я. Маров еще в 1969 г., нижняя атмосфера Венеры, и особенно ее тропосфера, в первом приближении описывается адиабатой углекислого газа, а предложенная математическая модель физических свойств атмосферы позволила построить зависимости температуры, давления и плотности от высоты над поверхностью планеты.

В настоящее время с помощью радиопросвечивания, осуществленного с орбитальных спутников [19, 43, 44], получены наиболее полные экспериментальные P—T—h вертикальные профили нижней атмосферы для дневной (52—90 км) и ночной (40—90 км) сторон планеты Венера. Эти данные указывают на хорошее согласие с расчетной адиабатической моделью, особенно до высот менее 59—62 км, где температурный градиент весьма близок к сухой адиабате (9 град/км). В диапазоне высот 60—85 км резкое замедление падения температуры до 2,3—4,4 град/км (влажная адиабата) и существование перегибов на уровнях 59 и 64 км объясняются природой облачного слоя. Сравнение дневных и ночных температурных профилей показало, что на высотах ниже 55 км эти профили практически совпадают, а начиная с 60 км наблюдается превышение дневных температур над ночными (рис. 60).

Эксперименты по прямому зондированию тропосферы на СА серии «Венера» позволили составить достаточно определенное представление о ее химическом составе. Тропосфера Венеры состоит из CO_2 (около 97 об. %), азота (около 2%), а на долю водяного пара и всех остальных микрокомпонентов (состав которых требует уточнения) приходится около 1 об.% (табл. 14). Химическое строение атмосферы Венеры обнаруживает зональность, а зоны выделяются по принципу преобладания того или иного физико-химического процесса. Зональные химические модели атмосферы предложены Р. Ф. Мюллером [73], Э. и Л. Янг [45], К. П. Флоренским и др. [39, 40, 51], И. Л. Ходаковским и др. [42].

Верхняя зона является областью преобладания фотохимических процессов. Под действием УФ-излучения Солнца здесь происходит частичная диссоциация углекислого газа на окись углерода и атомарный кислород. Вероятно, рекомбинация CO_2 осуществляется с участием газовых компонентов вида HO_x, источником которых могут служить HCl и H_2, обнаружен-

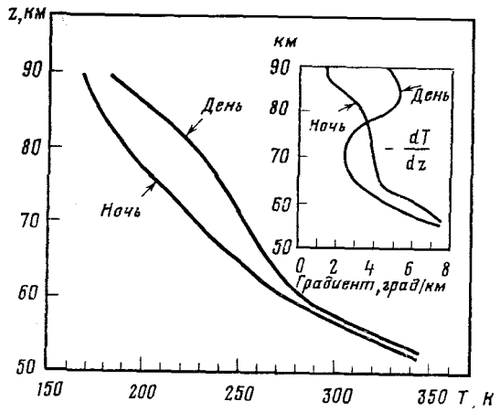


РИС. 60. Высотный профиль температуры тропосферы Венеры на дневной и ночной сторонах планеты [21]

С учетом данных, полученных космическими аппаратами «Венера-9, 10» [19, 44]

ные в стратосфере планеты (см. табл. 13). Соединения хлора играют здесь важную роль катализатора [81]. Для обоснования низкого содержания CO и атомарного кислорода допускается быстрый перенос продуктов диссоциации CO_2. Однако такая схема не согласуется с малой величиной отношения O/CO_2 (~60) в верхней атмосфере по данным «Маринера-10» [60]. В последней работе выдвинута гипотеза о чисто кислородной верхней атмосфере. Так или иначе, область преобладания фотохимических реакций (h>80 км) является областью стока углекислого газа, а источником его, вероятно, служат горные породы поверхности.

Эта идея впервые была выдвинута Г. Юри [98] и развита в ряде последующих работ [7, 8]. Предполагалось, что существование преимущественно углекислой атмосферы (по крайней мере, нижней атмосферы) обусловлено буферным равновесием между карбонатами и силикатами поверхностных пород по реакции так называемого волластонитового равновесия:

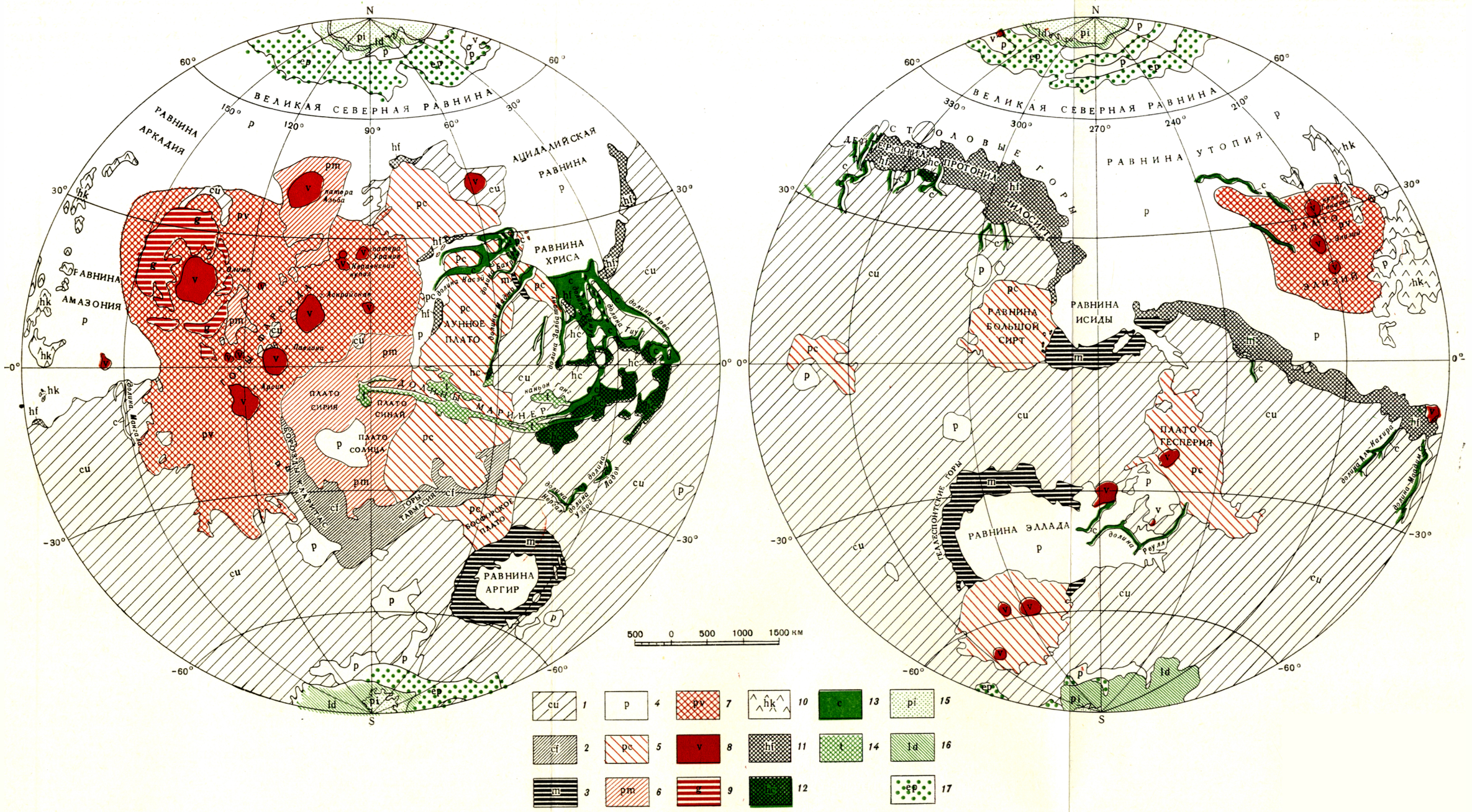
$$CaCO_{3(к)} + SiO_{2(к)} \rightleftarrows CaSiO_{3(к)} + CO_{2(г)}.$$

Интересно, что P—T условия этого равновесия в точности совпадают с величиной температуры и давления на поверхности Венеры. Расчеты мультисистем, характеризующих взаимодействие пород поверхности с тропосферой [41, 61], показали, что следует искать другие буферирующие меха-

ТАБЛИЦА 14. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТРОПОСФЕРЫ ВЕНЕРЫ

Единица измерения	Газ	Интервал измерений, км	КА «Венера 4—12»	Источник	«Пионер-Венера» [110] (на высоте от поверхности)		
					52 км	42 км	22 км
Об. %	CO_2	63—1,5	97^{+3}_{-4}	[9, 10]	95,4±20,1	95,9±5,8	96,4±1,0
	N_2	63—1,5	1,35—4,5	[5, 9, 10, 13, 16]	4,60±0,14	3,54±0,04	3,41±0,01
$n\cdot10^{-6}$ (ч. млн.)	H_2O	54—45	500—10000	[4, 10]			
		45—25	~500	[29]	<600	5190±684	1350±150
		15—0	~20	[28]			
	O_2	42—0	<20	[13]	?	?	—
	CO	42—0	28±14	[13]	$32,2^{+61,7}_{-22,2}$	30,2±18,0	19,9±3,12
	SO_2	42—0	~130±60	[13]	<600	176^{+2000}_{-0}	185^{+350}_{-155}
	Ar *	24—1,5	~100	[16]	60,5±46,8	63,8±13,6	67,2±2,3

* В эксперименте «Пионер-Венера» в интервале высот 68—0 км получено 55 масс-спектров тропосферы, в которой, по предварительным данным [58], содержится (в $n\cdot10^{-6}$): Ar^{36} 100, Ar^{38} 20, Ar^{40} 120.


N
S
ВЕЛИКАЯ СЕВЕРНАЯ РАВНИНА
РАВНИНА АРКАДИЯ
АЦИДАЛИЙСКАЯ РАВНИНА
РАВНИНА ХРИСА
РАВНИНА АМАЗОНИЯ
ЛУННОЕ ПЛАТО
ПЛАТО СИРИЯ
ПЛАТО СИНАЯ
ПЛАТО СОЛНЦА
ПЛАТО ГЕСПЕРИЯ
РАВНИНА АРГИР
РАВНИНА ЭЛЛАДА
РАВНИНА УТОПИЯ
РАВНИНА БОЛЬШОЙ СИРТ
РАВНИНА ИСИДЫ
ТЕМПЕ
ПРОТОНИЯ
ТАРСИС
ЭЛИЗИЙ
ГОРЫ ТАВМАСИЯ
ГЕЛЛЕСПОНТИЙСКИЕ ГОРЫ
ДОЛИНЫ МАРИНЕР
ДОЛИНА ЛАДОН
ДОЛИНА ИБЕРА
ДОЛИНА ТУЙ
ДОЛИНА ЛАВЕ
ДОЛИНА КАНЗУ
ДОЛИНА ЛАВИРИНТ
ДОЛИНА ЛАНГ
ДОЛИНА МАНГАЛА
ДОЛИНА ЛАМА
ДОЛИНА ЛАВИРИНТ
ДОЛИНА ЛАВЕ
ДОЛИНА ЛАДОН
ДОЛИНА ИБЕРА
ДОЛИНА ЛАВЕ
ДОЛИНА ЛАВЕ
ДОЛИНА ЛАВЕ

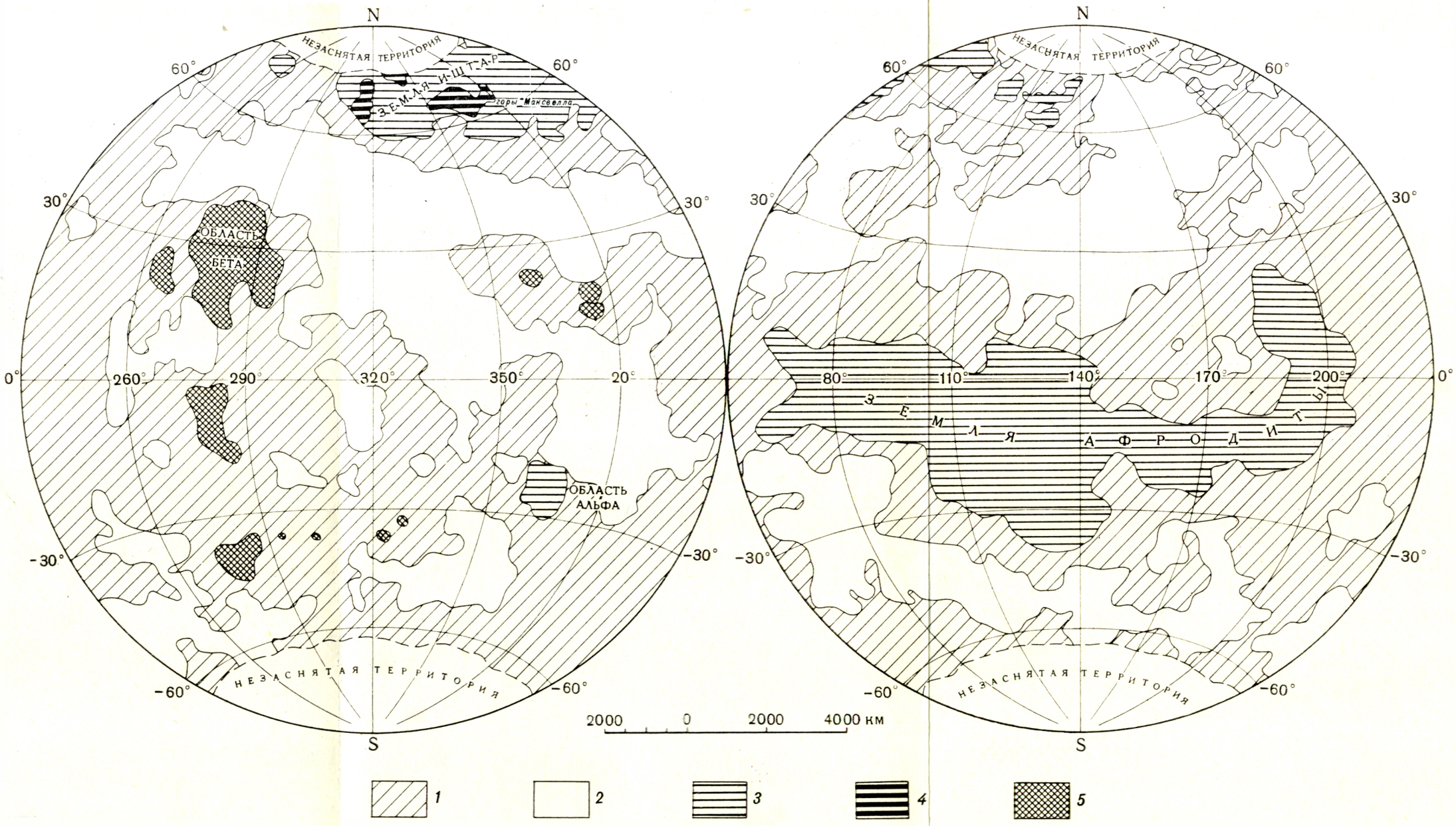


РИС. 66.б. Карта-схема типов местностей Венеры по [113] с изменениями

1 — холмистые равнины; *2* — низменные равнины; *3* — возвышенности; *4* — горные хребты и массивы; *5* — вулканические постройки

низмы, поскольку карбонаты могут быть устойчивы лишь в экзотических щелочных породах.

Другим важнейшим химическим процессом является диссоциация водяного пара. Свободный кислород остается в верхней атмосфере, а водород в результате влияния теплового движения атомов диссипирует в космическое пространство. По последним данным [92], скорость отлета водорода из экзосферы невелика и время, за которое он мог бы диссипировать, сопоставимо с возрастом Солнечной системы. Следовательно, объяснить обедненность Венеры водой за счет фотолитического разложения водяного пара, который мог бы быть существенным компонентом древней венерианской атмосферы [99], довольно сложно.

В зоне фотохимических процессов происходит не только сток водяного пара, но и его частичное образование из водорода солнечного ветра, проникающего непосредственно в атмосферу из-за отсутствия магнитного поля.

Зона смешивания и конкуренции реакций охватывает практически весь облачный слой, вероятно, с высоты порядка 90 км. Здесь действуют процессы образования молекул путем фотохимического окисления и процессы конденсации (вверху) и термического разложения (внизу) образовавшихся частиц облачного слоя. Здесь происходит коагуляция и распад аэрозолей в условиях интенсивных турбулентных движений. Гипотезы о возможном составе конденсатов рассмотрены ниже.

Зона термодинамических реакций характеризуется преимущественно гомогенными газовыми реакциями, которые доминируют в подоблачной тропосфере (ниже 49 км). Согласно модели К. П. Флоренского и др. (1976—1978 гг.) [39, 40, 51], водяной пар и газовые микрокомпоненты, содержащие углерод и серу, характеризуются неравномерным распределением в вертикальном профиле (рис. 61). Этот вертикальный градиент состава обусловлен профилем температуры, общего давления и буферирующим действием пород поверхности, высота влияния которого не ясна. Такая модель удовлетворительно согласовалась с имевшимися в то время инструментальными и теоретическими данными.

В развитие этого в модели И. Л. Ходаковского и др. (1979 г.) сделана попытка учесть количественные данные по кинетике газофазных реакций, некоторые аспекты динамики атмосферы и расчеты открытых мультисистем типа базальт — тропосфера. Предполагается, что в конвективных ячейках подоблачной тропосферы существуют восходящие и нисходящие газовые потоки, отличающиеся концентрацией H_2O, O_2, газов, содержащих серу. Вероятно, нисходящие потоки могут выносить сверху, из зоны господства фотохимических процессов, свободный кислород, SO_3 и содержат повышенное количество водяного пара — продукта термического разложения H_2SO_4. Восходящие потоки, вероятно, содержат газы, представляющие продукты взаимодействия тропосферы с породами поверхности. Последняя является областью стока свободного кислорода, водяного пара и источником CO_2, CO и восстановленных серосодержащих газов типа H_2S и COS (рис. 62). Не исключено, что ряд восстановленных газообразных соединений поступает из эндогенных источников (газовые струи, вулканы). Зона химического равновесия в тропосфере, по-видимому, ограничена сотнями метров или несколькими километрами от поверхности. Существованию такой зоны, возможно, благоприятствует циркуляция в мелкомасштабных конвективных ячейках в условиях слабых приповерхностных ветров. Изложенные представления согласуются с новейшими инструментальными данными [13, 28, 110], обработка которых с помощью термодинамического анали-

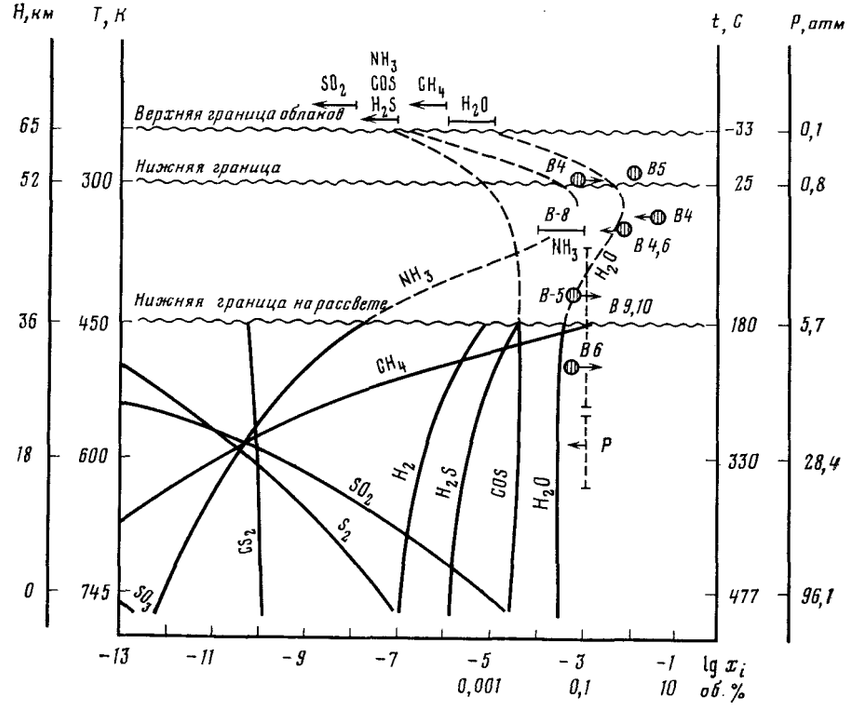


РИС. 61. Геохимическая модель тропосферы Венеры [39, 51]

Показано предполагаемое распределение микрокомпонентов по вертикальному профилю вблизи утреннего терминатора; расчетные данные для зоны ниже ~34 км получены на основе допущения об однородном вертикальном распределении CO_2 и N_2, а также H_2O, CO и COS; *B*-4, 5, 6, 8, 9, 10 — данные зондирования тропосферы спускаемыми аппаратами серии «Венера» (определения H_2O, NH_3); определения микрокомпонентов на верхней границе облаков — по [47, 49, 77]; *P* — радиоастрономическая оценка содержания H_2O [23]

за [42] заставила отказаться от первой модели [39].

Строение и состав облачного покрова. Природа, состав и структура венерианских облаков до сих пор окончательно не выяснены и представляют серьезный научный интерес.

Многочисленные исследования отражательных свойств облаков наземными средствами и с пролетных аппаратов «Маринер-5, 10» в широком волновом диапазоне, измерения теплового излучения позволяют считать верхней границей облачного слоя уровень 30—60 мбар (68—70 км). С помощью ИК-радиометрии с борта орбитальных станций «Венера-9, 10» [22] установлены различия яркостных температур излучающего слоя облаков (т. е. их верхней границы) на дневной (233 К, ~70 км) и ночной (244 К, ~67 км) сторонах планеты. Иными словами, выявлена тепловая асимметрия, возможно возникающая в результате понижения верхней границы облачного слоя на ночной стороне планеты на несколько километров.

В настоящее время установлено [109], что облачный покров Венеры имеет по меньшей мере трехслойное строение: 1) стратосферная дымка (70—90 км); 2) основной облачный слой (48—70 км); 3) подоблачная дымка (31—48 км). Анализ радиорефракционных данных, а особенно телевизионных снимков диска Венеры в оранжевых и УФ-лучах [74] привел к выводу о существовании многослойной дымки, расположенной вблизи уровня 10 мбар (h>75 км), т. е. выше основного облачного покрова, и достигающей высоты ~88 км (0,5 мбар). Согласно О'Лири [76], выделяются два слоя аэрозоля, разделенные расстоянием в несколько километров, причем их горизонтальная протяженность составляет несколько тысяч километров. Наличие многослойной дымки указывает на стабильность режима циркуляции венерианской атмосферы в этом диапазоне высот и напоминает аэрозольную дымку стратосферы Земли в диапазоне давлений 20—50 мбар, в составе которой обнаружен аэрозоль H_2SO_4 [96].

Основной облачный слой имеет неоднородную структуру, желтоватую окраску в видимой области спектра и

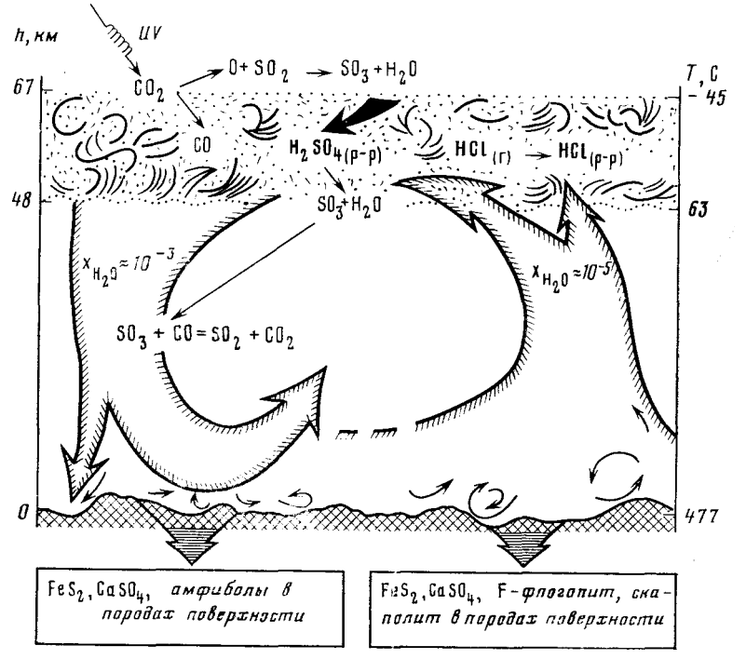


РИС. 62. Схема взаимодействия основных физико-химических процессов, регулирующих состав тропосферы и пород поверхности планеты Венера

Стрелками показаны восходящие и нисходящие потоки глобальной конвективной ячейки в тропосфере. Основной облачный слой содержит аэрозоли H_2SO_4; не исключена локальная конденсация капель HCl

высокую отражательную способность (78%), сопоставимую с величиной альбедо кучевых облаков Земли или ледяных полярных шапок, что свидетельствует о его значительной мощности. Данные зондирования атмосферы [2, 26, 29, 44] привели к заключению о том, что наиболее резкая граница изменения физических параметров (освещенность, плотность, мутность среды и пр.) фиксируется на уровне 49—50 км. В то же время данные радиопросвечивания, измерения плотности [23, 27] и особенно результаты «Венеры-8» [64] указывали на четкую границу на уровне 33—

36 км. Согласовать эти данные можно, исходя из предположения о различии структур облачного слоя на дневной и ночной сторонах планеты, на экваторе и на полюсах [27, 40, 51]. По работе [40], постоянный ярус облаков существует только выше уровня 50 (± 2—3) км, а ниже этого уровня слой облаков (называемый теперь подоблачной дымкой) имеет иной химический состав, чем основной облачный слой, рассеивается к полудню и простирается до ~37 км к полуночи и до ~33 км к рассвету.

Вопрос о составе венерианских облаков породил множество предположений, однако кропотливый анализ большого объема косвенных данных о физических свойствах облаков, в первую очередь о характере их спектров отражения и поляризационных свойств, привел в настоящее время к господству сернокислотной гипотезы [90, 103]. По данным [80, 102], 82—86%-ные растворы H_2SO_4 по своим оптическим свойствам наиболее точно отвечают ИК-спектрам Венеры.

Положение верхней и нижней границ сернокислого облака (если исходить только из физико-химической аргументации) в вертикальном $P—T—h$ профиле определяется взаимодействием трех параметров: общего количества серы в венерианской тропосфере, содержанием H_2O («водность») и концентрацией растворов H_2SO_4, что и рассмотрено в ряде работ [86, 102, 103].

В табл. 15 сведены оценки содержаний H_2O и H_2SO_4 в облачном слое на его верхней границе по данным различных авторов. По диаграмме рис. 63 высота замерзания таких растворов H_2SO_4 при $x_{H_2O} \geqslant 10^{-5}$ отвечает 58—60 км. Поэтому полагают [102, 104], что в составе растворов H_2SO_4 имеются примеси, понижающие их температуру замерзания (например, HCl, HF). Прямые измерения микроструктуры облаков проведены с помощью нефелометров [26]. Стало очевидно, что в основном облачном слое выявляется ярусная структура, размер частиц достаточно постоянен (0,5—2,5 мкм), а их концентрация меняется в широких пределах.

ТАБЛИЦА 15. ОЦЕНКИ СОДЕРЖАНИЯ H_2O И H_2SO_4 В ОСНОВНОМ ОБЛАЧНОМ СЛОЕ ВЕНЕРЫ ПО ДАННЫМ РАЗЛИЧНЫХ АВТОРОВ

Относительное содержание по объему		Источник
$x_{H_2SO_4}$	x_{H_2O}	
$2 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$	[80]
$9 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	[86]
$5 \cdot 10^{-5}$—$3 \cdot 10^{-6}$	10^{-4}—10^{-6}	[102]
$5 \cdot 10^{-3}$—$3 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-3}$—$7 \cdot 10^{-5}$	[103]
10^{-5}	10^{-4}	[105]

Комплекс измерений [26, 29] однозначно показал, что даже самый плотный слой облаков (57—61 км) можно сопоставлять с земным слабым туманом или дымкой (мглой), поскольку метеорологическая дальность видимости составляет 1—3 км. Нефелометрия в целом согласуется с сернокислотной гипотезой, однако вопрос о составе аэрозоля ниже ~49 км, где «облака» представлены отдельными диффузными частицами, остается открытым. С учетом скорости оседания частиц H_2SO_4 (r=1 мкм; m=10^{-11} г) и броуновского движения время коагуляции, по Э. Янгу [104], достигает 60 дней. Поэтому на Венере маловероятна возможность быстрого формирования и рассеяния сернокислотных облаков.

На телескопических снимках Венеры, сделанных в УФ-лучах еще в конце 20-х годов, обнаружены темные участки. Известно, что наиболее крупные из этих неоднородностей, имеющие V-, Y- и Ψ-образную форму (рис. 64), являются устойчивыми образованиями (до нескольких недель) и перемещаются по диску планеты с востока на запад (по направлению ее вращения). Возникновение УФ-контрастов, вероятно, относится к слою 5—400 мбар (80—55 км), а в качестве глобальной средней оценки принимают уровень 50 мбар (68 км). Согласно гипотезе

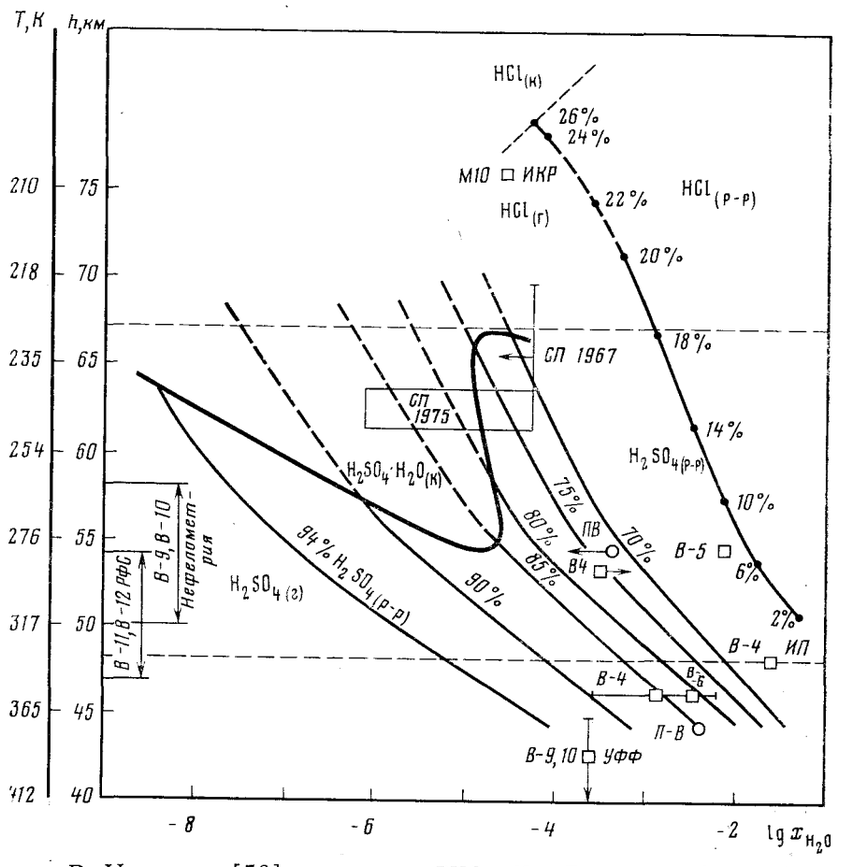


РИС. 63. Диаграмма фазовых отношений H_2SO_4, HCl и H_2O в координатах $T(h, км)$ — $\lg x_{H_2O}$ [12] в атмосфере Венеры

Показаны результаты определения H_2O спускаемыми аппаратами серии «Венера» (В-4, 5, 6, 9, 10), зондами «Пионер-Венера» (П-В) и «Маринер-10» (М-10) различными методами: ИКР — ИК-радиометрия [95]; СП — спектроскопия [47]; ИП — ионизационный плотномер [27]; УФФ — узкополосная фотометрия [29]; данные «Пионер-Венера» получены методом газовой хроматографии [78], а «Венера-4, 5, 6» — манометрическими и электролитическими газоанализаторами [9, 10]. Показаны интервалы работы нефелометров «Венеры-9, 10» [26] и рентгенофлуоресцентного спектрометра «Венеры-12» [93]; горизонтальной штриховой линией показаны границы облачного слоя по [26]

Б. Хапке и Р. Нельсона [56], в сернокислотных облаках должны существовать слабо перемешанные по горизонтали скопления частиц элементарной серы, которая инертна по отношению к H_2SO_4 и поглощает УФ-излучение.

Обобщение наблюдательных данных эксперимента «Пионер-Венера» [79] привело к предположению о том, что доминирующим поглотителем УФ-излучения является газообразный SO_2, а крупномасштабные УФ-детали ассоциируют с восходящими конвективными потоками.

По Р. Принну [111], предполагается фотодиссоциация SO_2 с последовательным окислением серы молекулярным кислородом до SO_3 и гидратацией с образованием H_2SO_4 на уровнях выше верхней границы основного облачного слоя (см. рис. 62). Резервуаром SO_2 служит подоблачная тропосфера, где содержание этого газа примерно

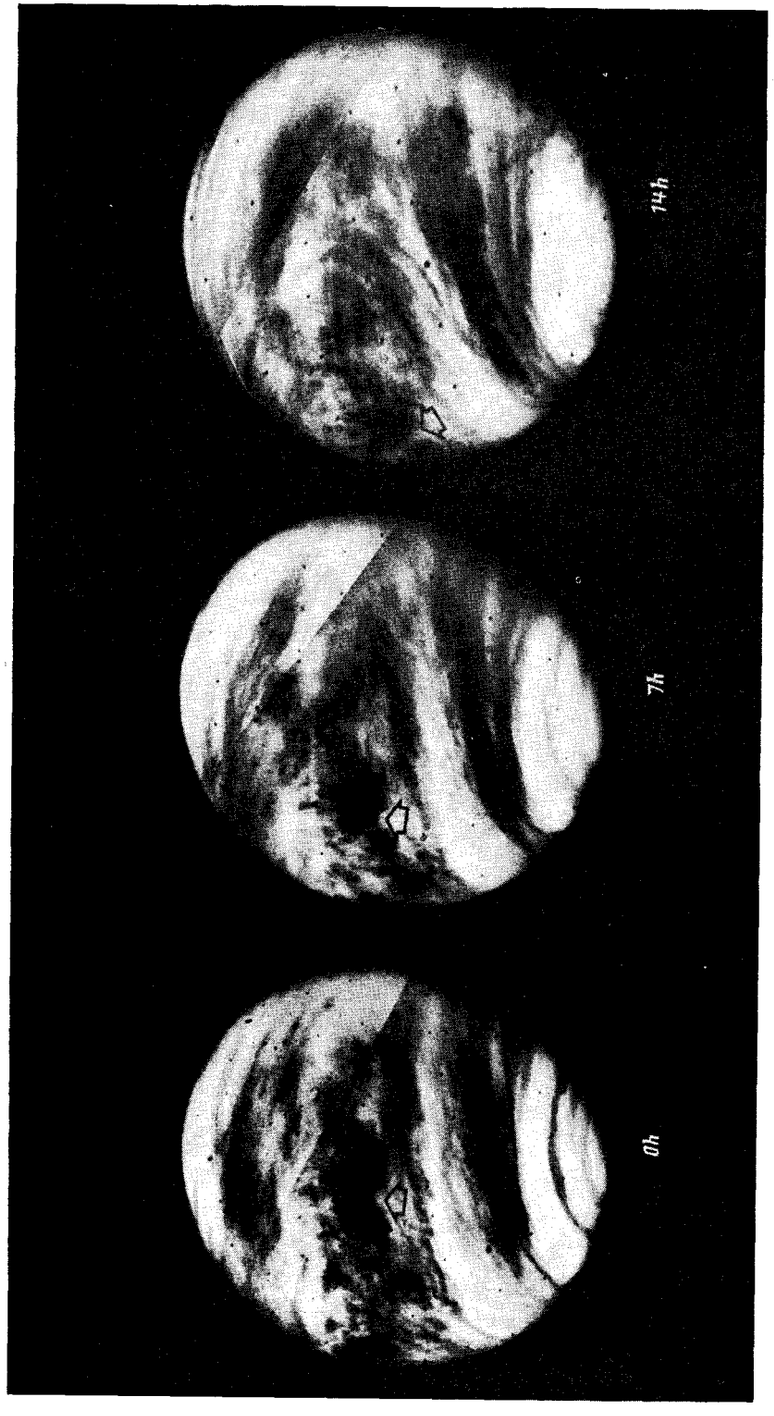


РИС. 64. Серия снимков диска Венеры, выполненных в УФ-лучах «Маринер-10» [74]
Темная деталь (показана стрелкой), сохранявшаяся в течение 14 часов; ее поперечник около 1000 км

10^{-2} об. % [110]. Расходование SO_2 на образование аэрозолей, вероятно обусловливает падение его концентрации в надоблачной зоне в 1000 раз (см. табл. 13).

Рентгено-флуоресцентный анализ облачного слоя в интервале высот 47—54 км на СА «Венера-11, 12» [93] неожиданно показал, что в составе аэрозолей соединения хлора преобладают над соединениями серы. Это заставило рассмотреть возможности конденсации капель HCl в облачном слое. Проведенный термодинамический анализ системы H_2SO_4—HCl—H_2O [12] показал, что сосуществование растворов HCl и H_2SO_4 в основном облачном слое невозможно (см. рис. 63). Нахождение обоих видов аэрозолей объяснимо лишь в различных

РИС. 65. Карта радиолокационного отражения поверхности Венеры [55] на волне 12,5 см

В4, В5, В6 — точки входа станций «Венера-4, 5, 6» в атмосферу планеты; В7, В8, В9, В10, В11, В12 — точки посадки спускаемых аппаратов соответствующих станций серии «Венера»; *А* — точка входа в атмосферу планеты космического аппарата «Пионер-Венера» (Bus); *Б, С, Д, Н* — точки посадки космических зондов в том же эксперименте: большого северного, дневного, ночного соответственно; α, β — области повышенной радиояркости

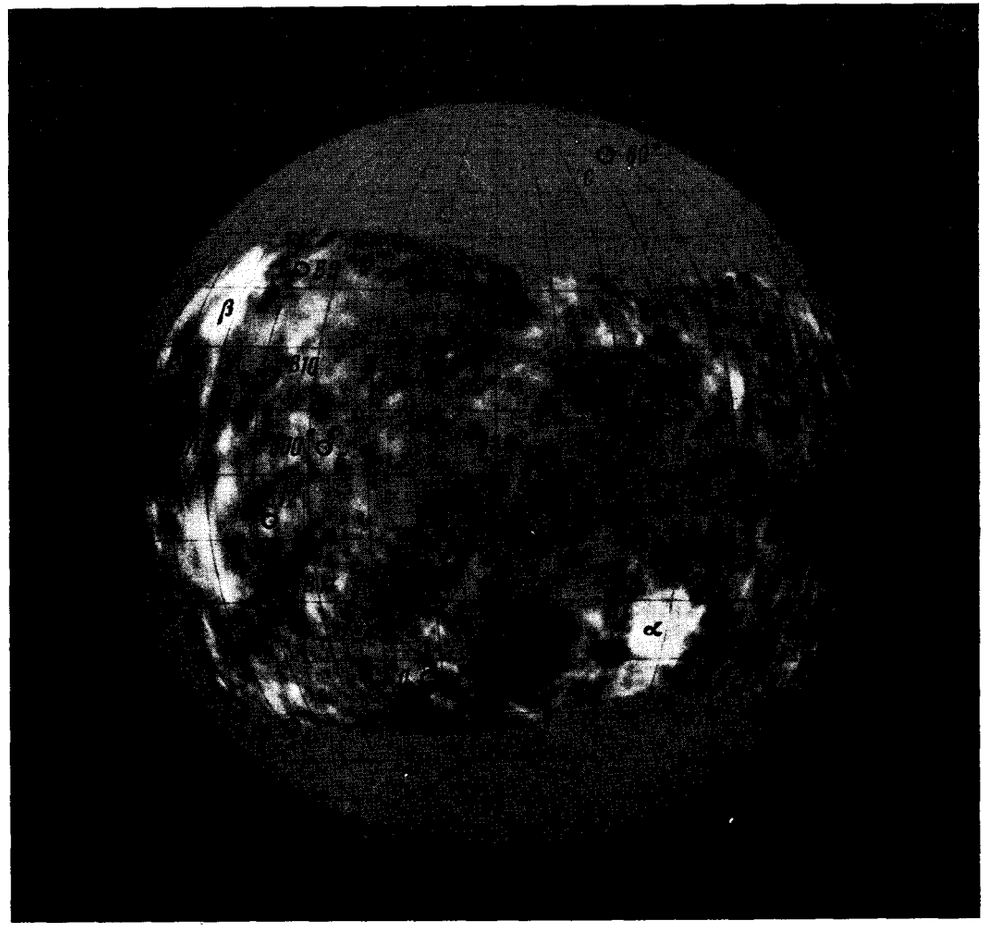




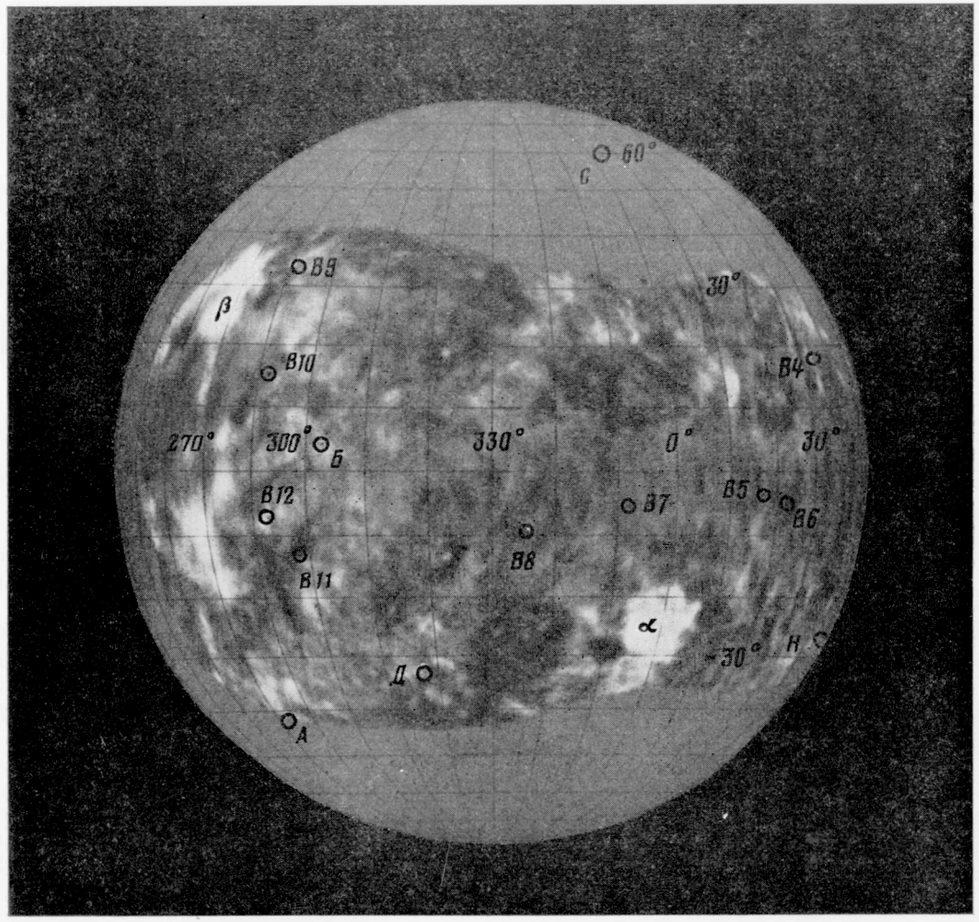
РИС. 64. Серия снимков диска Венеры, выполненных в УФ-лучах «Маринер-10» [74]
Темная деталь (показана стрелкой), сохранявшаяся в течение 14 часов; ее поперечник около 1000 км

10^{-2} об. % [110]. Расходование SO_2 на образование аэрозолей, вероятно обусловливает падение его концентрации в надоблачной зоне в 1000 раз (см. табл. 13).

Рентгено-флуоресцентный анализ облачного слоя в интервале высот 47—54 км на СА «Венера-11, 12» [93] неожиданно показал, что в составе аэрозолей соединения хлора преобладают над соединениями серы. Это заставило рассмотреть возможности конденсации капель HCl в облачном слое. Проведенный термодинамический анализ системы H_2SO_4—HCl—H_2O [12] показал, что сосуществование растворов HCl и H_2SO_4 в основном облачном слое невозможно (см. рис. 63). Нахождение обоих видов аэрозолей объяснимо лишь в различных

РИС. 65. Карта радиолокационного отражения поверхности Венеры [55] на волне 12,5 см

В4, В5, В6 — точки входа станций «Венера-4, 5, 6» в атмосферу планеты; В7, В8, В9, В10, В11, В12 — точки посадки спускаемых аппаратов соответствующих станций серии «Венера»; *А* — точка входа в атмосферу планеты космического аппарата «Пионер-Венера» (Bus); *Б, С, Д, Н* — точки посадки космических зондов в том же эксперименте: большого северного, дневного, ночного соответственно; α, β — области повышенной радиояркости



структурных ярусах облачного слоя при условии турбулентного переноса водяного пара из зоны термического разложения H_2SO_4 с возникновением локальных участков конденсации HCl. Сернокислотная гипотеза [90, 103] наиболее удовлетворительно объясняет весь комплекс наблюдательных данных о составе основного облачного слоя. Окончательно проблема облаков еще не решена, но, судя по всему, это предположение окажется правильным.

СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ

Данные по строению поверхности Венеры получены с помощью радиолокации с Земли [53—55, 70, 71, 88] (рис. 65) и с космических аппаратов [24, 113], а также по панорамным телевизионным изображениям мест посадки спускаемых аппаратов «Венера-9 и 10» [11, 38]. По радарным картам составлена гипсометрическая карта поверхности (рис. 66, а), покрывающая 93% площади планеты, и получена информация о шероховатости в метровом и сантиметровом масштабе неровностей. По этим данным на Венере выделяются три основных типа местности (рис. 66, б на вклейке), занимающие определенные гипсометрические уровни: холмистые равнины (6051—6053 км над центром масс планеты), равнинные низменности (6049—6051 км) и горные сооружения (6053—6062 км) [113].

Холмистые равнины — преобладающий тип местности на Венере (65% закартированной территории). Для них характерен пологохолмистый рельеф с небольшими перепадами высот. На фоне его выделяются округлые относительно неглубокие (сотни метров) депрессии диаметром от 20 км (предел разрешения наиболее детальных радарных изображений) до 300 км и более. В центре некоторых депрессий видно яркое на радиоизображении пятно (центральная горка?). Считается, что по крайней мере часть этих круглых депрессий представляет собой ударные кратеры. Расчеты показывают, что атмосфера Венеры не является препятствием для ударов по поверхности этой планеты достаточно крупных метеоритных тел, образующих кратеры поперечником в сотни метров и более [94]. Частота встречаемости наиболее крупных (более 100 км в диаметре) кратеров на холмистых равнинах Венеры примерно такая же, как и на древних материках Луны и Меркурия. На этом основании считается, что в пределах холмистых равнин на поверхность выходит материал древней коры Венеры [113].

Низменности — следующий по распространенности тип местности на Венере (27% закартированной территории). Они группируются в систему в виде опоясывающей всю планету гигантской петли. Рельеф в низменностях сглаженный. Кратеры для них не характерны. Предполагается, что низменности на Венере могут быть базальтовыми равнинами типа равнин лунных морей.

Горы занимают лишь 8% закартированной территории. Они представлены тремя очень крупными сооружениями — землей Афродиты, землей Иштар, областью Бета и рядом возвышенностей меньшего размера.

Земля Афродиты располагается в экваториальной зоне Венеры. По площади она примерно равна Африканскому континенту на Земле. Эта область обладает сложнопостроенным сильно расчлененным рельефом с высотами до 4—6 км над средним уровнем поверхности Венеры. О характере элементов этого рельефа судить трудно, так как вся информация о высотах поверхности и степени ее шероховатости получена с пятном осреднения диаметром от 20 до 40 км. В пределах земли Афродиты в седловине между возвышенностями обнаружены две крупные рифтоподобные долины с относительной глубиной до 4 км (каньо-

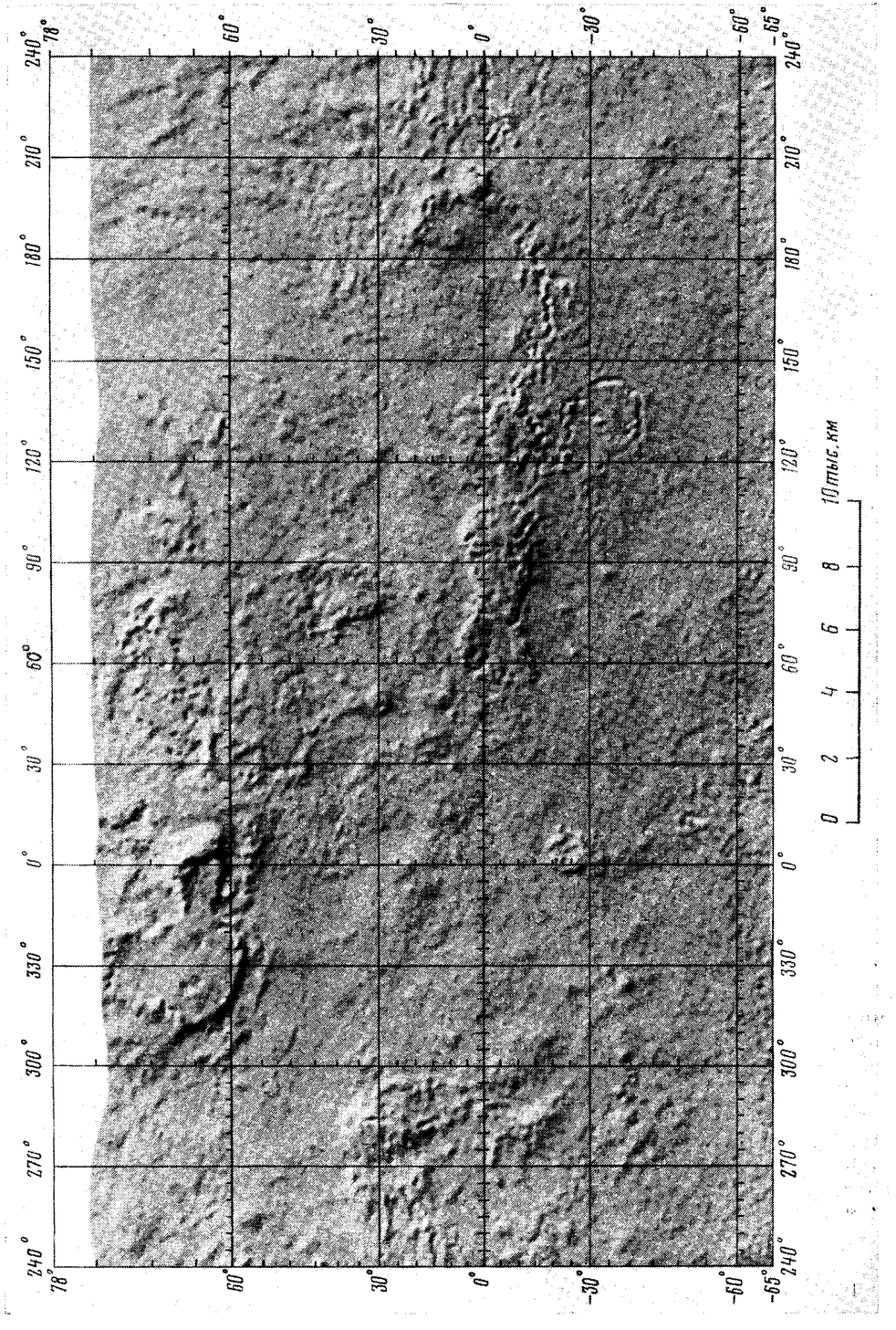


РИС. 66, а. Карта с теневым изображением рельефа Венеры (освещение справа сверху). Охватывает поверхность планеты от 75° с. ш. до 65° ю. ш. Проекция Меркатора. Карта составлена по результатам измерения высот поверхности со спутника «Пионер-Венера» Геологической Службой США.

ны Дианы и Дали). Эти долины вместе с другими, подобными им, но хуже выраженными, долинами образуют вытянутую в широтном направлении систему, протягивающуюся вдоль южной границы земли Афродиты более чем на 9000 км.

Земля Иштар расположена в северном полушарии на широтах от 55 до 73°. По площади она сопоставима с Австралией. В западной части земли Иштар выделяется плато Лакшми, выровненная поверхность которого (лава?) достигает отметок 4—5 км над средним уровнем планеты. С юга плато Лакшми ограничено крутыми линейновытянутыми уступами, с запада, севера и востока — горными хребтами. Восточный хребет — горы Максвелла — самый высокий на Венере (до +11,1 км). На детальных радарных изображениях (разрешение около 20 км) в пределах этих хребтов обнаруживается тонкая линейная структура, согласующаяся с общей ориентировкой каждого из этих хребтов. Восточная часть земли Иштар характеризуется сложным сочетанием хребтов, долин и замкнутых депрессий и в общем похожа на горы земли Афродиты.

Область Бета расположена в средних широтах северного полушария. Она имеет около 2000 км в поперечнике и состоит из двух огромных соприкасающихся горных массивов высотой до +4,5 км. По общей морфологии эти горные сооружения похожи на щитовые вулканы Земли и Марса. Это согласуется с гамма-спектрометрическими данными о базальтоидном характере пород в местах посадки станций «Венера-9 и 10», расположенных у подножия этих гор.

Кроме горных сооружений Афродиты, Иштар и Бета, на Венере обнаружено еще несколько возвышенных областей меньшего размера. Среди них находится и давно известная по радарным наблюдениям с Земли область Альфа.

О микрорельефе поверхности Венеры можно судить по определяемым радарными наблюдениями среднеквадратичным углам наклона поверхности, которые на базе метры — десятки метров составляют в среднем 1,5—3° для холмистых равнин, 1—2° для низменностей и могут достигать 10° и более в горных областях. Для сравнения укажем, что характерные значения этого параметра для равнин лунных морей составляют 3—4°, для кратерированных равнин Марса — 4—6°, для расчлененных склонов щитовых вулканов Марса 10—12° и более.

Наглядное представление о микрорельефе планеты дают телевизионные панорамы, переданные со станций «Венера-9 и 10» [11, 38]. На панорамах видно, что на поверхности планеты существуют как рыхлый мелкозернистый материал, так и скальные плотные породы (рис. 67, 68). Место посадки «Венеры-9» представляет собой склон крутизной около 20°, сложенный осыпью уплощенных остроугольных камней, достигающих 0,7 м в поперечнике и высотой до 0,2 м. Камни расположены на щебенчатом или комковатом грунте. Источником глыбового материала являются, очевидно, скальные горные породы, выходящие на поверхность выше по склону. По-видимому, для места посадки «Венеры-9» характерны активные склоновые процессы, однако абсолютное время и скорость их не поддаются оценке. Место посадки «Венеры-10», вероятно, представляет собой равнину, где имеются скальные выходы плотных пород (в поперечнике около 3 м). Отдельные участки этих выходов сверху покрыты более мелкозернистым грунтом, представляющим собой продукты разрушения коренных пород. Выделены три типа поверхностного изменения пород: а) раскрытие трещин; б) избирательная эрозия с образованием гребней типа пустынного эолового выветривания; в) коррозия поверхности, напоминающая ячеистое выветривание. При геоморфологическом анализе панорамы

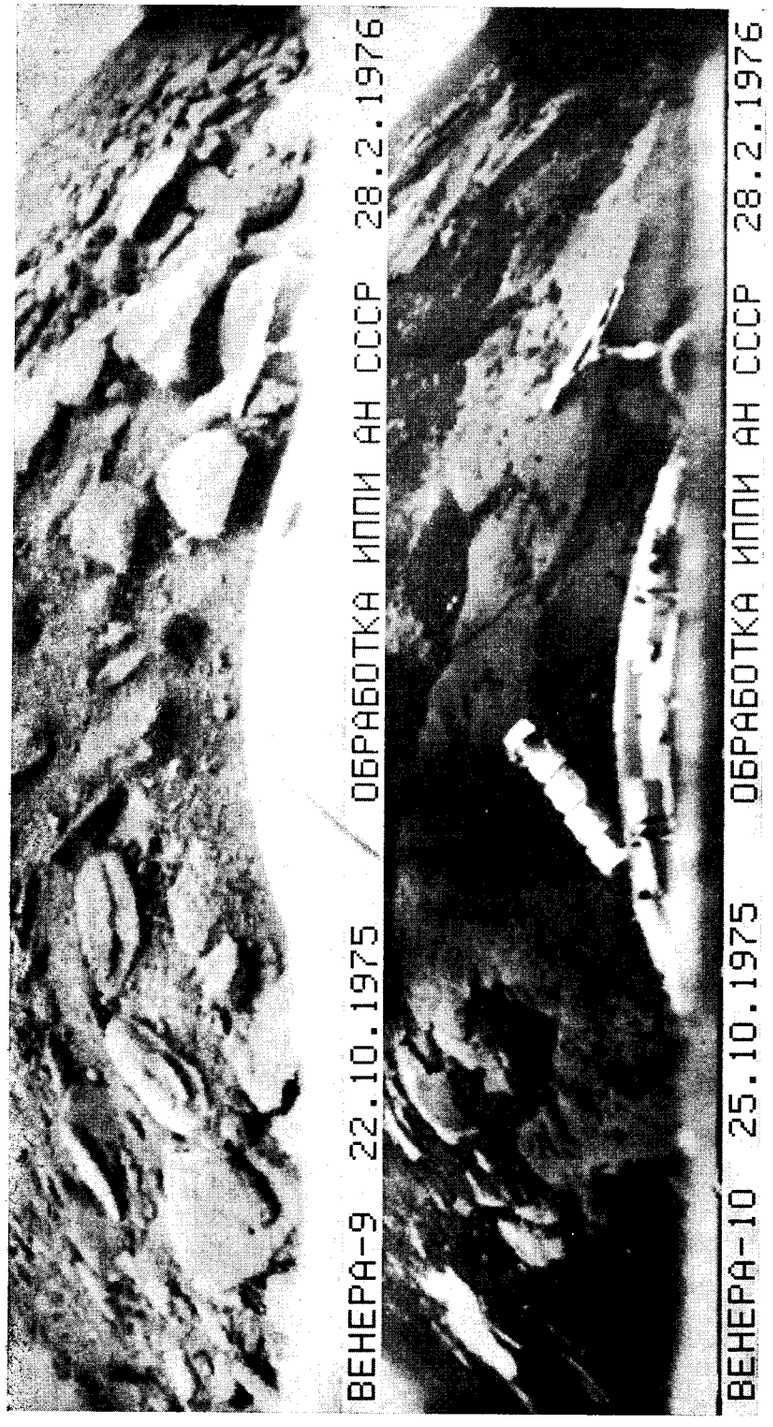


РИС. 67. Телепанорама «Венеры-9» [11]

Вида россыпь относительно свежих камней; телекамера находится на высоте 0,9 м над поверхностью, угловые размеры панорамы 40×180°; наклон камеры к вертикальной оси спускаемого аппарата составляет 40°; длина датчика плотномера (справа внизу) около 30 см

РИС. 68. Телепанорама «Венеры-10» [11]

Видны выходы коренных (?) пород, присыпанные мелкозернистым материалом (темное); условия съемки те же, что и на рис. 67; секционная деталь в центре панорамы имеет размеры 40×10 см

выявлена слоистая текстура некоторых глыб.

Сопоставление панорам «Венеры-9 и 10» привело к заключению о том, что на последней наблюдается участок рельефа более зрелого в геологическом отношении. В целом панорамы указывают на существование тектонической активности, которая должна проявляться в образовании склонов разной крутизны и в появлении трещин в массивных горных породах. Вероятно, эоловое и химическое выветривание привели к изъязвленности поверхности выходов скальных пород и некоторой округленности их очертаний.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Вся сумма данных, которые известны нам о строении Венеры, говорит в пользу того, что это геологически активная планета. В то же время мы ее недостаточно знаем, чтобы определенно судить об относительной важности тех или иных геологических процессов. Здесь можно лишь перечислить некоторые из тех, которые подтверждают наблюдательные данные.

Круглые депрессии диаметром 20—300 км и глубиной до 1 км считаются древними ударными кратерами. Их плохая выраженность в рельефе связана, очевидно, не только с их древностью, но и с тем, что плотная атмосфера Венеры и достаточно большое ускорение силы тяжести на ее поверхности затрудняют разлет вещества из образующегося кратера и он самозасыпается. Это же явление характерно и для крупных кратеров Земли.

В пользу развитого магматизма, возможно, говорят данные по радиоактивности поверхностных венерианских пород, свидетельствующие по крайней мере о двух типах распределения радиоэлементов (см. рис. 57). Согласно интерпретации авторов измерений это указывает на присутствие двух типов пород, близких к земным гранитоидам и базальтоидам. Однако те же данные по содержаниям K, Th, U могут свидетельствовать о различных типах метаморфизма одних и тех же исходных пород. Последняя ситуация часто реализуется в земных условиях [34].

Вулканические породы на Венере, очевидно, проявляются в образовании щитовых вулканических построек (область Бета) и базальтовых (?) равнин низменностей. Наличием двух типов вулканизма (щитового и площадного) Венера похожа на Марс и Землю и отличается от Луны, для которой характерен лишь площадной вулканизм. Неравновесное состояние атмосферы в целом и наличие активных геохимических циклических процессов в ней допускают предположение о замыкании окислительно-восстановительного цикла с участием вулканогенных эксгаляций. Один из химических типов пород по содержанию радиоактивных элементов ближе всего подходит к основным вулканическим базальтоидам.

О наличии геологически свежих тектонических движений говорит расчлененность рельефа Венеры, в том числе крупные рифтообразные депрессии [70, 78] и крутые склоны со свежими осыпными процессами и свежими трещинами, подобные видимому на панораме (см. рис. 67). Они не могут быть результатом водно-эрозионной деятельности вследствие невозможности существования жидкой воды на поверхности.

Набор возможных экзогенных процессов на поверхности Венеры сильно ограничен отсутствием там жидкой воды. Выше уже говорилось, что есть основания считать, что на Венере определенную роль играют склоновые процессы. Большая плотность венерианской атмосферы должна способствовать тому, что при обвалах (а они на тектонически активной планете должны быть) могут возникать явления переноса измельченного материала на довольно большие расстояния, типа земных снежных лавин на воздушной подушке и типа мутьевых потоков на континентальном склоне земных океанов.

Эоловое выветривание, естественно, зависит от ветрового режима на поверхности планеты. Эксперименты, выполненные на АМС «Венера-7 и 8» [17], показали, что на высотах 0—10 км, где сосредоточено около $^1/_2$ массы атмосферы, скорость ветра менее 3 м/с. Согласно прямым анемометрическим замерам на поверхности [1] в районах посадки СА «Венера-9 и 10» скорость ветра колеблется в пределах 0,5—1,0 м/с. Выполненные в работах [57, 85] расчеты показали, что в условиях плотной венерианской тропосферы ветровой напор очень велик и при скорости приповерхностных ветров более 0,2 м/с пылевые частицы с диаметром 30—50 мкм могут находиться во взвешенном состоянии. Однако масштабы ветровой абляции оцениваются как весьма скромные: в 10^4 раз меньше, чем на Земле [87]. Не исключено присутствие различных форм накопления рыхлого материала вследствие гравитационных и эоловых процессов.

О химическом выветривании свидетельствует ячеистая характеристика поверхностей скальных выходов и отдельных глыб на телепанорамах «Венеры-9 и 10», что логично связывать с процессом взаимодействия атмосферы с литосферой. Перенос вещества в форме таких газообразных соединений, как $Fe(CO)_5$ или SiF_4, противоречит термодинамическим условиям их нахождения [50]. Вероятное существование аэрозолей H_2SO_4 и кристаллов элементарной серы в составе облаков позволило допустить [106] воздействие атмосферных осадков подобного типа в качестве агента химического выветривания. Термодинамический анализ показал, что такие «дожди» практически испаряются, не достигая поверхности. Однако на вероятность образования карбонатов, гидратированных силикатов и ряда минералов с летучими компонентами, как на результат взаимодействия углекислой атмосферы, содержащей примеси H_2O, Cl, F, с поверхностными силикатными породами Венеры указывали многие геохимики [66, 72, 38, 51]. Масштабы химического выветривания до получения более точных сведений о поверхностных породах оценить трудно. В зависимости от эффективной скорости и масштабов экзогенных процессов это могут быть как поверхностные пленки, так и формации измененных пород типа метаморфических пород Земли [11]. Предельный случай преобразования магматических пород рассмотрен путем термодинамического анализа мультисистемы базальт ⇌ тропосфера, открытой в отношении CO_2, CO, H_2O, S, F, Cl [41, 42, 61].

Для расчетов были выбраны два варианта состава тропосферы, представляющие восходящий и нисходящий потоки, а в качестве матрицы — земные аналоги, базальт и риолит по Дэли. Оказалось, что при самых широких интервалах содержаний SiO_2 и ΣFe в исходной матрице измеренным концентрациям SO_2, CO, CO_2 отвечает устойчивая ассоциация пирит—магнетит—ангидрит. Вывод о стабильности ангидрита и пирита в венерианских породах сделан независимо от нас Дж. Льюисом и Ф. Креймендалом [112]. Вероятно, указанная сульфид-сульфатная система определяет величину летучести серы и кислорода в близповерхностной тропосфере.

Взаимодействие потоков газов, отличающихся по химическому составу, с породами поверхности должно проявляться по-разному. При взаимодействии нисходящих (богатых водяным паром) потоков с базальтами в последних могут образоваться амфиболы, в то время как гидратированные фазы в гранитоидах неустойчивы. Расчет мультисистемы базальт — восходящий поток при вариациях содержаний летучих позволил установить пороговые парциальные давления HCl и HF, превышение которых приводит к формированию минералов, содержащих эти ле-

тучие (фторфлогопит, мариалит). Сопоставление найденных величин с соответствующими спектроскопическими определениями HCl и HF [107] в атмосфере показывает, что последние, как минимум, на порядок ниже. Если допущение о равенстве общих запасов хлора и фтора на Венере и Земле справедливо, расчеты дают косвенный аргумент в пользу связывания существенных количеств этих летучих в аэрозолях облачного слоя. Согласно нашим прогнозным расчетам [41], углекислота в виде кальцита и доломита может связываться только в экзотических породах, отвечающих земным ультращелочным породам. Если на Венере щелочные породы столь же мало распространены, как и на Земле, то волластонитовое равновесие [23, 24] вообще не буферирует давление CO_2 в современных физико-химических условиях на поверхности. Если на планете Венера проявлен современный вулканизм, то идет пополнение запасов CO_2 в ее атмосфере.

Планета Венера представляет собой как бы природный термостат, поскольку глобальные вариации температуры на одном гипсометрическом уровне, скорее всего, не превышают нескольких градусов. Такие условия как будто бы благоприятствуют установлению квазиравновесных условий между приповерхностной атмосферой и горными породами. Но процессы выветривания активизируются различием этих равновесий на разных уровнях рельефа [51]. Анализ телепанорам и геохимические соображения однозначно указывают на протекание процессов физического и химического выветривания. Остаются нерешенными вопросы его интенсивности и абсолютного времени, относительной роли переноса и отложения, эрозии и цементации, масштабов экзогенных геохимических процессов.

В целом планета Венера рассматривается как небесное тело, где сохранились участки «догеологического» рельефа, но в то же время проявлена вулканическая и тектоническая деятельность. Ландшафт, наблюдаемый на панорамах, скорее всего, отражает события недавнего геологического прошлого, а не является картиной из догеологической истории планеты.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Планета Венера имеет оболочечное строение. Об этом прежде всего свидетельствуют содержания K, U и Th в породах ее поверхности. Недра Венеры, очевидно, частично расплавлены. На это косвенно указывает резонансный период вращения, т. е. в каждом нижнем соединении она обращена к Земле одной и той же стороной. Это явление (резонанс) вызвано действием приливных сил, тормозящих движение планет в гравитационном поле. Такие силы возникают в связи с конвективными движениями в расплавленных недрах [52, 67]. Кроме того, радиолокационные измерения установили смещение центра геометрической фигуры планеты Венера (эллипсоида) относительно центра масс [60].

Измерения плотности, параметров, фигуры и гравитационного поля Венеры позволили геофизикам прийти к выводу о существенном отличии строения ее недр от строения других планет земной группы. Оказалось, что касательные напряжения в литосфере на порядок выше земных. Вероятно, это означает, что венерианская литосфера толще земной либо нижняя мантия планеты очень жесткая. Эти представления согласуются с геологическими соображениями: крупные ударные бассейны должны быть изостатически уравновешены [101].

Геофизики построили целый ряд моделей внутренней структуры венерианских недр и предприняли попытки рассчитать ее средний химический состав.

По данным Д. Андерсона и К. Ковача [46], построивших кривые зависимости масс и средних плотностей планет земной группы, средний атомный вес планеты Венера 26,4—26,7 по сравнению с 27,0 для Земли. Оценка содержания железа в составе планеты, выполненная с помощью уравнений состояния вещества их недр [84], также показала близость состава Венеры и Земли (Земля — 38 вес. % Fe, Венера — 35 вес. %).

Аналогии в составах Земли и Венеры легли в основу целого ряда моделей внутренней структуры и тепловой истории, рассчитанных, исходя из установленного радиуса планеты, высокой температуры ее поверхности и аналогичного Земле содержания радиоактивных элементов. Согласно большинству моделей выделяются ядро, мантия и кора, а зона расплавленных пород начинается на глубинах 250—500 км [18, 65, 67].

Наиболее детальный расчет с учетом выделения энергии приливного трения в недрах Венеры, энергии дифференциации при выделении железного ядра, энергии радиоактивных элементов за 4,5 млрд. лет и первичного разогрева от температуры 1500 K на глубине 400 км выполнен С. В. Маевой и Е. Л. Рускол [25]. При предполагаемой мощности коры 30 км нижняя граница расплавленной зоны располагается, вероятно, на глубине 500 км. Тепловой поток на поверхности, по данным этих авторов, оценен в 0,4—0,7 мккал/см²·с, что вдвое меньше соответствующей величины для Земли (1,48 мккал/см²·с). Однако, согласно другим моделям [65], венерианский тепловой поток практически совпадает с земным.

Измерения магнитного поля в окрестностях Венеры неоднократно проводились советскими и американскими космическими аппаратами. Оказалось, что магнитное поле очень слабое, если оно вообще существует [48, 75]. По мнению Ш. Ш. Долгинова и др. [14], результаты магнитометрии следует интерпретировать в пользу существования собственного магнитного поля с магнитным моментом в 3000 раз меньшим, чем у Земли. Полярность поля совпадает с полярностью земной магнитосферы. Вероятно, столь слабое магнитное поле планеты Венера обусловлено ее исключительно медленным вращением вокруг собственной оси.

Более достоверные сведения о недрах планеты Венера будут доступны лишь после уточнения представлений о геологическом строении и составе пород ее поверхности, не говоря уже о постановке прямых сейсмических экспериментов на долгоживущих космических аппаратах.

ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ

Гипотезы об эволюции атмосферы Венеры носят чисто умозрительный характер. Мы считаем полезным дать краткий обзор мнений, высказанных по этому вопросу. Большинство исследователей считают, что атмосфера Венеры имеет вторичное происхождение и является результатом дегазации первичного планетного вещества. Определения изотопных отношений инертных газов в атмосфере Венеры [58], по-видимому, согласуются с представлением о ее вторичном происхождении в процессе дегазации [78], хотя соотношение изотопов аргона резко сдвинуто в сторону повышения первичного ^{36}Ar по отношению к радиогенному ^{40}Ar, что может говорить либо о большей роли первичных газов в протопланетном веществе Венеры по сравнению с протопланетным веществом Земли [15], либо о гораздо более интенсивной, чем на Земле, дегазации недр Венеры, на самом раннем этапе ее существования.

Э. и Л. Янг [45] справедливо отмечают, что проблема состоит не в том, как Венера сохраняет в 90 раз более массивную атмосферу, чем земная, а как она приобрела ее. Действительно, на Венере поддерживается высокая температура только потому, что масса CO_2 в атмосфере огромна. Согласно С. Расулу и К. Бергу [83], после перехода Солнца на главную последова-

тельность (когда его светимость возросла на $^1/_3$) температура поверхности Венеры превысила точку кипения воды. На Земле, а тем более на Марсе эти условия не были реализованы вследствие их большей удаленности от Солнца. Дополнительное поступление водяного пара в первичную атмосферу, состоящую из CO_2 и H_2O, могло привести к развитию парникового эффекта, разогреву поверхности до температуры выделения связанной углекислоты в атмосферу.

Одной из наиболее важных особенностей Венеры остается проблема воды. В самом деле, если процессы дифференциации планетного вещества Земли и Венеры развивались по одним законам, а массы обеих планет весьма близки, то следовало бы ожидать совпадения количества летучих (прежде всего H_2O и CO_2), выделившихся в процессе дегазации. Действительно, масса CO_2 в литосфере, гидросфере и атмосфере Земли ($4{,}08 \cdot 10^{23}$ г [32]) сопоставима с массой CO_2 в атмосфере Венеры ($5 \cdot 10^{23}$ г [8]), а количество связанной углекислоты в венерианских породах очень невелико [41, 61].

Пай воды в современной атмосфере Венеры незначителен ($1.6 \cdot 10^{20}$ г при среднем содержании H_2O в атмосфере $10^{-1{,}5}$ об.%), а гидросфера отсутствует. Максимальное количество H_2O, которое могло бы быть связано в гидратированных минералах (слюды, амфиболы) литосферы (до глубины 5 км), по нашей оценке [41, 61], составляет $0{,}1 \cdot 10^{24}$ г. Однако можно представить, что в 7—8 раз большее количество H_2O могло бы быть израсходовано на окисление Fe^{2+} (с сопутствующей диссипацией H_2) в породах поверхности уже на геологической стадии эволюции планеты. Проверка приведенной гипотезы, естественно, может быть осуществлена лишь после получения точных данных о составе поверхности Венеры. Существенный вклад в расходование запасов воды должен вносить фотолиз H_2O в верхней атмосфере [100]. Однако, по оценкам [69] и наблюдательным данным КА «Пионер-Венера» [92], скорость отлета водорода из современной верхней атмосферы столь низка, что не может обеспечить потерю H_2O по механизму ее фотолитической диссоциации. Остается допустить, что на каких-то ранних этапах развития планеты ее атмосфера содержала значительное количество водяного пара, что могло способствовать резкому повышению скорости диссипации H_2 [99]. Альтернатива заключается в изначальной обедненности H_2O планетного вещества по сравнению с Землей. В работе [99] рассматриваются альтернативные гипотезы мгновенной и постепенной дегазации. При быстрой дегазации первичная атмосфера могла состоять преимущественно из водяного пара. По оценке Дж. Уолкера [99], фотолитическая диссоциация H_2O в этих условиях за 200 млн. лет могла привести к почти полному осушению атмосферы, а связывание кислорода в породах поверхности обусловило постепенное приближение состава древней атмосферы к современному. Иной путь эволюции, но аналогичный итог рассмотрен по модели медленной дегазации в той же работе.

Краткое перечисление альтернатив в рамках единой исходной посылки об общности состава и сходства законов исторического развития планет земного типа показывает, что проблема истории воды на Венере еще далека от решения, а гипотеза о едином общем составе планет земной группы встречает ряд противоречий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Близкая к Земле по своим физическим параметрам, Венера характеризуется прежде всего плотной углекислой атмосферой, существование которой обусловливает высокую температуру (~750 К) и давление (~100 атм) на поверхности планеты. На Венере практически отсутствуют сезонные, суточные и широтные изменения температуры (природный «термостат»). Метеорология планеты в отличие от Земли определяется крупномасштабной циркуляцией, что обусловлено медленным вращением планеты вокруг собственной оси. Динамика тропосферы предопределяет ее геохимическую зональность, проявленную в существовании облачного покрова сложного химического состава и вариациях состава микрокомпонентов в вертикальном профиле. Облачный слой Венеры исключительно стабилен, имеет среднюю мощность ~20 км, сложную структуру и состав, причем, вероятно, ведущую роль играют аэрозоли серной кислоты. Предполагается активное взаимодействие тропосферы с породами поверхности, что может оказывать решающее влияние на геологическую историю летучих компонентов на Венере.

Венера — геологически активная планета. На поверхности Венеры обнаружены глобальные геолого-тектонические структуры типа рифтовых долин, вулканические постройки, зафиксированы современные склоновые процессы; есть указания на эоловое и химическое выветривание, в то же время выделены и крупные структуры типа метеоритных кратеров, что свидетельствует в пользу частичного сохранения древнейшего рельефа.

Венера имеет оболочечное строение: массивную атмосферу, дифференцированную кору (в состав которой, вероятно, входят породы типа базальтов и гранитоидов (?)), а также, по-видимому, жесткую сухую (?) мантию и железное ядро.

Представления о геологической истории планеты и ее внутреннем строении не выходят за рамки самых общих аналогий с Землей. Особый интерес в сравнительно-планетологическом аспекте представляет проблема баланса летучих компонентов, особенно воды, во внешних оболочках планеты Венеры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдуевский В. С., Вишневецкий С. Л., Голов И. А.* и др. Измерение скорости ветра на поверхности Венеры.— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 5, с. 710—713.
2. *Авдуевский В. С., Головин Ю. М., Завелевич Ф. С.* и др. Предварительные результаты исследования светового режима в атмосфере и на поверхности Венеры.— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 5, с. 735—742.
3. *Авдуевский В. С., Завелевич Ф. С., Маров М. Я.* и др. Численное моделирование лучисто-конвективного теплообмена в атмосфере Венеры.— Космич. исслед., 1971, т. IX, № 2, с. 280—291.
4. *Андрейчиков Б. М.* Распределение водяного пара в верхней тропосфере Венеры по данным автоматических станций «Венера-4, 5, 6».— Геохимия, 1978, № 1, с. 11—15.
5. *Андрейчиков Б. М., Калинкина О. М.* Об измерениях содержания азота в атмосфере Венеры.— Геохимия, 1977, № 12, с. 1875—1878.
6. *Анцибор Н. М., Бакитько Р. В., Гинзбург А. Л.* и др. Оценка скорости ветра и турбулентности по рентрансляционным доплеровским измерениям скорости спускаемых аппаратов АМС «Венера-9» и «Венера-10».— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 5, с. 714—721.
7. *Виноградов А. П.* Атмосферы планет Солнечной системы.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 4, с. 3—14.
8. *Виноградов А. П., Волков В. П.* О волластонитовом равновесии как механизме, определяющем состав атмосферы Венеры.— Геохимия, 1971, № 7, с. 755—759.
9. *Виноградов А. П., Сурков Ю. А., Флоренский К. П.* и др. Определение химического состава атмосферы Венеры межпланетной станцией «Венера-4».— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1, с. 37—40.
10. *Виноградов А. П., Сурков Ю. А., Андрейчиков Б. М.* и др. Химический состав атмосферы Венеры.— Космич. исслед., 1970, т. VIII, № 4, с. 578—587.
11. *Виноградов А. П., Флоренский К. П., Базилевский А. Т.* и др. Первые панорамы венерианской поверхности (предварительный анализ изображений).— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 3, с. 570—573.
12. *Волков В. П., Ходаковский И. Л., Дорофеева В. А.* и др. Основные физико-химические факторы, контролирующие химический состав облачного слоя планеты Вене-

ры.— Геохимия, 1979, № 12, с. 1759—1766.
13. *Гельман Б. Г., Золотухин В. Г., Ламонов Н. И.* и др. Анализ химического состава атмосферы Венеры на АМС «Венера-12» газовым хроматографом.— Письма в Астрон. журн., 1979, т. 5, № 5, с. 217—221.
14. *Долгинов Ш. Ш., Жузгов Л. Н., Шарова В. А., Бузин В. Б.* Магнитное поле и магнитосфера планеты Венера.— Космич. исслед., 1978, т. XVI, № 6, с. 827—863.
15. *Изаков М. Н.* Инертные газы в атмосферах Венеры, Земли и Марса и вопрос о происхождении планетных атмосфер.— Космич. исслед., 1979, т. XVII, № 4, с. 602.
16. *Истомин В. Г., Гречнев К. В., Кочнев В. А.* Масс-спектрометрические измерения состава нижней атмосферы Венеры.— Письма в Астрон. журн., 1979, т. 5, № 5, с. 211—216.
17. *Кержанович В. В., Маров М. Я.* Циркуляция и запыленность атмосферы Венеры по измерениям скорости ветра на АМС «Венера-8».— Докл. АН СССР, 1973, т. 215, № 3, с. 554—557.
18. *Козловская С. В.* Модели внутреннего строения Земли, Венеры и Марса.— Астрон. журн., 1966, т. 43, № 5, с. 1081—1097.
19. *Колосов М. А., Яковлев О. И., Матюгов С. С.* и др. Дневная атмосфера Венеры по результатам радиопросвечивания при помощи спутников «Венера-9» и «Венера-10».— Космич. исслед., 1978, т. XVI, № 2, с. 278—284.
20. *Кондратьев К. Я.* Метеорология планет. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 243 с.
21. *Ксанфомалити Л. В.* Атмосфера Венеры: Модель высотной зависимости температуры для интервала 52—90 км.— Космич. исслед., 1977, т. XV, № 5, с. 796—798.
22. *Ксанфомалити Л. В., Дедова Е. В., Обухова Л. В.* и др. Инфракрасное излучение облаков Венеры.— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 5, с. 768—775.
23. *Кузьмин А. Д., Маров М. Я.* Физика планеты Венера. М.: Наука, 1974. 408 с.
24. *Кучерявенков А. И., Яковлев О. И., Павельев А. Г.* и др. Рельеф Венеры по результатам бистатической радиолокации с помощью спутников «Венера-9» и «Венера-10».— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 5.
25. *Маева С. В., Рускол Е. Л.* О тепловой истории Венеры.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 4, с. 3—7.
26. *Маров М. Я., Бывшев Б. В., Мануйлов К. Н.* и др. Нефелометрические измерения на станциях «Венера-9» и «Венера-10».— Космич. исслед., 1976, т XIV, № 5.
27. *Михневич В. В., Лившиц А. И., Гельман Б. Г.* О некоторых характеристиках облачного слоя Венеры по результатам измерений ионизационного плотномера АМС «Венера-4».— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 2, с. 272—277.
28. *Мороз В. И., Мошкин Б. Е., Экономов А. П.* и др. Спектрофотометрический эксперимент на спускаемых аппаратах «Венера-11, 12»: некоторые результаты анализа спектра дневного неба Венеры.— Письма в Астрон. журн., 1979, т. 5, № 5, с. 222—227.
29. *Мороз В. И., Парфентьев Н. А., Санько Н. Ф.* и др. Предварительные результаты узкополосного фотометрического зондирования облачного слоя Венеры.— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 5.
30. *Мошкин Б. Е., Экономов А. П., Головин Ю. М.* Спектральный состав солнечного излучения в атмосфере Венеры по результатам измерений освещенности на спускаемых аппаратах «Венера-9» и «Венера-10».— Космич. исслед., 1978, т. XVI, № 3.
31. *Мошкин Б. Е., Экономов А. П., Головин Ю. М.* Пыль на поверхности Венеры.— Космич. исслед., 1979, т. XVII, № 2.
32. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Новая модель химического строения земной коры.— Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1794.
33. *Селиванов А. С., Панфилов А. С., Нараева М. К.* и др. Фотометрическая обработка панорам поверхности Венеры.— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 5, с. 678—686.
34. *Смыслов А. А.* Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 230 с.
35. *Сурков Ю. А., Кирнозов Ф. Ф., Глазов В. Н.* и др. Содержание естественных радиоактивных элементов в венерианских породах по данным АМС «Венера-9» и «Венера-10».— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 5, с. 704—709.
36. *Сурков Ю. А., Кирнозов Ф. Ф., Соборнов О. П.* и др. Аппаратура, техника эксперимента и основные результаты исследования гамма-излучения венерианской поверхности автоматической станцией «Венера-8».— Космич. исслед., 1973, т. XI, № 5, с. 781.
37. *Сурков Ю. А., Кирнозов Ф. Ф., Христианов В. К.* и др. Плотность поверхностной породы Венеры по данным АМС «Венера-10».— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 5, с. 697.
38. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Пронин А. А.* и др. Результаты геолого-морфологического анализа панорам Венеры.— В кн.: Первые панорамы поверхности Венеры. М.: Наука, 1979, с. 107—127.
39. *Флоренский К. П., Волков В. П., Николаева О. В.* К геохимической модели тропосферы Венеры.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1135—1150.
40. *Флоренский К. П., Волков В. П., Николаева О. В.* Геохимия процесса суточных изменений облачного покрова Венеры.— Геохимия, 1978, № 3, с. 318—322.
41. *Ходаковский И. Л., Волков В. П., Сидоров Ю. И.* и др. Минералогический состав пород, процессы гидратации и окисления внешней оболочки планеты Венера (предварительный прогноз).— Геохимия, 1978, № 12, с. 1821—1835.
42. *Ходаковский И. Л., Волков В. П., Сидоров Ю. И.* и др. Геохимическая модель тропосферы и коры планеты Венера по новым данным.— Геохимия, 1979, № 12.
43. *Яковлев О. И., Ефимов А. И., Матюгов С. С.* и др. Ночная атмосфера Венеры по результатам радиопросвечивания с помощью спутников «Венера-9» и «Венера-10».— Космич. исслед., 1978, т. XVI, № 1, с. 113—119.
44. *Яковлев О. И., Ефимов А. И., Тимофеева Т. С.* и др. Атмосфера Венеры по предварительным данным экспериментов радиопросвечивания с помощью аппаратов «Венера-9» и «Венера-10».— Космич. исслед., 1976, т. XIV, № 5, с. 727—728.
45. *Янг Э., Янг Л.* Венера.— В кн.: Солнечная система. М.: Мир, 1978. с. 75—90.
46. *Anderson D. L., Kovach K. L.* The composition of the terrestrial planets.— Earth Planet. Sci. Lett., 1967, v. 3, N 1, p. 19—24.
47. *Barker E. S.* Comparison of simultaneous CO_2 and H_2O observations of Venus.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 6, p. 1071—1075.
48. *Bridge H. S., Lazarus A. J., Snyder C. W.* et al. Mariner V: plasma and magnetic fields observed near Venus.— Science, 1967, v. 158, N 3809, p. 1669—1673.
49. *Connes P., Connes J., Kaplan L. D.* et al. Carbon monoxide in the Venusian atmosphere.— Astrophys. J., 1968, v. 152, N 3, Part I, p. 731—743.
50. *Florensky C. P., Ronca L. B., Basilevsky A. T.* et al. The surface of Venus as revealed by Soviet Venera 9 and 10.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, N 11, p. 1537—1545.
51. *Florensky C. P., Volkov V. P., Nikolaeva O. V.* A geochemical model of the Venus troposphere.— Icarus, 1978, v. 33, N 3, p. 537—553.
52. *Goldreich P., Peale S.* Spin-orbit coupling in the Solar System. II. The resonant rotation of Venus.— Astron. J., 1967, v. 72, N 5, p. 662—668.
53. *Goldstein R. M.* Review of surface and atmosphere studies of Venus and Mercury.— Icarus, 1972, v. 17, p. 571—575.
54. *Goldstein R. M., Green R. R., Rumsey H. C.* Venus radar brightness and altitude maps.— Icarus, 1978, v. 36, N 3, p. 334—352.
55. *Goldstein R. M., Rumsey H. C.* A radar image of Venus.— Icarus, 1972, v. 17, N 3, p. 699—703.
56. *Hapke B., Nelson R.* Evidence for an elemental sulfur component of the clouds from Venus spectrophotometry.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 6, p. 1212—1218.
57. *Hess S. L.* Dust on Venus.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 5, p. 1076—1078.
58. *Hoffman J. H., Hodges R. R., Mac Elroy M. B.* et al. Venus lower atmospheric composition — preliminary results from Pioneer-Venus.— Science, 1979, v. 203, N 4382, p. 800—802.
59. *Hunten D. M.* The atmosphere of Venus: Conference review.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 6, p. 1262—1265.
60. *Hunten D. M., MacGill G. E., Nagy A. F.* Current knowledge of Venus.— Space Sci. Rev., 1977, v. 20, p. 265—282.
61. *Khodakovsky I. L., Volkov V. P. Sidorov Yu. I.* et al. Venus: preliminary prediction of the mineral composition of surface rocks.— Icarus, 1979, v. 39, N 3, p. 352—363.
62. *Kroupenio N. N.* Some characteristics of the Venus surface.— Icarus, 1972, v. 17, N 3, p. 692—698.
63. *Lacis A. A.* Cloud structure and heating rates in the atmosphere of Venus.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 6, p. 1107—1124.
64. *Lacis A. A., Hansen J. E.* Atmosphere of Venus: implications of Venera-8 sunlight measurements.— Science, 1974, v. 184, p. 979—982.
65. *Lee W. H.* Effects of selective fusion on the thermal history of the Moon, Mars and Venus.— Earth Planet. Sci. Lett., 1968, v. 4, N 4, p. 277—283.
66. *Lewis J. S.* Venus: atmospheric and lithospheric composition.— Earth Planet. Sci. Lett., 1970, v. 10, N 1, p. 73—80.
67. *Mac Donald G. J.* The internal constitutions of the inner planets and the Moon.— Space Sci. Rev., 1963, v. 2, N 4, p. 473—557.
68. *Mac Elroy M. B.* The upper atmosphere of Venus.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 5, p. 1513—1521.
69. *Mac Elroy M. B., Hunten D. M.* The ratio of deiterium to hydrogen in the Venus atmosphere.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 7, p. 1720—1739.
70. *Malin M. C.* Geology of Venus: — X Lunar Planet. Sci. Conf.: Houston: 1979, part II, p. 772—773.
71. *Malin M. C., Saunders R. S.* Surface of Venus: evidence of diverse landforms from radar observations.— Science, 1977, v. 196, N 4293, p. 987—990.
72. *Mueller R. F.* Chemistry and petrology of Venus: preliminary deductions.— Science, 1963, v. 141, N 3585, p. 1046—1047.
73. *Mueller R. F.* A chemical model for the lower atmosphere of Venus.— Icarus, 1964, v. 3, N 4, p. 285—298.
74. *Murray B. C., Belton M. J., Danielson G. E.* et al. Venus: atmospheric motion and structure from Mariner-10 pictures.— Science, 1974, v. 183, N 4131, p. 1307—1314.
75. *Ness N. F., Behannon K. W., Lepping R. P.* et al. Magnetic field observations near Venus: preliminary results from Mariner-10.— Science, 1974, v. 183, N 4131, p. 1301—1306.
76. *O'Leary B.* Venus: vertical structure of stratospheric hazes from Mariner 10 pictures.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 6, p. 1091—1100.
77. *Owen T., Sagan C.* Minor constituents in planetary atmospheres: ultraviolet spectroscopy from the Orbiting Astronomical Ob-

servatory.— Icarus, 1972, v. 16, N 3, p. 557—568.
78. Planetary update: results still coming.— Science News, 1979, v. 115, N 14, p. 231.
79. *Pollack J. B., Ragent B., Boese R.* et al. Nature of the UV absorber in the Venus clouds: inferences based on Pioneer Venus data.— Science, 1979, v. 205, N 4401, p. 76—79.
80. *Pollack J. B., Strecker D. W., Witteborn I. C.* et al. Properties of the clouds of Venus as inferred from airborne observations of its near-infrared reflectivity spectrum.— Icarus, 1978, v. 34, N 1, p. 28—45.
81. *Prinn R. G.* Photochemistry of HCl and other minor constituents in the atmosphere of Venus.— J. Atm. Sci., 1971, v. 28, p. 1058.
82. *Prinn R. G.* Venus: chemical and dynamical processes in the stratosphere and mesosphere.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 6, p. 1237—1247.
83. *Rasool S. I., de Bergh C.* The runaway greenhouse and the accumulation of carbon dioxide in the Venus atmosphere.— Nature, 1970, v. 226, N 5250, p. 1037—1039.
84. *Reynolds A. T., Summers A. L.* Calculations on the composition of the terrestrial planets.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 10, p. 2494—2511.
85. *Ronca L. B., Green R. R.* Aeolian regime on the surface of Venus.— Astrophys. Space Sci., 1970, v. 8, p. 59—65.
86. *Rossow W. B., Sagan C.* Microwave boundary conditions on the atmosphere and clouds of Venus.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 6, p. 1164—1176.
87. *Sagan C.* Windblown dust on Venus.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 5, p. 1079—1083.
88. *Saunders R. S., Malin M. C.* Geologic interpretation of new observations of the surface of Venus.— Geophys. Res. Lett., 1977, v. 4, N 11, p. 547—550.
89. *Seiff A., Kirk D. B., Sommer S. C.* et al. Structure of the atmosphere of Venus up to 110 km: preliminary results from the Pioneer-Venus entry probes.— Science. 1979, v. 203, N 4382, p. 787—790.
90. *Sill G. T.* Sulfuric acid in the Venus clouds.— Commun. Lunar Planet. Lab., 1972, v. 9, N 171, p. 191—198.
91. *Sinclair A. C., Basart J. P., Buhl D.* et al. Preliminary results of interferometric observations of Venus at 11.1 cm wavelength.— Radio Sci., 1970, v. 5, N 2, p. 347—354.
92. *Stewart A. I., Anderson D. E., Hulbert E. O.* et al. UV-spectroscopy of Venus: initial results from the Pioneer-Venus orbiter.— Science, 1979, v. 203, N 4382, p. 777—778.
93. *Surkov Yu. A., Kirnozov F. F.* et al. Studies of aerozol of the Venus cloud layer from Venera 12.— COSPAR 22-d Plen. Meet.: Bangalor: 1979, Abstr., p. 264—265.
94. *Tauber M. E., Kirk D. B.* Impact craters on Venus.— Icarus, 1976, v. 28, p. 351—357.
95. *Taylor F. W.* Interpretation of Mariner 10 infrared observations of Venus.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 6, p. 1101—1106.
96. *Toon O. B., Pollack J. B.* Physical properties of the stratospheric aerozols.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 30, p. 7051—7056.
97. *Traub W. A., Carleton N. P.* Observations of oxygen on Mars and Venus.— Bull. Amer. Astron. Soc., 1972, v. 4, p. 371.
98. *Urey H. C.* The atmospheres of the planets. In: Handbuch der Physik, Bd. 52. Berlin: Springer-Verlag, 1959, p. 363.
99. *Walker J. C.* Evolution of the atmosphere of Venus.— J. Atm. Sci., 1975, v. 32, N 6, p. 1248—1256.
100. *Walker J. C., Turekian K. K., Hunten D. M.* An estimate of the present-day deep-mantle degassing rate from data on the atmosphere of Venus.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 18, p. 3558—3561.
101. *Warner J. L.* A model for the lithosphere of Venus.— X Lunar Planet. Sci. Conf.: Houston: 1979, pt III, p. 1295—1297.
102. *Wofsy S. C., Nien Dak Sze.* Venus cloud models. In: B. M. Mac Cormak (ed.). Atmospheres of Earth and the planets. 1975, p. 369—384.
103. *Young A. T.* Are the clouds of Venus sulfuric acid? — Icarus, 1973, v. 18, N 4, p. 564—582.
104. *Young A. T.* The clouds of Venus.— J. Atm. Sic., 1975, v. 32, N 6, p. 1125—1132.
105. *Young A. T.* An improved Venus cloud model.— Icarus, 1977, v. 32, N 1, p. 1—26.
106. *Young A. T.* The chemistry and thermodynamics of sulfur on Venus.— Geophys. Res. Lett., 1979, v. 6, N 1, p. 49—50.
107. *Young L. D. G.* High resolution spectra of Venus.— Icarus, 1972, v. 17, N 3, p. 632—658.
108. *Barker E. S.* Detection of SO_2 in the UV spectrum of Venus.— Geophys. Res., Lett., 1979, v. 6, N 2, p. 117—120.
109. *Knollenberg R., Travis L., Tomasko M.* et al. The clouds of Venus: a synthesis report.— Submitted to J. Geophys. Res., 1980.
110. *Oyama V., Carle G. C., Woeller F.* et al. Composition of the Venus lower atmosphere from the Pioneer Venus gas chromatograph.— Submitted to J. Geophys. Res., 1980.
111. *Prinn R.* Sulfur chemistry and clouds of Venus.— COSPAR 23-th Plen. Meet. Abstr., 1980, p. 20.
112. *Lewis J., Kreimendahl F. A.* Oxidation state of the atmosphere and crust of Venus from Pioneer Venus results.— Submitted to Icarus, 1980.
113. *Masursky H., Eliason E., Ford P. G.* et al. Pioneer Venus radar results: Geology from images and altimetry.— Submitted to J. Geophys. Res., 1980.

ГЛАВА 6. МАЛЫЕ ТЕЛА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ. МЕТЕОРИТЫ, АСТЕРОИДЫ, КОМЕТЫ

МЕТЕОРИТЫ

Метеориты — это твердые космические тела, падающие на поверхность планет, больших и малых (рис. 69). Они представляют собой образования Солнечной системы, о чем свидетельствуют прежде всего их эллиптические орбиты. Афелии большинства изученных орбит метеоритов находятся в поясе астероидов, что заставляет рассматривать последний как возможный источник метеоритного вещества.

При вхождении в атмосферу Земли внешняя часть космического тела раскаляется, его поверхностные слои плавятся и подвергаются абляции. Только часть космических тел, а именно те из них, которые обладают определенными скоростями и размерами и соответствующей прочностью, в состоянии пройти земную атмосферу и выпасть на поверхность Земли, образовав метеорит. Это заставляет серьезно задуматься над тем, в какой мере метеориты земных коллекций являются представительными для оценки среднего состава межпланетного вещества.

Атмосферу Земли метеорит проходит настолько быстро, что из-за кратковременности нагрев не оказывает влияния на его внутренние части, которые не нагреваются. Поэтому есть веские основания полагать, что упавший на землю метеорит не утрачивает присущие ему структуру и основные свойства и представляет собой почти не измененный во время падения образец космического вещества [9, 10, 34].

РИС. 69. Индивидуальный экземпляр каменного метеорита Горловка (оливиново-бронзитовый хондрит). Из архива КМЕТ АН СССР

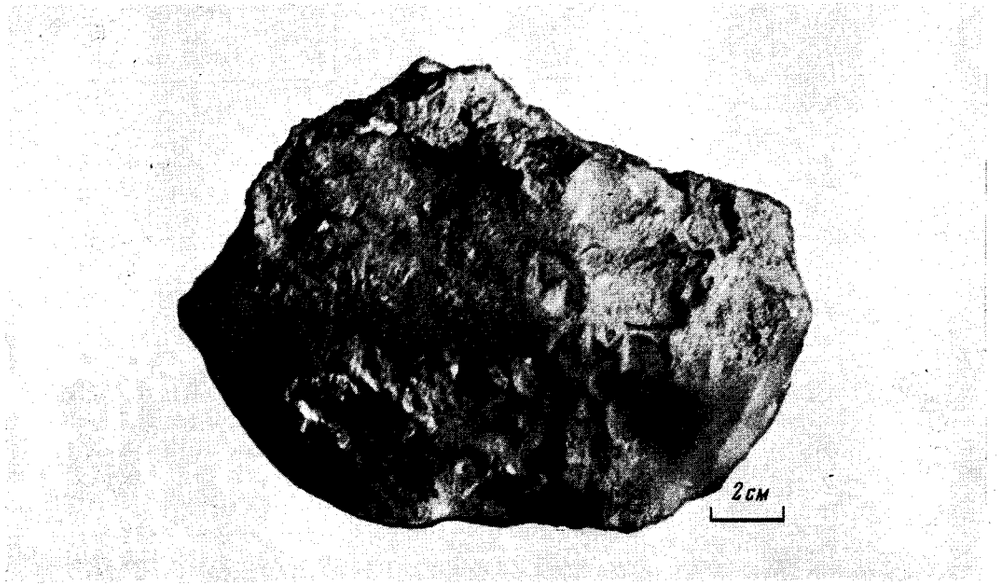


ТАБЛИЦА 16. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТЕОРИТОВ [16, 60]

Класс	Подкласс	Группа	Основные минералы
Каменные	Хондриты	Энстатитовые	Энстатит, никелистое железо
		Оливин-бронзитовые	Оливин, бронзит, никелистое железо
		Оливин-гиперстеновые	Оливин, гиперстен, никелистое железо
		Амфотеритовые	Оливин, гиперстен, никелистое железо
		Углистые	Серпентин, оливин
	Ахондриты бедные кальцием	Обриты	Энстатит
		Диогениты	Гиперстен
		Шассиньиты	Оливин
		Уреилиты	Оливин, клинобронзит, никелистое железо
	Ахондриты богатые кальцием	Ангриты	Авгит
		Наклиты	Диопсид, оливин
		Эвкриты	Пижонит, плагиоклаз
		Говардиты	Гиперстен, плагиоклаз
Железо-каменные		Палласиты	Оливин, никелистое железо
		Сидерофиры	Ортопироксен, никелистое железо
		Лодраниты	Ортопироксен, оливин, никелистое железо
Железные		Мезосидериты	Пироксен, плагиоклаз, никелистое железо
		Гексаэдриты	Камасит
		Октаэдриты	Камасит, тэнит
		Атакситы, богатые никелем	Тэнит

ТАБЛИЦА 17. СТАТИСТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ДОСТОВЕРНЫМ НАХОДКАМ И ПАДЕНИЯМ МЕТЕОРИТОВ [55]

Класс и подкласс метеоритов	Падения		Находки		Всего	%
	число	%	число	%		
Каменные	752	92,9	576	46,6	1328	64,9
В том числе						
Хондриты	685	84,6	558	45,1	1243	60,1
Ахондриты	67	8,3	18	1,5	85	4,8
Железо-каменные	11	1,4	66	5,3	77	3,8
Железные	46	5,7	595	48,1	641	31,3
Всего	809	100,0	1237	100,1	2046	100,0

ТАБЛИЦА 18. ПЛОТНОСТЬ И ПОРИСТОСТЬ МЕТЕОРИТОВ [76]

Метеориты	Плотность, г/см³	Общая пористость, %
Каменные		
Хондриты		
Энстатитовые	3,5—3,8	
Бронзитовые	3,6—3,8	13,1
Гиперстеновые	3,4—3,6	10,5
Углистые тип I	2,2—2,3	
тип II	2,6—2,9	
тип III	3,3—3,6	24,4
Ахондриты		
Обриты	3,2	4,3—15,1
Диогениты	3,3—3,4	
Уреилиты	3,3	
Эвкриты	3,1—3,2	14,8
Говардиты	3,2—3,3	
Железо-каменные	4,3—5,8	
Железные	7,8—8,0	

Метеориты характеризуются широким спектром размеров: от мельчайших частиц микронных размеров до крупных многотонных масс. Очень крупные метеоритные тела, достигающие поверхности Земли с космическими скоростями, полностью разрушаются при ударе о поверхность, образуя кратеры.

По минеральному и химическому составу метеориты разделяются на три основных класса (табл. 16): 1) каменные метеориты, сложенные железомагнезиальными силикатами, часто с примесью троилита и никелистого железа; среди них выделяются два подкласса — хондриты и ахондриты (см. ниже); 2) железо-каменные метеориты, состоящие как из никелистого железа, так и из силикатов; 3) железные метеориты, состоящие в основном из никелистого железа с небольшой примесью акцессорных минералов.

Представление о распространенности отдельных классов и подклассов метеоритов дают данные, приведенные в табл. 17. Следует обратить внимание на обратное соотношение железных и каменных метеоритов в находках и падениях. Резко преобладающее количество железных метеоритов в находках по сравнению с падениями объясняется, во-первых, тем, что они легко идентифицируются, и, во-вторых, их устойчивостью к выветриванию и разрушению.

Довольно существенно метеориты различаются по основным физико-механическим свойствам, некоторые характеристики которых представлены в табл. 18.

Каменные метеориты. Преобладающим классом метеоритов являются каменные (см. табл. 17). Среди

РИС. 70. Фотография шлифа метеорита Полуямки (оливиново-бронзитовый хондрит)

Хондры преимущественным размером ~0,2 мм сложены в основном оливином и пироксеном. Из архива КМЕТ АН СССР



них хондриты — наиболее распространенный подкласс. По этой причине исследованиям хондритов придается первостепенное значение. Нередко, говоря о среднем составе метеоритов, имеют в виду состав хондритов.

По некоторым химическим параметрам (общему отношению MgO/FeO, относительному объему металлической фазы и отношению в ней Ni/Fe, отношению MgO/FeO в силикатах) и минералогическим особенностям хондриты подразделяются на несколько групп (см. табл. 16). Представление о химическом составе групп хондритов дает табл. 19. Хондриты подразделяются также и по степени перекристаллизации на ряд петрологических типов [6]. Хондриты обладают своеобразной структурой, основной особенностью которой является наличие хондр (рис. 70) — сфероидальных образований преимущественно силикатного состава, происхождение которых недостаточно ясно. Хондры отсутствуют лишь в некоторых углистых хондритах, отнесенных к подклассу хондритов по химизму и минеральному составу.

Хондры занимают значительный объем хондритов (до 50% и более). Они отличаются друг от друга формой (разная степень сферичности и выраженности), размерами, внутренней структурой (порфировые, лучистые, колосниковые и др.), минеральным составом. В большинстве случаев хондры состоят из оливина, пироксена, плагиоклаза, стекла. Между собой хондры связаны тонкозернистой или обломочной матрицей, состав которой часто близок к среднему составу хондритов. Структура большей части хондритов отражает изменения, происшедшие в них в результате термического метаморфизма (в частности, перекристаллизация) и ударных процессов (осколки, ударные деформации, маскелинитизация плагиоклаза). Таким образом, основная часть хондритов представляет собой брекчии космического происхождения.

ТАБЛИЦА 19. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТЕОРИТОВ (В %) [11, 27]

Метеориты	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	P_2O_5
Железные	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Железо-каменные										
Паллазиты	17,0	0,00	0,38	0,68	6,65	0,08	19,8	0,28	0,07	—
Мезосидериты	19,5	0,08	4,1	0,36	7,08*	0,22	6,4	2,9	0,21	0,2
Хондриты										
Бронзитовые	36,5	0,13	2,43	0,36	8,87	0,25	23,5	1,82	0,85	0,23
Гиперстеновые	39,9	0,13	2,31	0,44	13,1	0,27	25,0	1,90	0,88	0,24
Углистые	33,0	0,11	2,53	0,49	22,0	0,24	23,0	2,32	0,72	0,38
Энстатитовые	38,0	0,06	1,87	0,35	1,70	0,14	21,0	0,97	1,00	0,20
Ахондриты бедные Ca										
Обриты	54,1	0,22	0,91	0,14	1,64*	0,06	36,0	1,32	0,12	—
Шассиньиты	37,4	0,07	0,52	0,73	28,0*	0,16	32,2	0,11	0,11	—
Диогениты	52,1	0,01	1,4	0,32	17,2*	0,19	25,9	0,004	0,004	—
Уреилиты	38,9	0,07	0,8	0,35	13,0*	0,09	35,7	0,43	0,05	—
Ахондриты, богатые Ca										
Эвкриты	47,6	0,43	13,0	0,36	16,6*	0,47	8,46	10,2	0,43	0,09
Говардиты	49,3	0,10	9,95	0,53	17,1*	0,66	11,8	7,7	0,33	0,08
Наклиты	48,8	0,38	1,73	0,33	20,7*	0,09	12,0	15,1	0,40	—
Ангриты	43,9	2,4	8,7	—	8,6*	—	10,0	24,5	0,26	0,13

* Сумма $FeO+Fe_2O_3$.

При анализе химического состава хондритов выявляется близость их элементного состава к составу тугоплавкой части Солнца (потерявшего часть H, He и других легких элементов), полученному по данным спектральных исследований (рис. 71). Для хондритов типичны отношения основных элементов и элементов примесей, близкие к солнечным, что резко отличает их от земных горных пород. Хондриты содержат в заметных количествах одновременно и литофильные, и халькофильные, и сидерофильные элементы, в то время как в земных горных породах, как правило, резко преобладают литофильные элементы. Это дает основание считать, что хондриты представляют вещество Солнечной системы, слабо измененное со времени образования планет и по составу наиболее близкое к протопланетному веществу.

Основные различия химического состава отдельных групп хондритов касаются общего содержания железа, величина которого и степень окисленности в сочетании с соотношением различных форм железа (металлического и сульфидного) легли в основу подразделения хондритов на три типа: энстатитовых (*E*), обыкновенных (*H*, *L*, *LL*) и углистых (C).

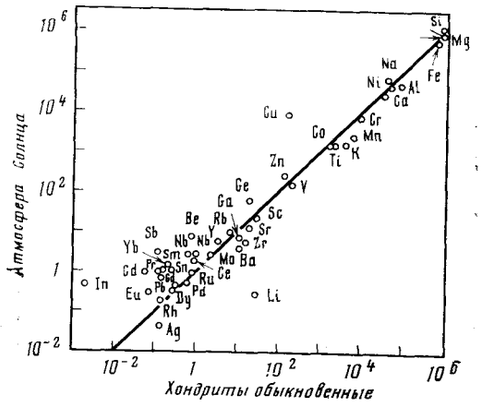


РИС. 71. Содержания элементов (по отношению к 10^6 атомов Si) в обыкновенных хондритах по сравнению с их содержаниями на Солнце [6]

Σ силик.	FeNi	FeS	$Fe_{общ.}$	$\Sigma Fe/SiO_2$
0	95—100	0,00—4,7	80—93	—
45,3	54,04	0,53	54,5	3,22
42,4	50,7	2,83	52,5	2,68
75,0	18,9	5,35	27,5	0,755
84,3	8,9	6,17	21,8	0,546
84,8	—	13,6	25,7	0,78
65,7	21,6	10,7	7,2	0,72
94,4	2,5	1,25	12,1	0,039
98,5	0,63	0,88	22,4	0,6
98,0	0,82	1,12	14,0	0,27
90,0	8,3	—	18,16	0,460
98,2	1,18	0,56	14,4	0,3
99,0	0,45	0,6	14,0	0,27
99,8	—	0,16	16,2	0,33
98,7	—	1,26	7,5	0,17

В энстатитовых хондритах почти все железо находится в металлической форме. В силикатах его мало. Эти хондриты отличаются наивысшей степенью восстановленности. В обыкновенных хондритах от *H* (оливин-бронзитовых) к *L* (гиперстеновым) и *LL* (амфотеритовым) возрастает содержание железистой составляющей в силикатах и уменьшается содержание металлического железа. Таким образом, обыкновенные хондриты менее восстановлены (или более окислены), чем энстатитовые.

Особое положение занимает группа углистых хондритов (C), содержащая большое количество общего железа, которое почти целиком находится в силикатах. Среди всех хондритов эта группа выделяется наивысшей степенью окисленности железа. Характерной особенностью описываемой группы является высокое содержание летучих элементов и соединений, в том числе воды (до 20 вес.%), углерода

ТАБЛИЦА 20. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ УГЛИСТЫХ ХОНДРИТОВ [77]

Элементы и окислы	CI	CII	CIII	Элементный состав	CI	CII	CIII	Без учета летучих C, H, O, S	CI	CII	CIII
Fe	0,00	0,00	0,00	Fe	18,43	21,26	24,06	Fe	43,45	41,98	40,26
Ni	0,00	0,00	0,00	Si	10,53	12,98	15,58	Si	24,83	25,63	26,07
Co	0,00	0,00	0,00	Ti	0,04	0,05	0,06	Ti	0,09	0,10	0,10
FeS	—	—	6,74	Al	0,87	1,14	1,33	Al	2,05	2,25	2,23
SiO_2	22,56	27,81	33,40	Ni	0,97	1,20	1,29	Ni	2,29	2,37	2,16
TiO_2	0,07	0,08	0,10	Co	0,05	0,06	0,06	Co	0,12	0,10	0,10
Al_2O_3	1,65	2,15	2,51	Cr	0,24	0,24	0,36	Cr	0,57	0,47	0,60
Cr_2O_3	0,36	0,36	0,52	Mn	0,15	0,16	0,15	Mn	0,35	0,32	0,25
FeO	23,70	27,34	25,43	Mg	9,53	11,73	14,46	Mg	22,47	23,16	24,20
MnO	0,19	0,21	0,19	Ca	0,87	1,19	1,83	Ca	2,05	2,35	3,06
MgO	15,81	19,46	23,98	Na	0,55	0,47	0,38	Na	1,30	0,93	0,64
CaO	1,22	1,66	2,56	K	0,06	0,04	0,03	K	0,14	0,08	0,05
Na_2O	0,74	0,63	0,51	P	0,12	0,13	0,17	P	0,28	0,26	0,28
K_2O	0,07	0,05	0,04	H	2,21	1,43	0,23				
P_2O_5	0,28	0,30	0,38	C	3,10	2,48	0,47				
H_2O	19,89	12,86	2,07	S	5,49	3,66	2,45				
C	3,10	2,48	0,47	O	43,20	42,42	37,70				
NiO	1,23	1,53	1,64								
CoO	0,06	0,07	0,08								
S	5,49	3,66	—								
Сумма	96,42	100,65	100,62	Сумма	96,41	100,63	100,61	Сумма	99,99	100,00	100,00

(до 5 вес%), серы, редких газов (табл. 20). Углистые хондриты выделяются, кроме того, присутствием органического вещества, общее содержание которого может достигать 10%.

Углистые хондриты по составу главных элементов, содержанию летучих и по степени окисленности подразделяются в основном на 3 типа: CI, CII, CIII [26, 76]. В последнее время более детально изучены углистые хондриты, которые по структурным особенностям, химическому составу и изотопии легких газов выделены в особые группы CIII4 и CIII5 [19, 52, 72].

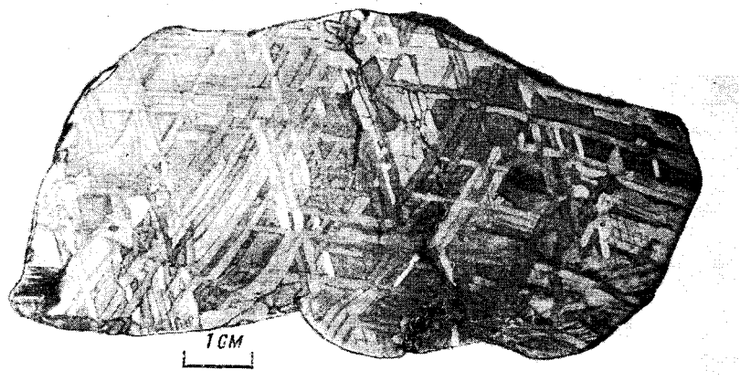
Органическое вещество хондритов представляет особый интерес. Оно включает сложные органические кислоты, углеводороды и гетероциклические основания, в состав которых входят C, H, S, N, O, Cl. Несмотря на сложность состава, органическое вещество углистых хондритов имеет небиогенное происхождение [65]. От земных биологических образований органика углистых хондритов отличается, в частности, полным отсутствием оптической активности [2].

Минеральные составы отдельных групп хондритов достаточно близки между собой (за исключением углистых хондритов). Основные минералы хондритов представлены оливином и ортопироксеном. В небольших количествах присутствуют плагиоклаз (иногда это маскелинит) и кальциевые пироксены. Обычными минералами для хондритов являются также никелистое железо, троилит, витлокит. В метеоритах идентифицированы минералы, типичные для метеоритов, но не обнаруженные в земных породах: осборнит, ольдгамит, шрейберзит, добреелит и др. Особенности минерального состава отдельных групп хондритов отвечают особенностям их химического состава.

Минеральный состав углистых хондритов отражает их высокую степень окисленности и гидратированности. Основную массу вещества метеоритов типа CI составляют аморфные гидратированные силикаты, сульфаты и минералы группы серпентина (содержание H_2O до 20%). В углистых хондритах типа CII (до 10—15% H_2O) содержание гидратированных силикатов меньше, в заметном количестве появляются оливин и пироксен. В типе CIII, отличающемся заметной дегидратацией и невысокой степенью окисленности, преобладают безводные силикаты. Характерными чертами углистых хондритов являются почти полное отсутствие металлического железа, подчиненная роль троилита и широкие пределы колебаний минерального состава.

В углистых хондритах CII и CIII (особенно в широко распространенном и хорошо изученном метеорите Allende CIII3) распространены светлые включения с высоким содержанием кальция и алюминия, отличающиеся своеобразной текстурой, изотопными аномалиями, сложной минералогией (присутствием как высокотемпературных — гибонит, шпинель, мелилит, перовскит, так и низкотемпературных, например содалит, минералов). Повышенное содержание в этих включениях элементов, характеризующихся высокими температурами конденсации, легло в основу предположения о том, что эти включения представляют собой высокотемпературные минеральные ассоциации, конденсированные из протопланетного облака на ранних стадиях его развития [28, 33, 47, 74]. Это пред-

РИС. 72. Полированная поверхность железного метеорита Кифкахсяган (октаэдрит). Хорошо видна видманштеттенова структура



положение хотя и принимается многими исследователями, однако не является общепринятым. Некоторые авторы связывают образование Ca—Al включений с процессами метаморфизма или селективного испарения [29, 70].

Около 10% всех каменных метеоритов образуют подкласс ахондритов. Химический состав ахондритов не одинаков (см. табл. 19). Основные различия связаны с разным содержанием Ca, Fe, Mg. По содержанию кальция выделяют ахондриты, богатые (5—25 вес.% CaO) и бедные (0,1—3 вес.% CaO) кальцием.

Состав и структура двух наиболее распространенных групп ахондритов — эвкритов и говардитов напоминают состав и структуру земных изверженных пород, что позволяет рассматривать ахондриты как продукт магматической дифференциации. С другой стороны, многие ахондриты, подобно хондритам, брекчированы. Иногда плагиоклаз, входящий в состав таких ахондритов, превращен в маскелинит. Брекчированность в сочетании с маскелинитизацией плагиоклаза может, вероятно, служить критерием того, что некоторые ахондриты испытали влияние ударных процессов. В частности, в ахондритах-уреилитах присутствуют ударно-образованные алмазы. Не исключена возможность образования некоторых ахондритов со структурами изверженных пород в результате кристаллизации ударных расплавов.

Железные метеориты. Класс железных метеоритов по численности занимает второе место среди метеоритов. Железные метеориты представляют собой твердый раствор никеля в железе. Содержание Ni в них широко варьирует — от 4 до 60%. Кроме железа и никеля, для железных метеоритов характерны элементы-примеси Co, P, S, Cu, Cr и C. Литофильными элементами они крайне обеднены.

Состав железных метеоритов весьма своеобразен и резко отличается от состава Солнца. Вероятно, вещество, слагающее эти метеориты, образовалось либо в процессе избирательной конденсации и последующей аккреции, либо в результате дифференциации в протопланетных телах. В минералогическом отношении железные метеориты состоят из двух фаз никелистого железа — камасита (кубическая сингония, α-объемно-центрическая решетка, содержание Ni в среднем 6%) и тэнита (кубическая сингония, γ-гранецентрическая решетка, содержание Ni в среднем 30% и более). В виде включений присутствуют шрейберзит, троилит, добреелит, когенит, графит, иногда силикаты.

В основу разделения железных метеоритов на группы положены содержания в них никеля и микроэлементов (Ga, Ge, Ir, Pt), а также структурные взаимоотношения камасита и тэнита.

Наиболее распространенной группой являются октаэдриты, содержащие от 6 до 14% никеля. Они отличаются своеобразной структурой, известной под названием видманштеттеновой: система параллельных пластин камасита расположена параллельно граням октаэдра (рис. 72). Пространство между пластинами заполнено тэнитом и плесситом (тонкозернистой смесью камасита и тэнита).

Группа железных метеоритов, отличающихся низким содержанием никеля (менее 6%) и состоящих почти целиком из камасита в виде монокристаллов (величиной иногда >50 см), получила название гексаэдритов.

Третья группа — атакситы — не имеет какой-либо упорядоченной структуры. Метеориты этой группы отличаются высоким содержанием никеля (более 14%) и состоят в основном из плессита (при содержании никеля до 27%) или тэнита (при количестве никеля, превышающем 27%).

Содержание и распределение никеля в железных метеоритах, их фазовый состав и своеобразная структура свидетельствуют о том, что этот класс

метеоритов пережил стадию плавления. Железные метеориты испытали в своей истории неоднократные интенсивные ударные нагрузки и нагрев, о чем свидетельствуют ударные деформации и ряд особенностей минерального состава.

По профилю изменений концентраций никеля на границе между тэнитом и камаситом при допущении, что наблюдаемая картина образовалась в результате диффузии никеля из тэнита в камасит, оценена скорость остывания вещества железных метеоритов. По данным [14], в интервале от 700 до 500° C она составляет 0,2° C за 1 млн. лет, по данным [6] — 1—10° C за 1 млн. лет в интервале от 600 до 400° C. Радиусы родительских тел при этом предполагаются порядка 50—200 км.

Железо-каменные метеориты. Класс железо-каменных метеоритов составляет незначительную часть метеоритов. В его состав входят как силикаты, так и никелистое железо (приблизительно в равных количествах). Метеориты этого класса отличаются уникальной структурой, представляющей собой либо металлическую губку с порами, заполненными силикатами, либо силикатную губку с порами, заполненными металлом (иногда троилитом).

Металл в железо-каменных метеоритах представлен никелистым железом, обладающим октаэдритовой структурой. Силикатная часть состоит в основном из оливина, ортопироксена, плагиоклаза. Преобладающий минерал положен в основу подразделения железо-каменных метеоритов на подгруппы (см. табл. 16). Некоторые железо-каменные метеориты содержат брекчированную силикатную фазу. Структура и минеральный состав железо-каменных метеоритов свидетельствуют о том, что они прошли через стадию дифференциации.

Возраст метеоритов. Абсолютный возраст метеоритов, датирующий время их химического фракционирования, вызванного плавлением в родительских телах, и определенный уран-свинцовым и рубидий-стронциевым методами, отвечает значениям $4{,}4—4{,}7 \cdot 10^9$ лет [31, 40, 61], что соответствует принятому в настоящее время возрасту Солнечной системы и является одним из доказательств одновременного возникновения Земли, планетных тел и родительских тел метеоритов.

Определения возраста газоудержания метеоритов, характеризующего время их остывания и кристаллизации, калий-аргоновым и уран-торий-гелиевым методами дают различные значения, которые колеблются от 0,5 до $4{,}5 \cdot 10^9$ лет [30, 46, 53, 56, 67, 75]. Эти колебания отражают, вероятнее всего, эффект столкновений родительских тел метеоритов, вызвавших нагрев и потерю газов. Вообще при интерпретации данных по возрастам метеоритов всегда нужно учитывать, что геологическая история метеоритов может быть весьма сложной. Наложенные процессы (особенно ударный метаморфизм), влияние которых (иногда неоднократное) испытывают метеориты, часто приводят к занижению значений их абсолютного возраста. Кроме того, нужно иметь в виду, что в составе одного метеорита, особенно брекчированного, могут быть отдельные обломки, имеющие различный возраст.

Кроме возраста дифференциации и кристаллизации, в отношении метеоритов еще говорят о космическом (или радиационном) возрасте, который характеризует продолжительность облучения метеорита космическими лучами. Этот возраст определяет время, прошедшее с момента отделения метеорита (в результате ударных процессов) от родительского тела, т. е. время самостоятельного существования метеорита в космическом пространстве. Космические возрасты метеоритов намного короче возрастов дифференциации и газоудержания. Следовательно, боль-

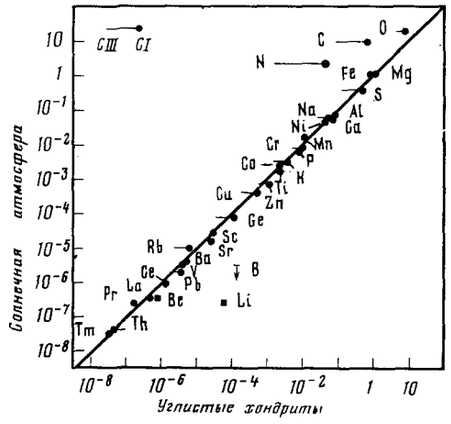


РИС. 73. Сравнение содержаний элементов в атмосфере Солнца и в углистых хондритах разных типов [54]

Содержания элементов нормированы по содержанию кремния

шую часть своей жизни метеориты проводят внутри родительского тела.

Значения космического возраста различны для различных групп метеоритов. Для бронзитовых хондритов они составляют от $4 \cdot 10^6$ до $69 \cdot 10^6$ лет с двумя модами в областях $5 \cdot 10^6$ и $22 \cdot 10^6$, для гиперстеновых хондритов — от $0{,}8 \cdot 10^6$ до $40 \cdot 10^6$ с модами в областях $7 \cdot 10^6$ и $20 \cdot 10^6$ [6, 53, 67, 69]. Космический возраст энстатитовых и углистых хондритов оценивается несколькими миллионами лет [69]. Значения радиационного возраста железных метеоритов намного превышают таковые для хондритов и составляют $(120—900) \cdot 10^6$ лет с резко выраженной модой в области $700 \cdot 10^6$ лет [6, 30, 36]. Более низкие значения космического возраста каменных метеоритов по сравнению с железными, вероятно, могут быть объяснены повышенной способностью последних противостоять разрушениям при столкновениях, а также диффузионными потерями инертных газов из каменных метеоритов [12].

Происхождение метеоритов. Ключевой проблемой метеоритики является проблема происхождения метеоритов. В этом вопросе существуют две точки зрения, не исключающие, однако, полностью друг друга. Согласно первой [6, 14, 18, 26, 38 и др.], метеориты являются обломками астероидов, согласно второй — обломками ядер «умерших» комет [44, 68 и др.].

Обе точки зрения базируются на одних и тех же фактах — параметрах орбит и характере вещественного состава. Сторонники астероидного генезиса метеоритов обращают внимание на близкие значения орбит метеоритов и астероидов групп Аполлон и Амур, заходящих внутрь орбиты Земли. Сторонники кометного происхождения также отмечают связь между орбитами метеоритов и группы Аполлон, однако они полагают, что группа Аполлон поддерживается в динамическом равновесии ядрами «умерших» комет. В обеих гипотезах подчеркивается близость вещественного состава метеоритов к вещественному составу астероидов и комет (в случае комет обращается внимание на схожесть состава кометной пыли с составом углистых хондритов CI [42]). Наиболее убедительной в настоящее время является гипотеза об астероидном происхождении метеоритов.

Одним из важных вопросов в проблеме происхождения метеоритов является вопрос о характере протовещества их родительских тел. Изотопный состав метеоритов в целом указывает на минимальное их отличие от предполагаемого исходного протопланетного вещества и характеризуется примитивностью, т. е. распределением изотопов, приближающимся к их содержанию на Солнце и в процессах нуклеогенеза. Анализ химических составов метеоритов позволил многим исследователям [6, 11, 49, 54 и др.] прийти к выводу, что состав углистых хондритов CI (кроме водорода и гелия), а также отношения в них некоторых химических элементов (например, Na/Ca, S/Ca) близки к солнечным (рис. 73). Это может указывать на генетическое родство вещества хондритовых метеоритов CI и Солнца. Присутствие летучих и гидратированных силикатов в хондритах CI позволяет рассматривать последние как вещество, не испытавшее существенных изменений и прогрева за прошедшие 4,5 млрд. лет и отражающее первичный состав газово-пылевого облака. Значительные изменения в течение своей истории испытали хондритовые метеориты. Их структура, несущая яркие признаки термической перекристаллизации, показывает, что хондриты подверглись существенному нагреву (может быть, до 800° С) [6]. Однако стадию полного плавления хондриты в целом не прошли, одним из доказательств чего может служить равномерное распределение в хондритах металлических и троилитовых зерен. Напротив, составы и структуры ахондритов, железо-каменных и железных метеоритов указывают на то, что они являются, вероятно, продуктами процесса плавления.

Систематизация обширных данных по исследованию метеоритов позволила предложить общую схему происхождения метеоритов [6, 13, 38 и др.]. По этой схеме родительскими телами метеоритов являются, скорее всего, астероиды, образовавшиеся в результате конденсации вещества из газово-пылевого облака и имевшие первоначально состав, близкий к составу углистых хондритов. На заре геологической истории ($\sim 4{,}5 \cdot 10^9$ лет назад) внутренние части астероидов подверглись сильному нагреву (источником тепла мог быть, например, распад ^{26}Al [59]), вызвавшему плавление и дифференциацию вещества. Внешние же части тела не испытали нагрева. Значительно нагретым, но нерасплавленным оказался промежуточный слой. Обломками внутренних, дифференцированных слоев астероида являются, вероятно, ахондриты, железо-каменные и железные метеориты. Хондритовые метеориты представляют собой фрагменты промежуточного слоя, а углистые хондриты — материал наружной, неизменённой части астероида.

Образование астероидов происходило в различных частях астероидного пояса, имеющих, вероятно, свои особенности состава. Этими особенностями состава могут быть вызваны также и различия в составах метеоритов.

Приведенная схема образования метеоритов является широко распространенной, но не единственной. Существует обоснованное представление [3, 4, 47, 74], что отдельные классы и группы метеоритов могли образоваться непосредственно в результате конденсации из высокотемпературной фракции допланетной туманности.

АСТЕРОИДЫ

Астрономические параметры. Астероиды — это малые тела, размером до сотен километров в диаметре, обращающиеся по эллиптическим орбитам вокруг Солнца со скоростью порядка 20 км/с. Большинство астероидов движется между орбитами Марса и Юпитера на расстоянии 2,2—3,2 а. е. от Солнца, образуя так называемый пояс (или кольцо) астероидов. Существование пояса астероидов между двумя резко различающимися группами планет — внутренних и внешних, вероятно, не является случайным, а связано с основными закономерностями развития Солнечной системы. Следует отметить, что положение пояса астероидов отвечает закону планетных расстояний Тициуса-Боде, согласно которому между Юпитером и Марсом должна находиться планета. Общая масса астероидов диаметром более 20 км (принимая среднее значение плотности равным 3 г/см^3) составляет $4{,}3 \cdot 10^{24}$ г, что приблизительно соответствует 1/20 массы Луны или 1/1500 массы Земли.

Большая часть астероидов (98%) движется в пределах астероидного поя-

са; около 2% малых тел выходят далеко за эти пределы. Одни из них, например, Адонис, Дедал, Икар, очень близко подходят к Солнцу (Икар, в частности, приближается к Солнцу на расстояние 0,186 а. е.), другие — Хирон, Гидальго, группа Троянцев, напротив, удалены от Солнца на значительное расстояние (афелий орбиты Хирона лежит за пределами орбиты Сатурна, на расстоянии 18,9 а. е. от Солнца) [15, 18, 23].

Орбиты многих астероидов характеризуются большим эксцентриситетом, углы наклона их орбит к плоскости эклиптики, как правило, невелики, хотя существуют астероиды с наклонами орбит, превышающими наклонения орбит больших планет. Движение всех астероидов, открытых к настоящему времени, прямое, т. е. направлено против часовой стрелки (по отношению к северному полюсу мира).

Орбиты движения астероидов не остаются неизменными. Находясь под влиянием гравитационных возмущений планет (особенно, Юпитера), они постоянно меняются. Наибольшие изменения орбит испытывают астероиды с большими эксцентриситетами и большими углами наклона орбит к плоскости эклиптики.

Среди астероидов особый интерес представляют те из них, орбиты которых приближаются к орбите Земли или проникают внутрь ее, вследствие чего существует вероятность их столкновения с Землей [22]. Эти астероиды (общее число открытых к настоящему времени таких астероидов приблизилось к 50) образуют две группы: группу Аполлон с расстоянием от Солнца в перигелии $q \leqslant 1{,}0$ а. е. и группу Амур с $1{,}0 < q \leqslant 1{,}3$ а. е. [18]. Астероиды указанных групп выделяются среди всех астероидов малыми размерами (от нескольких километров до сотен метров в поперечнике), большими эксцентриситетами (до 0,83) и большими наклонами к эклиптике (до 64°).

ТАБЛИЦА 21. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕКОТОРЫХ АСТЕРОИДОВ

Номер и название астероида	Диаметр, км [32]	Большая полуось, а. е. [63]	Наклонение орбиты к плоскости эклиптики, град [20]	Альбедо геометрическое [63]	Эксцентриситет [20]	Тип астероида [32]
1 Церера	1020	2,77	10,611	0,053	0,0784	U
4 Веста	549	2,36	7,133	0,235	0,0890	U
2 Паллада	538	2,77	34,831	0,079	0,2353	U
10 Гигея	450	3,15	3,814	0,041	0,0996	C
704 Интерамния	339	3,06	17,312	0,035	0,1553	C
52 Европа	290	3,10	7,468	0,035	0,1138	C
19 Фортуна	221	2,44	1,556	0,030	0,1576	C
7 Ирида	210	2,39	5,502	0,160	0,2303	S
9 Метида	151	2,39	5,583	0,121	0,1233	S
532 Геркулина	217	2,77	16,347	0,120	0,1789	S
16 Психея	252	2,92	3,092	0,093	1,1390	M

Типы астероидов: C — углистые; S — каменные и железо-каменные; M — металлические; U — неклассифицированные.

Минеральные компоненты: *Ol* — оливины; *Px* — пироксены; *Cpx* — клинопироксены; *Sil(O)* — мафические силикаты, вероятно, в основном оливины; *Sil(E)* — спектрально-нейтральные силикаты, вероятно, энстатит; *Phy* — слоистые силикаты, в основном гидратированные, невыщелоченные, с примерно равным количеством катионов Fe^{2+} и Fe^{3+}; *Opq* — непрозрачная фаза, в основном углерод или относительно непрозрачные окислы (*M* — магнетит, *C* — углерод, *E* — энстатит); *CM* — углистый хондрит *Mighei*

Некоторые физические параметры. Непрерывные изменения орбит астероидов под влиянием планетных возмущений делают вероятными их столкновения друг с другом и фрагментацию. Поэтому астероидных тел, сохранивших свои первоначальные форму и размеры, вероятно, очень мало.

Большинство астероидов представляют собой настолько малые объекты, что установить их размеры и форму по телескопическим наблюдениям с Земли чрезвычайно трудно. Различить диск удается лишь у немногих из них. Наиболее крупным из изучавшихся астероидов является Церера, диаметр которой составляет всего 1020 км (табл. 21). Около 30 астероидов имеют диаметры более 200 км. Основная же масса астероидов, количество которых составляет десятки тысяч [48, 58], характеризуется значительно меньшими размерами. Измерения блеска астероидов показали, что их форма может быть самой разнообразной [15]. Большая часть имеет, вероятно, неправильную, осколочную форму, часть астероидов изометрична. Форма лишь некоторых из них (например, Цереры, Весты, Флоры и др.) предполагается близкой к сферической.

Минеральные ассоциации (оценка по спектрам отражения) [50]	Возможные аналоги среди метеоритов [50]
Sil (O), *Opq (M)*	Углистые хондриты CIII 4
Cpx	Эвкриты
Sil (O), *Opq (M)*	Углистые хондриты CIII 4
Phy, *Opq (C)*	Углистые хондриты CII (CM)
Sil (O), *Opq (M)*	Углистые хондриты CIII 4
Phy, *Opq (C)*	Углистые хондриты CII (CM)
Phy, *Opq (C)*	Углистые хондриты CII (CM)
NiFe, *Ol*, *Px*	*Ol-Px* железо-каменные
NiFe (*Sil (E)*)	Энстатитовые хондриты, железистые
Sil (O), *Opq (C)*	Углистые хондриты CIII
NiFe, *Sil (E)*	Энстатитовые хондриты (*E4*), железистые

Плотность определена только для двух астероидов — Цереры и Весты (2,5 и 3,4 г/см³ соответственно) [62]. Приведенные величины могут свидетельствовать о различном составе вещества астероидов.

Поверхность астероидов по данным инфракрасной спектроскопии имеет очень низкую теплопроводность [51, 62].

Оптические свойства. Величина альбедо измерена у многих астероидов. Ее значения колеблются в широких пределах (см. табл. 21). По величине альбедо выделяются две группы астероидов [63]. Наиболее многочисленной является группа темных астероидов с медианным значением альбедо $p=0{,}035$. Сравнение с земными и лунными породами, а также с метеоритами показало, что близкое значение альбедо имеет поверхность очень темных, обогащенных железом базальтов Земли и углистых хондритов, отчего темные астероиды называются условно углистыми или *C*-астероидами [39]. Астероиды типа *C* преобладают в астероидном поясе особенно в его внешней части (до 95% астероидов диаметром

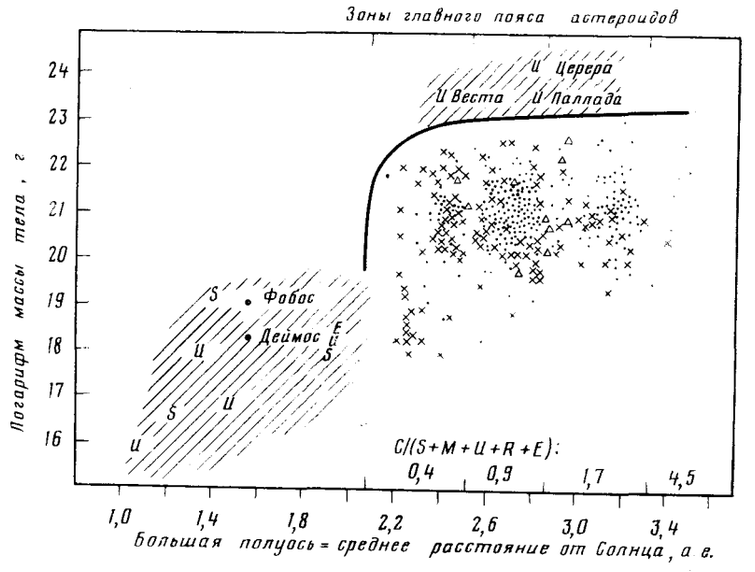


РИС. 74. Распределение астероидов по массе и среднему гелиоцентрическому расстоянию

Использованы данные по 405 астероидам в классификации Э. Боуэла и др. [32]. Величины больших полуосей — по [25]. Астероиды с массой $\leqslant 10^{23}$ г представлены преимущественно типами *C* (черные точки), *S* (крестики) и *M* (треугольники). В незаштрихованной области резко преобладают объекты типа *C* (область *C*); цифрами показаны величины отношения количеств астероидов типа *C* к астероидам прочих типов. В заштрихованных областях буквами, соответствующими их типу, обозначены классифицированные астероиды, образующие область «не-*C*»

<200 км на расстоянии 3 а. е. от Солнца) [64].

Вторую группу образуют относительно светлые астероиды с медианным значением p=0,15. Аналогами вещества, слагающего поверхность светлых астероидов, могут быть силикаты, каменные метеориты, поэтому светлым астероидам условно дано название железо-каменных или *S*-астероидов. При исследовании оптических свойств астероидов среди них обнаружена небольшая группа, обладающая поляризационными свойствами, характерными для металла. Эта группа составила группу *M*-астероидов (металлических). В последнее время на основании анализа оптических характеристик поверхностей астероидов выделено еще несколько групп астероидов, суммарное количество которых, однако, очень невелико [32, 78].

Некоторые закономерности в распределении различных типов астероидов внутри астероидного пояса наглядно демонстрирует график, построенный в координатах логарифм массы (M) астероида — его среднее гелиоцентрическое расстояние (рис. 74).

Анализ графика позволяет сделать следующие выводы.

1. Среди астероидов главного пояса с массой меньше $\sim 10^{23}$ г преобладают объекты примитивного типа, аналогичные углистым хондритам CI и CII, причем количество их увеличивается к внешней части пояса.

2. Астероиды с массами больше $\sim 10^{23}$ г могут принадлежать, вероятно, к одному дифференцированному типу материала.

3. Астероиды со средними гелиоцентрическими расстояниями меньше 2 а. е. могут принадлежать, по-видимому,

к различным дифференцированным типам материала.

Таким образом, изменение типа вещества от примитивного (углистых хондритов CI и CII) до непримитивного происходит как с возрастанием массы объекта, так и с приближением объекта к Солнцу.

Знаменательно, что спектры ряда астероидов соответствуют спектрам некоторых разновидностей метеоритов. Спектры *C*-астероидов близки к спектрам углистых хондритов. Спектры *S*-астероидов очень близки к спектрам железо-каменных метеоритов или богатых железом обыкновенных хондритов. В спектрах *M*-астероидов улавливается присутствие свободного металла. Это дает возможность предсказать характеристику минерального и химического состава астероидов трех перечисленных групп. Следует, однако, особо подчеркнуть, что однозначная космохимическая интерпретация оптических параметров астероидов часто весьма затруднительна, а иногда пока и невозможна, поэтому использование оптических данных астероидов для строгого построения их геохимических моделей на современном этапе очень затруднительно [32].

Уникальные спектры получены для Весты. Их анализ позволяет провести аналогию между веществом поверхности Весты (диаметр 549 км) и группой базальтоидных ахондритов-эвкритов [50]. Вещественный состав Весты в сочетании с величиной ее плотности (3,4 г/см^3) может свидетельствовать о том, что Веста, подобно настоящим планетам, обладала на ранних этапах своего существования достаточной внутренней энергией для плавления и дифференциации вещества. Источник нагрева не известен, считается, что им мог служить радиоактивный ^{26}Al [59]. Близость спектров метеоритов и поверхности некоторых групп астероидов позволяет заключить, что последние представляют собой, возможно, один из наиболее вероятных источников метеоритов — их родительские тела.

Природа поверхности. Многократные столкновения астероидов друг с другом должны приводить к дроблению их поверхностей и образованию обломочного слоя реголита, напоминающего реголит на Луне. Считается, однако, что аккумуляции относительно мощного рыхлого реголитового покрова, подобного лунному, на поверхностях астероидов не происходит, так как скорость убегания осколков с них мала и продукты дробления на их поверхностях не должны накапливаться [41, 45]. Тем не менее, низкая теплопроводность поверхности астероидов заставляет предполагать наличие слоя рыхлого поверхностного материала. Вероятно, общий характер поверхности астероидов должен быть похож на поверхность спутников Марса — Фобоса и Деймоса.

Происхождение астероидов. Относительно происхождения астероидов существуют две альтернативные точки зрения. Сторонники первой из них (например, [21]) связывают образование астероидов со взрывом или распадом планеты-родоначальницы, когда-то существовавшей между Марсом и Юпитером. Эта теория считается сейчас маловероятной. Согласно второй точки зрения, которую впервые высказал О. Ю. Шмидт [24], в районе пояса астероидов никогда не существовала крупная планета, которая могла бы быть материнским телом астероидов. Пояс астероидов является результатом развития системы тел, аккумулировавшихся между Юпитером и Марсом. По этой гипотезе астероиды, так же как и крупные планеты, представляют собой тела, возникшие при агломерации частиц газово-пылевого облака. Однако из-за сильных гравитационных возмущений со стороны растущего массивного Юпитера процесс объединения частиц остановился на промежуточной стадии и перешел в противоположный процесс дробления и разрушения.

К настоящему времени эта гипотеза О. Ю. Шмидта завоевала широкое признание [17, 37, 57 и др.]. С ней, в частности, согласуется упоминавшаяся выше закономерная связь астероидов определенного типа с их расстоянием от Солнца: наиболее богатые летучими элементами астероиды типа *C* концентрируются во внешней части пояса, ближе к планетам-гигантам.

КОМЕТЫ

Структура и астрономические параметры. Кометы — малые небесные тела Солнечной системы. С Земли может наблюдаться лишь небольшая часть комет, а именно те из них, которые заходят в область гравитационного влияния планет Солнечной системы и сближаются с Солнцем на расстояние, обычно меньше 3,5 а. е. (рис. 75).



РИС. 75. Комета Беннета (1969). Абастуманская обсерватория, 2 апреля 1970 г.; фото О. Р. Болквадзе

Основу кометы составляет ядро. В настоящее время принято считать, что ядро комет представляет собой замороженные газообразные соединения, включающие твердые пылевые частицы, преимущественные размеры которых оцениваются величиной порядка 0,25—5 мкм. При сближении кометы с Солнцем (в случае, если комета входит внутрь орбиты Юпитера) происходит сублимация льда, и вокруг ядра образуется туманная оболочка — кома. Ядро кометы вместе с комой образует голову кометы. У отдельных комет кома может достигать в диаметре 10^5 км. Часть этой туманной оболочки, загибаясь под действием солнечных лучей и

солнечного ветра, уносится от ядра кометы, образуя ее хвост. Различают три типа хвостов комет [1, 8]. К первому типу относятся хвосты, направленные прямо от Солнца и состоящие из ионизированных молекул. Второй тип составляют хвосты, изогнутые и отклоненные назад по отношению к орбитальному движению и образованные пылевыми частицами, непрерывно выделяющимися из ядра. Третий тип представлен хвостами почти прямыми, но заметно отклоненными назад. Хвосты этого типа формируются при рассеивании облака, образованного одновременно выделившимися пылинками. Наибольшей длины достигают хвосты первого типа, простирающиеся на расстояние до 10^8 км. Однако они отличаются наименьшей плотностью, которая не превышает $10^2 — 10^3$ ионов/см^3.

Подавляющая часть комет движется по эллиптическим орбитам, причем направление движения может быть как прямым, так и обратным. Наклонения орбит комет имеют разные значения, в некоторых случаях они достигают величины, значительно превышающей величину наклонения орбит больших планет. Орбиты комет характеризуются очень большим эксцентриситетом, что обусловливает большие периоды их обращения. По периодам обращения (p) различаются кометы долгопериодические ($p>200$ лет) и короткопериодические ($p<200$ лет). Среди последних выделяют кометы с большими ($p>10$ лет) и малыми ($p<10$ лет) периодами обращения. Интересно отметить, что орбиты отдельных короткопериодических комет близки к орбитам некоторых астероидов.

Влияние возмущения от притяжения звезд может обусловливать изменение орбит комет, переход комет на орбиты с малыми перигелийными расстояниями. Попадая в область влияния планет, кометы подвергаются воздействию их притяжения и также меняют свои орбиты. Часть таких комет может переходить на короткопериодические орбиты с настолько малым расстоянием от Солнца, что происходит испарение льдов ядра. Так как гравитационное поле комет достаточно слабое (порядка 10^{-4} g), выделяющиеся газы не в состоянии удерживаться кометой и диссипируют [44]. Комета разрушается. Следствием этого является недолговечность существования короткопериодических комет. Потеря ядрами комет связующего их вещества увеличивает рыхлость комет, которые могут рассыпаться, образуя метеорные потоки. Не исключена возможность встречи остатков ядер «умерших» комет с поверхностью Земли и образования так называемых ледяных метеоритов.

Из-за возмущающего действия больших планет, особенно Юпитера, кометы могут переходить на гиперболические орбиты и навсегда покидать Солнечную систему. По-видимому, не исключено, что кометы других звездных систем могут заходить в пределы Солнечной системы.

Химический состав. Представление о химическом составе комет дают их спектры, полученные при астрономических наблюдениях [5, 7, 8, 20, 35, 43 и др.]. Анализ спектров позволяет подразделять их на три группы.

1. Спектры, указывающие на присутствие относительно трудолетучих элементов — Na, K, Ca, Cr, V, Mn, Fe, Cu, Ni, Co, Si. Спектры этих элементов обнаруживаются в голове кометы, когда она светится при прохождении вблизи Солнца. Эти спектры напоминают спектры метеоритов.

2. Спектры хвоста комет, обнаруживающие H, C, N, O, He, которые (за исключением He) являются результатом диссоциации и ионизации летучих веществ ядра и комы — CO^+, CO_2^+, CH^+, N_2^+ и др.

3. Спектры комы, обнаруживающие молекулы C_2, C_3, CH, NH, CH_2, OH, CO_2, NH_2, CO, N_2, H_2O и более сложные соединения HCN, CH_3CN, NH_3, CH_4, C_2H_2, вплоть до сложных орга-

ТАБЛИЦА 22. СОДЕРЖАНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОМЕТАХ И УГЛИСТЫХ ХОНДРИТАХ (СОДЕРЖАНИЯ ЭТИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СОЛНЕЧНОЙ ПЛАЗМЕ $S=1$) [43]

Элемент	Кометы	Углистые хондриты типа CI	Кометы/углистые хондриты CI
H	$S\cdot10^{-4}$	$S\cdot10^{-5}$	10 : 1
C	0,24	0,06	4 : 1
N	0,03	0,014	2 : 1
O	1,00	0,35	3 : 1
Металлы	1,00	1,00	1 : 1

нических молекул (например, этилалкоголь — C_2H_6OH, полимер ФА — полиоксиметилен, возможно, полисахариды). Наиболее распространенным соединением в кометах является вода [20, 44].

Химический состав комет обнаруживает качественную близость к химическому составу планет-гигантов (табл. 22), что дает основания предполагать, что образование комет и планет-гигантов происходило в одних и тех же частях протопланетного облака. Следует также отметить близость химических составов комет и углистых хондритов. Последние, как уже говорилось, рассматриваются как почти недифференцированное вещество первичного протопланетного облака. В целом химический состав комет свидетельствует о том, что они являются примитивными малыми телами Солнечной системы.

Происхождение комет. Относительно происхождения комет существует много гипотез, которые можно объединить в три группы.

1. Кометы являются небесными телами, возникающими после образования Солнечной системы и рассматриваются либо как обломки разрушенной планеты, сформировавшейся когда-то в поясе астероидов [71], либо как вещество, выброшенное в космос при грандиозных извержениях на планетах-гигантах и их спутниках [73], либо как агрегаты вещества метеоритных потоков [13].

2. Кометы сконденсированы из солнечной туманности на их современных орбитах. Причинами конденсации могут быть: гравитационная фокусировка вещества туманности Солнцем, ударная волна, гравитационное сжатие межзвездного облака [44].

3. Кометы сконденсированы из солнечной туманности и позднее, испытав влияние Юпитера и других планет, выброшены в облако Оорта [20, 66] — гигантское облако комет на периферии Солнечной системы, которое, как предполагается, существует на расстояниях до 100—200 а. е. от Солнца. По Дж. Оорту, количество комет в облаке измеряется сотнями миллиардов. Их движение происходит по таким орбитам, что даже в перигелии они (за небольшим исключением) не сближаются с Солнцем настолько, чтобы быть прогретыми его лучами.

Гипотезам третьей группы в настоящее время отдается предпочтение.

Одним из интересных вопросов в проблеме исследования комет является вопрос о происхождении их твердого компонента. Принято считать, что ядро комет включает твердые вещества в виде отдельных включений — пылинок. Однако Б. Ю. Левин [13] выдвинул предположение о том, что ядра комет не содержат пылевых частиц, но последние могут образоваться и образуются в результате объединения отдельных атомов и молекул ядра в ходе испарения льдов. По мнению Б. Ю. Левина, решение этого вопроса имеет принципиальное значение при анализе процесса конденсации в холодной зоне протопланетного облака. Если льды кометных ядер содержат твердые вещества в виде пылинок, конденсация нелетучих веществ предшествовала конденсации летучих. Если же нелетучие вещества находятся в ядрах комет в форме отдельных атомов и молекул, конденсация летучих и нелетучих элементов и соединений происходила одновременно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение метеоритов, астероидов и комет чрезвычайно важно для сравнительной планетологии. Оно дает нам сведения о составе той части твердого вещества Солнечной системы, которая в силу тех или иных причин не проходила через стадию аккумуляции в большие планетные тела и стадию планетной дифференциации. Эти сведения используются для понимания процессов протопланетной конденсации вещества, существование которой предполагается в современных моделях происхождения Солнечной системы. Эти сведения крайне важны также для построения моделей образования больших планетных тел, так как они накладывают ограничения на возможный состав аккумулирующегося вещества.

На примере астероидов мы видим, что образование планетного тела поперечником до 1000 км не приводит к существенной дифференциации исходного протопланетного вещества, и такие тела могут быть по составу близкими к углистым хондритам. Однако на примере астероида Веста мы видим также, что ситуация здесь не такая простая, и иногда вдруг даже малые тела обнаруживают признаки дифференциации, которую мы привыкли ожидать лишь для достаточно больших планетных тел земного типа. Существование железных метеоритов и ахондритов требует либо признания факта дифференциации гипотетических родительских тел метеоритов (которые мы отождествляем с астероидами), либо серьезного углубления наших представлений об эволюции вещества в протопланетном облаке.

Наконец, изучение метеоритов, астероидов и комет важно также и в том отношении, что столкновения их с планетными телами, в том числе и с Землей, приводят к ударной переработке поверхности планет, и для изучения этого процесса знать свойства ударников крайне важно.

В целом разнородность состава метеоритных, астероидных и кометных тел говорит о том, что протопланетная стадия вещества Солнечной системы имеет свою достаточно сложную историю, которая может предопределять историю планет в отношении как их среднего состава, так и первоначальных неоднородностей их строения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бредихин Ф. А.* О хвостах комет. М.; Л., 1934. 280 с.
2. *Вдовыкин Г. П.* Углеродистое вещество метеоритов. М.: Наука, 1967. 269 с.
3. *Виноградов А. П.* Высокотемпературные протопланетные процессы.— Геохимия, 1971, № 11, с. 1283—1296.
4. *Войткевич Г. В.* Основы теории присхождения Земли. М.: Недра, 1979. 135 с.
5. *Всехсвятский С. К.* Кометы в солнечной системе. М.: Знание, 1974. 64 с.
6. *Вуд Дж.* Метеориты и происхождение солнечной системы / Пер. А. Н. Симоненко; Под ред. Е. Л. Кринова. М.: Мир, 1971. 172 с.
7. *Гольданский В. И.* Зерна межзвездной пыли как возможные холодные зародыши жизни.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 823—826.
8. *Добровольский О. В.* Кометы.— М.: Наука, 1966. 288 с.
9. *Заварицкий А. Н., Кваша Л. Г.* Метеориты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 245 с.
10. *Кринов Е. Л.* Основы метеоритики. М.: Гостехиздат, 1955. 392 с.
11. *Лаврухина А. К.* О дифференциации элементов в протопланетном облаке.— Метеоритика, 1973, вып. 32, с. 7—24.
12. *Лаврухина А. К., Колесов Г. М.* Изотопы во Вселенной. М.: Атомиздат, 1965. 240 с.
13. *Левин Б. Ю.* Происхождение Земли и планет. М.: Наука, 1964. 114 с.
14. *Левин Б. Ю., Симоненко А. Н.* Вопросы происхождения метеоритов.— Метеоритика, 1977, вып. 36, с. 3—22.
15. Малые планеты / Под ред. Н. Ф. Самойловой-Яхонтовой. М.: Наука, 1973. 359 с.
16. *Мейсон Б.* Метеориты / Пер. В. И. Кудрявцевой; Под ред. Е. Л. Кринова. М.: Мир, 1965. 305 с.
17. *Сафронов В. С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
18. *Симоненко А. Н.* Метеориты — осколки астероидов. М.: Наука, 1979. 224 с.
19. *Скрипник А. Я., Кирова О. А.* Определение

петрологических типов хондритов.— Метеоритика, 1980, вып. 39, с. 38—42.
20. *Уиппл Ф. Л.* Кометы: данные, проблемы, цели.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 645—650.
21. *Фесенков В. Г.* О космогенической гипотезе акад. О. Ю. Шмидта и о современном состоянии космогенической проблемы.— Вопр. философии, 1951, № 4, с. 134—147.
22. *Хартманн У. К.* Малые тела Солнечной системы.— В кн.: Солнечная система / Пер. И. Глушневой, Т. Лазинской; Под ред. В. И. Мороза. М.: Мир, 1978, с. 167—186.
23. *Чеботарев Г. А., Шор В. А.* Структура пояса астероидов.— Тр. Ин-та теорет. астрономии АН СССР, 1976, вып. XV, с. 60—90.
24. *Шмидт О. Ю.* Четыре лекции о теории происхождения Земли.— М.: АН СССР, 1950. 96 с.
25. Эфемериды малых планет на 1978 г. Л.: Наука, 1977. 217 с.
26. *Явнель А. А.* Закономерности в составе метеоритного вещества и классификация метеоритов.— Геохимия, 1956, № 2, с. 78—92.
27. *Явнель А. А.* Классификация метеоритов и ее значение для проблемы происхождения метеоритов.— Метеоритика, 1973, вып. 32, с. 25—36.
28. *Allen J. M., Grossman L., Davis A. M., Hutcheon I. D.* Mineralogy, textures and mode of formation of a hibonite-bearing Allende inclusion.— Porc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf., Pergamon, 1978, v. 1, p. 1209—1233.
29. *Allen J. M., Grossman L., Lee T.* Mineralogical study of an isotopically — unusual Allende inclusion.— Lunar and Planetary Institute, Houston, 1979, v. 1, p. 24—26.
30. *Anders E.* Origin, age and compositions of meteorites.— Space Sci. Rev., 1964, v. 3, p. 583—714.
31. *Birk J. L., Minster J. F., Allegre C. J.* ^{87}Rb — ^{87}Sr chronology of achondrites.— Meteoritics, 1975, v. 10, N 4, p. 364—365.
32. *Bowell E., Chapman C. R., Gradie J. C., Morrison D., Zellner B.* Taxonomy of asteroids.— Icarus, 1978, v. 35, N 3, p. 312—335.
33. *Boynton W. V.* A brief review of the chemistry of Ca, Al-rich inclusions in the Allende meteorite.— Meteoritics, 1977, v. 12, N 3, p. 183—184.
34. *Brown H.* The density and mass distribution of meteoritic bodies in the neighborhood of the Earth's orbit.— J. Geophys. Res., 1961, v. 66, p. 1316—1317.
35. *Brownlee D. E., Tomandi D. A., Hodge P. W., Hörz F.* Elemental abundances in interplanetary dust.— Nature, 1974, v. 252, N 3485, p. 667—669.
36. *Chang C., Wänke H.* Beryllium-10 in iron meteorites, their cosmic ray exposure and terrestrial ages.— Proc. Symp. meteorite research, Dordrecht, 1978, p. 397—406.
37. *Chapman C. R.* The nature of asteroids.— Scientific America, 1975, v. 232, N 1, p. 24.
38. *Chapman C. R.* Asteroids as meteorite parent-bodies. The astronomical perspective.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1976, v. 40, p. 701—719.
39. *Chapman C. R., Morrison D., Zellner B.* Surface, properties of asteroids: a synthesis of polarimetry, radiometry and spectrophotometry.— Icarus, 1975, v. 25, N 1, p. 104—130.
40. *Church S. E.* Radiogenic isotope research.— Rev. Geophys. Space Phys., 1975, v. 13, N 3, p. 98—101.
41. *Cintala M. J., Head J. W., Veverka J.* Characteristics of the cratering process on small satellites and asteroids.— In: Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf., Pergamon, 1978, v. 3, p. 3803—3830.
42. *Delsemme A. H.* Gas and dust in comets.— In: Proc. of the Symposium on cosmochemistry. Cambridge, 1972, p. 89—101.
43. *Delsemme A. H.* The pristine nature of comets.— In: Comets, asteroids, meteorites. Interrelations, evolution, and origins. University of Toledo, 1977, p. 3—13.
44. *Delsemme A. H.* The origin of comets.— In: Comets, asteroids, meteorites. Interrelations, evolution and origins. University of Toledo, 1977, p. 453—467.
45. *Dollfus A., Geake J. E., Mandeville J. C., Zellner B.* The nature of asteroids surfaces, from optical polarimetry.— In: Comets, asteroids, meteorites. Interrelations, evolution and origins. University of Toledo, 1977, p. 243—252.
46. *Dymek R. F., Albee A. L., Chodos A. A., Wasserburg G. J.* Petrography of isotopically-dates clasts in the Kapoeta howardite and petrologic constraints on the evolution of its parent body.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1976, v. 40, N 9, p. 1115—1130.
47. *El Goressy A., Nagel K., Dominik B., Ramdohr P.* FREMDLINGE: potential presolar material in Ca — Al-rich inclusions of Allende.— Meteorites, 1977, v. 12, N 3, p. 215—216.
48. *Fanale F. P., Cannon W. A.* Surface properties of the Orgueil meteorite: implication for the early history of solar system volatiles.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1974, v. 38, N 3, p. 453—470.
49. *Fimmel K. O., Swindell W., Burgess E.* Pioner odyssey. Encouter with a giant.— NASA, SP-349, Washington, D. C., 1974.
50. *Gaffey M. J., McCord T. B.* Asteroid surface materials: Mineralogical characterizations and cosmological implications.— In: Proc. 8th Lunar Sci. Conf., Pergamon, 1977, v. 1, p. 113—143.
51. *Gatley L., Kieffer H., Minor E., Neugebauer G.* Infrared observations of Phobos from Mariner 9.— Astrophys. J., 1974, v. 190, N 2, p. 497—503.

52. *Gibson E. K., Moore C. B., Lewis C. F.* Total nitrogen and carbon abundances in carbonaceous chondrites.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1971, v. 35, N 6, p. 599—604.
53. *Gopalan K., Rao M. N., Suthar R. M., Venkatesan T. R.* Cosmogenic and radiogenic noble gases in the Dhajala chondrite.— Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36, N 2, p. 341—346.
54. *Holweger H.* The solar Na : Ca and S : Ca ratios: a close comparison with carbonaceous chondrites.— Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 34, N 1, p. 152—154.
55. *Hutchison R., Bevan A. W. R., Hall J. M.* Appendix to the Catalogue of the meteorites. London, 1977, 297 p.
56. *Jessberger E. K., Staudacher Th., Dominik B., Herzog G. F.* Ar^{40}— Ar^{39} dating of the Pueblelo de Allende meteorite.— Meteoritics, 1977, v. 12, N 3, p. 266—269.
57. *Kuiper G. P.* Note on the origin of the asteroids.— In: Proc. Natl. Acad. Sci., 1953, v. 39, p. 1159—1161.
58. *Kuiper G. P., Fujita Y., Gehrels T., Groeneveld J., Kent J., Van Bieshoroeck G., Van Houten C. J.* Survey of asteroids.— Astrophys. J., 1958, v. 32, N 3.
59. *Lee T., Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J.* Aluminium-26 in the early solar system: fossil or fuel? — Astrophys. J., 1977, v. 211, N 2, p. 107—110.
60. *Mason B.* Handbook of elemental abundances in meteorites.— Gordon and Breach Science Publishers.— New York, 1971, 555 p.
61. *Minster J. F., Allegre C. J.* ^{87}Rb — ^{87}Sr history of Norton County enstatite achondrite.— Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 32, N 2, p. 191—198.
62. *Morrison D.* The diameter and thermal inertia of 433 Eros.— Icarus, 1976, v. 28, N 1, p. 125—132.
63. *Morrison D.* Asteroid sizes and albedos.— Icarus, 1977, v. 31, N 2, p. 185—220.
64. *Morrison D.* Diameters of minor planets.— Sky and Telescope, 1977, v. 53, N 3, p. 181—183.
65. *Mueller G.* The properties and theory of genesis of the carbonaceous complex within the Cold Bokkeveld meteorite.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1953, N 4, p. 1—10.
66. *Safronov V. S.* Oorts cometary cloud in the eight of modern cosmogony.— In: Comets, asteroids, meteorites. Interrelations, evolution and origin. University of Toledo, 1977, p. 483—484.
67. *Schultz L., Signer P.* Noble gases in the St. Mesmin chondrite implications to the irradiation history of a brecciated meteorite.— Earth Planet. Sci. Lett., 1977, v. 36, N 3, p. 363—371.
68. *Shoemaker E. M., Helin E. F.* Population of planet-crossing asteroids and relation of Apollo objects to main-belt asteroids and comets.— In: Comets, asteroids, meteorites. Interrelations, evolution and origins. University of Toledo, 1977, p. 297—300.
69. *Spannagel G., Heusser G.* Radiation ages of chondrites.— In: Proc. of a symposium on Meteorite research, Dordrecht, 1978, p. 372—386.
70. *Tanaka T., Davis A. M., Grossman L., Lattimer J. M., Allen J. M., Lee T., Wasserburg G. J.* Chemical study of an isotopically unusual Allende inclusion.— Lunar and planetary Science, Lunar and Planetary Institute, Houston, 1979, v. 3, p. 1203—1205.
71. *Van Flandern T. C.* A former major planet of the solar system.— Comets, asteroids, meteorites. Interrelations, evolution and origins. University of Toledo, 1977, p. 475—481.
72. *Van Schmus W. R.* Mineralogy, petrology and classification of types 3 and 4 carbonaceous chondrites.— In: Meteorite research, Dordrecht, 1969, p. 480—491.
73. *Vsekhsvyatsky S. K.* Comets and the cosmogony of the solar system.— In: Comets, asteroids, meteorites. Interrelations, evolution and origins University of Toledo, 1977, p. 469—474.
74. *Wark D. A., Lovering J. F.* Marker events in the early evolution of the solar system: evidence from rims on Ca — Al-rich inclusions in carbonaceous chondrites.— In: Proc. 8th Lunar Sci. Conf., Pergamon, 1977, v. 1, p. 95—112.
75. *Wasserburg G. J., Burnett D. S.* The status of isotopic age determinations on iron and stone meteorites.— In: Proc. of a symposium on Meteorite research, Dordrecht, 1978, p. 467—479.
76. *Wasson J. T.* Meteorites. Classification and properties. Berlin; New York; Springer-Verlag, 316 p.
77. *Wiik H. B.* The chemical composition of some stony meteorites.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1956, v. 9, N 5-6, p. 279—289.
78. *Zellner B., Bowell B.* Asteroid compositional types and their distributions. In: Comets, asteroids, meteorites. Interrelations, evolution and origins. University of Toledo, 1977, p. 185—197.

ГЛАВА 7. ПЛАНЕТЫ-ГИГАНТЫ И ИХ СПУТНИКИ

Основная масса вещества планет Солнечной системы сосредоточена на расстояниях более 5 а. е. от Солнца, в планетах-гигантах. Это планеты, состоящие преимущественно из тех легких элементов протопланетного облака, которые были потеряны при образовании планет земного типа. Условия, которые определяют их строение, настолько отличаются от земных, что их просто бессмысленно рассматривать в сравнительном аспекте.

Крупные спутники этих планет по многим характеристикам должны были бы оцениваться в сравнении с планетами земной группы. Однако о них известно еще слишком мало, а модели строения многих из них сейчас представляются совершенно отличными от земных — это тела, в существенной части сложенные льдами легколетучих соединений, а не силикатными минералами. С этой точки зрения рассматривать их в числе планет земной группы также не следует. Так, например, сейчас совершенно не ясно, надо ли эксплозивные извержения, обнаруженные на Ио, относить к ряду высокотемпературных вулканических явлений, или здесь роль «магмы» принимают на себя продукты плавления льдов разного состава. При таком понимании этого явления следует учитывать физико-химические свойства низкотемпературных сложных систем газ — жидкость — лед с участием H_2O, CO, CH_4, NH_4OH, NaCl и так далее, которые учитываются в геофизике и геохимии планет земной группы. Примесь силикатных или металлических минералов в условиях дальних планет может оказаться химически индифферентной. Поэтому здесь мы даем только краткое указание на полученные недавно результаты и не вводим их в планетологический анализ.

ПЛАНЕТЫ-ГИГАНТЫ

Во внешней части Солнечной системы, за поясом астероидов, расположены четыре планеты, отличающиеся от планет земной группы колоссальными размерами и низкой плотностью,— Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. Эти планеты резко отличаются от планет земной группы по химическому составу и строению. Планеты-гиганты окружены системами спутников (у Юпитера — 16, у Сатурна — 17, у Урана — 6, у Нептуна — 2 спутника). Шесть спутников планет-гигантов (Ио, Европа, Ганимед, Каллисто, Титан и Тритон) по размеру приближаются к планетным телам земного типа. Кроме спутников, три из планет-гигантов окружены кольцами, состоящими из твердых тел небольшого размера. Наличие подобного кольца предполагается и для Нептуна. Основными компонентами мощных атмосфер Юпитера и Сатурна являются водород и гелий (у Юпитера в соотношении 10 : 1), а Урана и Нептуна — водород, гелий и метан. Средняя плотность Юпитера — 1,3, Урана — 1,2 Нептуна — 1,7 г/см³, а Сатурна — всего лишь 0,7 г/см³. Внутреннее строение планет-гигантов весьма своеобразно. Предполагается, что у Юпитера под слоем атмосферы мощностью 1000 км расположена оболочка из жидкого молекулярного водорода мощностью около 24 000 км, а еще ниже — сфера из жидкого металлического водорода радиусом около 46 000 км, в центре которой расположено небольшое железо-силикатное ядро. Модель внутреннего строения Юпитера предсказывает в области ядра температуру 30 000 К, а на границе между слоями металлического и жидкого водорода — до 11 000 К. Давление на этой же границе должно достигать примерно 3 млн. атм. Масса Юпитера в два с половиной раза превышает массу всех остальных планет Солнечной системы, вместе взятых.

По модели внутреннего строения Сатурна, эта планета имеет силикатное ядро радиусом 10 000 км, окруженное слоем льда мощностью 5000 км и слоем металлического водорода мощностью 8000 км, выше которого простирается слой жидкого молекулярного водорода мощностью 37 000 км, а уже над ним — гелиево-водородная атмосфера.

Гиганты-близнецы Уран и Нептун имеют, по модели, силикатное ядро радиусом 8000 км, окруженное слоем льда мощностью 8000 км, над которым лежит слой жидкого молекулярного водорода мощностью 9000 км и метаново-гелиево-водородная атмосфера [1—4].

ГАЛИЛЕЕВЫ СПУТНИКИ ЮПИТЕРА

Среди спутников планет-гигантов особый интерес представляют четыре галилеевых спутника Юпитера в силу, с одной стороны, отмеченной выше близости их по размеру к планетам земной группы и, с другой стороны, более глубокого и полного представления о них в первую очередь благодаря исследованиям, проведенным станциями «Вояджер-1 и 2».

Одной из характерных особенностей галилеевых спутников является закономерное убывание их плотностей и альбедо по мере увеличения расстояния от Юпитера (табл. 23). В связи с этим Ио и Европу в какой-то степени можно сравнивать с планетами земной группы, тогда как Ганимед и Каллисто ближе к внешним планетам, состоящим в основном из конденсатов летучих компонентов. Ниже приводится краткая характеристика этих спутников.

И о. Это планетное тело представляет собой довольно светлый шар размером немного больше Луны. На коричнево-красной поверхности Ио расположены голубовато-белые пятна неправильной формы, занимающие пониженные места. Полярные области Ио несколько темнее экваториальных. Имеется сравнительно небольшое количество кратеров, большинство из которых черного цвета. Некоторые из них окружены светло-красными кольцами. По своему строению кратеры на Ио существенно отличаются от лунных. Вокруг многих из них видны потоки черного, красного, коричневого, желтого и фиолетового цветов. Длина потоков достигает нескольких сот километров, а ширина — десятков километров.

На Ио обнаружено девять действующих эруптивных центров — вулканов. Почти все из них извергались неоднократно в течение четырех суток в марте 1979 г., пока Ио была в поле зрения телекамер «Вояджера-1». Че-

ТАБЛИЦА 23. НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГАЛИЛЕЕВЫХ СПУТНИКОВ ЮПИТЕРА

Спутник	Среднее расстояние от Юпитера		Диаметр, км	Масса, $M_{\text{Ю}} = 1$ *	Плотность, г/см³ [7]	Геометрическое альбедо [4]
	тыс. км	$R_{\text{Ю}} = 1$				
Ио	421,6	5,90	3632±10	1,21	3,53	0,63
Европа	670,9	9,40	3126±10	0,66	3,03	0,64
Ганимед	1070,0	14,99	5276±20	2,03	1,93	0,43
Каллисто	1880,0	26,33	4820±20	1,45	1,79	0,17

* $M_{\text{Ю}} = 7{,}350 \cdot 10^{2}$ кг.

тыре месяца спустя, в июле 1979 г., во время пролета около Ио «Вояджера-2» по крайней мере шесть из обнаруженных ранее вулканов продолжали действовать. Все зафиксированные извержения относятся к эксплозивному типу. Очень бледные зеленовато-белые облака вулканических выбросов простирались на высоту от 100 до 300 км от поверхности (рис. 76), причем материал достигал этой высоты за несколько минут. Скорость выброса материала оценивается величиной от нескольких сотен метров в секунду до 1 км/с. Бо́льшая часть выброшенного материала, вероятно, через 5—10 мин. падала на поверхность Ио. Область жерла одного из активных вулканов представляет собой округлую структуру, состоящую из светлого кольца диаметром около 300 км, внутри которого различаются темные и светлые образования неправильной формы (рис. 77).

РИС. 76. Облако материала, выброшенное на высоту 100 км во время извержения эруптивного центра Локи на Ио 4 марта 1979 г.

На врезке — увеличенное изображение. Яркость изображения усилена при обработке снимка; фото «Вояджера-1»



Поскольку спектры Ио указывают на большое количество соединений серы и на отсутствие воды, то, вероятнее всего, вулканические выбросы состоят из соединений серы, например H_2S или SO_2 [7].

Средняя температура поверхности Ио составляет 130 К. Температура кратера одного из активных вулканов достигает 290 К, а в выброшенном вулканом облаке материал был нагрет почти до 370 К. Имеется ряд участков, которые на 50 К теплее, чем окружающая поверхность [7, 8].

Ио служит первым примером современного активного вулканизма вне Земли. Причем Ио выглядит вулканически более активной, чем Земля. Предварительные оценки интенсивности вулканической деятельности на Ио указывают, что ее поверхность преобразуется со скоростью не менее 1 мм в год [7].

Поверхность Ио, почти лишенная кратеров, наиболее молодая среди галилеевых спутников Юпитера. Ее возраст оценивается не более чем в 10 млн. лет (это примерно соответствует середине неогенового периода на Земле). Постоянное обновление поверхности происходит за счет излияний лавы и выбросов мелкодисперсного материала из вулканов. Рельеф Ио выглядит в целом весьма выровненным. На отдельных участках имеются уступы и холмообразные возвышенности, а также углубления неправильной формы, напоминающие районы хаотического рельефа на Марсе, образованные просадкой грунта после вытаивания вечной мерзлоты. В полярных областях встречаются отдельные горы, имеющие сильно пересеченный рельеф и окруженные светлым гало, вероятно, образованным в результате перемещения материала вниз по склонам.

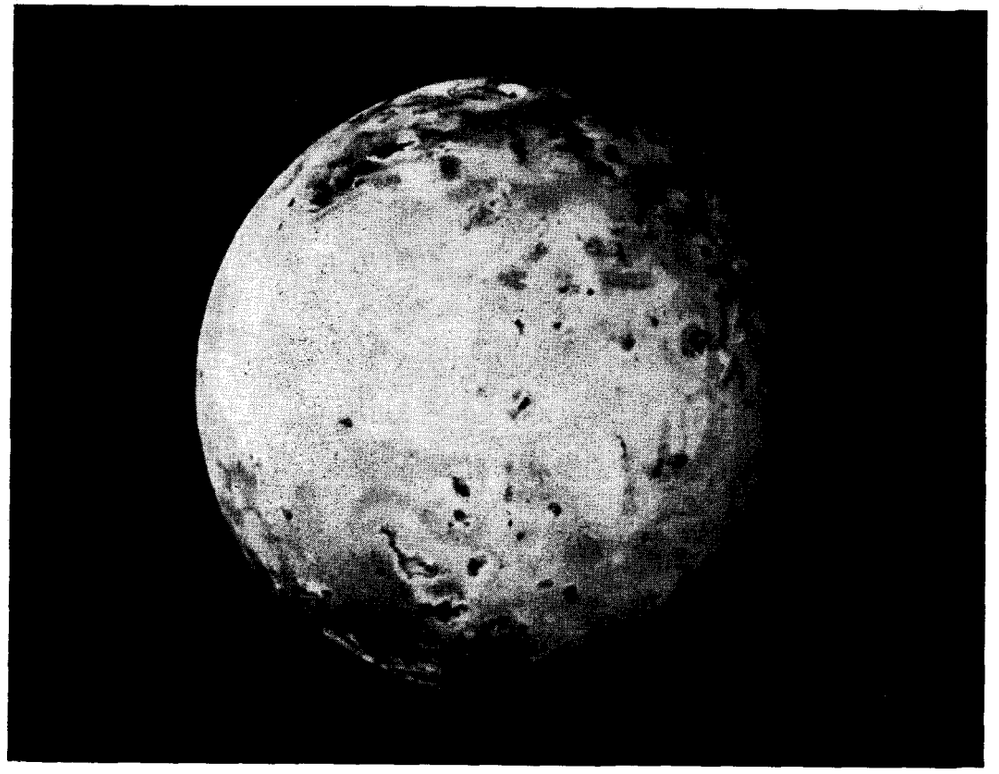
На процессы тектонической деформации коры Ио указывают прямолинейная долина с четкими бортами и несколько параллельных долине уступов, расположенных на 60° ю. ш., 276° з. д. Долина ориентирована субмеридионально, ее длина около 300 км, ширина 50 км, а глубина 1 км.

Считается, что красноватые области Ио сложены смесью серы и солей, вынесенных на поверхность в результате вулканической деятельности. Материал поверхности, вероятно, служит источником для гигантского облака нейтральных и ионизированных атомов, расположенного вдоль орбиты Ио. Это облако обнаружено при астрономических наблюдениях с Земли.

Средняя плотность Ио (примерно такая же, как у Луны) указывает на то, что это тело в основном из силикатов. Интенсивный вулканизм может трактоваться как свидетельство того, что в недрах Ио имеется расплавленное вещество. Нагрев, необходимый для плавления пород внутри Ио, возможно, получается в результате очень сильного приливного воздействия Юпитера на недра Ио [6].

РИС. 77. Общий вид Ио

В центральной части изображения — один из эруптивных центров (Прометей), окруженный кольцом светлого материала диаметром 300 км; фото «Вояджера-1»



Европа. Этот спутник оказался наиболее удаленным от траектории станций «Вояджер», поэтому его снимки имеют наименьшее разрешение и позволяют распознать лишь наиболее крупные детали строения поверхности. Европа имеет бледную беловато-оранжевую окраску, поверхность ее очень светлая. Полярные области светлее, чем экваториальные; возможно, они покрыты льдом. По размеру Европа немного меньше Луны.

На снимках Европы обнаружено всего лишь пять кратеров (все диаметром около 20 км). Наиболее характерная деталь поверхности — длинные узкие полосы, идущие в различных направлениях (рис. 78). Некоторые из них тянутся на тысячи километров при ширине 50—200 км. Отдельные полосы охватывают более половины окружности шара Европы. Эти образования, вероятно, представляют собой разломы в коре [7].

Считается, что это планетное тело на 10% состоит из воды и льда. При этом предполагается, что силикатное ядро радиусом 1400 км покрыто водной мантией мощностью 100 км, выше которой расположена ледяная кора мощностью 70 км [4].

Ганимед. Это наибольший среди спутников Юпитера. По диаметру он на 400 км превышает планету Меркурий. Низкая средняя плотность Ганимеда свидетельствует о значительной (до

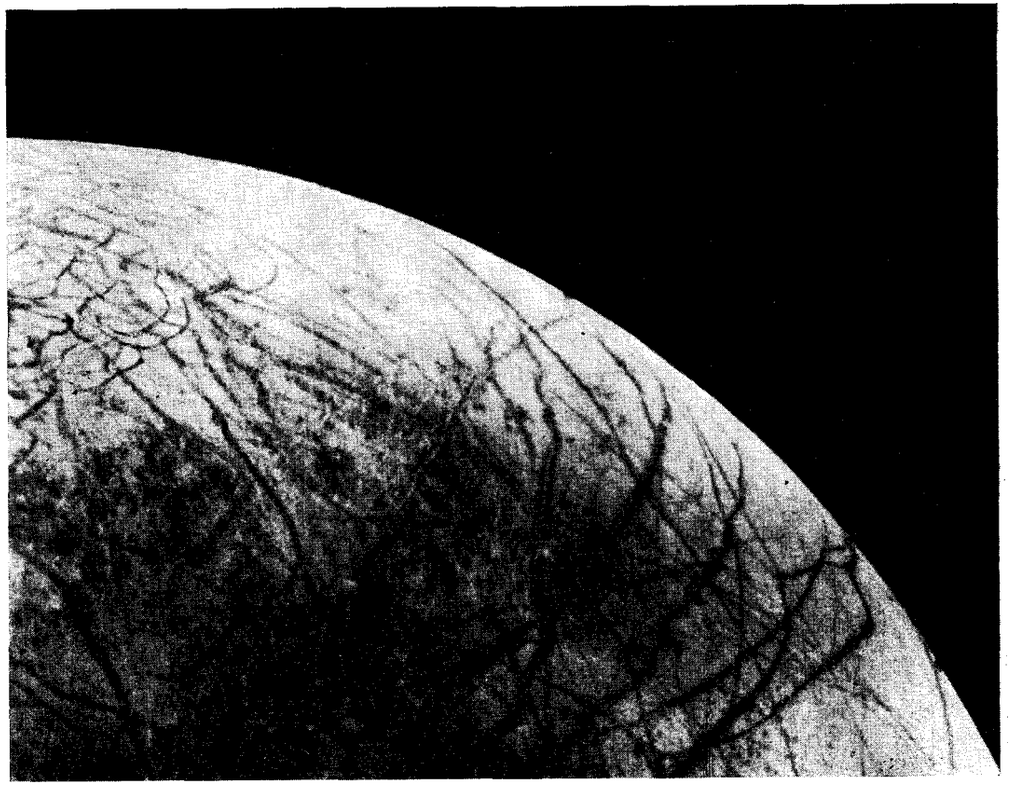


Рис. 78. Вид части спутника Юпитера — Европы

Поверхность пересечена полосами длиной до нескольких тысяч километров; фото «Вояджера-2»

50%) доле льда или воды в его составе. На снимках среднего разрешения Ганимед по внешнему виду напоминает видимое полушарие Луны (рис. 79). Правда, его коричневато-серая поверхность гораздо светлее лунной. На поверхности Ганимеда выделяются темные области, часто имеющие округлую форму, и более светлые участки.

На снимках высокого разрешения видно, что темным и светлым областям соответствуют два различных типа поверхности. Темные области покрыты кратерами диаметром в десятки километров и по рельефу напоминают лунные материки. Многие из кратеров окружены венцом очень светлых лучей длиной до 300—500 км. Похоже, что это насыщенные льдом породы, выброшенные во время кратерообразования. Светлые области Ганимеда представляют собой системы узких параллельных борозд (рис. 80). Часто борозды образуют полосы, в которые входит до нескольких десятков параллельных борозд шириной от 5 до 15 км и глубиной в несколько сотен метров. Ширина полос от 10 до 100 км, длина 10—1000 км. Светлый тон изборожденных участков может указывать на то, что в стенках борозд обнажаются лед или сильнольдистые породы. Плотность кратеров в светлых областях примерно в 10 раз меньше, чем в темных [7]. Изолированные участки темной кратерированной поверхности поперечником от нескольких сотен до 1000 км отделены друг от друга светлыми полосами. По взаимному расположению два основных типа поверхности Ганимеда можно в какой-то степени сравнить с платформами и подвижными поясами на Земле.

У многих кратеров на Ганимеде имеется углубление в центре плоского днища, своего рода «кратер в кратере». Такая форма кратера образуется при ударе метеорита в материал со значительным содержанием льда [5, 9]. Наличие подобных кратеров служит дополнительным аргументом в пользу предположения о высокой льдистости Ганимеда.

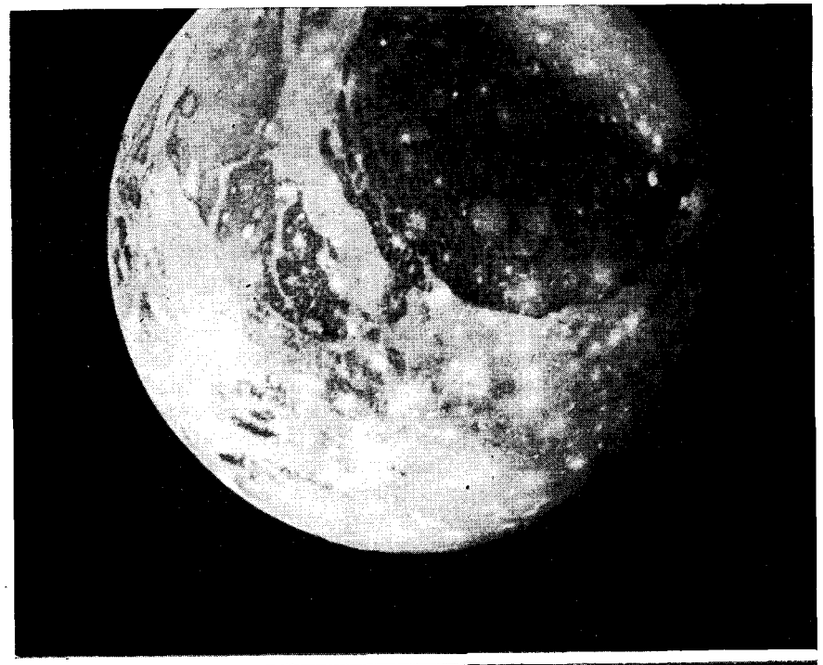
Согласно модели внутреннего строения Ганимед имеет ледяную кору мощностью менее 100 км, под которой расположены жидкая мантия из воды мощностью 400—800 км и силикатное ядро радиусом 1800—2200 км [4].

Каллисто. Размеры этого спутника такие же, как у планеты Меркурий. Поверхность Каллисто наиболее темная из всех галилеевых спутников, цвет ее коричневато-серый. Низкая средняя плотность Каллисто указывает на то, что это планетное тело примерно наполовину состоит из льда или воды.

Поверхность Каллисто сплошь покрыта кратерами примерно одинакового размера и очень похожа на материковые области Меркурия и Луны. На Каллисто имеется крупное многокольцевое образование, в какой-то степени похожее на впадину Моря Восточного на Луне, имеющее, однако, гораздо бóльшие размеры (рис. 81). Диаметр впадины в центре этой детали 600 км. Вокруг впадины расположено около 20 концентрических колец, состоящих из асимметричных гряд. Ширина пояса гряд 1200 км, а общий диаметр структуры 3000 км. К северо-западу от нее расположена еще одна многокольцевая структура, имеющая в диаметре около 1000 км.

На снимках Каллисто не обнаружено каких-либо свидетельств переработки древних кратерных образований последующими вулканическими или тектоническими процессами. Детали рельефа на поверхности Каллисто более древние, чем на других больших спутниках Юпитера.

По модели внутреннего строения Каллисто обладает корой из смеси силикатов и льда мощностью около 200 км, мантией из жидкой воды мощностью около 1000 км и силикатным ядром радиусом 1200 км [4].





←

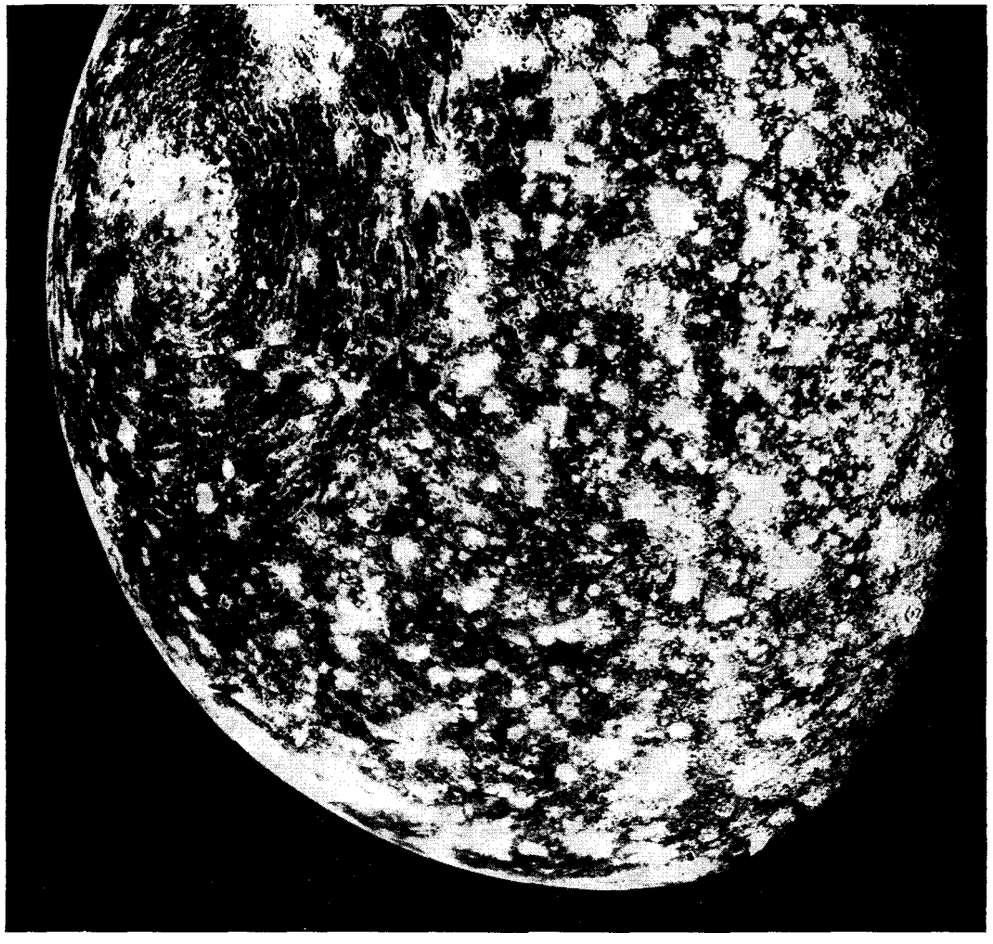
РИС. 79. На Ганимеде выделяются два типа поверхности: темные области, покрытые кратерами, и светлые области, пересеченные сложными системами борозд; фото «Вояджера-2»

←

РИС. 80. Детальное изображение изборожденных светлых областей на Ганимеде; фото «Вояджера-1»

РИС. 81. Поверхность Каллисто сплошь усеяна кратерами

Слева — многокольцевой бассейн диаметром 3000 км; фото «Вояджера-1»



ЛИТЕРАТУРА

1. *Вольф Дж. Х.* Юпитер.— В кн.: Солнечная система. М.: Мир, 1978, с. 141—154.
2. *Жарков В. Н.* Внутреннее строение Земли и планет М.: Наука, 1978, с. 192.
3. *Хантен Д. М.* Внешние планеты.— В кн.: Солнечная система. М.: Мир, 1978, с. 155—166.
4. Юпитер, т. 1 (происхождение, внутреннее строение, спутники). М.: Мир, 1978, 524 с.
5. *Cintala M. J., Parmentier E. M., Head J. W.* Characteristics of the cratering process on icy bodies: implications for outer planet satellites.— In: Lunar Planet. Sci. X (abstracts), pt. 1. Houston: LPI, 1979, p. 207—209.
6. *Peal S., Cassen P., Reynolds R.* Melting of Io by tidal dissipation.— Science, 1979, v. 203, N 4383, p. 892—894.
7. *Smith B. A., Soderblom L. A., Johnson T. V.* et al. The Jupiter system through the eyes of Voyager 1.— Science, 1979, v. 204, N 4396, p. 951—972.
8. Smithsonian Institution SEAN Bulletin, 1979, v. 4, N 3, p. 11—14.
9. *Wood C. A., Head J. W., Cintala M. J.* Interior morphology of fresh martian craters: the effects of target characteristics.— In: Proc. Lunar Planet. Conf. 9th. New York e. a.: Pergamon Press, 1978, v. 3, p. 3691—3709.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ГЛАВА 8. ДОПЛАНЕТНАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ ВЕЩЕСТВА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

К науке о планетах тесно примыкают представления о допланетной стадии развития Солнечной системы. Космогоническая проблема как в прошлом, так и теперь — одна из наиболее сложных в естествознании и допускает существование разных моделей. Геохимическая сторона космогонии опирается на фактическое знание о составе Солнца, метеоритов и верхних оболочек планет. Однако сегодня мы еще недостаточно хорошо знаем вещественный состав Солнечной системы, особенно состав планетных тел. На гипотетическом составе планет строятся гипотезы второго порядка, гипотезы истории возникновения планет, которые, разумеется, являются проблематичными и спорными. Чтобы объяснить наблюдаемую картину строения и состава планет Солнечной системы, предлагаются различные модели развития вещества, которые, как правило, внутренне непротиворечивы лишь до момента открытия новых фактов. Вместе с тем старые идеи не исчезают полностью, как не исчезают ранее установленные факты, а переходят, частично видоизмененные, в новые, более совершенные модели.

Представления о возникновении Солнечной системы из газово-пылевого облака (небулы) подкрепляются некоторыми данными наблюдательной астрономии. Эти данные подтверждают существование во многих частях Галактики огромных газово-пылевых облаков, внутри которых образуются звезды.

Рождение первичного вещества облака, из которого образовалась Солнечная система, произошло, как считает А. К. Лаврухина [4], в несколько этапов нуклеосинтеза. Основной ядерный синтез вещества Солнечной системы произошел около $11 \cdot 10^9$ лет назад, в период единого галактического нуклеосинтеза, когда было синтезировано около 99% всех изотопов, доживших до нашего времени. Около 1% вещества образовалось примерно $4{,}6 \cdot 10^9$ лет назад в результате вспышки Сверхновой, возникшей в ходе развития протосолнца, в том числе около 1% ^{40}K и около 10% тяжелых долгоживущих изотопов (U, Th, Xe), все наблюдаемое количество изотопов легких элементов (^{9}Be, ^{6}Li, ^{11,12}B) и сравнительно короткоживущие изотопы (^{240}Pu, ^{129}I, ^{26}Al).

В самом общем виде последовательность событий от зарождения туманности до образования планет представляется следующим образом [3]. Межзвездное облако, состоящее из газа и пыли микронных размеров, при достижении достаточных размеров и плотности оказывается гравитационно неустойчивым. Тяготение становится преобладающей силой в облаке, и оно начинает сжиматься. Во время сжатия давление газа возрастает, гравитационная энергия переходит в другие виды энергии, причем в значительной мере в тепловую. На первых стадиях сжатия вследствие разреженного состояния межзвездного газа и пыли облако оказывается совершенно прозрачным, так что генерируемое тепло излучается в пространство. На этой стадии облако коллапсирует изотермически. В местах флуктуаций плотности должны образовываться новые небольшие облака. Ввиду этого по мере развития коллапса становится возможной фрагментация облака на все более мелкие и все более многочисленные части. Поскольку облако изначально обладало моментом количества движения, то по мере коллапса оно все более быстро

вращалось. По мере того как вращение фрагментов ускорялось, они, как и вся система облака, должны были становиться из примерно сферических все более уплощенными, т. е. дискообразными. В процессе коллапса плотность диска увеличивалась, и вещество его становилось все менее прозрачным для излучения. Вследствие этого генерируемое тепло все менее рассеивалось в космосе. Изотермический коллапс постепенно становился адиабатическим, при котором быстро растет температура и давление. Постепенно диск распадался на две части: сравнительно плотную центральную конденсацию, или протосолнце, и тонкую вращающуюся туманность из разреженного газа и пыли, окружающую протосолнце. Протосолнце продолжало сжиматься с превращением гравитационной энергии в тепловую. При этом бо́льшая часть энергии сохранилась и все более увеличивала внутреннюю температуру протосолнца. Дальнейшее сжатие и рост температуры привели к возникновению серии ядерных реакций, общим результатом которых было превращение водорода в гелий и освобождение огромных количеств энергии. Температура в недрах Солнца достигла уровня, достаточно высокого для того, чтобы поддерживать давление газа, которое, в свою очередь, было достаточным, чтобы уравновесить гравитационные силы, сжимающие Солнце. Сжатие прекратилось. После этого эволюция Солнца протекала очень медленно.

Вращающаяся вокруг протосолнца газово-пылевая туманность имела в различных частях различные температуры. В центральной части диска температура была высокая, во внешних областях туманности, вдали от молодого Солнца, температура была ниже. Здесь могла остаться пыль, сконденсированная еще в межзвездном пространстве. Конденсация газа здесь должна была быть более полной, включая конденсацию легколетучих веществ. В высокотемпературной части (центральной) туманности могли конденсироваться лишь труднолетучие элементы и соединения.

Выше изложена лишь одна из распространенных гипотетических схем эволюции допланетного облака. Дальнейшее развитие системы привело к образованию планетных тел и метеоритов. Зарождение прототел, формирование планет до начала их геологической истории происходили в общем почти одновременно. Оценки радиологического возраста Земли, Луны и наиболее древних метеоритов свидетельствуют о совпадении времени образования этих тел. Это совпадение возраста, равного 4,5—4,6 млрд. лет, позволяет предполагать одновременность и общность образования не только Земли, Луны и метеоритов, но также и других планетных тел Солнечной системы.

Стадия превращения околосолнечного газово-пылевого облака в систему планет имеет свои характерные закономерности, которые в значительной степени затушевывают предыдущую эволюцию облака. В последние годы широкое признание получила модель образования планет из околосолнечной туманности, разработанная на основе физико-механических соображений в Институте физики Земли АН СССР [10,7]. О. Ю. Шмидт предполагал раздельное образование Солнца и туманности. Туманность, по его мнению, была сформирована раньше, т. е. до встречи и до захвата ее Солнцем. Очевидно, как считает В. С. Сафронов, идея о совместном образовании Солнца и облака представляется сейчас более перспективной и обещающей, чем идея о захвате облака Солнцем.

В общих чертах модель Шмидта — Сафронова выглядит следующим образом. Начальная масса планетарного облака составляет 3—5% массы Солнца. Облако состояло главным образом из водорода и гелия. Остальные элементы содержались приблизительно в тех же пропорциях, что и на Солнце. В допланетном облаке должна была установиться температура, определяемая солнечным излучением. От температуры в значительной степени зависел химический состав пылевого слоя, образовавшегося в экваториальной плоскости допланетного облака. Вращающийся пылевой слой не был плоскопараллельным и однородным. Толщина слоя вблизи Солнца была существенно меньше, чем на периферии. Плотность слоя была максимальной в медианной плоскости и быстро убывала в сторону от нее. Температуру пылевого слоя можно считать практически одинаковой по всей толщине и зависящей только от расстояния от Солнца. На ранней стадии эволюции облака, когда в нем еще не было допланетных тел, температура пылевого слоя была достаточно высокой. После того как светимость Солнца уменьшилась до современной, на расстоянии Земли от Солнца за сравнительно короткое время ($\sim 10^6$ лет) должна была установиться температура порядка 0° С. В более удаленную область Юпитера и Сатурна доходило лишь сильно ослабленное излучение Солнца, и температура была низкой. Здесь в замерзшем состоянии должны были находиться все летучие соединения: H_2O, NH_3, CH_4, CO_2 и т. п. В целом допланетное облако состояло из газа (водорода и гелия) и из пылевых частиц, состав которых обогащался летучими веществами по мере увеличения расстояния от Солнца. Пыль оседала в центральной плоскости, и облако принимало вид газового тора с тонкой прослойкой по экватору из небольших твердых частиц и тел. Вращающееся допланетное облако было устойчивым по отношению к малым возмущениям. Однако образование околосолнечного облака не носило спокойного характера, и первоначально в нём могли существовать случайные макроскопические движения крупного масштаба. Эти макроскопические неупорядоченные движения быстро затухали, и вращение облака приближалось к ламинарному. При отсутствии турбулентности твердые частицы за очень короткое время оседали в экваториальной плоскости, и там образовался плоский пылевой слой повышенной плотности. Когда плотность слоя достигла критического значения, в нем возникла гравитационная неустойчивость и начали формироваться многочисленные пылевые сгущения. В период уплотнения облака относительные скорости пылевых частиц были малы, вероятно, не более нескольких метров в секунду.

Параллельно с эволюцией пылевой составляющей допланетного облака происходила диссипация газа из Солнечной системы. В. С. Сафронов считает, что поскольку Земля росла в течение $\sim 10^8$ лет, то отсутствие на Земле значительных количеств водорода и гелия, а также резко выраженный дефицит благородных газов позволяют предполагать диссипацию этих газов за время не более 10^7 лет.

При столкновении тел, имеющих малую скорость, происходит преимущественно их объединение. Образование сгущения твердых тел и столкновение между ними приводили к их объединению, укрупнению и образованию сплошных твердых тел с поперечником в десятки и сотни километров. Скорости сталкивающихся тел все более и более возрастали и достигали значений нескольких сотен метров и километров в секунду. Это облегчало «сваривание» друг с другом металлических частиц и приводило к дроблению небольших силикатных тел. Крупные тела имели тенденцию к росту, а средние и мелкие разрушались и постепенно вычерпывались крупными. Тенденция роста была такова, что наиболее крупное тело «отрывалось» от конкурентов на несколько порядков по массе и становилось зародышем планеты. Дальнейшая эволюция облака приводила к разделению его на автономные зоны питания отдельных крупных зародышей. Возможно, что в зоне планеты было несколько зародышей. По мере увели-

чения массы зародышей их зоны питания объединялись, число зародышей уменьшалось, и в конце концов наибольший из них стал планетой.

Параллельно с развитием и совершенствованием физико-механических моделей в последнее десятилетие происходило интенсивное накопление фактов и конструирование моделей эволюции протопланетного облака на основе физико-химического изучения вещества Солнечной системы. Физико-химические модели эволюции вещества Солнечной системы на стадии образования метеоритов и планет основаны на главной идее — идее конденсации газа или плазмы солнечного состава в охлаждающейся околосолнечной туманности. При конденсации образуется пыль, которая имеет состав, зависящий от локальных условий температуры и давления в газово-пылевом облаке. Однако, как справедливо замечают Б. Ю. Левин и А. Н. Симоненко [6], в настоящее время проблема конденсации «остается в высшей степени запутанной и противоречивой не только в отношении согласования космохимических идей с представлением современной планетной космогонии, но и даже в отношении внутреннего согласования космохимического аспекта этой проблемы».

Расчеты последовательности конденсации элементов и соединений из газа солнечного состава выполнены Г. Юри, А. Е. Рингвудом, Дж. Вудом, Дж. Ларимером, Е. Андерсом, М. Бландером, Л. Гроссманом, Д. Андерсоном и др. [2, 3, 11, 12, 18, 19]. В качестве физической основы расчетов конденсации чаще других используют модель А. Камерона [14, 15, 16], которая дает детальную картину температуры, давления и динамики эволюции массивного облака. Согласно космогонической концепции А. Камерона, в конце стадии гравитационного коллапса дискообразная туманность размером в несколько десятков астрономических единиц в диаметре имела в медианной плоскости и в центре диска температуру больше 2000 К. Давление в области астероидного пояса составляло 10^{-4}—10^{-2} атм. Эти параметры температуры и давления приведены лишь для иллюстрации тех начальных физических условий, которые используются в расчетах конденсации газа. Первичный химический состав протопланетного вещества представляется аналогичным составу Солнца. Сравнение полученных модельных результатов конденсации с минералого-геохимическими характеристиками метеоритов указывает на некоторое их подобие, что считается критерием истинности конденсационной модели. Вместе с тем решается также обратная задача, когда из данных минералогии и химического состава метеоритов и планет определяются значения температуры и давления конденсации солнечной плазмы и аккреции планет.

Наиболее современные расчеты равновесной конденсации газа солнечного состава, выполненные Л. Гроссманом [18, 19], показывают, что первой конденсируется группа редких минералов с высоким содержанием Ca, Al, Mg и Ti (рис. 82). Если принять общее давление равным 10^{-3} атм, то при T=1758 К из газа должен конденсироваться корунд (Al_2O_3), а затем при T=1647 К образуется перовскит ($CaTiO_3$). При T=1625 К корунд, реагируя с газом, превращается в мелилит ($CaAl_2SiO_7$—$Ca_2MgSi_2O_7$), богатый при высокой температуре геленитом ($Ca_2Al_2SiO_7$). По мере понижения температуры в мелилите увеличивается содержание акерманита ($Ca_2MgSi_2O_7$). При температуре 1513 К излишек корунда, реагируя с газом, образует шпинель, а богатый акерманитом мелилит, реагируя с газом при T=1450 К, образует диопсид и шпинель ($CaMgSi_2O_6$ и $MgAl_2O_4$). Дальнейшее понижение температуры приводит к превращению перовскита в Ti_3O_5, а при T=1362 К образуется анортит ($CaAl_2Si_2O_8$). Важным доказательством целесообразности такого рода расчетов является обнаружение в хондритах CII и CIII минеральных ассоциаций мелилит — шпинель — перовскит.

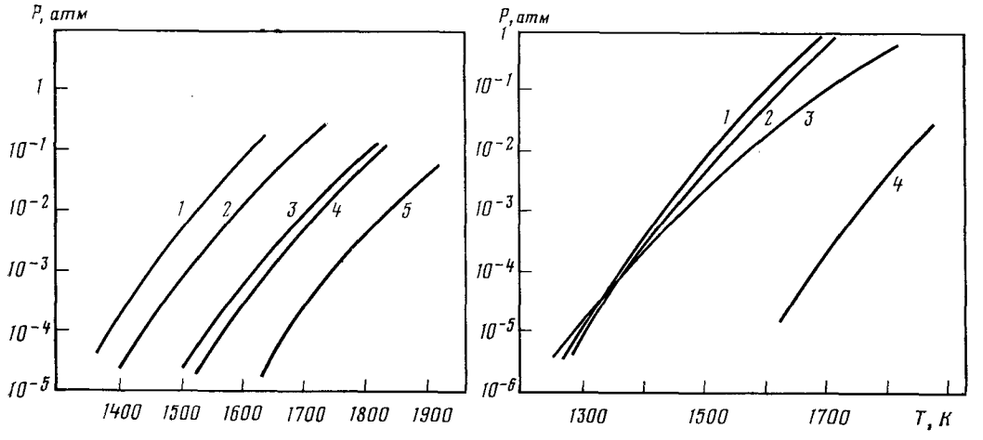


РИС. 82. Условия конденсации высокотемпературных фаз из газа солнечного состава. Наиболее высокотемпературной фазой является корунд, который конденсируется первым

1 — диопсид ($CaMgSi_2O_6$); *2* — шпинель ($MgAl_2O_4$); *3* — геленит ($Ca_2Al_2SiO_7$); *4* — перовскит ($CaTiO_3$); *5* — корунд (Al_2O_3)

РИС. 83. Условия конденсации металлического железа и железо-магнезиальных фаз

При давлениях $\lesssim 5\cdot10^{-5}$ атм железо конденсируется после форстерита и энстатита. При больших давлениях железо конденсируется до появления железо-магниевых силикатов, причем, чем больше давление, тем больше разница в температурах конденсации: *1* — энстатит ($MgSiO_3$); *2* — форстерит (Mg_2SiO_4); *3* — металлическое железо; *4* — корунд (Al_2O_3)

Особенно много материала для сравнения полученных расчетных результатов дало изучение светлых включений в метеорите Allende (CIII), которые содержат геленит, Ca — Al — Ti-пироксен, перовскит, шпинель, гроссуляр, анортит, Al-содержащий ортопироксен и другие фазы с высоким содержанием глинозема. При этом характерных для метеоритов оливина и пироксена во включениях не обнаружено. Таким образом, было открыто явное сходство как в химическом, так и в минералогическом отношении между результатами расчета и составами светлых включений в углистых хондритах. Это обстоятельство служит важным доказательством вероятности конденсации минеральных агрегатов, богатых Ca, Ti, Al, при высокой температуре из облака солнечного состава.

Состав и структура включений дают также информацию о высокой скорости охлаждения небулы и о неравновесной конденсации минералов. Наблюдение диопсидовых каемок вокруг шпинель-мелилит-перовскитовых ассоциаций показывает, что агломерация фаз имела место при температуре выше, чем температура появления диопсида. Агрегатирование началось предположительно в медианной плоскости облака вскоре после конденсации наиболее высокотемпературных минералов, состоящих из труднолетучих веществ. Наблюдения показывают также, что высокотемпературные ассоциации минералов не имеют кайм из среднетемпературных минералов: металлического железа, оливина и пироксена. Этот факт объясняется Дж. Ларимером, Е. Андерсом и Л. Гроссманом тем, что высокотемпературный конденсат перемещался в небуле, поскольку в ней существовали, как это показал А. Камерон, конвективные токи. По их предположению, богатый Ca и Al конденсат был аккретирован с образованием сантиметро-

вых нодулей, а затем снесен с места его образования еще до появления железа и магнезиальных силикатов. В противном случае нодули были бы покрыты поздними конденсатами. Отсутствие поздних конденсатов предполагает, что транспорт богатого Ca и Al вещества сквозь облако должен был быть быстрым по сравнению со скоростью конденсации. В конце концов нодули достигли «холодных» районов, где конденсация была почти полной и где они аккретировались вместе с низкотемпературными конденсатами в телах хондритов CII и CIII. Отделение материала, богатого Fe и Mg, было, по-видимому, широко распространенным процессом в газово-пылевой туманности.

В последнее время в светлых включениях Allende обнаружены признаки межзвездного вещества, которое не было подвергнуто испарению в протопланетном облаке [17]. Это обстоятельство позволяет предполагать, что некоторая часть метеоритного и вообще допланетного вещества сконденсировалась в межзвездной среде при давлениях и температурах, отличающихся от тех, которые были в протопланетном облаке. Присутствие в метеоритах примеси межзвездного вещества заставляет сомневаться в высокой начальной температуре протопланетного вещества в области современного пояса астероидов. Как считают Б. Ю. Левин и А. Н. Симоненко, обнаружение межзвездных включений в метеоритах не только не подтверждает высокую начальную температуру протопланетного облака, но, наоборот, указывает на возможность сохранения в нем межзвездных частиц, и притом не только во внешней зоне.

Согласно расчетам Л. Гроссмана, железо впервые появляется при температуре $T=1473$ К и содержит 12,1 мол. % Ni. По мере охлаждения и конденсации сплава равновесное содержание Ni уменьшается, достигая 4,9 мол. %. Форстерит (Mg_2SiO_4) появляется при $T=1444$ К, когда уже 46% железа сконденсировано. При $T=1349$ К форстерит реагирует с газом с образованием энстатита ($MgSiO_3$). Расчет температур конденсации металлического железа, форстерита и энстатита имеет важное значение для планетологии, так как может быть использован для рассмотрения модели частичной сегрегации железа в растущих планетах при образовании их ядер и мантии. При этом важно отметить, что температуры конденсации железа и магнезиальных силикатов существенно зависят от давления (рис. 83). Из рисунка видно, что железо имеет более высокую температуру конденсации, чем форстерит и энстатит, при давлениях выше $7{,}1\cdot10^{-5}$ и $2{,}5\cdot10^{-5}$ атм соответственно. Различия между температурами конденсации железа и форстерита возрастают с увеличением давления, достигая 80° при $P=10^{-4}$ атм.

Представленная здесь модель конденсации, как и все другие подобные модели, имеет серьезный недостаток, поскольку расчет основан на допущении равновесности процесса конденсации. Между тем возможности процесса равновесной конденсации ограничены скоростями образования центров кристаллизации минералов, незначительностью скоростей реакций между твердой фазой и газом и медленной диффузией в минеральных фазах. Малая скорость реакций между твердой фазой и газом приводит, по мнению М. Бландера [12, 13], к конденсации метастабильной жидкости. В целом кинетические эффекты могут привести к тому, что из одного и того же газа при различных температурах и давлениях будут осаждаться различные конденсаты. М. Бландер считает, что конденсация в облаке должна происходить из пересыщенного пара. При этом порядок и температура выделения фаз могут не соответствовать тому, что получается при конденсации равновесной.

Расчеты последовательности конденсации послужили основой для объяснения физико-химических условий образования не только метеоритов, но и планет. По мнению многих авторов, нет никаких оснований для утверждения, что общий химический состав планеты не явился следствием таких же процессов конденсации и фракционирования, которые привели к образованию метеоритов. В зависимости от соотношений скоростей аккреции и конденсации твердого вещества из газа возможна либо гомогенная, либо гетерогенная аккреция планеты.

Гомогенная аккреция предполагает сходство состава планеты на всех этапах ее формирования с составом материала, из которого планета аккумулируется. При этом состав материала остается одинаковым на протяжении всего процесса образования планеты. Гетерогенная аккреция предполагает различия в составе протопланетного материала на различных стадиях процесса аккумуляции планеты. Сторонники гетерогенной аккреции считают, что в процессе роста планеты большую роль играет химическое фракционирование при кондесации. Оно может усиливаться за счет разных физических свойств металлической и силикатной фаз (слипаемость и дробление, магнитное взаимодействие и т. д.).

Так например, К. Турекиан и С. Кларк [20] предположили, что аккреция материала Земли происходила в том же порядке, что и конденсация вещества из газа солнечного состава при $P=10^{-3}$ атм. Этот процесс должен приводить к зональной примитивной Земле, где отношение металлического железа к магнезиальным силикатам уменьшается в направлении от ядра к поверхности планеты. Такая гетерогенная аккумуляция предполагает формирование по крайней мере части земного ядра до того, как форстерит и энстатит начали накапливаться на растущей планете. Если общее давление в небуле растет по мере приближения к Солнцу, то температурный «зазор» между появлением железа и форстерита будет также увеличиваться. Так, например, при давлении порядка 10^{-4} атм (область Меркурия) железо будет конденсироваться при $T=1720$ К, а форстерит — при $T\approx1640$ К. Увеличение температурных различий при конденсации железа и форстерита должно приводить к более полному разделению вещества в процессе гетерогенной аккумуляции планеты. Более раннее выделение железа в областях облака с более высоким давлением привело к накоплению железа в планетах, ближе расположенных к Солнцу. По оценкам Г. Юри, отношение Fe/Mg у Меркурия в 3 раза больше, чем у Земли, и в 5 раз больше, чем у Марса.

Крайнее выражение модель гетерогенной аккреции получила в работах Д. Андерсона [11]. В этих работах рассматривается вариант быстрой аккреции, когда протопланетное тело будет расти химически зональным согласно последовательности конденсации фаз. При таком росте ранние конденсаты будут защищены от возможной реакции с газом. В этом случае ядра планет будут состоять из корунда, перекрытого оболочками перовскита, мелилита, и диопсида. Более вероятно, однако, ограниченное взаимодействие конденсата с газом. В этом случае прототело будет состоять из расплывчатых оболочек, расположенных последовательно. Наиболее удачно модель конденсации и гетерогенной аккреции Д. Андерсона объясняет особенности состава Луны. Обогащенность Луны труднолетучими веществами и соединениями Ca, Ti, Al, Ba, Sr, REE, U и обедненность Fe, Rb, K, S и H_2O относительно Солнца и углистых хондритов может быть понята, если Луна представляет высокотемпературный конденсат, аналогичный белым включениям в Allende. Обедненность Луны железом дала основание Д. Андерсону для предположения, что Луна аккретировалась из ранних конденсатов, содержащих геленит, шпинель, перовскит. При низком давлении в протопланетном облаке до конденса-

ции железа образуется также диопсид, форстерит, анортит. Ранние конденсаты были обогащены REE, U, Th, другими труднолетучими элементами и обеднены K_2O, S, Na_2O, H_2O. Низкое давление среды объясняется Д. Андерсоном тем, что образование Луны происходило вне медианной плоскости облака.

Рассмотренные выше модели образования планет предполагают медленную конденсацию вещества из газа солнечного состава и сравнительно быструю аккрецию конденсата. Эту основополагающую посылку гетерогенной аккреции планет резко критикуют В. С. Сафронов и др. [8]. Они считают, что время остывания солнечной туманности и конденсации вещества в твердую фазу было на несколько порядков меньше времени аккумуляции Земли, равного $\sim 10^8$ лет. При этом сначала образовались твердые частицы и достаточно твердые тела, а уже потом тела объединились в планеты. Рассмотрение такого процесса приводит к выводу о макроскопической однородности Земли, т. е. о постоянстве ее среднего химического состава по радиусу, если не учитывать возможности избирательной аккреции металлических прототел, как думал, например, А. П. Виноградов [1]. Такая же изначальная химическая однородность могла быть свойственна и другим планетам.

Рассмотрение процессов на доплане тной стадии развития необходимо для получения данных об исходном вещественном составе планет и о ранних этапах их эволюции. Однако надо помнить, что здесь мы вступаем в некоторый порочный логический круг: о происхождении планет мы судим по их составам, а о составе планет в целом — по их происхождению. Наибольший интерес для планетологии представляет вопрос о соотношении процессов дифференциации в допланетную и планетарную стадии развития. Эта область исследований, находящаяся на стыке наук космогонии и собственно планетологии, является практически не изученной. Главное препятствие здесь состоит в отсутствии общепризнанной модели образования планет, модели, одинаково хорошо удовлетворяющей как физическим, так и химическим требованиям. Имеющиеся данные о протопланетной стадии развития вещества позволяют, однако, на сегодняшний день заключить, что средние составы планет главным образом обусловлены их местом образования в Солнечной системе или условиями температуры и давления в протопланетном облаке, а также динамикой аккреции протопланетного вещества, определяющими последующую дифференциацию в стадии аккреции и планетарных процессов.

Дифференциация вещества при аккреции изучена недостаточно. Она может иметь важное значение в образовании первичных металлических ядер планет [1], в обогащении наружных оболочек планет радиоактивными изотопами последней стадии нуклеогенеза [5, 2, 9] и разделении вещества в ударно-взрывных процессах поздних этапов роста планетных тел (см. гл 11).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А. П.* Образование металлических ядер планет.— Геохимия, 1975, № 10, с. 1427—1431.
2. *Войткевич Г. В.* Основы теории происхождения Земли.— М.: Недра, 1979. 134 с.
3. *Вуд Дж.* Метеориты и происхождение Солнечной системы / Пер. А. Н. Симоненко; Под ред. Е. Л. Кринова. М.: Мир, 1971, 172 с.
4. *Лаврухина А. К.* О ядерной эволюции вещества Солнечной системы.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1125—1134.
5. *Лаврухина А. К., Кузнецова Р. И.* Нуклеосинтез легких и обойденных изотопов в веществе Солнечной системы.— Геохимия, 1980, № 1, с. 3—14.
6. *Левин Б. Ю., Симоненко А. Н.* Вопросы происхождения метеоритов.— Метеоритика, 1977, вып. 36, с. 3—23.
7. *Сафронов В. С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 290 с.
8. *Сафронов В. С., Витязев А. В., Маева С. В.* Проблемы начального состояния и ранней эволюции Земли.— Геохимия, 1978, № 12, с. 1763—1769.
9. *Соботович Э. В.* Изотопная космохимия.— М.: Атомиздат, 1974. 206 с.
10. *Шмидт О. Ю.* Происхождение Земли и планет.— М.: Изд-во АН СССР, 1957. 132 с.
11. *Anderson D. L.* The moon as a high temperature condensate.— The Moon, 1973, v. 8, N 1/2, p. 33—57.
12. *Blander M., Katz J. L.* Condensation of primordial dust.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, v. 31, N 6, p. 1025—1034.
13. *Blander M.* Non-equilibrium effects in the formation of chondrites.— Meteoritics, 1977, v. 12, N 3, p. 181—182.
14. *Cameron A. G. W.* Formation of the solar nebula.— Icarus, 1963, v. 1, p. 339—342.
15. *Comeron A. G. W.* History of the solar system.— Earth Sci. Rev., 1973, v. 9, N 2, p. 125—140.
16. *Cameron A. G. W., Pine M. R.* Numerical models of primitive solar nebula.— Icarus, 1973, v. 18, N 3, p. 377—406.
17. *Clayton R. N., Grossman L., Mayeda T. K.* A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites.— Science, 1973, v. 182, N 4111, p. 485—488.
18. *Grossman L.* Condensation in the primitive solar nebula.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1972, v. 36, N 5, p. 597—619.
19. *Grossman L., Larimer J. W.* Early chemical history of the solar system.— Rev. Geophys. Space Physics, 1974, v. 12, N 1, p. 71—102.
20. *Turekian K. K., Clark S. P.* Inhomogeneous accumulation of the Earth from the primitive solar nebula.— Earth Planet. Sci. Lett, 1969, v. 6, N 5, p. 346—348.

ГЛАВА 9. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПЛАНЕТНОГО ВЕЩЕСТВА

ХИМИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ПЛАНЕТ

Фундаментальной особенностью строения всех планет земной группы является их расслоенность на оболочки, их неоднородность по радиусу. Об этом однозначно свидетельствует ряд прямых наблюдений. Астрономические данные позволяют оценить массы и размеры планет и рассчитать их среднюю плотность (табл. 24). Эта величина оказывается значительно выше, чем плотность горных пород, слагающих наружную оболочку, кору, планет: гранитов, базальтов, метаморфических и осадочных пород (см. табл. 24). Одно это сопоставление прямо указывает на рост плотности вещества недр планет с глубиной. Об этом же однозначно свидетельствует величина момента инерции планет (см. табл. 24), которая оказывается для Земли и Марса существенно ниже величины, характерной для вращающегося шара с однородным распределением массы по радиусу (для Меркурия и Венеры этот параметр надежно не известен). О принципиальной расслоенности планеты и закономерном изменении физических свойств глубинного вещества свидетельствует, конечно, и весь комплекс геофизических данных, характеризующих внутреннее строение Земли. Рассмотрим поэтому основные принципы расслоенности планет земной группы на примере Земли, подкрепляя по возможности их сравнительно-планетологическими материалами.

В современном строении Земли (рис. 84) и, по-видимому, всех планет земной группы отчетливо можно выделить по крайней мере четыре компонента: 1) плотное металлическое ядро (вероятно, отсутствующее на Луне); 2) протяженную, составляющую основную массу планеты мантию, сложенную плотными, преимущественно железо-магнезиальными силикатами; 3) кору, сложенную веществом, в целом менее плотным, чем подстилающая

ТАБЛИЦА 24. НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ВЕЩЕСТВА ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Объект	Плотность, г/см³ *	Относительный момент инерции γ **
Меркурий	5,5	—
Венера	5,25	—
Земля	5,517	0,3308
Луна	3,34	0,4002—0,4005
Марс	3,93	0,376
Горные породы земной коры		
Дуниты	3,20—3,31	
Базальты	2,80—3,12	
Граниты	2,52—2,81	
Кристаллические сланцы	2,70—2,96	
Песчаники	2,25—2,70	
Глинистые сланцы	2,06—2,66	
Известняки	2,23—2,75	
Морские базальты Луны	3,10—3,34	

* Средняя плотность планет указана по К. Е. Буллену [5], плотность пород земной коры — по справочнику [52], лунных базальтов — по материалам гл. 2.

** $\gamma = I/MR^2$, где I — момент инерции, M — масса R — средний радиус планеты; величины γ приведены по данным К. Е. Буллена [5]; γ для шара с однородным распределением плотности равно 0,4000

мантия, и закономерно отличающимся по химическому составу от первичного протопланетного вещества; 4) газовую (и жидкую) оболочку очень низкой плотности и малой массы. Кора планеты вместе с ее летучими компонентами — атмосферой и гидросферой — образует единую систему наружных оболочек (планетарный чехол), связанных единством происхождения и глубоким взаимодействием. На разных планетах атмосферы (и гидросферы) могут быть в различной степени редуцированы, вплоть до практически полного их исчезновения. Но тем не менее в планетологическом аспекте исторически вся система наружных оболочек должна рассматриваться как единое целое.

Химический состав атмосферы и гидросферы Земли и теперь уже атмосфер Венеры, Марса известен по результатам непосредственных измерений (табл. 25).

Для оценки среднего химического состава кор планет необходима различная информация, в настоящее время недоступная в полном объекте даже для земной коры. Основанием для выделения земной коры служит резкое изменение (скачок) физических свойств вещества Земли на глубинах от 7—10 км (под дном океанов) до 60—70 км (под горными сооружениями континентов), названное границей Мохоровичича. Аналогичная граница выделяется и на Луне. Интерпретация этого скачка свойств, которая пока не всегда однозначна, заставляет считать, что резкое изменение свойств связано в целом с соответствующим изменением химического состава вещества Земли, с переходом от пород, характерных для земной коры и обогащенных кремнием, алюминием, щелочными металлами и другими элементами, к породам верхней мантии, в которых ведущими являются магний и железо (а также кремний). Эти химические различия, как мы увидим ниже, имеют принципиальное значение для геохимии планет и позволяют с геохимической точки зрения под земной корой (и корой любой планеты земного типа) понимать наружную твердую оболочку, обнажающуюся на дневной поверхности и сложенную преимущественно основными и кислыми магматическими породами и продуктами их переработки в процессах выветривания, осадкообразования и метаморфизма, а также в ударных процессах, и принципиально отличающуюся по химическому составу от глубинного вещества планет. С этой точки зрения вещество кор планет представляет самостоятельную геохимическую систему, состав которой в целом не имеет аналогов среди метеоритного и других типов внеземного вещества и является продуктом специфически планетных процессов дифференциации.

ТАБЛИЦА 25. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ И АТМОСФЕР ЗЕМЛИ, ВЕНЕРЫ, МАРСА (В ВЕС.%)

Компонент	Гидросфера Земли *	Компонент	Атмосфера **		
			Земли	Венеры	Марса
H_2O	96,6033	O_2	23,15	—	0,10
Na^+	1,0398	N_2	75,44	0,87	1,75
Mg^{2+}	0,1253	CO_2	0,046	99,11	96,67
Ca^{2+}	0,0394	Ar	1,28	0,01	1,47
K^+	0,0374	H_2O	0,10	0,01	0,01
Sr^{2+}	0,0015				
Cl^-	1,8696				
SO_4^{2-}	0,2609				
HCO_3^-	0,0138				
Br^-	0,0064				
F^-	0,0001				
H_3BO_3	0,0025				

* В пересчете на соленость, равную 35‰, по данным А. П. Виноградова [11].

** По материалам гл. 10.

Неопределенности оценки состава кор планет связаны с неоднозначностью интерпретации геофизических данных — почти единственного источника информации о строении и свойствах недр планет. В частности, резкое изменение свойств на границе Мохоровичича, как давно показано в работах геофизиков и петрологов, может быть следствием не только изменения химического состава, но и фазового перехода вещества базальтового состава с образованием эклогитов, сложенных фазами высокой плотности — магнезиальным гранатом и щелочным пироксеном. Неоднозначна интерпретация физических свойств глубинных зон коры, так называемого базальтового слоя: его свойствам могут отвечать как породы собственно базальтового (основного)

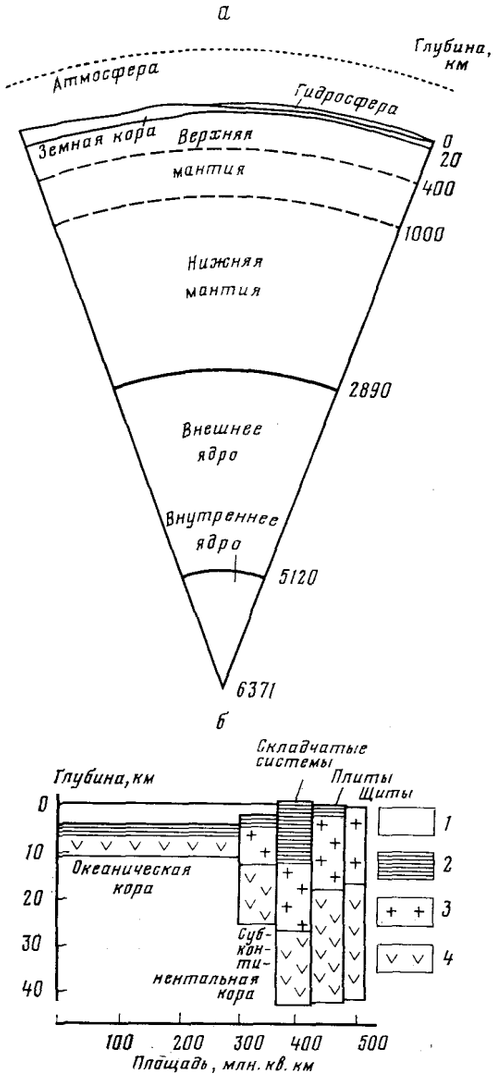


РИС. 84. Строение земного шара (*а*) и схема строения земной коры (по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому [53]) (*б*)

1 — гидросфера; *2* — осадки; *3* — «гранитный» слой; *4* — «базальтовый» слой

состава — габбро, амфиболиты, основные гранулиты, так и некоторые типы более кислых метаморфических пород. При расчете среднего состава земной коры, который в качестве типичного представителя вещества кор планет приведен в табл. 26, приходится использовать определенные гипотезы о строении и составе глубинных зон коры и экстраполировать данные, характеризующие горные породы поверхности планеты, на глубину [46, 53]. От таких гипотез была свободна оценка среднего химического состава земной коры Кларка — Вернадского, которая опиралась непосредственно на результаты исследования распространенности химических элементов в различных типах пород, обнажающихся на поверхности континентов, и относилась к верхнему слою коры с условной мощностью 16 км, геологически доступному для наблюдения и опробования. Эти классические цифры находятся в хорошем согласии с новыми оценками среднего химического состава «гранитной» оболочки континентов, чему они в сущности и отвечают.

Учитывая отмеченные неопределенности, при анализе геохимических особенностей планетных процессов лучше использовать непосредственные данные о составе типичных (наиболее распространенных на поверхности) горных пород, хорошо известные для Земли и Луны; появились первые оценки и для пород Венеры и Марса. Необходимо только иметь в виду, что относительная роль разных типов пород различна в пределах разных структурных зон и что можно говорить по меньшей мере о двух геохимических (и геологических) типах коры: континентальной (материковой), с преобладанием на

ТАБЛИЦА 26. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТЕОРИТОВ, ЗЕМНОЙ КОРЫ, ТИПИЧНЫХ ПОРОД ЗЕМНОЙ И ЛУННОЙ КОР, МОДЕЛИ СОСТАВА МАНТИИ И ЯДРА ЗЕМЛИ (В ВЕС. %)

Компонент	Метеориты *		Земная кора[2*]	Магматические породы кор Земли и Луны			Модели мантии Земли		Модели ядра	
	гиперстеновые хондриты	углистые хондриты		граниты земной коры[2*]	базальты земной коры[2*]	ильменитовые базальты Луны[3*]	пиролит[4*]	океаническая мантия[6*]	металлическая фаза метеоритов[6*]	модель Рингвуда[4*]
SiO_2	39,9	33,0	55,36	66,72	49,20	40,20	45,1	45,9	—	—
TiO_2	0,13	0,11	0,86	0,45	1,68	12,28	0,2	0,3	—	—
Al_2O_3	2,31	2,53	14,61	15,48	16,40	7,78	3,3	4,3	—	—
Fe_2O_3	—	—	2,42	1,71	3,30	—	—	—	—	—
FeO	13,1	22,0	5,87	2,49	7,85	19,77	8,0[7*]	8,6[7*]	—	44,0
MnO	0,27	0,24	0,145	0,054	0,18	0,22	0,15	0,2	—	—
MgO	25,0	23,0	5,38	1,79	6,50	7,99	38,1	37,4	—	—
CaO	1,90	2,32	8,00	2,89	9,82	10,77	3,1	2,3	—	—
Na_2O	0,88	0,72	2,42	3,58	2,64	0,38	0,4	0,5	—	—
K_2O	—	—	1,63	3,58	0,98	0,04	0,03	0,05	—	—
Fe	8,9	—	—	—	—	—	—	—	95—40	53,3
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	5—60	2,7

* По данным табл. 19 в гл. 6.
2* По данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [53].
3* По данным табл. 3 в гл. 2.
4* По данным А. Е. Рингвуда [44].
5* Смесь 85% остаточного гарцбургита и 15% океанского толеита (по Л. В. Дмитриеву [53]).
6* По материалам гл. 6.
7* Все железо в форме FeO.

Земле гранитов и близких к ним по химическому составу пород, на Луне — габбро-анортозитов, и океанической (морской), представленной преимущественно породами основного состава (как на Земле, так и на Луне). По-видимому, такое расщепление вещества кор планет имеет глубокий планетологический смысл и отражает гетерогенность корового вещества.

В качестве оценки состава мантии Земли мы используем в настоящее время некоторые модели, которые должны, как мы думаем, удовлетворять ряду условий: физические свойства предполагаемого вещества не должны противоречить геофизическим данным; состав должен быть близким по типу к составу некоторых космических объектов (например, углистых или других типов хондритов), которые есть основания считать представителями твердой фракции первичного протопланетного вещества; породы такого состава должны в процессах плавления и магматической дифференциации дать базальты и более кислые производные, поступающие к поверхности в процессе дифференциации мантии; эти породы должны систематически встречаться в земной коре в геологической обстановке, которая указывает на возможность прямого их поступления из верхней мантии (зоны глубинных разломов, рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, глубинные включения в базальтах, кимберлитах). Этим условиям в наибольшей мере отвечают некоторые типы ультраосновного вещества, которые и принимаются в качестве моделей состава мантии (см. табл. 26). В принципе ультраосновной состав вещества позволяет в настоящее время удовлетворительно объяснить конкретные свойства мантии, в том числе аномальные зависимости свойств от глубины в области волновода и переходной зоны, за счет эффектов частичного плавления, полиморфизма, химических реакций. По-видимому, нет серьезных оснований предполагать закономерное (систематическое) изменение химического состава мантийного вещества с глубиной (см., например, [5, 44]).

Состав вещества ядер планет представляет наибольшую проблему. Геофизические данные свидетельствуют о его высокой плотности, жидком состоянии внешнего ядра (Земли), повышенной электропроводности. Этот комплекс данных заставляет считать, что вещество ядра находится в металлическом состоянии. Однако его химический состав остается гипотезой. Наиболее обоснованной (классической) гипотезой в настоящее время является предположение о близости состава ядер к составу железо-никелевого сплава метеоритов. Основанием для этой гипотезы являются геохимические данные о высокой распространенности железа в планетном (метеоритном) веществе и принципиальная роль металлической фазы в составе метеоритов, а также приблизительное соответствие физических свойств железа свойствам вещества ядра. Однако количественно согласовать свойства ядра Земли с экспериментально определенными свойствами чистого железо-никелевого сплава не удалось, и поэтому приходится предполагать присутствие в ядрах планет некоторого количества легких элементов — кремния, кислорода или серы [5, 20, 29, 44]. Красивая гипотеза В. Н. Лодочникова [36] и У. Рамзея [65] о переходе обычных силикатов в металлическое состояние при высоких давлениях, привлекательная для объяснения различия доли плотного (ядерного) вещества в составе планет земной группы [32, 33], не получила экспериментального обоснования; кроме того, этой гипотезе противоречит низкое (~100 кбар) давление на границе перехода оболочка — ядро на Меркурии.

Основанные на этих данных и соображениях оценки состава различных оболочек планет приведены в табл. 25, 26. Как бы ни были неопределенны конкретные цифры, основополагающий

вывод, вытекающий из их сравнения, не подлежит сомнению: *планеты являются химически расслоенными телами, телами, претерпевшими глубокую химическую дифференциацию.* Непреложность этого вывода основывается на том, что отмеченная неопределенность все-таки оказывается меньше, чем наблюдаемые (предполагаемые) различия. Действительно, свойства преобладающих по распространенности пород земной коры — гранитов и базальтов — невозможно согласовать со свойствами мантии в целом, эти породы не могут быть основным типом мантийного вещества. Верно и обратное: представители мантийного вещества являются редкими типами пород в земной коре, встречающимися только в специфических геологических условиях. Сейчас нет возможности, опираясь на экспериментальные данные и теоретические оценки, согласовать свойства мантийных силикатов со свойствами вещества ядра Земли, так же как можно определенно отрицать возможность широкого распространения в составе современной мантии Земли металлического сплава железа и никеля; граница мантия — ядро отвечает резкому изменению химического состава. Отказ от ультраосновного состава мантии или железо-никелевого состава ядра планет сделает практически нерешаемой задачу согласования геохимических и космохимических данных о распространенности элементов в твердых телах Солнечной системы.

Зональное, расслоенное строение планет с выделением атмосферы (гидросферы), коры, мантии и ядра является результатом процессов разделения химических элементов в гравитационном и температурном полях планеты. Понимание природы таких процессов дифференциации планетного вещества и является основной проблемой в изучении их химической эволюции.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ В СИСТЕМЕ СИЛИКАТНАЯ ОБОЛОЧКА — МЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ЯДРО

Принципиальное участие в сложении планет двух главных типов твердых фаз, сильно различающихся по плотности,— силикатной и металлической — предопределено фазовым составом протопланетного вещества, предполагаемым на основании исследования метеоритов. Представления, непосредственно связывающие металлические ядра планет с веществом железных метеоритов, а их силикатные оболочки — с тем или иным типом каменных метеоритов, являются классическими в планетологии, уходящими корнями еще к работам А. Добре (середина XIX столетия), и поддерживаются большинством современных геохимиков, космохимиков, геофизиков [13, 20, 30, 44, 49]. Согласно этим представлениям планеты были сформированы как некоторые смеси двух типов фаз, и формирование ядра рассматривается прежде всего как пространственная дифференциация этих фаз по плотности (например, [1, 32]). Правда, А. Е. Рингвуд [67] привел соображения в пользу вторичного, за счет реакций в самой планете, формирования металлической фазы с последующим ее скоплением в центре; эта гипотеза в несколько иной форме была поддержана Н. И. Хитаровым и О. Л. Кусковым [29] и О. Г. Сорохтиным [51]. Но такая схема сталкивается с серьезными трудностями: необходимо объяснить полноту протекания реакции восстановления железа во всем объеме планеты с соответствующими масштабами массопереноса; необходимо объяснить потерю огромной массы газообразных продуктов реакции, прежде всего углекислоты, возникающей за счет восстановления окислов железа углеродом, или найти поглотитель свободного кислорода, выделяющегося при восстановлении соединений железа при высоких давлениях. Эта гипотеза вызвала критику,

которая привела, например, А. Е. Рингвуда [44] к предположению о восстановлении железа и потере газообразных продуктов реакции в ходе самого процесса аккреции.

Представление об изначальном присутствии в теле планеты силикатной и металлической фаз позволяет следующим образом представить схему дифференциации вещества планеты в связи с разделением ее на ядро и оболочки.

1-й этап: разделение первичного вещества протопланетной туманности в процессе ее остывания и конденсации на металлическую и силикатные фазы с соответствующим распределением между ними всех элементов. Можно показать, что это разделение подчиняется законам распределения элементов между окисными и металлической фазами в соответствии с их термодинамическими свойствами, управляющими реакциями окисления — восстановления [13, 19].

2-й этап: разделение фаз и компонентов газово-пылевой туманности в зависимости от расстояния от Солнца (см. гл. 8), что приводит к изменению пропорции, в частности, металлической и силикатных фаз и к разной доли вещества ядра в составе планет.

3-й этап: разделение металлической и силикатных фаз в пространстве планеты по плотности; понимание механизма и времени этого процесса сталкивается с рядом трудностей, и по этому поводу существуют различные представления.

Твердое в целом состояние глубинного вещества планет, по крайней мере их силикатных оболочек, в настоящее время свидетельствует о недостаточном для полного расплавления запасе энергии в недрах планет. В то же время для полного разделения в гравитационном поле первоначально однородной смеси силикатов и металла необходимо плавление одной из фаз, скорее всего металлической [1]. Кроме того, сам процесс гравитационной дифференциации должен привести к выделению такого значительного количества энергии, что возникает проблема механизма его потери планетой. Предлагаемые схемы плавления и конвективного выноса тепла (например, [1, 42, 44, 49]) должны приводить, по-видимому, к значительно более глубокой дифференциации силикатного вещества планет, чем это реально наблюдается.

Совершенно не ясен вопрос о времени образования ядра. Никакой серьезной фактической информации по этому поводу не существует, но с самим процессом формирования ядра многие авторы связывают ранний разогрев планет, раннюю и быструю дегазацию [44 и др.] или, наоборот, продолжающуюся до настоящего времени геологическую активность и эволюцию планет [1, 42]. Однако эти связи остаются полностью гипотетичными и не могут служить надежной основой для суждения о действительном времени образования ядра.

Необходимость объяснить различную пропорцию силикатных и металлической фаз в веществе планет, так же как и некоторые другие геохимические данные, указывающие на различия составов силикатных фаз Земли, Луны, каменных метеоритов (например, [30]), и возможность обойти сложные вопросы механизма гравитационной дифференциации планет заставили обратиться к предположению о гетерогенной аккреции, развивающейся в протопланетной туманности, имеющей различный химический состав на разном расстоянии от Солнца. Предлагаемые схемы опираются на два типа исходных постулатов.

1. Если характерное время аккреции мало по сравнению с характерным временем конденсации протопланетной туманности, то рост планет должен идти параллельно с конденсацией и состав вещества, выпадающего на растущие планеты, закономерно должен меняться в соответствии с последовательностью конденсации протопланетного облака [52, 19 и др.].

2. Но возможна и другая причина гетерогенной аккреции — различные физические свойства (пластичность, магнитные свойства, теплопроводность) металлической и силикатных фаз протопланетного облака, что приводит к преимущественному слипанию с формированием ядер-зародышей планет на первых стадиях аккреции, именно металлической фазы (см., например, [13]).

Однако эти гипотезы встречают серьезные возражения с точки зрения разработанной в настоящее время физически непротиворечивой схемы процесса аккреции [47—49]. Согласно анализу В. С. Сафронова, процесс аккреции должен быть длительным и сопровождаться статистическим усреднением состава выпадающего материала.

Таким образом, в настоящее время преобладает мнение, что *расслоение планет земного типа на металлические ядра и силикатные оболочки отражает стремление к перераспределению вещества по плотности в гравитационном поле планет и обусловлено изначальным присутствием в веществе планет двух типов фаз — металлической и силикатной,* различия в составе которых предопределены законами распределения химических элементов между металлической и окисными фазами в процессе конденсации газово-пылевого протопланетного облака. Однако дальнейшая разработка этой гипотезы упирается в необходимость решения ряда фундаментальных проблем сравнительной планетологии: выяснение законов дифференциации химических элементов в протопланетном облаке; выяснение законов дифференциации химических элементов и фаз в процессе аккреции планет; выяснение возможности и механизмов дифференциации планетного вещества по плотности в ходе эволюции планет как космических тел.

ОБРАЗОВАНИЕ ПЛАНЕТНЫХ АТМОСФЕР (И ГИДРОСФЕР)

Фундаментальной особенностью химического состава планет земной группы и их атмосфер (и гидросфер) является резкое, огромное по масштабам обеднение их так называемыми солнечными газами — водородом, гелием, тяжелыми инертными газами, а также (правда, в меньшей степени, но тоже существенно) *азотом*, углеродом и некоторыми другими (см. гл. 10). Эти факты позволили в свое время обосновать представление о том, что атмосферы планет земной группы являются принципиально вторичными, образовавшимися за счет выделения химически активных газов, находившихся в первичном веществе планет в химически и (или) физически связанном виде [10—12, 69, 72]. Таким образом, дегазация вещества планет с поступлением на поверхность летучих, прежде всего воды, углекислоты, азота, аргона, соединений серы, хлора, а также некоторых других, более редких газов, является одним из процессов дифференциации вещества планет в целом, процессом, ответственным за состав их газовых оболочек.

Однако современные массы и химический состав атмосфер планет определяются не только масштабами дегазации их первичного вещества и составом поступающих на поверхность газов, но и законами процессов потери компонентов атмосфер за счет диссипации в космическое пространство. Поскольку темп диссипации определяется прежде всего массой планеты (гравитационным полем) и температурой верхних слоев атмосферы, вклад этого процесса в состав атмосфер разных планет различный. По-видимому, Меркурий и Луна никогда не могли иметь сколько-нибудь серьезной атмосферы и быстро теряли в космос легкие газы. Для Земли и Венеры представляется существенной потеря водорода и гелия (хотя здесь не ясен баланс этих процессов и процессов захвата, в частности, протонов солнечного ветра гравитационным полем планеты) [12]. Есть основания считать, что на Марсе была существенной потеря газов с молекулярным весом до 28—30 [41].

В общем в настоящее время принципиальная причина дегазации вещества планет представляется очевидной: это разогревание ее вещества, сопровождающееся разложением твердых фаз, содержащих газовые компоненты (гидросиликатов, гидроокислов, карбонатов и др.), плавлением или механическим разрушением кристаллических решеток минералов с выделением захваченных ими в небольших количествах воды, углекислоты, азота, инертных и радиогенных газов (аргона, гелия и др.), и последующее накопление летучих на поверхности планеты. Этот комплекс процессов и получил название дегазации, механизма, который обычно тесно связывается с механизмом выплавления вещества кор планет [9, 12, 60].

ФОРМИРОВАНИЕ КОР — МАГМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПЛАНЕТНОГО ВЕЩЕСТВА

Химический состав горных пород кор планет, достаточно хорошо в настоящее время известный для Земли и Луны, и по оценке — для Марса и Венеры, указывает на своеобразие их химии, отличающей вещество кор планет как геохимическую систему от возможного первичного вещества планет земной группы. В основе нашего понимания геохимии пород кор планет лежит представление о принципиальной роли процессов плавления и кристаллизации как главного механизма дифференциации силикатной оболочки планет. Конкретным проявлением этих процессов является магматизм и магматическая дифференциация, доступная непосредственному исследованию в пределах коры и частично мантии Земли, на примере которых эти процессы ниже в основном и рассматриваются. Мы думаем, что есть все основания переносить «земные» закономерности магматической дифференциации на основные принципы магматизма и других планет земной группы.

Геологические условия планетного магматизма. Явление магматизма в той мере, в какой оно доступно на различных планетах исследованию, занимает в геологической истории кор планет принципиальное место. Оно является ведущим, а на планетах, практически лишенных подвижной водной фазы, единственным процессом, который приводит к пространственному перераспределению глубинного вещества, его дифференциации, к формированию того разнообразия пород, которое слагает современные коры планет. В этом отношении с магматическим процессом могут конкурировать процессы выветривания и осадкообразования, в наиболее ярком виде развитые на Земле, имеющей жидкую, водную оболочку (гидросферу) и биосферу.

Магматическая активность проявляется в двух главных формах — интрузивном магматизме и эффузивном вулканизме. Изучение морфологии поверхности планет, подкрепленное всесторонним исследованием образцов пород, доставленных с поверхности Луны, показало широкое, принципиальное развитие вулканических явлений. Разнообразные вулканические тела: обширные лавовые покровы и потоки, на которых отмечаются отдельные вулканические постройки, экструзивные купола, а также силлы и дайки, тесно связанные, как подсказывает нам геология земной коры, с вулканизмом,— составляют распространенный тип геологических образований на морских равнинах Луны, Меркурия, Марса. Даже на Земле, где постоянно идут мощные вторичные процессы изменения и переотложения эндогенного вещества в условиях био-

сферы, доля свежих или слабо измененных излившихся на поверхность вулканических пород составляет около 17% объема осадочной оболочки (или около 3% объема всей земной коры) [53].

Данные по абсолютному и относительному возрасту вулканических пород кор разных планет показывают, что вулканизм характерен для длительных периодов геологической их истории, начиная с древнейших времен. В земной коре измененные (метаморфизованные) вулканические породы базальтового состава представляют основной тип вещества, слагающего самые древние архейские толщи (вплоть до возраста 3,7—3,8 млрд. лет) [14, 45, 56]. На Луне самые древние морские базальты датируются цифрами около 3,9 млрд. лет; они перекрывают значительно более древние материковые породы, брекчии, обломки которых также несут признаки кристаллизации из расплавов [27]. На основании принципиально одинакового типа строения поверхности и соотношения с ударными явлениями такой же древний возраст приписывается вулканическим процессам на Меркурии и Марсе. Эта вулканическая деятельность с переменной интенсивностью, отражая пульсирующий, циклический характер геологических процессов, растянулась на миллиарды лет истории планет и завершилась на Луне и Меркурии (?), по-видимому, около 3 млрд. лет назад; на Марсе мы видим также и продукты более молодого вулканизма. На Земле вулканическая деятельность, не прекращаясь, продолжалась в течение всей ее геологической истории, вплоть до современности.

Мы не имеем прямых данных об интрузивной деятельности на планетах земного типа. Однако земной опыт учит, что на всех этапах геологической истории земной коры эффузивный вулканизм сопровождался интрузивным магматизмом. Значительные массы магматического материала об-

ТАБЛИЦА 27. РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД В ЗЕМНОЙ КОРЕ*

Порода	Распространенность, об. %
Пески и песчаники	1,83
Глины, глинистые сланцы, кремнистые породы	4,65
Карбонаты	3,48
Соляные отложения	0,09
Парагнейсы, кристаллические сланцы, метапесчаники	18,64
Метаморфические и магматические породы кислого состава (гранитоиды, гранито-гнейсы, кислые эффузивы)	20,86
Метаморфические и магматические породы основного состава (базальты, габбро, диабазы, амфиболиты, основные кристаллические сланцы, эклогиты)	50,34
Дуниты, перидотиты, сиениты, нефелиновые сиениты	0,11

* По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому [53].

разуют корни вулканов и их питающие очаги. Еще большие его массы представлены не связанными непосредственно с вулканизмом интрузивными породами преимущественно гранитоидного состава, распространенными на огромных площадях вскрытых эрозией древних щитов и складчатых систем [53] (табл. 27).

Формирование, движение к поверхности и затвердевание магматических масс сопровождаются химической дифференциацией планетного вещества. Есть все основания полагать, что для понимания химического разнообразия пород кор планет, а также химического состава кор в целом это свойство магматического процесса является фундаментальным. Действительно, магматические породы кор планет оказываются обогащенными относительно метеоритного вещества (см. табл. 26; рис. 85) кремнием, алюминием, щелочными металлами, кальцием, стронцием, барием, редкоземельными, радиоактивными и многими другими редкими элементами и резко обедненными маг-

нием, железом, характерными их геохимическими спутниками — никелем, кобальтом, марганцем, хромом, платиноидами. Самым замечательным, пожалуй, является то, что редкие представители глубинного вещества Земли — ультраосновные породы, будучи близкими по типу вещества к силикатной фракции метеоритов, отличаются по содержанию указанных элементов от последних, но в обратную сторону: они обеднены кремнием, алюминием, щелочными и другими элементами и обогащены магнием, железом, хромом, никелем... Они оказываются естественным геохимическим дополнением к породам коры, что позволяет говорить о расщеплении исходного метеоритного вещества в ходе процесса магматической дифференциации на породы кор планет, с одной стороны, и породы глубинной оболочки (мантии) — с другой. Эти закономерности, установленные впервые на земном материале [7—9, 16], в принципе целиком подтвердились данными по геохимии лунных пород и приобрели тем самым фундаментальное планетологическое значение.

Как было показано еще в работах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [35], подтверждено статистикой [66] и повторено в результате прямых измерений в последние годы [46, 53], среди всего многообразия магматических пород земной коры выделяются типы, резко преобладающие по распространенности и их роли в сложении коры. Это породы базальтового состава — самый распространенный тип вулканических пород — и гранитоиды — породы, составляющие подавляющую массу интрузивного материала (см. табл. 27). Важнейшим является то, что геологические условия развития разных типов магматизма устойчиво различаются.

Гранитоиды, будучи преобладающим геохимическим типом интрузивных магматических пород, и метаморфические породы, близкие к ним по химическому составу, составляют основную массу «гранитной» оболочки

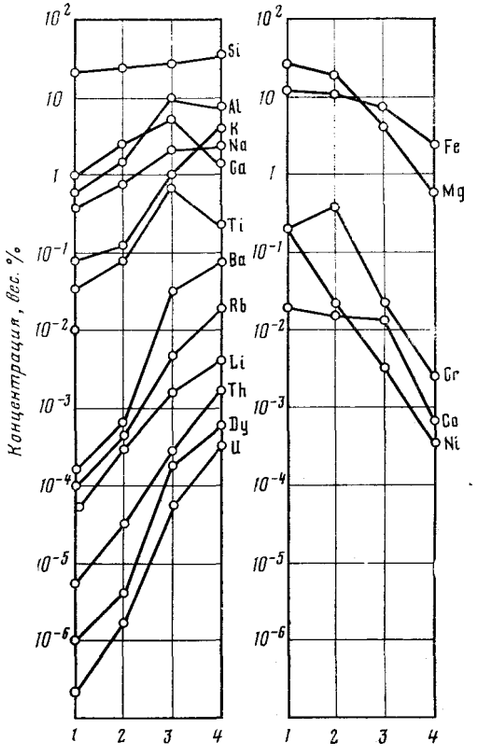


РИС. 85. Распределение химических элементов в системе метеориты — граниты и базальты земной коры — ультраосновные породы мантии (по А. П. Виноградову [7, 9])

1 — дуниты; *2* — силикатная фаза хондритов; *3* — базальты; *4* — граниты

континентальной коры. Происхождение этих магматических пород теснейшим образом связано с преобразованием более древних осадков в процессах метаморфизма, гранитизации, палингенеза, развивающихся на орогенных стадиях эволюции геосинклиналей (см., например [28]). Вероятно, их надо считать специфическими именно для Земли, единственной планеты, на которой получили широкое развитие процессы дифференциации вещества коры под действием циркулирующих вод гидросферы и живого вещества биосферы. Надо особенно подчеркнуть, что речь идет не в прин-

ципе о гранитном веществе, некоторые типы которого, в ограниченном количестве, тесно связаны с дифференциацией базальтовой магмы и найдены в виде редких стекол даже на Луне, а о гранитах как преобладающем по распространенности типе пород, о гранитах как главном компоненте континентальной коры Земли.

Основную массу коры на Луне и, возможно, на близких к ней планетах — Меркурии, Марсе — составляют габбро-анортозиты, породы, в которых, как и в гранитоидах, преобладающий породообразующий минерал — полевой шпат (анортит на Луне, кислый плагиоклаз и щелочной полевой шпат на Земле). Эти породы обнажаются на древней, интенсивно переработанной ударными процессами поверхности материков, представлены преимущественно разнообразными брекчиями, их абсолютный возраст по имеющимся данным укладывается в интервал 4—4,5 млрд. лет. Геологические условия их формирования остаются во многом неясными, но нет сомнений, что в них мы видим древнейшее вещество лунной коры, сформировавшееся в своей основе еще в период интенсивной метеоритной бомбардировки.

Как правило, широкое развитие базальтового вулканизма на Земле связано с зонами погружения и нарушения сплошности коры, с зонами развития глубинных разломов и других структур, вскрывающих нижние части коры и уходящих корнями в верхнюю мантию [28, 58, 63]. Эта ситуация реализуется на разных этапах геолого-тектонического развития земной коры, что и приводит к разнообразию геологических условий проявления базальтового вулканизма и к широкому, сквозному распространению различных типов базальтов в самых разных геологических структурах (раннегеосинклинальный вулканизм, вулканизм орогенных областей и островных дуг, вулканизм зон тектонической активизации орогенных и платформенных структур, вулканизм дна океанов). Самым замечательным, пожалуй, является то, что условия проявлений базальтового вулканизма на планетах земного типа аналогичны: широкое развитие базальтовых покровов и «морей» на Луне, Меркурии, Марсе связано с проникновением базальтовых расплавов на поверхность по зонам повышенной проницаемости; базальтовые излияния явно накладываются на жесткие структуры более древних участков коры. Создается впечатление о единых для всех планет геологических закономерностях проявления базальтового вулканизма, отражающих законы формирования в мантии планет на разных стадиях их геологического развития базальтовых расплавов с последующим внедрением и излиянием их на поверхность по зонам коры, проницаемым для магматических расплавов.

По-видимому, для характеристики роли разного типа магматизма в корах планет этот факт несомненной наложенности базальтового вулканизма на более древние структуры коры является важнейшим. У нас до сих пор нет ясности в происхождении вещества континентов Земли. В большинстве современных представлений (например, [56]) формирование «гранитной» коры континентов так или иначе связывается с циклом глубокого преобразования вещества первичной коры в процессах выветривания и осадкообразования с последующим метаморфизмом осадков и их гранитизацией. Совершенно не ясен баланс вещества в этом процессе, не ясны источник и формы поступления «гранитных» компонентов, но в конце концов к формированию такого состава континентальной коры может привести лишь перераспределение вещества в вертикальном направлении: мы не можем получить «гранитную» кору континентов только за счет латеральной дифференциации вещества коры в биосфере, поскольку такой процесс не приведет к изменению состава коры в целом. В связи с этим обычно

и базальты и граниты рассматриваются в качестве продуктов принципиально последовательного ряда магматической дифференциации, поскольку дальнейший переход базальт → гранит продолжает те же тенденции накопления химических элементов, что и переход ультраосновные породы (метеориты) → → базальт. Однако геологические закономерности соотношений гранитов и базальтов в земной коре, как отмечал еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [35], не позволяют рассматривать их в рамках единого геологического процесса. Важнейшим с точки зрения рассматриваемых здесь вопросов представляется то, что в подавляющем большинстве случаев базальтовый вулканизм континентов как фанерозоя, так и докембрия (там, где эти соотношения удается установить) накладывается на ранее сформированную «гранитную» кору или развивается в структурных зонах, поясах, сосуществующих во времени со стабильными блоками континентальной коры (см., например, [17, 43, 63]). Геологическая молодость океанической базальтовой коры и вулканическая активность, формирующая ее и в настоящее время, подчеркивают независимость базальтового вулканизма от геологической истории вещества континентов.

Теми же словами можно описать взаимоотношения морских базальтов Луны и древней материковой габбро-анортозитовой ее коры. *Существование двух гипсометрических уровней поверхности на всех планетах земного типа, что, вероятно, коррелирует с преобладанием различного типа вещества — тяжелого базальтового в пониженных структурах и легкого, в принципе полевошпатового в приподнятых, с наложением базальтового вулканизма на более мощную полевошпатовую кору, по-видимому, является законом строения (и истории) планет земного типа. Можно с уверенностью говорить о гетерогенности вещества кор планет, в том числе о гетерогенности магматического их вещества, понимая под этим существование по крайней мере двух его типов, характеризующихся различным устойчивым химическим составом и разными геологическими условиями формирования.*

Таким образом, характеризуя магматизм на земных планетах в целом, необходимо по-разному трактовать два его основных геологических и геохимических типа. Нет никаких сомнений в магматическом происхождении пород базальтового ряда, с широкими вариациями состава и тонких геохимических особенностей, распространенных в различных структурах кор Земли, Луны, Меркурия, Марса. Значительно сложнее оказывается вопрос о магматическом происхождении второго типа вещества кор планет, преимущественно гранитного на Земле, габбро-анортозитового на Луне и, по аналогии, на Марсе и Меркурии, т. е. вещества главным образом полевошпатового состава. Отмеченные выше факты свидетельствуют о двух главных геологических особенностях этого вещества. Во-первых, его древность, восходящая к 4,5 млрд. лет (практически к возрасту планеты) на Луне и к 4 млрд. лет на Земле. На Луне эти породы древнее, чем первые морские базальты; на Земле гранитное вещество по крайней мере сопровождает вещество базальтового типа во всех архейских разрезах и, несомненно, было одним из компонентов источника вещества древнейших осадков [50]. Во-вторых, на планетах с длительной геологической активностью коры (Земля) это вещество неоднократно вовлекалось в ходе геологических циклов в собственно коровые магматические процессы, формировало вторичные магматические породы, геологические условия залегания которых в земной коре переставали указывать на их первичное происхождение. На Луне это вещество подверглось значительной переработке в ударных процессах, также уничтоживших морфологические признаки его первичного происхожде-

ния. Лишь геохимические данные, специфика химического состава этих пород заставляют относить их к веществу в принципе магматическому, т. е. считать именно законы дифференциации расплавов различного происхождения ответственными за их химический состав. *В связи с этим условия возникновения вещества материкового типа на Луне, Марсе и Меркурии, геологические закономерности возможного магматического процесса, который привел к его формированию на самых ранних этапах геологической истории планет, остаются гипотетическими. То же необходимо признать и для гранитной коры континентов Земли.*

Физические условия планетного магматизма. Возникновение магматических расплавов в результате плавления глубинного вещества планеты есть одно из проявлений энергии ее недр, есть следствие энергетической (тепловой) истории планеты.

Отказ от представлений о «горячем» происхождении Земли и планет, в рамках которых вопрос об энергетических ресурсах решался однозначно ссылкой на начальное раскаленное («звездное») состояние их вещества, а лейтмотивом всей дальнейшей тепловой истории была потеря энергии в космическое пространство, заставил искать источники энергии внутри самих планетных тел. Принципиальное решение этой проблемы было намечено еще в начале нашего века, когда П. Кюри, Д. Джоли и В. И. Вернадский указали на важнейшую в этом отношении роль только что открытой естественной радиоактивности. Современные оценки показывают [37], что энергии распада радиоактивных изотопов ^{40}K, ^{232}Th, ^{235}U и ^{238}U, даже при их низкой распространенности, действительно достаточно для обеспечения основных эндогенных процессов на планетах. Однако это не единственный источник внутреннего тепла планет. Вторым, даже превышающим по мощности радиоактивный распад, источником являются процессы, сопровождающиеся выделением гравитационной энергии. Некоторый вклад в энергетический баланс вносят дополнительные источники, связанные с воздействием космических сил на планеты (взаимодействие с гравитационными полями Солнечной системы — энергия приливов, взаимодействие с магнитными полями Солнечной системы), но их роль в общем балансе невелика, скорее они могут иметь значение спускового механизма в неравновесной и напряженной системе.

Таким образом, есть два принципиальных источника энергии внутрипланетных процессов: радиоактивный распад, высвобождающий запасенную в процессах нуклеосинтеза энергию ядер радиоактивных элементов, и энергия, связанная с переходом планетного вещества из состояния в протопланетном газово-пылевом облаке (малая плотность, слабые гравитационные поля и низкие давления, специфическое химическое равновесие твердых фаз с газовой фазой и др.) в недра массивных планетных тел (высокая плотность, высокое давление, растущее с глубиной, определяющее влияние гравитационного поля на химические равновесия в пространстве планеты, отсутствие свободной газовой фазы в ее недрах и др.). Это изменение состояния вещества сопровождается комплексом превращений и процессов, суммарный энергетический эффект которых (количество высвобождающегося тепла) соответствует разнице потенциальной энергии двух разных состояний вещества. Эта энергия выделяется в аккреционных процессах, при уплотнении вещества недр планет, сопровождающемся фазовыми переходами и химическими реакциями, при дифференциации многокомпонентного и многофазного вещества планеты в гравитационном поле. Изменение энергетического состояния недр планет за счет действия этих двух основных источников тепла, в свою очередь, может вызвать ряд процессов, связанных с релаксацией механических напряжений или плавлением,— тектонические, сейсмические, магматические и другие, которые приводят к перераспределению, локализации «первичной» энергии, ее трансформации в формы, непосредственно питающие геологические процессы земной коры. Особое положение в общем балансе энергии планет занимает солнечное тепло, являющееся движущей силой поверхностных процессов, особенно в условиях биосферы. Однако вопрос о роли поглощенной солнечной энергии как движущей силы эндогенных процессов остается неясным (см. [2, 6, 26, 31]).

Количественный анализ термической истории и энергетического баланса планет является очень сложным в силу целого ряда фундаментальных неопределенностей. Эти неопределенности связаны с принципиальной ограниченностью наблюдательного материала (температура поверхности, тепловой поток на поверхности планет, оценки со значительным интервалом ошибки распределения температуры с глубиной, основанные главным образом на знании возможных предельных значений и данных о физическом состоянии недр планет); с плохим знанием физических свойств глубинного вещества и параметров переноса, в частности с полной неопределенностью в оценке масштабов конвективного теплопереноса; с гипотетическим характером предположений о начальном термическом состоянии планет и механизме образования их металлических ядер. Как показывает опыт (см., например [37, 38, 55]), с указанными наблюдениями можно согласовать широкий спектр моделей термической истории планет, выбор среди которых может быть сделан

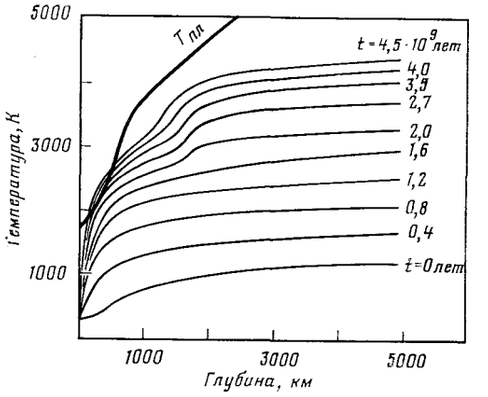


РИС. 86. Термическая история Земли (по схеме Е. А. Любимовой [37])

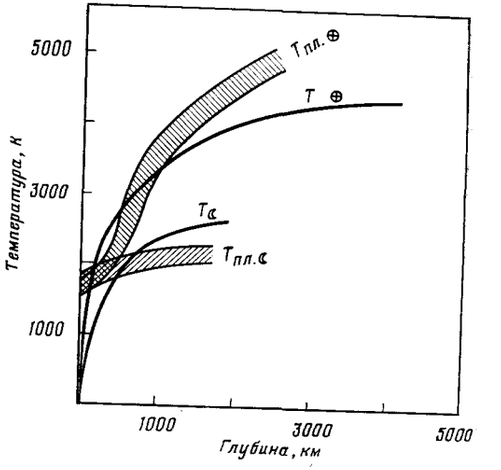


РИС. 87. Распределение современной температуры в моделях термической истории Земли ($T_{\oplus}$) и Луны ($T_{\mathbb{C}}$) (по схеме Е. А. Любимовой [37])

Заштрихован интервал температуры плавления Земли ($T_{пл\,\oplus}$) и Луны ($T_{пл\,\mathbb{C}}$)

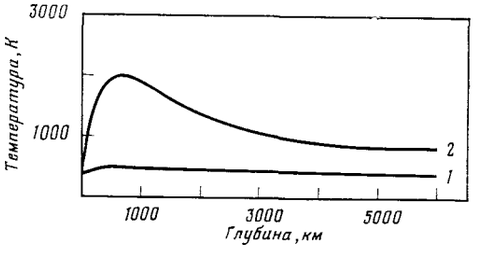


РИС. 88. Начальная средняя температура Земли в зависимости от динамики аккреции (по модели В. С. Сафронова [47, 48])

1 — при аккумуляции малых частиц; *2* — при формировании планеты из крупных тел, поперечником в десятки километров

лишь достаточно произвольно. В связи с этим большое значение приобретают сравнительно-планетологический анализ и косвенные критерии, и прежде всего масштабы магматической деятельности и магматической дифференциации планетного вещества.

Расчет вклада тепла радиоактивного распада в термическую историю Земли и планет [37, 38] показывает (рис. 86), что если опираться на современные оценки распространенности калия, урана и тория в земном и метеоритном веществе и на основную модель В. С. Сафронова [47, 48] аккреции планет с характерным временем аккреции Земли 10^7 лет, то этого тепла достаточно, чтобы вызвать частичное плавление мантии и обеспечить магматическую дифференциацию и выплавление вещества кор планет. Приведем некоторые цифры. Максимально возможный общий запас энергии в настоящее время в недрах Земли (количество тепла в твердой Земле, нагретой до температуры плавления) ~1200 кал/г; количество потерянной энергии за счет теплового потока (по максимальной оценке) ~300 кал/г; количество тепла, выделившегося за всю историю Земли в результате распада калия, урана и тория (по максимальной оценке), ~800 кал/г [37]. Это важнейший для понимания планетного магматизма вывод, из которого следует, что нет проблемы в энергетическом обеспечении магматических и других эндогенных процессов: даже исходя из «холодного» начального состояния и учитывая лишь один источник тепла, наиболее просто поддающийся количественному анализу,— радиоактивный распад, мы получаем приемлемый по порядку величины результат. В связи с этим интересно отметить, что оценка количества тепла (~2 кал/г), вынесенного веществом земной коры на поверхность, если исходить из предположения, что все вещество коры поступило из мантии в форме магматических расплавов, значительно меньше интегрального количества тепла, вынесенного за счет теплопроводности за всю историю Земли. Иными словами, известная на Земле магматическая деятельность использовала лишь часть радиогенного тепла.

В задачах, основанных на учете только кондуктивного теплопереноса в мантии, проявляется ряд особенностей термической истории планет, важных для понимания физических условий магматизма.

Во-первых, *плавление глубинного вещества мантии планет начинается через некоторый интервал времени после начала жизни планеты как космического тела.* Численно этот интервал времени зависит от ряда параметров, конкретные значения которых неизвестны (начальная температура планеты, величина эффективной теплопроводности, распределение источников тепла), и поэтому получающимся цифрам (например, 1,5—2 млрд. лет) не следует придавать значения иного, чем просто иллюстрация модели. Однако это общее свойство таких моделей вполне согласуется с более поздним, наложенным на предшествующие структуры коры глубинным базальтовым вулканизмом и представляется реалистичным.

Во-вторых, важна сама динамика распределения тепла в недрах планет. Как видно на рис. 86, на кривых распределения температуры с глубиной можно выделить три участка: наружный, характеризующийся быстрым падением температуры от недр к поверхности (температура поверхности задается энергетическим обменом с космосом) с направленным к поверхности потоком тепла; глубинный, в пределах которого распределение температуры прежде всего зависит от распределения источников энергии и на котором не сказывается приповерхностное охлаждение; промежуточный, соответствующий перегибу кривой, в области которого кривая реальной температуры пересекается с кривыми температур плавления мантийного вещества и происходит генерация расплавов. Как бы ни зависела конкретно эта картина от численных параметров, качественно эти особенности кривой остаются неизменными. Они связаны с тремя моментами: с постоянством температуры поверхности планеты, постоянно действующим глубинным источником тела, который в расчетах принимается первоначально равномерно распределенным по объему планеты, и с высокой тепловой инерцией планеты, обусловленной низкой теплопроводностью ее вещества. Последнее свойство приводит к тому, что даже за 4,5 млрд. лет истории планет существенным охлаждением оказываются затронутыми лишь внешние их части, мощность которых не превышает 500—1000 км.

В-третьих, сравнение моделей термической истории Земли и Луны [34, 37, 38, 55] (рис. 87) показывает, что вследствие меньшего роста температуры плавления с глубиной в небольших телах и отмеченной выше низкой теплопроводности вещества планет область, захваченная плавлением в недрах, оказывается относительно большей на Луне, чем на Земле. Эта зависимость — увеличение относительных масштабов плавления (и, как следствие, магматической дифференциации) при прочих равных условиях с уменьшением радиуса (массы) планеты — есть естественное свойство таких кондуктивных моделей с первоначально равномерно распределенными источниками энергии. Однако в целом меньшие тела быстрее теряют накапливающуюся энергию, остывают с большей скоростью, что приводит к более быстрому исчерпанию внутренних источников энергии и прекращению магматической (и тектонической) активности. Нижний предел массы тел, способных саморазогреваться до температуры плавления, определяется, вероятно, минимальным размером дифференцированных тел планетного типа, $\sim 10^{23}$ г (см. гл. 6).

Включение конвективного механизма выноса тепла из недр планеты (за счет тепловой или химической [1] конвекции мантии или перемещения в гравитационном поле планеты частично или полностью расплавленных масс) в целом не изменяет принципиальных особенностей таких моделей. Вносимые конвекцией изменения можно правильно оценить в рамках кондуктивных моделей с высокой эффективной теплопроводностью. Следствия очевидны: более высокий темп потери тепла, более низкие современные температуры недр, более быстрая тепловая эволюция планет. Однако эта картина термической истории планет приобретает существенно иные черты, если принять во внимание вклад гравитационной энергии. Эта энергия выделяется в связи с различными планетными процессами.

Огромное количество гравитационной энергии — порядка 7000 кал/г для Земли [37, 42] — должно выделиться при уплотнении рассеянного пылевого вещества протопланетного облака в планетные тела; основной ее пай выделяется в процессе аккреции. Но эта энергия, выделяющаяся на поверхности аккумулирующих тел, переизлучается в космос, и главной проблемой в оценке вклада ее в температуру недр планет является понимание механизма аккреции. В основной своей модели с характерным временем аккреции 10^7 лет В. С. Сафронов [47] получает за счет выделения энергии аккреции низкие внутренние температуры Земли — в среднем около 300 К, что соответствует ~70 кал/г тепла. Однако предположение об аккумуляции планет из более крупных планетезималей или даже из тел астероидных размеров [47—49] позволяет получить значительно более высокие начальные температуры внешних частей планет, вплоть до полного их расправления (рис. 88). К такому же результату приводит предположение о значительно более быстрой аккреции (с характерным временем вплоть до 10^4 лет — см.,

например, [55]), которое широко используется во многих геофизических и петрологических работах, хотя В. С. Сафронов считает его физически необоснованным [48, 49]. Необходимо также считаться с множественным точечным высокотемпературным нагревом поверхности при отдельных ударах падающих тел.

Таким образом, учет этого (аккреционного) механизма высвобождения гравитационной энергии может коренным образом изменить представления о времени и масштабах магматической деятельности на планетах. По всей вероятности, при объяснении энергетики самых ранних процессов дифференциации планетного вещества, процессов, сопровождавшихся высвобождением летучих, формированием первичной атмосферы [60], образованием, как сейчас нередко пишут, гипотетического магматического океана и первичной магматической дифференциацией вещества планеты на полевошпатовую кору и железо-магнезиальные породы верхней мантии [44, 73 и др.], этот источник энергии может иметь определяющее значение.

Значительное количество энергии выделяется при дифференциации вещества планет в гравитационном поле, на что указывали еще Е. Н. Люстих [39] и Г. Юри [72]. Главный пай в эту энергию вносит образование плотных металлических ядер в результате скопления в центральных частях планет первоначально рассеянной по всему объему металлической фазы. Оценка этой энергии дает цифру порядка 600—700 кал/г [37, 42], что достаточно для существенного расплавления мантии планеты и должно, как следствие, привести к глубокой ее магматической дифференциации и большой массе коры, к чему, например, неизбежно приходит В. С. Сафронов [49]. Однако еще Г. Юри [72] и А. П. Виноградов [9] обращали внимание на то, что последнее не соответствует действительности. Очевидно, необходимо найти механизмы выноса глубинного тепла, значительно более мощные, чем кондуктивный, или отказаться от схемы формирования ядер на стадии дифференциации планетного вещества. Многие авторы обращаются к термической (например, [44, 49]) или химической [1] конвекции эффективно твердой мантии как механизму сбрасывания излишков тепла. Но этот механизм выноса тепла к поверхности также должен вести к последовательному плавлению в восходящих потоках (за счет адиабатической декомпрессии) всего вещества мантии, участвующего в конвекции, и привести к результату, аналогичному полному плавлению мантии,— массе коры, значительно больше наблюдаемой. Кардинально эту проблему решает гипотеза гетерогенной аккреции с образованием ядра в качестве зародыша планеты на начальных этапах процесса или по крайней мере с некоторой концентрацией железа к центру [1].

Дополнительным источником энергии, дающей вклад в начальное распределение температуры, является выделение гравитационной энергии при адиабатическом сжатии глубинного вещества растущей планеты. Оно приводит к дополнительному нагреванию в центре Земли приблизительно на 600° (в среднем для планеты — 100—150 кал/г) [37, 47].

Таким образом, несмотря на неопределенности, затрагивающие само существо процессов, сопровождающихся выделением гравитационной энергии, очевидно, что в той или иной форме эта энергия может внести существенный вклад в явление планетного магматизма. В связи с этим снова сама магматическая активность, ее масштабы на планетах становятся критическими для оценки этого вклада. *И если для интерпретации базальтового вулканизма, захватывающего различные интервалы геологической истории планет, вполне достаточно учета лишь радиогенного тепла, то для объяснения магматической природы ранней дифференциации планет и образования мощных полевошпатовых кор приходится привлекать гравитационную энергию.* Это может быть энергия аккреции, как считают многие исследователи [60 и др.], или энергия раннего и быстрого образования ядра, как думает А. Е. Рингвуд [44]. По-видимому, существование двух основных механизмов выделения энергии, питающей эндогенные процессы на планетах,— радиоактивного распада и процессов, высвобождающих гравитационную энергию,— различающихся своеобразием удельной интенсивности и распределения источников в пространстве и времени жизни планеты, вполне коррелирует с существованием двух геологических типов (магматического) вещества кор планет и объясняет по крайней мере двухэтапность их геологического развития.

В целом ясно, что при поисках источников энергии для объяснения планетарного масштаба процессов переплавления глубинного вещества и магматизма проблемы не возникает. Скорее наоборот, наши современные знания заставляют искать механизм эффективной потери излишков этой энергии. Плавление и движение вверх магматических масс могут быть одним из таких механизмов. Важнейшим в связи с этим является тот факт, что появление и движение расплавов сопровождаются химической дифференциацией вещества, вовлекаемого в магматический процесс. В этом заключается принципиальная возможность на основании геохимических данных оценить масштабы магматической деятельности на планетах и тем самым составить суждение об их тепловой истории.

Но есть другая проблема энергетики магматизма — проблема объяснения конкретных геологических условий магматической деятельности в верхних зонах мантии и земной коре. Основным здесь является вопрос о механизме переноса и концентрации энергии, питающей магматический и вулканический процессы, локализованные в пространстве и времени. Принципиальное решение этой проблемы связано с пониманием механизмов выноса в приповерхностные зоны и трансформации глубинной энергии в различных механических и физико-химических процессах (локализация в связи с механикой конвективных движений в мантии, трансформация сейсмической энергии, энергия трения при движении блоков глубинного вещества, локализация в определенных зонах потоков гипотетических глубинных флюидов и др.). Мы далеки от решения этих вопросов и ограничимся здесь лишь указанием на них.

Появившиеся в пределах силикатной мантии планет расплавы изменяют физическую обстановку в области, затронутой плавлением. Это связано с тремя свойствами расплавленных масс, определившими их дальнейшую судьбу: во-первых, с их меньшей (приблизительно на 5—10%) плотностью по сравнению с твердыми силикатами; во-вторых, с существенно меньшей вязкостью расплавов, что резко меняет условия переноса тепла и вещества в пределах расплавленных масс, и, в-третьих, с существованием интервала температур плавления (между солидусом и ликвидусом), что приводит к фазовой гетерогенности системы в области плавления и предопределяет возможность ее химической дифференциации в ходе магматической эволюции.

Меньшая плотность полностью или частично расплавленных масс в мантии приводит к развитию абсолютной гравитационной неустойчивости и становится причиной перемещения таких масс вверх в поле силы тяжести планеты. На этом явлении основана астенолитная гипотеза В. В. Белоусова [3], которая приписывает основную активную движущую силу тектонических и магматических процессов в литосфере подъему астенолитов частично расплавленного вещества астеносферы.

Анализ С. А. Федотова [59] показал, что развивающиеся в таких случаях силы плавучести, особенно в протяженных по вертикали магматических колоннах, способны обеспечить геологически быстрое перемещение расплавов даже сквозь эффективно твердую литосферу из областей рождения в мантии в земную кору и на ее поверхность.

Но в области частичного (или полного) плавления в мантии формируется и другого типа гравитационная неустойчивость. Дело в том, что в области, затронутой частичным плавлением в мантии, возникающая смесь появившегося расплава и остаточных твердых фаз оказывается сама гравитационно неустойчивой, и здесь должно начаться относительное перемещение более плотной (и с меньшим теплосодержанием) твердой фазы вниз и менее плотного (но с большим теплосодержанием) расплава вверх. Эти движения ведут к возникновению в пределах зоны плавления направленного снизу вверх потока тепла. Эффект еще увеличивается за счет того, что при относительном перемещении в пространстве фаз с разным теплосодержанием (находящихся на разных адиабатах) нарушается адиабатическое равновесие жидкости в области плавления и начинается ее независимое перемешивание [62]. Повышенный в целом перенос тепла в пределах плавящейся зоны снизу вверх должен привести к относительному переохлаждению и кристаллизации придонных частей расплава, плавлению кровли и перемещению всей расплавленной массы вверх по принципу зонного плавления [9, 15, 40, 70]. Скорость перемещения расплавленной зоны вверх в гравитационном поле количественно зависит от эффективной теплопроводности расплава и температуры окружающей мантии и, как показывают возможные оценки [40, 54, 70], оказывается геологически быстрой. Важно, что принципиальные соотношения физических параметров, приводящих неизбежно к гравитационной и термической неустойчивости магматических масс в недрах планет, сохраняют силу независимо от величины гравитационного поля, т. е. остаются верными для планет любой массы.

При плавлении многокомпонентного вещества силикатной мантии планет, плавящегося в интервале температур, процессы движения расплавленных масс как путем всплывания, так и в соответствии с принципом зонного плавления осложняются их гетерогенностью. Из-за гравитационной неустойчивости смеси кристаллы — жидкость в ней начинаются внутренние движения, связанные с перераспределением фаз по плотности [61]. Это ведет к пространственной дифференциации тугоплавких кристаллов и более легкоплавкой жидкости в пределах области, занятой расплавом, и процесс в целом приобретает фундаментальное свойство — становится процессом дифференциации мантийного вещества, процессом, который приводит к разделению многокомпонентной мантийной смеси на более «легкоплавкие» компоненты, обогащающие отделяющуюся магматическую жидкость, и тугоплавкий твердый остаток. Особенно надо подчеркнуть, что эта пространственная дифференциация обеспечивается не диффузионным массопереносом, совершенно неэффективным в условиях плавления — кристаллизации [61], а относительным конвективным перемещением фаз различного химического состава. Именно этот физико-химический механизм лежит в основе принципа выплавления вещества кор планет, сформулированного А. П. Виноградовым [8, 9].

Таким образом, *возникающие в недрах мантии магматические массы оказываются абсолютно неустойчивыми в условиях гравитационного и температурного полей планет и должны геологически быстро перемещаться вверх либо по механизму всплывания, либо по механизму зонного плавления.* Это перемещение есть процесс выноса из мантии к поверхности избытка (против температуры плавления) тепла, и тем самым оно является регулятором эффективно твердого состояния мантийного вещества. В быстром выносе избытка тепла с расплавами заключена интересная возможность повторяемости, цикличности процесса. Применительно к механизму зонного плавления на это свойство как на следствие повышенной эффективной теплопроводности расплава впервые обращено внимание в работе А. П. Виноградова [15]; очень отчетливо эта особенность проявилась в модельных расчетах А. Н. Тихонова, Е. А. Любимовой и В. К. Власова [54] (рис. 89).

Принципиально важно, что этим свойством — быть неустойчивыми в гравитационном и температурном полях планет и выносить избыток тепла к поверхности — должны обладать расплавы при плавлении как в однокомпонентных, так и в многокомпонентных системах, но в многокомпонентных системах, какими является мантийное вещество, это перемещение расплавов вверх и вынос тепла сопровождаются химической дифференциацией. Процесс приобретает черты некой тепловой машины, в которой за счет перепада температур на границах и переноса тепла вверх в гравитационном поле осуществляется работа, расходуемая на пространственную дифференциацию многокомпонентного мантийного вещества. Замечательной особенностью этой «машины» является то, что она может привести (и реально приводит) к дифференциации, не согласующейся с требованиями гравитационного равновесия.

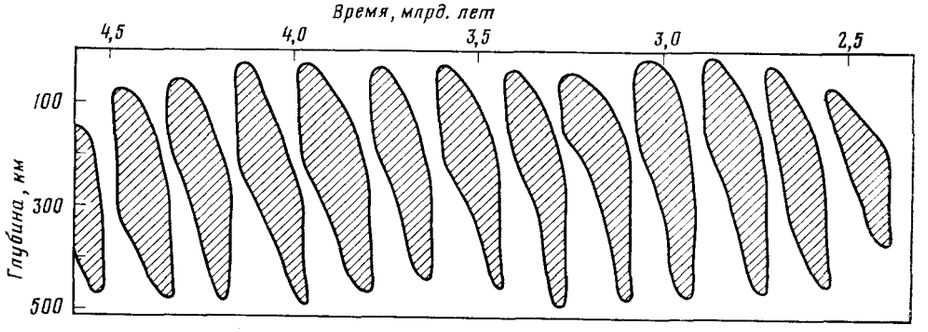


РИС. 89. Эволюция зон плавления Земли (по А. Н. Тихонову и др. [54])

Физико-химические закономерности планетного магматизма. Кратко упомянутые выше геохимические особенности магматических пород кор планет и обсуждение физических принципов планетного магматизма должны сделать ясным, что процессы плавления — кристаллизации являются основными, определяющими направленность магматической эволюции планетного вещества. Как известно, общие закономерности распределения химических элементов в системе магматических пород земной коры вполне согласуются с принципом кристаллизационной дифференциации [4] и стали основополагающими при общей интерпретации магматической геохимии [7—9, 16, 22]. Укажем факты, важнейшие в этом отношении, которые использовались в качестве аргументов в работах Н. Боуэна, В. Гольдшмидта, А. Н. Заварицкого, А. П. Виноградова.

1. Наблюдается четкая корреляция последовательности формирования магматических пород в нормальных (го-

модромных) сериях с понижением температуры кристаллизации расплавов.

2. С этой последовательностью коррелируют все признаки, характеризующие закономерности изменения фазовых равновесий с понижением температуры: изменение состава расплава в ходе магматической эволюции находится в соответствии с положением котектических линий и эвтектических точек соответствующих силикатных систем, состав минералов — твердых растворов в этом же направлении изменяется в сторону обогащения легкоплавкими компонентами — железистым членом в темноцветных железо-магнезиальных минералах, альбитовым компонентом в плагиоклазах и т. п.

3. Наблюдается не менее четкая закономерность смены парагенезисов магматических породообразующих минералов, например, высокотемпературный парагенезис оливин — основной плагиоклаз сменяется в ходе магматической эволюции все более низкотемпературными парагенезисами пироксены — лабродор, амфибол — андезин, слюды — кислый плагиоклаз (альбит) и щелочной полевой шпат. При этом очень важно, что строго запрещенными (никогда не встречающимися) оказываются парагенезисы высокотемпературных минералов с низкотемпературными (например, парагенезис магнезиальный оливин — альбит).

4. Закономерности распределения элементов-примесей в системе магматических пород в целом, так же как и в конкретных вулканических сериях и дифференцированных комплексах, практически без исключений подчиняются тому же принципу: в ходе магматической эволюции в направлении понижения температуры кристаллизации (как правило, это коррелирует с ростом содержания в породах кремнезема, щелочных металлов) происходит обогащение элементами, лишь допускаемыми (В. Гольдшмидт) в кристаллические фазы, элементов, понижающих температуру кристаллизации соответствующих силикатных систем (А. П. Виноградов); в более высокотемпературных магматических породах, наоборот, повышается концентрация элементов, захватываемых в породообразующие минералы, повышающих температуру кристаллизации.

Приведенные факты, взятые в таком обобщенном виде, являются главным аргументом в пользу определяющей роли кристаллизационной дифференциации, аргументом, основанным на знании физико-химических и кристаллохимических законов распределения элементов при плавлении и кристаллизации силикатных систем. Имеющиеся в настоящее время конкретные экспериментальные материалы позволяют практически исчерпывающе описать закономерности плавления и кристаллизации в системах, как в простых, так и в более сложных, вплоть до природных аналогов, отвечающих основным типам планетного вещества.

На рис. 90 приведены в качестве примеров такие данные для перидотита, некоторых типов базальтов и гранита. Эти данные иллюстрируют важнейшие для рассматриваемых здесь проблем свойства этих систем: высокие температуры полного плавления перидотитов, по составу отвечающих глубинному мантийному веществу; значительно более низкие температуры плавления базальтов и еще более низкие гранитов — главных типов магматических пород кор планет, представляющих легкоплавкие магматические фракции планетного вещества; отчетливое соответствие температур плавления базальтов и температуры начала плавления (солидуса) перидотитов и базальтовую природу первых порций эвтектического расплава, появляющегося при плавлении перидотитов.

Эти физико-химические закономерности прекрасно иллюстрируются статистикой химических составов земных базальтов и гранитов (рис. 91). Более легкоплавкая природа базальтового вещества по отношению к перидотитам

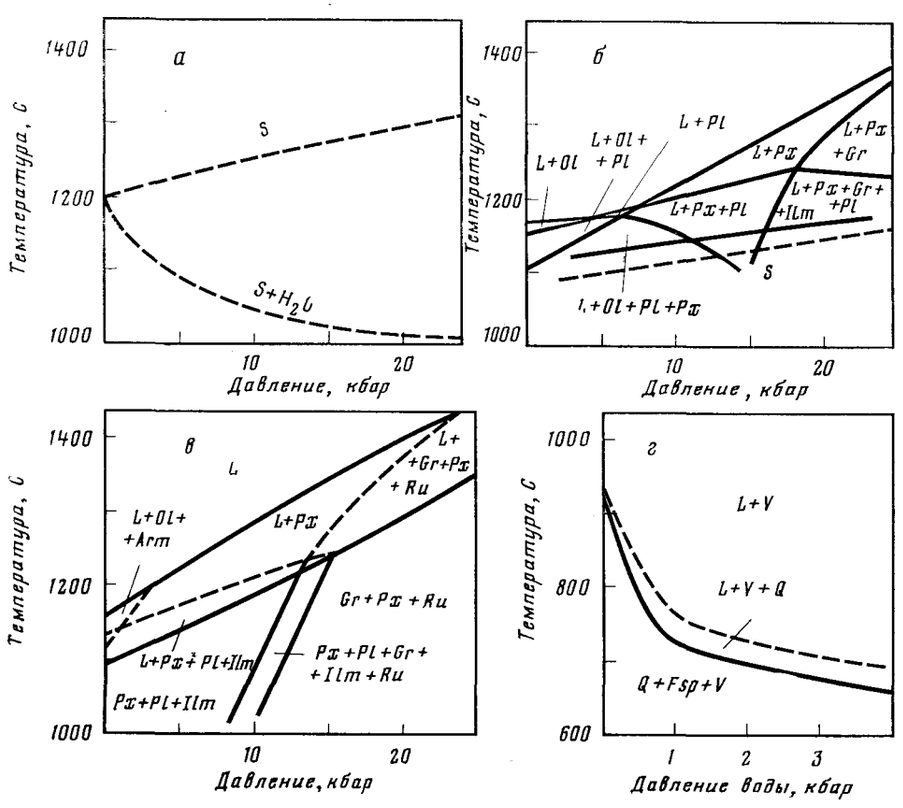


РИС. 90. Условия плавления перидотита [23] (*а*), толеитового базальта [23] (*б*), ильменитового базальта [68] (*в*), гранита [71] (*г*)

Arm — армолколит; *Fsp* — полевые шпаты; *Gr* — гранат; *Ilm* — ильменит; *L* — расплав; *Ol* — оливин; *Pl* — плагиоклаз; *Px* — пироксены; *Q* — кварц; *Ru* — рутил; *V* — пар

однозначно подчеркивается характеристическими отношениями содержаний элементов, образующих серии твердых растворов в породообразующих минералах. Наиболее показательно поведение железа и магния в темноцветных минералах и натрия и кальция в плагиоклазах: в полном соответствии с законами кристаллизации таких твердых растворов отношения Fe/Mg и Na/Ca в базальтах и их породообразующих минералах значительно выше, чем в перидотитах, и закономерно растут в ходе магматической эволюции. Об этой же общей закономерности магматической дифференциации свидетельствует и накопление в выплавляемых жидкостях или в ходе эволюции магматической системы с понижением температуры многих элементов-примесей, таких, как K, Rb, Cs, Li, Sr, Ba, Y, TR, U, Th, V, Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, для которых, как это вытекает из ограниченных экспериментальных данных и общих кристаллохимических принципов [16, 24, 57], величины коэффициентов распределения между кристаллизующимися фазами и расплавом должны быть меньше 1. Интересно, что как бы ни была разнообразна в геохимическом отношении эта большая группа элементов, они обладают одним общим свойством, позволившим Д. Грину и А. Рингвуду

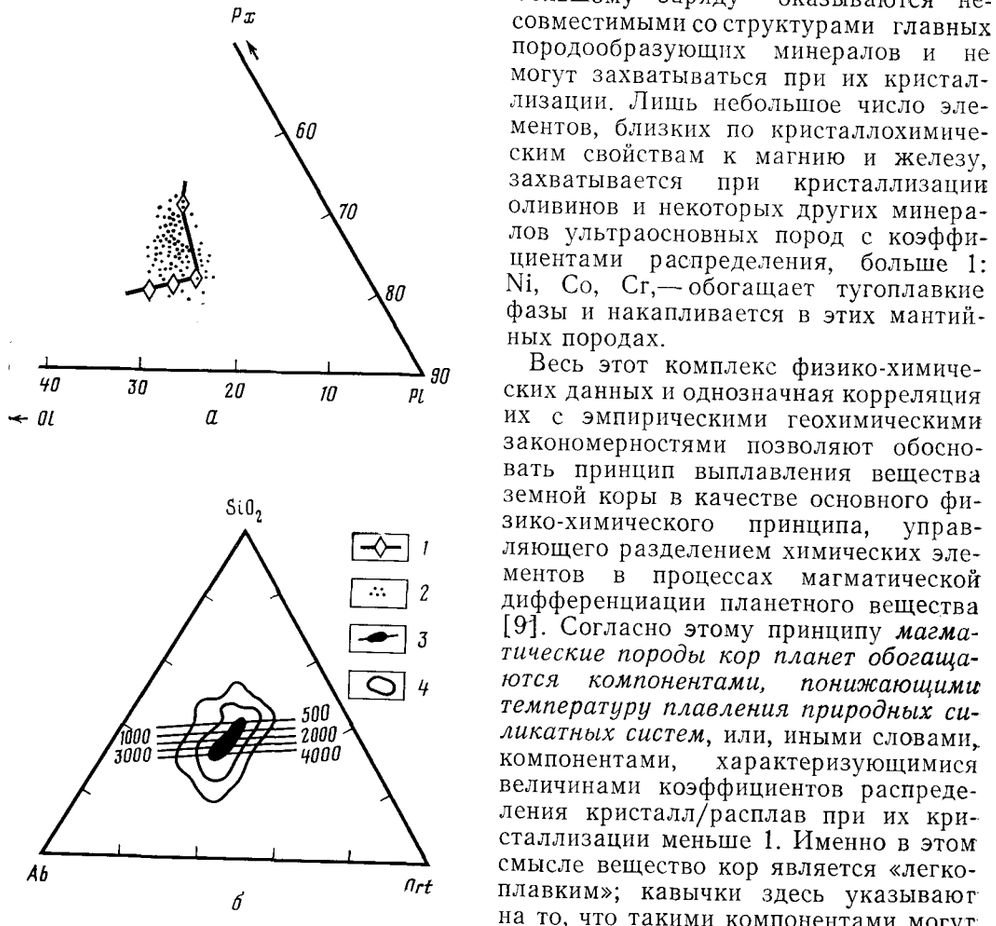


РИС. 91. Химический состав стекол океанических толеитов [21] (*а*) и гранитов [71] (*б*)

1 — положение точек четырехфазового равновесия (температурных минимумов) в зависимости от давления; *2* — средние составы базальтовых стекол; *3* — положение температурных минимумов в зависимости от давления воды (атм); *4* — изолинии частоты встречаемости точек составов гранитов; *Ab* — альбит, *Ort* — ортоклаз, *Ol* — оливин; *Pl* — плагиоклаз, *Px* — пироксен

[18, 44] назвать типичных их представителей некогерентными, или несовместимыми, элементами: все они благодаря своим кристаллохимическим свойствам — большому размеру и (или) большому заряду — оказываются несовместимыми со структурами главных породообразующих минералов и не могут захватываться при их кристаллизации. Лишь небольшое число элементов, близких по кристаллохимическим свойствам к магнию и железу, захватывается при кристаллизации оливинов и некоторых других минералов ультраосновных пород с коэффициентами распределения, больше 1: Ni, Co, Cr,— обогащает тугоплавкие фазы и накапливается в этих мантийных породах.

Весь этот комплекс физико-химических данных и однозначная корреляция их с эмпирическими геохимическими закономерностями позволяют обосновать принцип выплавления вещества земной коры в качестве основного физико-химического принципа, управляющего разделением химических элементов в процессах магматической дифференциации планетного вещества [9]. Согласно этому принципу *магматические породы кор планет обогащаются компонентами, понижающими температуру плавления природных силикатных систем*, или, иными словами, компонентами, характеризующимися величинами коэффициентов распределения кристалл/расплав при их кристаллизации меньше 1. Именно в этом смысле вещество кор является «легкоплавким»; кавычки здесь указывают на то, что такими компонентами могут быть как элементы, образующие действительно низкоплавкие соединения (например, щелочные металлы), так и элементы, соединения которых имеют высокие температуры плавления (например, кварц), но образуют вместе с другими минералами легкоплавкие, эвтектические смеси. Вещество мантии обогащается в этом процессе тугоплавкими компонентами, коэффициенты распределения которых между находящимися в равновесии с расплавом кристаллами и магматической жидкостью больше 1. Важно обратить внимание на то, что деление всех элементов на тугоплавкие и легкоплавкие здесь имеет чисто геохимический смысл и зависит не только от физико-химических свойств их соединений, но и от величины их распространенности: большинство легкоплавких редких элементов находятся в столь низких концентрациях в исходной (метеоритной) смеси, что они, несмотря даже на высокие температуры плавления своих соединений (например, циркон), не выделяются в виде самостоятельных минералов из магмы на ранних стадиях их дифференциации и накапливаются в эвтектических жидкостях.

Интересно, что большинство из элементов, входящих в группу легкоплавких,— K, Rb, Cs, TR, U, Th, Zr, Hf, Nb, Ta и др. — являются типичными тяжелыми элементами с высокой плотностью собственных их минералов. Однако их распространенность в породах кор на порядки выше распространенности в ультраосновном глубинном веществе планет и в метеоритах. Яркой в этом отношении является пара железо — магний. Хотя распространенность этих элементов обычно (но не всегда: лунные морские базальты абсолютно обогащены железом) в породах кор ниже, чем в породах мантии, содержание магния понижается в несколько раз больше, чем содержание железа, и отношение концентрации более тяжелого железа к концентрации более легкого магния в коре значительно выше, чем в мантии. Это лишний раз подчеркивает, что *химическая дифференциация вещества силикатных оболочек и разделение элементов между породами коры и мантии планет подчиняются не закону гравитационного равновесия, а закону выплавления* [9, 15, 64].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 321 с.
2. *Белов Н. В.* Геохимические аккумуляторы.— Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, 1952, вып. 7.
3. *Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 121 с.
4. *Боуэн Н. Л.* Эволюция изверженных пород. М., Л.: ОНТИ, 1934. 324 с.
5. *Буллен К. Е.* Плотность Земли. М.: Мир, 1978. 437 с.
6. *Вернадский В. И.* Очерки геохимии.— В кн.: Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. I, с. 5—390.
7. *Виноградов А. П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре.— Геохимия, 1956, № 1, с. 6—52.
8. *Виноградов А. П.* Изотопные отношения в магматических горных породах.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 120—130.
9. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 43 с.
10. *Виноградов А. П.* Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. II, с. 5—21.
11. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 213 с.
12. *Виноградов А. П.* Атмосферы планет Солнечной системы.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 4, с. 3—14.
13. *Виноградов А. П.* Образование металлических ядер планет.— Геохимия, 1975, № 10, с. 1427—1431.
14. *Виноградов А. П., Тугаринов А. И.* О геохронологической шкале докембрия.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М.: Наука, 1968, с. 47—60.
15. *Виноградов А. П., Ярошевский А. А.* О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли.— Геохимия, 1965, № 7, с. 779—790.
16. *Гольдшмидт В. М.* Геохимические принципы распределения редких элементов.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М.: ИЛ, 1952, с. 9—16.
17. *Горшков Г. С.* Явления вулканизма и верхняя мантия.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. II, с. 41—52.
18. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Е.* Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 132—227.
19. *Гроссман Л.* Химическое фракционирование в протопланетном облаке.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 89—96.
20. *Джекобс Дж.* Земное ядро. М.: Мир, 1979. 303 с.
21. *Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Сущевская Н. М.* Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава.— Геохимия, 1979, № 2, с. 163.

22. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 395 с.
23. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.
24. *Киркинский В. А., Ярошевский А. А.* Физико-химический аспект изоморфизма.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 5, с. 532—546.
25. *Кларк С. П., Турекьян К. К., Гроссман Л.* Модель ранней истории Земли.— В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975, с. 9—22.
26. *Коржинский Д. С.* Преувеличение роли солнечной энергии в энергетике земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1, с. 52—64.
27. Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975. 753 с.
28. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 385 с.
29. *Кусков О. Л., Хитаров Н. И.* Окислительно-восстановительные условия и тепловые эффекты химических реакций в недифференцированной Земле.— Геохимия, 1978, № 4, с. 467—494.
30. *Лаврухина А. К.* Дифференциация химических элементов в протопланетном облаке и первичное вещество Земли.— Геохимия, 1978, № 12, с. 1770—1781.
31. *Лебедев В. И.* К проблеме каолинового ядра.— Докл. АН СССР, 1946, т. 51, № 1, с. 57—64.
32. *Левин Б. Ю.* Состав Земли.— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, вып. 26(153), с. 11—38.
33. *Левин Б. Ю.* Происхождение Земли.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 7, с. 441—449.
34. *Левин Б. Ю., Маева С. В.* Загадки происхождения и термической истории Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 283—298.
35. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Об основных проблемах петрогенезиса.— Изв. СПб. политехн. ин-та. Отд. техн., ест. и матем., 1910, т. 14, вып. 1, с. 111—144.
36. *Лодочников В. Н.* Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1939, ч. 68, вып. 2, с. 207—216; вып. 3, с. 428—437.
37. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 277 с.
38. *Любимова Е. А.* Тепловой поток и термическая история Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 241—257.
39. *Люстих Е. Н.* О возможности использования теории акад. О. Ю. Шмидта в геотектонике.— Докл. АН СССР, 1948, т. 59, № 8, с. 1417—1419.
40. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
41. *Мороз В. И.* Физика планеты Марс. М.: Наука, 1978. 351 с.
42. Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 413 с.
43. Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977. 238 с.
44. *Рингвуд А. Е.* Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981. 112 с.
45. *Ронов А. Б.* Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
46. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Химическое строение земной коры.— Геохимия, 1967, № 11, с. 1285—1309.
47. *Сафронов В. С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
48. *Сафронов В. С.* Длительность процесса формирования Земли и планет и ее роль в их геохимической эволюции.— В кн.: Космохимия Земли и планет. М.: Наука, 1975, с. 624—629.
49. *Сафронов В. С., Витязев А. В., Маева С. В.* Проблемы начального состояния и ранней эволюции Земли.— Геохимия, 1978, № 12, с. 1763—1769.
50. *Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. и др.* Докембрий и проблемы формирования земной коры. М.: Наука, 1978. 307 с.
51. *Сорохтин О. Г.* Возможные физико-химические процессы образования ядра Земли.— Докл. АН СССР, 1971, т. 198, № 6, с. 1327—1330.
52. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 541 с.
53. Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 525 с.
54. *Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К.* Об эволюции зон плавления в термической истории Земли.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 338—344.
55. *Токсоц М. Н., Джонстон Д. Х.* Эволюция Луны и планет земной группы.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 210—240.
56. *Тугаринов А. И.* Геохимическая жизнь протоконтинентов.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 188—192.
57. *Урусов В. С., Кравчук И. Ф.* Энергетический анализ и расчеты коэффициентов распределения изовалентных изоморфных примесей при кристаллизации расплавов.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1204—1223.
58. *Федотов С. А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 5—16.
59. *Федотов С. А.* О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10, с. 5—23.
60. *Флоренский К. П.* О начальном этапе дифференциации вещества Земли.— Геохимия, 1965, № 8, с. 909—917.

61. *Френкель М. Я., Ярошевский А. А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1197—1203.
62. *Френкель М. Я., Ярошевский А. А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава.— Геохимия, 1976, № 11, с. 1624—1632.
63. *Шейнманн Ю. М.* Возможные связи магм со строением верхних оболочек Земли.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. II, с. 63—74.
64. *Ярошевский А. А.* О дифференциации магматического расплава в гравитационном поле.— В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979, с. 12—22.
65. *Ramsey W. H.* On the nature of the Earth's core.— Mon. Nat. Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.: 1949, N 5, p. 409—426.
66. *Richardson W. A., Sneesby G.* The frequency distribution of igneous rocks.— Miner. Mag., 1922, v. 19, N 303.
67. *Ringwood A. E.* Chemical evolution of the terrestrial planets.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1966, v. 30, N 1, p. 41—104.
68. *Ringwood A. E., Essen E.* Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the moon.— Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., 1970, v. 1, p. 769—799.
69. *Rubey W. W.* Geologic history of sea water. An attempt to state problem.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, v. 62, N 9, p. 1111—1147.
70. *Shimazu Y.* A note on genesis and upward transfer of parental magma of igneous rocks.— J. Earth Sci., Nagoya Univ., 1959, v. 7, N 2, p. 91—97.
71. *Tuttle O. F., Bowen N. L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O.— Geol. Soc. Amer. Memoir 74, 1958, 153 p.
72. *Urey H. C.* The planets. Their origin and development. New Haven: 1952, 245 p.
73. *Wood A. J., Dickey J. S., jr., Marvin U. B., Powell B. N.* Lunar anortosites and a geophysical model of the moon.— Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., 1970, v. 1, p. 965—988.

ГЛАВА 10. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ ПЛАНЕТ

Вещество тел Солнечной системы по своим физико-химическим свойствам и космохимическим особенностям явно делится на три группы. Дифференциация вещества происходит в ходе единого комплекса процессов, при этом для разных групп ведущими являются различные законы дифференциации. Такими группами можно считать следующие.

1. Сплавы металлического железа, обладающие магнитными свойствами и высокой вязкостью. Последнее особенно проявляется при повышении температуры, даже не превосходящем точку Кюри (температуру потери ферромагнитных свойств). Возможно, что это и определяет фазовую обособленность таких сплавов и их способность концентрироваться в ядрах планет (см. гл. 8 и 9).

2. Силикаты и литофильные примеси к ним, слагающие основную часть — мантию и кору — планет земной группы. Хорошо изучено разделение веществ этой группы в процессе кристаллизационной дифференциации, происходящей в планетарную стадию (см. гл. 9).

3. Летучие вещества (компоненты, элементы или просто летучие), которые определяют основной состав Солнца и планет-гигантов, т. е. составляют по массе более 95% всего вещества Солнечной системы. Ведущим фактором их дифференциации является свойство летучести в условиях гетерофазных систем.

Строго разграничить летучие и нелетучие вещества невозможно: это определяется прежде всего температурными условиями. В самом широком диапазоне условий почти повсеместно в природе летучи инертные газы, соединения водорода, углерода, азота между собой и с кислородом, а также свободные водород, азот и кислород. Они обладают заметной летучестью даже при температурах ниже примерно —150° С. Это — вещества истинно летучие,

Г. Юри [124] называет их отчетливо летучими. Однако основная часть кислорода обычно устойчиво связана с петрогенными элементами и не принадлежит к этой группе. В различных обстановках, существующих на планетах земной группы, при температурах примерно от +500 до −60° С, и над силикатными расплавами становятся летучими соединения S, Cl, F, а кроме того, Zn, Cd, Hg, Tl и другие рассеянные металлы, но поведение последних сильно зависит еще и от поведения элементов-хозяев. Эти компоненты являются лишь относительно летучими. В специфических условиях ранней стадии протопланетного облака и в ударно-взрывных процессах при температурах, заметно превышающих 1500—2000° С, свойство летучести проявляют также обычные петрогенные элементы, например Na, K, Fe, Si (см. гл. 11).

Истинно летучие вещества выделяются и наибольшей распространенностью в Солнечной системе, и наибольшей подвижностью, именно они подверглись наиболее резкому разделению в процессе формирования планет. Эти вещества — основная компонента Солнца и планет-гигантов, но всего лишь малая компонента планет земной группы. Наличие среди истинно летучих веществ не только химически активных, но и инертных может дать при их совместном рассмотрении хороший индикатор хода допланетных и планетарных процессов, особенно при сопоставлении активных летучих с первичными (т. е. преимущественно не радиогенными и не космогенными) изотопами инертных газов.

В этой главе основное внимание уделяется истинно летучим компонентам, а из относительно летучих — сере и хлору. Среди истинно летучих рассматриваются как химически активные — водород, углерод, азот, так и первичные инертные газы — ^{20}Ne, ^{36}Ar, ^{84}Kr, ^{132}Xe. Гелий не вошел сюда из-за большой неопределенности выделения первичной компоненты его изотопного состава.

Дифференциация летучих компонентов, как и всего планетного вещества, происходит в допланетный и планетарный этапы. Относительная роль и значение каждого из этих этапов требуют рассмотрения с оговоркой понятий, кажущихся очевидными. Дифференциация летучих в допланетную стадию является наиболее ярким примером процесса допланетной дифференциации всего исходного вещества. Мы остановимся на ней более подробно, хотя отчетливо сознаем недостаточную разработку и спорность некоторых положений, защищаемых в этой главе. То же следует отнести и к процессу формирования планет.

Общий состав Солнечной системы имеет два явно выраженных максимума в содержании летучих элементов, представленных в основном водородом и гелием,— в самóм Солнце и планетах-гигантах. Все планеты земной группы находятся вблизи минимума содержания летучих в системе. Такая дифференциация истинно летучих веществ заложилась еще в допланетную стадию и по масштабам является главным процессом разделения всего вещества Солнечной системы.

Характеристика внутренней части системы затруднена процессами планетарной дифференциации и диссипации планетных атмосфер. В основу дальнейших рассуждений кладется представление о Солнце как о водородном газовом шаре с размытыми границами и потоком солнечного ветра от него. Планеты земной группы находятся по существу в дальней короне Солнца, плотность которой падает с расстоянием.

При наложении процессов планетарной дифференциации некая часть летучих способна отделяться от основного вещества планеты и давать собственные поверхностные оболочки в виде атмосферы, гидросферы (Земля) или криосферы (в чистом виде — полярные шапки Марса и Земли). На окраинах Солнечной системы (которые здесь не рассматриваются) летучие в конденсированной фазе могут преобладать в составе тел — самостоятельных планет, их спутников и комет, что приводит к резкому отличию этих объектов от планет земной группы.

Говоря об атмосферах планет, В. И. Вернадский неоднократно отмечал [6, 7], что они состоят из циклических газов, кругооборот которых на Земле определяется биогенными причинами. Вся атмосфера Земли и вся гидросфера многократно прошли через биогенный цикл. В этом смысле независимо от своего первоначального генезиса современная атмосфера Земли имеет биогенное происхождение, а роль первично-ювенильных вулканических газов исчезающе мала [7]. По-видимому, на других планетных телах геохимическая история атмосфер иная, а значение циклических процессов в отсутствие жидкой воды может быть меньшим.

Изучение истории развития и условий возникновения атмосфер планет пока может быть намечено лишь в общих чертах и оставляет обширное поле для всякого рода домыслов. Среди важнейших вопросов, подлежащих выяснению, можно считать разделение эффектов допланетной и планетарной дифференциации летучих, в том числе первичных газов, выяснение динамики дегазации и поиски следов направленной эволюции на фоне циклических процессов.

ПОДХОД К СРАВНЕНИЮ ПЛАНЕТАРНЫХ ЛЕТУЧИХ

Условия сравнения. Условия количественного сопоставления планетарных летучих должны отвечать двум требованиям: подобию для разных планет и возможности получения достоверной геохимической информации. Рассматривая планетные тела как геологические системы, подобие следует понимать не как пропорциональность размеров, но как геологическую аналогию.

Оптимально сравнивать безусловно подобные объекты — планеты в целом. Однако прямой фактический материал относится, как подчеркивал В. И. Вернадский [6], только к самым внешним оболочкам планеты — ее тонкому поверхностному слою. Он несоизмеримо велик в масштабе человека, что создает иллюзию знаний о планете, но несоизмеримо мал в масштабе планеты. Кора планеты составляет не более нескольких процентов, а атмосфера — вообще не более сотой процента от массы планеты. И напротив, масса мантии — основная масса планеты — настолько велика по сравнению с массой коры, что даже небольшие неопределенности в составе мантии и степени ее дегазации могут решительно изменить закономерности, наблюдаемые для поверхностных летучих. Однако ни количество, ни состав летучих в мантии не известны, и судить о них можно только по косвенным данным. Средний химический состав планеты даже для главных компонентов — это лишь интерпретация геофизических данных с привлечением тех или иных модельных представлений [20].

Но и к сопоставлению поверхностных летучих, т. е. летучих на планетах, можно подходить по-разному. Обычно (см., например, [46, 105]) сравнивают планетарные атмосферы, вводя для некоторых летучих поправку на содержание их в коре, а Луну, у которой атмосферы практически нет, не рассматривают вообще, несмотря на наличие у нее мощной коры. Но в понимании, например, В. И. Вернадского [5] атмосфера — это всего лишь одна из наружных оболочек планеты — единственная область планеты, где вещество существует в твердом, жидком и газообразном состоянии. Действительно, летучие на планете и выделяются в свободном состоянии, и связываются в породах, и совсем покидают планету за счет дис-

ТАБЛИЦА 28. СОСТАВ ПЛАНЕТАРНОГО ЧЕХЛА (КОРЫ, ГИДРОСФЕРЫ, АТМОСФЕРЫ) ЗЕМЛИ

Компонент	Масса, г×10²⁴					Весовые доли (г/г) элемента планетарного чехла	
	Кора	Гидросфера	Атмосфера	Планетарный чехол в целом	Данные В. Руби для сравнения	в планетарном чехле	в Земле в целом
O	13,257	1,663	0,0012	14,921		$4{,}91\cdot10^{-1}$	$2{,}5\cdot10^{-3}$
Si	7,336			7,336		$2{,}42\cdot10^{-1}$	$1{,}2\cdot10^{-3}$
Al	2,193			2,193		$7{,}22\cdot10^{-2}$	$3{,}7\cdot10^{-4}$
ΣFe	1,780			1,780		$5{,}86\cdot10^{-2}$	$3{,}0\cdot10^{-4}$
(Fe^{3+})	(0,482)						
(Fe^{2+})	(1,298)					$5{,}44\cdot10^{-2}$	$2{,}8\cdot10^{-4}$
Ca	1,651	0,001		1,652		$3{,}02\cdot10^{-2}$	$1{,}5\cdot10^{-4}$
Mg	0,916	0,002		0,918		$1{,}74\cdot10^{-2}$	$8{,}9\cdot10^{-5}$
Na	0,515	0,015		0,530		$1{,}26\cdot10^{-2}$	$6{,}4\cdot10^{-5}$
K	0,382			0,382		$8{,}3\cdot10^{-3}$	$4{,}2\cdot10^{-5}$
H	0,046	0,207		0,253	1,67		
(H_2O)	(0,415)	(1,867)		(2,282)	1,66	$4{,}8\cdot10^{-3}$	$2{,}5\cdot10^{-5}$
Ti	0,147			0,147		$4{,}3\cdot10^{-3}$	$2{,}2\cdot10^{-5}$
ΣC в виде C	0,1322			0,1322	0,0921		
(ΣC в виде CO_2)	(0,4857)			(0,4857)	0,0910		
(CO_2)	(0,408)						
($C_{орг}$)	(0,0212)						
Cl	0,0095	0,0268		0,0363	0,0306 / 0,0300	$1{,}2\cdot10^{-3}$	$6{,}1\cdot10^{-6}$
Mn	0,034			0,034		$1{,}1\cdot10^{-3}$	$5{,}6\cdot10^{-6}$
ΣS	0,0321	0,001		0,0333	0,0028 / 0,0022	$1{,}1\cdot10^{-3}$	$5{,}6\cdot10^{-6}$
(S^{2-})	(0,0220)						
(S^{6+})	(0,0101)	(0,001)					
P	0,022			0,022		$7\cdot10^{-4}$	$3{,}6\cdot10^{-6}$
F	0,0086			0,0086		$3\cdot10^{-4}$	$1{,}4\cdot10^{-6}$
N	0,0017		0,0039	0,0056	0,0043 / 0,0042	$2\cdot10^{-4}$	$1{,}0\cdot10^{-6}$
	28,46	1,916	0,005	30,38		1,000	$5{,}1\cdot10^{-3}$
	Суммарные массы резервуаров					Суммы весовых долей	

Источники. Кора — [30], N — [11], гидросфера — океан с соленостью 35‰ — [21], свободная и физически связанная вода коры и ледники — [24],* атмосфера — [21]. Цифры В. Руби приводятся по работе [117]: в числителе — массы в атмосфере, гидросфере и осадочных породах, в знаменателе — массы избыточных летучих.

сипации. Поэтому для оценки поверхностных летучих целесообразно, следуя логике В. И. Вернадского, рассматривать всю совокупность внешних оболочек — дифференциат основного вещества планеты и его летучие дериваты — кору, атмосферу, гидросферу, которые в сумме образуют генетически единый гетерофазный планетарный чехол.

Среди оболочек планетарного чехла

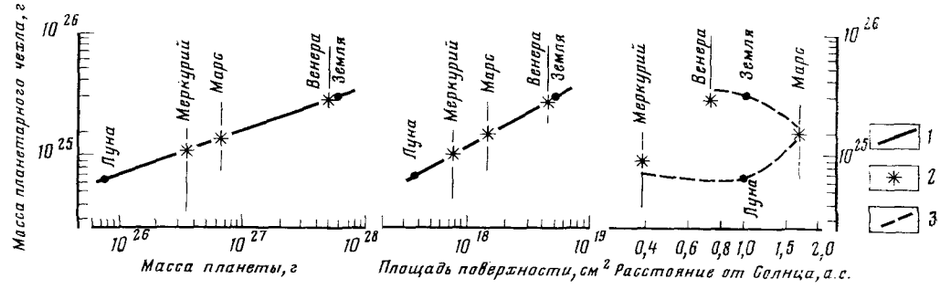


РИС. 92. Соотношение масс гетерофазных планетарных чехлов с массами планет, площадями их поверхности и расстояниями от Солнца — один из способов оценки масс планетарных чехлов

См. табл. 30 и текст, для Земли учтена масса гидросферы ($1{,}9\cdot10^{24}$ г). *1* — тенденции изменения масс планетарных чехлов; *2* — массы чехлов, отвечающие этой зависимости; *3* — тенденция изменения масс планетарных чехлов с гелиоцентрическим расстоянием планет (отлична от соотношения с массами или площадями поверхности планет)

любой планеты земной группы атмосфера является наименьшей по массе, составляя не более первых процентов массы чехла. И даже на Земле с ее массивной гидросферой более 90% массы планетарного чехла сосредоточено в твердой коре. На планете может быть неразвита любая оболочка, состоящая только из летучих, но из этого не вытекает априори отсутствие летучих в основной массе планетарного чехла — в коре.

Условно за нижнюю границу планетарного чехла принимается поверхность раздела по внешней глобальной геофизической границе I порядка, интерпретируемой как переход от коры планеты к ее мантии, хотя это и не предопределяет наличие здесь резкого скачка в содержании летучих. Существование этой границы надежно фиксировано сейсмическим зондированием Земли (раздел Мохоровичича) и Луны и предполагается для других планет (подробнее о коре планеты как части ее литосферы см. в гл. 1 и 9). Верхняя граница планетарного чехла — это размытый раздел между верхней атмосферой и открытым космосом; главная масса атмосферы сосредоточена у поверхности планеты, в тропосфере.

Размеры оболочек планетарного чехла измерены для Земли (табл. 28); по результатам измерений оценена также средняя мощность коры Луны. Для Венеры и Марса известна масса атмосферы (табл. 29), но не известна, так же как и для Меркурия, масса коры. Согласно результатам различных модельных оценок мощности коры этих планет могут быть примерно от 20 до 60 км. Соответствующие интервалы величин массы коры показаны в табл. 30, а на рис. 92 они представлены в виде функции основных параметров планеты. Отвечающие этой зависимости средние оценки массы коры Венеры, Марса и Меркурия (см. табл. 30, последний столбец) в общем близки к средним модельным оценкам, получаемым иными способами. На этой основе возможно сравнение только порядков величин содержания элемента.

Количественные оценки поверхностных летучих. Оценочные количества летучих, находящихся на планетах в их гетерофазных чехлах, суммированы в табл. 28, 31—37. Они представлены в различных формах выражения абсолютных и относительных концентраций. Для летучих переменной валентности, которые могут находиться в различных соединениях (см., например, табл. 28), наиболее целесообразна элементная форма представления данных. При сравнительных характе-

ТАБЛИЦА 29. ВАЛОВЫЕ СОСТАВЫ АТМОСФЕР ПЛАНЕТ

Венера (масса атмосферы $5.066 \cdot 10^{23}$ г)

Соединение	Об. %	Вес. %	Масса, г $\times 10^{20}$	Давление, атм	Элемент	Масса, г $\times 10^{20}$	Вес. %	Ат. %
CO_2	98,6	99,12	5021	94,77	O	3653	72,10	66,07
N_2	1,35	0,87	44	1,30	C	1369	27,03	33,02
H_2O	0,03	0,01	0,5	0,03	N	44	0,87	0,91
					H	0,1	0,002	0,003
Суммы	99,98	100,00	5066	96,10	Суммы	5066	100,00	100,00

Земля (масса атмосферы $5,117 \cdot 10^{21}$ г)

Соединение	Об. %	Вес. %	Масса, г $\times 10^{20}$	Давление, атм	Элемент	Масса, г $\times 10^{20}$	Вес. %	Ат. %
N_2	77,96	75,44	38,60	0,76	N	38,60	75,44	78,25
O_2	20,92	23,13	11,84	0,20	O	11,90	23,26	21,12
Ar	0,93	1,28	0,66	0,009	Ar	0,66	1,28	0,45
H_2O	0,16	0,10	0,05	0,001	H	0,006	0,01	0,17
CO_2	0,03	0,046	0,02	0,0003	C	0,005	0,01	0,01
Суммы	100,00	100,00	51,17	0,97	Суммы	51,17	100,00	100,00

Марс (масса атмосферы $2,025 \cdot 10^{19}$ г)

Соединение	Об. %	Вес. %	Масса, г $\times 10^{20}$	Давление, атм $\times 10^{-3}$	Элемент	Масса, г $\times 10^{20}$	Вес. %	Ат. %
CO_2	95,47	96,62	0,1957	5,09	O	0,1423	70,42	65,08
N_2	2,70	1,75	0,0035	0,14	C	0,0534	26,37	32,50
Ar	1,60	1,47	0,0030	0,085	N	0,0035	1,73	1,83
O_2	0,13	0,10	0,0002	0,007	Ar	0,0030	1,48	0,58
CO	0,07	0,05	0,0001	0,004	H	0,000002	0,001	0,015
H_2O	0,03	0,01	0,00002	0,002				
Суммы	100,00	100,00	0,2025	5,33	Суммы	0,2025	100,00	100,00

Источники. *Венера.* Общее давление на нулевом уровне поверхности принято $9,74 \cdot 10^5$ н/м² [17] или 96,12 атм, откуда масса атмосферы $5,066 \cdot 10^{23}$ г. Содержания CO_2 и N_2 — по данным: сумма (CO_2 + кислые газы) $= 98,6^{+0,4}_{-0,6}$ об. %; сумма (N_2 + редкие газы) $= 1,35^{+0,6}_{-0,4}$ об. % [1]; содержание H_2O — по [36]. По предварительным данным КА «Венера-11, 12» и «Пионер-Венера» (см. табл. 14), концентрации кислых и редких газов малы, содержания CO_2 укладываются в цитированный интервал значений, количество N_2 может быть несколько выше (до $0,15 \cdot 10^{23}$ г), а принятая средняя концентрация воды примерно отвечает среднему из максимального (~0,135 об. %) и минимального (~0,002 об. %) измеренных значений. *Земля.* Давление — исходя из массы атмосферы по [21]. Для атмосферы Земли в справочниках обычно приводится состав сухого воздуха. Для атмосфер других планет концентрацию воды принято приводить, поэтому для единообразия она введена и в таблицу состава атмосферы Земли. Принято среднее значение содержания H_2O — 0,1 вес. % по [45]. *Марс.* Средняя величина общего давления принята равной 5,4 мбар ($5,6 \cdot 10^{-3}$ атм) (гл. 4), откуда масса атмосферы $2,025 \cdot 10^{19}$ г. Состав атмосферы по [108] приведен к 100%.

ТАБЛИЦА 30. ОЦЕНКИ МАСС КОР ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Планета	Мощность коры, км	Объем коры, см³	Плотность коры, г/см³	Масса коры, г	Принятые оценки	
					масса коры, г	мощность коры, км
Земля	20	$1,02 \cdot 10^{25}$	2,79	$2,85 \cdot 10^{25}$		20
Венера	20—60	$8,8 \cdot 10^{24}$ — $2,7 \cdot 10^{25}$	2,7—3,0	$2,4 \cdot 10^{25}$ — $8,1 \cdot 10^{25}$	$2,8 \cdot 10^{25}$	23
Марс	20—60	$2,9 \cdot 10^{24}$ — $8,4 \cdot 10^{24}$	2,7—3,0	$7,8 \cdot 10^{24}$ — $2,5 \cdot 10^{25}$	$1,4 \cdot 10^{25}$	35
Меркурий	20—60	$1,5 \cdot 10^{24}$ — $4,4 \cdot 10^{24}$	2,7—3,0	$4,0 \cdot 10^{24}$ — $1,3 \cdot 10^{25}$	$9,3 \cdot 10^{24}$	45
Луна	60	$2,20 \cdot 10^{24}$	2,7—3,0 (среднее 2,85)	$5,94 \cdot 10^{24}$ — $6,59 \cdot 10^{24}$ (среднее $6,26 \cdot 10^{24}$)		60

Источники. Для Земли — [30]; для Луны — [19, 39, 12]; для Венеры, Марса и Меркурия возможны интервалы значений мощности коры от ~20 до ~60 км и плотности от 2,7 до 3,0 г/см³. Расчетные значения массы коры и ее мощности приняты по интерполяции (см. рис. 92) для значения плотности 2,85 г/см³.

ТАБЛИЦА 31. ПЕРВИЧНЫЕ ИЗОТОПЫ ИНЕРТНЫХ ГАЗОВ В ПЛАНЕТАРНОМ ЧЕХЛЕ (КОРЕ, ГИДРОСФЕРЕ И АТМОСФЕРЕ) ЗЕМЛИ

Изотоп	Количество, см³ при ст. T, P			$\frac{\text{см}^3, \text{ст. } T, P}{\text{граммы}}$	Весовые доли (г/г) газа планетарного чехла	
	атмосфера	гидросфера	кора	планетарный чехол в целом	в планетарном чехле	в Земле в целом
^{20}Ne	$6,6 \cdot 10^{19}$	$1,8 \cdot 10^{17}$	—	$\frac{6,8 \cdot 10^{19}}{6,1 \cdot 10^{16}}$	$2,0 \cdot 10^{-9}$	$1,0 \cdot 10^{-11}$
^{36}Ar	$1,25 \cdot 10^{20}$	$1,1 \cdot 10^{18}$	$\sim 2 \cdot 10^{18}$	$\frac{\sim 1,3 \cdot 10^{20}}{\sim 2,3 \cdot 10^{17}}$	$\sim 7,6 \cdot 10^{-9}$	$\sim 3,8 \cdot 10^{-11}$
^{84}Kr	$2,58 \cdot 10^{18}$	$4,0 \cdot 10^{16}$	$\sim 2 \cdot 10^{17}$	$\frac{\sim 2,8 \cdot 10^{18}}{\sim 1 \cdot 10^{16}}$	$\sim 3,3 \cdot 10^{-10}$	$\sim 1,7 \cdot 10^{-12}$
^{132}Xe	$9,2 \cdot 10^{16}$	$2,5 \cdot 10^{15}$	$\sim 6 \cdot 10^{16}$	$\frac{\sim 1,5 \cdot 10^{17}}{\sim 8,8 \cdot 10^{14}}$	$\sim 2,7 \cdot 10^{-11}$	$\sim 1,4 \cdot 10^{-13}$

Источники. Содержания в атмосфере и гидросфере — [44, 35]. Оценки количеств в коре — по результатам отдельных измерений в породах. Величины масс блоков пород коры заимствованы из [30]. Для пород различного типа получены следующие оценки количеств (в см³ при ст. T, P) ^{36}Ar, ^{84}Kr, ^{132}Xe соответственно: парагнейсы, кристаллические сланцы ($3,27 \cdot 10^{24}$ г) — $\sim 2 \cdot 10^{18}$, $\sim 2 \cdot 10^{17}$, $\sim 6 \cdot 10^{15}$ (9 определений для каждого изотопа [56, 112]); железистые породы ($0,04 \cdot 10^{24}$ г) — $\sim 10^{15}$, $\sim 10^{14}$, $\sim 10^{14}$ (3 определения ^{36}Ar, по 4 определения ^{84}Kr и ^{132}Xe [112]); амфиболиты, метаморфизованные основные эффузивы ($0,48 \cdot 10^{24}$ г) — $^{36}Ar \sim 10^{16}$, $^{84}Kr \sim 10^{13}$ (по 3 определения каждого [112]); толеитовые базальты океанов ($5,54 \cdot 10^{24}$ г) — $\sim 10^{15}$, $\sim 10^{14}$, $\sim 10^{14}$ (11 определений ^{36}Ar, 8 определений ^{84}Kr, 9 определений ^{132}Xe [60, 70, 71]); базальты континентальной щелочно-оливиновой формации ($0,02 \cdot 10^{24}$ г) $\sim 10^{13}$, $\sim 10^{12}$, $\sim 10^{11}$ (по 1 определению каждого [70]); андезиты геосинклиналей ($0,11 \cdot 10^{24}$ г) — $\sim 10^{14}$, $\sim 10^{12}$, $\sim 10^{11}$ (по 2 определения каждого [76]); дуниты, перидотиты континентальной «гранитной» оболочки ($0,1 \cdot 10^{24}$ г) — $^{36}Ar \sim 10^{14}$ (5 определений), $^{84}Kr \sim 10^{13}$ (2 определения) [92]. Прочерк означает пренебрежимо малое количество газа в этом резервуаре.

ТАБЛИЦА 32. СОСТАВ ЛЕТУЧИХ В ПЛАНЕТАРНОМ ЧЕХЛЕ (КОРЕ) ЛУНЫ

Элемент	Содержание, вес. %	Масса, г	Весовая доля (г/г) летучего планетарного чехла	
			в планетарном чехле	в Луне в целом
S	0,046	$2{,}9\cdot10^{21}$	$4{,}6\cdot10^{-4}$	$3{,}9\cdot10^{-5}$
Cl	~0,001	$\sim6{,}3\cdot10^{19}$	$\sim1{,}0\cdot10^{-5}$	$\sim8{,}6\cdot10^{-7}$
C	$\sim4\cdot10^{-4}$	$\sim2{,}5\cdot10^{19}$	$\sim4{,}0\cdot10^{-6}$	$\sim3{,}4\cdot10^{-7}$
N	$\sim4\cdot10^{-5}$	$\sim2{,}5\cdot10^{18}$	$\sim4{,}0\cdot10^{-7}$	$\sim3{,}4\cdot10^{-8}$
H	$<10^{-4}$	$<6\cdot10^{18}$	$<1\cdot10^{-6}$	$<1\cdot10^{-7}$
Суммы	~0,047	$\sim3\cdot10^{21}$	$\sim4{,}7\cdot10^{-4}$	$\sim4\cdot10^{-5}$

Источники. Масса коры ($6{,}264\cdot10^{24}$ г)—табл. 30. S — оценка среднего по данным 42 определений S в 30 образцах материковых пород «Луны-20» и «Аполлона-15—17» [125, 115, 111, 103, 72, 84, 91, 58]. Cl — грубая оценка порядка величины по данным о содержании Cl в 13 образцах материковых пород «Аполлона-14—17»; [85, 86, 87, 88, 89, 90]. C и N — с учетом выводов Д. Де Маре [58] о том, что ранние данные об относительно высоких содержаниях C и N могут быть результатом земного загрязнения и работы на пределе чувствительности, приняты оценки среднекоровых содержаний, предложенные в этой работе. H — лунных водосодержащих минералов не обнаружено [40], несколько повышенные количества воды в «ржавых» породах — результат земного загрязнения [62]; при плавлении лунных базальтов выделяется около 10^{-3}% H [69, 121, 59], при пиролизе образца анортозита обнаружено $\sim10^{-4}$% H [59]; среднее содержание H в лунной коре, вероятно, еще ниже этого значения, что согласуется с оценкой содержания H_2O в породах Луны в работе [61].

ТАБЛИЦА 33. ПЕРВИЧНЫЕ ИЗОТОПЫ ИНЕРТНЫХ ГАЗОВ В ПЛАНЕТАРНОМ ЧЕХЛЕ (КОРЕ) ЛУНЫ

Изотоп	Содержание, $см^3/г$ при ст. T, P	Количество		Весовые доли (г/г) элемента планетарного чехла	
		$см^3$ при ст. T, P	г	в планетарном чехле	в Луне в целом
^{20}Ne	$<10^{-9}$	$<6\cdot10^{15}$	$<6\cdot10^{12}$	$<9\cdot10^{-13}$	$<8\cdot10^{-14}$
^{36}Ar	$(1—100)\cdot10^{-9}$ $\sim1\cdot10^{-8}$	$(6—626)\cdot10^{15}$ $\sim6\cdot10^{16}$	$1\cdot10^{13}—1\cdot10^{15}$ $\sim1\cdot10^{14}$	$1{,}6\cdot10^{-12}—1{,}6\cdot10^{-10}$ $\sim1{,}6\cdot10^{-11}$	$1\cdot10^{-13}—1\cdot10^{-11}$ $\sim1\cdot10^{-12}$
^{84}Kr	$(0{,}2—5)\cdot10^{-10}$ $\sim2\cdot10^{-10}$	$(1{,}2—31{,}3)\cdot10^{14}$ $\sim1{,}2\cdot10^{15}$	$4{,}5\cdot10^{11}—1{,}2\cdot10^{13}$ $\sim4{,}5\cdot10^{12}$	$7{,}5\cdot10^{-14}—1{,}9\cdot10^{-12}$ $\sim7{,}5\cdot10^{-13}$	$6\cdot10^{-15}—2\cdot10^{-13}$ $\sim6\cdot10^{-14}$
^{132}Xe	$(1—80)\cdot10^{-12}$ $\sim1\cdot10^{-11}$	$(6—501)\cdot10^{12}$ $\sim6{,}3\cdot10^{13}$	$3{,}5\cdot10^{10}—3\cdot10^{12}$ $\sim3{,}7\cdot10^{11}$	$5{,}9\cdot10^{-15}—4{,}7\cdot10^{-13}$ $\sim5{,}9\cdot10^{-14}$	$5\cdot10^{-16}—4\cdot10^{-14}$ $\sim5\cdot10^{-15}$

Примечание. Приводятся величины размаха содержаний и грубая оценка, отражающая порядок величины. Источники. Масса коры ($6{,}264\cdot10^{24}$ г) — табл. 30. Данные для материковых пород: ^{132}Xe — 11 определений [120, 98, 99, 96, 100]; ^{84}Kr — 5 определений [120, 99, 96, 100]; ^{36}Ar — 4 определения [99, 96, 100]; все авторы не исключают возможности некоторой доли земного загрязнения. Для неона первичной компоненты, как правило, не отмечается, поэтому верхний предел содержания ^{20}Ne оценивается величиной, меньшей чувствительности определения. (Мы искренне благодарны И. К. Задорожному за помощь и любезные и ценные консультации при составлении этой таблицы).

ристиках особенно важно учитывать форму выражения содержания компонента. Это удобно показать на примере планетарных атмосфер (см. табл. 29).

Так, по относительному атомному содержанию элементов атмосферы Венеры и Марса кислородные. По относительному содержанию газов в молекулярной форме атмосферы Венеры и Марса углекислые, а атмосфера Земли азотная, хотя по массе в атмосфере Венеры азота даже несколько больше, чем в атмосфере Земли. Среднее относительное содержание воды в атмосфе-

ТАБЛИЦА 34. СОСТАВ ПЛАНЕТАРНОГО ЧЕХЛА (КОРЫ, КРИОЛИТОСФЕРЫ И АТМОСФЕРЫ) МАРСА

Компонент	Масса, г				Весовые доли (г/г) летучего планетарного чехла	
	кора	криолитосфера и полярные шапки	атмосфера (по данным табл. 29)	планетарный чехол в целом	в планетарном чехле	в Марсе в целом
H_2O	$\sim2\cdot10^{23}—8\cdot10^{21}$	$\sim2\cdot10^{21}$ (*а*) $\sim10^{22}$ (*б*) $\sim4\cdot10^{22}$ (*в*) $\sim7\cdot10^{22}$ (*г*)	$\sim2\cdot10^{15}$	$\sim2\cdot10^{22}—2\cdot10^{23}$		
H				$\sim2{,}2\cdot10^{21}—2{,}2\cdot10^{22}$	$\sim1{,}6\cdot10^{-4}—1{,}6\cdot10^{-3}$	$\sim3{,}4\cdot10^{-6}—3{,}4\cdot10^{-5}$
S	$\gtrsim7\cdot10^{21}$	—	—	$\gtrsim7\cdot10^{21}$	$\gtrsim5\cdot10^{-4}$	$\gtrsim1\cdot10^{-5}$
Cl	$2\cdot10^{21}$?	?	—	$\gtrsim2\cdot10^{21}$	$\gtrsim1{,}4\cdot10^{-4}$	$\gtrsim3\cdot10^{-6}$
C	$\sim3\cdot10^{21}$?	$<10^{22}$ (*а*) $\sim2{,}4\cdot10^{20}$ (*б*)	$5{,}7\cdot10^{18}$	$\sim2{,}4\cdot10^{20}—3\cdot10^{21}$?	$\sim2\cdot10^{-5}—2\cdot10^{-4}$?	$\sim3{,}7\cdot10^{-7}—4{,}6\cdot10^{-6}$?
N	$\sim4\cdot10^{19}$	—	$3{,}8\cdot10^{17}$	$\sim10^{19}$	$\sim7\cdot10^{-6}$	$\sim1\cdot10^{-7}$

Источники. Масса планетарного чехла ($1{,}4\cdot10^{25}$ г) — табл. 30. Вода, связанная в породах, — по оценке содержания H_2O (3,2%) в образце *S*1, тонкозернистом грунте на поверхности [48], рассчитано ее количество в коре, сложенной глинами до глубин их температурного обезвоживания (~700 К, ~20 км), и в глобальном слое глинистого мегареголита мощностью 1 км. Последняя величина явно занижена, так как полностью исключает наличие водусодержащих минералов глубже 1 км, первая, скорее всего, завышена. Количество воды в полярных шапках и слоистых толщах (*а*) — по [57], в криолитосфере (*б*) — по [18], в линзах подземного льда в мегареголите до глубины 2 км (*в*, *г*) — по [64, 65]. C — в связи с возможностью поверхностного карбонатообразования [52] по оценке содержания CO_2 (4,4% CO_2 = 1,2% C) в образце грунта *S*1 [48] рассчитано количество C, связанного в карбонат в километровом слое мегареголита (~10% $CaCO_3$); знак вопроса — не ясно, как соотносится эта оценка со средним количеством C в коре. В криолитосфере содержание C заведомо меньше, чем воды (*а*); в километровом слое мегареголита может быть физически адсорбировано максимум $\sim2{,}4\cdot10^{20}$ г C в виде CO_2 (*б*) — по рис. 2 из работы [68]. S — в грунте содержание S максимально (9,5% SO_3) в образце *S*3 [48] (поверхностные корочки на грунте); исходя из минимального содержания серы в образце *U*1, тонкозернистой фракции грунта (6,5% SO_3 = 2,6% S) [48], рассчитано количество ее в километровом слое мегареголита, отвечающее ~11% $CaSO_4$ или ~10% $MgSO_4$. Несмотря на полученные высокие содержания сульфатов, количество S, равное $7\cdot10^{21}$ г, вероятно, не отражает полного количества S в коре, так как не учитывает S в сульфидной форме, а ее даже для земной коры с обилием жидкой воды вдвое больше, чем сульфатной серы (см. табл. 28). Запасы S в криолитосфере предполагаются пренебрежимо малыми. Cl — исходя из содержания хлора в образце грунта *S*1 (0,7%) [48], рассчитано количество Cl в километровом слое мегареголита; знак вопроса под полученной величиной отражает те же сомнения, что и для C, но, поскольку не исключено, что некоторое количество Cl может находиться в породах коры и в криолитосфере, общая масса хлора оценивается величиной, примерно равной или большей этого значения. N — исходя из возможности существования на поверхности ~0,1% нитратов [65], рассчитано количество N в километровом слое мегареголита; некоторое количество N не исключено в коре Марса. В связи с неопределенностью данных общая масса азота оценивается лишь порядком величины. Во всех случаях прочерки означают, что количество летучего в этом резервуаре пренебрежимо мало.

рах Венеры и Марса одинаково и ниже, чем в атмосфере Земли, но давление пара воды на Марсе составляет всего около 0,000002 атм, на Земле — около 0,001 атм, а на Венере — около 0,03 атм. Вспомним еще, что «кислородная» атмосфера Земли имеет относительное содержание кислорода (23%) в 2 раза более низкое, чем земная кора (49%), и парадоксально оказывается самой бедной кислородом оболочкой Земли. На этих примерах ясно выступает зависимость представлений о летучих на планетах от способа выражения их содержаний.

Приведенные в таблицах оценки получены следующим образом. Для каждой планеты оценивалось количество

ТАБЛИЦА 35. ПЕРВИЧНЫЕ ИЗОТОПЫ ИНЕРТНЫХ ГАЗОВ В ПЛАНЕТАРНОМ ЧЕХЛЕ (КОРЕ, КРИОЛИТОСФЕРЕ И АТМОСФЕРЕ) МАРСА

Компонент	Количество, см³ прн ст. T, P			Масса, г	Весовые доли (г/г) газа планетарного чехла	
	атмосфера	кора	планетарный чехол в целом		в планетарном чехле	в Марсе в целом
Ne	$2{,}6\cdot10^{16}$		$2{,}6\cdot10^{16}$			
^{20}Ne		—	$\sim2{,}4\cdot10^{16}$	$\sim2{,}2\cdot10^{13}$	$\sim1{,}6\cdot10^{-12}$	$\sim3{,}4\cdot10^{-14}$
Ar	$1{,}7\cdot10^{20}$		$\gtrsim1{,}7\cdot10^{20}$			
^{36}Ar		?	$\gtrsim5{,}6\cdot10^{16}$	$\gtrsim1{,}0\cdot10^{14}$	$\gtrsim7{,}1\cdot10^{-12}$	$\gtrsim1{,}6\cdot10^{-13}$
Kr	$3{,}1\cdot10^{15}$		$\gtrsim3{,}4\cdot10^{15}$			
^{84}Kr		$\gtrsim2{,}6\cdot10^{14}$	$\gtrsim1{,}9\cdot10^{15}$	$\gtrsim7{,}1\cdot10^{12}$	$\gtrsim5{,}1\cdot10^{-13}$	$\gtrsim1{,}1\cdot10^{-14}$
Xe	$8{,}3\cdot10^{14}$		$\gtrsim2{,}4\cdot10^{15}$			
^{132}Xe		$\gtrsim1{,}6\cdot10^{15}$	$\gtrsim6{,}5\cdot10^{14}$	$\gtrsim3{,}8\cdot10^{12}$	$\gtrsim2{,}7\cdot10^{-13}$	$\gtrsim5{,}9\cdot10^{-15}$

Источники. Содержания в атмосфере — [108]. Количество инертных газов в виде клатратов в криолитосфере предполагается пренебрежимо малым. Оценки по коре: количества физически адсорбированных Kr и Xe в километровом слое мегареголита массой $2{,}6\cdot10^{23}$ г при $p_{Xe}=8{,}5\cdot10^{-7}$ тор и $p_{Kr}=3{,}2\cdot10^{-6}$ тор и 0°C — по графику из работы [66]; оценки, вероятно, близки к минимальным; не исключена также физическая адсорбция Ar. Количества ^{20}Ne и ^{36}Ar рассчитаны, исходя из соотношений [108]: $^{20}Ne/^{22}Ne=10\pm3$ (допущение); $^{36}Ar/^{38}Ar\approx5{,}35$; $^{40}Ar/^{36}Ar\approx3000$ (измерения). Для расчета количеств ^{84}Kr и ^{132}Xe взяты земные соотношения ($^{84}Kr=0{,}569\,\Sigma\,Kr$; $^{132}Xe=0{,}27\,\Sigma\,Xe$). Для Kr такое предположение основывается на данных [107, 46], а для Xe оценка его общего количества, вероятно, содержит в себе бо́льшую погрешность, чем та, что вносится последним предположением. Прочерк обозначает пренебрежимо малое количество элемента в этом резервуаре.

ТАБЛИЦА 36. СОСТАВ ЛЕТУЧИХ В ПЛАНЕТАРНОМ ЧЕХЛЕ (КОРЕ И АТМОСФЕРЕ) ВЕНЕРЫ

Компонент	Масса летучего, г			Весовая доля (г/г) летучего планетарного чехла	
	кора	атмосфера	планетарный чехол в целом	в планетарном чехле	в Венере в целом
C	—	$1{,}37\cdot10^{23}$	$\sim1{,}37\cdot10^{23}$	$\sim4{,}9\cdot10^{-3}$	$\sim2{,}8\cdot10^{-5}$
N	—	$4{,}4\cdot10^{21}$ — $1{,}5\cdot10^{22}$	$\sim4{,}4\cdot10^{21}$ — $1{,}5\cdot10^{22}$	$\sim1{,}6\cdot10^{-4}$ — $5{,}4\cdot10^{-4}$	$\sim9\cdot10^{-7}$ — $3\cdot10^{-6}$
H_2O	$\lesssim1\cdot10^{23}$	$4{,}2\cdot10^{18}$ — $4{,}6\cdot10^{20}$	$\lesssim1\cdot10^{23}$		
H		—	$\lesssim1\cdot10^{22}$	$\lesssim3{,}6\cdot10^{-4}$	$\lesssim2{,}3\cdot10^{-6}$
S	?	$(4\text{-}6)\cdot10^{19}$	$5\cdot10^{19}$	$1{,}8\cdot10^{-3}$	$1\cdot10^{-8}$

Источники. Масса планетарного чехла ($2{,}8\cdot10^{25}$ г) — табл. 30. Кора: максимальное количество воды — [41], количество C может быть невелико [41], существенные массы азота также вряд ли вероятны; по [49], количество серы в атмосфере отражает лишь самый нижний предел ее общего количества в планетарном чехле. Атмосфера: C — принято содержание CO_2 = 98,6 об. % [1]; N — показаны величины масс азота для минимального (1,4 об. %) [1] и максимального (4,5 об. %) [15] значений измеренных концентраций; H_2O — для нижней части тропосферы максимальное измеренное содержание $\sim$ 1,35 об. % [109] отвечает массе $H_2O\approx4{,}6\cdot10^{20}$ г, а минимальное ($\sim2\cdot10^{-3}$ об. %) [25] — $\sim4{,}2\cdot10^{18}$ г H_2O; S — рассчитано по измеренным содержаниям SO_2 ($\sim$6,5 и $9{,}3\cdot10^{-3}$ об. % S) [13, 109], учитывая то, что концентрации в атмосфере остальных форм серы оказались ниже предела обнаружения. По содержанию хлора в атмосфере данных пока нет. Прочерки обозначают пренебрежимо малое количество летучего в этом резервуаре.

летучего в каждой из внешних оболочек, а затем эти величины суммировались. Оценка возможного количества летучего в коре планеты основывалась на замерах содержания летучего в ее атмосфере и реголите и лимитировалась формами нахождения этого летучего в конкретной физико-химической обстановке на этой планете; во избежание грубых ошибок размах возможных колебаний выбирался максимальным. Точность подобных оценок в настоящее время невелика, фактически сравниваются только порядки величин, а колебания в пределах порядка только в редких случаях могут считаться значимыми.

ТАБЛИЦА 37. ПЕРВИЧНЫЕ ИЗОТОПЫ ИНЕРТНЫХ ГАЗОВ В ПЛАНЕТАРНОМ ЧЕХЛЕ (КОРЕ И АТМОСФЕРЕ) ВЕНЕРЫ

Изотоп	Об. % в атмосфере	Количество в планетарном чехле		Весовые доли (г/г) газа планетарного чехла	
		см³ при ст. T, P	г	в планетарном чехле	в Венере в целом
^{20}Ne	$4{,}3\cdot10^{-4}$ — $1{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}1\cdot10^{21}$ — $3{,}9\cdot10^{21}$	$9\cdot10^{17}$ — $3{,}5\cdot10^{18}$	$3{,}2\cdot10^{-8}$ — $1{,}2\cdot10^{-7}$	$2\cdot10^{-10}$—$7\cdot10^{-10}$
^{36}Ar	$9\cdot10^{-4}$ — $1\cdot10^{-2}$	$2{,}3\cdot10^{21}$ — $2{,}6\cdot10^{22}$	$4{,}1\cdot10^{18}$ — $4{,}6\cdot10^{19}$	$1{,}5\cdot10^{-7}$ — $1{,}6\cdot10^{-6}$	$8\cdot10^{-11}$—$9\cdot10^{-9}$
^{84}Kr	$\lesssim2\cdot10^{-5}$	$\lesssim5\cdot10^{19}$	$\lesssim1{,}9\cdot10^{17}$	$\lesssim6{,}8\cdot10^{-9}$	$\lesssim4\cdot10^{-11}$

Примечание. В связи с высокой поверхностной температурой предположено, что количество инертных газов, связанных в коре, пренебрежимо мало по сравнению с количеством их в атмосфере.

Источники. Оценки содержаний в атмосфере сделаны на основании предварительных результатов измерений (об. %): ^{20}Ne — $(1-1{,}5)\cdot10^{-3}$ [15], $\sim4{,}3\cdot10^{-4}$ на высоте 24 км [109]; аргон — $\sim1{,}5\cdot10^{-2}$ Ar при (^{38}Ar+^{36}Ar)/^{40}Ar $\approx$ 1 и $^{38}Ar/^{36}Ar\approx1{:}5$, т. е. $\sim6{,}3\cdot10^{-3}$ % ^{36}Ar или $\sim4{,}2\cdot10^{-3}$ % ^{38}Ar при $\Sigma Ar\approx1\cdot10^{-2}$ [15]; $\sim4\cdot10^{-3}$ Ar [13], т. е. при изотопном составе по [15] $\sim2\cdot10^{-3}$% ^{36}Ar; $\sim10^{-2}$% ^{36}Ar [79], $\sim9\cdot10^{-4}$% ^{36}Ar [109] при изотопном составе по [79], совпадающем с составом по [15, 28]; $\sim8\cdot10^{-3}$% ^{38}Ar [126]; криптон — $\sim5\cdot10^{-5}$% ^{84}Kr при чувствительности $\sim1\cdot10^{-4}$% [15], $<2\cdot10^{-5}$% Kr [109].

При суммировании данных отчетливо проявляется непредставительность для характеристики поверхностных летучих собственно газовых оболочек — атмосфер и обнаруживается важность учета коровых летучих. Так, существенные количества инертных газов, особенно наиболее тяжелых, могут быть связаны в коре Земли (см. табл. 31), хотя общепринято оценивать лишь их атмосферное количество [14, 44]. Избыточные летучие Руби, которые нередко используют в качестве суммы поверхностных летучих Земли, включают в себя, по определению [31, 117], летучие атмосферы, гидросферы и только осадочных пород коры (здесь избыток летучих по сравнению с тем, что дало бы выветривание исходных кристаллических пород); в них из-за недоучета летучих в метаморфических и других породах, составляющих основную массу коры Земли, количество поверхностных летучих, особенно CO_2, занижено, а отношение H_2O/CO_2 завышено ($\sim$18 вместо$\sim$5) (см. табл. 28).

Совершенно непоказательно содержание в атмосферах всех планет земной группы воды, оно всегда незначительно (в среднем 0,01—0,1 вес.%) (см. табл. 29). А в планетарном чехле Луны, где нет ни только гидросферы, но фактически и атмосферы (давление газов у поверхности $\leqslant10^{-11}$ мбар [54, 78, 42]), а есть только кора, как химически активных летучих, так и особенно инертных газов по порядку величин лишь немного меньше, чем в развитом планетарном чехле Марса (ср. табл. 32—35).

В составе атмосфер (см. табл. 28, 34, 36) всегда ничтожно малы содержания таких слабо атмофильных элементов, как сера и хлор. Но и количество углерода в атмосфере соизмеримо с его общей массой в планетарном чехле только на Венере, в то время как на Земле и Марсе основная масса поверхностного углерода связана в коре. Лишь количество азота в развитых атмосферах планет, вероятно, может служить для оценки суммарной массы азота в их планетарных чехлах.

Таким образом, наблюдательные

данные показывают, что переоценка атмосферы и недооценка коры как резервуара поверхностных летучих могут приводить к искажению или потере информации о количествах поверхностных летучих.

Представляются особо важными наблюдения о характере распределения воды на планетах. Как это видно из табл. 28, 32, 34, 36, относительное количество воды наиболее высоко в планетарном чехле Земли и примерно на порядок ниже в планетарном чехле Марса, еще меньше воды — на Венере и совсем мало — на Луне. На поверхности Земли и Марса вода может существовать в свободном виде — жидком или твердом, и основная масса воды на этих планетах не столько связывается химически в породах коры, сколько обособляется в самостоятельные водные оболочки — гидросферу и криолитосферу. Поверхностные условия Венеры и Луны не допускают существования конденсированных фаз воды. На этих планетах вода преимущественно связана в породах, а ее относительное содержание по сравнению с Землей и Марсом невелико.

Наблюдаемое количество водяного пара в атмосферах всех планет земной группы (см. табл. 29) всегда мало независимо от условий на поверхности, масс атмосфер и общих запасов воды на планете. Складывается впечатление, что пребывание хоть сколько-нибудь существенного количества воды в атмосфере невозможно, что «вода в атмосфере — не жилец». Это наводит на мысль о том, что, каковы бы ни были условия на поверхности планеты в прошлом, та вода, которая есть сейчас в планетарном чехле, скорее всего, никогда длительное время не пребывала в атмосфере. Следов плотной водной атмосферы на Земле не обнаружено.

На поверхности планет земной группы концентрация воды происходит в свободном конденсированном состоянии — в самостоятельной оболочке жидкой или твердой воды. Если существование конденсированной воды невозможно, то на такой планете относительное содержание воды оказывается пониженным. Значительное количество воды в атмосфере не удерживается.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЕТУЧИХ ВО ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Данные о составе Солнца (табл. 38) по способу получения этих величин спектральным методом относятся к его внешней оболочке (фотосфере), но принято считать, что Солнце химически однородно, и поэтому измеренное количество элемента обычно относится к массе Солнца. По химическому составу Солнце примерно на 96% состоит из водорода и гелия. По массе оно составляет около 99,9% всей Солнечной системы и всецело определяет ее средний состав.

В планетах земной группы, или внутренних планетах, находящихся вблизи Солнца, закономерности первоначального распределения летучих гипотетичны. Конкретный закон такого распределения зависит от многих причин, таких, например, как последовательность формирования планет, длительность их аккреции и ее температурные условия, прозрачность протопланетного облака, устойчивость начальных орбит и т. д. Как показано в гл. 8, модельные оценки всех этих параметров проблематичны и нередко взаимоисключают одна другую. Поэтому опираться на них мы не считаем возможным. Придерживаясь наблюдательных данных, можно говорить лишь о тенденции, не придавая ей строгого количественного значения.

Тела астероидного пояса служат естественной границей и одновременно связующим звеном между внутренней и внешней частями Солнечной системы. В главном астероидном поясе более 80% тел представлено астероидами типа С, и число их возрастает к внешнему краю пояса (см. гл. 6, рис. 74). Эти малые тела неправильной формы почти определенно не имеют оболочечного строения, и состав их может быть аппроксимирован составом их поверхностных пород, близким [53] к составу углистых хондритов I, II типа (см. табл. 38), т. е. метеоритов, самых богатых летучими компонентами. Лишь самые крупные астероиды (Церера, Паллада, Веста), диаметром более 500 км, по-видимому, могут быть дифференцированы на оболочки, но состав их поверхностных пород однозначно не идентифицирован и оставляет возможность геохимически взаимоисключающих интерпретаций [53]. Ясно лишь, что эти тела не принадлежат к примитивным объектам типа С.

Очевидно, что содержание рассматриваемых летучих в телах Солнечной системы зависит как от размера тела, так и от его расстояния до Солнца. При этом должны быть выделены тела разного размера, поведение летучих на которых резко различно. Тела астероидного (метеоритного) типа не прошли стадии планетарной дифференциации, и поэтому содержание связанных летучих может прямо характеризовать их исходный состав. Планетарные тела имеют выраженное оболочечное строение, отражающее перераспределение вещества в процессе планетарной дифференциации с тем или иным обособлением летучих.

Среди этих планетарных тел выделяются планеты малого размера, категорию которых в планетологическом аспекте нельзя путать с астрономической категорией малых планет, к которым астрономы относят астероиды по характеру орбит. Отсутствие атмосферы на малых телах настоящего планетного типа (Луна, Меркурий) объясняется тем, что их коры дегазированы, а атмосферы диссипированы. Для крупных планет (Венера, Земля) летучие, наоборот, накапливаются в их внешних оболочках, а диссипация водорода и гелия только избирательно изменяет состав атмосфер.

Распределение летучих во внутренней части Солнечной системы показано в виде изолиний как функция размера тела и его расстояния до Солнца (рис. 93 и 94, 95). Этот фактический материал дает основу для выявления закономерностей, реально существующих и независимых от теоретических построений.

Основная закономерность состоит в однотипности распределения всех истинно летучих компонентов — и пер-

ТАБЛИЦА 38. СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ И ПЕРВИЧНЫХ ИЗОТОПОВ ИНЕРТНЫХ ГАЗОВ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ И УГЛИСТЫХ ХОНДРИТАХ I И II ТИПА

Элемент	Весовые доли, г/г		
	Солнце (Солнечная система)	Углистые хондриты	
		CI	CII
H	$7{,}46\cdot10^{-1}$	10^{-2}	$5\cdot10^{-3}$
C	$3{,}30\cdot10^{-2}$	$4{,}0\cdot10^{-2}$	$2{,}2\cdot10^{-2}$
N	$1{,}2\cdot10^{-3}$	$1{,}5\cdot10^{-3}$	$8\cdot10^{-4}$
O	$8{,}0\cdot10^{-3}$	$4{,}6\cdot10^{-1}$	$4{,}32\cdot10^{-1}$
Na	$3\cdot10^{-5}$	$5{,}1\cdot10^{-3}$	$3{,}8\cdot10^{-3}$
Mg	$6\cdot10^{-4}$	$9{,}56\cdot10^{-2}$	$1{,}18\cdot10^{-1}$
Al	$5\cdot10^{-5}$	$8{,}5\cdot10^{-3}$	$1{,}08\cdot10^{-2}$
Si	$7\cdot10^{-4}$	$1{,}03\cdot10^{-1}$	$1{,}31\cdot10^{-1}$
P	$7\cdot10^{-6}$	$8{,}0\cdot10^{-4}$	$9{,}1\cdot10^{-4}$
S	$4\cdot10^{-4}$	$5{,}9\cdot10^{-2}$	$3{,}4\cdot10^{-2}$
Cl	$5\cdot10^{-6}$	$7{,}7\cdot10^{-4}$	$3{,}4\cdot10^{-4}$
K	$6\cdot10^{-7}$	$5{,}0\cdot10^{-4}$	$3{,}7\cdot10^{-4}$
Ca	$7\cdot10^{-5}$	$1{,}06\cdot10^{-2}$	$1{,}34\cdot10^{-2}$
Ti	$3\cdot10^{-6}$	$5{,}1\cdot10^{-4}$	$7{,}4\cdot10^{-4}$
Mn	$1\cdot10^{-5}$	$1{,}88\cdot10^{-3}$	$1{,}63\cdot10^{-3}$
Fe	$1{,}1\cdot10^{-3}$	$1{,}84\cdot10^{-1}$	$2{,}19\cdot10^{-1}$
^{20}Ne	$1{,}4\cdot10^{-3}$	$3{,}08\cdot10^{-10}$	$2{,}76\cdot10^{-10}$
^{36}Ar	$8{,}3\cdot10^{-5}$	$1{,}40\cdot10^{-9}$	$9{,}24\cdot10^{-10}$
^{84}Kr	$5{,}2\cdot10^{-3}$	$3{,}44\cdot10^{-11}$	$2{,}66\cdot10^{-11}$
^{132}Xe	$4{,}0\cdot10^{-9}$	$4{,}31\cdot10^{-11}$	$3{,}07\cdot10^{-11}$

Источники. Солнечная система — [55]; хондриты: инертные газы — [102], C и N — [95], остальные элементы — [74] с коррекцией по [101].

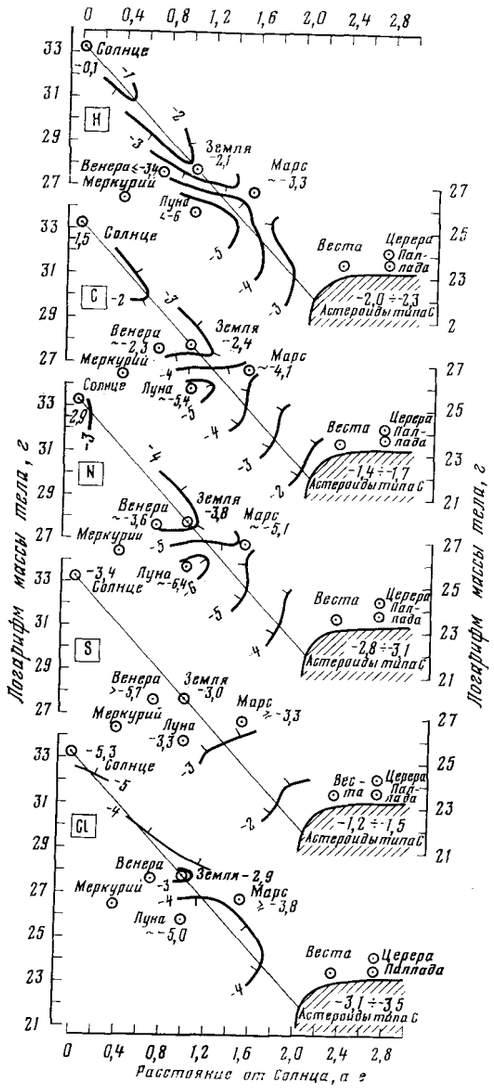


РИС. 93. Схемы распределения H, C, N, S, Cl во внутренней части Солнечной системы

Цифры — логарифм весовой доли элемента в планетарных чехлах (табл. 28, 32, 34, 36), Солнце и астероидах, преобладающих в главном поясе и аппроксимирующихся по составу углистыми хондритами I, II типа (табл. 38, рис. 74). Линии равных содержаний проведены способом линейной интерполяции с шагом в один порядок величины. Графики расположены в порядке атомного веса элементов

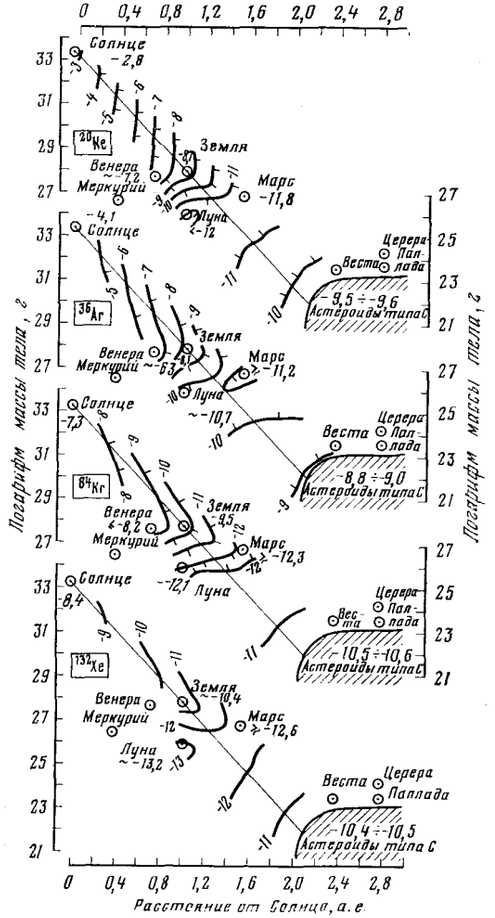


РИС. 94. Схемы распределения первичных инертных газов во внутренней части Солнечной системы

Цифры — логарифм весовой доли изотопа в планетарных чехлах (табл. 31, 33, 35, 37); см. также подпись к рис. 93

вичных инертных газов, и химически активных летучих. Содержание и тех и других максимально в Солнце, а по мере удаления от него понижается в чехлах планет, особенно наименьших размеров (Луны, Марса, вероятно, и Меркурия), и затем снова повышается в телах главного пояса астероидов.

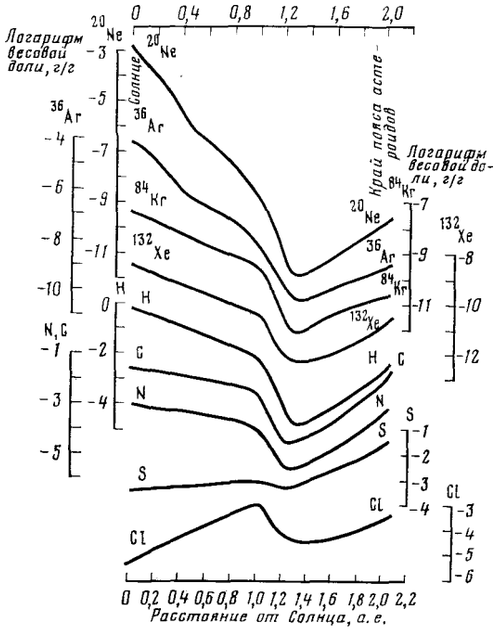


РИС. 95. Разрезы к схемам распределения летучих во внутренней части Солнечной системы (рис. 93, 94) по линии Солнце — Земля — внутренний край астероидного пояса

Очевидно, это отражает комплексную зависимость содержания летучих и от размера тела, и от его расстояния до Солнца. При интерпретации данных о летучих на планетах приходится каждый раз считаться с различиями в комбинациях этих параметров.

И в группе инертных газов, и в группе химически активных летучих чем выше атомный вес летучего, тем меньше колебания величин его содержаний, тем ближе они для различных объектов. А для H, C и N, столь разных по своим химическим свойствам, какой-либо специфики в распределении каждого из них не обнаруживается. *Это принципиально важная черта — аналогичная зависимость от атомного веса для истинно летучих веществ, не только инертных, но и химически активных.* Вероятно, в данном масштабе рассмотрения результаты химических взаимодействий проявляются не настолько сильно, чтобы затушевать влияние общих свойств, связанных с атомным весом летучих. Заметно лишь то, что, как и обычно в геохимических исследованиях, существенно более низкие содержания инертных газов (микроэлементов) колеблются гораздо резче, чем более высокие содержания активных летучих.

Качественно отлично распределение относительно летучих элементов — серы и хлора, для которых астероидный максимум выше солнечного (см. рис. 95).

Выявленные закономерности являются целиком эмпирическими. Но интерпретация этого материала требует осторожности. Во-первых, сравниваются порядки величин, т. е. фактически сопоставление ведется на полуколичественном уровне. Во-вторых, сопоставляются летучие объектов в целом (Солнце, астероиды) с летучими только поверхностных слоев планет, и, следовательно, закономерности первоначального распределения летучих остаются неизвестными, и о них можно только догадываться. Выявленный характер распределения летучих отражает, очевидно, суммарный эффект допланетных и планетарных процессов.

РАЗДЕЛЕНИЕ ЛЕТУЧИХ В ПРОТОПЛАНЕТНОМ ОБЛАКЕ

Солнце столь велико по сравнению с любыми другими объектами Солнечной системы, что его состав — это средний состав Солнечной системы, который иногда отождествляют с космической распространенностью элементов. Состав тел главного астероидного пояса аппроксимируется составом самого примитивного вещества — углистых хондритов I, II типа; они, скорее всего, никогда не испытывали планетарной дифференциации. Значит, из сравнения составов Солнца и астероидов

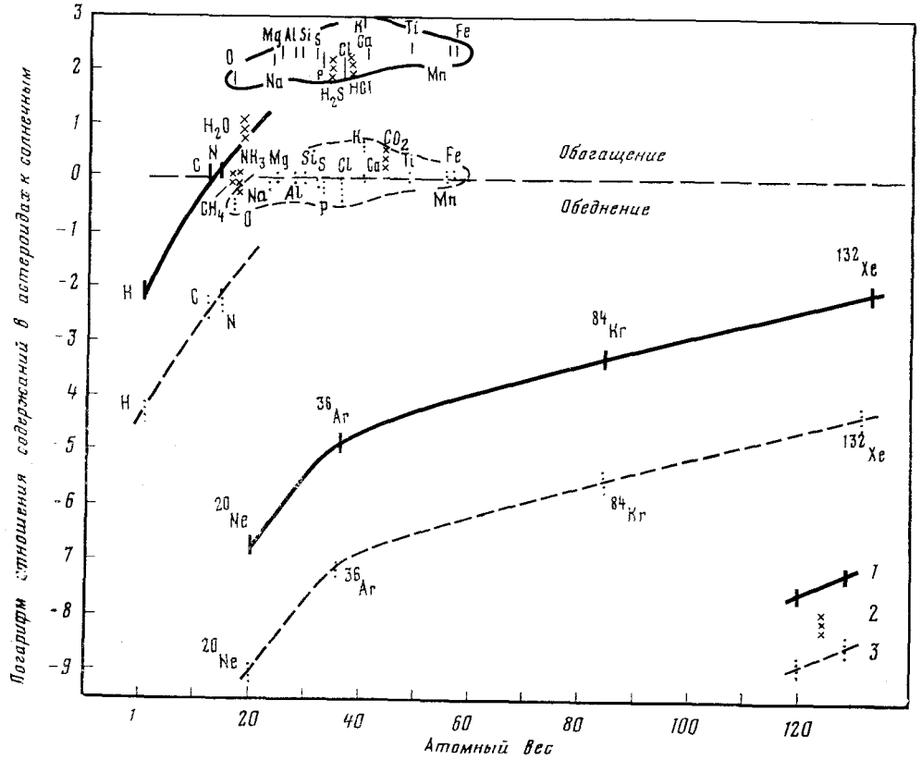


РИС. 96. Соотношение содержаний элементов Солнца и астероидов как функция атомного веса. Состав астероидов, преобладающих в главном поясе, аппроксимирован составом углистых хондритов I, II типа (табл. 38)

Содержания выражены в следующих единицах: *1* — весовые доли элемента (точки этих содержаний связаны сплошными линиями); *2* — весовые доли соединения; *3* — весовые доли элемента, отнесенные к весовой доле Si (точки этих содержаний соединены штриховой линией)

можно узнать о разделении элементов на допланетном этапе.

Летучие при формировании астероидного вещества. На рис. 96 содержания летучих Солнца и астероидов сопоставлены с атомным весом элемента. Существенно водородный состав Солнца и существенно силикатный состав астероидов удобно сравнивать в двух формах выражений — с нормированием по Si и без него. Это позволяет наглядно сопоставлять астероиды как со всем солнечным веществом, так и с его «силикатным» остатком, составляющим, за вычетом H и He, всего около 4 вес.% Солнца.

Как видно на рис. 96, состав астероидного вещества (углистых хондритов) близок только к силикатной части солнечного состава — сходны по порядку величины содержания петрогенных элементов, а также O, S, Cl, P, хотя иногда пишут о сходстве составов углистых хондритов и Солнца (например, [83]). Однако относительно солнечного состава в целом астероидное вещество заметно обеднено всеми истинно летучими компонентами — H, C, N и первичными инертными газами.

Степень обеднения истинно летучими компонентами отчетливо зависит от *атомного веса: чем легче элемент или* изотоп, тем больше потеря его астероидным веществом. Для инертных летучих факт преимущественной потери более легких из них хорошо известен [44], но, как видно из рис. 96, та же зависимость наблюдается и для химически активных летучих — H, C, N. Показательна, например, сходная степень обеднения для углерода и азота, явно различных по своей химической активности, но близких по атомному весу. В противоположность поведению истинно летучих компонентов накопление в астероидах O, S, Cl, P, так же как и петрогенных элементов, практически не проявляет зависимости от атомного веса.

Для химически активных летучих относительные потери их астероидным веществом в целом ниже, чем для первичных инертных газов (см. рис. 96). Так, например, наблюдается примерно одинаковая относительная потеря самого легкого элемента — H и такого тяжелого изотопа, как ^{132}Xe. Но из-за того, что H, C и N являются главными компонентами солнечного вещества, а инертные газы — всего лишь микрокомпонентами (см. табл. 38), при формировании астероидного вещества из вещества солнечного состава абсолютные потери H, C и N оказываются несоизмеримо огромными по сравнению с абсолютными потерями инертных газов. При образовании силикатного вещества во внутренней части системы было потеряно более 99% вещества солнечного состава, а в нем около 75 вес.% водорода и около 21 вес.% гелия. *Фактически образование силикатного вещества в протопланетном облаке можно рассматривать как побочный продукт удаления из вещества солнечного состава водорода, гелия, углерода и азота.*

Для инертных газов самые разнообразные процессы приводят к обеднению силикатного вещества наиболее легкими и подвижными из них. Этому могут способствовать как процессы избирательного *захвата инертных газов* твердым веществом, например, предпочтительная сорбция более тяжелых из них, так и разделение этих газов еще до захвата их в твердое вещество [10, 67, 44 и др.]. Но для химически активных летучих происходит преимущественное накопление тех из них, которые дают с твердым веществом прочные химические соединения. Поэтому отмеченное сходство картин разделения истинно летучих веществ — и инертных и химически активных — может указывать на дифференциацию и тех и других газов еще до захвата их твердым веществом протопланетного облака.

В газово-пылевом протопланетном облаке могли существовать газообразные H_2O, NH_3, CH_4, CO, CO_2, H_2S, HCl [122]. На рис. 96 видно, что относительные содержания в астероидах H_2S и HCl группируются вместе с содержаниями петрогенных элементов, указывая на малую вероятность преобладания этих газов среди других соединений серы и хлора в соответствии с физико-химическими особенностями, определяющими их химическую активность. В то же время для наиболее вероятных форм существования водорода, углерода и азота (H_2O, NH_3, CH_4) степень обеднения ими астероидного вещества связана, как и для инертных газов, с их молекулярным весом. Однако инертные газы образуют самостоятельную ветвь. Вероятно, водород, углерод и азот в протопланетном облаке частично вступали в химические взаимодействия (скорее всего, окислительно-восстановительного характера), но в целом разделению и инертных и химически активных летучих в газово-пылевом облаке способствовали иные факторы, как-то связанные с атомным (молекулярным) весом газов. И это принципиально выделяет истинно летучие вещества из всех других веществ, формирующих тела Солнечной системы.

Удаленность от Солнца и содержание летучих в протопланетном веществе. Астрономические тела, не испытавшие планетарного разделения, представлены

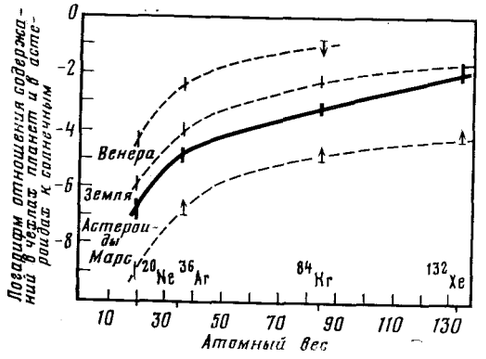


РИС. 97. Степень обеднения первичными инертными газами астероидов и внешних оболочек планет относительно солнечного вещества как функция атомного веса

Астероиды — по рис. 96; содержания на планетах — весовые доли летучего в планетарном чехле (табл. 31, 35, 37)

астероидным поясом на среднем расстоянии от Солнца 2,8 а. е. Ближе к Солнцу допланетное вещество не сохранилось, из него образовались планеты. Здесь о характере протопланетного вещества можно только догадываться, например сопоставляя летучие астероидов и планетарных чехлов и привлекая данные о распределении летучих во всей Солнечной системе.

Протопланетное вещество может изменяться процессами планетарной дифференциации. Однако для истинно летучих веществ разделение поверхностных летучих планет оказывается поразительно сходным с разделением летучих в допланетном (астероидном) веществе (рис. 97). Для первичных инертных газов эта, так называемая планетарная, картина разделения изотопов с преимущественным обеднением более легкими из них обоснованно считается сложившейся еще до формирования планет [56, 127, 46, 14 и др.]. Но то же, вероятно, характерно и для химически активных летучих. В пользу этого может свидетельствовать отмеченное в работе [105] сходство изотопных отношений C и N в атмосферах Венеры, Земли и Марса. Для прямого подтверждения этого тезиса необходимы измерения изотопного состава различных пород кор этих планет. Однако уже сейчас по данным наблюдений (см. рис. 97) можно утверждать, что в планетарных чехлах сохраняется главный признак допланетного разделения летучих — зависимость его от атомного веса не только для изотопов инертных газов, но и для химически активных летучих.

Соотношение истинно летучих на планетах кажется унаследованным от соотношения их еще в протопланетном веществе планет. Но, так как процесс диссипации может нарушать картину первичного разделения элементов, представительными могут быть лишь чехлы планет с наименьшей диссипацией, т. е. планет наиболее крупных. Однако и на них явно непоказательны теряющиеся планетами водород и гелий, а может быть, и другие легкие элементы, степень потери которых остается неясной. К обсуждению этого мы вернемся позже.

Как уже говорилось, в Солнечной системе летучие концентрируются в центре — в Солнце — и на ее окраинах — в планетах-гигантах и кометах. Повышение содержания летучих к окраинам системы заметно уже в астероидном поясе: число наиболее богатых летучими астероидов типа C увеличивается к его внешней части; далее, в Юпитере, оно повышается почти до солнечного. Минимум должен располагаться где-то в области планет земной группы. И наблюдения эти касаются не только водорода и гелия, но и более тяжелых летучих. Конкретное положение минимума не известно, но ясно, что потеря летучих протопланетным веществом безусловно различна

на разных расстояниях от Солнца. При радиусе всей Солнечной системы более 40 а. е. внутренние планеты располагаются на расстоянии всего до 1,5 а. е., т. е. в непосредственной близости к Солнцу. Здесь уменьшение содержания истинно летучих элементов в ряду Солнце — чехлы планет — внутренний край астероидного пояса (см. рис. 95) однонаправленно с убыванием плотности вещества, излучаемого Солнцем. Все это позволяет предполагать, что, чем ближе планета к Солнцу, тем больше истинно летучих компонентов может сохранять ее протопланетное вещество. Эта тенденция не распространяется на относительно летучие компоненты (серу, хлор, летучие металлы) и петрогенные элементы.

По содержанию водорода, углерода, азота и первичных инертных газов состав протопланетного вещества каждой планеты отличен от составов Солнца, астероидного вещества и другой планеты. На фоне перераспределения летучих в Солнечной системе по мере ее формирования протопланетное облако было, вероятно, химически неоднородно в пространстве.

ПЛАНЕТАРНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЛЕТУЧИХ

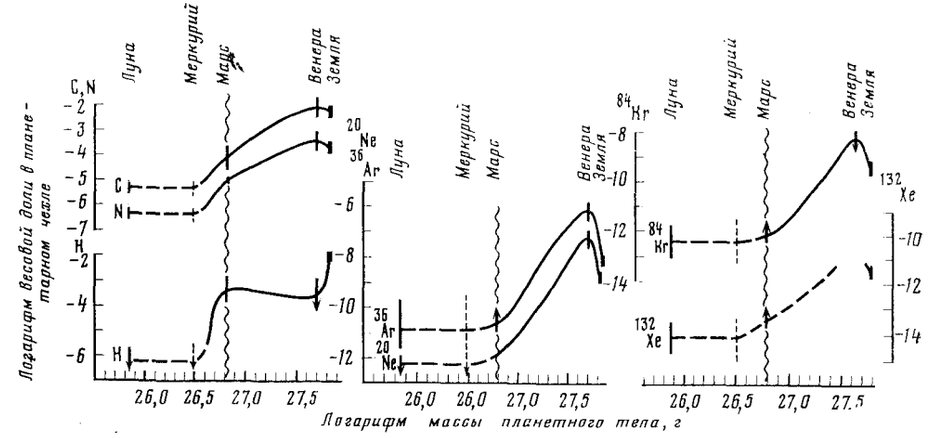
В общем виде количество летучего на поверхности планеты определяется, с одной стороны, содержанием летучего в ее протопланетном веществе и степенью дегазации этого вещества, а с другой — степенью потери летучего с планеты в космос. Следовало бы учесть и обмен летучими с подкоровыми областями, однако существование циклов элементов в таком масштабе пока не доказано [47], хотя и вероятно. Влияние каждого из факторов может быть различно для разных элементов, на разных планетах и в разное время их существования.

На распределение летучих в протопланетном веществе ближайших к Солнцу внутренних планет могли оказывать влияние многие причины: химические и физические условия протопланетного облака в месте формирования планеты, время и длительность этого процесса, общий характер эволюции облака и др. Но ни один из этих параметров не известен, их теоретические оценки гипотетичны и противоречивы, и не ясно даже, какой из факторов следует считать решающим [20].

Дегазация протопланетного вещества могла происходить либо непосредственно в ходе формирования планеты, либо в процессе ее жизни через дегазацию недр. Но, как подчеркивалось выше, очень большие неопределенности скрыты в оценках общего количества дегазированного вещества в недрах планеты, т. е. в оценках степени дегазации вещества ее мантии, заключающей в себе основную массу планеты. Так, даже для Земли степень дегазации мантии можно оценить и в 70% (по U), и в 3% (по Cl) [9, 10]. Представления о степени дегазации недр в значительной степени дискуссионны.

Потеря летучих планетой в общем тем сильнее, чем меньше ее масса и чем легче элемент. Планеты могли терять летучие и в процессе своего формирования, и на протяжении всего времени жизни при различных температурах их экзосфер. Скорости диссипации газа убывают с размером планеты: Земля — 11,3 км/с, Венера — 10,4, Марс — 5,1, Меркурий — 3,8, Луна — 2,4 км/с [16]. Масштабы удержания летучих различны для планет малых размеров (Луна, Меркурий) и крупных (Земля, Венера); Марс по размеру занимает промежуточное положение.

Для выявления ведущих причин накопления или потери летучих удобно использовать графики зависимости содержания летучего в планетарном чехле от размера планеты (рис. 98) и расстояния ее от Солнца (рис. 99), хотя реально они зависят сразу от обоих параметров. Главная характеристика масштабов концентрации летучих на планетах — в планетарных чехлах —



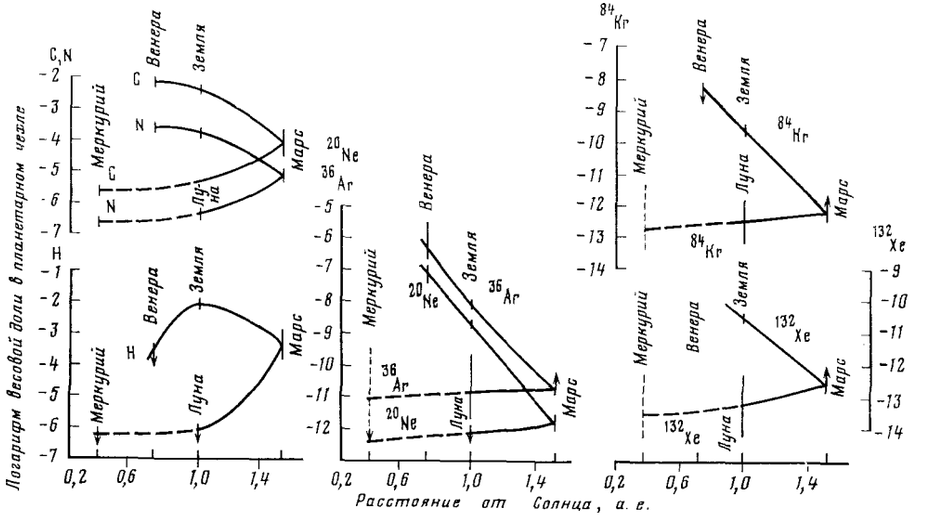


РИС. 98. Зависимость содержания летучих в планетарных чехлах от массы планеты

Содержания летучих — табл. 28, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37. Содержание летучих на Меркурии предположено соизмеримым с содержанием их на Луне. Тенденции изменения содержаний показаны линиями

РИС. 99. Зависимость содержания летучих в планетарных чехлах от расстояния планет разных размеров от Солнца

См. также подпись к рис. 98

разница их для планет малых размеров и крупных. (Та же разница может быть характерна и для накопления всего вещества внешних оболочек, см. рис. 92.)

На рис. 98 и 99 ясно видно, что, несмотря на более резкие изменения содержаний микроэлементов по сравнению с макроэлементами, в принципе наблюдаемая тенденция распределения аналогична для всех истинно летучих компонентов — и для первичных инертных газов, и для H, C, N. Поэтому не следует говорить о дефиците H_2O, C, ^{36}Ar и т. д. на Марсе, избытке H_2O на Земле или избытке C, ^{20}Ne, ^{36}Ar и т. д. на Венере индивидуально для этих планет: величины их содержаний укладываются в рамки закономерностей, общих для всех истинно летучих элементов на всех планетах земной группы. Только явный дефицит водорода (воды) на Венере можно рассматривать как явление, специфичное для этой планеты и для этого элемента.

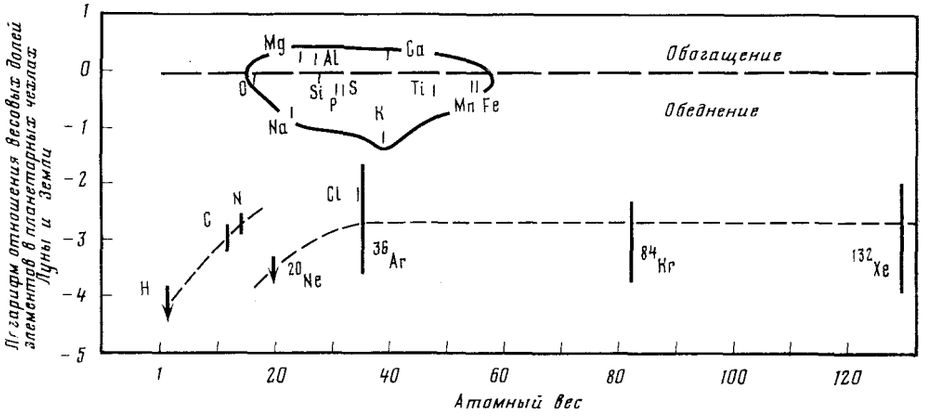


РИС. 100. Соотношение содержаний элементов в планетарных чехлах Луны и Земли (табл. 28, 31, 32, 33, 39) как функция атомного веса

Среди планетарных процессов наиболее ощутима диссипация летучих с планет малых размеров. Для Луны, Марса и, вероятно, Меркурия характерно резко пониженное содержание летучих в планетарных чехлах, уменьшающееся по мере уменьшения массы планеты (см. рис. 98). Особенно выражена предпочтительная потеря летучих с низким атомным весом. Например, сопоставляя количество летучих в планетарных чехлах Земли и Луны (в предположении близкого содержания летучих в их протопланетном веществе), можно видеть (рис. 100), что для наиболее легких летучих — и инертных и химически активных — потеря тем выше, чем легче элемент. Луной были потеряны все истинно летучие компоненты, Cl и, вероятно, K. Главная потеря произошла еще до начала геологической истории Луны, и веским доказательством этого служит обедненность летучими ее материковых пород, имеющих возраст свыше 4 млрд. лет и составляющих около 99% массы лунной коры (см. гл. 2).

Крупные планеты (Венера, Земля) окружены водородными коронами — прямое свидетельство того, что эти планеты и сейчас теряют водород (и, наверное, гелий). Но при этом на фоне общей тенденции обогащения летучими планетарных чехлов в ряду Марс — Земля — Венера, т. е. по мере приближения к Солнцу (см. рис. 99), дефицитным оказывается лишь водород на Венере. Этот дефицит может быть связан с потерей H из-за наибольшей среди этих планет близости Венеры к Солнцу. В этих условиях парниковый эффект мог поддерживать температуру ее поверхности выше точки кипения воды [114], а, как показали суммированные выше наблюдательные данные, газообразная вода ни в одной планетарной атмосфере не накапливается. Указанием на отсутствие на Венере когда-либо жидкой воды служит обнаружение там кратерированных, вероятно, древних местностей (см. гл. 5), которые вряд ли избежали бы активной водной эрозии, так разительно изменившей поверхность Земли. На актив-

ТАБЛИЦА 39. СОСТАВ ПЛАНЕТАРНОГО ЧЕХЛА (КОРЫ) ЛУНЫ

Компонент		Вес. % (приведено к 100%)	Масса, г $\times 10^{24}$		Весовые доли (г/г) элемента коры	
			окисла	элемента	в коре	в Луне в целом
O				2,820	$4,51 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-2}$
Si				1,317	$2,10 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$
	SiO_2	45,09	2,823			
Al				0,810	$1,29 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$
	Al_2O_3	24,45	1,532			
Ca				0,641	$1,02 \cdot 10^{-1}$	$8,7 \cdot 10^{-3}$
	CaO	14,33	0,898			
Mg				0,359	$5,73 \cdot 10^{-2}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$
	MgO	9,52	0,596			
Fe				0,264	$4,22 \cdot 10^{-2}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$
	FeO	5,41	0,339			
Na				0,019	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$
	Na_2O	0,41	0,026			
Ti				0,014	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$
	TiO_2	0,37	0,023			
Cr				0,006	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-5}$
	Cr_2O_3	0,12	0,008			
K				0,005	$8 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$
	K_2O	0,09	0,006			
Mn				0,004	$6 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-5}$
	MnO	0,08	0,005			
S		0,05	0,003	0,003	$5 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-5}$
P				0,002	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$
	P_2O_5	0,08	0,005			
Суммы		100,00	6,264	6,264	1,000	$8,5 \cdot 10^{-2}$

Источники. Масса коры — табл. 30; средний состав коры аппроксимируется средним составом материковых пород [113]; среднее содержание S — табл. 32.

ность отлета водорода с планеты влияет ряд геологических и астрономических факторов. Расчеты количества водорода, покинувшего планету за время ее жизни, требуют введения нескольких допущений и приводят к разноречивым результатам. Кроме того, потеря основной массы водорода Венерой могла происходить, как и потеря летучих Луной, крайне рано, еще на этапе интенсивной бомбардировки поверхности.

Складывается впечатление, что степень потери водорода крупными планетами связана с физико-химическими условиями на их поверхности, зависящими от расстояния планет до Солнца. Возможность устойчивого существования воды на поверхности в свободном конденсированном состоянии — жидком, как в гидросфере Земли, или твердом, как в криолитосфере Марса,— вырисовывается как главное условие удержания водорода крупными планетами. Но следует подчеркнуть, что это наблюдение не зачеркивает и принципиально иного подхода к проблеме воды на планетах, например, предположения о захвате водорода сильным магнитным полем Земли.

Исключая дефицит водорода на Венере, истинно летучие компоненты в планетарных чехлах по линии Марс — Земля — Венера закономерно накапливаются (см. рис. 99). Маловероятно, чтобы наблюдаемое повышение к Солнцу содержания поверхностных летучих было обусловлено разницей в степени дегазации планет, так как процессы планетарной дифференциации и дегазации вещества нарушили бы характер распределения элементов и изотопов, установившийся в протопланетном облаке. Однако, как показано в предыдущем разделе, соотношение всех истинно летучих компонентов на Марсе, Земле и Венере аналогично соотношению их в допланетном (астероидном) веществе (см. рис. 97), сохраняя ту же четкую зависимость от атомного веса. Кроме того, внутренние планеты располагаются в той ближайшей к Солнцу области Солнечной системы, где концентрация солнечных летучих возрастает при приближении к Солнцу. Все это позволяет думать, что соотношение летучих на внутренних планетах может быть унаследовано от соотношения их еще в протопланетном веществе планет, отражая обогащение этого вещества истинно летучими компонентами по мере приближения к Солнцу.

Такое разделение газов в протопланетном облаке происходило, скорее всего, еще до захвата их твердым веществом (см. выше). Протопланетное вещество могло захватывать летучие из газа уже фракционированного, химически неоднородного в пространстве (и, вероятно, во времени). И это касается не только инертных газов, но и водорода, углерода и азота — химически активных летучих переменной валентности, наиболее распространенных в Солнечной системе. Важным следствием должна быть разница окислительно-восстановительных условий конденсации многовалентных элементов на разном удалении от Солнца.

Например, наличие крупного железного ядра у ближайшего к Солнцу Меркурия может быть связано с наибольшим количеством здесь водорода, с наиболее восстановительной обстановкой. Можно привести и другой пример. Если в протопланетном веществе Венеры по сравнению с протопланетным веществом более далекой от Солнца Земли больше железа и (или) выше отношение Fe^{2+}/Fe^{3+}, то потеря водорода Венерой не предопределит однозначно более сильной, чем на Земле, окисленности ее поверхностных пород (как это обычно предполагается, см., например, [41]), а окислительно-восстановительное состояние пород Венеры не может служить критерием для оценки исходного количества воды на планете.

Итак, анализ наблюдательных данных приводит к мысли о том, что *основные черты распределения поверхностных летучих планет заложились, вероятно, еще в протопланетном облаке. Среди наложенных планетарных процессов в масштабе исследования ясно прочитывается только диссипация летучих с планет, но не обнаруживается следов различных процессов дегазации недр.*

Количество летучих на планете зависит как от размера планеты, так и от расстояния ее до Солнца. Разное соотношение этих параметров для разных планет приводит к тому, что *каждая планета обладает своим, индивидуальным набором летучих* (следует осторожно подходить к результатам моделей, в которых, например, земное отношение летучих принимается для Марса [64, 65, 97, 104]). Количество и состав летучих определяют специфику протекания на планете процессов выветривания, осадкообразования, метаморфизма с самых ранних стадий ее развития, во многом закладывая основу индивидуального облика каждой планеты.

ЭВОЛЮЦИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛЕТУЧИХ НА ПЛАНЕТАХ

Атмосферы планет, как крайне подвижные системы, чутко отзываются на изменение внешних условий и находятся в постоянном колебании строения и состава. Суточные вариации давления атмосферы Луны, хемосферы Венеры, ионосферы Земли, сезонные колебания влажности атмосфер Марса и Земли служат тому примером. Ритмы различной длительности связаны с пе-

риодической активностью Солнца, орогенической и вулканической деятельностью, изменениями климата и т. д. Такого рода колебания вокруг некоего среднего состава могут достигать значительного размаха, но не могут рассматриваться как эволюционные, так как имеют преимущественно циклический, а не однонаправленный характер. В целом планеты находятся в устойчивом квазистационарном состоянии — динамическом равновесии, как называл это В. И. Вернадский.

Летучие вещества пребывают в непрерывном движении, обмениваясь и перераспределяясь в разных молекулярных формах между внешними оболочками планеты. Изменения в составе и распределении летучих компонентов остаются записанными в ее твердой коре, особенно в осадочных породах. Как показано выше, атмосфера является лишь небольшим частным резервуаром летучих, и ее эволюция должна рассматриваться только в сочетании с эволюцией всех внешних оболочек, т. е. гетерофазного чехла планеты в целом. Он, кроме атмосферных газов, включает в себя летучие в конденсированных фазах (жидкой и твердой) и летучие, химически связанные в твердом веществе коры. Такой подход позволяет вести поиск эволюции летучих в планетарном масштабе.

Существуют веские доводы в пользу того, что основная масса истинно летучих компонентов протопланетного облака была потеряна веществом планет земной группы еще до их консолидации. Малые остатки этих компонентов вошли преимущественно в связанном (или адсорбированном) виде, и совсем ничтожная часть могла быть механически захвачена в процессе аккреции. Именно в этом смысле говорят об отсутствии первичных плотных атмосфер планет, о вторичности атмосфер. Образование их обязано процессам выделения газа — дегазации, сопровождавшим планетарную дифференциацию вещества на кору и мантию, т. е. *накопление поверхностных летучих в планетарную стадию — это лишь побочный отход формирования кор планет.*

Атмосферы (и гидросфера) возникли при дифференциации планетарного вещества. Однако механизм этого процесса остается во многом неясным. Во-первых, все бóльшие основания получают взгляды сторонников гетерогенной аккреции, которая резко уменьшает значимость планетарной дифференциации. Во-вторых, предметом диаметрально противоположных точек зрения является вопрос о времени и динамике дегазации вещества.

В настоящее время есть основания рассматривать две возможные схемы процесса: постепенная дегазация [117, 31, 9, 10 и мн. др.], развивающаяся параллельно процессу выплавления вещества коры по некоторому закону во времени в течение всей геологической истории планеты; ранняя дегазация [37, 33, 122, 116, 63, 51], происходящая при образовании коры на самых начальных этапах истории планеты или в катастрофической форме, или в виде естественного процесса накопления поверхностных летучих по мере аккреционного роста планеты. В моделях постепенной дегазации летучие выделяются главным образом при вулканической деятельности из мантийного вещества планет, в моделях ранней дегазации — при ударах о поверхность растущей планеты аккретирующих ее тел, из этих тел и из вещества мишени. Эндогенным процессам дегазации недр противопоставляются экзогенные процессы ударной дегазации растущей планеты.

Выбором одной из этих схем во многом предопределяется и решение вопроса об эволюции летучих на планетах. Постепенная дегазация подразумевает постепенное вовлечение в поверхностные кругообороты все новых порций вещества, т. е. идея эволюционного развития заложена здесь изначально. Ранняя дегазация на планете достаточно

крупной, чтобы удержать выделившиеся газы, влечет за собой столь же раннее заложение циклических процессов, а направленность последующего развития требует в этой схеме специальных доказательств.

Идея постепенной дегазации недр планеты возникла в то время, когда опорой могли служить исключительно земные данные; наиболее основательно она развита в работе В. Руби [117]. Он постулировал, что в начальный, нулевой момент времени поверхность полностью сформированной Земли была холодной и представляла собой массу неких первозданных кристаллических пород, а атмосфера и океан стали постепенно накапливаться лишь тогда, когда после вторичного (радиогенного) разогрева Земли вулканический процесс начал поставлять летучие на поверхность. Таким образом, последовательно применяя принцип актуализма для Земли, В. Руби в основу универсального процесса планетарной эволюции летучих положил одно из частных звеньев их геохимического цикла, заполнив пробел в геологических летописях Земли на первые 1—1,5 млрд. лет, исходя из земного геологического опыта.

Модели ранней дегазации имеют существенное обоснование в данных сравнительной планетологии. Еще в конце прошлого века С. Менье [23] подчеркивал важность такого подхода. Изучение Луны сразу же показало, что ее обедненная летучими кора возникла крайне рано, в период времени, соизмеримый с возрастом этого планетного тела, и что при этом на ней господствовал не учтенный ранее для Земли процесс интенсивной ударной метеоритной бомбардировки поверхности (см. гл. 2, 11). Сложенная брекчиями материковая кора (состав которой и определяет состав внешней оболочки Луны) сформировалась 4,1—4,6 млрд. лет назад и содержит лишь ничтожные следы летучих компонентов, потерянных этим небольшим по размеру планетным телом. Ранняя потеря Луной летучих, выделявшихся, вероятно, под действием ударов формирующих ее тел, и явные признаки ранней интенсивной ударной бомбардировки на Марсе, Меркурии, Фобосе, Деймосе, спутниках Юпитера и Сатурна, может быть, и на Венере наводят на мысль о ранней дегазации планет.

Но сторонники катастрофической ранней дегазации, кроме этих фактов, основываются также на одной из гипотез генезиса лунных материковых пород. Они полагают, что в начальный период времени, завершающий период формирования Луны, на ней был так называемый океан магмы, в который врывались обломки падающих на Луну тел, вызывая перемешивание, закалку, новое плавление и дегазацию расплавленных пород [43]. А над Землей чуть раньше предполагается огромная массивная атмосфера из CO_2, H_2, тяжелых металлов, Si, Mg и др. [116].

Модели катастрофической и постепенной дегазации имеют, как это ни парадоксально, некоторое сходство: в них предполагается, что обычные геологические процессы на планете начинаются только после полного прекращения процессов ее аккреции. По В. Руби, *сначала* при формировании Земли на ней созданы кристаллические породы, которые *потом* начнут выветриваться. По мнению сторонников катастрофической дегазации, при образовании коры Луны все породы *сначала* за счет энергии аккреции полностью расплавляются, *потом* остывают, и начинаются геологические процессы. Но и земной и инопланетный геологический опыт свидетельствует об *одновременном* протекании множества разобщенных в пространстве процессов. Результаты изучения Луны, Меркурия, Марса, галилеевых спутников Юпитера указывают на *одновременное* существование холодной поверхности, где идут характерные для данной планеты геологические процессы (вплоть до криолитогенеза), и локализованных горячих

очагов на ней — точек множества ударов, где эффект переплавления огромных масс вещества может достигаться просто многократным прохождением его через эти очаги в отдельных точках поверхности [39, 93]. В представлениях о постепенной и катастрофической дегазации явлениям, разорванным лишь в пространстве, приписывается разорванность и во времени.

Принципиально по-иному решается этот вопрос в модели дегазации ранней, но естественно связанной с ростом планеты и не носящей катастрофического характера. Эта модель была предложена К. П. Флоренским в 1965 г. [37] и разрабатывается в Лаборатории сравнительной планетологии ГЕОХИ АН СССР. В этой модели летучие выделяются в конце периода формирования планеты в результате процессов ударного дробления, плавления и испарения вещества снаряда и мишени, но эти многократные, хотя и кратковременные процессы дифференциации и дегазации развиваются лишь в локально возникающих при ударах горячих точках, в то время как на остальной, холодной в целом поверхности планеты протекают обычные геологические процессы. В зависимости от размера планеты и физико-химических условий холодных участков выделившиеся газы покидают планету или образуют атмосферу, конденсируются в свободном состоянии, вступают в различные химические взаимодействия, в том числе и с петрогенными элементами, повторно вовлекаются в ударные процессы и т. д. Атмосфера (и гидросфера) растет параллельно с ростом всей планеты, постоянно взаимодействуя с формирующимся веществом коры.

Согласно этой модели переходный период — на стыке протопланетного и планетарного этапов развития — оказывается определяющим в истории планеты, так как в это время происходит одновременное становление всех ее внешних оболочек и сразу же закладываются основы кругооборота вещества этих оболочек — геохимические циклы элементов. Здесь находит свое обоснование мысль Т. Барта [2] о том, что для возникновения земного многообразия изверженных пород необходимо разделение элементов в процессах выветривания и осадкообразования. Кора Луны, рожденная в обстановке ранних ударных процессов в практически «сухих» условиях и почти без влияния обычных геологических процессов, сложена главным образом габбро-анортозитовыми породами. При формировании в тот же период времени породы коры Земли неизбежно вовлекаются и в процессы выветривания и осадконакопления с активным участием воды: кора Земли сложена гораздо более кислыми породами. Набор летучих индивидуален для каждой планеты, и так же индивидуален должен быть средний химический состав планетарных кор.

Один из основных доводов, приводимых в пользу моделей постепенной дегазации Земли,— сходство состава вулканических газов с составом избыточных летучих [117], объясняемое тем, что в явлении вулканизма и теперь наблюдается процесс дегазации подкорового вещества. Однако ювенильная (не коровая) компонента вулканических летучих и вод в зонах глубинных разломов, если и есть, то составляет не более 3—5% [8, 29]. Вулканические газы — это активные участники кругооборота вещества, происходящего, скорее всего, в пределах внешних оболочек планеты. В сущности вулканические газы это и есть избыточные летучие, но в той форме их движения в пределах циклов, которая наиболее доступна наблюдению.

В основу математических моделей постепенной дегазации недр кладутся данные о темпах накопления радиогенных инертных газов (например, [34, 35, 75]). Интерпретация изотопного состава инертных газов требует ряда допущений [119, 73]: предположение о закрытости системы, в которой происходило разделение изотопов; оценки исходного изотопного состава инертного газа и исходного количества родительского элемента в мантии планеты; соотношение историй дегазации радиогенного и нерадиогенного элементов. Возможность варьирования исходными посылками приводит к тому, что в последнее время и на этих данных стали строиться представления о ранней дегазации [110].

Характер дегазации радиогенных инертных газов, возникающих постепенно в течение всей жизни планеты, может быть отличен от характера дегазации первичных инертных газов и химически активных летучих, существующих на планете с самого начала [63, 65, 104, 106]. Дегазация ^{40}Ar на Луне происходит практически в отсутствие вулканической активности [104]. В атмосфере Венеры — высокое содержание первичных инертных газов, но нормальное по земным меркам содержание ^{40}Ar [79]. Радиогенные газы попадают в атмосферу по своим законам, преимущественно независимым от способов дегазации нерадиогенных летучих. Постепенное исчезновение радиоактивных и накопление радиогенных элементов — значимый планетарный процесс изменения элементного состава планет.

Представления о направленной эволюции основного состава атмосфер базируются главным образом на результатах моделей и косвенных указаниях.

Так, существуют гипотетические представления о резком отличии ранних атмосфер планет от современных. Полагают [122—124, 80—82, 118, 22], что в ранней атмосфере могло быть много CH_4, H_2, NH_3. Геологические наблюдения ни на Земле, ни на других планетах не показывают следов существования такой восстановительной атмосферы. Предпосылками для возникновения этой гипотезы послужили факт преобладания водорода в Солнечной системе и поиск тех сильно восстановленных соединений, которые казались необходимыми для возникновения органических веществ — предшественников жизни на Земле. Однако внутренние планеты формировались из вещества, уже потерявшего бо́льшую часть солнечного водорода. А для успешного протекания абиогенных синтезов достаточно, чтобы в смеси газов было менее 0,02% O_2 [32]. У биологов такая обстановка считается сильно восстановительной. Модели метановой атмосферы требуют существования на поверхности планеты металлического железа или графита. Но даже в равновесии Fe—FeO при $p_{O_2}=10^{-12,5}$ атм и 1200° С расчетное давление CH_4 в газах может быть низким [80]. Время жизни в атмосфере NH_3 чрезвычайно мало, аммиак быстро разрушается в фотохимических процессах [94]. Атмосферная окислительно-восстановительная обстановка могла меняться, но не до таких крайних пределов, когда основной формой углерода на поверхности планет земной группы мог бы быть метан.

В последнее время гипотезе ранней метановой атмосферы противопоставляется гипотеза ранней углекислой атмосферы Земли [27, 26, 50], подобной современным атмосферам Марса и Венеры. К этому приходят, например, через предположение о меньшей светимости Солнца в начальный период существования планет, хотя другими исследователями обосновывается прямо противоположное представление — о его большей светимости в тот же период. С геохимической точки зрения накопление в ранней атмосфере Земли углерода (даже в форме CO_2) означает его относительно неактивное поведение. Это трудно представить себе для одного из самых типичных циклических элементов, особенно в присутствии жидкой воды. Такая роль более подошла бы азоту.

Таким образом, если придерживаться твердой почвы геологических наблюдений, то безусловных свидетельств резких направленных изменений не обнаруживается. На Земле надежно

установлен факт биологической эволюции живых организмов. Однако наиболее тщательные исследования осадочных пород фанерозоя позволили сделать вывод, что за последний миллиард лет концентрация свободного кислорода в атмосфере колебалась всего в 4 раза, а CO_2 — в 10 раз [4]. В масштабе планеты эти изменения невелики и носят характер перераспределения форм летучих во внешних оболочках в биосфере. Об устойчивости кислородной атмосферы Земли в течение по крайней мере последних 3,5 млрд. лет свидетельствует и постоянство изотопного состава карбонатного и органического углерода с этого периода и доныне — биогеохимическая константа Земли [33]. Таким образом, эмпирические данные подтверждают мысль В. И. Вернадского о том, что биосфера, изменяясь по форме слагающих ее живых тел, в среднем эффекте как планетарная оболочка находится в стационарном состоянии [5].

Древнейшие породы Земли подверглись радикальной метаморфической переработке. Отсутствие архейских красноцветов естественно связать с плохой сохранностью шельфовых отложений в таких условиях. Трактовка генезиса докембрийских железорудных формаций и урановосных конгломератов не требует привлечения каких-либо необычных геологических или химических условий, которые не наблюдались бы в настоящее время. С архея и доныне существует единая система циклов породо- и минералообразования в принципиально тех же многообразных физико-химических обстановках геологической среды.

Несомненно, что в ходе геологической жизни планет происходила направленная эволюция атмосфер, выраженная в накоплении тяжелых радиогенных газов и в диссипации легких: водорода и гелия. Несомненны также колебания в перераспределении молекулярных форм летучих в пределах планетарного чехла между различными горными породами коры, атмосферой и гидросферой, приводящие, например, к возможным изменениям содержания свободного кислорода в атмосфере.

Но для основной массы летучих однозначных доказательств их постепенного накопления на планетах нет. *Взаимодополняющие данные по разным планетам определенно склоняют к мысли о том, что дегазация основной массы летучих происходила на стыке протопланетного и планетарного этапов развития (около 4,5 млрд. лет назад) в ходе ударно-взрывных процессов на поверхности; она сопровождалась и диссипацией летучих с планеты, и вовлечением их в обычные циклические геологические процессы. Этот вывод равно справедлив для Луны, Меркурия, Марса, Венеры и Земли.*

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андрейчиков Б. М., Калинкина О. М.* Об измерениях содержания азота в атмосфере Венеры.— Геохимия, 1977, № 12, с. 1875—1878.
2. *Барт Т. Ф. В.* Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород.— Геохимия, 1962, № 4, с. 296—299.
3. *Браун Г.* Редкие газы и образование земной атмосферы.— В кн.: Атмосферы земли и планет. М.: ИЛ, 1951, с. 296—305.
4. *Будыко М. И., Ронов А. Б.* Эволюция химического состава атмосферы в фанерозое.— Геохимия, 1979, № 5, с. 643—653.
5. *Вернадский В. И.* Об условиях появления жизни на Земле.— Изв. АН СССР. Сер. 7, 1931, № 5, с. 633—653.
6. *Вернадский В. И.* Очерки геохимии. М.: Л.; Грозный; Новосибирск: ОНТИ, 1934. 380 с.
7. *Вернадский В. И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
8. *Ветштейн В. Е., Гавриш В. К., Гуцало Л. К.* Изотопный состав водорода и кислорода вод в зонах глубинных разломов.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 96—103.
9. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 43 с.
10. *Виноградов А. П.* Газовый режим Земли.— В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 5—21.
11. *Волынец В. Ф.* Геохимические процессы и цикл азота в земной коре.— В кн.: Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979, с. 35—59.
12. *Галкин И. Н.* Геофизика Луны. М.: Наука, 1978. 175 с.
13. *Гельман Б. Г., Золотухин В. Г., Ламонов Н. И., Левчук Б. В., Мухин Л. М., Ненароков Д. Ф., Охотников Б. П., Ротин В. А., Липатов А. И.* Анализ химического состава атмосферы Венеры на АМС «Венера-12» газовым хроматографом.— Письма в Астрон. журн., 1979, т. 5, № 5, с. 217—221.
14. *Изаков М. Н.* Инертные газы в атмосферах Венеры, Земли и Марса и вопрос о происхождении планетных атмосфер.— Космич. исслед., 1979, т. XVII, вып. 4, с. 602—609.
15. *Истомин В. Г., Гречнев К. В., Кочнев В. А.* Масс-спектрометрические измерения состава нижней атмосферы Венеры.— Письма в Астрон. журн., 1979, т. 5, № 5, с. 211—216.
16. *Койпер Д.* Обзор атмосфер планет.— В кн.: Атмосферы Земли и планет. М.: ИЛ, 1951, с. 344.
17. *Кузьмин А. Д., Маров М. Я.* Физика планеты Венера. М.: Наука, 1974. 408 с.
18. *Кузьмин Р. О.* К вопросу о строении криолитосферы Марса.— В кн.: Проблемы криолитосферы. М.: Изд-во МГУ, 1977, вып. VI, с. 7—25.
19. *Латем Г., Накамура И., Дорман Дж., Дьюнебье Ф., Юинг М., Ламлейн Д.* Результаты пассивного сейсмического эксперимента по программе «Аполлон».— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 299—310.
20. *Левин Б. Ю., Маева С. В.* Загадки происхождения и термической истории Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 283—298.
21. *Мейсон Б.* Основы геохимии. М.: Недра, 1971. 311 с
22. *Мельник Ю. П.* Термодинамическая модель геохимической эволюции атмосферы и океана в докембрии.— Геохимия, 1973, № 12, с. 1855—1863.
23. *Менье С.* Сравнительная геология или геология небесных тел. СПб.: Изд-во редакции «Научного обозрения», 1896. 170 с.
24. Миграция химических элементов в подземных водах СССР.— Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 261, с. 14.
25. *Мороз В. И., Мошкин Б. Е., Экономов А. П., Санько Н. Ф., Парфентьев Н. А., Головин Ю. М.* Спектрофотометрический эксперимент на спускаемых аппаратах «Венера-11» и «Венера-12»: некоторые результаты анализа спектра дневного неба Венеры.— Письма в Астрон. журн., 1979, т. 5, № 5, с. 222—228.
26. *Мороз В. И., Мухин Л. М.* О ранних этапах эволюции атмосферы и климата на планетах земной группы.— М.: ИКИ АН СССР, 1977, Пр.— 337. 41 с.
27. *Неручев С. Г.* Опыт количественной оценки параметров древних атмосфер Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10, с. 9—22.
28. Первые результаты научных экспериментов на «Венере-11» и «Венере-12».— Письма в Астрон. журн., 1979, т. 5, № 1, с. 3—7.
29. Природные изотопы гидросферы / Ферронский В. И., Дубинчук В. Г., Поляков В. А., Седецкий Ю. Б., Купцов В. М., Якубовский А. В. М.: Недра, 1975. 277 с.
30. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Новая модель химического строения земной коры.— Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1794.
31. *Руби В. В.* Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы.— В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957, с. 650—671.
32. *Руттен М.* Происхождение жизни (естественным путем) / Пер. Ю. М. Фролова; Под ред. А. И. Опарина. М.: Мир, 1973. 405 с.
33. *Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А.* Проблема геохимической эволюции Земли в свете данных изотопной геохимии докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 34—44.
34. *Толстихин И. Н., Азбель И. Я., Хабарин Л. В.* Изотопы легких инертных газов в мантии Земли, коре и атмосфере.— Геохимия, 1975, № 5, с. 653—666.
35. *Толстихин И. Н., Хабарин Л. В., Азбель И. Я.* Изотопы легких благородных газов в метеоритах, Земле и атмосфере. Ч. I, II.— В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1976, с. 78—121.
36. *Устинов Е. А., Мороз В. И.* Попытка уточнения содержания H_2O в атмосфере Венеры по данным узкополосной фотометрии на спускаемых аппаратах «Венера-9» и «Венера-10».— Космич. исслед., 1978, т. XVI, вып. 1, с. 127—133.
37. *Флоренский К. П.* О начальном этапе дифференциации вещества Земли— Геохимия, 1965, № 8, с. 909—917.
38. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Иванов А. В.* Роль экзогенных факторов в формировании лунной поверхности.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 439—452.
39. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Николаева О. В.* Лунный грунт: свойства и аналоги. М.: ВИНИТИ, 1975. 71 с.
40. *Фрондел Дж.* Минералогия Луны / Пер. В. Б. Александрова; Под ред. А. И. Гинзбурга. М.: Мир, 1978. 333 с.
41. *Ходаковский И. Л., Волков В. П., Сидоров Ю. И., Борисов М. В.* Минералогический состав пород, процессы гидратации и окисления внешней оболочки планеты Венера (предварительный прогноз).— Геохимия, 1978, № 12, с. 1821—1835.

42. *Шевченко В. В.* Атмосфера Луны.— Вестн. АН СССР, 1978, № 7, с. 70—75.
43. *Шмитт Г. Г.* Эволюция Луны: модель 1974 г.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 345—357.
44. *Шуколюков Ю. А., Левский Л. К.* Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М.: Атомиздат, 1972. 335 с.
45. *Юнге Х.* Химический состав и радиоактивность атмосферы / Пер. В. Н. Петрова, А. Я. Прессмана; Под ред. Ю. А. Израэля. М.: Мир, 1965. 424 с.
46. *Anders E., Owen T.* Mars and Earth: origin and abundance of volatiles.— Science, 1977, v. 198, N 4316, p. 453—465.
47. *Anderson A. T.* Chlorine, sulfur and water in magmas and oceans.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, v. 85, N 9, p. 1485—1492.
48. *Baird A. K., Toulmin P. III, Clark B. C., Rose H. J., Jr., Keil K., Christian R. P., Gooding J. L.* Mineralogic and petrologic implications of Viking geochemistry results from Mars: interim report.— Science, 1976, v. 194, N 4271, p. 1288—1293.
49. *Barsukov V. L., Khodakovsky I. L., Volkov V. P., Florensky C. P.* The geochemical model of the troposphere and crust of Venus based on new data.— In: COSPAR, Twenty-second Plenary meeting. Abstracts. Bangalore, India, 29 May — 9 June 1979, p. 257—258.
50. *Baur M. E.* Thermodynamics of heterogeneous iron-carbon system: implications for the terrestrial primitive reducing atmosphere.— Chem. geol., 1978, v. 22, N 3, p. 189—206.
51. *Benlow A., Meadows A. J.* The production of atmospheres by impact.— Meteoritics, 1975, v. 10, N 4, p. 360—361.
52. *Booth M. C., Kieffer H. H.* Carbonate formation in marslike environments.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, N B4, p. 1809—1815.
53. *Bowell E., Chapman C. R., Gradie J. C., Morrison D., Zellner B.* Taxonomy of asteroids.— Icarus, 1978, v. 35, N 3, p. 313—335.
54. *Broadfoot A. L., Shemansky D. E., Kumar S.* Mariner-10: Mercury atmosphere.— Geophys. Res. Letters, 1976, v. 3, N 10, p. 577—580.
55. *Cameron A. G. W.* Abundances of the elements in the Solar System.— Space Sci. Rev., 1973, v. 15, N 1, p. 121—146.
56. *Canalas R. A., Alexander E. C., Jr., Manuel O. K.* Terrestrial abundance of noble gases.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 10, p. 3331—3334.
57. *Cutts T. A.* Nature and origin of layered deposits of the martian polar regions.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 20, p. 4231—4249.
58. *Des Marais D. J.* Carbon isotopes, nitrogen and sulfur in lunar rocks.— In: Proc. 9th Lunar Sci. Conf., 1978, v. 1, p. 247—249.
59. *Des Marais D. J., Hayes J. M., Meinschein W. G.* The distribution in lunar soil of hydrogen released by pyrolysis.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 1811—1822.
60. *Dymond J., Hogan L.* Noble gas abundance patterns in deep-sea basalts — primordial gases from the mantle.— Earth Planet. Sci. Letters, 1973, v. 20, N 1, p. 131—139.
61. *Epstein S., Taylor H. P., Jr.* The concentration and isotopic composition of hydrogen, carbon and silicon in Apollo 11 Lunar rocks and minerals.— In: Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., 1970, v. 2, p. 1085—1096.
62. *Epstein S., Taylor H. P., Jr.* D/H and $^{18}O/^{16}O$ ratios of H_2O in the «rusty» breccia 66095 and the origin of «lunar water».— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 1839—1854.
63. *Fanale F. P.* A case for catastrophic early degassing of the Earth.— Chemical Geology, 1971, v. 8, N 2, p. 79—105.
64. *Fanale F. P.* Regolith storage of volatiles and an Earth-analogous Mars degassing model.— EOS, 1975, v. 56, N 6, p. 406.
65. *Fanale F. P.* Martian volatiles: their degassing history and geochemical fate.— Icarus, 1976, v. 28, N 2, p. 179—202.
66. *Fanale F. P., Cannon W. A.* Physical adsorption of rare gas on terrigenous sediments.— Earth Planet. Sci. Letters, 1971, v. 11, N 4, p. 362—368.
67. *Fanale F. P., Cannon W. A.* Origin of planetary primordial gas: the possible role of adsorption.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1972, v. 36, N 3, p. 319—329.
68. *Fanale F. P., Cannon W. A.* Mars: the role of the regolith in determining atmospheric pressure and the atmospheres response to insolation changes.— J. Geophys. Res., 1978, v. 83, N B5, p. 2321—2325.
69. *Fireman F. L., D'Amico J. C., De Felice J. C.* Tritium and argon radioactivities in lunar material.— Science, 1970, v. 167, N 3918, p. 566—568.
70. *Fisher D. E.* Heavy rare gases in a Pacific seamount.— Earth Planet. Sci. Letters, 1970, v. 9, N 4, p. 331—335.
71. *Fisher D. E.* Primordial rare gases in the deep Earth.— Nature, 1973, v. 244, N 5415, p. 344—345.
72. *Gibson E. K., Jr., Moore G. W.* Sulfur abundances and distributions in the valley of Taurus-Littrow.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, p. 1823—1837.
73. *Hamano Y.* Argon degassing models of Mars.— Nature, 1977, v. 266, N 5597, p. 41—42.
74. Handbook of elemental abundances in meteorites / Ed. by Mason B. New York — Paris — London, 1971, 555 p.
75. *Hart M. H.* The evolution of the atmosphere of the Earth.— Icarus, 1978, v. 33, N 1, p. 23—39.

76. *Hennecke E. W., Manuel O. K.* Noble gases in lava rock from Mt. Capulin, New Mexico.— Nature, 1975, v. 256, N 5515, p. 284—287.
77. *Hodges R. R., Hoffman J. H.* Episodic release of ^{40}Ar from the interior of the Moon.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 3, p. 2955—2961.
78. *Hodges R. R., Hoffman J. H., Johnson F. S.* The lunar atmosphere.— Icarus, 1974, v. 21, N 4, p. 415—426.
79. *Hoffman J. H., Hodges R. R., Mc Elroy M. B., Donahue T. M., Kolpin M.* Venus lower atmospheric composition: preliminary results from Pioneer Venus.— Science, 1979, v. 203, N 4382, p. 800—802.
80. *Holland H. D.* Model for the evolution of the Earth's atmosphere.— In: Petrologic Studies, ed. by Engel A. E. J., Jamep H. L., Leonard B. F., 1962, Geol. Soc. Am., Buddington volum., p. 447—477.
81. *Holland H. D.* On the chemical evolution of the terrestrial and cytherean atmospheres.— In: The origin and evolution of atmospheres and oceans. Ed. by P. J. Brancazio, A. G. W. Cameron. New York. John Wiley and Sons., Inc., 1964, p. 86—101.
82. *Holland H. D.* Aspects of the geologic history of seawater.— Origin of life, 1974, v. 5, N 1/2, p. 87—91.
83. *Holweger H.* A comparison of solar and meteoritic abundances.— In: Comets, asteroids, meteorites (interrations, evolution and origin), 1977, Ed. by A. H. Delsemme, Toledo, p. 385—388.
84. *Hubbard N. J., Rhodes J. M., Wiesmann H., Shih C.-Y., Bansal B. M.* The chemical definition and interpretation of rock types returned from the non-mare regions of the Moon.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 1227—1246.
85. *Jovanovic S., Reed G. W., Jr.* Labile and nonlabile element relationships among Apollo 17 samples.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 1685—1701.
86. *Jovanovic S., Reed G. W., Jr.* Studies on regolith processes: Apollo 15 and 17 labile trace element implications.— In: Lunar Science VI, 1975, v. 1, p. 451—453.
87. *Jovanovic S., Reed G. W., Jr.* Cl and P_2O_5 systematics: clues to early lunar magmas.— In: Proc. 6th Lunar Sci. Conf., 1975, v. 2, p. 1737—1751.
88. *Jovanovic S., Reed G. W., Jr.* Convection cells in the early lunar magma ocean: trace element evidence.— In: Proc. 7th Lunar Sci. Conf., 1976, v. 3, p. 3447—3459.
89. *Jovanovic S., Reed G. W., Jr.* Trace element geochemistry and the early lunar differentiation.— In: Proc. 8th Lunar Sci. Conf., 1977, v. 1, p. 623—632.
90. *Jovanovic S., Reed G. W., Jr.* Trace element evidence for a laterally in homogeneous Moon.— In: Proc. 9th Lunar Sci. Conf., 1978, v. 1, p. 59—80.
91. *Kerridge J. F.* Light element geochemistry of the Apollo 16 site.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, v. 39, N 2, p. 137—162.
92. *Kirsten T., Gentner W.* K/Ar determination on basic rock of Baltic shield.— Z. Naturforsch., 1966, Bd. 21a, H. 1/2, S. 119.
93. *Kopal Z.* Critical lunar questions. Dynamical arguments which concern melting of the Moon.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1977, v. A285, N 1327, p. 561—568.
94. *Kuhn W. R., Atreya S. K.* Ammonia photolysis and the greenhouse effect in the primordial atmosphere of the Earth.— Icarus, 1979, v. 37, N 1, p. 207—213.
95. *Kung Ch.-Ch., Clayton R. N.* Nitrogen abundances and isotopic compositions in stony meteorites.— Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 38, N 2, p. 421—435.
96. *Leich D. A., Niemeyer S.* Trapped xenon in lunar anorthositic breccia 60015.— In: Proc. 6th Lunar Sci. Conf., 1975, p. 1953—1965.
97. *Levine J. S.* A new estimate of volatile outgassing on Mars.— Icarus, 1976, v. 28, N 2, p. 165—169.
98. *Lightner B. D., Marti K.* Lunar trapped xenon.— In: Abstr. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 447—449.
99. *Lightner B. D., Marti K.* Lunar trapped xenon.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 2023—2031.
100. *Lugmair G. W., Marti K., Kurtz J. P., Scheinin N. B.* History and genesis of lunar troctolite 76535 or: how old is old? — In: Proc. 7th Lunar Sci. Conf., 1976, v. 2, p. 2009—2033.
101. *Mason B.* Data of geochemistry. Ch. B. Cosmochemistry. P. I. Meteorites.— In: Geol. Surv. Prof. Paper, 1979, 440-B-1, Washington, 132 p.
102. *Mazor E., Heymann D., Anders E.* Noble gases in carbonaceous chondrites.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1970, v. 34, N 7, p. 781—824.
103. *Moore C. B., Lewis C. F., Cripe J. D.* Total carbon and sulfur contents of Apollo 17 lunar samples.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 1897—1906.
104. *Owen T.* Volatile inventories on Mars.— Icarus, 1976, v. 28, N 2, p. 171—177.
105. *Owen T.* Abundances of isotopes in planetary atmospheres.— Moon Planets, 1978, v. 19, N 2, p. 293—303.
106. *Owen T., Biemann K.* Composition of the atmosphere at the surface of Mars: detection of argon-36 and preliminary analysis.— Science, 1976, v. 193, N 4255, p. 801—803.
107. *Owen T., Biemann K., Rushneck D. R., Biller S. E., Howarth D. W., La Fleure A. L.* The atmosphere of Mars: detection of krypton and xenon.— Science, 1976, v. 194, N 4271, p. 1293—1295.

108. *Owen T., Biemann K., Rushneck D. R., Biller J. E., Howarth D. W., Lafleur A. L.* The composition of the atmosphere at the surface of Mars.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 28, p. 4635—4639.
109. *Oyama V. I., Carle C. C., Woeller F., Pollack J. B.* Venus lower atmospheric composition: analysis by gas chromatography.— Science, 1979, v. 203, N 4382, p. 802—805.
110. *Ozima M.* Ar isotopes and Earth-atmosphere evolution models.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, v. 39, N 8, p. 1127—1134.
111. *Petrowski C., Kerridge J. F., Kaplan J. R.* Light element geochemistry of the Apollo 17 site.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 1939—1948.
112. *Phinney D.* ^{36}Ar, Kr and Xe in terrestrial materials.— Earth Planet. Sci. Letters, 1972, v. 16, N 3, p. 413—420.
113. *Prinz M., Dowty E., Keil K.* Mineralogy, petrology and chemistry of lithic fragments from Luna 20 fines: origin of the cumulate ANT suite and its relationship to high-alumina and mare basalts.— Geoch. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, N 4, p. 979—1006.
114. *Rasool S. J.* Evolution of planetary atmospheres.— In: Physics of the solar system (NASA SP 300), 1972, Washington, D. C.: U. S. Gov. Printing Office, p. 457—490.
115. *Rees C. E., Thode H. G.* Sulfur concentrations and isotope ratios in Apollo 16 and 17 samples.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 1963—1973.
116. *Ringwood A. E.* Chemical evolution of the terrestrial planets.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1966, v. 30, N 1, p. 41—104.
117. *Rubey W. W.* Geologic history of sea water, an attempt to state problem.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, v. 62, N 9, p. 1111—1147.
118. *Sagan C.* Origins of atmospheres of Earth and planets.— In: Intern. Dictionary of Geophysics, 1967, v. 1, Oxford: Pergamon Press, p. 97—106.
119. *Schwartzman D. W.* Ar degassing and the origin of the sialic crust.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, N 11, p. 2479—2495.
120. *Srinivasan B.* Lunar breccia 14066: ^{81}Kr — ^{83}Kr exposure age, evidence for fissiogenic xenon from ^{244}Pu, and rate of production spallogenic ^{126}Xe.— In: Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 2033—2044.
121. *Stoenner R. W., Lyman W. J., Davis R., Jr.* Cosmic ray production of rare gas radioactivities and tritium in lunar material.— Science, 1970, v. 167, N 3918, p. 553—555.
122. *Urey H. C.* The planets; their origin and development. New Haven: Yale Univ. Press, 1952, 245 p.
123. *Urey H. C.* On the early chemical history of the Earth and the origin of life.— In: Proc. Nat. Acad. Sci. (USA), 1952, v. 38, N 4, p. 351—363.
124. *Urey H. C.* On the concentration of certain elements at the earth's surface.— In: Proc. Roy. Soc. (London), 1953, v. 219A, N 1138, p. 281—292.
125. *Vinogradov A. P.* Preliminary data on lunar soil collected by the Luna 20 unmanned spacecraft.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, N 4, p. 721—730.
126. *Von Zahn U., Krankowsky D., Mauersberger K., Nier A. O., Hunten D. M.* Venus thermosphere: in situ composition measurements, the temperature profile, and the homopause altitude.— Science, 1979, v. 203, N 4382, p. 768—770.
127. *Wasson J. T.* Primordial rare gases in the atmosphere of the Earth.— Nature, 1969, v. 223, N 5202, p. 163—165.

ГЛАВА 11. ПАДЕНИЕ МЕТЕОРИТОВ И УДАРНОЕ КРАТЕРООБРАЗОВАНИЕ

ПАДЕНИЕ МЕТЕОРИТОВ

Одним из наиболее постоянных факторов, воздействовавших на планеты в течение всей истории, является падение малых тел Солнечной системы различного типа и происхождения — метеороидов. В результате этого на планетные тела из окружающего космического пространства непрерывно поступает поток вещества, обладающего огромным запасом кинетической энергии, которая, выделяясь при встрече с планетным телом, является одной из существенных движущих сил геологического развития планет. Естественно, что на различных этапах истории планет форма и интенсивность воздействия метеороидов были существенно различны. При этом важным параметром, определяющим характер взаимодействия падающих тел с поверхностными оболочками планет, является наличие — или отсутствие — у планеты атмосферы.

Скорости встречи метеороидов с планетным телом — с верхними оболочками атмосферы или с поверхностью безатмосферных планет — не могут быть менее второй космической скорости для данной планеты и не могут превышать сумму параболической скорости метеороида (около 42 км/с) и скорости собственного движения планеты вокруг Солнца. Таким образом, предельная скорость встречи метеороидов, например, с Землей составляет примерно (42+30)=72 км/с.

Характерные скорости встречи метеороидов с планетами земной группы приведены в табл. 40.

При этом следует отметить, что в начальные этапы истории планет, когда в их окрестностях от процесса аккреции оставалось еще достаточно много твердого вещества (ранние планетезимали), обладающего малыми скоростями относительно ближайшего к ним планетного тела, скорости соударений, очевидно, не сильно отличались от второй космической скорости для этих планетных тел. В дальнейшем главным источником бомбардирующего материала стали пояс астероидов и кометы, и скорости соударений резко повысились, хотя частота соударений стала гораздо ниже.

ТАБЛИЦА 40. СКОРОСТИ ВСТРЕЧИ (В КМ/С) МЕТЕОРОИДОВ С ПЛАНЕТНЫМИ ТЕЛАМИ

Планетное тело	Вторая космическая скорость	Средние скорости встречи по [66]		
		Ранние планетезимали	Современные астероиды	Современные кометы
Меркурий	4,3	4,7	20	62
Венера	10,3	11,5	18	47
Земля	11,2	12,5	18	40
Луна	2,37	6,1	14	38
Марс	5,03	5,6	10	31

Интенсивность энергетического воздействия падающих метеороидов четко проявляется при сопоставлении удельных количеств энергии (эрг/г), которую несет метеороид при различных скоростях, с плотностями энергии, заключенной в обычном химическом взрывчатом веществе (тринитротолуол) и в ядерном заряде (табл. 41).

Из приведенных данных следует, что по удельному количеству выделяемой энергии падения метеороидов находятся в интервале между взрывами обычных химических ВВ и ядерных зарядов. При ударе метеороида о поверхность планетного тела и образовании ударных кратеров выбросы из них, падая на поверхность планеты, вызывают образование вторичных ударных кратеров. Скорости удара этих вторичных ударников, как правило, заметно ниже, чем при первичных ударах, и лежат в пределах от десятков метров в секунду до нескольких километров в секунду. Низкие скорости удара могут быть также вызваны торможением метеороида в атмосфере планеты.

Прохождение метеороидов через атмосферы планет, абляция. Только мельчайшие частицы внеземного вещества размером порядка нескольких микронов и менее могут проходить атмосферу Земли без оплавления и достигать ее поверхности, со-

ТАБЛИЦА 41. КИНЕТИЧЕСКАЯ ЭНЕРГИЯ УДАРНИКА (В ЭРГ/Г) В СОПОСТАВЛЕНИИ С ЭНЕРГИЕЙ ВЗРЫВА ХИМИЧЕСКОГО И ЯДЕРНОГО ВВ

Химическое ВВ	Ядерное ВВ	Скорость удара, км/с			
		5	15	30	45
$\sim 4\cdot10^{10}$	$\sim 10^{16}$	$1{,}25\cdot10^{11}$	$1{,}1\cdot10^{12}$	$4{,}5\cdot10^{12}$	$1\cdot10^{13}$

храняя свою первоначальную «космогенную» форму. В подавляющем большинстве случаев при прохождении через атмосферу Земли и других планет метеороиды в результате сопротивления атмосферы тормозятся и подвергаются различным изменениям, характер и степень которых зависят от плотности атмосферы и массы, размеров и относительной скорости метеороида.

Быстрые микрометеороиды при прохождении через атмосферу полностью испаряются, и при конденсации образовавшегося облака пара могут возникать шарики. Теоретическое рассмотрение процесса конденсации газового облака [12] показывает, что при не слишком быстром расширении облака размеры частиц конденсата пропорциональны начальным размерам испаренного тела и быстро убывают с возрастанием начального нагрева. При конденсации облака железного пара частицы конденсата могут иметь размеры до 1 мкм даже при небольшой массе испарившегося вещества, порядка 1 г. В других случаях соотношение массы, плотности и скорости микрометеороидов может быть таково, что они при вхождении в атмосферу расплавляются и при этом настолько теряют скорость, что опускаются на Землю в виде затвердевших капель, так называемых космических шариков.

При полете через атмосферу более крупного метеороида нагреваются и расплавляются только поверхностные его слои. Расплавленное вещество сдувается с поверхности, и мелкие капли его быстро застывают. За летящим болидом остается дымовой ионизированный след. Наряду с процессами расплавления и сдувания поверхностного слоя при полете такого тела в атмосфере также имеет место процесс испарения вещества, что создает условия для образования шариков конденсационным способом. Существенное значение в разрушении таких тел в атмосфере имеет также дробление. Относительная роль различных процессов в потере массы метеороидов при абляции — разрушении поверхностных слоев метеоритных тел при прохождении их через атмосферу — недостаточно ясна и в значительной мере определяется скоростью и углом вхождения тела в атмосферу [20, 21].

Более крупные (с начальной массой более 10^3—10^4 г) прочные тела, которые входят в атмосферу с относительно малой скоростью (для Земли не более 22 км/с) под некоторыми оптимальными углами, обеспечивающими баллистическое торможение в атмосфере, на определенном участке траектории — в области задержки, обычно на высоте 10—20 км — теряют космическую скорость и падают на поверхность планеты под действием силы тяжести в виде достаточно крупных фрагментов — метеоритов. Следует подчеркнуть, что выпадающие на Землю метеориты теряют при прохождении через атмосферу в процессе абляции большую часть своей доатмосферной массы, обычно более 90%.

Очень крупные компактные тела проходят через атмосферу без заметной потери скорости и взрываются при ударе о поверхность планеты, что приводит к образованию крупных ударных кратеров. Начальная масса таких тел зависит от плотности атмосферы и для Земли оценивается величиной порядка 10^{11} г [74], для Марса — 10^8 г [64] и для Венеры — 10^{16} г [27].

Наконец, некоторые непрочные тела даже при достаточно большой начальной массе могут взрываться при дроблении и торможении в атмосфере. Известно много наблюдений болидов, падение которых заканчивалось резкой вспышкой или взрывом. Имеются веские основания считать, что известная Тунгусская катастрофа 1908 г. была вызвана падением рыхлого тела кометной природы, которое резко затормозилось и полностью взрывообразно разрушилось в атмосфере.

Состав частиц, образовавшихся при

абляции метеоритных тел, безусловно, в какой-то степени отражает состав исходного тела, однако при этом происходит значительное перераспределение элементов, что может приводить к весьма существенному изменению как минерального, так и химического состава таких частиц по сравнению с исходным телом. Известны по крайней мере три фактора дифференциации вещества при абляции: химическое взаимодействие с атмосферой, инконгруентное плавление вещества метеорита и его испарение.

Химическое взаимодействие с атмосферой Земли проявляется в окислении вещества падающих тел. Это особенно характерно для железных метеоритов, и, как показывают результаты изучения черных магнитных космических шариков, коры плавления метеоритов, а также результаты модельных экспериментов [40, 41, 45, 53], окисление вещества железных метеоритов при абляции в атмосфере Земли имеет селективный характер. Распределение элементов между металлической и вновь образующимися окисленными фазами контролируется в основном сродством элементов к кислороду, т. е. величиной свободной энергии окислов. Соответственно такие элементы, как, например, Cu, Ni, Co, обогащают металлическую фазу, а Ti, Mn и Cr концентрируются в окисных фазах. Степень разделения элементов при этом может быть весьма велика. Так, содержание Ni в металлическом ядре черных магнитных шариков из района Тунгусской катастрофы достигает 90% при содержании его в окисной оболочке порядка 2% [40].

Инконгруентное плавление с распадом на химически различные фазы характерно для быстрого нагрева железистых силикатов (например, пироксенового ряда) [41]. Этот процесс сопровождается химическим взаимодействием с атмосферой, что, в частности, определяет состав магнитной фазы в коре плавления каменных метеоритов. Магнитная фаза при этом характеризуется весьма низким содержанием никеля и кобальта, а силикатная фаза — повышенным содержанием кремнезема. Последнее хорошо объясняет присутствие в силикатной части сборов внеземной пыли кислых стекол [82], не соответствующих по составу минералам, преобладающим в каменных метеоритах.

Еще более глубокая дифференциация происходит, очевидно, при испарении космических тел при абляции и последующей конденсации вещества. Не рассматривая здесь детально процесс испарения и конденсации вещества (это будет сделано несколько ниже), отметим только некоторые существенные следствия этого процесса. Очевидно, при испарении вещества имеет место процесс фракционного разделения химических компонентов метеоритов по летучести. Кроме того, высокотемпературное испарение сложных соединений, входящих в состав метеорных тел, сопровождается термической диссоциацией вещества. При последующей конденсации вещества из газового облака образовавшийся конденсат должен весьма сильно отличаться от материнского тела как по минералогическому, так и по химическому составу. При этом следует ожидать образования более простых соединений, в том числе воднорастворимых. В этом плане значительный интерес представляют данные по содержанию некоторых характерных метеоритных элементов в антарктических льдах, которые являются концентраторами внеземного мелкодисперсного вещества [3]. Из общего содержания никеля около $5 \cdot 10^{-10}$ г на 1 г льда, бо́льшая часть которого, по мнению авторов исследования, имеет внеземное происхождение, более 80% находится в воднорастворимой форме.

Естественно, характер дифференциации вещества метеорных тел при процессах абляции в атмосфере планет, рассмотренный выше на примере кислородной атмосферы Земли, будет во многом зависеть от конкретных харак-

теристик атмосферы — ее состава, плотности и т. д. Однако основные черты процесса абляции, в том числе важное значение испарения и сопровождающей его диссоциации, будут, видимо, общими для всех планет Солнечной системы с плотной атмосферой.

Интенсивность выпадения космического вещества на поверхность планет. Интенсивность выпадения космического вещества на поверхность планет из окружающего пространства, особенно изменение интенсивности выпадения во времени, является важным параметром, который во многом может — и должен — определять геохимическую специфику планет. В настоящее время достаточно корректные оценки интенсивности выпадения межпланетного космического вещества имеются для Земли и для Луны. Естественно, что методы определения этого параметра для двух планет весьма различны в силу различия процессов, происходящих при встрече космических тел с планетой, обладающей мощной атмосферной оболочкой или практически не имеющей атмосферы.

Для Земли оценки современной интенсивности выпадения межпланетного вещества основываются либо на некоторых косвенных методах, например, на метеорном методе, либо на прямых сборах вещества из атмосферы и атмосферных выпадений, а также из некоторых специфических поверхностных образований — многолетних снеговых отложений и глубоководных океанических отложений. При этом при прямых сборах определяется как общее количество выпавшего вещества (по содержанию в сборах некоторых характерных метеоритных элементов — Ni, Co, Ir, Os или изотопов), так и отдельные его фракции, обычно так называемые черные магнитные космические шарики — продукт абляции метеорных тел в атмосфере. Не останавливаясь подробно на этом достаточно специфичном и сложном вопросе, отметим, что имеющиеся оценки нередко различаются на много порядков, что обусловлено, очевидно, различной систематической ошибкой применяемых методов. Критическое сопоставление результатов, полученных различными методами, позволяет в настоящее время достаточно уверенно ограничить интенсивность современного ежегодного выпадения на всю Землю внеземного вещества величиной $5 \cdot 10^4$—$1 \cdot 10^6$ т, или $1 \cdot 10^{-8}$—$2 \cdot 10^{-7}$ г/см^2·год [15, 29]. Примерно 10% этого вещества выпадает в виде черных магнитных шариков.

Интенсивность выпадения черных магнитных шариков на Землю в геологическом прошлом, оцененная по результатам изучения проб солей пермского и силурийского возраста, близка к современной [15]. Это позволяет считать, что по крайней мере за последние 0,5 млрд. лет интенсивность поступления на Землю космического вещества была относительно постоянной. Определение интенсивности поступления космического вещества на Луну производится либо по содержанию в реголите метеоритных сидерофильных (Ir, Au, Re, Ni и др.) и в меньшей степени летучих (Ge, In, Bi и др.) элементов, которыми резко обеднены лунные кристаллические породы, либо на основании плотности метеоритных и микрометеоритных кратеров на лунных поверхностных образованиях. Исследования вещественного состава позволяют выделить по крайней мере две компоненты внелунного вещества, одна из которых характеризуется достаточным постоянством поступления в послеморскую (т. е. последние 3 млрд. лет) эпоху и оценивается в $2{,}4 \cdot 10^{-9}$ г/см^2·год [26]. Вторая компонента фиксируется только в древних материковых породах и связывается с интенсивной бомбардировкой Луны ранее 3,9 млрд. лет назад.

Учитывая большое различие методов оценок интенсивности выпадения и большое количество допущений, принимаемых при таких оценках, совпадение величин выпадения межпланетного вещества на Землю и Луну можно признать удовлетворительным. Важным планетологическим выводом из приведенных оценок является факт постоянства выпадения межпланетного вещества на поверхность Луны и Земли (и, вероятно, также на поверхность других планет земной группы) в течение большей части их геологической истории, что позволяет использовать плотность ударных кратеров для оценки абсолютного возраста поверхности планет.

Совершенно иное положение было на стадии аккреции планет, которая сейчас признается наиболее вероятным способом их формирования. Последние фазы этой стадии мы видим в сплошь кратерированной древнейшей поверхности Луны, Меркурия и Марса. В это время падение метеороидов было основным процессом, формирующим геологический и геохимический облик планетного тела, которое на значительную глубину оказывается «насыпным» образованием, что подтверждается непосредственным изучением поверхности планетных тел. В это время закладывались основные, предопределяющие дальнейшее развитие структурные особенности планеты. Таким образом, если в современную эпоху падения метеоритов и не оказывают существенного влияния на развитие коры планет, то для понимания значения этого явления в начальных стадиях его мы должны ознакомиться с результатами отдельных падений и представить себе растущее в процессе множества таких соударений планетное тело.

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВЫСОКОСКОРОСТНОМ УДАРЕ

Если метеороид встречается с поверхностью планетного тела без существенной потери его космической скорости, происходит высокоскоростной удар. Пионерами изучения геологического эффекта падений метеоритов были К. П. Станюкович и В. В. Федынский [30]. Это явление мало известно геологам, и поэтому здесь дается его краткая характеристика. Необходимо отметить, что это достаточно сложное явление, и та характеристика ударного процесса, которая будет дана в этом разделе, является лишь очень грубой и упрощенной схемой.

В момент удара от места удара в породах мишени распространяется полусферическая ударная волна, под действием которой вещество сильно сжимается и нагревается. При скорости удара более 5 км/с начальная амплитуда давления в ударной волне составляет более 500 кбар, а при скорости удара около 20 км/с — более 5 Мбар. Одновременно ударная волна распространяется и по ударнику, достигает его тыловой поверхности и, отразившись от нее, бежит обратно. Такой двойной пробег ударной волны по ударнику обычно приводит к его полному разрушению.

При ударном сжатии каждый элементарный объем вещества в ударной волне сжимается, его решетка искажается, вплоть до перехода в высокобарные фазы с повышенной плотностью. С ростом давления и степени сжатия повышается и температура вещества. При некотором давлении она достигает температуры плавления и даже испарения вещества при нормальных условиях. Однако, поскольку с ростом давления температура плавления и испарения, как правило, возрастает, большинство горных пород до давлений порядка 1 Мбар остаются твердыми на фронте ударной волны. В частности, экспериментальные данные для SiO_2 [33] показывают, что плавление кремнезема в ударной волне, может быть, имеет место лишь при давлении порядка 2 Мбар.

Порядок величины давления P в ударной волне как функция энергии удара E и расстояния от точки удара Z может быть оценен по формуле [69]

$$P_{(\text{кбар})} \simeq \frac{0{,}2E^{0{,}9}(\text{Мт})}{Z^{2{,}7}(\text{км})},$$

где энергия выражена для наглядности в мегатоннах (Мт) взрывного эквивалента (1 Мт$\simeq$4,2·10^{22} эрг), а расстояние — в километрах. Следует помнить, что формулы, приведенные в данном разделе, имеют оценочный характер и дают представление только о порядке величины, не свидетельствуя о высокой точности оценок. Как видно из этой формулы, амплитуда ударной волны уменьшается почти пропорционально кубу расстояния, но при больших ударных событиях, например при образовании кратеров диаметром в десятки километров и более, сжатие в сотни килобар имеет место на расстояниях в несколько километров от центра удара.

Толщина зоны сжатия в ударной волне зависит от длительности удара, что, в свою очередь, определяется энергией ударника. В первом приближении можно считать, что толщина зоны сжатия имеет порядок поперечника ударника, т. е. примерно 1/30—1/20 диаметра кратера. Поскольку скорость распространения ударной волны в горных породах имеет величину порядка 5—10 км/с, получается, что при малых ударах, например при образовании кратеров поперечником в десятки—сотни метров, каждый элементарный объем находится в сжатом состоянии в течение времени порядка 10^{-6}—10^{-5} с, а при больших событиях, например типа ударов, образовавших земной кратер Попигай (100 км) или кратерный бассейн, вмещающий лунное Море Дождей (1200 км), вещество в ударной волне находится в сжатом состоянии в течение времени порядка секунд и десятков секунд. Это означает, что при больших ударах сжатие вещества (в ударной волне) в некотором отношении становится похоже на статическое сжатие.

После прохождения ударной волны вещество разгружается от давления, т. е. за ударной волной как бы следует волна разгрузки. При разгрузке в зависимости от амплитуды ударной волны, которая достигалась в данном элементарном объеме, вещество дробится, высокобарные фазы переходят обратно в низкобарные, а энергия, потраченная на сжатие вещества, выделяется преимущественно в виде тепла. Эксперименты показывают, что при разгрузке горные породы в зависимости от амплитуды ударной волны испытывают следующие превращения: несколько килобар — образование трещин и дробление, более 400—600 кбар — плавление, более 1 Мбар — испарение [51, 81]. При ударном сжатии пористых мишеней плавление начинается при амплитудах порядка 200 кбар [51, 81]. Однако причина плавления в этом случае совершенно иная: межзерновое трение в материале мишени при его уплотнении.

Распределение энергии, привнесенной ударником, в определенной мере зависит от скорости удара. Расчеты показывают [71], что при высокоскоростных ударах габброидным анортозитом (ГА) и железом (Fe) по габброидному анортозиту приблизительное распределение энергии имеет следующий вид (табл. 42).

Из данных [8, 25, 57, 80] следует, что при ударах со скоростями порядка

ТАБЛИЦА 42. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭНЕРГИИ (%) ПРИ ВЫСОКОСКОРОСТНОМ УДАРЕ

Куда расходуется	ГА → ГА			Fe → ГА		
	5 км/с	15 км/с	30 км/с	5 км/с	15 км/с	30 км/с
Кинетическая энергия выбросов	10	7	10	10	7	7
Дробление мишени	50	33	30	53	33	26
Нагревание мишени и метеорита	40	60	60	37	60	67

20—30 км/с имеет место следующее распределение объемов трещиноватого и раздробленного, расплавленного и испаренного вещества (объем кратера принят равным 1): $V_{\text{дробл}}\simeq 10$, $V_{\text{распл}}\simeq 1/30$, $V_{\text{испр}}\simeq 1/300$.

Интересно отметить, что объем ударника при этом составляет примерно 1/10000—1/30000 объема образуемого им кратера. В волне разгрузки каждый элементарный объем вещества в соответствии с величиной и направлением полученного им ударного импульса начинает по инерции двигаться. В первый момент это инерциальное движение материала мишени имеет радиальный центробежный характер, а затем приобретает вид, показанный на рис. 101. Хорошей аппроксимацией такого движения оказывается движение несжимаемой жидкости, что упрощает математическое описание физической картины этого процесса и часто используется в модельных построениях. В результате такого движения за счет выброса материала по баллистическим траекториям и вдавливания дна растущей полости образуется депрессия с довольно крутыми бортами, которые почти немедленно начинают обрушиваться и оползать. На том образование собственно ударного кратера завершается, хотя форма его меняется от заполнения продуктами выброса, которые частично попадают в кратер при обратном падении.

Диаметр образующегося кратера зависит от энергии удара. По [69] величина диаметра ударного кратера D в широком интервале размеров (метры — сотни километров), образованного высокоскоростным ударом на поверхности планетного тела с ускорением силы тяжести g, связана с величиной энергии удара E следующей оценочной зависимостью:

$$D_{(\text{км})} \simeq 0{,}8\ (g/g_0)^{1/8{,}5}\ E^{1/3{,}4}\ (\text{Мт}),$$

где g_0 — земное ускорение силы тяжести.

Для оценки энергии ударного событ

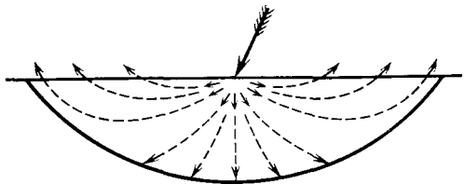


РИС. 101. Характер движения материала пород мишени при образовании ударного кратера

тия по наблюдаемой величине диаметра кратера можно пользоваться формулой

$$E\,(\text{Мт}) \simeq 2{,}4\ (g/g_0)^{0{,}4}\ D^{3{,}4}\,(\text{км}).$$

Для наглядности приведем некоторые оценки величины энергии кратерообразования, полученные по этой формуле для кратеров Земли и Луны. Энергия выражена в мегатоннах взрывного эквивалента. Напомним, что 1 Мт$\simeq$4,2·10^{22} эрг.

Диаметр кратера, км	1	10
Энергия, Мт		
Земля	2,4	6,0·10^{3}
Луна	1,2	3,0·10^{3}
Диаметр кратера, км	100	1000
Энергия, Мт		
Земля	1,5·10^{7}	3,8·10^{10}
Луна	7,0·10^{6}	1,8·10^{10}

При ударах с малыми скоростями (вторичные ударники или метеороиды, заторможенные в атмосфере) картина процесса сильно зависит от прочности ударника и мишени. В случае низкоскоростного удара прочного ударника в непрочную мишень типа рыхлого грунта он внедряется в нее, почти не разрушаясь, и образует углубление в мишени, которое может обладать большей относительной глубиной, чем у типичного кратера. В случае удара малопрочного ударника в породы мишени сравнимой или более высокой прочности ударник дробится и образует углубление, в общем близкое по строению к высокоскоростному кратеру, но, как правило, с меньшей глубиной.

УДАРНЫЕ КРАТЕРЫ

Высокоскоростной удар метеороида о поверхность планетного тела приводит к образованию ударного кратера. На безатмосферных планетных телах, например на Луне, ударные кратеры образуются ударниками любого размера, и соответственно там наблюдается очень широкий размерный ряд — от субмикронных микрократеров до структур диаметром более 1000 км. На планетных телах с атмосферой в зависимости от плотности последней имеется некоторый нижний предел размеров взрывных кратеров, образованных высокоскоростным ударом: метры — десятки метров на Марсе, около 100 м на Земле и несколько сотен метров на Венере. Кратеры размером меньше указанных пределов тоже образуются, но обычно в этом случае к моменту удара ударник, обладающий соответственно меньшей массой, уже сильно заторможен в атмосфере, и в результате в породах поверхности образуется выбоина от низкоскоростного удара, механика образования которой в определенной степени отличается от механики высокоскоростного удара. Возможны также случаи, когда достаточно большой метеорит, прошедший через атмосферу без значительной потери скорости, раскалывается вблизи поверхности, и тогда может образоваться поле высокоскоростных кратеров, размеры которых будут меньше указанных выше пределов. Е. Л. Кринов [74] предлагает выбоины от низкоскоростного удара называть ударными кратерами, а воронки, образованные высокоскоростным ударом, где ударно-волновая картина близка к той, которая характерна для взрыва, называть взрывными кратерами. В нашем изложении мы применяем термин «ударные» или «ударно-взрывные» ко всем метеоритным кратерам независимо от скорости удара, сохраняя термин «взрывные» для собственно взрывных структур, например, для мааров.

Ниже приводится сравнительное описание строения кратеров на планетных телах земного типа с некоторыми выводами по особенностям механизма их образования. Кроме приведенных выше, в соответствующих главах, данных по строению кратеров Луны, Меркурия, Марса, Фобоса, Деймоса и Венеры, мы здесь будем использовать также данные по строению кратеров Земли. Последние особенно интересны тем, что они во многих отношениях изучены гораздо лучше кратеров других планетных тел, в частности, многие из них теперь разбурены и изучены методами геофизического зондирования, а образцы ударно-преобразованных пород имеют надежную геологическую привязку. Поскольку цель данной главы — описание собственно ударного процесса, мы здесь будем отвлекаться от наложенных процессов разрушения кратеров, которые, конечно, всегда в той или иной степени осложняют картину явления.

При обсуждении особенностей строения кратеров здесь, так же как и в главе «Луна», изложение будет вестись раздельно для трех размерных категорий: 1) микрократеры — от долей микрона до первых сантиметров; 2) малые кратеры — от нескольких сантиметров до 1—2 км; 3) крупные кратеры — от 1—2 км до более 1000 км.

Микрократеры. Микрократеры образуются на поверхности планетных тел, не защищенных атмосферой. В главе «Луна» уже описывались микрократеры на поверхности частиц лунного реголита и лунных камней. Последнее время микрократеры стали находить и на поверхности минеральных зерен, слагающих некоторые специфические метеориты [52]. Считается, что вещество этих метеоритов находилось на поверхности их родительских тел, т. е. тоже является реголитом. Несомненно, что микрократеры должны быть также на Меркурии, спутниках Марса, астероидах и безатмосферных спутниках больших планет.

Выше уже говорилось, что в строении микрократеров различают центральную лунку, окруженную системой раковин откола, внешняя граница которых и считается краем микрократера. При фотограмметрическом изучении микрократеров диаметром 0,3—100 мкм на шариках стекла из сборов «Аполлона-15» в распределении отношений глубины микрократеров к их диаметру обнаружились 3 моды: ~1, ~1/2 и ~1/3 [60]. Судя по результатам модельных экспериментов, эти микрократеры образованы ударниками трех типов: 1) железными частицами (самые глубокие микрократеры), 2) силикатными частицами, 3) каким-то веществом с плотностью около 1 (самые неглубокие микрократеры). Интересно отметить, что эти три типа ударников соответствуют трем известным нам типам твердого межпланетного вещества: 1) железным метеоритам и астероидам, 2) каменным метеоритам и астероидам, 3) льдам комет. Это соответствие мы должны иметь в виду и при изучении более крупных кратеров, которые, очевидно, тоже образуются ударниками, представляющими все эти три типа вещества.

Зависимость особенностей строения модельных микрократеров от скорости удара, очевидно приложимая для анализа природных явлений, схематически изображена на рис. 102 [7]. В качестве мишени здесь использовалось стекло, а в качестве ударников — шарики из железа, алюминия (плотность как у силикатных ударников) и пластмассы с удельным весом 1,06 г/см^3 (аналог кометных льдов). Из рис. 102 хорошо видно, как с увеличением скорости удара простая выбоина в стекле переходит в микрократер с валом вокруг центральной лунки, зоной откола и явлениями плавления ударника и мишени.

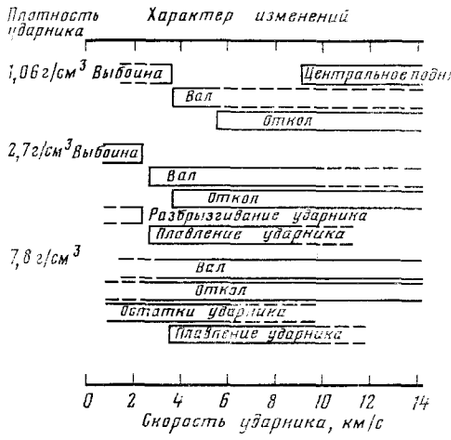


РИС. 102. Зависимость особенностей морфологии микрократеров от скорости удара. По [7] с изменениями

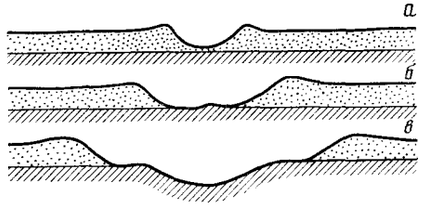


РИС. 103. Образование кратеров чашеобразной (*а*), плоскодонной (*б*) и концентрической (*в*) форм в слоистых мишенях



РИС. 104. Схема строения простого чашеобразного кратера. По [22] с изменениями

Малые кратеры. Кратеры, относящиеся к категории малых (несколько сантиметров — 1—2 км), известны на поверхности Земли, Луны, Меркурия, Марса и его спутников. Несомненно, они есть на поверхности астероидов и спутников больших планет. Расчеты показывают, что ударные кратеры диаметром начиная с нескольких сотен метров могут быть и на поверхности Венеры [27]. Среди малых кратеров резко преобладают чашеобразные кратеры простого строения.

ТАБЛИЦА 43. МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ СВЕЖИХ КРУПНЫХ КРАТЕРОВ ЛУНЫ

Тип кратера	Строение кратерной депрессии	Типичный интервал диаметров, км	Относительная глубина	Высота центральной горки, доли D
Шмидт	Чаша	<10—15	1/4—1/6	—
Дауэс	Чаша с уплощенным бугристо-грядовым дном	15—25	1/7—1/10	—
Рёмер	Уплощенная чаша с центральной горкой, занимающей почти всю площадь дна	25—40	1/7—1/15	1/100—1/20
Тихо — Коперник	Уплощенная чаша с одной или несколькими центральными горками, окруженными субгоризонтальными участками днища	30—200	1/10—1/40	1/100—1/20
Кольцевые бассейны	Депрессия с системой внутренних кольцевых поднятий, концентрических внешнему валу бассейна	>150—200	?	?

ТАБЛИЦА 44. ПОРОГОВЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ДИАМЕТРОВ КРАТЕРОВ НА РАЗНЫХ ПЛАНЕТНЫХ ТЕЛАХ

Планетное тело	Ускорение силы тяжести, см/с²	Характерный диаметр, км	
		Появление сложных кратеров	Появление бассейнов
Луна	162	10—20	150—200
Меркурий	362	7—10	100—130
Марс	372	5—15	100—150
Земля	981	3—5	23—60

Форма их может быть аппроксимирована сегментом параболоида вращения или сферы. Типичное отношение глубины от гребня вала до дна к диаметру по валу у свежих, неразрушенных представителей этих кратеров лежит в пределах 1/4—1/5 [38, 49]. На примере земных малых кратеров, образованных в скальных породах, видно, что чаша их выстлана раздробленными породами мишени. В этих дробленых породах иногда находят мелкие обломки кратерообразующих метеоритов, что характерно, например, для малых кратеров кратерного поля Каали на острове Саарема, Эстония.

Чаша кратера окружена кольцевым валом, который имеет двучленное строение. Нижняя его часть состоит из вздернутых и частично передробленных пород мишени, образующих так называемый структурный подъем. Верхняя часть вала — это навал выбросов из кратера, который, постепенно уменьшаясь в мощности, уходит за пределы вала кратера в виде кольцевой зоны выбросов. В ряде случаев наблюдается отклонение симметрии выбросов и самого вала от кольцевой к двусторонней при сохранении округлой формы кратера. Это, как показывают эксперименты, очевидно, есть следствие косого удара.

Среди малых кратеров, кроме явно преобладающих чашеобразных форм, встречаются еще четыре достаточно типичные разновидности: конусообразные, плоскодонные, с центральной горкой и концентрические (с двойным валом). Модельные эксперименты в сочетании с наблюдениями над природными объектами показывают, что конусообразные кратеры (в тех случаях, когда они ударные, а не иного генезиса, например, провально-просыпные), очевидно, образуются тогда, когда на стадии модификации первичной полости по каким-либо причинам слабо развивается обрушение ее бортов. Образование трех других морфологических разновидностей связывается с особенностями механики кратерообразования в двуслойных мишенях (рис. 103). Опыты показали [17], что в таких мишенях, моделирующих типичную для планетных тел ситуацию рыхлого реголитового чехла на более прочном скальном основании, при отношении мощности рыхлого слоя h к диаметру кратера D более 0,26 образуются чашеобразные кратеры. При $0{,}11<h/D<0{,}26$ образуются плоскодонные кратеры и кратеры с центральными горками. При $0{,}02<h/D<0{,}11$ образуются концентрические кратеры. При $h/D<0{,}02$ кратеры снова чашеобразные. Следует подчеркнуть, что здесь особенности строения кратеров определяются спецификой процесса экскавации, и возвратные движения типа упругой отдачи в образовании уплощенных днищ, центральных горок и внутреннего вала малых кратеров никакого участия не принимают. Малые кратеры на Земле обычно возникают от удара заторможенного атмосферой тела, а на безатмосферных планетах могут быть следствием как малой массы ударника, так и низкоскоростного удара при образовании вторичных кратеров.

Крупные кратеры. Кратеры, которые здесь относятся к категории крупных (1—2 км — более 1000 км), известны на Земле, Луне, Меркурии, Марсе, его спутниках, Венере и спутниках Юпитера. Несомненно, они есть на астероидах и спутниках других, кроме Юпитера, больших планет. Для крупных кратеров характерно закономерное изменение особенностей их строения в зависимости от величины их диаметра, являющееся своеобразным проявлением эффекта масштаба явления при ударном кратерообразовании. В морфологическом отношении наиболее полная и хорошо изученная последовательность переходов от одного типа строения к другому известна на Луне (табл. 43) [39]. В ряде случаев бывает целесообразно использовать упрощенную классификацию типов строения кратеров с выделением трех разновидностей: 1) простые кратеры (тип Шмидт), 2) сложные кратеры (типы Дауэс, Рёмер, Тихо и Коперник), 3) бассейны.

Как было показано в предыдущих главах, на других планетных телах прослеживается примерно такая же последовательность в типах строения кратеров, как и на Луне. Однако пороговые значения диаметров перехода от одного типа к другому здесь несколько иные по сравнению с Луной, что видно, например, при сравнении кратеров Луны, Меркурия, Марса и Земли (табл. 44). Интересно отметить, что в этой выборке данных наблюдается обратная корреляция между величинами пороговых диаметров и ускорением силы тяжести на планетном теле. Зависимость размера кратера, образованного ударом определенной энергии, от ускорения силы тяжести описывалась в одном из предыдущих разделов данной главы. Очевидно, сила тяжести в определенной степени контролирует и особенности механики кратерообразования, которая приводит к образованию сложных кратеров и бассейнов.

Геологоструктурная расшифровка этих морфологических переходов может быть сделана с учетом данных по строению кратеров Земли. Земные ударные кратеры диаметром менее 3—5 км имеют простую чашеобразную форму (рис. 104). На примере хорошо изученного кратера Метеор (США; D=1,2 км), часто называемого еще Аризонским, можно продемонстрировать некоторые особенности их строения. По форме в плане кратер Метеор ближе к квадрату или восьмиугольнику, чем к кругу, что связано с ориентировкой доударной системы разломов в породах мишени. Кратер имеет средний диаметр по гребню вала 1186 м при глубине (от среднего уровня вала до современного днища) 167 м. На дне находится линза озерных и аллювиальных отложений мощностью около 30 м, под которой залегает линза аллогенных брекчий мощностью около 200 м. На глубину до 800 м под днищем кратера прослежена зона трещиноватости. Вал имеет двучленное строение. Цокольная часть вала образована

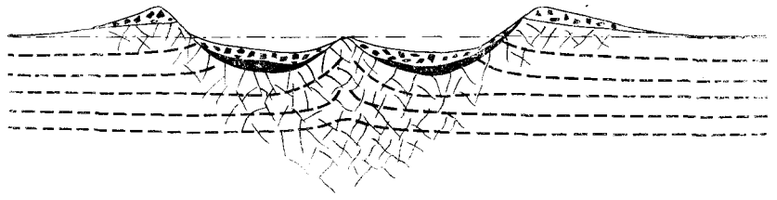


РИС. 105. Схема строения сложного кратера. Заливкой показаны расплавные импактиты. По [22] с изменениями

задранными вверх породами мишени (структурный подъем) и перекрыта навалом выбросов. Средняя амплитуда структурного подъема в бортах кратера 47 м, на удалении 80 м от бортов — 11 м, на удалении 300 м подъем уже неощутим. В навале выбросов на валу кратера обломки пород из различных горизонтов мишени залегают в обратной стратиграфической последовательности [1].

Кроме дробленых пород, в выполнении кратеров простого строения обнаружены также продукты ударного плавления. В кратере Метеор они находятся в виде частиц стекла, в том числе чисто кварцевого стекла — лешательерита. В кратере Брент (Канада; D=3,2 км), кроме диспергированных продуктов ударного плавления, в основании линзы внутрикратерных аллогенных брекчий находится пластообразная залежь застывшего ударного расплава мощностью около 30 м.

Земные кратеры диаметром более 3—5 км имеют сложное строение (рис. 105). Их относительная глубина (от гребня вала до подошвы аллогенных внутрикратерных брекчий) заметно меньше, чем у простых кратеров,— от 1/12 у 3,5-километрового кратера Штейнхейм в ФРГ до 1/30—1/40 у 100-километрового кратера Попигай на Анабарском щите. У свежих простых кратеров величина этого параметра лежит в пределах 1/3—1/5. В центре кратеров сложного строения наблюдается центральное поднятие — аналог центральной горки лунных кратеров,— сложенное аутигенной брекчией пород мишени. Вершина его близка к уровню исходной поверхности, а следовательно, и к месту удара. Центральное поднятие в сложных кратерах окружено кольцевой депрессией, почти нацело выполненной аллогенной брекчией и продуктами ударного плавления. Последние называют также расплавными импактитами. Они представлены толщами туфоподобных пород (так называемые зювиты) и залежами массивных лавоподобных пород (так называемые тагамиты). У наиболее крупных кратеров, относящихся к категории бассейнов, например, у упоминавшегося кратера Попигай, строение еще более осложняется за счет появления концентрической системы внутренних кольцевых поднятий и депрессий [22, 24, 58].

Разбуривание и геофизическое зондирование сложных кратеров и бассейнов, образованных в хорошо стратифицированных мишенях, показывают, что центральное поднятие — это результат подъема пород дна кратера. На это же указывает слишком низкий уровень ударного метаморфизма пород, слагающих центральное поднятие, не соответствующий наблюдаемому расстоянию до места удара. Амплитуда этого поднятия в кратерах размером в несколько километров, например в упоминавшемся кратере Штейнхейм (D=3,4 км), не превышает сотен метров, а в кратерах поперечником в десятки километров, например в Болтышском на Украинском щите (D=22 км) или Карском на Полярном Урале (D=50 км), она может достигать 5—10 км.

Для центральных поднятий земных ударных кратеров, даже в случае хорошо сохранившихся структур, типично отсутствие перекрывающих их залежей ударного расплава. Тела лавоподобных расплавных импактитов (тагамитов), как правило, приурочены к кольцевой депрессии вокруг центрального поднятия, прилегая к склонам последнего. Модельные опыты показывают, что перегруженный обломками ударный расплав должен был застыть за время порядка десятков секунд — нескольких минут после удара [78]. Отсутствие расплава на вершинах центральных поднятий говорит о том, что они образовались за еще более короткое время, очевидно, по механизму упругой отдачи ударно-сжатого материала дна растущей кратерной полости.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВЕЩЕСТВА В УДАРНОМ ПРОЦЕССЕ

При падениях метеороидов на поверхности планетных тел, приводящих к образованию ударных кратеров, вещество ударника и пород мишени претерпевает различного рода преобразования. В порядке увеличения интенсивности ударного воздействия эти преобразования можно расположить в определенной последовательности: 1) образование трещин и дробление, 2) изменения в кристаллической структуре минералов, 3) плавление, 4) испарение и последующая конденсация. Параллельно с этими преобразованиями происходят и химические преобразования, которые обычно проявляются в виде явлений термического восстановления. Кроме того, вещество, вовлеченное в ударный процесс, в той или иной степени перемещается в пространстве. Результатами такого перемещения, в частности, являются перемешивание и совместное отложение порций вещества, испытавших весьма различную ударную нагрузку и вхождение примеси метеоритного вещества в продукты преобразования пород мишени. Ниже приводится краткая характеристика продуктов ударного преобразования вещества — импактитов.

Дробление. Наиболее слабым проявлением ударного преобразования скальных горных пород является развитие в них трещиноватости и дробления. Дробление характерно для ударных нагрузок с амплитудой в несколько килобар, а в случае малопрочных пород — и при меньших нагрузках. Продукты ударного дробления, в которых слагающие их обломки не испытали существенного перемещения, образуют ударную аутигенную брекчию. Аутигенная брекчия слагает истинное дно ударных кратеров и с удалением от места удара постепенно переходит в трещиноватые породы мишени. По оценкам, сделанным на основе методов сейсмического зондирования и гравиметрии, общий объем разуплотненных трещиноватых и дробленых пород, не испытавших значительного перемещения, может достигать примерно 10 объемов чаши кратеров. Зона дробления уходит вниз под кратер на глубину, превышающую диаметр кратера. Это может иметь планетологическое значение и предопределять дальнейшее развитие тектоники. Следует, однако, оговориться, что в событиях большого масштаба естественным ограничением глубины распространения разуплотненной зоны дробления, вероятно, является литостатическое давление. Так, там, где оно превосходит предел прочности пород на сжатие (обычно 1—3 кбар), трещины могут закрываться. На поверхности в системе трещин вокруг кратера обычно выражены радиальные и концентрические ориентировки.

Перемещенные продукты ударного дробления образуют аллогенную брекчию, в которой обломки пород мишени сцементированы тонкозернистым обломочным материалом того же состава

(рис. 106). Несцементированный обломочный материал, наблюдаемый в выбросах и на дне некоторых малых кратеров, не имеет специального названия. На Луне он образует слой реголита. Аллогенные брекчии в земных ударных кратерах слагают закратерные выбросы и выбросы, упавшие обратно в кратер.

Размерный состав обломков в продуктах ударного дробления изучен недостаточно хорошо. Результаты исследования обломков во внутрикратерных аллогенных брекчиях земных кратеров Янисъярви (D=10 км) и Кара (D=50 км) показали: для большинства опробованных отложений и образцов по керну скважин характерно, что гранулометрический спектр обломков может быть аппроксимирован выражением $N_{>x}=(400—1000)x^{-2}$, где $N_{>x}$ — число обломков, имеющих длину более x см, наблюдаемое на 1 м² обнажения или поверхности керна. Выдержанность этой зависимости по площади кратера и по разрезу вскрываемого скважинами кратерного выполнения указывает на хорошую перемешанность материала, очевидно осевшего из высокотурбулизованного облака, аналогичного насыщенному обломками и пылью облаку взрыва, наблюдаемому при взрыве ядерных и больших химических зарядов. Интересно отметить, что такая же зависимость количества обломков от размера была обнаружена в выбросах из 540-метрового кратера на Луне и в продуктах дробления гранитов при взрыве 10-тонного заряда химического ВВ [50].

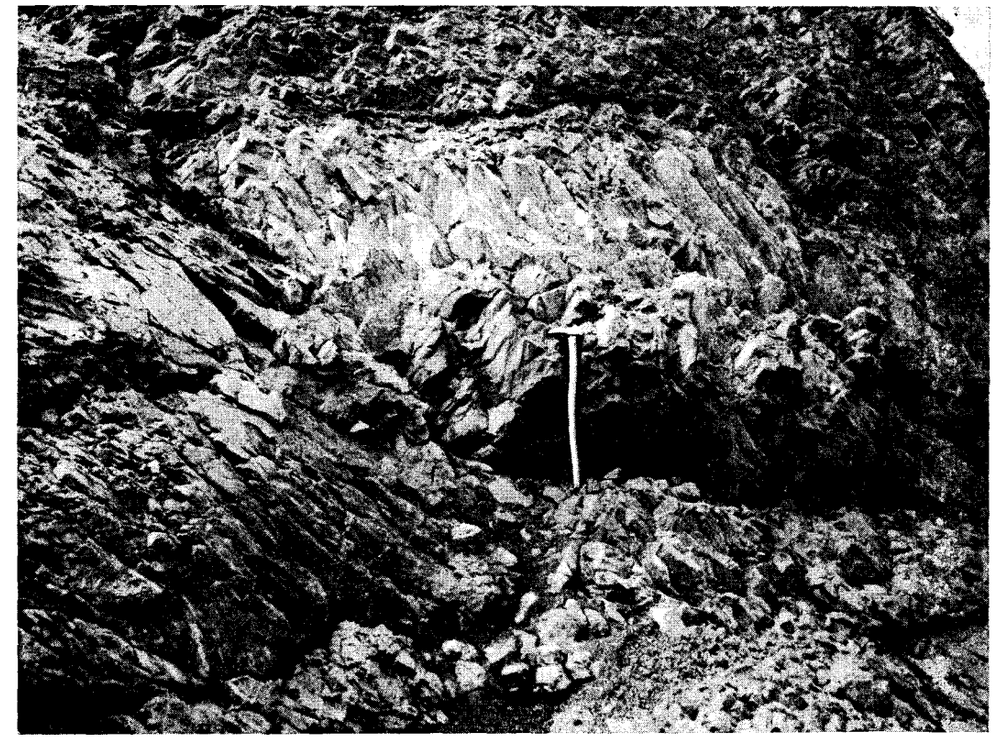
РИС. 106. Обнажение аллогенной брекчии в центральной части кратера Янисъярви, Карелия. Виден крупный обломок биотит-кварцевого сланца; фото Л. Б. Грановского



Иногда в крупных ударных кратерах, например в периферических частях кратера Попигай, наблюдаются мегабрекчии, образованные скоплениями очень крупных (десятки и даже первые сотни метров) блоков различных пород мишени [24]. Блоки скальных пород такого же размера наблюдались также и на валах лунных кратеров. При изучении обломков в аллогенных брекчиях кратеров Янисъярви и Кара, а также в продуктах дробления гранитов было обнаружено, что распределение обломков по наблюдаемому относительному удлинению во всех изученных случаях имеет одинаковую моду x_{min}/x_{max}=0,6—0,7. Породы мишени здесь сильно различаются по механическим свойствам (алевро-псаммиты Кары, слюдяно-кварцевые сланцы Янисъярви, граниты Тянь-Шаня), что дает основания считать, что при дроблении ударной волной текстурные особенности этих пород не оказали определяющего влияния на форму образующихся обломков [50].

Характерной формой раскола горных пород при прохождении ударной волны являются хорошо известные конуса сотрясения (рис. 107). Они представляют собой конусообразные поверхности, образованные системой трещин, радиально расходящихся от некой вершины. Эти поверхности обладают специфическим рисунком расходящихся полос, образованных узкими бороздами, раз-

РИС. 107. Конусы сотрясения в глыбе песчаника в аллогенной брекчии Карской структуры, Полярный Урал; фото Л. Б. Грановского



деленными более широкими выпуклостями. Размеры конусов сотрясения лежат в широких пределах — от долей сантиметров до нескольких метров. Конуса сотрясения встречаются в различных породах мишени: карбонатных породах, сланцах, алевритах, эффузивах и т. д. На свежевскрытых поверхностях конусов нередко наблюдается порошковатое вещество, в составе которого обнаружены силикатные шарики микронного размера, очевидно образовавшиеся за счет плавления при трении. Считается, что конуса сотрясения образуются при ударных нагрузках порядка 20—200 кбар [76]. Легкость обнаружения этих специфических образований делает их важным диагностическим признаком ударных структур.

РИС. 108. Планарные элементы в зерне кварца из аллогенной брекчии Карской структуры, Полярный Урал. Шлиф, поперечник поля зрения 1 мм; фото Л. Б. Грановского



Кроме обломков пород мишени, в составе брекчий в небольших количествах отмечается в той или иной степени раскристаллизованное стекло. Это полоски и линзочки псевдотахиллитов, образовавшихся за счет трения на границах обломков пород и блоков, слагающих аутигенные брекчии. В аллогенных брекчиях включения стекла нередко встречаются в составе обломочного цемента, а иногда и среди крупных обломков наблюдаются бомбочки и лепешки застывшего ударного расплава. Вообще следует особо подчеркнуть неоднородность аллогенных брекчий в отношении степени ударного сжатия, которое испытал слагающий их материал.

Среди лунных образований продукты дробления представлены реголитом, реголитовыми брекчиями и материковыми брекчиями. Как уже говорилось в главе «Луна», лунный реголит — это рыхлый продукт многократного дробления морских базальтов и материковых брекчий, сформировавшийся в результате суммарного воздействия ударов, образовавших популяцию малых кратеров Луны. В составе реголита преобладает обломочный материал, но в качестве обязательного компонента присутствуют и продукты ударного плавления в виде стекол, шлаков и агглютинатов. Доля продуктов ударного плавления в материале реголита тем выше, чем дольше он находился на поверхности. Реголитовые брекчии — это литифицированный реголит. Причиной литификации обычно считается уплотнение материала реголита при ударном сжатии. Материковые брекчии сформировались при переработке лунной коры ударами, образовавшими популяцию крупных кратеров Луны. Они преобладают в лунной коре на глубинах до нескольких километров, а может быть, и глубже. Материковые брекчии во многом похожи на аллогенные брекчии земных ударных кратеров, но в целом сравнительный анализ этих образований еще не проводился.

Изменения в кристаллической структуре минералов. Следующие по интенсивности (после дробления) проявления ударного преобразования вещества выражаются в изменениях, происходящих в кристаллической структуре минералов. Эти изменения сводятся к повреждению кристаллической структуры минералов, вплоть до полной изотропизации с образованием диаплектовых стекол, и к образованию высокобарных фаз — модификаций повышенной плотности, устойчивых при высоких давлениях.

Повреждения кристаллической решетки проявляются в пластических деформациях и изотропизации минералов. Одним из характерных выражений пластических деформаций служат планарные элементы (рис. 108). Это системы плоских поверхностей деформации, напоминающие спайность и обычно ориентированные по определенным кристаллографическим направлениям. Планарные элементы являются хорошим диагностическим признаком удара, особенно когда они развиты в минералах без хорошо выраженной спайности, например в кварце. Есть наблюдения, что в некоторых случаях планарные элементы в кварце декорированы высокобарной модификацией кремнезема — стишовитом [24]. Для кварца также имеются попытки связать кристаллографическую ориентировку планарных элементов с величиной ударной нагрузки. Планарные элементы в кварце и полевом шпате считаются свидетельством ударных нагрузок 100—200 кбар.

Изотропизация минералов проявляется прежде всего в уменьшении и сближении показателей преломления по различным кристаллографическим осям. В результате двупреломление уменьшается, и при достижении некоторой критической нагрузки вещество становится оптически изотропным. Для кварца это явление происходит под воздействием ударных нагрузок в интервале от 260 до 300 кбар. В результате показатель преломления уменьшается до 1,470, что типично для кварцевого диаплектового стекла. Изотропизация проявляется также в изменении ИК-спектров минералов и в аморфизации по отношению к рентгеновскому излучению. В породах кратера Янисъярви описаны интересные случаи полной аморфизации минералов, слагающих биотит-кварцевые сланцы пород мишени, при сохранении внешнего рисунка исходной структуры и текстуры породы [62, 65].

Образование минеральных фаз с повышенной плотностью по менее плотным фазам того же химического состава в процессе ударного сжатия известно как в породах мишени, так и в веществе кратерообразующих метеоритов. Наиболее изучены на природных объектах и в лабораторных экспериментах фазовые переходы для кремнезема и углерода.

Кварц (плотность 2,65 г/см^3) при сжатии в статических условиях при давлении порядка 40 кбар переходит в коэсит, моноклинную модификацию SiO_2 с плотностью 2,93 г/см^3 [55], а при давлении порядка 80 кбар — в стишовит, тетрагональную модификацию с плотностью 4,291 г/см^3 [31]. В экспериментах по ударному сжатию переход происходит при более высоком давлении, чем при статическом сжатии. До давлений порядка 120—130 кбар переходов нет. При более высоких давлениях, вплоть до давлений 350—370 кбар, имеет место смешанно-фазный режим, когда сосуществуют кварц и стишовит [4, 11]. Коэсит в экспериментах получен лишь при сжатии высокопористых порошков кремнезема [9].

Следует отметить, что при разгрузке от давления высокоплотные модификации испытывают обратный переход в обычный кварц, и в породах метеоритных кратеров коэсит и стишовит обнаруживаются в виде очень малых реликтовых примесей к кварцу или кварцевому стеклу — лешательериту [5]. Тем не менее широкая распространенность кварца в породах земной коры и доста-

точно эффективные методы рентгенографического определения коэсита и стишовита, с предварительным обогащением, делают поиски этих минералов одним из главных способов доказательства ударного происхождения большинства крупных земных метеоритных кратеров.

В настоящее время коэсит и стишовит установлены в породах многих ударных кратеров Земли, в том числе в кратерах Метеор, США (D=1,2 км), Янисъярви, СССР (D=12 км), Рис, ФРГ (D=26 км), Попигай, СССР (D=100 км) [6, 24, 62]. В лунном реголите, являющемся продуктом многократного ударного дробления, коэсит и стишовит не обнаружены, очевидно, потому, что исходный для их образования кремнезем в лунных породах присутствует в виде малой примеси кристобалитовых зерен, к которым обычные методы поисков с обогащением в навесках порядка 1—2 кг и более неприменимы.

Углерод (плотность 2,25 г/см³ для графита) при ударном сжатии переходит в кубический алмаз (3,5 г/см³) или гексагональный алмаз-лонсдейлит (3,2 г/см³). До 180 кбар переходов нет. Выше, до давлений порядка 350—400 кбар, имеет место смешанно-фазный режим. Далее, до давления порядка 2 Мбар, сжатие в экспериментах идет вдоль «алмазной» ветви. Начало перехода зависит также от исходного состояния углерода в опытах. Так, например, пиролитический графит не переходит в алмаз до давлений порядка 500 кбар [32, 48]. В природных объектах находки алмаза и лонсдейлита описаны в породах из кратеров Рис и Попигай [23, 28], а также в метеоритах, в частности в осколках железного метеорита Каньон-Дьябло, образовавшего кратер Метеор [6].

РИС. 109. Штуф тагамита из кратера Янисъярви, Карелия. Видны ксенолиты обломков пород мишени; фото Л. Б. Грановского



Плавление. Плавление при ударе может быть вызвано двумя различными причинами — межзерновым трением при сжатии пористых сред и переходом в тепло при снятии ударной нагрузки той энергии, которая была затрачена на сжатие кристаллической решетки минералов на фронте ударной волны. Плавление за счет трения зерен и блоков пород приводит к образованию уже упоминавшихся линзочек и полосок псевдотахиллитов в аутигенных брекчиях. Оно, очевидно, также является одним из факторов литификации при образовании реголитовых брекчий Луны. Принципиальной особенностью плавления по такому механизму является его локальный характер, так как образующийся расплав смазывает трущиеся поверхности, прекращая тем самым процесс разогрева и плавления. Эксперименты показывают, что заметное развитие частичного плавления за счет межзернового трения имеет место при ударных нагрузках порядка 200—300 кбар [51, 81], а возможно, и меньше, начинаясь на контактах отдельных зерен, концентрирующих напряжения.

Плавление при разгрузке от ударного сжатия ответственно за появление в земных ударных кратерах различных расплавных импактитов: залежей и секущих тел тагамитов — застывших расплавов с массивной текстурой, толщ зювитов — брекчиевидных пород, в которых значительная часть обломочного материала представлена обломками стекла, стеклянными бомбами и лапиллями (рис. 109). Представителем вещества, прошедшего через стадию расплава и, очевидно, связанного с ударным процессом, являются также тектиты, однако конкретные механизмы связи тектитов с ударными кратерами недостаточно ясны.

Продукты ударного плавления видны на детальных снимках лунной поверхности в виде застывших потоков, покровов и озеровидных скоплений лавоподобного материала в хорошо сохранившихся ударных кратерах [39, 68]. Оценки показывают, что по сравнению с земными кратерами лунные кратеры того же размера содержат меньше расплава, что, очевидно, связано с различной силой тяжести на этих планетных телах [67]. Возможно, что по крайней мере часть образцов высокоглиноземистых базальтов, доставленных из материковых районов Луны, представляют эти ударные расплавы. Застывший ударный расплав в виде частично раскристаллизованного стекла — характерная составная часть материковых брекчий Луны, которые некоторыми исследователями считаются аналогами земных зювитов [10]. Несомненными продуктами ударного плавления являются также стекла, шлаки и агглютинаты, входящие в состав реголита Луны.

Эксперименты показывают, что в базальте, претерпевшем воздействие ударной нагрузки в 400—600 кбар, видны следы плавления плагиоклаза. При ударе, дающем 600—800 кбар, идет плавление плагиоклаза и пироксена. Удар силой 800—1000 кбар вызывает полное плавление базальта [81]. Менее сжимаемый и более тугоплавкий оливин при экспериментах с монокристаллами оливина и с дунитом требует для начала плавления 800 кбар [51]. Следует подчеркнуть важную особенность плавления при разгрузке от ударного сжатия. В этом случае выделение тепла происходит в объеме каждого минерального зерна, и, чем более сжимаем минерал, тем сильнее он нагревается при разгрузке. Это приводит к принципиально иному (по сравнению с эндогенным механизмом генерации расплавов) неэвтектическому характеру частичного плавления при ударе. Здесь первые порции расплава не эвтектика, а наиболее сжимаемый компонент породы. Заманчиво думать, что это может быть одним из возможных механизмов обогащения полевым шпатом пород, слагающих лунные материки, для которых большая роль ударной переработки несомненна.

На примере расплавов, связанных с земными ударными кратерами, видно, что их состав близок к среднему составу пород мишени, вовлеченных в процесс ударного плавления. Ударные расплавы очень сильно перемешаны. Например, в кратере Маникуаган, Канада (D=65 км), образованном в породах, в которых содержание SiO_2 колеблется от 42 до 72%, содержание этого компонента в донной залежи расплавных импактитов лежит в пределах 57,3± ±2,1% (разброс в два стандартных отклонения) [78]. В пробе ударного расплава из кратера Восточный Клируотер, Канада (D=22 км), навески в 320, 0,52 и 0,05 мг дают практически одинаковые содержания натрия, калия, железа и ряда элементов-примесей [77]. В расплавных импактитах донных залежей кратера Маникуаган наблюдается примесь мелкого обломочного материала, слабо измененного ударным процессом. Практически нет ни одного квадратного миллиметра шлифа, свободного от обломков. По месту залегания до момента удара материал этих обломков находился на расстоянии не менее нескольких километров от материала, из которого образовался расплав. Таким образом, при формировании донных залежей ударного расплава происходило интенсивное пе-

ремешивание в широком интервале масштабов — от сантиметров до километров [78]. Этот вывод согласуется с упоминавшимися выше данными о хорошей перемешанности материала аллогенных брекчий кратеров Кара и Янисъярви. Не ясно, имеется ли такая же высокая степень перемешанности в кратерном выполнении на безатмосферных планетных телах, таких, как Меркурий и Луна.

При изучении земных кратеров выявилась еще одна интересная особенность. Оказалось, что расплава в различных его проявлениях в кратерах, образованных в кристаллических породах, гораздо больше, чем в кратерах, образованных в осадочных породах. По данным [72], эта разница достигает двух порядков величины. В кратерах, образованных в карбонатных толщах, не обнаруживаются также и продукты декарбонатизации. Возможная причина этого явления состоит в том, что при ударе в мишень из осадочных пород выделяется много газов, продукты плавления и декарбонатизации распыляются и реагируют с газами, а после отложения — с грунтовыми водами, и превращаются в обычные продукты гипергенеза, например, в глинистые минералы [72]. Возможно также, что большие затраты тепла на кипение воды (539 кал/г), которая обычно в заметных количествах присутствует в порах осадочных пород, представляют собой одну из причин этого явления.

При изучении земных ударных кратеров выяснилось, что часть расплавных импактитов несет в себе признаки заметного (по крайней мере до 1500—1850°С) перегрева расплава: распад циркона на бадделеит и кремнезем, плавление (а не растворение в расплаве) обломков кварца с образованием лешательерита, характерные особенности ИК-спектров у стекол [5]. Этим ударные расплавы резко отличаются от магматических расплавов, для которых в соответствии с принципом Боуэна перегрев запрещен. Перегрев ударных расплавов создает условия для распада молекулярных групп, испарения компонентов расплава и химических изменений, например, восстановления железа при частичном улетучивании кислорода.

Испарение и конденсация. Наиболее глубокой переработке вещество подвергается в зоне, непосредственно примыкающей к месту высокоскоростного удара, где температуры могут достигать многих тысяч градусов и где вещество может претерпевать частичное или полное испарение. Следует отметить, что естественные природные тела — горные породы или метеориты — в отличие от искусственных чистых систем, которыми обычно пользуются в лаборатории при построении фазовых диаграмм, всегда содержат, наряду с примесью значительного числа микроэлементов, также летучие примеси, количество которых при анализах определяется в виде потерь при прокаливании и состав которых изучается детально лишь при специальных исследованиях.

Могут быть выделены по крайней мере три группы компонентов, связанных с разными стадиями процесса потери летучих из горных пород. Первую группу составляют вещества, улетучивание которых связано с процессами дегидратации и декарбонизации,— обычные летучие компоненты. Вторую группу представляют элементы, выделяющиеся при плавлении и разрушении кристаллической решетки породообразующих минералов, например, радиогенные газы. К третьей группе следует отнести продукты термической диссоциации и парообразования, т. е. собственно испарения главных компонентов расплава в перегретом состоянии.

Переход в газообразное состояние вызывает заметное изменение подвижности вещества, в результате чего резко возрастают потенциальные возможности разделения компонентов, на много порядков превышая таковые кристаллизационной дифференциации вязкого расплава. Ударное плавление существенно отличается от обычного (магматического) плавления горной породы в первую очередь тем, что, как правило, происходит в условиях системы, открытой на вакуум космического пространства или на атмосферу планеты. При этом за счет ударного дробления породы и разбрызгивания расплава возникает громадная свободная поверхность. В зоне взрыва перегретые объемы пара расплава, характер которых должен описываться уравнениями низкотемпературной плазмы, соседствуют с более холодными брызгами расплава и твердыми частицами пород. Все это создает большие возможности для перераспределения вещества в газовой фазе, куда могут вовлекаться и обычные литофильные элементы. В целом процесс крайне неравновесен, и общий эффект разделения элементов будет определяться соотношением процессов селективного испарения и конденсации вещества.

Лабораторные эксперименты показывают, что при температурах 1300—1600°С из базальтового расплава в вакууме (что моделирует в определенной степени процесс испарения при ударе) происходит заметное улетучивание щелочей, железа и кремния. При температурах выше 1600°С в заметных количествах испаряются магний, алюминий, кальций (табл. 45). Для базальтовых расплавов устанавливается следующий температурный ряд относительной летучести: K>Na>Fe>Si>>Mg>Al>Ca>Ti [46]. Для гранитного расплава ряд относительной летучести имеет вид: Na>K>Fe>Si>Al. Положение в этом ряду Mg, Ca, Ti и P пока не ясно. Различия в особенностях испарения элементов в базальтовых и гранитных расплавах определяются в значительной степени кислотно-основными характеристиками расплавов. Таким образом, остаточный расплав и конденсат испарившейся части могут иметь существенно различный состав. Однако наиболее легко конденсирующаяся часть высокотемпературного силикатного пара должна содержать главным образом труднолетучие компоненты, которые обогащают и остаточную жидкость.

Эффекты разделения элементов при селективном испарении и частичной конденсации при высокоскоростной бомбардировке в целом наиболее ярко

ТАБЛИЦА 45. ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВОВ РАСПЛАВОВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ИСПАРЕНИИ

Компонент	Щелочной титанистый базальт			Оливиновый базальт			Щелочной гранит		
	исходный состав, вес. %	расплав (T=1800°С; P=10^{-4} мм рт. ст.; время 30 мин)	конденсат (T>1800°С; P=10^{-4} мм рт. ст.)	исходный состав, вес. %	расплав	конденсат	исходный состав, вес. %	расплав**	конденсат
					T=1775°С, P=10^{-5} мм рт. ст. Потери исходной массы 43%			T=2000°С, P=10^{-5} мм рт.ст. Потери исходной массы 18%	
SiO_2	43,00	38,36	61,78	50,7	54,1	48,84	73,62	76,33	49,0
TiO_2	5,90	9,98	0,85	1,06	1,28	0,82	0,54	0,49	0,68
Al_2O_3	10,36	14,24	1,42	16,8	23,3	8,92	12,08	11,99	10,57
Fe_2O_3	15,35*	10,70*	20,37*	9,38*	4,19*	16,93*	1,00	Не. обн.	Не. обн.
FeO	—	—	—	—	—	—	2,59	2,70	7,20
MgO	6,92	8,11	5,96	5,58	6,19	5,67	0,23	0,18	0,41
CaO	13,27	18,05	4,20	7,52	10,28	4,20	1,15	0,91	2,11
Na_2O	1,30	0,15	2,83	4,90	0,10	11,67	3,70	1,42	13,90
K_2O	1,93	0,05	2,28	1,59	0,11	3,55	4,12	2,38	11,67

* Железо определялось в виде Fe_2O_3.

** В стекле присутствует 2,48 вес. % сорбционной воды.

должны проявляться для пород поверхности безатмосферных планетных тел, в частности, для пород поверхности Луны. Действительно, многие исследования показывают, что лунный реголит в целом и особенно наиболее переработанные его фракции (стекла различных типов) в заметной степени обеднены по сравнению с первичными кристаллическими породами, рядом компонентов, как легколетучих, типа щелочных металлов, так и более трудно-летучих, таких, как железо и кремний. Примеры потери элементов из реголита были получены как при исследовании химического состава вещества — по относительному содержанию в разных типах пород K, Na, P, Fe, Si, так и при изотопных исследованиях — по утяжелению изотопного состава S, K, Si, O [16, 59, 61, 63, 75, 79, 83]. Интенсивность процесса селективного испарения может быть весьма велика: потери кремния и кислорода из мелкой фракции реголита в целом составляют около 1%, а серы, калия и натрия — не менее 20—40% [14, 54]. Для отдельных частиц потери натрия превышают 90%, а кремния —30% первоначального содержания этих элементов [14, 70].

Процесс селективного испарения может приводить к закономерным изменениям петрохимических характеристик продуктов ударного плавления — стекол и кристаллических фрагментов, образовавшихся при кристаллизации ударных расплавов: 1) переходу от составов, соответствующих пироксеновым породам, к составам, соответствующим оливиновым и шпинелевым разностям, т. е. смене габбро-норитового состава троктолитовым и шпинель-троктолитовым составом; 2) уменьшению железистости ферромагнезиальных минералов; 3) увеличению основности плагиоклазов и некоторым другим [70]. Одним из специфических продуктов селективного испарения лунных ударных расплавов являются богатые алюминием и бедные кремнием стекла.

Противоположный испарению процесс конденсации вещества из образовавшегося при взрыве облака пара проявляется на Луне явно слабее. Проявление его фиксируется, в частности, по обогащению поверхности некоторых частиц щелочами, железом и кремнием [16, 75], т. е. теми компонентами, для которых отмечается значительное испарение.

Аналогичные изменения продуктов ударного плавления могут иметь место и на планетах с мощной атмосферой, например на Земле, хотя в этом случае сложность геологического строения мишени вносит значительные трудности в их идентификацию. Тем не менее анализ состава подвергшихся ударному плавлению пород земных метеоритных кратеров выявляет ряд отличий от пород мишени, что можно рассматривать как свидетельство селективного испарения. Так, по сравнению со средним составом пород мишеней импактиты кратеров имеют, как правило, более высокие величины отношений K_2O/Na_2O, FeO/Fe_2O_3 и повышенные содержания P_2O_5 и труднолетучих литофильных элементов, таких, как Ba, Zr, La [47]. Материал, выпадающий из облака взрыва на заключительной стадии его развития, образует своеобразные по химическому составу верхние горизонты импактитовых толщ [56]. По нашему мнению, породы, обогащенные K_2O конденсатной природы, наблюдаются в верхних частях разреза импактитов кратеров Болтышский, Брент, Рис.

Особенно следует остановиться на изменениях молекулярного состава вещества, которые происходят в перегретом расплаве и особенно в процессе испарения — конденсации. Здесь уже не существует сложных молекулярных группировок, характерных для породообразующих минералов, а преобладают образовавшиеся в результате термической диссоциации простые группировки атомов и отдельные атомы и ионы. При быстрой конденсации пара (низкотемпературной плазмы) резко падает вероятность образования сложных многоатомных молекул, и многие элементы входят в конденсат в виде простых окисей, что способствует образованию легкорастворимых соединений и существенно меняет их поведение в последующих геологических процессах.

РЕДКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАДЕНИЙ

Помимо процессов, описанных выше, которые в той или иной степени сопровождают каждое падение метеороида и которые сейчас представляются бесспорными, известны случаи падений, которые не представляются обычными, хотя, вероятно, могут оказаться достаточно типичными по мере накопления наших знаний. Среди таких явлений отметим тектиты и Тунгусское падение 1908 г.

Тектиты. Специфическими образованиями, ряд особенностей которых дает нам основание включить их рассмотрение в данный раздел книги, являются тектиты — природные стекла, встречающиеся в некоторых районах земного шара. Тектиты обнаружены в западной части Чехословакии (молдавиты), в Австралии (австралиты), США (бедиазиты), Западной Африке (тектиты Берега Слоновой Кости) и в ряде стран Юго-Восточной Азии (биллитониты, индошиниты, яваниты, малайязианиты и филиппиниты, или ризалиты), а недавно найдены на территории СССР, в Казахстане (иргизиты). Тектиты состоят из плотного стекла, имеющего в тонких частях зеленоватую, желтоватую или коричневую окраску. Масса отдельных экземпляров тектитов колеблется от долей грамма (микротектиты) до нескольких килограммов. Важными особенностями тектитов являются характерная для многих из них, особенно для австралитов, специфическая форма (пуговицы, ядра, гантели, овальные и грушевидные образования и т. д.), которая трактуется как результат аэродинамического нагрева при полете тел в земной атмосфере с большими скоростями [2], и необычная корродированная скульптура их поверхности. От других известных природных стекол тектиты четко отличаются спецификой петрографических характеристик и химического состава [44].

ТАБЛИЦА 46. СРЕДНИЙ ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (В ВЕС. %) ТЕКТИТОВ *

Компонент	Бедиазиты	Молдавиты	Индошиниты	Австралиты	Иргизиты
SiO_2	76,37	80,07	73,0	73,45	70,0
TiO_2	0,76	0,80	0,73	0,69	0,99
Al_2O_3	13,78	10,56	12,83	11,53	13,60
Fe_2O_3	0,19	0,15	0,64	0,58	} 6,30
FeO	3,81	2,29	4,37	4,05	
MnO	0,04	0,11	0,09	—	0,09
MgO	0,63	1,46	2,48	2,05	2,95
CaO	0,65	1,87	1,91	3,50	2,65
Na_2O	1,54	0,51	1,45	1,28	1,14
K_2O	2,08	2,95	2,40	2,28	1,89
Сумма	99,89	100,77	99,90	99,44	99,61

* По [42, 44].

Внутреннее строение тектитов характеризуется полным отсутствием микролитов и флюидальной структурой стекла. Почти все они содержат лешательерит и включения других высококремнистых стекол обычно сложного перекрещивающего рисунка, что указывает, по-видимому, на весьма низкую вязкость расплава (т. е. высокую температуру) при образовании тектитов. В некоторых тектитах были обнаружены мелкие (0,1—0,5 мм) металлические шарики, сходные с таковыми из глубоководных отложений и из импактитов. Кроме того, у тектитов иногда удается наблюдать микрогранулярное строение, образованное сферами, не превышающими 1 мм.

Основные черты химического состава тектитов (табл. 46) определяются следующими параметрами. Они имеют в общем высокое содержание кремнезема (68—82%), причем содержание в них железа и, как правило, кальция и магния выше, а содержание щелочей

ниже, чем в кислых магматических породах. Калий обычно преобладает над натрием. Характерно резкое преобладание закисного железа над окисным, свидетельствующее о восстановительной обстановке образования тектитовых стекол. Содержание воды в тектитах весьма низкое, обычно менее 0,02%.

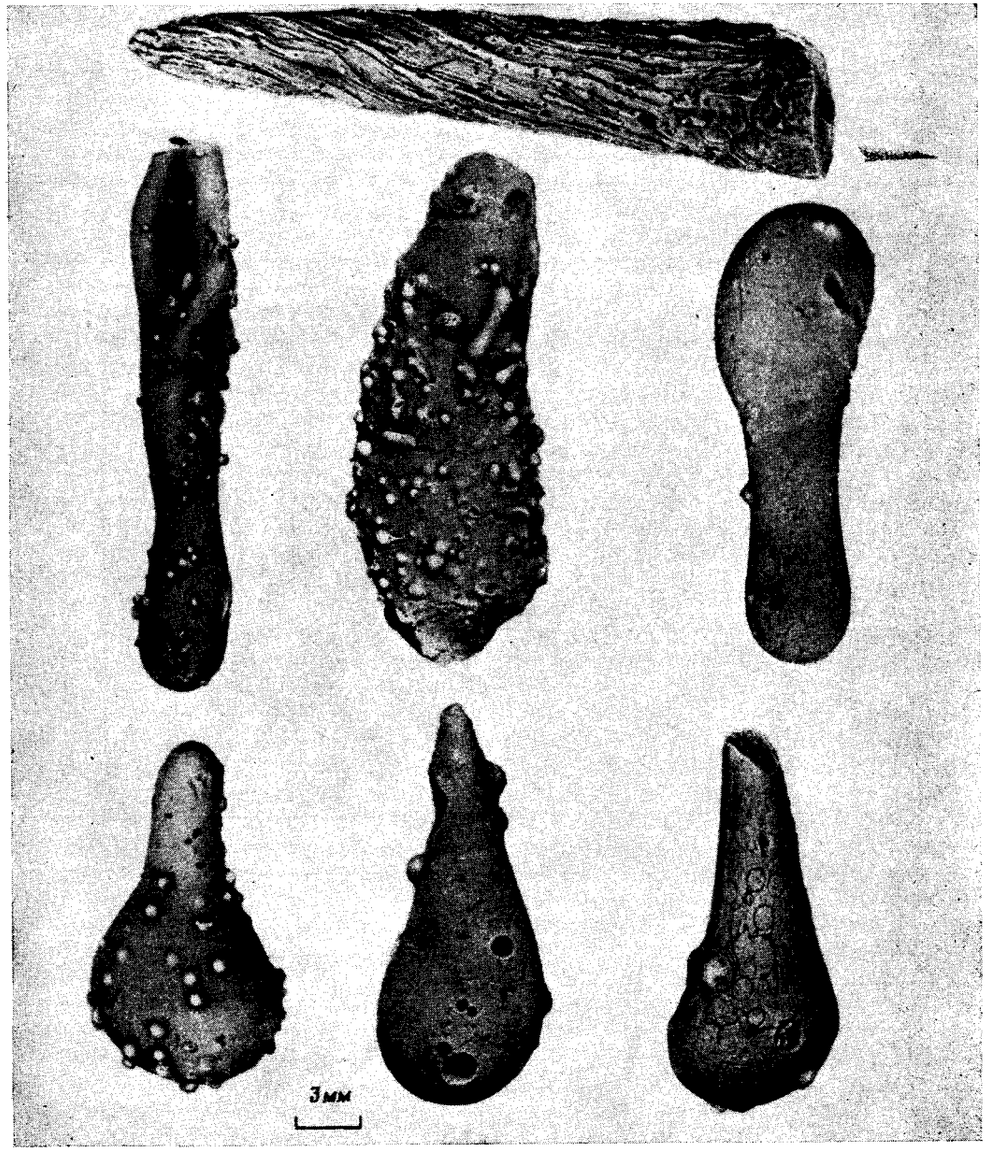
Кратко рассмотренные выше основные характеристики тектитов хорошо согласуются с точкой зрения на них как на продукты выбросов из ударных кратеров, образовавшихся при падении на Землю крупных тел астероидального или кометного происхождения [18]. Веским доводом в пользу такой точки зрения является также близость K-Ar возраста (возраста затвердевания) ударных стекол из некоторых кратеров и близлежащих тектитов, и, в частности, возраста стекол из кратера Рис и молдавитов, поле рассеяния которых расположено в 300 км к востоку от кратера. Следует отметить, что до недавнего времени широко обсуждалась гипотеза о лунном происхождении тектитов, однако интенсивные дистанционные исследования лунной поверхности последних лет и анализ лунных образцов показали ее необоснованность.

Несмотря на то что источник вещества тектитов сейчас ясен, процесс формирования тектитов требует дальнейшего изучения. Очевидно, тектиты представляют собой разновидность импактных стекол, подвергшихся интенсивной высокотемпературной переработке, включающей селективное испарение и частичную конденсацию силикатного пара, восстановление и перемешивание вещества с последующим быстрым охлаждением — закалкой — образовавшихся капель [43]. Можно полагать, что состав подобных образований может иметь достаточно широкий спектр в зависимости от состава пород мишени. Однако только тектиты — высококремнистые стекла с низким содержанием щелочей, характеризующиеся низким коэффициентом теплового расширения, могли сохранить свою форму, тогда как стекла иного состава растрескались при остывании.

Особый интерес представляют иргизиты — тектиты из кратера Жаманшин, Казахстан (рис. 110) [42]. Жаманшин — первое и единственное пока на Земле место, где тектиты и импактиты найдены совместно на месте их образования. Кратер Жамашин имеет возраст ~0,8 млн. лет, представляет собой не ярко выраженную структуру с внутренним диаметром около 5,5 км, с сильно эродированным валом и заполнен озерными отложениями. Высота вала не превышает 200 м при ширине до 3 км. Видимая глубина кратера от уровня окружающей местности составляет всего 40 м, истинная глубина, оцененная по геофизическим данным, около 700 м. Коренные породы района, переработанные при образовании кратера, представлены преимущественно песчано-глинистыми образованиями с резко подчиненным количеством известняков и мергелей. Иргизиты вместе с другими продуктами ударного происхождения залегают на валу кратера.

Исследование кратера может дать важную информацию о процессах образования тектитов и их месте в ряду других продуктов ударного кратерообразования. В частности, диаметр кратера Жаманшин, заметно меньший, чем других кратеров — вероятных источников тектитов (диаметр кратера Рис превышает 20 км), дает представление о масштабах ударного события, при котором может произойти образование тектитов. Присутствие иргизитов непосредственно в кратере Жаманшин свидетельствует о том, что дальний перенос не является необходимым условием образования тектитных стекол. Можно полагать, что такой находке благоприятствует разрушение кратерной структуры — вала, сложенного глинистыми породами, в условиях малого количества осадков полупустыни. При этом отмучиваются и выносятся тонкозернистые глинистые осадки и происходит естественное обогащение поверх-

РИС. 110. Иргизиты — тектиты из кратера Жаманшин, Казахстан; фото предоставлены П. В. Флоренским



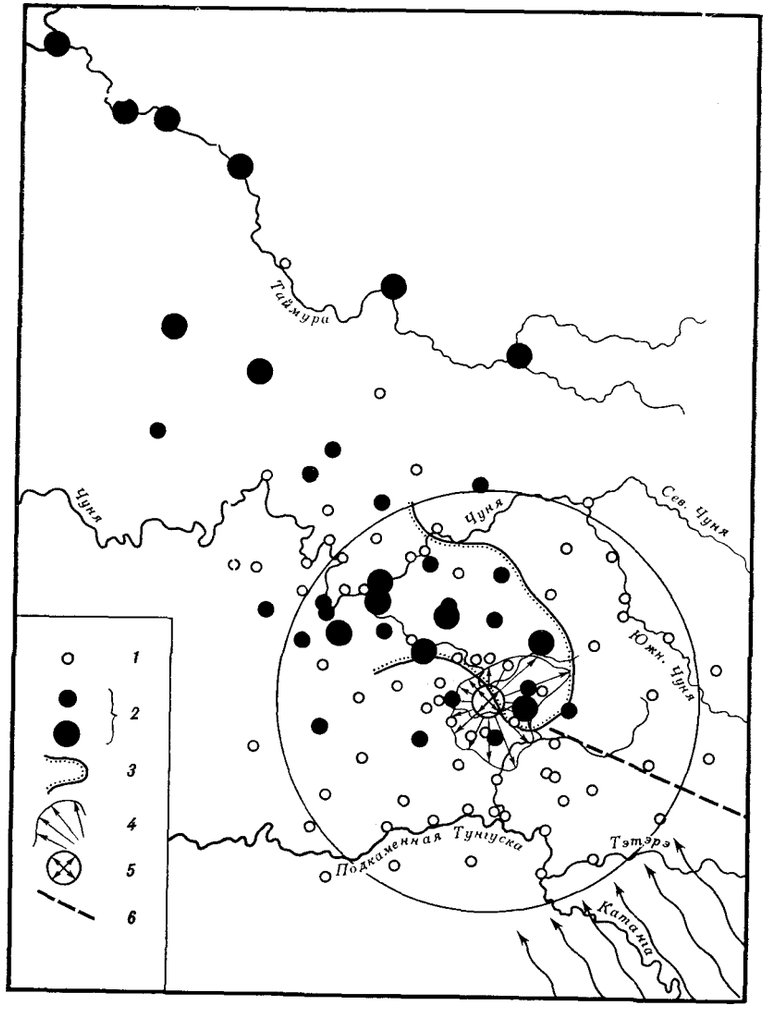


РИС. 111. Схема результатов воздействия Тунгусского падения 1908 г.

1 — пробы почвы с фоновым содержанием космических шариков; *2* — пробы почвы с содержанием космических шариков выше фонового; *3* — границы ореола рассеяния мелкодисперсного космического вещества; *4* — район вывала леса; *5* — границы физиологического ожога деревьев; *6* — траектория падения; *7* — ← ~~~ направление ветра. Проведена окружность радиусом 100 км

ности переплавленными продуктами взрыва, почти не замаскированными осколками каменных пород.

Тунгусское падение. Тунгусское падение 1908 г. является самым мощным и, очевидно, самым необычным из немногих документированных случаев встречи относительно крупного космического тела с Землей. Это падение привлекло к себе внимание многих ученых и породило многочисленную литературу [13, 19, 34, 35, 36, 37], в которой, к сожалению, нередко встречаются ссылки на совершенно недостоверные и ошибочные заключения исследователей. Наиболее ясная картина явления выявилась в результате работ экспедиций 1958—1962 гг. [37]. Последующие работы внесли ряд уточнений, не изменяя, однако, основных выводов, полученных на этом этапе исследования. Строго говоря, по существующей классификации падение Тунгусского тела должно рассматриваться как падение гигантского взрывающегося болида, задержка и взрыв которого произошли на высоте 5—10 км от поверхности Земли при входе в плотные слои атмосферы [36].

Тунгусское тело двигалось по орбите навстречу Земле со скоростью около 40 км/с и вошло в атмосферу под углом около 30°. Подобные орбиты с большим наклонением типичны для долгопериодических комет. Общая масса тела оценивается в 10^6 т по степени запыленности атмосферы [13, 34]. Взрывная волна произвела характерный радиальный вывал леса в радиусе 10—25 км от эпицентра (рис. 111) и была зарегистрирована в ряде пунктов Сибири и Европы. В эпицентре тепловое излучение порядка 5—15 кал/см^2 вызвало загорание легко воспламеняющегося лесного материала, породившее множественные очаги пожаров. При взрыве такой мощности вероятно возникновение магнито-электрических явлений, вплоть до рентгеновского излучения. При общей энергии взрыва 10^{23} — 10^{24} эрг следов большой плотности энергии нет. Отсутствуют также кратеры и какие-либо следы падения крупных масс вещества. Взрыв сопровождался выпадением значительного количества шариков и других оплавленных образований (см. рис. 111). Наряду с массой вещества, проникшей в нижние слои атмосферы, наблюдалось запыление ее верхних слоев, вызвавшее аномальную светимость неба в ночь с 30 июня на 1 июля 1908 г. к западу от места падения. Светлая ночь наблюдалась почти по всей Европе.

На детали механизма взрывообразного разрушения Тунгусского тела до настоящего времени нет единой точки зрения, и предложены разные, чисто расчетные его модели. Однако несомненным является то, что это пример механического разрушения достаточно рыхлого тела при ударе о плотные слои атмосферы. Остается неясным возможное участие в ускорении разрушения тела внутренних хемогенных процессов типа окисления или реакций между неустойчивыми радикалами, типичными для комет. Следы такого процесса, вероятно, проявляются в наблюдающихся иногда внезапных ускорениях в движении комет, которые объясняются взрывом с реактивным эффектом. Общая картина явления Тунгусского падения хорошо согласуется с представлениями о кометной природе Тунгусского тела [27, 35].

Важно отметить, что падения подобного рода могут быть гораздо чаще, чем мы думаем, поскольку при таких падениях не остается никаких геологических следов, и отголоски таких событий можно искать разве что в легендах. В частности, метеоритный дождь и массовое внедрение пылевой материи космического происхождения в верхние слои атмосферы могут объяснить так называемое «Чудо Иисуса Навина» о продлении светлого времени суток, подобном тому, что наблюдалось 30 июня 1908 г.

Вот как описывается это событие в Библии, в книге Иисуса Навина (глава 10): «Когда они бежали... господь бросал в них с небес большие камни (града) до самого Азека, и они умирали: больше было тех, которые умерли от камней града, нежели тех, которых умертвили мечом (в сражении)... И остановилось Солнце, и Луна стояла, доколе народ мстил врагам своим... стояло Солнце и не спешило к западу почти целый день (сутки)... И не было такого дня ни прежде, ни после того».

Падение такого тела на безатмосферную планету должно привести к образованию значительного по размерам,

но очень мелкого кратера, который на Луне легко затеряется среди эродированных кратеров класса С.

УДАРНЫЙ ПРОЦЕСС В ИСТОРИИ ПЛАНЕТ

Падение метеороидов (метеоритов, комет, микрометеоритов, межпланетной пыли, планетезималей) сопровождается мощными энергетическими воздействиями, вызывающими как физические, так и химические эффекты и серьезную перестройку материала падающего тела и мишени. Это остается в силе и при наличии атмосферы, и при ударе о поверхность безатмосферных тел. В настоящее время интенсивность этих процессов относительно невелика, и в общих чертах известно распределение падающих тел по массам и скоростям. Запись этих процессов в прошлом лучше всего сохранилась в виде ударных кратеров на всех безатмосферных планетных телах, что заставляет признать за ударными процессами всеобщее планетарное значение. За последние 3—3,5 млрд. лет процесс кратерообразования оставался примерно на одном уровне, интенсивность его в начале этого периода вряд ли превышала двукратную по отношению к современной. Считается, что частота метеоритных ударов на Марсе, находящемся вблизи пояса астероидов, может превышать таковую на Луне примерно в два раза.

Несмотря на незначительный энергетический вклад кратерообразования в геологическое время, на безатмосферных телах и сейчас этот процесс остается одним из важнейших процессов преобразования поверхности. В последнее время в геологической литературе наблюдается определенное увлечение кольцевыми структурами, которые связывают с ударными процессами и находят в избыточном количестве. С ними связан ряд полезных ископаемых, так что вопрос о генезисе этих структур имеет и важное практическое значение.

Исходя из данных сравнительной планетологии по распространенности кратерных структур на Луне и планетах, можно утверждать, что период массового возникновения крупных структур такого генезиса закончился около 3,9 млрд. лет назад, т. е. на уровне древнейших горных пород, известных на Земле в достаточно сохранном состоянии. Вероятность возникновения крупных ударных структур в более позднее время невелика и поддается расчету. Избыточное количество кольцевых структур в фанерозое или позднем протерозое может найти свое объяснение в связи с ударным процессом только в том случае, если реальна возможность унаследованного развития более древних ударных структур, которые должны были проявлять тектоническую активность по крайней мере в течении 1,5—2 млрд. лет. Достоверные случаи такого унаследования нам не известны, и вопрос этот требует дальнейшего изучения.

Ранее 3,9 млрд. лет назад процесс кратерообразования имел гораздо более высокую интенсивность. Так, на древней поверхности лунных материков плотность распределения крупных кратеров превышает плотность кратеров на морях в 30 раз. Имеются веские основания считать, что он смыкается с процессом аккреции планеты, в котором следует выделять две фазы: первая соответствует сравнительно мягкому слипанию в условиях начального роста планеты в плотном протопланетном облаке и вторая — скоростному удару падающих тел на поверхность формирующейся планеты, вызывающему кратерообразование. Не вдаваясь в механизм аккреции и размерный состав падающих тел, можно считать, что падение допланетного вещества на растущую вследствие этого планету и было основным всеобщим механизмом догеологического процесса на всех планетах.

Такой процесс с неизбежностью должен приводить к выделению летучих элементов и формированию первобытной атмосферы и гидросферы, растущих параллельно с ростом планеты. В этом процессе должна проявиться определенная критическая скорость роста при определенной критической массе протопланеты. Если скорость роста и масса таковы, что выделение летучих превышает скорость их диссипации, то летучие накапливаются в верхних зонах планеты (как на Земле). Если скорость диссипации превосходит скорость накопления, то поверхностные зоны растущего тела обогащаются тугоплавкими и труднолетучими компонентами (как на Луне), в то время как летучие компоненты и часть твердого материала могут покидать поле тяготения протопланеты. После исчерпания основной части протопланетного облака такие тела вообще не способны увеличивать свой рост, так как потеря вещества при ударах превосходит его добавление (современные астероиды). Луна в настоящее время, очевидно, близка к стационарному состоянию. Детальное изучение этого пропущенного в классической геохимии процесса — дифференциации на стадии аккреции — открывает важную страницу в догеологической истории планет.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Базилевский А. Т., Иванов Б. А.* Обзор достижений механики кратерообразования.— В кн.: Механика образования воронок при ударе и взрыве. М.: Мир, 1977, вып. 12, с. 172—227.
2. *Бейкер Дж.* Форма и скульптура тектитов.— В кн.: Тектиты. М.: Мир, 1966, с. 11—41.
3. *Брока Ж., Пиччиотто Е.* Оценка скорости аккумуляции космического вещества по содержанию никеля в антарктическом льде.— В кн.: Тезисы докладов на XX конгрессе ЮПАК: Секция космической химии, М., 1965.
4. *Вакерли Д.* Ударно-волновое сжатие кварца.— В кн.: Динамические исследования твердых тел при высоких давлениях. М.: Мир, 1965.
5. *Вальтер А. А., Рябенко В. А.* Взрывные кратеры Украинского щита. Киев.: Наук. думка, 1977. 156 с.
6. *Вдовыкин Г. П.* Метеорит Каньон-Дьябло. М.: Наука, 1971. 127 с.
7. *Веддер Дж. Ф., Мандевиль Ж. К.* Микрократеры, образованные в стекле ударниками различной плотности.— В кн.: Механика образования воронок при ударе и взрыве. М.: Мир, 1977, с. 7—32.
8. *Дабижа А. И., Иванов Б. А.* Геофизическая модель строения метеоритных кратеров и некоторые вопросы механики кратерообразования.— Метеоритика, 1978, вып. 37, с. 160—167.
9. *Дерибас А. А., Добрецов Н. Л., Кудинов В. В., Зюзин Н. И.* Ударное сжатие порошков SiO_2.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 3, с. 665—668.
10. *Джеймс О. Б.* Лунные материковые брекчии, образовавшиеся при главных ударных явлениях.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 501—517.
11. *Дремин А. Н., Похил М. И., Арифов М. И.* Влияние алюминия на параметры детонации тротила.— Докл. АН СССР, 1960, т. 131, с. 1140—1143.
12. *Зельдович Я. Б., Райзер Ю. П.* Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических явлений. М.: Наука, 1966. 686 с.
13. *Зоткин И. Т.* Современное состояние изучения Тунгусского метеорита.— В кн.: Астрономический календарь, 1965 г. М.: Наука, 1964, с. 233—249.
14. *Иванов А. В.* Потери натрия при образовании морского реголита.— Геохимия, 1977, № 6, с. 935—939.
15. *Иванов А. В., Флоренский К. П.* Интенсивность выпадения мелкодисперсного космического вещества на Землю.— Геохимия, 1970, № 11, с. 1365—1372.
16. *Иванов А. В., Флоренский К. П., Назаров М. А., Шевалеевский И. Д.* Некоторые проявления процессов испарения и конденсации при образовании частиц лунного реголита.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 458.
17. *Квайд У. Л., Обербек В. Р.* Определение мощности поверхностного слоя Луны по лунным ударным кратерам.— В кн.: Механика образования воронок при ударе и взрыве. М.: Мир, 1977, с. 86—129.
18. *Коэн А.* Гипотеза образования тектитов как следствия удара астероида или кометы. Поля рассеяния молдавитов.— В кн.: Тектиты. М.: Мир, 1966, с. 266—295.
19. *Кринов Е. Л.* Тунгусский метеорит. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 195 с.
20. *Кринов Е. Л.* К вопросу о распылении метеоритных тел.— В кн.: Исследование ионо-

сферы и метеоров. М.: Изд-во АН СССР, 1960, № 2, с. 61—77.
21. *Левин Б. Ю.* Физическая теория метеоров и метеорное вещество в солнечной системе. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 293 с.
22. *Масайтис В. Л.* Методы изучения астроблем.— В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979, с. 53—64.
23. *Масайтис В. Л., Гневушев М. А., Футенгендлер С. И.* Алмазы в импактитах Попигайского метеоритного кратера.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, вып. 1, с. 108—112.
24. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Попигайский метеоритный кратер. М.: Наука, 1976. 124 с.
25. Механический эффект подземного взрыва. Родионов В. Н., Адушкин В. В., Костюченко В. Н., Николаевский В. Н., Ромашов А. Н., Цветков В. М. М.: Недра, 1971. 221 с.
26. *Морган Дж. В., Ганапази Р., Хигачи Х., Андерс Э.* Метеоритное вещество на Луне.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1974, с. 518—541.
27. *Петров Г. И., Стулов В. П.* Движение больших тел в атмосферах планет.— Космич. исслед., 1975, т. 13, № 4, с. 587—594.
28. *Рост Р., Долгов Ю. А., Вишневский С. А.* Газы во включениях импактных стекол кратера Рис (ФРГ) и находка высокобарических полиморфов углерода.— Докл. АН СССР, 1978, т. 245, № 6, с. 1310—1313.
29. *Симоненко А. Н., Левин Б. Ю.* Приток космического вещества на Землю.— Метеоритика, 1972, вып. 31, с. 45—56.
30. *Станюкович К. П., Федынский В. В.* О разрушительном действии метеоритных ударов.— Докл. АН СССР, 1947, т. 57, № 2, с. 129—132.
31. *Стишов С. М., Попова С. В.* Новая плотная модификация кремнезема.— Геохимия, 1961, № 10, с. 837—839.
32. *Трунин Р. Ф., Симаков Г. В., Моисеев Б. Н., Попов Л. В., Подурец М. Л.* К вопросу о существовании металлического состояния углерода при динамическом сжатии.— ЖЭТФ, 1969, т. 56, с. 1169.
33. *Трунин Р. Ф., Симаков Г. В., Подурец Н. А., Моисеев Б. Н., Попов Л. В.* Динамическая сжимаемость кварца и кварцита при высоких давлениях.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1, с. 13—20.
34. *Фесенков В. Г.* О природе Тунгусского метеорита.— Метеоритика, 1961, вып. 20, с. 27—31.
35. *Фесенков В. Г.* Проблемы падения Тунгусского метеорита.— Астрон. журн., 1966, т. 43, № 2, с. 241—265.
36. *Флоренский К. П.* Предварительные результаты Тунгусской метеоритной комплексной экспедиции 1961 г.— Метеоритика, 1963, вып. 23, с. 3—29.
37. *Флоренский К. П.* Проблема космической пыли и современное состояние изучения Тунгусского метеорита.— Геохимия, 1963, № 3, с. 284—296.
38. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Гурштейн А. А., Зезин Р. Б., Пронин А. А., Полосухин В. П., Попова З. В., Таборко И. М.* К проблеме строения поверхности лунных морей.— В кн.: Современные представления о Луне. М.: Наука, 1971, с. 21—45.
39. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Гребенник И. Н.* Морфология ударных кратеров на Луне и других планетах.— В кн.: Метеоритные структуры на поверхности планет. М.: Наука, 1979, с. 192—203.
40. *Флоренский К. П., Иванов А. В., Ильин Н. П., Петрикова М. Н., Лосева Л. Е.* Химический состав космических шариков из района Тунгусского падения и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел.— Геохимия, 1968, № 10, с. 1163—1173.
41. *Флоренский К. П., Иванов А. В.* О дифференциации вещества метеорных тел в атмосфере Земли.— Метеоритика, 1970, вып. 30, с. 104—113.
42. *Флоренский П. В.* Метеоритный кратер Жаманшин (Северное Приаралье) и его тектиты и импактиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 73—86.
43. *Флоренский П. В., Диков Ю. П.* Генезис тектитов — причина единства их состава и структуры.— Геохимия, 1980, № 3, с. 187—195.
44. *Чао Е.* Петрографические и химические свойства тектитов.— В кн.: Тектиты. М.: Мир, 1966, с. 78—136.
45. *Юдин И. А.* Микроскопическое исследование вторичных минералов метеоритов.— Метеоритика, 1970, вып. 30, с. 158—168.
46. *Яковлев О. И., Косолапов А. И., Кузнецов А. В., Нусинов М. Д.* Результаты исследования фракционного испарения базальтового расплава в вакууме.— Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 4, с. 970—973.
47. *Яковлев О. И., Парфенова О. В., Архангельская В. Н.* Изменение состава пород при образовании ударных расплавов.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 4, с. 934—937.
48. *Alder B. J., Christien R. H.* Behaviour of strongly shocked carbon.— Phys. Rev. Letters, 1961, v. 7, p. 367.
49. *Basilevsky A. T.* On the evolution rate of small lunar craters.— Proc. 7th Lunar Sci. Conf., Pergamon Press, 1976, p. 1005—1020.
50. *Basilevsky A. T., Granovsky L. B., Ivanov B. A.* Grain-size distribution and relative length of fragments in allogene breccias of the meteoritic craters Janisjarvi, Karelia, and Kara, the Polar Ural.— Lunar and Planet. Science IX, LPI, Houston, 1978, p. 47—49.
51. *Bauer J. F.* Experimental shock metamorphism of mono- and polycrystalline olivine: A comparative study.— Lunar and Planet. Science X, LPI, Houston, 1979, p. 80—82.
52. *Brownlee D. E., Rajan R. S.* Micrometeorite crater discovered on chondrule-like objects from Kapocta meteorite.— Science, 1973, v. 182, N 4119, p. 1341—1344.
53. *Castaing R., Fredriksson K.* Analyses of cosmic spherules with an X-ray microanalyser.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1958, v. 14, N 1/2, p. 114—117.
54. *Clayton R. N., Mayeda T. K., Hurd J. M.* Loss of oxygen, silicon, sulfur, and potassium from the lunar regolith.— Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, v. 2, p. 1801—1809.
55. *Coes L.* A new dense crystalline silica.— Science, 1953, v. 118, p. 131—132.
56. *Crieve R. A. F.* The melt rocks of Brent Crater, Ontario, Canada.— Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf., 1978, v. 2, p. 2579—2608.
57. *Dence M. R.* Impact melts.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 23, p. 5252—5265.
58. *Dence M. R., Grieve R. A. F., Robertson R. B.* Terrestrial impact structures: Principal characteristics and energy considerations.— In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977, p. 247—276.
59. *Dowty E., Keil K., Prinz M.* Major-element vapor fractionation on the lunar surface: an unusual lithic fragment from the Luna 20 fines.— Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 21, N 1, p. 91—96.
60. *Durrani S. A., Khan N. A., Bull R. K., Dokling G. W., Fremlin J. H.* Charge-particle and micrometeorite impacts on the lunar surface.— Proc. 5th Lunar Sci. Conf., Pergamon Press, 1974, p. 2543—2560.
61. *Epstein S., Taylor H. P., Jr.* O^{18}/O^{16}, Si^{30}/Si^{28}, C^{13}/C^{14}, D/H studies of Apollo 14 and 15 samples.— Proc. 3rd Lunar Sci. Conf., 1972, v. 2, p. 1429—1454.
62. *Feldman V. I., Granovsky L. B., Sazonova L. V., Nikishina N. N., Butenko T. G., Naumova I. G.* Some peculiarities of geochemistry of impactites of Janisjarvi, South-West Karelia, and Kara, Polar Ural, astroblemes.— Lunar and Planet. Science X, LPI, Houston, 1979, p. 382—384.
63. *Fredriksson K., Nelen J., Melson W. G.* Petrography and origin of lunar breccias and glasses.— Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., 1970, v. 1, p. 419—432.
64. *Gault D. E., Baldwin B. S.* Impact cratering on Mars. Some effect of the atmosphere.— EOS-Trans. AGU, 1970, v. 51, 343 p.
65. *Granovsky L. B., Feldman V. I., Nikishina N. N., Sazonova L. V., Malysheva T. V., Polyakova N. P., Basilevsky A. T.* A study of biotites from allogene breccia of impact crater Janisjarvi.— Lunar and Planet. Science X, LPI, Houston, 1979, p. 458—460.
66. *Hartmann W. K.* Relative crater production rates on planets.— Icarus, 1977, v. 31, N 2, p. 260—276.
67. *Hawke B. R., Head J. W.* Impact melt volumes associated with lunar craters.— Lunar and Planet. Science X, LPI, Houston, 1979, p. 510—512.
68. *Howard K. A., Wilshire H. G.* Flow of impact melt at lunar craters.— J. Research US Geol. Surv., 1975, v. 3, N 2, p. 237—251.
69. *Ivanov B. A., Basilevsky T. A., Sazonova L. V.* On the problem of central peak formation in impact craters.— Proc. 11th Lunar Planet. Sci. Conf., Pergamon Press, 1980 (in press).
70. *Ivanov A. V., Florensky K. P.* The role of vaporization processes in lunar rock formation.— Proc. 6th Lunar Sci. Conf., 1975, v. 2, p. 1341—1350.
71. *O'Keefe J. D., Ahrens T. J.* Impact induced energy partitioning melting, and vaporization on terrestrial planets.— Proc. 8th Lunar Sci. Conf., Pergamon Press, 1977, v. 3, p. 3357—3374.
72. *Kieffer S. W., Simonds C. H.* The role of volatiles in the cratering process.— Lunar and Planet. Science X, LPI, Houston, 1979, p. 661—663.
73. *Konta J., Mraz L.* Volatilite of oxides from silicate melt and the origin of moldavites.— Mineralogie mine magazine, 1975, v. 40, p. 70—78.
74. *Krinov E. L.* Giant meteorites. Pergamon Press, 1966, 397 p.
75. *Kurat G., Keil K.* Effects of vaporization and condensation on Apollo 11 glass spherules: implications for cooling rates.— Earth Planet. Sci. Lett., 1972, v. 14, N 1, p. 7—13.
76. *Milton D. J.* Shatter cones — an outstanding problem in shock mechanics.— In: Impact and explosion cratering. Pergamon Press, New York, 1977, p. 703—714.
77. *Palme H., Göbel E., Grieve R. A. F.* The distribution of volatile and siderophile elements in the impact melt of Clearwater East (Quebec).— Lunar and Planet. Science X, LPI, Houston, 1979, p. 958—960.
78. *Phinney W. C., Simonds C. H.* Dynamical implications of the petrology and distribution of impact melt rock.— In: «Impact and explosion cratering». Pergamon Press, 1977.
79. *Rees C. E., Thode H. G.* Sulphur concentrations and isotope ratios in lunar samples.— Proc. 3rd Lunar Sci. Conf., 1972, v. 2.
80. *Regan R. D., Hinze W. J.* Gravity and magnetic investigations of Meteor Crater, Arizona.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 5.
81. *Schaal R. B., Thompson T. D., Hörz F., Bauer J. F.* Experimentally shocked lunar basalt: massive and particulate.— Lunar and Planetary Science X, LPI, Houston, 1979.
82. *Schmidt R. A.* A survey of data on microscopic extraterrestrial particles.— Univ. Wisconsin. Geophys. and Polar Res. Center. Res. Repts. Ser., 1963, N 63—2.
83. *Taylor H. P., Epstein S.* O^{18}/O^{16} and Si^{30}/Si^{28} studies of some Apollo 15, 16 and 17 samples.— Proc. 4th Lunar Sci. Conf., 1973, v. 2,

ГЛАВА 12. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВЕЩЕСТВА НА ПОВЕРХНОСТИ ПЛАНЕТ

Характер глубинного преобразования вещества определяется, как можно предполагать, в основном эндогенными процессами, протекающими в гравитационном поле данного планетного тела. Эти процессы способствуют разделению планет на однотипные оболочки, взаимодействующие друг с другом, что и является одним из важнейших признаков планет, отличающих их от астероидных тел. Важно отметить, что на разных планетных телах характер этих оболочек и особенности взаимодействия между ними во многом сходны, что подтверждается, например, широким развитием базальтового магматизма в ряду Луна, Меркурий, Марс, Венера, Земля.

Поверхность планеты оказывается в совершенно особом положении. Ее температура практически целиком определяется экзогенными факторами — солнечным излучением с поправкой на влияние парникового эффекта. Наличие или отсутствие гидросферы, состав атмосферы, ее плотность и подвижность, соотношение между мощностью эндогенных и экзогенных факторов — все это приводит к явной индивидуальности планет в протекании поверхностных процессов. Именно здесь сосредоточены наиболее резкие градиенты состава и других термодинамических параметров, которые способствуют активному протеканию геологических процессов в верхних слоях коры.

Как отмечалось выше, во внешних оболочках Земли преобладают циклические процессы кругооборота вещества, охватывающие атмосферу, гидросферу и кору. На этом фоне лишь с трудом обнаруживается направленный процесс продолжения формирования этих оболочек в геологическое время. Имеется целая иерархия циклов с разными пространственными масштабами и разным характерным временем кругооборота. Сейчас недостаточно ясно, прекращают ли циклы свою активность на границе коры и мантии, или вещество мантии тоже вовлечено в циклические процессы. В этих условиях выделить первично-ювенильные продукты среди массы вовлеченного в кругооборот вещества удается не всегда, и слишком часто результат допускает двойственное толкование, особенно для летучих и других подвижных веществ. Это, в частности, находит свое отражение при решении проблемы происхождения гранитов в земной коре.

С этих позиций в настоящей главе делается попытка, опираясь на материал, изложенный в предыдущих главах, провести сравнительный анализ особенностей преобразования вещества во внешних оболочках планетных тел земного типа с надеждой выявить среди них элементы сходства и различия и представить себе обобщенную картину геологического движения вещества на планетах и малых телах. Для удобства рассмотрения процессы преобразования вещества расклассифицированы по традиционной схеме земного геохимического цикла: разрушение → перенос → отложение осадков → диагенез → метаморфизм → магматизм → разрушение... Следует отметить, что из-за пробелов в наших знаниях о различных планетных телах этот анализ будет неполным. Наиболее аргументированы сравнения Земли, Луны и в меньшей степени Марса. В отношении Венеры, Меркурия и малых тел, типа Фобоса, Деймоса и астероидов, анализ будет особенно фрагментарен. Возможные процессы преобразования вещества на спутниках Юпитера, Сатурна и других внешних планет здесь не рассматриваются.

РАЗРУШЕНИЕ

На Земле разрушение горных пород происходит под преимущественным воздействием трех мощных взаимосвязанных факторов — воды, атмосферы и жизни. Эти факторы действуют в температурном, гравитационном и других физических полях, и каждое из этих полей так или иначе может само по себе оказывать и оказывает разрушительное воздействие на вещество, которое в данный момент является исходным, но три перечисленных выше фактора по эффективности превосходят все остальное и являются ведущими. Важная особенность процессов разрушения на Земле состоит в том, что они в значительной мере вызываются и сопровождаются химическими изменениями. Химические изменения вещества чаще всего открывают дорогу физическому разрушению, а оно, в свою очередь, делает доступным для химического изменения все новые порции вещества. Химические изменения при разрушении пород закладывают возможность химической дифференциации вещества на земной поверхности, которая реализуется, например, в образовании из относительно однородного исходного материала магматических комплексов резко различных в химическом отношении осадочных формаций (кварцевые пески, соли эвапоритов, карбонатные отложения, бокситы, скопления нефти).

Характерной чертой процессов разрушения пород на Земле является гипсометрический контроль суммарной эффективности этих процессов: возвышенные участки суши интенсивно разрушаются, в понижениях происходит преимущественно аккумуляция материала. На дне морей и океанов при общем преобладании процессов аккумуляции сохраняется та же тенденция: на возвышенностях осадконакопление обычно подавлено (характерное исключение — рост биогенных рифов) и проявляются процессы разрушения, в понижениях дна наблюдается обратная картина. Следует отметить очень сильную зависимость интенсивности разрушения на суше от высоты местности, вернее, от превышения над базисом эрозии. Горные сооружения высотой в несколько километров почти полностью разрушаются за промежутки времени, соответствующие геологическим периодам (десятки миллионов лет). За эти же промежутки времени на низменных равнинах процессы разрушения выражаются в формировании кор выветривания мощностью обычно не более первых десятков метров.

Мерой суммарной эффективности процессов разрушения на земной поверхности могла бы служить мощность слоя осадочных пород, которая сейчас в среднем на Земле составляет около 2 км. Но при этом следует учесть, что значительная и, вероятно, преобладающая часть продуктов разрушения была метаморфизована, вплоть до переплавления и образования палингенных магматических формаций, и, напротив, часть наблюдаемых сейчас осадочных пород образовалась за счет разрушения ранее существовавших осадочных пород. Таким образом, суммарный эффект разрушения горных пород на Земле за время, доступное геологическому анализу (3—3,5 млрд. лет), эквивалентен слою разрушения мощностью в несколько километров.

На Луне в современный (послеморской) этап ее развития разрушение происходит под преимущественным воздействием ударно-взрывных процессов, связанных с метеоритной бомбардировкой поверхности. Другой, видимо, несколько менее важный фактор — термическое выветривание за счет теплового расширения вещества при суточных изменениях температур. Оба эти процесса — существенно физического плана. Химические изменения при разрушении лунных пород подавлены, хотя и не полностью. Они могут происходить в связи с явлениями испарения и конденсации, сопровождающими высокоскоростные метеоритные

удары. В связи с облучением поверхности Луны корпускулами космических лучей физическое разрушение и химическое изменение вещества также происходят, но мощность этого процесса невелика.

Средняя эффективность разрушения в послеморской этап на Луне была существенно ниже, чем на Земле. Оценкой ее может служить мощность слоя реголита, образовавшегося на лунных морях за последние 3—3,5 млрд. лет. Она в среднем составляет несколько метров, что на три порядка меньше оцененного слоя разрушения за тот же период на Земле. В морской этап (3—3,9 млрд. лет назад) разрушение на Луне мало отличалось от современного. В доморской (4—4,5 млрд. лет назад) этап из-за высокой интенсивности ударной бомбардировки разрушение на поверхности Луны было очень эффективно, свидетельством чему является большая (возможно, до 20—25 км) мощность ударных материковых брекчий и подстилающей ее зоны дробления.

На Меркурии и малых безатмосферных телах, таких, как Фобос, Деймос и астероиды, процессы разрушения на поверхности близки к таковым на Луне. Главным фактором, несомненно, являются ударные явления, и соответственно эффективность разрушения в различные эпохи определялась интенсивностью бомбардировки. Другими факторами, роль которых, можно думать, наиболее выражена на Меркурии из-за близости его к Солнцу, очевидно, являются термическое выветривание и действие корпускул космических лучей.

Марс по характеру и активности процессов разрушения занимает промежуточное положение между Землей и Луной. Несмотря на то что на поверхности Марса сейчас нет жидкой воды, а атмосфера сильно разрежена, высокая окисленность и гидратированность марсианского грунта, следы мерзлотных явлений, снегá полярных шапок и пылевые бури говорят о важной роли процессов с участием воды и газов атмосферы. Среди этих процессов необходимо отметить химическое выветривание с образованием глинистых материалов и подвижных солевых систем, а также окисление. Последнее в отличие от Земли связано не с биогенным кислородом фотосинтеза, а с кислородом (и озоном) фотодиссоциации газов атмосферы. Наличие древних долин флювиального облика свидетельствует о том, что в прошлом роль этих факторов разрушения на Марсе могла быть еще выше. Однако сохранность реликтовых кратеров — следов эпохи интенсивной бомбардировки — указывает на то, что по сравнению с Землей интенсивность разрушения здесь все же была невелика, хотя и несомненно выше, чем в последние 3—4 млрд. лет на Луне.

Разреженная атмосфера Марса делает его поверхность гораздо более уязвимой для бомбардировки метеоритами по сравнению с Землей и Венерой, и поэтому даже в современную эпоху невысокой интенсивности метеоритных выпадений этот фактор играет заметную роль в преобразовании поверхности Марса. На ранних этапах развития этой планеты роль метеоритной бомбардировки, судя по имеющимся данным, была столь же высока, как и на Луне.

Процессы разрушения на Венере мы знаем очень плохо. Телевизионные панорамы мест посадки «Венеры-9 и 10» дают указания на то, что там имеют место процессы и физического и химического выветривания, но конкретные формы реализации и интенсивность их пока оцениваются умозрительно. Термодинамические расчеты показывают, что в принципе атмосфера Венеры способна реагировать с магматическими породами различных петрохимических типов с образованием минеральных ассоциаций, типичных для земных метаморфических пород. Но масштабы подобных химических изменений в отсутствие суточных и годовых колебаний температуры поверхности и при скорости ветра у поверхности обычно не выше 0,5—1 м/с остаются неясными. Возможно, что одним из факторов разрушения пород поверхности Венеры являются изменения в окислительно-восстановительном состоянии атмосферных потоков (своеобразная «химическая» погода).

ПЕРЕНОС

Говоря о переносе вещества, мы должны различать несколько его принципиальных форм. Во-первых, перемещение больших масс горных пород под влиянием тектонических движений (движение литосферных плит, горообразование, внедрение интрузий и т. д.). На этих формах переноса мы не будем останавливаться. Во-вторых, перенос лавы и ее летучих продуктов в процессах вулканизма. В-третьих, перемещение продуктов разрушения по поверхности. На Земле перенос продуктов разрушения происходит под преимущественным воздействием воды, газов атмосферы и силы тяжести. Вода и атмосфера играют ведущую роль при переносе на большие расстояния (километры — тысячи километров). На коротких расстояниях (сантиметры, метры, километры) определяющую роль часто играет перенос вещества под прямым воздействием силы тяжести (склоновые процессы). Склоновые процессы играют огромную роль как поставщик материала для переноса его на далекие расстояния в водных потоках, и, в свою очередь, интенсивность склоновых процессов во многом контролируется тем, насколько интенсивно водные потоки уносят материал от подножия склонов. Уникальная растворяющая способность воды по отношению к целому ряду компонентов пород определяет важную особенность процессов переноса на Земле: значительная часть перемещаемого вещества переносится в растворенном состоянии (в среднем для материков около 25%). Перенос на Земле идет резко направленно с возвышенностей в низины. Для транспортировки водой это почти абсолютное правило. Для ветрового переноса — тенденция: выдувание повсеместное, а отложение преимущественно в низменностях. Разрушение и перенос работают совместно, так как только удаление продуктов разрушения открывает для разрушения новые порции пород. Эта взаимосвязь, в частности, определяет отмеченный в предыдущем разделе гипсометрический контроль интенсивности процессов разрушения на Земле. В целом для Земли следует отметить планетарный характер процессов горизонтального переноса, когда значительные массы вещества направленно перемещаются на расстояния, соизмеримые с размерами этого планетного тела.

На Луне перенос продуктов разрушения осуществляется под преимущественным воздействием ударно-взрывных явлений (баллистический перенос) и силы тяжести. Разброс вещества при взрывах обеспечивает перенос на далекие и близкие расстояния. Перемещение вещества на склонах под воздействием силы тяжести играет важную роль при переносе на близкие расстояния. Вещество перемещается в твердом виде, а частично — в виде капель, струй и потоков ударного расплава. Переноса в состоянии водных растворов нет. Газовый перенос, например, перемещение продуктов испарения при ударе, имеет место, но роль его в общем достаточно мала.

Разброс при взрыве может обеспечить перенос вещества на очень большие расстояния, вплоть до ухода части вещества с Луны. Однако доля вещества, перемещаемого в современную геологическую эпоху на большие расстояния, на Луне невелика. Ее оценкой может служить ширина полосы явного смещения химически контрастных морского и материкового материала на границах лунных морей, которая за 3—3,5 млрд. лет достигла величины, не превышающей нескольких километров, реже десятков километров.

В морской этап на большей части лунной поверхности перенос происходил примерно так же, как и в послеморское время. Кроме того, на формирующихся равнинах лунных морей происходило перемещение вещества за счет растекания жидких лав на расстояния, достигающие сотен километров. В доморской этап из-за высокой интенсивности бомбардировки и достаточно высокой частоты больших ударов доля вещества, переносимого на расстояния в сотни и тысячи километров, была достаточно велика, и перенос, как и на Земле, имел существенно планетарный характер.

Следует отметить принципиальное отличие баллистического переноса, который характерен для Луны, от преимущественно водного переноса на Земле. Последний сопровождается резкой дифференциацией вещества в пространстве (по растворимости, крупности зерен и т. д.), в то время как баллистический перенос способствует осреднению состава вещества на поверхности планетного тела.

На Меркурии и малых безатмосферных телах перенос продуктов разрушения в основных чертах такой же, как на Луне. Здесь развит баллистический перенос при ударах, характерная дальность которого зависит от ускорения силы тяжести на поверхности данного планетного тела. На Меркурии при прочих равных условиях выбросы из ударного кратера летят на меньшее расстояние, чем на Луне. На малых телах выбросы летят соответственно дальше, причем здесь доля вещества, вообще покидающего тело, настолько превышает привнос метеоритного вещества при выпадениях, что баланс обмена веществом с окружающим межпланетным пространством у малых планетных тел становится резко отрицательным. Величина ускорения силы тяжести контролирует также и роль склоновых процессов в перемещении вещества на поверхности планетного тела. Очевидно, что по сравнению с Луной на Меркурии роль склоновых процессов должна быть выше, а на малых телах — ниже.

На Марсе перенос вещества по поверхности осуществляется в основном тремя путями: баллистическим разбросом при ударах, склоновыми и эоловыми процессами. В эпохи формирования долин флювиального облика, очевидно, имел место и перенос текучими водами. Разброс при ударах на Марсе имеет специфические особенности, проявляющиеся, в частности, в явлениях течения выбросов после падения их на поверхность (как считается, за счет мобилизации при ударе летучих, входящих в состав материала мишени). Несомненно также, что на разлет выбросов на Марсе оказывает тормозящее воздействие его атмосфера, создавая условия для некоторой сортировки выброшенного материала. Склоновые процессы на Марсе гораздо более активны, чем на Луне, и в ряде случаев (например, обвалы в бортах Долин Маринер) они достигают грандиозных масштабов, аналогичных масштабам таких явлений на Земле. Эоловый перенос на Марсе происходит в виде передвижения дюнно-барханных форм, очевидно, сложенных материалом песчаной размерности, и переноса пыли во взвешенном состоянии, достигающего иногда масштаба глобальных пылевых бурь. Пока не ясно, являются ли поля гигантских дюн, окружающие северную полярную область, современными «живущими» образованиями, или это реликты эпохи, когда атмосфера была более плотной. Интересно отметить, что в ряде крупных депрессий на Марсе, например, во впадине Хриса и бассейне Эллада, мы не видим широкого развития эоловых аккумуляций. Возможно, здесь мы сталкиваемся с явлениями выдувания продуктов разрушения из низин.

На Венере среди факторов переноса продуктов разрушения не вызывает сомнений роль склоновых процессов. Их интенсивность здесь, очевидно, контролируется степенью тектонической активности. Эоловый перенос из-за низких скоростей ветра вблизи поверхности, вероятно, не имеет широкого развития, хотя высокая плотность и, соответственно, высокая несущая способность атмосферы создают предпосылки для форм переноса, сходных с транспортировкой морскими течениями на Земле. Плотная атмосфера Венеры, очевидно, может также способствовать развитию явлений типа мутьевых (суспензионных) потоков в земных морях. Не ясно, есть ли на Венере механизмы, обеспечивающие перенос вещества в планетарном масштабе.

ОТЛОЖЕНИЕ

На Земле отложение осадков происходит в водной или воздушной среде. Существенными особенностями процессов отложения здесь являются сортировка по крупности и плотности вещества, переносимого в твердом состоянии, и химическая дифференциация растворенных веществ. Строго говоря, здесь трудно разделить роль процессов транспортировки и отложения, так как сортировка и химическая дифференциация при отложении есть отложение части переносимого вещества при продолжении переноса другой его части. Терригенное осадкообразование на Земле преобладает над хемогенным и биогенным, однако роль этих двух последних видов отложений тоже достаточно велика. Темп процессов отложения определяется темпом поступления вещества в бассейны осадконакопления, что, в свою очередь, зависит от скоростей разрушения и переноса.

На Луне резко преобладает механическое отложение твердых обломков в условиях вакуума. Сортировки при этом почти нет. Характерная, необычная для Земли особенность отложения на Луне состоит в том, что выбросы из ударных кратеров встречаются с поверхностью со скоростью, равной скорости вылета,— от нескольких десятков метров в секунду до 1,7 км/с (при более высокой скорости вылета выбросы покидают Луну). При этом материал выбросов дополнительно передрабливается, происходят явления вторичного кратерообразования и перемешивания выбросов с материалом, залегавшим в месте падения. Небольшая доля материала выбросов из ударных кратеров достигает поверхности в виде незастывшего ударного расплава. Некоторую, пока еще недостаточно ясную роль играют процессы конденсации продуктов ударного испарения, но масштабы этого явления в современную эпоху на Луне невелики. Следует отметить, что, хотя каждое ударное явление и связанные с ним процессы отложения вещества имеют почти мгновенный характер, средняя скорость отложения осадков на Луне за последние 3 млрд. лет очень мала, что следует из уже приводившихся данных по мощности слоя рыхлой лунной осадочной породы — реголита. В морской этап некоторую роль могли также играть процессы отложения пирокластического материала и конденсации продуктов вулканических эксгаляций. В доморское время высокий темп процессов разрушения и переноса определял и высокие, сравнимые с земными темпы отложения.

На Меркурии процессы отложения, очевидно, качественно сходны с лунными, с той разницей, что большее ускорение силы тяжести, уменьшая дальность разлета выбросов из кратеров, делает здесь эти выбросы в каждом случае менее протяженными, но более мощными, чем на Луне.

На малых безатмосферных телах отложение в основном баллистическое. Выше уже говорилось, что из-за малой силы тяжести здесь велика доля выбросов, покидающих данное тело, масса которого с течением времени должна уменьшаться. Тем не менее отложение здесь идет; отлагаются выбросы, имеющие относительно небольшие скорости

вылета, что должно приводить к погрубению размерного состава обломков в реголите по сравнению с реголитом Луны. Есть указания, что часть материала, покинувшего планетное тело, движется по близким ему орбитам и может затем снова выпадать на него. Очевидно, такое явление наблюдается на Деймосе.

На Марсе наблюдаются продукты баллистического, «склонового» и эолового отложения. При образовании долин флювиального облика, очевидно, имело место и отложение в водной среде. Как уже отмечалось, выбросы из марсианских кратеров нередко имеют признаки течения по поверхности. Вероятно, по степени сортировки материал этих ударных селей мало отличается от выбросов из кратеров на Луне. Отложение материала, перемещаемого склоновыми процессами, также, видимо, создает мало предпосылок для сортировки и дифференциации. Наибольшие возможности для этого на Марсе, по-видимому, связаны с эоловым процессом. Здесь очевидны факторы разделения по крупности зерен (дюнные пески и пыль, оседающая из воздушной взвеси), а через этот процесс в какой-то мере и по химическому составу: твердые минералы имеют больше шансов остаться в песчаной размерности, а мягкие (типа глин) — переноситься и отлагаться в форме пыли. По-видимому, такой тип разделения материала может иметь на Марсе глобальное значение и связан с планетарной циркуляцией атмосферы: наблюдаются следы выноса из экваториальной зоны и накопление пылевого материала в приполярных районах. Несомненно, однако, что эффективность такой дифференциации не может идти ни в какое сравнение с эффективностью экзогенной дифференциации вещества на Земле.

Для Венеры наше знание специфики процессов отложения пока не выходит за рамки умозрительных построений. Здесь отложение происходит в очень плотной воздушной среде, что в ряде случаев может создавать предпосылки для сортировки материала.

ДИАГЕНЕЗ И МЕТАМОРФИЗМ

На Земле диагенез проявляется в химическом взаимодействии различных компонентов осадка и происходит с участием воды. Литификация, завершающая процесс диагенеза, обычно связана с явлениями уплотнения и цементации с участием поровых вод. Метаморфические изменения пород происходят вследствие эндогенно-обусловленного изменения температуры и давления и химизма пронизывающих породу флюидов. Ударный метаморфизм на Земле относительно редок. Характерной особенностью распространенных на Земле метаморфических процессов является перекристаллизация в присутствии воды и широкое развитие разнообразных химических превращений, часто с явлениями привноса и выноса вещества (метасоматоз). Прогрессивный метаморфизм осадочных пород от низкотемпературных стадий до ультраметаморфизма и анатексиса представляет собой путь, по которому вещество осадочных пород вводится (возвращается) в сферу действия магматических явлений и создает предпосылки для большого геохимического цикла.

На Луне на отложившееся вещество действуют главным образом все те же метеоритные удары и сопровождающие их явления. Прямых аналогов продуктов земного диагенеза и метаморфизма здесь нет, и, может быть, то, что происходит с «осадком» на Луне, правильнее называть каким-нибудь менее определенным термином, например, постседиментационным изменением. К категории таких изменений на Луне, вероятно, следует отнести процессы образования консолидированных обломочных пород — реголитных и кратерных (материковых) брекчий. Образование брекчий на Луне определяется

явлениями физического плана: уплотнением при сжатии, диффузией на контактах зерен, а в ряде случаев и появлением включений расплава (плавление при разгрузке от ударного сжатия и плавление за счет тепла трения зерна по зерну при уплотнении). Несмотря на достаточно высокие $P - T$ параметры этих процессов, их, по-видимому, правильнее сопоставлять с диагенетическими, а не с метаморфическими, так как эти параметры характеризуют обстановку в момент и сразу после отложения осадка.

Ведущим фактором метаморфизма лунного вещества являются ударно-взрывные процессы (ударный метаморфизм). Типичные для Земли продукты регионального метаморфизма для Луны не характерны. По-видимому, в сухой лунной обстановке процессы приспособления вещества к новым условиям резко заторможены. Это хорошо иллюстрируется обычными для Луны находками стекол с возрастом 3—3,5 млрд. лет. Характерно, что процессы ударного метаморфизма в их наиболее выраженных проявлениях (образование высокобарных фаз, ударная витрификация и плавление при ударе) имеют место лишь в достаточно близких к центру удара зонах, где после прохождения ударной волны материал приобретает достаточно высокую скорость и входит в состав выбросов из кратера. Поэтому ударный метаморфизм (особенно высоких ступеней), по-видимому, одновременно можно рассматривать как одну из сторон процесса разрушения исходных пород.

В морской период истории Луны магматическая активность должна была приводить к развитию эндогенно-обусловленного термального метаморфизма. Однако по аналогии со случаями сухих контактов магматических пород с лавами основного состава можно полагать весьма малую роль контактного термометаморфизма на Луне. В доморское время образование брекчий и ударный метаморфизм лунного вещества имели грандиозные масштабы. На Меркурии и малых безатмосферных телах постседиментационные изменения вещества в общем близки к таковым на Луне. О постседиментационных изменениях на Марсе мы знаем очень мало. Различные признаки присутствия воды или льда в породах марсианской коры одновременно указывают и на высокую вероятность процессов типа земного диагенеза и метаморфизма. Обогащенные сульфатом корочки на грунте в местах посадки «Викингов» являют собой, очевидно, один из примеров таких процессов. Судя по развитию вулканических явлений, должно существовать и взаимодействие лавы с корой выветривания. Масштабы постседиментационных изменений на Венере не ясны. Очевидно, взаимодействие атмосферы с обломочным материалом реголита Венеры может приводить к своеобразному «диагенезу» этих отложений. Возможность и масштабы эндогенно-обусловленного метаморфизма вещества венерианской коры находятся пока в области догадок.

МАГМАТИЗМ

На Земле магматические процессы играли большую роль в течение всей геологической истории. Характерно, что и в современную эпоху на Земле имеет место заметная магматическая активность. По распространенности среди магматических пород здесь резко преобладают основные (базальты) и кислые (граниты). Наряду с ними встречаются ультраосновные, средние и щелочные породы. В пределах магматических комплексов нередко наблюдаются значительные вариации по химическому составу и набору породообразующих минералов. Все это является показателем высокой степени дифференциации вещества в земных магматических процессах. Магмам Земли, как правило, присуще доволь-

но высокое содержание летучих, прежде всего воды, что находит выражение в присутствии в магматических породах минералов, содержащих гидроксильную группу и трехвалентное железо.

На Луне за последние 2—3 млрд. лет, в послеморской период, явных проявлений эндогенного магматизма в планетарных масштабах нет. Сейсмические наблюдения показывают, что зона возможного магмообразования находится сейчас в недрах Луны, на глубинах более 800—1000 км, что препятствует проникновению эндогенных магм в лунную кору. Наблюдаемые на фотографиях застывшие лавовые потоки на днищах и валах наиболее свежих крупных кратеров — это продукты ударного переплавления пород лунной коры. Природа современных, так называемых временных, явлений на Луне — свечение газа на дне кратера Альфонс, изменения в кратере Аристарх и тому подобные явления, известные по астрономическим наблюдениям,— остается неясной. Одни исследователи приписывают этим явлениям магматический или постмагматический характер, а другие высказывают сомнения даже в их реальности. По-видимому, можно считать, что это какие-то локальные проявления, имеющие очень малое значение в планетарном масштабе.

В морской период на Луне, кроме образования ударных расплавов, имел место и несомненный широко развитый эндогенный базальтовый вулканизм, продукты которого заполняют впадины лунных морей. Несмотря на некоторые различия в составе морских базальтов, для магматизма морского периода характерна невысокая степень дифференциации. Для морских базальтов Луны характерны признаки резкого дефицита летучих и низкого парциального давления кислорода. Магматизм доморского периода мало понятен. Большинство доморских (материковых) пород Луны представлено брекчиями. Бóльшая часть обломков в брекчиях по составу отвечает магматической ассоциации анортозит — норит — троктолит. Иногда в них видны реликты структур, свидетельствующих о кристаллизации из расплава. Реже среди материковых пород встречаются высокоглиноземистые базальты и так называемые базальты KREEP. Минеральный состав материковых пород также свидетельствует об их формировании в сухой сильновосстановительной обстановке.

Материковые породы часто содержат застывший ударный расплав. Высокая интенсивность бомбардировки Луны в доморской период есть причина широкого развития процесса ударного плавления в материковой коре. При этом широкая распространенность ударных явлений большого масштаба создавала условия для образования достаточно крупных тел ударного расплава, которые в дальнейшем могли эволюционировать по законам, во многом близким к законам эволюции эндогенных магм, и давать при застывании полнокристаллические породы, имитирующие породы эндогенных интрузий. Сейчас не ясно, какова доля этих псевдомагматических пород среди изученных образцов кристаллических пород лунных материков.

На Меркурии история и характер магматизма, судя по имеющимся пока косвенным данным, имеют черты, сходные с лунными.

Считается, что на малых телах типа Фобоса, Деймоса и большинства астероидов существенный эндогенный разогрев невозможен. Загадочным исключением является астероид Веста диаметром около 550 км, на поверхности которого по результатам оптических наблюдений некоторыми авторами предполагается наличие дифференцированного вещества базальтического типа (эвкриты?).

На Марсе, судя по морфологии поверхности, уровню ее радиоактивности и химическому составу грунта в местах

посадки «Викингов», несомненно, широко развит базальтовый вулканизм. В отличие от Луны, где наблюдаются лишь древние (3—4 млрд. лет) базальтовые излияния, на Марсе проявления базальтового вулканизма имели место и в глубокой древности, и в гораздо более поздние эпохи. Надежных сведений о наличии на Марсе кислого магматизма нет.

Магматизм на Венере пока достоверно не установлен, но его наличие весьма вероятно: по радарным данным предполагаются вулканические постройки. По уровню радиоактивности породы в местах посадки «Венеры-8, 9, 10» соответствуют земным базальтам и гранитоидам (или щелочным базальтам).

Необходимо отметить некоторые специфические черты вулканизма на разных планетных телах. Как было указано ранее, базальтовый вулканизм — это общепланетарное явление и представляет собой форму образования одного из типов кор планет. Там, где это удается проследить, он вторичен, в том смысле, что развивается на фоне уже сложившейся первичной коры.

Вулканические лавы на Земле всегда содержат заметное количество летучих, значительная часть которых не является настоящим ювенильным продуктом, а захвачена в процессе геохимических циклов вещества. Соответственно этому содержанию летучих лава имеет большую подъемную силу и часто формирует вулканические аппараты значительной высоты. При содержании в магме летучих (главным образом воды) свыше 1,5—2% по весу возможно возникновение эксплозивных извержений с широким рассеянием пеплов.

Вулканические излияния на Луне, за редчайшими исключениями (например, знаменитый кратер Варгентин), всегда приводят к заполнению отрицательных форм рельефа, и подъемная сила магмы здесь, очевидно, ограничивается литостатическим давлением. Это согласуется с составом лунных базальтов, несущих признаки образования в условиях резкого дефицита летучих. Лунные базальты растекаются по широкой площади, не образуя крупных вулканических гор.

Вулканы Марса, помимо площадных излияний, могут образовывать крупнейшие вулканические сооружения (например, гора Олимп 27 км высотой), что, вероятно, отвечает как пониженной силе тяжести на Марсе, так и достаточной газонасыщенности лавы.

ПЛАНЕТАРНАЯ СПЕЦИФИКА ПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОЦЕССОВ

Из проведенного рассмотрения следует, что процессы преобразования вещества на различных планетных и малых телах резко различаются как по характеру ведущих факторов, так и по интенсивности их проявления. Однако везде мы можем говорить о таких категориях процессов, как разрушение, перенос, отложение, постседиментационные изменения и магматизм, и везде за разрушением следует перенос, переносимое вещество отлагается, подвергается постседиментационным изменениям, может быть введено в сферу магматических явлений и имеет шансы вновь подвергнуться разрушению. Наименее проявлен, но тем не менее существует этот циклический кругооборот на телах малого размера. Наиболее он выражен на Земле, где в циклический кругооборот вовлечено, по крайней мере частично, все вещество земной коры.

На современной Земле двигатель этого кругооборота — противоборство эндогенных сил, т. е. энергии недр в различных тектоно-магматических проявлениях, с экзогенными силами, питаемыми энергией Солнца. Эндогенные силы перемещают вещество из недр в зону гипергенеза и из зоны гипергенеза в зоны развития метаморфических и магматических явлений. Эти перемещения придают земному

кругообороту глубинность, делают его объемным. Экзогенные силы, в конечном счете энергия Солнца, обеспечивают превращения вещества в зоне гипергенеза и его перенос в горизонтальном направлении. Эффективность экзогенных процессов на Земле во многом определяется обилием воды и $P-T$ условиями на поверхности, разрешающими существование ее в подвижной жидкой фазе и переходы в пар и лед. Наличие биосферы еще более усиливает эффективность земных экзогенных процессов.

Лунный кругооборот вещества весьма специфичен. В современную (послеморскую) эпоху здесь нет характерного для Земли противоборства эндогенных и экзогенных сил, и преобладающий фактор, выводящий вещество и рельеф из стационарного состояния и приводящий к нему, здесь один — ударные события. Интересно отметить, что по количеству солнечной энергии, поступающей на единицу площади, лунная поверхность практически не отличается от земной. Однако из-за отсутствия «рабочего тела» (воды и воздуха) эта энергия почти не расходуется на протекание экзогенных процессов, а переизлучается в космическое пространство.

В современный период слабой бомбардировки лунный кругооборот по масштабу резко уступает земному, не превышая километров — первых десятков километров по горизонтали и нескольких метров по вертикали. В доморской период высокая интенсивность бомбардировки обеспечивала масштабы кругооборота вещества на Луне, сравнимые с современными земными,— сотни и тысячи километров по горизонтали и несколько километров по вертикали. Следы интенсивной бомбардировки на других планетных телах земного типа заставляют думать, что на ранних этапах их развития такой же кругооборот был характерен и для них. В кругообороте лунного типа преобразование вещества характеризуется преобладанием физико-механических эффектов при слабом проявлении химических изменений и химической дифференциации. Но, может быть, в силу этого в лунном цикле ярко выступает черта, которая затушевана в земном цикле,— обмен веществом с окружающим космическим пространством. Он обнаруживается и в заметной примеси (несколько процентов) метеоритного вещества в реголите и материковых брекчиях, и в существенном дефиците летучих, очевидно, потерянных Луной очень рано. Кругооборот вещества на Меркурии и малых телах идет в общем по лунному типу.

На Марсе, во многих отношениях занимающем промежуточное положение между Землей и Луной, очевидно, и кругооборот вещества промежуточный между земным и лунным. Достаточно высокая тектоническая активность Марса создает определенные условия для перемещения вещества через разные $P-T$ зоны. Однако отсутствие гидросферы и разреженность атмосферы делают относительно малоэффективной экзогенную составляющую цикла, а следовательно, и весь марсианский поверхностный цикл.

Специфика и масштабы кругооборота вещества на Венере пока не ясны, но можно ожидать, что из-за недостатка воды он окажется существенно менее выраженным, чем на Земле.

Таким образом, интенсивность приповерхностных процессов Земли резко выделяет ее из всей семьи земных планетных тел. Широчайшие масштабы циклического кругооборота вещества на Земле играют в развитии нашей планеты двойственную роль. С одной стороны, этот кругооборот маскирует эндогенно-обусловленную компоненту развития нашей планеты. С другой — многократность кругооборота создает условия для накопления малых эффектов и обеспечивает новые возможности направленного развития, среди которых наиболее очевидна эволюция биосферы от простейших до ноосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Критически оценивая наше действительное знание даже такой изученной планеты, как Земля, мы приходим к парадоксальному выводу. Можно принять, что, помимо астрономических и геофизических характеристик, мы знаем строение и состав земной коры (около 0,01 массы планеты) и ее историю в течение $2\cdot10^9$ лет (около 0,5 ее истории), что является явным преувеличением. Таким образом, достоверное знание Земли определится ничтожной долей ($0{,}01\cdot0{,}5=0{,}005$), а основные 99,5% относятся только к более или менее вероятным гипотетическим представлениям.

Для сравнения напомним, что то или иное предположение о составе ядра Земли может изменить взгляд на состав ее в целом. Наиболее изученные оболочки Земли — атмосфера и гидросфера — расцениваются как продукт дегазации мантии, составляющий, по А. П. Виноградову, в среднем около 7,5% от каждого из летучих мантии. Другие исследователи называют иные числа. Особенно показательна неопределенность в оценке мантийного ^{40}Ar, который не диссипирует из атмосферы Земли и часто рассматривается как типично атмофильный элемент, представительный для истории дегазации планеты в целом. А. П. Виноградов оценивает количество дегазированного аргона всего в 0,1% его общего содержания, и достаточно лишь слегка изменить исходные условия, чтобы существенно поколебать эту величину, а значит, и изменить расшифровку истории атмосферы. Совершенно ясно, что при таких неопределенностях состава Земли и ее истории не может быть единственного их истолкования, полученного при изучении только Земли, и первостепенное значение приобретают результаты изучения внеземных тел.

Независимо от тех или иных взглядов на происхождение Солнечной системы сейчас необходимо учитывать по крайней мере следующие положения, которые могут считаться достаточно надежно установленными.

Космическая распространенность элементов связана с устойчивостью их ядер и временем нуклеогенеза. Молекулярные группировки в значительной степени определяются термодинамическими условиями среды, их конкретной историей и распространенностью элементов в окружающем пространстве.

Межпланетное вещество, которое так или иначе сближают с протопланетным веществом, уже значительно дифференцировано, что хорошо видно при сравнении метеоритов разных групп (например, каменные и железные), астероидов и комет и т. д. Это отчетливо проявляется в различном содержании летучих соединений, которые концентрируются в дальних областях Солнечной системы и составляют основу состава Солнца.

Тела планетного типа в отличие от малых тел Солнечной системы характеризуются сферичностью формы. Характерно, что их размер отвечает массам, при свободном падении на которые возникают явления ударного метаморфизма и плавления падающего вещества и мишени. Все известные тела этого типа имеют дифференцированное оболочечное строение, напоминающее строение Земли, но выраженное в разной степени. По этим признакам они объединяются в группу планет независимо от типа орбит — планетарных или спутниковых (например, Луна).

Общий состав планет зависит по крайней мере от их массы и расстояния от Солнца. По этим признакам планеты делятся на три группы: планеты земного типа, планеты-гиганты и недостаточно изученная группа дальних

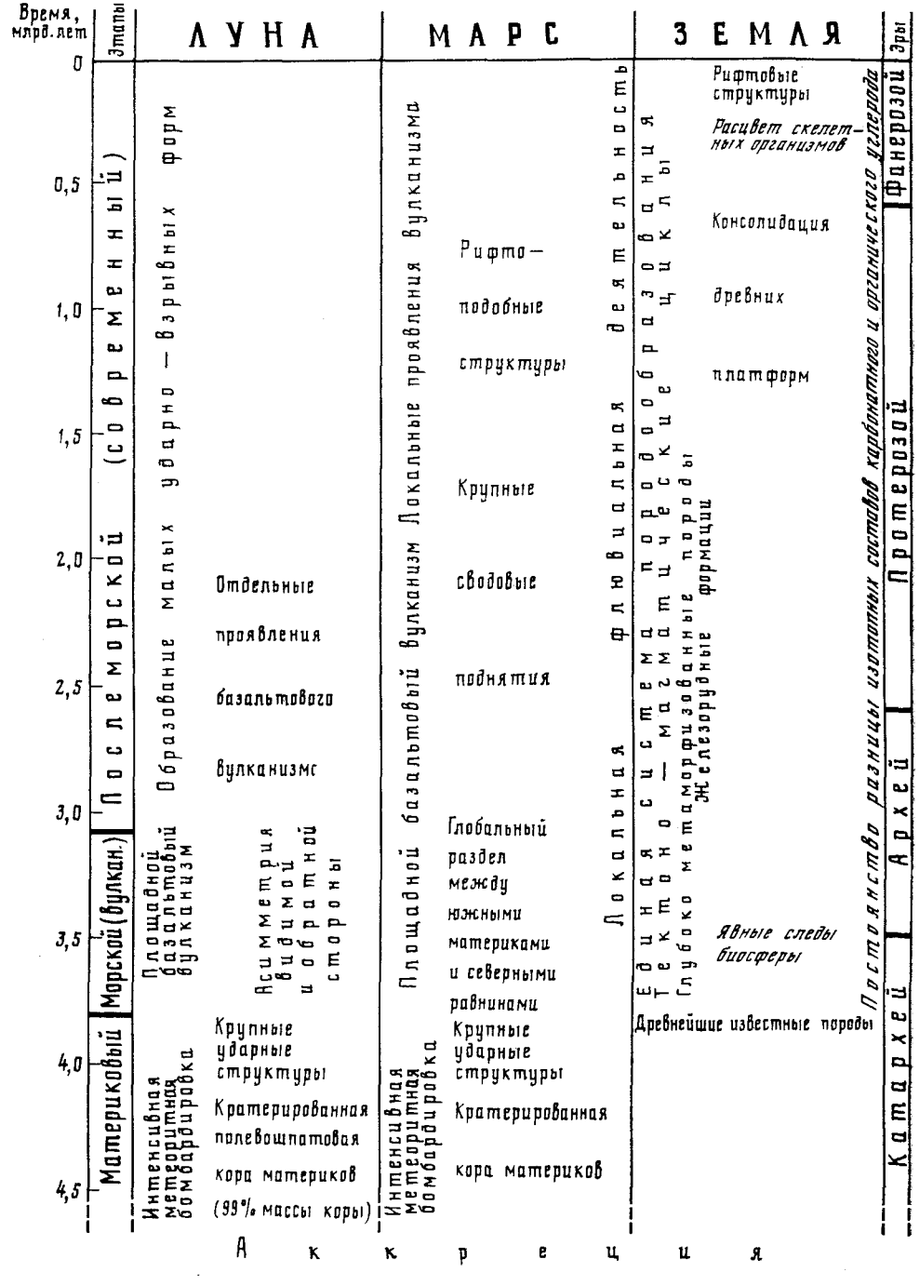


РИС. 112. История развития Луны, Марса и Земли

планет. Спутники планет-гигантов только начинают исследоваться, но некоторые из них, по-видимому, напоминают планеты земного типа.

Если предполагать общность исходного вещества Солнца и его системы, то главным по масштабу процессом, определяющим средний состав внутренних планет, следует признать процесс потери легких элементов, на фоне которого другие изменения вещества выглядят побочными. Наоборот, при дифференциации вещества в планетарную стадию процесс дегазации может считаться лишь побочным отходом формирования планет. Иным процессом дифференциации вещества в допланетную стадию было разделение его на металлическую и силикатную фазы, которое отразилось даже на общем составе планетных тел. Об этом можно судить, сравнивая крупное, считающееся железным, ядро Меркурия с проблематичным и уж наверняка незначительным по размеру ядром Луны.

Все данные с несомненностью показывают, что состав допланетного вещества был различен в разных частях протопланетного облака и менялся по мере развития системы, т. е. был неоднороден в пространстве и времени. Таким образом, первостепенное значение для среднего состава образующейся планеты и ее исходной неоднородности по глубине имеют детали механизма аккреции, время и последовательность в образовании планет.

Планетные тела земного типа имеют отчетливо выраженную дихотомию поверхности: на возвышенные «материковые» области накладываются более поздние структуры пониженных «морских» равнин. Эта асимметричность поверхности типична для Земли, Луны, Меркурия и Марса и весьма вероятна для Венеры. В изученных случаях она связана с развитием коры разного типа — древней полевошпатовой коры материков и бальзатовыми излияниями, формирующими равнины. Вероятно, наличие двух типов коры является фундаментальным общепланетарным свойством внутренних планет.

Образование гетерофазного планетарного чехла Земли (коры, гидросферы и атмосферы) произошло очень рано. Редкие образцы с возрастом около 3,8 млрд. лет обнаруживают все признаки оболочек, характерные для их современного состояния, вплоть до наличия биосферы. Состав и температура атмосферы и гидросферы в течение последних 1,5 млрд. лет были близки к современным и могли испытывать колебания в пределах менее одного порядка вокруг некоего среднего уровня, не обнаруживая четких тенденций к одностороннему развитию. Породы древнее $1{,}7 \cdot 10^9$ лет, может быть, указывают на некоторое понижение содержания свободного кислорода в атмосфере, но это не является надежно установленным фактом. Никаких геохимических и геологических данных о существовании древней бескислородной метаново-аммиачной атмосферы нет.

Изучение образцов лунных пород показывает наличие материковой коры возрастом древнее $4 \cdot 10^9$ лет и морской коры базальтового типа возрастом до $3{,}8 \cdot 10^9$ лет. Детальное изучение свидетельствует об образовании обоих типов коры в условиях острого дефицита летучих веществ, т. е. о том, что процесс дегазации в основном уже прошел не менее 4 млрд. лет назад.

Морфологическое сходство древнейших регионов безатмосферных планет (и Марса) позволяет предположить общепланетарное значение сходства условий формирования древней коры с выделением двух ее типов. При этом очевидно более позднее образование коры базальтового типа, которая накладывается на древнюю (первичную?) материковую, вероятно, полевошпатовую кору с разрывом во времени в сотни миллионов — миллиард лет. Масса базальтовой коры на Луне составляет около 1% от массы всей коры и, вероятно, увеличивается на более развитых

планетах. Следует подчеркнуть важность временны́х этапов становления коры разных типов (рис. 112) для понимания условий возникновения коры Земли, недоступных прямому наблюдению.

Изучение древнейших поверхностей планет не дает указаний на значительное изменение их в последующий период, которое должно было бы возникнуть в связи с принципиальным изменением строения планеты в процессе формирования крупного металлического ядра в наблюдаемое время. Это дает существенный довод в пользу исконного существования ядер планет — в пользу гетерогенной аккреции вещества планет. Таким образом, есть основания полагать, что процесс основной дифференциации планет происходил в ранний период их развития, не позднее $4{,}0 \cdot 10^9$ лет назад, и связан по времени с последними этапами формирования самой планеты.

На примере Луны, Меркурия и Марса мы видим громадное значение метеоритных ударов о поверхность планеты, которые имели место 3,5—4,5 млрд. лет назад и не могли не сказываться на составе коры в целом. Кинетическая энергия удара со скоростью от 2,4 км/с (для Луны) и до скоростей порядка 70 км/с, возможных в Солнечной системе, очень велика. Мгновенно переходя в тепло при резком торможении метеоритного тела, она вызывает испарение и плавление вещества как снаряда, так и мишени. Продолжающийся рост планеты сопровождается этими процессами, которые должны приводить к резкой дифференциации веществ по их летучести. Тела малого размера (типа астероидов) вообще не способны удержать продукты взрыва на своей поверхности и поэтому не могут продолжать свой рост. Тела размера Луны и Меркурия теряют газообразные компоненты, и на их поверхности сохраняются лишь наименее летучие конденсаты тугоплавких соединений. Тела размера Земли и Венеры в процессе своего роста способны удержать летучие соединения и сформировать из них оболочки, окружающие планету, в то время как захоронению должны подвергаться существенно дегазированные остатки первичного вещества.

Последующее изменение химического строения поверхностного слоя планет идет на этом фоне под воздействием ряда известных эндогенных и экзогенных процессов. Первые, по-видимому, развиваются в общем по одному типу под влиянием радиоактивных и гравитационных воздействий. Наиболее понятно возникновение базальтовой коры как накопление эвтектоидной выплавки в явлениях плавления и кристаллизации. Пример Луны показывает, что кора такого типа возникает относительно быстро в результате радиоактивного разогрева, через $(0{,}5—1) \cdot 10^9$ лет после формирования планеты, прорывая первичную материковую кору.

Древнейшая, материковая кора на Луне, Меркурии, Марсе (и, вероятно, на Венере) несет на себе прямые признаки участия в ударно-взрывном процессе и, возможно, связана с ударными событиями генетически. Происхождение ее может объясняться значительным расплавлением или испарением-конденсацией вещества при массовых ударах с местным (точечным) разогревом, что создает условия, близкие к зонному плавлению, но с переходом вещества через тепловой барьер сверху вниз. Такая кора на Луне имеет существенно полевошпатовый состав, представлена в различной степени литифицированными ударными брекчиями, что может быть характерно для всех планет.

Здесь мы сталкиваемся с принципиально новым процессом, типичным для ранней фазы планетообразования и теряющим свое значение в течение последующей геологической истории планеты. Мы вступаем в особую стадию ее формирования, которая находится на стыке протопланетного и планетарного этапов развития. Если последний может быть описан с использованием принципа актуализма в рамках привычных геологических процессов и тем самым подпасть под общее наименование геологического, то изучение этой стадии требует особого подхода, и поэтому она может быть названа догеологической.

Эта стадия характеризуется мощным притоком вещества и энергии из внепланетного пространства; в это время теряется граница между экзогенными и эндогенными процессами, происходит одновременное накопление ударно-метаморфизованных и раздробленных космогенных осадков и их переплавленных дериватов. Происходит интенсивное расщепление протовещества на летучие и литофильные элементы. Происходит процесс одновременного возникновения ударной магмы и атмосферы с гидросферой и осадочными породами. В процессах этой стадии можно искать разрешение противоречия между представлениями Т. Барта о первичности осадочных пород и представлениями В. Руби об избыточных летучих. В это время закладывались основные структурные особенности планет и начало геохимических циклов на Земле.

Материковая кора Луны сохранилась с догеологической стадии ее развития в мало измененном виде и составляет сейчас около 99% всей коры. На планетах с более активной геологической жизнью процент ее, наверное, ниже. Весьма вероятно, что изучение особенностей этой стадии поможет развязать и некоторые, так называемые «проклятые», вопросы геологии Земли, которые не находят однозначного решения при изучении обычных геологических процессов. В качестве примера можно поставить вопрос о происхождении гранитной оболочки Земли, которое не удается свести к простому циклу магматической дифференциации. Представляется обоснованным рассмотреть реальность взаимодействия ранней полевошпатовой коры лунного типа с летучими дериватами непосредственно вблизи растущей поверхности Земли и оценить возможность становления в эту стадию существенной доли ее коры.

Сравнительное изучение планет подчеркивает важное значение в их развитии поверхностных процессов, роль которых может оказаться особенно большой на самой ранней, догеологической стадии, когда закладываются основы их структуры, а экзогенные процессы смыкаются с космогенными. Характер экзогенных процессов специфичен для различных планетных тел и определяет последующее развитие внешнего облика планеты.

Земля резко выделяется из всех планет своей развитой гидросферой и биосферой. Последняя наряду с водой вызывает высокую активность химических процессов, происходящих на Земле ферментативным путем. На Земле сейчас преобладают циклические процессы, и не вполне ясно, в какой степени в них входит мантийное вещество. По-видимому, вопрос может найти свое решение в разделении элементов на группы с разной скоростью геохимического цикла таким образом, что наиболее подвижные циклические элементы возвращаются в глубины Земли и вновь выносятся на поверхность вместе с рядом ювенильных элементов, продолжающих поступать из мантии Земли. На такой планете, как Луна, геохимические циклы выражены очень слабо, и мы видим преимущественно результат однонаправленного процесса, в котором большой геохимический цикл не успел сформироваться. Мы склонны связать с этим существенно различное течение вулканических процессов Земли и Луны. Земной вулканизм продолжает поставлять громадные количества вторичной воды и других летучих, что сопровождается мощной эксплозивной деятельностью. Давно угасший вулканизм Луны проявлялся в виде спокойного излияния жидких дегазированных лав.

Вещество кор планет, достаточно известное сейчас для Земли и Луны, как геохимическая система отличается от возможного первичного вещества, как бы ни были неопределенны наши знания о его составе. Своеобразие экзогенных процессов на планетах определяется разницей в исходных количествах и составе летучих компонентов и условиями инсоляции. С этим тесно связаны разнообразие типов коровых пород и средний химический состав кор планет. На бедной летучими Луне спектр пород более однообразен, чем на богатой летучими, и прежде всего водой, Земле. Химический состав кор планет может быть также индивидуален, так как отражает разное соотношение эндогенных и экзогенных процессов на планетах.

Нам бы хотелось закончить эти очерки некоторым обобщающим образом, который, не претендуя на точность, все же близко передает сущность наблюдаемых явлений. Можно уподобить развитие планеты жизни живого организма. И тогда окажется, что общий характер их возрастных стадий аналогичен. Возможно, это есть проявление закона диалектического развития любой внутренне-организованной системы.

По представлениям астрофизики Солнечная система находится где-то в середине своего развития. Можно приравнять каждый миллиард лет жизни планеты 10 годам жизни, скажем, человека. Тогда тела астероидов, так и не сумевших развиться до стадии планет,— это мертворожденные эмбрионы, а Земля — вполне зрелый человек в возрасте около 45 лет. Мы хорошо его знаем в течение последних 10 лет и, конечно, замечаем каждую новую морщинку на его лице, но в целом он не изменился за это время. И за предыдущие 15 лет он мало менялся — это совершеннолетний субъект, который стал почти взрослым в 15 лет (еще в архее). Даже в 10 лет он уже проявляет все черты своего характера. О его детстве мы ничего не знаем, но по существу половину всей жизненной информации он, как и всякий ребенок, получает в возрасте 2—3 года, что соответствует первым сотням миллионов лет жизни планеты.

Какими бы отрывочными ни казались сейчас наши знания о планетах, именно совместное их рассмотрение ведет к пониманию общих законов их развития, и, в частности, неизвестной по геологическим наблюдениям ранней истории Земли.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора 3

Предисловие 4

ВВЕДЕНИЕ 5

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

СОЛНЕЧНАЯ СИСТЕМА 10

Глава 1

ЗЕМЛЯ 12
Земля как планета 13
Строение Земли 14
Развитие Земли 19
Литература 21

Глава 2

ЛУНА 22
Условия на поверхности 24
Геологическое строение 25
Лунные кратеры 33
О тектоническом строении Луны 44
Строение реголита 47
Вещественный состав лунных пород . . 48
Внутреннее строение 58
История геологического развития . . . 62
Заключение 64
Литература 65

Глава 3

МЕРКУРИЙ 68
Условия на поверхности 69
Геологическое строение 70
О составе пород поверхности 77
Внутреннее строение 78
История геологического развития . . . 79
Заключение 79
Литература 80

Глава 4

МАРС И ЕГО СПУТНИКИ 80
Условия на поверхности и климат . . . 82
Атмосфера Марса 84
Рельеф и геологическое строение 93
Характеристика поверхностных пород . . 126
Криолитосфера Марса 135
Внутреннее строение 137
Магнитное поле 138
История развития геологических процессов 138
Заключение 143
Спутники Марса 144
Литература 149

Глава 5

ВЕНЕРА 154
Условия на поверхности 154
Атмосфера 157
Строение поверхности 168
Геологические процессы 172
Внутреннее строение 174
Эволюция атмосферы 175
Заключение 176
Литература 177

Глава 6

МАЛЫЕ ТЕЛА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ. МЕТЕОРИТЫ, АСТЕРОИДЫ, КОМЕТЫ 181
Метеориты 181
Астероиды 191
Кометы 196
Заключение 199
Литература 199

Глава 7

ПЛАНЕТЫ-ГИГАНТЫ И ИХ СПУТНИКИ 202
Планеты-гиганты 202
Галилеевы спутники Юпитера 203
Литература 210

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Глава 8

ДОПЛАНЕТНАЯ СТАДИЯ РАЗВИТИЯ ВЕЩЕСТВА СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ . 211
Литература 218

Глава 9
ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПЛАНЕТНОГО ВЕЩЕСТВА 219
Химическая расслоенность планет . . . 219
Дифференциация в системе силикатная оболочка — металлическое ядро . . . 224
Образование планетных атмосфер (и гидросфер) 226
Формирование кор — магматическая дифференциация планетного вещества . . 227
Литература 243

Глава 10
ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ ПЛАНЕТ . . 245
Подход к сравнению планетарных летучих 247
Закономерности распределения летучих во внутренней части Солнечной системы . 256
Разделение летучих в протопланетном облаке 250
Планетарная дифференциация летучих 263
Эволюция и происхождение летучих на планетах 267
Литература 272

Глава 11
ПАДЕНИЕ МЕТЕОРИТОВ И УДАРНОЕ КРАТЕРООБРАЗОВАНИЕ 276
Падение метеоритов 276
Некоторые сведения о высокоскоростном ударе 281
Ударные кратеры 284
Преобразование вещества в ударном процессе 289
Редкие результаты падений 299
Ударный процесс в истории планет . . . 304
Литература 305

Глава 12
ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВЕЩЕСТВА НА ПОВЕРХНОСТИ ПЛАНЕТ 308
Разрушение 309
Перенос 311
Отложение 313
Диагенез и метаморфизм 314
Магматизм 315
Планетарная специфика поверхностных процессов 317
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 319

ОЧЕРКИ
СРАВНИТЕЛЬНОЙ
ПЛАНЕТОЛОГИИ

Утверждено к печати
Институтом геохимии
и аналитической химии
им. В. И. Вернадского

Редактор
М. А. *Погудина*

Редактор издательства
И. А. Клинцова

Художник
В. Я. Батищев

Художественный редактор
Т. И. Алексеева

Технические редакторы
М. Н. Фролова, Р. М. Денисова

Корректоры К. П. Лосева, В. А. Шварцер

ИБ 21465

Сдано в набор 01.07.81.
Подписано к печати 25.12.81.
Т-31509. Формат 70×100¹/₁₆
Бумага для глубокой печати
Гарнитура обыкновенная
Печать высокая
Усл. печ. л. 26,65 Усл. кр. отт. 28,6
Уч.-изд. л. 30,2 Тираж 1400 экз. Тип. зак. 892
Цена 5 руб.

Издательство «Наука»
117864, ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90

2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

В издательстве
«НАУКА»
выходят из печати книги:

Вернадский В. И.
Очерки геохимии
38 л. 5 р. 30 к.

Классический труд В. И. Вернадского является важным пособием для понимания основ геохимии и истории ее развития. В настоящее время книга особенно актуальна в связи с новыми идеями космохимии и вопросами теории охраны биосферы, которые привлекают внимание всего человечества.

Коржинский Д. С.
Теория метасоматической зональности
8 л. 1 р. 20 к.

Монография посвящена физико-химической метасоматической зональности как основной особенности метасоматических процессов. Рассматриваются виды метасоматических процессов и их термодинамические параметры, роль кристаллизационного давления, фильтрационного эффекта. Выводятся системы дифференциальных уравнений для инфильтрационной и диффузионной метасоматической зональности.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы «Академкнига», в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации без ограничений.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7 магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».