

УДК 523.4

Особенности геологии планет разного состава

Н. Н. Евсюков

Харківський державний університет

Надійшла до редакції 06.09.96

Розглянуті особливості складу та геологічної будови планет Сонячної системи. Загальним для геологічної еволюції силікатних та льодяних планет є: формування первинних однорідних за складом в горизонтальному напрямі літосфер з дуже кратерованою поверхнею; появі систем тектонічних розломів різного масштабу та тріщинний площацій вулканізм. Основні відмінності геології планет різного складу проявляються в наступному: на силікатних планетах з'являється неоднорідна за складом кора — базальтова океанічна та польовошпатна континентальна; для льодяних планет характерний режим глобального розширення, що приводить до формування численних систем тектонічних розломів різного масштабу; вулканізм центрального типу характерний лише для силікатних планет з високою активністю ендогенних процесів.

ВВЕДЕНИЕ

Планеты — это космические тела в конденсированном состоянии с гидростатически уравновешенной поверхностью фигуры, разделенные в результате гравитационной дифференциации на оболочки. Оболочки различаются химическим, минералогическим составом либо агрегатным состоянием. Газовые компоненты могут формировать лишь сравнительно тонкую оболочку планеты — атмосферу — либо отсутствовать вовсе.

Верхний предел масс планетных тел составляет примерно $0.01M_{\odot} \approx 10^{31}$ г и определяется переходом в состояние коричневых карликов, для которых характерно вырожденное состояние вещества и возможность очень медленного термоядерного горения водорода.

Нижний предел масс планет связан с возможностью гравитационного преодоления предела фундаментальной прочности их вещества (Слюта, Воропаев, 1993); для ледяных планет получен минимальный диаметр в диапазоне 300—400 км. Реально встречаются ледяные планеты диаметром около 400 км (Мимас, $M = 3.8 \cdot 10^{22}$ г, Протей). Среди

силикатных планет минимальный диаметр имеет Веста — около 520 км; ее масса — около 10^{23} г. Меньшие тела имеют неправильную форму, недифференцированы и относятся к классам астероидов, комет и других малых космических тел.

СОСТАВ ПЛАНЕТ

Планеты состоят из нескольких групп веществ, способных в результате гравитационной дифференциации обособляться и формировать отдельные оболочки (Флоренский и др., 1981).

В I группу включают истинно летучие вещества H_2 , He , Ne , которые в протопланетном облаке находились в газообразном состоянии. Эти вещества конденсируются из газа при температурах ниже 10 К либо при более высоких температурах в условиях высоких давлений.

Во II группу входят льды H_2O , CH_4 , NH_3 и их клатраты, а также N_2 и Ar . Газы конденсируются в лед при температурах ниже 200 К: H_2O — при 180 К, NH_3 при 110 К переходит в кратрат $NH_3 \cdot H_2O$, CH_4 при 90 К переходит в кратрат

$\text{CH}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, при 60 К образуются льды CH_4 и Ar .

Третья и четвертая группы веществ входят в тяжелый компонент планет. III группу образуют силикаты, состав которых можно представить совокупностью окислов Si, Mg, Al, Ca, Na, K. При температуре ниже 700 К в состав силикатов входят и окислы железа. Наиболее тугоплавкий силикат — геленит $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ при давлении 10^{-2} бар* имеет температуру конденсации около 1700 К.

В IV группу входят сплавы металлического железа с Ni, Co, Cr. При давлении в туманности ниже $5 \cdot 10^{-5}$ бар железо конденсируется после силикатов энстатита и форстерита при температуре ниже 1350 К. При более высоком давлении конденсация железа опережает конденсацию силикатов, за исключением малораспространенного геленита. При давлении 10^{-1} бар температура конденсации железа (около 1700 К) на 80 К выше температуры конденсации форстерита. Это обстоятельство наряду с сильным различием физических свойств железа и силикатов привело к разделению металлической и силикатной фазы уже на первичной стадии конденсации протопланетной туманности.

При температуре около 700 К появляется FeS , при температуре около 500 К железо полностью окисляется до FeO . При температуре ниже 350 К происходит гидратация силикатов.

Согласно расчетам Cameron and Pine (1973), которые согласуются с данными по составу метеоритов, земных и лунных пород, начальная температура в районе Меркурия могла достигать 1500 К при давлении 10^{-2} бар, в районе Марса — 400 К при давлении 10^{-3} бар, в районе Юпитера — 250 К при давлении 10^{-5} бар и в районе Нептуна — 50 К при давлении 10^{-7} бар. При формировании спутников планет дополнительный разогрев со стороны центрального тела заметен только в системе Юпитера. К концу образования спутников температура на орбите Ио понизилась до 300—400 К, а на орбите Амальтеи — до 600—1200 К (Поллак, Фанейл, 1986).

В соответствии с ходом температуры в протопланетном облаке с расстоянием до Солнца изменялся и состав формирующихся планет. Газовый компонент (H_2 и He) вообще не мог конденсироваться в протопланетном облаке, но был захвачен наиболее массивными планетами в зоне низких температур — Юпитером и Сатурном, — сохранив подобный солнечному химический состав вещества. Будучи в надkritическом состоянии, молекулярный водород в недрах этих планет находится в жидкому состоянии, но не образует фазовой границы с атмосфе-

рой. При давлении около 3 Мбар водород переходит в атомарную форму жидкого металлического водорода.

Менее массивные планеты — гиганты Уран и Нептун — не смогли захватить в заметном количестве водород и гелий, и их доля в массе планет не превышает 3—6 %. В основном же эти планеты, как и меньшие планетные тела в зоне низких температур, состоят из льдов H_2O , CH_4 и NH_3 . Тяжелый компонент, формирующий ядра Урана и Нептуна, по массе достигает 25 %, ледяной: H_2O — 40 %, CH_4 — 23 %, NH_3 — 9 % (Жарков, Трубицын, 1980). Эти планеты также находятся в газожидком состоянии.

В зоне высоких температур планеты не смогли удержать в заметном количестве и ледяной компонент. Лишь на Земле и Марсе есть вода, войдя первоначально в состав гидратированных силикатов. Состоят эти планеты в основном из тяжелого компонента — металлического ядра из Fe и FeS и силикатной оболочки. Полная доля железа в составе Меркурия достигает 64 %, Венеры и Земли — 32 %, Марса — 26 % (Жарков, 1983). Луна потеряла большую часть железа, и его содержание не превышает 14 %. FeS входит в состав ядра Земли (около 10 % по массе), а ядро Марса может полностью состоять из FeS либо из сплава Fe-FeS примерно в равном отношении.

На расстоянии 0.2 а. е. от Солнца, где могла бы сформироваться согласно закону планетных расстояний еще одна планета, температура достигала 1700 К при давлении 10^{-2} бар. Такая планета состояла бы почти целиком из железа, перекрытого тонкой оболочкой из наиболее тугоплавких минералов — мелилита (включая геленит), первовскита CaTiO_3 и шпинели MgAl_2O_4 . Ассоциация мелилит-шпинель-перовскит обнаружена в углистых хондриях. В район астероидного пояса эти вещества в виде хондр, видимо, были перенесены конвекцией в протопланетном облаке. Возможен и перенос небольших металлических частиц этим способом. Это могло стать причиной отсутствия планеты внутри орбиты Меркурия, хотя расстояние 0.2 а.е. $\approx 43R_{\odot}$ приемлемо для существования планеты.

Оболочки, составленные из указанных групп веществ, в планетах могут разделяться на дополнительные слои. Как уже отмечалось, молекулярный водород в планетах-гигантах при давлении около 3 Мбар переходит в состояние металлического водорода.

Для толстых ледяных оболочек характерен лед

* 1 бар = 10^5 Па

H_2O . При температурах в недрах ниже 200 К может существовать клатрат $\text{NH}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, при $T < 100$ К — клатраты с участием молекул CH_4 , N_2 , CO , Ar и др.

При давлениях свыше 6 кбар клатраты диссоциируют. Освобожденные молекулы CH_4 и N_2 могут образовать эвтектическую систему с очень низкой температурой плавления и в виде диапиров всплывать в верхние горизонты планеты.

Лед H_2O в недрах ледяных планет может существовать во многих полиморфных модификациях, образуя соответствующие слои. При давлении около 2 кбар лед I переходит в лед II, при давлении 4 кбар образуется лед V, при давлении 6.5 кбар — лед VI. При давлениях свыше 12 кбар может образоваться лед VIII, но при температуре выше 270 К и давлении выше 21 кбара вместо него образуется лед VII. При подходящих температурных условиях в слоях льдов I, II, V содержатся клатраты и льды другого состава (Шумейкер, 1986).

Наиболее сложным составом обладают силикаты. Только в силикатной оболочке концентрируются радиоактивные элементы U, Th и K^{40} . В результате гравитационной дифференциации эта оболочка разделяется на кору и мантию. Корка может состоять из аортозитов, базальтов, а в случае Земли — и из гранитоидных пород. В мантии выделяют три оболочки — верхнюю и нижнюю мантию и переходную зону, границы между которыми определяются фазовыми переходами в силикатах. Характер дифференциации тяжелого компонента и льдов в ядрах планет-гигантов при давлениях до 100 Мбар детально не обсуждается, поскольку для этого недостаточно экспериментальных данных.

Металлические ядра планет могут разделяться на две оболочки, различающиеся агрегатным состоянием либо составом: железо и сплав Fe-FeS.

Судя по составу Юпитера, масса газового компонента ($\text{H}_2 + \text{He}$) в составе планет может достигать 96 %. В составе Урана и Нептуна нет, видимо, потерю тяжелого компонента и льдов — на долю тяжелого компонента приходится около 25 % массы, соотношение масс льдов H_2O , CH_4 и NH_3 равно 41 : 24 : 10. Тяжелый компонент полностью сохранился на Земле и Венере. Соотношение масс силикатов и железа близко к 68 : 32.

Таким образом, на долю железа, которое сохраняется во всех планетах (кроме Луны), приходится минимальная масса. На долю силикатов, которые частично теряются только в зоне Меркурия, приходится масса примерно в два раза большая. При отсутствии потерь масса льдов может в три раза превысить массу тяжелого компонента. Масса газо-

вого компонента может примерно в 25 раз превысить массу остальных компонентов.

ТИПЫ ПЛАНЕТ

Потеря различных групп веществ в зонах формирования планет происходила в следующей последовательности: водородно-гелиевый компонент, льды, силикаты и железо-никелевый сплав. Поскольку масса каждой верхней сохранившейся оболочки планеты существенно превышает суммарную массу всех внутренних оболочек, в составе планеты может преобладать любая из указанных групп веществ. Поэтому по составу планеты можно разделить на четыре типа: водородно-гелиевые, ледяные, силикатные и металлические.

В Солнечной системе водородно-гелиевыми являются планеты Юпитер и Сатурн. К ледяным следует отнести Уран, Нептун, Плутон и большинство регулярных спутников планет-гигантов. Силикатными планетами являются Земля, Венера, Марс, Ио, Луна, Европа, Церера и Веста. К металлическим планетам можно отнести лишь Меркурий, хотя сохранившаяся часть силикатной оболочки у него значительна.

Главным фактором, который определяет состав планет, является температура протопланетной туманности в зоне формирования планеты. С температурой коррелирует и газовое давление. Масса планеты существенна только для водородно-гелиевой оболочки — лишь массивные планеты-гиганты способны удержать эти вещества. Однако и здесь температура остается определяющим фактором — массы ядер из тяжелого компонента и льдов для Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна составляют соответственно: 13; 27; 13.7 и 16.7 масс Земли (Жарков, Трубицын, 1980), а сохранена в максимальной мере эта оболочка лишь у Юпитера.

Другим фактором, который определяет тип планеты, является ее геология. Основная цель геологии — изучение пространственной неоднородности планеты, как горизонтальной, так и вертикальной, и эволюции этой неоднородности во времени. Лишь твердые оболочки планеты способны сохранять структуры, возникшие в разное время, и лишь структуры поверхности доступны для многопланового изучения даже дистанционными методами. Поэтому основная геологическая информация о планетах поступает из анализа их изображений, полученных космическими дистанционными методами. Лишь для Земли, Луны, Венеры и Марса существенно применение прямых методов геологического анализа — сейсмического зондирования,

изучения образцов пород и др. По мере совершенствования методов вертикального зондирования Земли геологическому изучению подвергаются все более глубокие ее слои. Так сейсмическая томография позволяет изучать структуру океанических плит, погружающихся в мантию до глубины около 700 км. Подобные методы для других планет пока недоступны.

Основные геологические понятия неприменимы для газожидких планет-гигантов. Такие планеты однородны в горизонтальном направлении, у них отсутствует не только рельеф, но и поверхность раздела с атмосферой. Поэтому, несмотря на различия в составе, их объединяют в один тип — планеты юпитеровой группы.

Остальные планеты имеют твердые верхние оболочки — литосфера, которые подстилаются слоем с пониженной вязкостью — астеносферой. Границы этих слоев не совпадают с границами химико-минералогических оболочек. В некоторых случаях на поверхностях планет сохраняются тонкие слои из вещества потерянной оболочки. Хотя Меркурий смог сохранить лишь четвертую часть массы своей силикатной оболочки, толщина ее достаточно велика (700 км), чтобы в ней могли протекать геологические процессы, характерные для силикатных планет. Поэтому Меркурий относят к силикатным планетам земной группы. Остаток ледяной оболочки на Земле — жидкий водный океан со средней глубиной около 4 км не скрывает рельеф континентов, да и рельеф океанического дна изучен достаточно хорошо. Гидросфера и атмосфера Земли для геологии представляет интерес в основном с точки зрения их взаимодействия с литосферой планеты. В то же время слои твердого льда в полярных и горных районах Земли, так же как и криолитосфера Марса, попадают в круг интересов геологии.

Максимальную долю ледяной оболочки среди силикатных планет смогла сохранить Европа. Хотя большая часть льда H_2O вошла в состав гидратированных силикатов, толщина ее чисто ледяного слоя достигает 20 км и он полностью скрыл рельеф силикатной оболочки (Луккитта, Содерблом, 1986). Геология ледяной коры Европы разительно отличается от геологии других силикатных планет и существенно ближе к геологии ледяных планет. Поэтому Европу следует отнести к ледяным планетам.

Геология планет с толстыми ледяными оболочками лишь частично сходна с геологией силикатных планет (ударное кратерирование, некоторые черты тектоники), но по действию эндогенных процессов сильно отличается. Поэтому иной состав и иная геология этих планет требуют их объединения в

группу ледяных планет. Другие типы планет называются по имени наиболее массивного представителя группы. Среди ледяных планет с твердыми поверхностями наибольшей массой обладает Ганимед. Поэтому можно говорить о ледяных планетах ганимедовой группы. Среди них лишь Плутон является самостоятельной планетой, а остальные — спутники планет юпитеровой группы (и Плутона). Последнее обстоятельство существенно влияет на геологию таких планет.

Таким образом, планеты Солнечной системы можно разделить на три типа. Планеты юпитеровой группы характеризуются большой массой, газожидким состоянием и существенным содержанием в их составе водородно-гелиевого компонента. Планеты земной группы отличаются силикатным составом их наружных оболочек, которые лишь частично могут быть перекрыты водой в жидкой или твердой фазе либо, в случае Ио, серой и льдом SO_2 . Для планет ганимедовой группы характерен ледяной состав их наружных оболочек, иногда загрязненных вблизи поверхности метеоритным либо органическим веществом.

ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

По положению источников энергии и области действия факторов и сил (поверхность или недра планеты) геологические процессы на планетах разделяют на экзогенные и эндогенные.

Важным экзогенным фактором эволюции планет является тепловое излучение Солнца. Созданный им градиент температуры в протопланетной туманности определил состав планет, а в современную эпоху поддерживает существование подвижных оболочек силикатных и ледяных планет — атмосфер, гидросферы Земли и криолитосфер (мерзлотных пород). Действие этого фактора сейчас ограничено формированием осадочных пород в результате воздействия подвижных оболочек на твердую подложку.

Другим экзогенным фактором, действующим на протяжении всей эволюции планет с уменьшающейся интенсивностью, является метеоритная бомбардировка поверхностей планет. Этот фактор сформировал рельеф первичной коры планет в эпоху мощной послеаккреционной бомбардировки (ранее 3.9 млрд лет назад) и заметно повлиял на рельеф обновленных в результате действия эндогенных процессов участков коры в более позднее время.

Менее универсальным источником энергии гео-

логических процессов является приливной разогрев. Этот фактор может очень мощно действовать при наличии гравитационных резонансов (Ио) и весьма слабо в других случаях. Энерговыделение может происходить в разных зонах планеты — от поверхности (шельфовые моря на Земле) до больших глубин (приливные лунотрясения на глубине 700—900 км). В первом случае этот фактор относят к экзогенным, а во втором — к эндогенным.

Среди эндогенных источников энергии главным является распад радиоактивных элементов U, Th и K⁴⁰, концентрирующихся в силикатных оболочках планет. При гравитационной дифференциации происходит концентрация этих элементов в наименее плотных компонентах, составляющих коры и верхние мантии силикатных оболочек.

Другим эндогенным фактором является гравитационная дифференциация планет, концентрирующая более плотные вещества ближе к их центру. Если таким способом происходило формирование металлических ядер в силикатных планетах, выделенная энергия могла полностью расплавить планеты. Более вероятна модель быстрой аккумуляции планет за время 10³—10⁷ лет (Токсоц, Джонстон, 1975). В этой модели заметная дифференциация из-за сильного нагрева происходит уже во время самого процесса аккумуляции. Не исключают и гетерогенную аккумуляцию планет — вначале концентрировались преимущественно металлические ядра, а при снижении температуры в туманности происходило формирование силикатных оболочек. Менее существенным источником энергии являются фазовые переходы в силикатных и ледяных оболочках.

Для планет-гигантов основным источником их нагрева является гравитационное сжатие. Этот фактор все еще продолжает действовать в этих планетах, за исключением наименее массивного Урана (Жарков, Трубицын, 1980). Для других планет этот фактор существенен в период аккумуляции.

ГЕОЛОГИЯ СИЛИКАТНЫХ ПЛАНЕТ

ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРВИЧНЫХ КОР

Наиболее адекватно общий характер геологической эволюции силикатных планет описывается полной тепловой энергией планет как функцией времени (Токсоц, Джонстон, 1975). Совокупность данных о возрастах земных, лунных пород и метеоритов указывает, что Солнечная система сформировалась

около 4.6 млрд лет тому назад. Выделение гравитационной энергии при быстрой аккумуляции планет земной группы за время 10³—10⁷ лет и распад радиоактивных элементов в силикатных оболочках обеспечили частичное плавление мантий и формирование первичных кор планет (механизмы образования небазальтового состава кор силикатных планет остаются неясными). Ко времени 4.4 млрд лет тому назад первичные литосфера планет стали достаточно жесткими, чтобы сохранять без гравитационной релаксации ударные кратеры. Мощная бомбардировка поверхностей планет земной группы завершилась около 3.9 млрд лет тому назад. Популяция бомбардировавших тел была единой для этих планет и отличной от популяций, действовавших в районе планет-гигантов (Воронов и др., 1986). Период интенсивной бомбардировки завершился около 3.9 млрд лет тому назад выпадением на Луну и другие силикатные планеты крупных тел, образовавших многокольцевые ударные бассейны. К этому времени завершился и первичный магматизм планет, в результате которого были залиты днища крупных кратеров и межкратерные пространства. Астеносфера (источники магмы) располагались не глубоко, и излившиеся лавы мало отличались по составу от вещества первичных кор. Образование бассейнов, при котором литосфера пробивалась до глубины около 100 км, уже не сопровождалось магматизмом.

Эти первичные коры планет хорошо сохранились на Луне и Меркурии. На Марсе около половины поверхности позже было преобразовано эндогенными процессами. На Земле эта кора была преобразована полностью. На Венере она тоже не сохранилась — тессеры являются скорее аналогами земных континентов, чем лунных (Базилевский, Хэд, 1995а, 1995б).

Остается нерешенным вопрос о составе первичных кор (Флоренский и др., 1981). На Луне кора состоит преимущественно из анортозитов (основной минерал — кальциевый плагиоклаз анортит) и включает другие основные породы — нориты, троктолиты (АНТ-породы). Тот же состав имеет, вероятно, и кора Меркурия. По данным Жаркова (1983, с. 382), тугоплавкий анортит вслыхивает в безводных магмах, а в водосодержащих — тонет. Если этот фактор определяющий, то такая кора могла возникнуть на безводной Венере, но на Земле и Марсе первичная кора должна иметь другой состав. Никаких остатков первичной коры на Земле не сохранилось, а на Марсе она занимает около половины поверхности. Другая более молодая половина марсианской коры состоит из базальтов, сильно преобразованных вблизи поверхности в осадочные

породы типа глинистых (монтмориллонит). Эта базальтовая часть коры занимает более низкий гипсометрический уровень, чем первичная кора, и это характерно для всех силикатных планет. Следовательно, первичная марсианская кора сложена менее плотными породами, чем базальты. Известны два типа такой коры с высоким содержанием полевых шпатов: лунная анортозитовая кора, содержащая кальциевый полевой шпат анортит, и земная гранитоидная кора, содержащая в значительном количестве калиевый полевой шпат. Однако эта земная континентальная кора явилась результатом преобразования базальтовой коры (возможно, вторичной) под действием гидросфера, атмосферы и биосфера в осадочные породы, а затем под действием метаморфизма и гранитизации — в гранитоидные породы типа гнейсов (Муратов, 1975). На Земле этот процесс протекал в период 3.8—2.5 млрд лет тому назад и, возможно, является уникальным для Солнечной системы. Поэтому более вероятно, что марсианская первичная кора все же сложена АНТ-породами. Тогда не исключен такой состав и для земной первичной коры. Альтернативой здесь является базальтовый состав первичной коры.

Таким образом, с определенной долей уверенности можно утверждать, что первый этап геологического развития силикатных планет завершился около 4 млрд лет тому назад формированием первичных анортозитовых кор с рельефом, сформированным мощными ударными процессами и первичным магматизмом, почти не изменившим состав кор из-за мелкого залегания очагов магмы.

ПЛОЩАДНОЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

На втором этапе геологической эволюции планет земного типа произошли обширные излияния базальтовых лав посредством трещинного вулканизма. Источником энергии этого процесса явились распад радиоактивных элементов U, Th и K⁴⁰, сконцентрированных в верхних горизонтах силикатных оболочек, и формирование железных ядер планет. Развитие этого процесса во времени было различным на разных планетах в соответствии с изменением полной тепловой энергии планет как функции времени (Токсоц, Джонстон, 1975).

На Луне, сильно обедненной железом (полное его содержание не превышает 14 % массы планеты), действовал только первый источник энергии и максимальное тепловыделение происходило в первый миллиард лет ее эволюции. После этого Луна остыла, причем с максимальной для такого типа

планет скоростью. Последнее обстоятельство определяется минимальной среди этих планет массой силикатной оболочки и ядра. Площадной базальтовый вулканизм или морской период на Луне продолжался с 3.8 по 3.1 млрд лет тому назад. За это время литосфера утолщилась от 140 до 280 км. В начале этого периода с глубины около 100 км изливались обогащенные титаном ильменитовые базальты, а в конце периода — с глубины 200—400 км — обедненные титаном оливиновые базальты (Хейс, Уолкер, 1975). Результатом явилось формирование преимущественно на видимой стороне Луны, где толщина коры была минимальной (около 60 км), морской поверхности: базальты заполнили крупные кольцевые бассейны (круговые моря) и понижения в рельефе (неправильные моря и Океан Бурь). Полностью произошла базификация коры, вероятно, лишь в местах, где она была разрушена ударами, а на остальной морской поверхности толщина базальтового слоя не превосходит 20 км и он располагается на анортозитовом основании. Базальты покрывают около 15 % поверхности Луны.

На исследованной половине поверхности Меркурия проявления площадного базальтового вулканизма заметны лишь на поверхности единственного крупного бассейна — бассейна Жары. Согласно моделям тепловой истории этой планеты существенный вклад в энергетику эндогенных процессов внесло формирование обширного железного ядра в течение первых 1.5 млрд лет эволюции планеты. Высокий уровень тепловыделения здесь сохранялся дольше, чем на Луне, — в период от 4 до 2.5 млрд лет тому назад. Затем планета остыла со скоростью несколько ниже скорости остыния Луны. Выделение столь крупного железного ядра (64 % массы планеты) привело к уменьшению радиуса планеты на 1—2 км и возникновению в коре режима сжатия. Специфическим для Меркурия стало образование эскарпов — уступов протяженностью от нескольких десятков до более чем 500 км и высотой до 3 км. Другой особенностью Меркурия является максимальная для планет земного типа степень концентрации железа в ядре, так что излившиеся базальты содержат мало железа и по альбедо мало отличаются от материка.

Тепловая эволюция Марса происходила более медленно, чем для Луны и Меркурия. Максимальное тепловыделение достиглось в период 2.5—0.5 млрд лет тому назад. Этот период сопровождался появлением на глубине выше 500 км зоны плавления сухих силикатов. Однако на более раннем этапе распад радиоактивных элементов и выделение ядра с составом Fe-FeS в первый миллиард

лет эволюции привели к плавлению водосодержащих силикатов на меньших глубинах. Базальтовый площадной вулканизм полностью преобразовал первичную кору в северном полушарии. Этот период начался около 4 млрд лет тому назад и практически завершился около 2 млрд лет тому назад (Флоренский и др., 1981). Хотя механизм замены первичной коры базальтовой корой остается неясным, низкий гипсометрический уровень северных базальтовых равнин и малая толщина коры (15 км), измеренная по сейсмическим данным «Викинга-2» на равнине Хриса (Anderson et al., 1977), свидетельствуют о том, что в северном полушарии Марса произошла базификация коры. Вероятно, жесткость первичной коры оказалась недостаточной для удержания базальтового покрытия и опустившаяся первичная кора-подложка была переплавлена. Сохранилась лишь базальтовая кора типа океанической коры Земли.

Наиболее массивные среди силикатных планет Венера и Земля обладают максимальным запасом тепловой энергии. Достигнув максимального энерговыделения примерно через 1 млрд лет после формирования, эти планеты сохраняют эндогенную активность до сих пор. Их первичная кора была преобразована полностью. Не исключено, правда, что она имела не анортозитовый, а базальтовый состав. На Земле возникшая около 2.5 млрд лет тому назад глобальная тектоника плит и суперконтинентальный цикл (Мерфи, Нанс, 1992) полностью обновляют базальтовую кору каждые 200 млн лет.

На Венере аналогом океанической коры Земли являются базальтовые равнины разных типов (Базилевский, Хэд, 1995а), образованные в результате площадного вулканизма и занимающие низкий гипсометрический уровень. На их долю приходится более 70 % поверхности. Интересно, что на поверхности этих равнин весьма многочисленны и вулканы центрального типа, хотя определяющими все же были площадные излияния лав (Базилевский, Хэд, 1995а). Распределение вулканических аппаратов центрального типа по поверхности равнин носит случайный характер. К сожалению, для Венеры разработана лишь шкала относительных возрастов геологических территорий (Базилевский, Хэд, 1995а; Иванов, 1993) и проводится оценка абсолютного возраста по кратерной плотности (Базилевский, Хэд, 1995а; Базилевский, Хэд, 1995б; Иванов, Базилевский, 1994). Согласно этим оценкам средний возраст базальтовых равнин составляет около 300—500 млн лет, т. е. сравним с возрастом океанической коры Земли.

ВТОРИЧНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА

Существование вторичной коры континентального типа надежно установлено только для Земли. Эту кору отличает: более высокий гипсометрический уровень поверхности, чем у базальтовой океанической коры; кислый гранитоидный состав, который является результатом очень сложного процесса дифференциации базальтового вещества на кислые и ультраосновные породы; высокая степень метаморфизма и тектонических деформаций слагаемых пород; максимальный для Земли возраст пород (до 3.8 млрд лет), т. е. высокая степень устойчивости континентальной коры в условиях чрезвычайно активных геологических процессов на Земле.

Формирование гранитоидной континентальной коры Земли происходило под действием всего комплекса геологических процессов с участием атмосферы, гидросфера и биосфера. Основная часть этой коры была сформирована ранее 2.5 млрд лет тому назад в эпоху отсутствия на Земле глобальной тектоники плит и суперконтинентального цикла. Основным механизмом был, вероятно, классический геосинклинальный цикл (Муратов, 1975) с преимущественно вертикальными тектоническими движениями: в зонах разломов формируются прогибы, где накапливаются вулканогенно-осадочные породы; вертикальные движения приводят к интенсивным деформациям, метаморфизму и гранитизации пород; в следующую орогенную стадию происходит подъем и сминание в складки частично преобразованных пород и возникают новые депрессии — орогенные впадины; эти впадины вновь заполняются вулкано-генными-осадочными породами, под действием метаморфизма формируются крупные гранитоидные интрузивные тела и резко утолщается слой континентальной коры. Этот цикл мог многократно повторяться, и континентальная кора заняла около 30 % площади планеты. Однако после включения механизма глобальной тектоники плит нет четких указаний на продолжающееся разрастание гранитоидной континентальной коры.

Трудно ожидать такого процесса на других силикатных планетах. На Марсе из-за его малой массы существенно замедлены эндогенные процессы, а на Венере отсутствует гидросфера, что резко уменьшает скорость осадконакопления.

Все же на Венере существуют геологические образования, до некоторой степени аналогичные земной континентальной коре, — возвышенности, состоящие из разных типов территорий — сравнительно гладких плато типа плато Лакши, складчатых систем типа гор Максвелла и тессер, имеющих наиболее сложную картину деформаций. Воз-

вышенности занимают около 8 % площади планеты и включают землю Афродиты, землю Иштар и другие более мелкие образования. Дни них характерны: более высокий гипсометрический уровень на 4—5 км выше уровня базальтовых равнин (на Земле разность уровней континентальной и океанической коры — около 5 км); крайне высокая степень тектонических деформаций, включая складчатые области типа гор Максвелла и еще более сложный характер деформаций в областях тессер; малое количество вулканических сооружений, что характерно и для преобладающих по площади пассивных районов земных континентов; более древний возраст, чем у базальтовых равнин любого типа. Состав вещества возвышенностей пока не определен. Измерения проведены на поверхности равнин разного типа, в частности в окрестностях области Бета.

В районах посадок станций «Венера-9, -10 и -14» состав пород близок к составу океанических базальтов Земли. В районах посадок станций «Вега-1 и -2» состав пород также базальтовый, но ближе к оливиновым габроноритам. А в местах посадок «Венеры-8 и -13» породы обогащены калием, но относятся не к гранитоидным породам, а к калиевым щелочным базальтам, встречающимся на Земле в океанических и континентальных рифтовых зонах (Маров, 1986), Базилевский и Хэд (1995б) сделали оценки возможных составов пород в области гор Максвелла на основе вариаций по поверхности радиояркости. Круг возможных типов пород оказывается предельно широким — от ультраосновных до кислых, щелочных и даже карбонатных. Можно лишь говорить о вариациях составов в пределах гор Максвелла. Все же высокий гипсометрический уровень возвышенностей может свидетельствовать о низкой плотности слагающих их пород, что требует значительного содержания полевых шпатов (Nikolaeva et al., 1988). Являются ли полевые шпаты калиевыми, как на Земле, или кальциевыми, как на Луне, покажут будущие исследования. В пользу первого предположения, то есть предположения о вторичной континентальной коре, свидетельствует и полученный по кратерной плотности низкий возраст поверхности тессер (возраст удержания кратеров) — около 600 млн лет с неопределенностью 400—800 млн лет (Базилевский, Хэд, 1995б; Иванов, Базилевский, 1994). Лишь сравнительно недавно стабилизировались эндогенные процессы на тессерах, а кора океанического типа была практически полностью обновлена за последние 300—500 млн лет.

Правда, есть предположение о катастрофическом обновлении всей поверхности Венеры 300—500 млн

лет тому назад.

В свете сказанного трудно ожидать появления вторичной континентальной коры на Марсе. Тем не менее, здесь существует тип территории, отличный и от северных базальтовых равнин, и от первичного сильно кратерированного материка. Это — гигантское сводовое поднятие Фарсида, занимающее около 25 % поверхности Марса, и существенно меньшее по размерам плато Элизий. Область Фарсида более чем на 5 км возвышается над уровнем первичной коры Марса и примерно на 10 км — над уровнем северных равнин. Согласно данным Флоренского и др. (1981) поднятие области Фарсида началось вскоре после изостатического понижения поверхности северных равнин около 4 млрд лет тому назад и продолжалось примерно 0.5 млрд лет. Поднятие сопровождалось появлением обширной радиальной системы тектонических форм растяжения — разломов и грабенов. Позже на плато Фарсида и Элизий произошли мощные площадные лавовые излияния.

Одновременно продолжалось лавовое заполнение северных равнин и других небольших территорий и их изостатическое опускание. В период 2—0.5 млрд лет тому назад лавовые излияния сохранились лишь в областях Фарсида и Элизий. В период 0.8—0.5 млрд лет тому назад на плато Фарсида сформировались четыре крупнейших щитовых вулканов высотой до 20 км над плато и поперечником до 700 км, которые продолжали действовать еще 40—70 млн лет тому назад. Судя по структуре лавовых потоков, состав пород в областях Фарсида и Элизий — базальтовый. Измерения состава пород станциями «Викинг-1 и -2» на поверхности равнин интерпретируются как осадочные породы, полученные преобразованием базальтов. Таким образом, высокий гипсометрический уровень областей Фарсида и Элизий, по-видимому, поддерживался не низкой плотностью их пород, а восходящими конвективными движениями в мантии, а в современную эпоху — жесткостью литосферы, имеющей толщину около 200 км для водосодержащих силикатов.

Хотя в современную эпоху аналогия области Фарсида с земными континентами весьма слабая, она могла быть более весомой с земным суперконтинентом около 2.5 млрд лет тому назад (Мерфи, Нанс, 1992). Сформировавшийся в то время на Земле суперконтинент с относительной площадью, подобной Фарсида, испытал из-за пониженной по сравнению с океанической корой теплопроводности разогрев и поднятие. Это привело к разрыву континента глубинными разломами на блоки, которые начали расходиться и запустили механизм глобаль-

ной тектоники плит.

Таким образом, лишь базальтовый состав области Фарсида, если он сохраняется во всей толщине коры, не позволяет отнести ее ко вторичной континентальной коре. В этом плане интересно отметить, что область Бета на Венере поперечником около 2000 км и некоторые более мелкие образования также являются сводовыми поднятиями с зачаточными рифтовыми системами.

ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Площадной трещинный вулканизм требует излияния лав с очень низкой вязкостью, которые бы растекались на большие расстояния и не образовывали в местах излияний заметных форм рельефа. При повышении содержания кремнезема и летучих компонентов вязкость лав увеличивается, они легко закупоривают сечение трещин, и прорывы происходят в отдельных точках, дискретно. Помимо жидких продуктов вулканы начинают извергать газы и твердые продукты — пирокластические породы. В местах выхода подводящих каналов на поверхности начинают формироваться возвышенности конической или куполообразной формы в зависимости от состава извергаемых продуктов. При наименьшей вязкости лав формируются щитовые вулканы типа Гавайских, при очень высокой вязкости лава может выдавливаться подобно пасте и формировать обелиски высотой до 700 м (тип Мон-Пеле).

На Луне и Меркурии, потерявшим летучие вещества, вулканы центрального типа отсутствуют.

Для Марса характерны очень крупные щитовые вулканы высотой до 20 км над основанием и менее крупные вулканические купола высотой до 8 км. Поперечник первых может достигать 700 км, вторых — 200 км. Распределение вулканов по поверхности носит локальный характер — они встречаются в областях Фарсида, Элизий и вокруг ударного бассейна Эллада. Для всех вулканов характерен базальтовый состав извергаемых лав, вероятно, с небольшими вариациями вязкости. Все марсианские вулканы сейчас не действуют. Щитовые вулканы в области Фарсида действовали в период около 500—40 млн лет тому назад. Вулканические купола, судя по большей кратерной плотности на их склонах, являются более древними и частично перекрыты лавами площадных излияний.

На Венере вулканы центрального типа весьма разнообразны и широко распространены. На наиболее древних среди базальтовых равнин — равнинах с извилистыми грядами (Базилевский, Хэд, 1995а)

расположено множество небольших вулканических конусов и куполов, излияния которых совместно с площадными излияниями и сформировали эти равнинны. Вероятно, вынос тепла из недр путем рассеянного вулканизма является основным для Венеры (Маров, 1986). Встречаются и более крупные щитовые вулканы, похожие на щитовые вулканы Земли и Марса. Два таких вулкана высотой около 5 км образуют область Бета. Специфическими для Венеры являются венцы (короны) — центры вулканических куполов-лепешек указывает на более высокую, чем у базальтов, вязкость и кислотность изверженного материала. Специфика получения изображений поверхности при помощи радиолокаторов бокового обзора, установленных на искусственных спутниках Венеры, не позволяет обнаружить действующие сейчас вулканы, хотя нет сомнений в их существовании.

Еще более разнообразны типы вулканов на Земле, поскольку состав извергаемых пород чрезвычайно разнообразен. В отличие от локального вулканизма на Марсе и хаотического или рассеянного вулканизма на Венере вулканизм на Земле имеет линейное распространение — преобладающее большинство вулканов расположено вдоль границ литосферных плит, образованных глубинными разломами. На океанической коре они расположены в системе срединно-океанских хребтов, протянувшихся примерно на 60 тыс. км и представляющих собой зоны спрединга — раздвижения плит. На континентальной коре вулканы оконтуривают Тихий океан по зонам субдукции — областям погружения океанических плит в мантию. Другой континентальный пояс вулканов протянулся от Индонезии вдоль горных систем к Европе и расположен в зонах столкновения континентальных плит.

Совершенно другой тип вулканизма на Земле представляют горячие точки (Жарков, 1983). Такие вулканы распределены хаотично и образованы восходящими потоками в мантии — плумами, основание которых расположено у границы нижней мантии на глубине около 700 км. Эти потоки не участвуют в движении литосферных плит и, проплавляя их, образуют цепочки вулканических островов типа Гавайских либо подводные хребты. Континентальные плиты проплавляются только в случае их очень медленных движений (Африканская плита). Горячие точки используются для определения абсолютных скоростей движения плит.

Весьма специфичен серный вулканизм на Ио (Киффер, 1986). Формируясь в зоне высоких температур, создаваемых Юпитером, спутник Ио мог удержать лишь небольшое количество воды, пре-

имущественно в гидратированных силикатах. Действие приливного разогрева, существенно превышающего по мощности распад радиоактивных элементов, привело к расплавлению почти всего объема планеты, за исключением тонкой литосфера толщиной около 20 км. Возник интенсивный вулканализм, который продолжается до сих пор и практически полностью обновляет поверхность за время около 1 млн лет. Диссоциация молекул воды в магматических камерах и на поверхности привела к сильному окислению вещества Ио, так что в ядро помимо FeS вошли пирит FeS₂ и магнетит Fe₃O₄. Освободившаяся часть серы была растворена в силикатах, либо в виде комьев первичной серы поднялась к поверхности (Поллак, Фанейл, 1986). Силикатный расплав может растворить не более 1 % серы, а ее излишек образует сульфидный расплав, который, не смешиваясь с первым, будет в нем тонуть. В то же время дегазация серы из силикатного расплава в магматических очагах внутри литосферы приводит к выносу серы и SO₂ на поверхность планеты. В настоящее время силикатный рельеф Ио почти полностью перекрыт слоем серы и SO₂ общей толщиной в несколько километров. Лишь около 2 % площади поверхности планеты представлено вулканическими горными сооружениями с перепадом высот до 10 км и, вероятно, силикатным составом.

Серная оболочка Ио состоит из нескольких слоев (Киффер, 1986): в поверхностной зоне толщиной около 1 км сера и SO₂ находятся в твердом состоянии, образуя мерзлотные породы. Ниже следует аналог земного водоносного горизонта толщиной около 1 км, в котором SO₂ играет роль жидкой фазы, а сера — твердой. На больших глубинах сера плавится, образуя океаны и бассейны жидкой серы, залегающие на твердой силикатной литосфере. Они и служат резервуарами, питающими серный вулканализм на Ио.

Распределение вулканических сооружений по поверхности Ио близко к случайному, как на Венере. Заметна лишь их концентрация к экваториальному поясу ($\pm 45^\circ$ по широте) и к подъюпитеровой точке. Судя по тому, что горные сооружения силикатного состава являются вулканическими, можно предполагать, что и скрытый силикатный рельеф планеты также является вулканическим. Извержения силикатных вулканов, погруженных в серную оболочку, должны плавить серу, и излияния на поверхность могут преимущественно состоять из серы с небольшой добавкой силикатов, что и предполагается для потоков из щитовых вулканов и из вулканов с центральной лункой. Трещинные вулканы на Ио встречаются редко, хотя есть геологические

признаки их широкого распространения в более ранние эпохи.

Широкое внимание привлекли действовавшие на Ио во время пролетов около Юпитера космических аппаратов «Вояджер-1 и -2» сultаны выбросов. Это — вулканические аппараты, выбрасывающие серу и SO₂ на высоты от 70 до 300 км, которые затем осаждаются на поверхность, образуя диффузные концентрические ореолы вокруг центров извержения. Султаны выбросов часто не связаны с выраженным в рельефе поднятиями, их источники расположены на гладких равнинах и представляют собой трещины. Некоторые источники расположены на валу кальдер. Аналогом таких вулканов на Земле являются гейзеры — в условиях Ио земные гейзеры выбрасывали бы водяной пар на высоту около 50 км.

ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ПЛИТ И СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ЦИКЛ

Такой тип геологических процессов существует только на Земле. Согласно теории суперконтинентального цикла (Мерфи, Нанс, 1992) на Земле около 2.5 млрд лет тому назад возник первый суперконтинент. Он состоял из гранитоидного вещества вторичной континентальной коры и имел площадь, сравнимую с суммарной площадью современных континентов (около 30 % поверхности Земли). По мере аккумуляции тепла под суперконтинентом из-за его низкой теплопроводности уменьшалась плотность вещества в основании литосферы, что заставило вышележащий суперконтинент выгибаться вверх, принимая куполообразную форму, и растрескиваться. Этому же способствовало и сравнительно быстрое вращение Земли. Время существования суперконтинента составило около 100 млн лет. Расплавленные породы из перегретой астеносферы быстро заполнили образовавшиеся разломы, которые продолжали расширяться, образуя новую океаническую кору и формируя внутренние океаны типа Атлантического. Очевидно, что для расхождения континентальных литосферных плит на значительные расстояния необходимо возникновение во внешней океанической литосфере зон субдукции, где бы океаническая литосфера погружалась в мантию и поглощалась, сохраняя стабильной площадь поверхности Земли. Зоны субдукции возникли на внешних границах суперконтинента. Этому способствовали два обстоятельства: неустойчивость холодных океанических литосферных плит, плотность которых может превысить плотность астеносферы, и они могут в ней тонуть;

кроме того, снос материала с куполообразного суперконтинента и накопление мощного осадочного слоя на границе с океанической корой увеличили здесь давление океанической литосферы на астеносферу и способствовали появлению разломов и зон субдукции.

В этих условиях начал работать механизм глобальной тектоники плит. В зонах спрединга, т. е. в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов происходило выплавление из мантии новой океанической коры. Старая океаническая кора поглощалась в зонах субдукции на периферии внешнего океана. Движущими силами тектоники плит являются: конвекция в мантии, при которой литосферные плиты играют роль верхнего пограничного слоя с восходящими потоками в зонах спрединга и нисходящими — в зонах субдукции; соскальзывание литосферных плит с приподнятых примерно на 3 км зон спрединга; тонущие в астеносфере и мантии блоки литосферных океанических плит тянут за собой всю плиту. Отрицательная плавучесть тонущих блоков литосферы является главной силой, поддерживающей механизм глобальной тектоники плит. Поскольку основной вынос тепла из недр происходит теперь в зонах разломов, рассеянный вулканизм заменяется на линейный — вулканы центрального типа действуют в зонах разломов.

Внутренние океаны продолжают расширяться до тех пор, пока на их пассивных границах с континентами не достигаются условия формирования новых зон субдукции. За время около 200 млн лет океаническая литосфера вблизи континента охлаждается настолько, что ее плотность превышает плотность астеносферы. Здесь же накапливается максимальный слой осадков, что способствует отрыву океанической коры от континентальной и началу погружения первой в мантию. В это время прекращается раздвижение континентов, становятся пассивными зоны спрединга, и континенты начинают сходиться. Еще через 200 млн лет континенты сходятся и океаническая кора внутренних океанов поглощается полностью. При столкновении континентов формируются мощные складчатые системы типа Гималаев, край одной из континентальных плит может на время погрузиться в мантию, метаморфизовав породы, а затем после остановки континентов этот край будет вытолкнут обратно из-за высокой плавучести континентальных плит. Собравшийся новый суперконтинент через 100 млн лет вновь начнет разламываться, начиная новый цикл продолжительностью около 500 млн лет.

Таким образом, для действия механизма глобальной тектоники плит необходимо выполнение нескольких условий: существование обширного

участка континентальной литосферы с низкой теплопроводностью и высокой плавучестью в астеносфере; слабая устойчивость океанических литосферных плит, которые при охлаждении могут получить отрицательную плавучесть и тонуть в астеносфере и мантии; высокая прочность и пластичность океанических плит, позволяющая тонущим блокам тащить за собой всю плиту.

Область Фарсида на Марсе внешне очень напоминает земной суперконтинент в самом начале распада — куполообразное поднятие, занимающее около 25 % площади планеты и покрытое сетью радиальных разломов, уходящих далеко за его пределы. Однако здесь отсутствуют признаки горизонтальных движений плит, да и состав вещества поднятия, скорее всего, базальтовый.

На Венере отсутствуют достаточно крупные континентальные блоки (тессеры), да и океаническая кора, обедненная железом, везде обладает положительной плавучестью. Существование небольших по протяженности рифтовых зон и более крупных разломов неясной природы, так же как и складчатых систем типа гор Максвелла, свидетельствует о локальном характере горизонтальных движений на этой планете. Сводовые поднятия типа области Бета слишком малы, чтобы играть роль земного суперконтинента.

Возможно, лучшим аналогом земных зон субдукции являются бороздчатые местности на Ганимеде (Шумейкер и др., 1986). В период существования там тонкой (около 35 км) литосферы из льда I в условиях растяжения ледяной коры, вызванного переходом льда V в лед II в более глубоких слоях планеты, возникла сеть глобальных разломов. Загрязнение льда до глубины около 10 км метеоритным веществом сделало литосферу более плотной, чем астеносфера, и неустойчивой. В зонах разломов литосферные блоки стали тонуть. Однако ледяные плиты в отличие от силикатных земных обладали низкой прочностью и тонущие блоки не потащили за собой всю плиту. Вместо этого вдоль разломов стали откалываться от ледяных плит тонкие пластины толщиной до 10 км и почти вертикально соскальзывать вниз по обе стороны от разлома. Погружались они неглубоко, излившаяся вода (магма) не могла скрыть вершины погруженных блоков, и сформировался бороздчатый рельеф. Масштабы этого процесса были очень значительными: переработано около 60 % площади поверхности Ганимеда.

Из сравнения геологического развития силикатных планет можно сделать ряд выводов.

1. Характер эволюции этих планет определяется мощностью и продолжительностью действия источ-

ников энергии эндогенных процессов. Для силикатных планет, за исключением Ио, основным параметром эволюции является масса планеты, точнее масса ее силикатной оболочки, где концентрируются радиоактивные элементы U, Th и K⁴⁰ — основной источник тепловыделения в недрах этих планет. Ио имеет более мощный и практически неисчерпаемый источник энергии — приливной разогрев. Хотя следует отметить, что при современной конфигурации орбит ни в одном из спутников планет-гигантов не вырабатывается в результате приливного разогрева достаточно тепла, чтобы обеспечить их значительную эндогенную активность сейчас или в более раннюю эпоху. Лишь предположение о существенных периодических вариациях эксцентриситета орбит спутников со следами высокой эндогенной активности может разрешить это противоречие (Joder, 1981). Когда такой спутник находится в твердом пассивном состоянии, за счет гравитационного взаимодействия с центральным телом и другими спутниками медленно увеличивается эксцентриситет его орбиты и приливной разогрев. При достижении в недрах температуры плавления резко усиливается эндогенная активность спутника и одновременно интенсивная приливная диссипация быстро уменьшает эксцентриситет его орбиты. После остывания недр процесс может повториться.

2. Общая направленность геологической эволюции планет земного типа включает ряд этапов:

- Формирование первичных однородных в горизонтальном направлении кор планет с кратерированной ударными процессами поверхностью и преимущественно плагиоклазовым составом.
- Базальтовый площадной вулканизм, который характерен для наименее вязких лав и постепенно заменяет первичную кору на вторичную базальтовую кору океанического типа.
- Формирование вторичных континентальных кор планет с более кислым, чем у базальтов составом — гранитоидным на Земле и, возможно, щелочным на Венере. На втором и третьем этапах кора планет становится неоднородной — разделяется на более плотную и тонкую океаническую и менее плотную и толстую континентальную. На Марсе, возможно, существуют одновременно три типа коры — базальтовая кора северных равнин, первичная кратерированная кора южного материка и вторичная континентальная кора в области Фарсида.
- Вулканизм центрального типа, который возникает при повышении вязкости и кислотности изливающихся лав. Он сопровождает формирование вторичных континентальных кор, но не исключает-

ся и для базальтовых океанических кор на некоторых этапах их развития. Имея вначале локальное распространение, как на Марсе, вулканизм центрального типа может распространяться на всю базальтовую кору, как на Венере, или даже на всю кору планеты, как на Ио. При этом хаотический или рассеянный вулканизм становится основным механизмом выноса тепла из недр планеты. На Ио отсутствуют признаки существования двух типов коры, хотя в подъюпитеровой зоне отмечены покровы из очень вязких лав — либо из силикатов с высоким содержанием SiO₂, либо вязкость базальтовых лав резко увеличена наличием серы, чего не отмечается в других районах серного вулканизма. Состав силикатной коры Ио остается неизвестным.

— Возникшие на Земле суперконтинентальный цикл и глобальная тектоника плит, вероятно, не являются закономерным этапом геологического развития активных силикатных планет, поскольку требуют очень тонкой настройки процесса. Океаническая кора при охлаждении должна иметь отрицательную плавучесть в астеносфере, должен сформироваться достаточно крупный континент, который в результате перегрева астеносферы может разломаться, дав возможность океаническим плитам тонуть, а в зонах спрединга формироваться новой океанической коре.

3. По степени активности эндогенных геологических процессов планеты земного типа можно выстроить в следующую последовательность:

- Луна, где практически сохранилась первичная континентальная кора с кратерным рельефом. Лишь около 15 % поверхности покрыто базальтовыми излияниями, но они располагаются на континентальной подложке и превращения этой части коры в океаническую не произошло.
- Меркурий, который отличается от Луны большим распространением тектонических разломов и большей длительностью базальтового площадного вулканизма. Половина его поверхности остается неисследованной.
- Марс, на котором сохранилась примерно половина первичной коры, а вторая половина превращена в базальтовую кору океанического типа. Третий тип коры представлен сводовыми поднятиями Фарсида и Элизий. Возможно, Фарсида остановилась в своем развитии на стадии формирования вторичной континентальной коры. Вулканизм центрального типа распространен локально.
- Венера, где первичная кора не сохранилась и сформировались сравнительно небольшие вторичные континенты на фоне преобладающей по площади океанической базальтовой коры. Вулканизм центрального типа имеет хаотическое распростра-

нение, преимущественно, на океанической коре. — Земля, где специфические условия запустили механизм суперконтинентального цикла и глобальной тектоники плит. Вулканализм имеет линейное распространение вдоль границ плит. Океаническая кора обновляется примерно за 200 млн лет. Возможно, механизм глобальной тектоники плит препятствует дальнейшему разрастанию континентальной гранитоидной коры.

— Ио, где мощный рассеянный вулканализм обновляет поверхность примерно за 1 млн лет. Правда, это относится к тонкой серной оболочке планеты, силикатная кора обновляется медленнее. Вторичная силикатная кора планеты, по-видимому, однородна, но состав ее неизвестен. Если следовать главному принципу магматической дифференциации планетного вещества (Флоренский и др., 1981) — магматические породы кор планет обогащаются компонентами, понижающими температуру плавления природных силикатных систем, базальтовые коры планет должны постепенно замещаться более легкоплавким кислым (гранитоидным) веществом и нельзя исключить такой состав для всей коры этой наиболее активной силикатной планеты. Серный вулканализм является специфической особенностью Ио.

ГЕОЛОГИЯ ЛЕДЯНЫХ ПЛАНЕТ

За исключением системы Плутон-Харон, все известные ледяные планеты с твердыми верхними оболочками являются спутниками планет-гигантов. Состав ледяных оболочек этих планет однороден в горизонтальном направлении, и неоднородности состава поверхности (преимущественно между ведущим и ведомым полушариями) вызваны загрязнением поверхности метеоритным веществом, органическими соединениями, которые могут образовываться на поверхности, и летучими компонентами, которые могут испаряться в одних районах и конденсироваться в других. Вертикальная неоднородность ледяных оболочек связана с фазовыми переходами между льдами H_2O , образованием и диссоциацией клатратов с участием молекул CH_4 , NH_3 , N_2 , Ar и др. Поскольку состав отдельных слоев определяется физическими условиями — температурой и давлением, гравитационная дифференциация вещества в пределах ледяных оболочек планет отсутствует. Все это делает геологические процессы на ледяных планетах более простыми, чем на силикатных планетах, в то же время не исключая разнообразной эндогенной активности.

Радиоактивные элементы концентрируются в си-

ликатных оболочках планет, расположенных на больших глубинах, и влияние этого источника энергии на эндогенные процессы проявляется редко. Оно заметно только на самой массивной ледяной планете — Ганимеде (Шумейкер и др., 1986) и, вероятно, на Европе, обладающей самой тонкой ледяной оболочкой. Основным же источником энергии эндогенных процессов на этих планетах является приливной разогрев. Выделяемая при этом тепловая энергия является сложной функцией параметров орбит спутников (эксцентриситета и периода обращения вокруг центрального тела) и размеров спутников (Базилевский, Креславский, 1992). Поэтому практически интенсивность эндогенной активности ледяных планет не коррелирует с их массами.

Разделение ледяных оболочек на кору из водяного льда I и мантию из других ледяных фаз для геологии особого смысла не имеет. Более рационально деление ледяных оболочек на твердые литосфера и конвективные астеносфера.

ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ЛИТОСФЕР

Гравитационная дифференциация ледяных планет, как и силикатных, происходила на самых ранних этапах эволюции планет до завершения мощной послеаккреционной бомбардировки их поверхностей. Поэтому поверхности первичных ледяных литосфер планет сильно кратерированы и загрязнены метеоритным веществом. Популяции бомбардирующих тел в зоне планет земной группы и планет-гигантов были различными. Для объяснения распределения кратеров по размерам на планетах Солнечной системы требуется четыре или, возможно, пять различных популяций бомбардирующих тел (Chapman, McKinnon, 1986). За исключением Европы, все ледяные планеты сохранили участки сильно кратерированных поверхностей первичных литосфер. Различия кратерной плотности на таких участках объясняются разной толщиной и жесткостью литосфер планет и, соответственно, разной степенью гравитационной релаксации крупных кратеров. По этой же причине перепады высот на крупных ледяных планетах невелики и лежат в пределах 1 км. Лишь на самых малых из таких планет возможно сохранение начальной формы крупных кратеров. Так, на Мимасе поперечником около 400 км сохранился кратер Гершель диаметром 130 км и глубиной около 10 км. Практически полностью первичные сильно кратерированные литосфера сохранились на Каллисто ($D = 4800$ км), Обероне ($D = 1550$ км), Умбриеле ($D = 1190$ км),

Протея ($D = 420$ км) и Мимасе ($D = 394$ км). На других планетах эти литосфераы частично или практически полностью (Европа и, возможно, Тритон) были переработаны.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПЕРЕСТРОЙКА ЛИТОСФЕР

Практически все ледяные планеты несут следы тектонических разломов литосфер, возникших в условиях их глобального расширения. Причиной расширения явились фазовые переходы льда в обширных ледяных оболочках, прежде всего, льда V в лед II при понижении температуры в литосферах от 240 К до 210 К (Шумейкер и др., 1986). Для Европы, имеющей тонкую ледяную литосферу толщиной около 20 км, перекрытую густой сетью глобальных и локальных трещин, планетарное расширение обусловлено образованием гидратированных силикатов (Луккитта, Содерблом, 1986). Степень расширения поверхности на ледяных планетах составляет от 0.1 до 10 % площади планеты. В результате общего расширения литосфер возникли различные формы растяжения — разломы, трещины, каньоны и др.

На Европе ($D = 3138$ км) отсутствует первичная кратерированная поверхность. Вероятно, и сравнительно тонкая ледяная оболочка толщиной около 20 км, и подстилающая кора из гидратированных силикатов сформировались после завершения периода интенсивной метеоритной бомбардировки планет (Луккитта, Содерблом, 1986). Возраст поверхности ледяной оболочки оценивается в 10^8 лет. Вся она покрыта густой сетью глобальных и локальных линеаментов — полос, лент, гряд, связанных с трещинами в ледяной литосфере. Заметны следы небольших поступательных и вращательных движений отдельных ледяных плит. Трещины являются более молодыми образованиями, чем равнины, и внедрение по ним льда, загрязненного силикатами, не сопровождалось затоплением окружающей местности.

Тектоническая перестройка литосферы на Ганимеде ($D = 5262$ км) происходила в период 3.8—3.1 млрд лет тому назад в условиях существования двух литосфер и двух конвективных слоев (Шумейкер и др., 1986). Верхняя литосфера из льда I имела в начале этого периода толщину около 35 км и из-за загрязнения метеоритным веществом была неустойчивой над конвективной астеносферой толщиной около 100 км. Нижняя литосфера из льда II располагалась на глубинах 130—150 км. Нижний конвективный слой из льдов II, V и VI простирался до границы с силикатным ядром.

Глубинная конвекция сформировала масштаб глобальной системы разломов — 2000—3000 км, а верхняя конвективная зона ответственна за масштаб ячеек бороздчатой местности — 100 км, сформировавшихся вокруг глубинных разломов. Отрицательная плавучесть ледяных плит вызвала откалывание от них тонких пластин толщиной 3—10 км и длиной около 100 км и соскальзывание этих пластин почти вертикально вниз. Погружались они неглубоко, так что излившаяся вода не затапливалась их вершины, и постепенно вокруг разломов формировалась бороздчатая местность с субпараллельными бороздами. Направления борозд в соседних ячейках не коррелируют. Процесс прекратился, когда верхняя литосфера сомкнулась с нижней. К тому времени было преобразовано около 60 % поверхности Ганимеда. Излияния воды происходили только в пределах бороздчатой местности и отсутствуют на кратерированной поверхности. Причиной является более высокий гипсометрический уровень кратерированной местности на контакте с бороздчатой, хотя перепады высот не превышают 1 км. Области бороздчатой местности имеют вид широких светлых полос с довольно четкими границами.

На Энцеладе ($D = 502$ км) эндогенная активность, возможно, сохраняется до сих пор и в результате было преобразовано более половины кратерированной поверхности первичной литосферы (Моррисон и др., 1990). Система глобальных разломов здесь имеет не меньшее распространение, чем на Ганимеде, однако характер обновления поверхности был другим. Судя по кратерной плотности и характеру релаксации кратеров, процессы преобразования поверхности происходили преимущественно в период от 4 млрд лет до 100 млн лет тому назад. Определяющим было затопление древней поверхности водой, возможно, в смеси с аммиаком и формирование гладких равнин. На заключительной стадии сформировались глобальные системы хребтов. Криволинейные хребты имеют высоты от нескольких сотен метров до 1.5 км, расстояние между хребтами в системе составляет 7—15 км при общем количестве субпараллельных хребтов не более пяти. В отличие от борозд на Ганимеде эти хребты могут являться дайкоподобными структурами, образованными внедрением льда в разломы подобно грядам на Европе.

Более половины первичной кратерированной поверхности Дионы ($D = 1120$ км) также было преобразовано эндогенными процессами.

Глобальное расширение планеты сопровождалось образованием системы крупномасштабных линейных структур — желобов и хребтов на ведущем

светлом кратерированном полушарии и клочковатых территорий — широких светлых полос, пересекающих темное (альбедо около 20 %) ведомое полушарие. Эти полосы состоят из узких светлых линий и могут представлять собой отложения льда, вытесненного из недр вдоль системы разломов более летучими веществами — аммиаком или метаном. Слабократерированные равнины на ведомом полушарии образованы, вероятно, мощными излияниями эвтектики $\text{NH}_3\text{-H}_2\text{O}$ через систему разломов. Поскольку максимум эндогенной активности планеты приходится на конец периода мощной бомбардировки, многие ее черты на ведущем полушарии были стерты.

У Ариэля ($D = 1160$ км) — самая светлая и геологически молодая поверхность среди спутников Урана (Бернс, 1990). Диаметры кратеров лишь изредка превышают 50 км. Повсеместно распространены системы разломов, связанные с глобальным расширением планеты. Значительные территории Ариэля преобразованы вытесненным снизу веществом — вероятно, льдом $\text{CH}_4\cdot8\text{H}_2\text{O}$. Эти молодые поверхности прорезаны длинными узкими долинами. Некоторые разломы, видимо, и сейчас извергают лед из гидратов аммиака и метана.

Поверхность Миранды ($D = 484$ км) представляет собой странную смесь разных типов территорий. Около половины поверхности занимает древняя сильно кратерированная местность. На другой более молодой половине поверхности выделяются три изолированные тектонические структуры, напоминающие бороздчатые местности на Ганимеде. В экваториальной области располагается прямоугольная структура, покрытая линейными бороздами, а в полярных районах — овощи с концентрическим расположением борозд. Оценки метеоритных потоков в окрестностях Миранды указывают на возможность неоднократного разрушения этого спутника, после чего он собирался вновь из осколков. Возможно, в этом причина странной смеси его типов местности.

Для поверхности Титании ($D = 1600$ км) также характерна высокая плотность тектонических структур — сбросовых круtyх откосов и грабенов и низкая плотность ударных кратеров.

Необычно выглядит поверхность самой активной в настоящее время ледяной планеты — Тритона ($D = 2700$ км). Вся его поверхность довольно молода, и на ней доминируют два типа местности — более темная и гладкая территория и светлая с розовым оттенком сильно изрезанная местность с высокой вулканической активностью по типу сухих гейзеров. Материалом выбросов служит, вероятно, вскипающий азот.

Уникальна тектоника Тефии ($D = 1060$ км). Вместо глобальной системы разломов на ней образовался один гигантский каньон Итака шириной около 100 км, глубиной в несколько километров и длиной на три четверти периметра большого круга. В центре этого круга расположен кратер Одиссея диаметром 400 км, что близко к пределу, за которым происходит разрушение планеты. Площадь каньона достигает 10 % площади планеты, т. е. здесь сосредоточен весь прирост поверхности за счет глобального расширения Тефии. Вне каньона поверхность сильно кратерирована, хотя на ведомом полушарии встречаются территории с пониженной плотностью кратеров и, соответственно, с несколько меньшим возрастом.

На сильно кратерированной поверхности Реи ($D = 1530$ км) обнаружено мало каньонов. Неясна природа светлых полос на ведомом полушарии.

Таким образом, преобладающее большинство ледяных планет демонстрирует следы тектонической перестройки их литосфер, вызванной глобальным расширением ледяных оболочек.

ТРЕЩИННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Практически на всех ледяных планетах формирование глобальной системы разломов сопровождалось трещинным вулканализмом. Через разломы проходили излияния жидкостей либо извержения льдов в пластичном состоянии. Жидкостями в зависимости от температуры являлись: H_2O , $\text{NH}_3\cdot\text{H}_2\text{O}$, $\text{CH}_4\cdot8\text{H}_2\text{O}$, N_2 , $\text{N}_2\cdot\text{CH}_4$. При температурах несколько ниже температур плавления соответствующих льдов они могли извергаться в виде пластичных веществ.

Характер трещинного вулканализма после завершения периода интенсивной бомбардировки на разных ледяных планетах существенно различался и лишь в ряде случаев его можно считать площадным вулканализмом.

Довольно часто зона затопления ограничена площадью разломов. Такая ситуация наблюдается на Европе, Ганимеде, Тефии и, возможно, Миранде. Это не исключает крупномасштабного обновления их поверхностей в более раннюю эпоху — до образования наблюдавшейся системы разломов. Лишь на Ганимеде вне бороздчатой местности отсутствуют следы преобразования поверхности.

Проявления площадного трещинного вулканализма хорошо прослеживаются на Энцеладе, Дионе, Ариэле и вероятны на Титании. Жидкости с малой вязкостью затопили значительные территории на этих планетах.

Для заключительной стадии трещинного вулканизма характерны извержения пластичных льдов, которые формируют положительные линейные формы рельефа — гряды и хребты. Примерами являются молодые гряды на Европе, хребты на Энцеладе и Дионе, разломы извергающие льды из кратеров аммиака и метана на Ариэле и Миранде.

ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Вулканизм центрального типа на ледяных планетах является редким явлением. Обнаружены вулканы двух типов — извергающие льды и сухие гейзеры. Первый тип вулканов встречается на Ариэле и Миранде. Это — небольшие конусы, из которых вытекают потоки льдов из кратеров аммиака и метана.

Сухие гейзеры обнаружены только на Тритоне. Здесь множество эруптивных центров выбрасывает темные частицы на высоту до 8 км. Ветры в слабой атмосфере Тритона переносят эти частицы на расстояние до 150 км, формируя темные поверхностные отложения. Главным материалом выбросов является вскипающий азот, мощные струи которого захватывают по пути темные частицы из органического вещества. На этой планете существует мощный перенос летучих — испарение замерзших газов NH_3 , CH_4 , N_2 и, возможно, CO в летнем полушарии и их конденсация в зимнем полушарии. Во время съемки летним полушарием было южное, где и располагается светлая сильно изрезанная местность с интенсивной вулканической активностью. В зимнем северном полушарии поверхность более темная и гладкая. Не ясно, может ли перенос летучих обеспечить обмен типами местности между зимним и летним полушариями (продолжительность года в системе Нептуна — около 165 земных лет), или это различие стабильно. В первом случае вулканическая активность на планете может носить сезонный характер.

В обзоре геологии ледяных планет ничего не было сказано о двух уникальных планетах — Япете ($D = 1436$ км) и Титане ($D = 5150$ км).

Япет обладает очень темным ведущим полушарием (альбедо около 4 %), так что во время съемки никаких деталей на нем не было обнаружено. Ведомое полушарие Япета сильно кратерировано. Поскольку на других ледяных планетах именно ведомые полушария содержат поверхности, преобразованные эндогенными процессами, геология Япета должна быть подобной геологии Каллисто. Природа и происхождение темного вещества на Япете остаются неясными. По спектральным ха-

рактеристикам оно отличается и от темного вещества соседней Фебы, и от темного вещества на периферии астероидного пояса. Его лабораторным аналогом является смесь из 10 % метеоритных органических полимеров и 90 % гидратированных силикатов (Моррисон и др., 1990). Если происхождение этого вещества эндогенно, то оно должно залегать под тонкой ледяной оболочкой в виде слоя толщиной около 10 км. Удары метеоритов на ведущем полушарии разрушили ледяную оболочку, но не смогли пробить темный слой, поскольку светлые кратеры на темной поверхности отсутствуют, а кратеры с темным дном на светлой поверхности довольно многочисленны вблизи границы указанных территорий.

Уникальность Титана связана с его мощной атмосферой, полностью скрывающей его поверхность. Давление у поверхности достигает 1.6 бар. Атмосфера примерно на 90 % состоит из азота, содержание метана составляет около 6 %. Метан конденсируется в облаках и в виде дождей может выпадать на поверхность, образуя моря. Наиболее вероятный состав жидкой оболочки: этан — 70 %, метан — 25 % и азот — 5 %. Такой океан глубиной около 1 км может подстилаться слоем твердого ацетилена толщиной 100—200 м. Поскольку на крупных ледяных планетах перепады высот рельефа не превышают 1 км, жидкий океан, возможно, полностью скрывает рельеф планеты. Однако такому предположению противоречит обнаружение в ИК-полосе прозрачности атмосферы вариаций альбедо по поверхности планеты. Таким образом, жидкая оболочка может иметь лишь локальное распространение.

Особенности геологии ледяных планет можно сформулировать следующим образом:

1. Основным источником энергии эндогенных процессов на ледяных планетах является приливной разогрев, поэтому интенсивность этих процессов практически не коррелирует с массой планеты.

2. Общая направленность эволюции ледяных планет включает следующие этапы:

- Формирование первичных ледяных литосфер с сильно кратерированной поверхностью.
- Тектоническая перестройка литосфер в результате их глобального расширения при переходе льда V в лед II в недрах планет. При этом площадь поверхности планет увеличивается на 0.1—10 %, и они покрываются сетью глобальных разломов и трещин.
- Трещинный вулканизм, при котором через разломы происходит извержение жидкостей состава — H_2O , NH_3 , $\text{NH}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, $\text{CH}_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, N_2 , $\text{N}_2 \cdot \text{CH}_4$ либо соответствующих льдов в пла-

стичном состоянии. Обновление поверхностей может происходить и в пределах только зон разломов, и путем затопления значительных территорий. Обнаруженные на Миранде и Ариэле вулканы центрального типа, извергающие лед, не характерны для ледяных планет и существенного влияния на их геологию не оказывают.

- Действие специфических зон субдукции на Ганимеде в условиях отрицательной плавучести его тонкой литосферы является, видимо, уникальным явлением подобно возникновению глобальной тектоники плит на Земле.
- Уникальным, вероятно, является и современный азотный вулканизм по типу сухих гейзеров на Тритоне. Если расположение зоны действия гейзеров в летнем полушарии не является случайным, такой вулканизм может носить сезонный характер.

По степени активности эндогенных процессов ледяные планеты можно выстроить в следующую последовательность:

- Каллисто, Оберон, Умбриэль, Протей, Мимас, сохранившие практически полностью первичные литосфера с сильно кратерированной поверхностью.
- Рея, Тефия — у них преобразовано около 10 % поверхности.
- Титания, Миранда, где преобразовано около половины поверхности.
- Ганимед, Ариэль, Диона, Энцелад — свыше половины поверхности обновлено.
- Европа, Тритон — их поверхности обновлены практически полностью.

Современный вулканизм обнаружен на Тритоне и предполагается на Ариэле, Энцеладе и Миранде.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, общим для геологической эволюции силикатных и ледяных планет являются:

1. Формирование первичных однородных по составу в горизонтальном направлении литосфер с сильно кратерированной поверхностью.
2. Появление систем тектонических разломов разного масштаба.
3. Трещинный площадной вулканизм.

Основные отличия геологии планет разного состава проявляются в следующем:

1. На силикатных планетах формируются неоднородные по составу в горизонтальном направлении коры — базальтовые океанические и полевошпатовые континентальные. На всех

этапах эволюции ледяных планет их литосфера остаются однородными по составу.

2. Для ледяных планет характерен режим глобального расширения, что приводит к формированию мощных систем тектонических разломов разного масштаба. Для силикатных планет более характерен режим сжатия, хотя встречаются любые типы тектонических движений.
3. Для силикатных планет с высокой активностью эндогенных процессов характерен вулканизм центрального типа. Для ледяных планет такие вулканы являются уникальными.
4. Основным источником энергии эндогенных процессов на силикатных планетах является распад радиоактивных элементов, концентрирующихся в силикатах, поэтому активность и продолжительность этих процессов коррелирует с массой планеты. Эндогенные процессы на ледяных планетах связаны преимущественно с приливным разогревом, поэтому их активность практически не коррелирует с массой планеты.

Автор благодарит М. А. Креславского за обсуждение работы.

Базилевский А. Т., Хэд Дж. У. Геологическая история Венеры за последние 300–500 млн лет по данным фотогеологического анализа радарных изображений, полученных КА «Магеллан» // Астрон. вестн.—1995а.—29, № 3.—С. 195–218.

Базилевский А. Т., Хэд Дж. У. Возраст деформаций и неоднородности состава пород в горах Максвелла на Венере // Астрон. вестн.—1995б.—29, № 5.—С. 387–398.

Базилевский А. Т., Креславский М. А. Вулканизм и тектоника на планетах и спутниках Солнечной системы. Зависимость от размеров тела и периода обращения вокруг центрального тела // Астрон. вестн.—1992.—26, № 2.—С. 66–76.

Бернс Дж. Некоторые основные данные о спутниках // Система Сатурна / Под. ред. М. Я. Марова, В. Н. Жаркова. — М.: Мир, 1990.—С. 296–325.

Воронов А., Стром Р. Г., Гарнис М. Интерпретация кратерной летописи: от Меркурия до Ганимеда и Каллисто // Спутники Юпитера / Под. ред. Д. Моррисона. — М.: Мир, 1986.—Т. 2.—С. 5–48.

Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. — М.: Наука, 1983.—416 с.

Жарков В. Н., Трубицын В. П. Физика планетных недр. — М.: Наука, 1980.—448 с.

Иванов М. А. Геологическое строение окрестностей области Альфа на Венере по данным КА «Магеллан» // Астрон. вестн.—1993.—27, № 1.—С. 3–18.

Иванов М. А., Базилевский А. Т. Возрастные соотношения тессер и равнин на Венере по данным КА «Магеллан» // Астрон. вестн.—1994.—28, № 3.—С. 40–58.

Киффер С. В. Динамика и термодинамика вулканических извержений: сultаны выбросов на Ио // Спутники Юпитера / Под. ред. Д. Моррисона. — М.: Мир, 1986.—Т. 3.—С. 20–106.

- Луккитта Б. К., Содерблом Л. А. Геология Европы // Спутники Юпитера / Под ред. Д. Моррисона. — М.: Мир, 1986.—Т. 2.—С. 314—353.
- Маров М. Я. Планеты Солнечной системы. — М.: Наука, 1986.—320 с.
- Мерфи Дж. Б., Нанс Р. Д. Горные пояса и суперконтинентальный цикл // В мире науки.—1992.—№ 6.—С. 22—30.
- Моррисон Д., Оуэн Т., Содерблом Л. Спутники Сатурна // Система Сатурна / Под ред. М. Я. Марова, В. Н. Жаркова. — М.: Мир, 1990.—С. 373—403.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. — М.: Наука, 1975.—176 с.
- Полляк Дж. Б., Фанейл Ф. Происхождение и эволюция системы спутников Юпитера // Спутники Юпитера / Под ред. Д. Моррисона. — М.: Мир, 1986.—Т. 3.—С. 264—304.
- Слюта Е. Н., Воропаев С. А. Малые и планетные тела Солнечной системы: критическая масса ледяных тел // Астрон. вестн.—1993.—27, № 1.—С. 71—82.
- Токсоц М. Н., Джонстон Д. Х. Эволюция Луны и планет земной группы // Космохимия Луны и планет / Под ред. А. П. Виноградова. — М.: Наука, 1975.—С. 210—240.
- Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Бурба Г. А. и др. Очерки сравнительной планетологии. — М.: Наука, 1981.—328 с.
- Хейс Дж. Ф., Уолкер Д. Изверженные лунные породы и природа недр Луны // Космохимия Луны и планет / Под ред. А. П. Виноградова. — М.: Наука, 1975.—С. 275—282.
- Шумейкер Ю. М., Луккитта Б. К., Вильгельмс Д. Е. Геология Ганимеда // Спутники Юпитера / Под ред. Д. Моррисона. — М.: Мир, 1986.—С. 217—313.
- Anderson D. L. et al. Seismology on Mars // J. Geophys. Res.—1977.—82, N 28.—P. 4524—4546.
- Cameron A. G. W., Pine M. R. Numerical models of the primitive solar nebula // Icarus.—1973.—18, N 13.—P. 377—406.
- Chapman C. R., McKinnon W. B. Cratering of planetary satellites // Satellites / Eds J. A. Burns, M. S. Matthews. — Tucson: Univ. Arizona press, 1986.—P. 492—628.
- Joder C. F. Tidal friction and Enceladus anomalous surface // EOS. Transactions. AGU.—1981.—62.—P. 939.
- Nikolaeva O. V., Pronin A. M., Basilevsky A. T. et al. Are tesserae the outcrops of feldspathic crust on Venus? // LPSC XIX: Abstr. — Houston: NASA, 1988.—P. 864—865.

GEOLOGICAL PECULIARITIES OF PLANETS OF DIFFERENT COMPOSITION

N. N. Evsyukov

Peculiarities of composition and geological structure of planets in the solar system are reviewed. Silicate and icy planets have some common features in their geological evolution: formation of primary lithospheres with heavily cratered surfaces and uniform compositions, formation of tectonic fault systems of various scales, and flooding volcanism. Basic differences of geology of the planets of different composition are the following: silicate planets bear crusts of inhomogeneous composition — basaltic oceanic crusts and feldspathic continental crusts; global expansion is typical for icy planets, which leads to formation of global systems of tectonic faults of different scales; central volcanism is typical only for silicate planets with high levels of endogenic activity.