

О ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТАХ И МАТЕРИКОВОМ ВЕЩЕСТВЕ ПЛАНЕТ

К.П.Флоренский¹, О.В.Николаева

Обобщение данных о материковом веществе кор планет земной группы показало, что оно индивидуально для каждой планеты и закономерно меняется от планеты к планете, коррелируя с количеством и составом истинно летучих компонентов (H_2O , CO_2 и др.) в системе внешних оболочек планет. Становление этих оболочек, в том числе материкового вещества, происходит очень рано, в период, завершающий рост планет и открывающий их геологическую историю, когда роль эндогенных процессов проблематична, а в ходе интенсивной ударной бомбардировки поверхности вещество не только плавится, но и частично или полностью испаряется в условиях системы, открытой преимущественно относительно космоса. Химические особенности материкового вещества можно связывать с фракционированием не только по легкоплавкости, но и по летучести. На планетах, удержавших то или иное количество истинно летучих компонентов, химические превращения вещества в этот период происходят в тесном взаимодействии ударных процессов плавления и испарения и обычных геологических процессов,

¹ Замысел этой статьи принадлежит К.П.Флоренскому, к работе над ней он постоянно обращался на протяжении последних лет жизни, обдумывая общую постановку проблемы и отдельные конкретные вопросы и неоднократно обсуждая их в неторопливых совместных беседах, особенно при работе над «Очерками сравнительной планетологии» [1]. Многие ключевые положения статьи вошли в «Очерки», специально для статьи К.П.Флоренским было написано введение и одобрено содержание краткого тезисного варианта. Теперь, когда Кирилл Павлович уже нет с нами, я считала своим долгом завершить эту работу, стараясь сохранить присущий Кириллу Павловичу спокойный тон изложения развивавшихся им представлений. Большую помощь в этом оказали сотрудники лаборатории сравнительной планетологии и в первую очередь А.Т.Базилевский, А.А.Ярошевский, М.А.Назаров, А.А.Пронин. (Прим. Николаевой О.В.).

присущих данной планете, например водного или эолового седиментационного. Своеобразие таких взаимодействий на каждой планете может способствовать индивидуальности материкового вещества.

ВВЕДЕНИЕ

С развитием космических исследований уровень знания о составе и строении тел Солнечной системы стал принципиально новым. Однако фундаментальное обобщение новых данных только начинается и недостаточно затронуло некоторые старые представления, которые воспринимаются как незыблемые и сосуществуют с противоречащими им новыми фактами [1–3].

В то же время резкое расширение объектов изучения требует пересмотра и уточнения ряда установившихся понятий. Одно из таких понятий — летучие компоненты. Миграционная способность вещества в газовой фазе резко отличается от подвижности конденсированных фаз. В этом смысле иногда говорят о «геохимии газов» [4] как самостоятельном разделе геохимии, никогда не говоря о «геохимии жидкостей», например, где должны бы рассматриваться совместно магма и поверхностные воды. Однако все вещества стремятся прийти к равновесию с газовой фазой, т. е. обладают разной степенью относительной летучести. Таким образом, к летучим веществам мы должны относить те из них, летучесть которых учитывается при изучении данного конкретного процесса методами, имеющими определенный порог чувствительности, и поведение которых позволяет противопоставлять их поведению конденсированных фаз.

Такое определение необходимо в космохимии, где в широком диапазоне давлений мы встречаемся с интервалом температур от десятков тысяч градусов, когда все вещества находятся в летучем состоянии в виде газа или плазмы, до температур, приближающихся к нулю градусов по Кельвину, когда свойства летучести вымирают.

Есть веские основания думать, что твердые тела Солнечной системы росли в процессе соударений. Следы такого способа роста запечатлены, например, в брекчированности метеоритного вещества и материковых пород Луны, в обильной кратерированности поверхности космических тел. Среди множества исследованных твердых тел — планет земной группы, Луны, спутников Марса, Юпитера, Сатурна — лишь некоторые, в том числе Земля, не сохранили морфологических следов этих универсальных событий, стертых активным циклическим обновлением поверхности. Вещество любого твердого космического тела в ходе его роста в той или иной мере затрагивалось ударными процессами. Этот факт эмпирический и сомнений не вызывает. Однако химические преобразования вещества в таких процессах только начинают изучаться и ясны пока лишь в самых общих чертах.

Для земного геолога и геохимика эти процессы непривычны. В них колоссальная энергия (часто превышающая энергию крупнейших вулканических извержений) выделяется мгновенно и локально в виде взрыва, выбрасывающего материал с больших глубин. При ударе давление может достигать тысяч килобар, а температура — тысяч градусов и обычная силикатная порода не только дробится и плавится, как под действием эндогенных причин, но и превращается в газ — испаряется [1, 5, 6]. Конечно, первыми попадают в пар такие обычные летучие, как вода, углерод- и азотсодержащие соединения и инертные газы, они могут быть названы и ст и н н о л е т у ч и м и компонентами [1]. Однако уже при 1500–2500° С из силикатного вещества легко испаряются также К и Na, становятся умеренно летучими Si и Fe и труднее переходят в газ Al, Ti, Ca, Mg [6–8]. Таким образом, в ударно-взрывных процессах фактически все компоненты вещества могут пройти через газовую фазу, стать летучими. В этом принципиальное геохимическое отличие ударных процессов от обычных геологических.

Ударно-взрывные преобразования вещества являются термодинамически крайне неравновесными [1]. Возникший при ударе газ, отвечающий по свойствам низкотемпературной плазме, соседствует с более холодными брызгами расплава и частицами твердых пород, выброшенный с глубин материал перемещается с огромными скоростями, достигающими километров в секунду, и в подавляющем большинстве случаев превращения протекают в условиях, открытых относительно вакуума космического пространства или атмосферы планеты. Все это обеспечивает большие возможности перераспределения и дифференциации вещества в газовой фазе.

Экспериментальное моделирование химических преобразований породы в ударных событиях чрезвычайно сложно. Обычные опыты по плавлению, испарению и конденсации вещества в вакууме при температурах до 3000° С (например, [7–9]) создают необходимую химическую базу для исследований, однако приложение этих данных к природным явлениям требует большой осторожности. Например, известно, что, если перед разогревом приложить ударную нагрузку, — то сильно меняется подвижность щелочей [10], а при ударном нагреве характер испарения и конденсации вещества во многом определяется кинетическими факторами [11, 12]. Кроме того, составы газа, остаточной фазы и конденсата тесно связаны с количеством и составом в моделируемой системе истинно летучих компонентов [8, 13]. Так, при их отсутствии в газе абсолютно преобладают простые атомарные формы элементов (K, Na, Ca, Mg, Fe, Al) или субокислы (SiO, TiO) [14], но при наличии воды — натрий, например, испаряется в виде молекулы NaOH [15]. К сожалению, из-за трудности исследования систем с истинно летучими компонентами работы такого рода пока единичны.

При геохимическом изучении ударных кратеров Земли замечено, что характер продуктов ударно-взрывных преобразований существенно различен в зависимости от того, происходили ли они в присутствии

значительных количеств H_2O и CO_2 (мобилизованных из осадочных порог и гидросферы) или повышенных количеств только CO_2 (с участием преимущественно карбонатных пород) или при малых количествах обоих компонентов (в кристаллических породах) [13, 16]. Такого рода зависимости хорошо известны для процессов магматической кристаллизации. Для ударных процессов они остаются еще слабо изученными, однако сам факт их существования позволяет ставить вопрос о возможности подобной зависимости в планетарном масштабе — для планетных тел с разными составами атмосферных газов и разными запасами воды в их внешних оболочках.

Как было показано уже около 20 лет тому назад [5], атмосфера (и гидросфера) планеты неизбежно формируется одновременно с ростом ее твердого тела в ходе ударно-взрывных событий. Позже к тому же выводу независимо подошли многие исследователи [17–19]. В последнее время все отчетливее осознается, что процессы ударного плавления, испарения, кристаллизации, конденсации вещества затрагивали и ныне газовое и жидкое и ныне твердое вещество на планете [1]. В той или иной мере через них, безусловно, проходило вещество мантии планеты, ее коры и газовых оболочек. Однако, как подчеркивал В.И.Вернадский, генетически единая совокупность самых наружных оболочек планеты, взятая как целое, именно тем и отличается от глубинных зон, что здесь и только здесь могут быть различимы все три физических состояния вещества — твердое, жидкое и газообразное [20]. Комплекс внешних оболочек планеты — атмосферу, гидросферу и кору — целесообразно рассматривать совместно как единый гетерофазный планетарный чехол (хотя на разных планетах атмосфера (и гидросфера) может быть в различной степени редуцирована вплоть до полного исчезновения). Гетерофазный чехол планеты играет роль буферной оболочки между глубинами планеты и вакуумом космического пространства [1]. В предлагаемой статье нам хотелось бы

привлечь внимание исследователей к возможной связи между компонентами разной летучести в веществе гетерофазных чехлов планетных тел земной группы.

ФАКТЫ И ГИПОТЕЗЫ

Фактический материал, кроме самого нового, суммирован в «Очерках сравнительной планетологии» [1], и некоторые из сделанных там обобщений касаются существа рассматриваемого вопроса. Как показано в этой работе, основная масса истинно летучих компонентов выделяется в интенсивных ударных процессах в переходный период — период конца роста планеты — начала ее планетарного развития; они либо теряются планетой, либо тут же вовлекаются в обычные геологические процессы с участием твердого вещества. Лишь спустя некоторый промежуток времени на планетарном этапе жизни начинается эндогенное плавление вещества мантии; оно приводит к образованию корового вещества базальтового типа, подавляющая масса которого оказывается геологически наложенной на более древнее коровое вещество — материковое [1].

Эффузивное вещество планет в своей основной массе химически однообразно. На Земле, например, базальты составляют более 97% всего вулканического материала [21], а на Луне кислые по составу стекла являются вообще минералогической редкостью. Для базальтов разных планет имеются, конечно, некоторые химические различия и изучение их важно для характеристики вещества в области зарождения базальтовой магмы. Однако в целом эндогенный эффузивный магматизм приводит к одной и той же степени планетарной дифференциации вещества — базальтовой.

Принципиально по иному обстоит дело с материковым веществом планет. Так, материковое вещество Луны представлено анортозит-норит-троктолитовыми породами, а Земли — «гранитоидными»

породами. Если на Земле материковое вещество многократно переработано в ходе циклических процессов, то на Луне, где нет атмосферы и рано угасла эндогенная активность (около 2,5 млрд. лет назад, т. е. по земной шкале уже в конце архея – раннем протерозое), материковое вещество с древнейших времен сохраняется практически таким, каким оно было создано. Тем самым Луна дает нам уникальную и важнейшую точку отсчета.

Луна. С астрономических позиций Луна, обращающаяся вокруг Земли, принадлежит не к планетам (которые обращаются вокруг Солнца), а к спутникам планет, однако с геохимической точки зрения это настоящее планетное тело, так как оно имеет сферическую форму и дифференцировано на оболочки [1]. Планетарный чехол этого небольшого тела предельно редуцирован и состоит только из коры. Около 99% массы коры представлено материковым веществом, а оставшийся 1% включает базальтовое вещество наложенных на материка обширных, но неглубоких морских равнин. Преобладающие геологические структуры поверхности и соответствующие им формы рельефа материковых пород — ударные кратеры.

Благодаря возможности изотопных датировок доставленных на Землю образцов и знанию геологического строения Луны, установлено, что ее материковое вещество формировалось в интервале времени от ~4,5 до ~3,9 млрд. лет назад, т. е. только в тот период, когда продолжалась интенсивная метеоритная бомбардировка поверхности, завершающая рост тела. В настоящее время материковые породы Луны — это единственные планетные образцы такой древности, которые мы можем исследовать обычными геохимическими и петрографическими методами.

Изучение этих пород показало, что они представлены главным образом брекчиями, полимиктовыми, нередко многогенерационными, с обломочной и бластовой структурой, гранулитами и катаклазитами.

Таким образом, с петрографической точки зрения анортозит-норит-троктолитовые породы Луны резко отличаются от сходных с ними химически магматических пород Земли и в полном соответствии со своим возрастом и геологическим положением в большинстве своем являются ударными образованиями [1]. Материковые породы Луны с собственно магматическими структурами встречаются крайне редко в виде мелких единичных обломков в ударных брекчиях или в реголите (продукте малоинтенсивной ударной переработки поверхности, датируемой с 3,9 млрд. лет назад до ныне). Несколько таких частиц с низким содержанием характерных для метеоритов сидерофильных элементов рассматриваются некоторыми авторами [22] как остатки эндогенных первично-ювенильных материковых пород Луны. Считается, что предполагаемые изверженные плутонические породы, образовавшиеся 4,5–4,2 млрд. лет назад, слагали древнейшую кору Луны, разрушенную затем в ходе ударных событий. Критическое геологическое и геохимическое обсуждение этой гипотезы [23, 24] учитывает высокую вероятность образования и захоронения ударных расплавов и возможность перераспределения сидерофилов в ходе ударных процессов. Следует подчеркнуть, что по данным изучения кратерных выбросов породы материковой коры Луны представлены брекчиями с поверхности и до глубин в несколько километров, а по результатам сейсмозондирования — до глубин 20–25 км, причем характер вещества не испытывает сильных изменений до глубин около 60 км (сводка в [1]).

Химические особенности материкового вещества Луны в главных чертах установлены довольно надежно, оценки валового химического состава материкового вещества колеблются незначительно [25–27]. По своим химическим (но не петрографическим!) характеристикам (табл. 1) это вещество могло бы быть описано как полевошпатовая существенно кальциевая ($An > 50\%$) основная плутоническая порода нормального

ряда (типа оливинового габбро) (по [28]). При довольно высоком содержании Al_2O_3 , CaO, MgO его отличает крайне низкое содержание K_2O и Na_2O (всего $<0,5\%$ в сумме). Кроме того, в материковом веществе Луны практически отсутствует вода, углерод, азот, первичные (захваченные) инертные газы ([1, табл. 32], т. е. все истинно летучие компоненты. В сущности именно отсутствием воды — основной движущей силы циклических процессов — и объясняется уникальная сохранность геологических и петрографических структур этого вещества.

Таблица 1

Некоторые данные к характеристике материкового вещества планет

Компонент, мас. %	Луна (по [26, 27])	Марс	Земля*	Венера**
SiO_2	44,94	Основание по составу***	63,68	57,63 (52,03–64,93)
TiO_2	0,34		0,52	0,85 (0,17–2,09)
Al_2O_3	23,94		15,51	18,46 (15,65–22,34)
ΣFe в виде	5,38		5,40	5,58 (2,44–9,87)
FeO	11,44		2,72	0,55 (0,31–1,20)
MgO	13,53		3,44	2,18 (0,37–3,51)
CaO	0,24		2,73	7,22 (5,75–8,44)
Na_2O	0,06		3,01	4,99 (4,39–5,74)
K_2O				
U, г/т	0,3	$0,2 \pm 0,14$	2,80	$2,2 \pm 0,7$
Th, г/т	1,0	$0,7 \pm 0,35$	12,25	$6,5 \pm 0,2$

* Пересчитано по данным [21] (см. текст).

** Оцененный состав в месте посадки «Венеры-8», среднее и разброс значений по 15 земным породам с содержанием K, U, Th, аналогичным (в пределах ошибки анализа) измеренному на Венере (см. текст).

*** См. текст; U, Th — по [36].

Возраст материковых пород Луны смыкается с возрастом самой Луны как планетного тела, показывая, что формирование материкового вещества происходило крайне рано, еще при завершении роста тела.

Многие, особенно среди зарубежных исследователей, для объяснения ранней химической дифференциации вещества с обособлением материковой коры отдают предпочтение модели полного расплавления внешней части Луны из-за ее предположительно быстрого гравитационного роста до ~4,5 млрд. лет назад (в более позднее время, для которого уже имеются результаты геологических наблюдений, такое событие оказывается невозможным). Однако привлечение гипотезы «океана магмы», широко используемой рядом исследователей, в принципе не является необходимым. Есть основания полагать, что эффект химической дифференциации вещества может быть получен за счет локальных, но многократных ударно-взрывных воздействий [1, 5]. Разделение здесь может быть даже более эффективным, подобно тому, как это происходит в ректификационных колонках.

Так, например, под действием малоинтенсивной, но длительной метеоритной бомбардировки химические эффекты ударных процессов накапливаются в лунном реголите (сводка в [1]). По сравнению с исходными для него породами реголит в целом и особенно его более переработанная ударами мелкая фракция обедняется легколетучими щелочными металлами и умеренно летучими кремнием и железом. Интенсивность эффектов селективного испарения может быть весьма велика — для отдельных частиц фиксируются потери Si до 30% его первоначального содержания, а Na — более 90%. Кинетические эффекты разделения изотопов в этом динамическом процессе приводят к резкому утяжелению изотопного состава Si, O, S, K. Потеря ~5% очень легколетучего Rb приводит к парадоксальной ситуации, когда модельные Rb–Sr-возраста реголита оказываются древнее возраста слагающих его частиц [29, 30]. В то же время процессы ударного плавления, судя по составу реголитовых стекол, выступают в основном как гомогенизирующий фактор. Таким образом, как видно на примере реголита Луны, на этом небольшом планетном теле, открытым

относительно вакуума космического пространства, химическая дифференциация вещества в ударных процессах связана преимущественно с той или иной потерей летучих компонентов.

В свете суммированных эмпирических данных по Луне химический состав ее материкового вещества, в котором фактически совсем нет истинно летучих компонентов, мало легколетучих щелочей и преобладают алюминий, кальций, магний, может рассматриваться как продукт ранней химической дифференциации вещества не только по легкоплавкости, но и по летучести [1, 31, 32]. С нашей точки зрения эта проблема заслуживает серьезной проработки. По-видимому, было бы интересно рассмотреть в этом ключе данные по рассеянным элементам и изотопному составу материковых пород.

Меркурий. Эта самая близкая к Солнцу и мало изученная планета по объему почти в 3 раза крупнее Луны. Однако, как показал анализ фотоматериалов, геологическое строение поверхности и история развития этих тел чрезвычайно сходны. У Меркурия, как и у Луны, планетарный чехол предельно редуцирован и состоит только из коры. В строении коры проявляется то же отчетливое членение на древние материковые (обильно кратерированные) и наложенные морские (менее кратерированные) местности. В истории развития Меркурия также выявляются этап интенсивной метеоритной бомбардировки поверхности, очень ранняя дифференциация с обособлением материковой коры и несколько более поздний, быстро затухающий площадной вулканизм. Химический состав поверхностных пород Меркурия также, очевидно, сходен с составом лунных пород, на что указывают их аналогичные геоморфологические характеристики и одинаковые отражательные свойства поверхности в оптическом, инфракрасном и радиодиапазонах. В то же время по валовому химическому составу Меркурий заметно отличается от Луны гораздо большим содержанием железа (его средняя плотность примерно в

1,5 раза выше лунной). Но ни в строении и составе поверхности, ни в геологической истории этих планетных тел эта разница не сказывается [1].

Марс. Известно геологическое строение поверхности и основные этапы развития Марса [1, рис. 53], но о химическом составе его корового вещества можно судить только по результатам анализа поверхностного грунта (как если бы на Земле мы исследовали химически только четвертичные отложения и по ним, зная геологические процессы, должны бы были догадаться о существовании кислых и основных пород в земной коре).

Марс, несмотря на свои небольшие размеры (масса его — всего 0,1 массы Земли), обладает развитым гетерофазным чехлом, который состоит из твердого вещества коры, криолитосферы (корового резервуара преимущественно водного льда) — небольшого по массе твердофазового аналога земной гидросферы, и атмосферы — углекислой по составу и на два порядка менее массивной, чем атмосфера Земли [1, табл. 34].

Присутствие (пусть и небольшого количества) истинно летучих компонентов в планетарном чехле приводит к значительному разнообразию поверхностных процессов — практически на всей поверхности происходит ветровая переработка материала, его перенос и эоловое осадконакопление, повсеместно в различных формах рельефа сказывается присутствие в горных породах льда, локализованно встречаются водно-эрозионные долины, образованные почти определенно за счет таяния льдов при ударных или вулканических событиях. Эффузивная деятельность на Марсе, в отличие от Луны и Меркурия, проявилась не только в виде обширных площадных излияний, но и в образовании нескольких крупных щитовых вулканов.

Однако из-за невозможности постоянного существования на этой холодной, удаленной от Солнца планете жидкой воды и отсутствия

биосферы интегральные темпы поверхностных преобразований недостаточно велики, чтобы стереть отчетливые признаки древнейшего этапа интенсивной метеоритной бомбардировки поверхности. Материковое полушарие Марса почти также обильно кратерировано, как материки Луны и Меркурия, и, хотя в целом марсианские ударные кратеры более эродированы, они позволяют датировать формирование структур материковых пород Марса временем примерно от 4,5 до 4 млрд. лет назад [1]. Вулканические равнины, отчетливо накладывающиеся на материковые структуры, моложе 4 млрд. лет и, судя по морфологии лавовых потоков, выполнены преимущественно веществом базальтового типа [1]. Однако преобладающие рельефообразующие породы материковых возвышенностей Марса никак не могут быть соотнесены с базальтовыми излияниями и геоморфологически сходны с породами лунных материков.

Таблица 2

**Средний химический состав (масс. %) рыхлого грунта
(без поверхностных корочек) в местах посадки «Викинга-1» и -2»
на Марсе [33]**

Место посадки	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	TiO ₂	SO ₃	Cl	Прочие*	Сумма
«Викинг-1»	44	7,3	17,5	6	5,7	0,5	0,62	6,7	0,8	2	91
«Викинг-2»	43	(7)**	17,3	(6)**	5,7	0,5	0,54	7,9	0,4	2	90

* В том числе P, Mn, Na, но содержание каждого из них — ниже предела обнаружения.

** Как в месте посадки «Викинг-1».

Химические анализы 21 пробы рыхлого тонкозернистого грунта имеются для двух, отстоящих друг от друга на 6000 км участков вулканических равнин [33] (табл. 2). Они показывают поразительную химическую гомогенность материала, различающегося лишь по содержанию S и Cl (накапливающихся в виде солей в корочках на грунте) и представленного, очевидно, преимущественно глинистыми

минералами, характерными для продуктов изменения пород основного состава. Однако известно, что опробованный грунт является не продуктом выветривания местных базальтов (оно в марсианских условиях вообще затруднено), а аллохтонными эоловыми наносами [33]. При регулярно повторяющихся на Марсе пылевых бурях, подобных той, что помешала работе аппаратов «Марс-2», -3» и «Маринер-9», на два месяца закрыв планету пылевой завесой, перераспределение и перемешивание эолового материала в планетарном масштабе не вызывает сомнений. Между тем, исследователи, изучавшие состав эолового грунта, по высокому отношению в нем $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$ исключают возможность хоть сколько-нибудь значительных количеств кислого или щелочного материала в качестве исходного для этих глин [34], хотя ~60% поверхности Марса занято материковыми возвышенностями, сложенными не базальтовым веществом. Это дает основание предполагать, что состав материковых пород Марса вряд ли существенно отличается от основного.

Другой источник данных о химическом составе — это результаты орбитальной гамма-спектроскопии. Этим методом для обширного района Марса (~1/5 поверхности планеты), треть которого представлена вулканической местностью, а две трети — материковой, обнаружены в общем невысокие содержания K_2O ($0,5 \pm 0,2\%$), U ($0,6 \pm 0,3$ г/т) и Th ($2,1 \pm 0,7$ г/т), а также SiO_2 ($36 \pm 9\%$) [35]. Идентификация типов пород с привлечением данных по микроэлементам (U, Th) основана на известной в геохимии земных и лунных магматических пород коррелируемости микроэлементов с главными петрогенными элементами (что в диагностических целях используется лишь при дистанционном изучении вещества других планет). Специальный анализ полученных данных (с учетом возможности разделения U и Th в поверхностных процессах) показал, что в грунте вулканической части изученного района содержания U и Th характерны для базальтовых пород, а в грунте

материковой части они могут быть еще более низки и сходны с содержанием этих элементов в габброидном по составу материковом веществе Луны [36] (табл. 1).

Этим примером нам хотелось бы привлечь внимание к мало исследованной возможности по соотношению в анализируемом веществе K, U и Th отличить плутонические породы от их излившихся аналогов в тех случаях, когда петрографическое изучение невозможно. Микроэлементы обладают высокой геохимической чувствительностью к типу горной породы, содержание их от породы к породе меняется резко, на порядки (например, от ультраосновных пород до кислых содержание SiO_2 растет максимум в 2,5 раза, а Th — от 10^{-7} до $10^{-3}\%$, т. е. примерно в 10 000 раз). При неизбежной сейчас высокой погрешности анализа вещества на других планетах идентификация типа породы по измеренным содержаниям K, U и Th часто может быть сделана более уверенно, чем по определенным с той же относительной ошибкой главным элементам. Разработка детальной K–U–Th-систематики горных пород выступает сейчас в качестве одной из самых насущных геохимических задач планетологии.

Итак, для Марса по результатам независимых способов анализа грунта древние материковые породы могут быть с определенной долей вероятности описаны как основное невулканическое вещество, заведомо не высокощелочное. На этой самой небольшой планете земной группы, удержавшей в своем чехле некоторое количество истинно летучих компонентов, материковое вещество, как бы ни были скудны и ориентировочны сведения о нем, в общем похоже на лунное, хотя нельзя исключить несколько большее содержание в нем щелочей.

Венера. Гетерофазный чехол Венеры состоит из коры и мощной углекислой атмосферы, всего в 4 раза менее массивной, чем гидросфера Земли. Из-за этой окутывающей планету атмосферы поверхность Венеры изучена сейчас хуже, чем любой другой планеты земной

группы. Лишь совсем не так давно получены первые сведения о глобальном рельефе и шероховатости поверхности [37, 38], а также крупномасштабные панорамные изображения четырех участков, отстоящих друг от друга примерно на тысячу километров (в местах посадки станций «Венера-9», -10», -13», -14») [39].

В настоящее время на поверхности Венеры выделены три геоморфологические провинции — повышенные горные местности (часто с обширными предгорьями), слабо расчлененные холмистые равнины среднего уровня и плоские ровные низины [37]. Наиболее распространены холмистые равнины, занимающие более половины всей поверхности Венеры. К этим равнинам приурочено много круговых структур неясного генезиса, но примерно 30 из них (на площади, заснятой с высоким разрешением) можно считать ударными кратерами [40] и рассматривать провинцию холмистых равнин как предполагаемую материковую область Венеры [37]. Примером проявления эндогенного вулканизма на Венере может служить один из горных районов — область Бета, трактуемый как возможный щитовой вулкан [37].

В планетарном чехле Венеры [1, табл. 36] среди истинно летучих компонентов резко преобладает углекислота, сконцентрированная преимущественно в атмосфере. Воды в атмосфере, напротив, ничтожно мало (как, впрочем, и в атмосферах Земли и Марса), в своей основной массе вода может находиться на Венере лишь в рассеянном состоянии в гидросиликатах коровых пород, но, судя по оценкам [41], даже ее максимально возможное количество здесь также невелико и в результате горячий планетарный чехол крупной, но близкой к Солнцу Венеры оказывается несколько беднее водой, чем планетарный чехол почти в 8 раз менее массивного Марса [1]. Для геологических процессов на поверхности Венеры, как и Марса, важно, что большая часть воды может быть фиксирована в твердой фазе, и на этих планетах, в отличие от Земли, процессы с текучей водой уступают место эоловым.

Как показали результаты изучения панорамных изображений, там, где условия обнаженности пород (из-под рыхлого грунта) хорошие (место посадки «Венеры-14»), видны тонкослоистые, залегающие субгоризонтально отложения, представленные, вероятнее всего, эоловыми осадками; природа хуже обнаженных горных пород не ясна, это могут быть и седиментационные породы и сильно выветрелые лавы [39]. По содержанию К, U и Th [42] (табл. 3) и химическому составу [43] (табл. 4) проанализированные образования несколько отличны друг от друга, но все они химически сходны с земными магматическими породами, что может служить указанием на отсутствие глобального перемешивания эолового материала и низкую степень химического разделения элементов в поверхностных процессах.

Таблица 3

Содержание К, U и Th в поверхностных породах Венеры [42, 43]

Место посадки	K ₂ O, %	U, г/т	Th, г/т
«Венера-9»	0,85 ± 0,14	0,60 ± 0,16	3,65 ± 0,42
«Венера-10»	0,36 ± 0,2	0,46 ± 0,26	0,70 ± 0,34
«Венера-14»	0,2 ± 0,07	Не опр.	Не опр.
«Венера-13»	4,0 ± 0,63	»	»
«Венера-8»	4,8 ± 1,4	2,2 ± 0,7	6,5 ± 0,2

Таблица 4

Химический состав поверхностных пород Венеры в местах посадок станций «Венера-13» и «Венера-14» [43], масс. %

Компонент	«Венера-13»	«Венера-14»	Компонент	«Венера-13»	«Венера-14»
SiO ₂	45,1 ± 3	48,7 ± 3,6	MgO	11,4 ± 6,2	8,1 ± 3,3
TiO ₂	1,59 ± 0,45	1,25 ± 0,41	MnO	0,2 ± 0,1	0,16 ± 0,08
Al ₂ O ₃	15,8 ± 3,0	17,9 ± 2,6	CaO	7,1 ± 0,96	10,3 ± 1,2
ΣFe в виде FeO	9,3 ± 2,2	8,8 ± 1,8	K ₂ O	4,0 ± 0,63	0,2 ± 0,07

Возраст всех проанализированных пород неизвестен, их гипсометрические отметки соответствуют горному району («Венера-9») и холмистым равнинам («Венера-8», -10», -13», -14»). Однако по

положению в глобальном рельефе породы мест посадки станций «Венера-9», -10», -13», -14» принадлежат окраине и зоне предгорий крупной, возможно, вулканической области Бета, в то время как породы места посадки «Венеры-8» находятся на удалении и от горных районов, и от низин, но неподалеку от одного из вероятных ударных кратеров. Две эти группы пород целесообразно рассмотреть отдельно.

Слоистые породы I группы химически близки к основным магматическим породам и с учетом их геологического положения интерпретируются как базальтовые [42–44]. Это, безусловно, вероятно, но не может считаться окончательно установленным до тех пор, пока не будет выяснен вопрос о вулканической или плутонической природе слагающего их вещества. Такое исследование еще не проводилось (оно опирается в отсутствие детальной K–U–Th-систематики земных горных пород). Породы этой группы химически неоднородны [43]: вещество в местах посадки «Венеры-9», -10», -14» (табл. 3, 4) химически сходно с толентовыми базальтами или обычными габбро нормального ряда, а в месте посадки «Венеры-13» близко к субщелочным базальтоидам или щелочным габброидам. Следует отметить, что дифференцированность вещества сказывается в изменении не столько его кислотности, сколько щелочности, причем по [28] в породах такого химического состава, как в месте посадки «Венеры-13», отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ может быть <1 или $1-4$ (т. е. эти высококалиевые породы могут принадлежать калиевой или калий-натриевой серии), а в месте посадки «Венеры-14» — $1-4$ или даже >4 (т. е. низкокалиевые породы могут быть и калий-натриевой, и натриевой серии). Отражают ли эти химические различия эволюцию корового вещества базальтового типа или разнообразие пород материкового вещества или, наконец, связаны и с тем и с другим — этот вопрос остается пока неясным, для решения его необходимо гораздо более серьезное понимание геологического строения поверхности Венеры.

Облик пород холмистых равнин в месте посадки «Венеры-8» неизвестен. Учитывая соседство вероятного ударного кратера диаметром 140 км, окруженного 100-километровой радарно-яркой зоной [40, табл. 2], они могут быть представлены материалом кратерных выбросов, но, судя по невысокой радарной шероховатости района места посадки [38], могут быть и некими эоловыми или метаморфическими образованиями. После появления первой карты рельефа Венеры обнаружилась отчетливая приуроченность места посадки «Венеры-8» к провинции холмистых равнин [37]. В связи с этим было предпринято специальное исследование по идентификации типа опробованной здесь породы [44]. Для этого среди земных вулканических и плутонических пород подыскивались такие, в которых соотношение K_2O , U и Th (в основном по данным работ [45–48]) было бы наиболее близко к измеренному в этом месте посадки (с учетом ошибки измерений, табл. 3). Оказалось, что по паре любых из этих элементов возможен подбор довольно широкого спектра пород (в том числе некоторых полевошпатовых высокощелочных базальтов), но по всем трем элементам (по контуру на K–U–Th-диаграмме [44]) проанализированная порода близка к средним по составу плутоническим породам типа сиенитов. Обобщение первичных геохимических материалов по этим последним (данные работ [49–55] и мн. др.) показало, что наиболее близкое совпадение по K_2O , U и Th дает один тип пород — щелочные (бесфельдшпатоидные) сиениты. Это — полевошпатовые породы с суммой щелочей ~12% (почти без плагиоклаза, но с 60–70% микроклинпертита) и с устойчивым преобладанием натрия над калием (табл. 1).

Место посадки «Венеры-8» находится в пределах предполагаемой материковой области Венеры вблизи вероятного ударного кратера; учитывая также оцененный небазальтовый характер проанализированного здесь материала, представляется возможным рассматривать состав этой породы как в какой-то мере отражающий

химический состав материкового вещества Венеры (может быть, в связи с ее существенной дифференцированностью, в той же мере, в какой гранитное вещество Земли характеризует ее континентальные породы, хотя и не отражает их среднего состава). Заметим, что породы в месте посадки «Венеры-8» были первыми породами, проанализированными на поверхности Венеры и именно этот один анализ содержаний K, U и Th позволил утверждать, что Венера, как и Земля, дифференцирована на оболочки [56].

Нам кажется, что будет достаточно осторожным сказать, что в материковом веществе Венеры по крайней мере присутствует высокощелочное плутоническое полевошпатовое вещество. С материковым веществом Луны его сближает оцененный невулканический характер и существенно полевошпатовый состав. Однако оно резко отличается от материкового вещества и Луны, и Марса значительно большими содержаниями легколетучих щелочей и, возможно, кремния за счет пониженных содержаний Ca и Mg, совершенно так же, как небольшие запасы истинно летучих компонентов в планетарных чехлах этих небольших тел резко несхожи с массивным резервуаром CO₂ на Венере, крупной планете, по размеру примерно равной Земле.

Земля. Главной особенностью гетерофазного чехла Земли, выделяющей ее среди всех других планет и определяющей специфику протекания на Земле геологических процессов, является наличие воды в жидком состоянии — гидросферы. Основная масса воды на Земле сосредоточена в этой подвижной оболочке чехла, в то время как углерод рассеян в различных твердых фазах пород коры, а масса азотной атмосферы составляет всего ~1/400 массы гидросферы [1, табл. 28]. Для Земли особенно заметна важность учета летучих компонентов во всем гетерофазном чехле.

Среди других планет Земля резко выделяется очень высокой интенсивностью геологических процессов и их циклическим характером в большинстве проявлений. Если резко замедленные процессы изменения поверхности на Луне, Меркурии, Марсе позволяют наблюдать самый ранний этап их существования, то на Земле породы древнее 1,5–2 млрд. лет предстают перед нами уже настолько изменившими свой облик в метаморфических процессах, что выяснение их первоначальной природы требует специальных реконструкций.

Среди этих глубоко метаморфизованных образований самые древние из когда-либо наблюдавшихся на Земле пород имеют возраст около 3,75–3,85 млрд. лет. Примерно именно к этому рубежу времени на других планетах приурочены такие события, как резкий спад интенсивной метеоритной бомбардировки поверхности, и везде, где это доступно геологическому наблюдению, проникновение сквозь уже сформированную материковую кору площадных базальтовых излияний. Таким образом, возраст самых древних для Земли пород не случаен, он фиксирует важнейший планетологический рубеж — время фактического прекращения роста планет за счет резкого спада ударной бомбардировки, завершения формирования материкового вещества и активизации массового эндогенного вулканизма.

В земных породах, метаморфизованных около 3,8 млрд. лет назад, фиксируются и характерное для континентов «гранитоидное» вещество, и вулканическое вещество базальтового типа. Однако, помимо этого, среди них присутствуют и парапороды (кварциты, сланцы, мраморы), т. е. к этому времени уже успели накопиться самые обычные осадочные породы (песчаники, глины, карбонаты); в породах возрастом 3,5–3,8 млрд. лет представлены практически все типы известных современной геологии осадочных горных пород [57–59]. Более того, в древнейших осадках имеются уже следы существования живых систем [57] и разница изотопного состава органического и карбонатного

углерода здесь та же, что и в современных осадочных породах [60, 61]. Таким образом, и гидросфера, и атмосфера, и даже биосфера Земли функционировали как сложившиеся геохимические оболочки уже к 3,8 млрд. лет назад, т. е. к концу периода интенсивной метеоритной бомбардировки поверхности. Однако из литологии древнейших земных пород видно, что обстановка периода интенсивной бомбардировки на Земле резко отличалась от лунной развитием в тот же период обычных для Земли процессов выветривания, осадконакопления и метаморфизма, процессов с активным участием истинно летучих компонентов. При завершении этого периода «гранитоидное» вещество Земли уже существует в ее коровых образованиях точно так же, как в породах того же возраста на Луне уже существует ее материковое вещество.

Породы «гранитного» слоя континентов — это пока единственные материковые породы Земли, доступные прямому геохимическому опробованию. Интерпретация геофизических данных по более глубинному, так называемому базальтовому слою, неоднозначна, так как измеренным здесь физическим характеристикам могут отвечать породы как основного, так и более кислого состава (метаморфические, например) [1]; при бурении Кольской сверхглубокой скважины фиксирующийся геофизически переход к «базальтовому» слою, судя по первым сообщениям [62], в составе и характере метаморфических пород щита никак не отразился. Для описания химических особенностей материкового вещества Земли мы, не привлекая гипотез, будем использовать только данные по «гранитному» слою [21]. Подавляющая масса базальтового вещества на Земле (88%) связана с молодыми излияниями на дне океана, масса продуктов базальтового вулканизма на континентах составляет не более 9% всего их вещества, и поэтому вычитание их из среднего состава «гранитного» слоя (табл. 1) естественно мало его меняет.

Материковое вещество Земли, представленное преимущественно метаморфическими породами щитов и неоднократно перерабатывавшееся с участием жидкой воды и биосферы на протяжении всей земной истории, химически может быть описано как средняя по составу полевошпатовая плутоническая порода субщелочного ряда (типа субщелочных кварцевых диоритов — кварцевых монзонитов) (по [28]). О «гранитоидном» характере этого вещества принято говорить лишь потому, что его самой выразительной чертой является наличие гнейсов и гранито-гнейсов. Материковое вещество Земли химически разительно отличается от материкового вещества малых планетных тел (Луны и, вероятно, Марса) резко большим содержанием щелочей и кремния на фоне резко меньшего содержания Са и Mg. Но материковое вещество Земли ни в своем среднем составе, ни в составе характерных для него «гранитных» пород не похоже и на породу в месте посадки «Венеры-8», какой предстает она по результатам проведенного анализа. На Земле оно не только более кислое, но и, главное, существенно менее щелочное.

В происхождении вещества континентов Земли до сих пор нет ясности [1]. Гипотеза формирования «гранитоидного» вещества за счет магматической дифференциации недр основывается на хорошей физико-химической изученности закономерностей плавления – кристаллизации вещества и на химических параметрах «гранитоидов», позволяющих завершить ими принципиально последовательный ряд магматической дифференциации: ультраосновные породы (метеориты) → базальт → гранит. Отдельные небольшие массивы кислых дифференциатов базальтовой магмы действительно известны на Земле, однако 92% массы всего базальтового вещества на Земле (базальты океанов, траппы) являются молодыми образованиями, накладывающимися на уже сформированное «гранитоидное» вещество; базальтовый вулканизм развивается независимо от геологической истории вещества

континентов [1]. Подавляющую массу интрузивного (плутонического) материала на Земле составляют глубоко метаморфизованные «гранитоидные» породы щитов. Отнесение этих пород к магматическим довольно условно, так как сюда попадают и палингенно-анатектические породы; оно означает лишь возможность переплавления и не затрагивает вопрос об источнике переплавленного вещества.

Проблема исходного вещества решается обычно с привлечением результатов изотопного анализа (Rb–Sr, Sm–Nd), для интерпретации которых приходится принимать целую систему допущений [63]. В частности, одно из них требует, чтобы с момента последнего плавления исследуемый образец оставался закрытой системой, т. е. был бы полностью изолирован от влияния процессов метаморфизма и метасоматоза, воздействия горячих флюидов и химического выветривания. На Земле в условиях повсеместного проникновения жидкой воды и живых систем это условие трудно выполнимо, и если еще совсем недавно низкие начальные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в кажущихся слабо измененными гранитоидами интерпретировались исключительно как признак выплавления их непосредственно из мантии, то в последние годы это вызывает серьезные сомнения [64–66]. Обнаруживается, например, что теми же «мантийными» значениями характеризуются многие осадочные породы и парагнейсы [65], а в ряде случаев получаемый при игнорировании вторичных процессов возраст пород оказывается геологически бессмысленным [64]. Исходное вещество гранитоидов с высокими величинами $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, безусловно, принадлежало коре, но вопрос об источнике вещества с низкими значениями этого параметра не находит однозначного решения в изотопных данных [65]. Не оценен пока и баланс масс гранитоидов с теми или иными изотопными характеристиками и не ясно, какие же изотопные параметры представительны для основной массы

«гранитоидного» вещества земной коры — глубоко метаморфизованных пород щитов.

Следует обратить внимание и на то, что для самых древних гранитоидов Земли низкие величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ могут указывать не только на мантийный источник вещества, но и непосредственно на само исходное метеоритное вещество, поступавшее на Землю в самый ранний период ее жизни. В работах [1, 32] обсуждалась возможность образования «гранитоидного» вещества Земли в ударных процессах испарения и конденсации. Однако большинство исследователей решение проблемы генезиса кислого вещества Земли так или иначе связывают с преобразованием древних осадков в процессах метаморфизма, гранитизации и палингенеза, что требует вертикального перераспределения вещества с привносом «гранитных» компонентов (кремния, щелочей), но ни источник, ни формы их поступления, ни глобальный баланс этого процесса совершенно не ясны [1]. Генезис «гранитоидной» материковой коры Земли остается в числе наиболее сложных и дискуссионных фундаментальных проблем геохимии.

ОБСУЖДЕНИЕ

В основу обсуждения мы предлагаем положить факт крайней древности становления материкового вещества, впервые доказанный для Луны, подтвержденный геологически для Меркурия и Марса и не вступающий в противоречие с данными по Земле, и связать его с фактом столь же раннего выделения основной массы истинно летучих компонентов (их накоплением на планете или потерей с нее). Нам представляется важным заострить внимание на том, что становление всех оболочек, гетерофазного планетарного чехла происходит в самые первые полмиллиарда лет жизни планеты.

В качестве общего свойства материкового вещества планетных тел земной группы, каким оно рисуется на сегодняшний день,

представляется его невулканическая природа. И хотя химические особенности этого вещества удобно описывать в терминах номенклатуры магматических пород, но на Луне в отсутствие истинно летучих компонентов это вещество слагается преимущественно ударными брекчиями, а на планетах с развитым гетерофазным чехлом представлено материалом экзогенных и метаморфических процессов. Эти обычные геологические процессы, судя по литологии древнейших пород Земли, начинаются очень рано и смыкаются во времени с ударно-взрывными преобразованиями. В силу локального (точечного) характера ударных событий со случайным распределением ударов по поверхности [1] вещество в одном месте может преобразовываться в ударных процессах, а в другом — в осадочных (эоловом или водном) или метаморфических и гидротермальных (инициируемых в том числе тепловым полем удара), но продукты этих процессов снова и заведомо по иному [13] могут быть вовлечены в ударное плавление и испарение..., и о природе продуктов таких взаимодействий можно только догадываться. Наверно, именно в подобном сложном и малоизученном кругообороте процессов закладываются² геохимические циклы элементов на планетах, удержавших истинно летучие компоненты, где материковое вещество могло быть изначально полигенным образованием, специфичным для данной планеты.

Истолкование химических особенностей материкового вещества (табл. 1) трудно и неоднозначно. Его полевошпатовый состав, т. е. высокая глиноземистость, указывает на повсеместное накопление в нем Al — элемента, входящего в состав «легкоплавких» фаз (понижающих температуру плавления силикатных систем) и одного из самых

² Не здесь ли следует искать исходные причины дефицита Si и избытка Ca [21] и обычных летучих [67] в современных осадочных породах (стратисфере) Земли по сравнению с ее изверженными породами?

труднолетучих элементов. По содержанию Si материковое вещество планет обнаруживает закономерные различия, и они явно коррелируют с различиями в количестве и составе истинно летучих компонентов: на небольших планетных телах с малыми или совсем ничтожными запасами этих летучих материковое вещество — основное по составу (Луна, Марс), тогда как на крупных планетах, удержавших большое количество этих летучих, это вещество по составу среднее (Земля и, может быть, Венера). Еще резче выражено различие в содержании щелочных металлов, сумма которых в материковом веществе крупных планет, по-видимому, на порядок выше, чем на малых, как на порядок больше на них сумма истинно летучих компонентов. Подмеченные закономерности являются полностью эмпирическими. Их можно интерпретировать и как резко большее обогащение материкового вещества крупных планет «легкоплавкими» компонентами и в то же время как резко большее накопление в нем (и во всем планетарном чехле) летучих компонентов, их меньшую потерю крупными планетами.

Напомним, что в обстановке начального периода жизни планеты глубинное вещество мантии могло быть еще не охвачено активным радиогенным плавлением [1], система планетарного чехла открыта преимущественно относительно космоса и в многочисленных ударных событиях материал, безусловно, подвергается и плавлению и испарению. Оба эти процесса могут вести к фракционированию вещества, и какой из них мог быть определяющим, остается неясным, хотя, по образному замечанию Барта [68], плавильный котел способен скорее гомогенизировать вещество, чем его разделить, тогда как повышенная миграционная способность вещества в газовой фазе резко усиливает возможность его дифференциации. Кроме того, характер диссипации газов с планеты (и из ее атмосферы) в условиях интенсивной метеоритной бомбардировки неизбежно резко отличался от современного. Как нам представляется, для этого периода было бы

важно оценить, например, возможность прямой динамической потери газов планетами³. К сожалению, механизм геохимической дифференциации вещества по летучести, в отличие от хорошо изученного механизма кристаллизационной дифференциации расплавов, еще совсем не исследовался, поиск следов такого способа фракционирования, прежде всего эффектов кинетического разделения изотопов, кажется нам многообещающим.

Разница в химическом составе материкового вещества крупных планет, если верны наши оценки состава породы в месте посадки «Венеры-8», может проявляться в различном соотношении калия и натрия (табл. 1). При различных же соотношениях на этих планетах воды и углекислоты (H/C для Земли ~ 2 , а для Венеры $\leq 0,1$ [1]) это можно было бы связать с разделением K и Na на Земле в водных растворах за счет преимущественной сорбции K на твердых фазах, что потенциально могло бы приводить к его относительно меньшему вовлечению в повторные процессы ударного испарения. Это соображение — не объяснение факта, который сам еще нуждается в подтверждении, а лишь повод проиллюстрировать то, что судьба ударного пара на планете является комплексной функцией многих переменных и судьбы отдельных газовых составляющих резко расходятся. Одни газы могут так или иначе терять свою миграционную способность (конденсироваться в твердую или жидкую фазы, растворяться в растворе или ударном расплаве, взаимодействовать с конденсированным веществом), другие — могут покидать планету, и лишь те газы, которым удалось избежать обоих конкурирующих

³ Некоторые указания на это дают данные по Луне, теряющей Rb с атомной массой 86, хотя за счет диссипации ее могут покидать лишь газы с молекулярной массой примерно до 43 [29].

процессов — потери с планеты и захвата в конденсированные фазы, мы видим сейчас в собственно газовой оболочке планеты — атмосфере.

Отметим также, что, как следует из табл. 1, материковое вещество планет земной группы может характеризоваться довольно однородным содержанием в нем железа, не зависящим ни от размера планетного тела, ни от размера его ядра, однако это наблюдение требует проверки.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

О материковом веществе планет земной группы мы знаем пока немного, и любые окончательные выводы кажутся сейчас преждевременными. Здесь нам хотелось бы еще раз кратко суммировать полученные сравнительной планетологией новые и еще мало известные в классической геохимии факты с тем, чтобы подчеркнуть порожденные ими новые вопросы.

Эмпирически установлен факт роста твердых космических тел за счет соударений и неизбежность при этом химических преобразований вещества. Исходное вещество, из которого росла мантия планеты, не просто накапливается, но обязательно претерпевает в процессе роста те или иные химические превращения. Не потому ли породы верхней мантии Земли, какими предстают они по реально изученным образцам перидотитов [69–71], оказываются существенно отличными от хондритового вещества?

Становление системы внешних оболочек планет — их гетерофазного планетарного чехла — происходит в первые примерно полмиллиарда лет жизни планет — в переходный период завершения их роста и начала геологической истории, когда на всех планетах вещество локально, но многократно перерабатывается в ходе ударных событий. Роль эндогенных процессов в этот период проблематична, а в ходе ударных преобразований силикатное вещество не только плавится, но и частично или полностью испаряется. В этот период времени любой

компонент породы потенциально может рассматриваться как летучий компонент и химическое фракционирование вещества может осуществляться как за счет обычной кристаллизационной дифференциации расплава, так и непривычным способом — путем разделения вещества по летучести в условиях системы, открытой относительно космоса. К этому почти не изученному механизму геохимической дифференциации вещества на раннем этапе жизни планет хотелось бы привлечь особое внимание исследователей в связи с обнаруженной отчетливой корреляцией между компонентами разной летучести во всем веществе гетерофазных чехлов планет, включая их твердофазовую составляющую — материковое вещество.

Если на Луне, потерявшей истинно летучие компоненты (H_2O , CO_2 ,...), ударная переработка была и остается ведущим способом преобразования поверхностного материала, то на планетах, способных удерживать эти летучие и формировать развитый гетерофазный чехол, поверхностное вещество уже в самый ранний период их жизни параллельно с ударными процессами плавления и испарения вовлекается и в обычные экзогенные (осадочный, например), метаморфические, гидротермальные процессы. Таким образом, возникает полная вероятность того, что в закладывающихся геохимических циклах элементов седиментационный процесс исторически так же первичен, как и процесс плавления. В комплексе ударных и обычных геологических процессов происходит становление химических особенностей материкового вещества коры на планетах, удержавших истинно летучие компоненты. Известно, что количество и состав таких летучих в веществе, подвергающемся ударным преобразованиям, сильно влияет на состав конечных продуктов. Поэтому представляется необходимым поставить на обсуждение вопрос о возможной генетической связи между выявленной химической индивидуальностью материкового вещества

каждой планеты и своеобразием набора на них истинно летучих компонентов.

В последующие примерно 90% времени жизни планет нарастание (или сокращение?) коры происходит за счет эндогенных процессов. Безусловно, добавляется в кору вещество базальтового типа — продукт кристаллизационной дифференциации глубинного вещества недр, однако масштабы этого явления, время максимального развития, характер проявления базальтового вулканизма и некоторые детали химического состава его продуктов, очевидно, различны для разных планет, и было бы интересно проверить эмпирически, не связаны ли они с особенностями, заложенными в период роста планет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Очерки сравнительной планетологии. /Флоренский К.П. и др. М.: Наука, 1981. 326 с.
2. Барсуков В.Л., Флоренский К.П. Изучение Луны и сравнительная планетология: проблемы и перспективы. Пр. №1 ГЕОХИ АН СССР, 1980. 16 с.
3. Барсуков В.Л. Вестн. АН СССР, 1982, №4, с. 52.
4. Соколов В.А. Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 334 с.
5. Флоренский К.П. Геохимия, 1965, №8, с. 909.
6. Базилевский А.Т. и др. Геохимия, 1982, №7, с. 945.
7. Яковлев О.И. и др. Докл. АН СССР, 1972, т. 206, №4, с. 970.
8. Hashimoto A., Kumazawa M., Onuma N. Earth and Planet Sci. Lett., 1979, v. 43, №1, p. 13.
9. Ulyanov A.A. et al. LPS XI, Abstr., 1981, part 3, p. 1106.
10. Ostertag R. Meteoritics, 1981, v. 16, №4, p. 373.
11. Kotra R.K. et al. LPS XIV, Abstr., 1983, part 1, p. 401.
12. Stephens J.R., Bauer S.H. Meteoritics, 1981, v. 16, №4, p. 388.
13. Kieffer S.W., Simonds Ch.H. Rev. Geophys. and Space Phys., 1980, v. 18, №1 p. 143.
14. Yakovlev O.L., Markova O.M. LPS XIV, Abstr., 1983, part 2, p. 869.
15. Sanders D.M., Halter W.K.J. Amer. Ceram. Soc., 1977, v. 60, №3/4.
16. Базилевский А.Т., Фельдман В.И. Геохимия, 1983, №8, с. 1092.

17. *Альвен Х., Аррениус Г.* Эволюция Солнечной системы. М.: Мир, 1979. 511 с.
18. *Benlow A., Meadows A.J.* Meteoritics, 1975, v. 10, №4, p. 360.
19. *Fanale F.P.* Chem. Geol., 1971, v. 8, p. 79.
20. *Вернадский В.И.* О газовом строе Земли. — Архив АН СССР, фонд 518, оп. 1, №44 (ок. 1932, незаконченная статья). 23 с.
21. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Геохимия, 1976, №12, с. 1763.
22. *Warren P.H., Wasson J.T.* Proc. LPSC VIII, 1977, v. 2, p. 2215.
23. *Delano J.W., Ringwood A.E.* Proc. LPSC IX, 1978, v. 1, p. 111.
24. *Grieve R.A.* Proc. Conf. Lunar Highland Crust., Houston, Tex., 1980, p. 173.
25. *Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В., Гаранин А.В.* В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 18.
26. *Nazarov M.A.* LPS XII Abstr., 1981, v. 2, p. 756.
27. *Korotev R.L., Haskin L.A., Lindstrom M.M.* Proc. LPSC XI, 1980, v. 1, p. 395.
28. Классификация и номенклатура магматических горных пород. /Под ред. Богатикова О.А. и др. М.: Недра, 1981. 160 с.
29. *Gibson E.K. et al.* Proc. LPSC IV, 1973, v. 2, p. 1263.
30. *Nyquist L.E. et al* Proc. LPSC IV, 1973, v. 2, p. 1823.
31. *Флоренский К.П., Иванов А.В., Базилевский А.Т.* В кн.: Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979, с. 204.
32. *Яковлев О.И., Парфенова О.В., Игнатенко К.И.* Метеоритика, 1982, в. 41, с. 141.
33. *Clark B.C. et al.* J. Geophys. Res., 1982, v. B87, №12, p. 10, 059.
34. *Toulmin P. et al.* Science, 1976, v. 194, №4260, p. 81.
35. *Сурков Ю.А. и др.* Космич. исслед., 1980, т. XVIII, вып. 4, с. 623.
36. *Базилевский А.Т. и др.* Геохимия, 1981, №1, с. 10.
37. *Masursky H. et al.* J. Geophys. Res., 1980, v. 85, №A13, p. 8232.
38. *Pettengill G.H. et al.* J. Geophys. Res., 1980, v. 85, №A13, p. 8261.
39. *Флоренский К.П. и др.* Космич. исслед., 1983, т. XXI, вып. 3. с. 340.
40. *Campbell D.B., Burns V.A.* J. Geophys. Res., 1980, v. 85, №A13, p. 8271.
41. *Ходаковский И.Л. и др.* Геохимия, 1978, №12, с. 1821.
42. *Сурков Ю.А. и др.* Космич. исслед., 1976, т. XIV, вып. 5, с. 704.
43. *Барсуков В.Л. и др.* Геохимия, 1982, №7, с. 899.
44. *Флоренский К.П., Николаева О.В.* Докл. АН СССР, 1982, т. 262, №5, с. 1245.
45. *Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.

46. *Герасимовский В.И., Поляков А.И.* В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. М.: Наука, 1974. 147 с.
47. Радиоактивные элементы в горных породах. /Отв. ред. Кузнецов В.А. Новосибирск: Наука, 1975, с. 90–94, 121–125.
48. *Герасимовский В.И., Поляков А.И.* В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 113 с.
49. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. /Под ред. Бородина Л.С. М.: Наука, 1974. 376 с.
50. Уран и торий в магматических и метаморфических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области. /Отв. ред. Митропольский А.С. М.: Наука, 1972, с. 21–105.
51. *Поляков А.И.* Геохимия тория в щелочных породах Кольского полуострова. М.: Наука, 1970. 166 с.
52. *Герасимовский В.И.* Геохимия Илимауссакского щелочного массива (Юго-Западная Гренландия). М.: Наука, 1969. 174 с.
53. *Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н.* Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964. 319 с.
54. *Кренделев Ф.П.* Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. М.: Наука, 1971. 376 с.
55. *Гаврилин Р.Д. и др.* Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1966. 247 с.
56. *Виноградов А.П. и др.* Докл. АН СССР, 1973, т. 208, №3, с. 576.
57. *Brook J., Shaw G.* In: Origin of life. /Ed. Noda H. Tokyo: Jap. Sci. Soc. Press 1978, p. 597.
58. *Кимберли М.М., Димрот Э.* В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 575.
59. *Сидоренко А.В.* В кн.: Осадочная геология глубоко метаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука, 1982, с. 7.
60. *Eichmann R., Schidlowsky M.* Geochim. et cosmochim. acta, 1975, v. 39, №5, p. 581
61. *Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А.* Докл. АН СССР, 1977, т. 234, №4, с. 892.
62. *Белоусов В.В.* Природа, 1982, №1, с. 3.
63. *Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 213 с.
64. *Field D., Raheim A.* Lithos, 1980, v. 13, №4, p. 295.
65. *Балашов Ю.А., Карпенко С.Ф., Филиппов Л.В.* Геохимия, 1982, №12, с. 1705.
66. *Коваленко В.И., Богатииков О.А.* Докл. АН СССР, 1983, т. 267, с. 1196.
67. *Rubey W.W.* Geol. Soc. Amer. Bull., 1951, v. 62, p. 1111.

68. *Барт Т.* Геохимия, 1962, №4, с. 296.
69. *Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я.* Геохимия, 1972, №10, с. 1155.
70. *Уханов Л.В.* Геохимия, 1976, №9, с. 1300.
71. *Балашов Ю.А.* В кн.: Тез. IX Всес. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М.: Изд. ГЕОХИ АН СССР, 1982, т. 1, с. 182.

Поступила в редакцию

11.VII.1983

Институт геохимии и аналитической
химии им. В.И.Вернадского
АН СССР, Москва

ON VOLATILE COMPONENTS AND HIGHLAND MATERIAL OF THE PLANETS

FLORENSKY C.P., NIKOLAEVA O.V.

A consideration of the data on the continental material of the crusts of the terrestrial planets, shows that it is specific for the every planet and varies regularly from planet to planet being correlated with the abundance and composition of true volatiles (H₂O, CO₂, etc.) in the system of outer shells of the planets. A formation of these shells (including the continental material) took place very early during the period terminating the planets' growth and opening their geological history when role of endogenetic precesses was problematic and in the process of heavy bombardment a material was not melting only but partly or completely vaporizing within the system being open predominantly in relation to the outer space. Chemical peculiarities of the continental material can be related with fractionation not only along with the melting ability but with the volatility also. On the planets holding some quantities of the true volatile components the chemical transformation of material during that period took place in a close interaction of impact melting and vaporization with the common geological processes inherent to the planet, for example with aqueous or aeolian sedimentation. Peculiarity of such interactions on the every planet can promote the individuality of continental material of the planet.