Записки Санкт-Петербургского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова
1992. Т. 134

УДК 523.12:523.44:523.51

А.А.БАРЕНБАУМ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АСТЕРОИДОВ И МЕТЕОРИТОВ (НОВАЯ КОСМОГОНИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ)

Предлагается отличная от общепринятой концепция происхождения астероидов и метеоритов. Солнечная система рассматривается как физически „открытая" система тел, которая периодически подвергается сильному галактическому воздействию, ставшему 4,7 млрд. лет назад причиной разрушения Фаэтона. На основании метеоритных данных установлена глубокая связь оболочечного строения Фаэтона и современной Земли, позволяющая лучше понять характер эволюции планет после аккумуляции. Существование химических классов и групп метеоритов получает объяснение как результат смешения материала отдельных внутренних оболочек Фаэтона и газопылевого вещества галактических комет. Рассмотрен круг процессов, происходящих в настоящее время в поясе астероидов, которые важны для понимания природы и происхождения других малых тел Солнечной системы.

В настоящей работе выдвигается отличная от общепринятой концепция происхождения астероидов и метеоритов [19], которая позволяет переосмыслить ряд фундаментальных фактов, положенных в основу современной космогонической доктрины. Анализ с новых позиций эмпирической информации, накопленной в данной и смежных областях знания, исключает возможность образования пояса астероидов совместно с кометами и планетами и настоятельно требует снова вернуться к предположению Г.Ольберса о разрушении Фаэтона как первопричине появления в Солнечной системе пояса астероидных тел.

Постановка задачи и цель работы

Солнечная система рассматривается как физически „открытая" система космических тел, которая циклически – в периоды попадания в струйные потоки галактического вещества – испытывает сильное воздействие извне со стороны движущихся в струях комет, звезд, газопылевых облаков и других образований [2].

Некоторые явления, инициируемые в Солнечной системе галактическими кометами и близко пролетающими около Солнца звездами струйных потоков, автором обсуждались ранее в связи с построением модели глобальной геологической цикличности Земли [17], вопросами происхождения комет Солнечной системы [4], объяснением природы различий C- и S-астероидов кольца [5], а также при оценке размеров, возраста и скорости эволюции Галактики по геологическим данным [3].

В настоящей работе эти процессы, а также процессы, происходящие сегодня в недрах нашей планеты, с использованием принципа униформизма прослежены в глубь времен, включая период образования астероидного материала. На этой основе предложена и обоснована схема формирования и эволюции вещества астероидов и метеоритов, которая позволяет понять и принципиально объяснить их основные свойства, а также проливает свет на некоторые малоизученные вопросы строения и ранней истории Земли и планет.

В соответствии с развиваемыми представлениями, в истории метеоритного вещества необходимо выделить, как минимум, три основных этапа: I) стадию химической дифференциации вещества в недрах Фаэтона; 2) эпоху взрыва и интенсивного разрушения родительской планеты; 3) этап астероидной эволюции. На каждой из перечисленных стадий вещество Фаэтона подвергалось воздействию определенных физических процессов, которые могут быть выявлены на основании анализа приобретенных метеоритами и астероидами качеств и свойств.

Цель работы состоит в том, чтобы на основе предложенной схемы:

I) представить новые аргументы и доказательства в пользу существования Фаэтона;

2) дать предположительную характеристику внутреннего строения и состава пород этой планеты;

3) выявить круг возможных процессов, принимавших участие в формировании метеоритного вещества;

4) предложить новую содержательную трактовку установленных в космохимии и космохронологии закономерностей.

Стадия химической дифференциации в недрах Фаэтона

Данная стадия охватывает период времени с момента образования Фаэтона до начала его разрушения. Предположительная длительность стадии 2 млрд.лет. Утверждается, что на момент взрыва Фаэтон представлял собой вполне сформировавшуюся планету земного типа, уже стратифицированную на систему мантийных силикатных оболочек и имевшую обособленное твердожидкое металлическое ядро.

Обоснование этих принципиальных выводов начнем с рассмотрения современных представлений о составе и строении недр нашей собственной планеты. За основу возьмем „хондритовую" модель Земли, разработанную Р.Хартом и другими исследователями [29]. Данная модель отвечает известным значениям массы и вращательного момента Земли, спектру частот ее собственных колебаний, а также скоростям распространения продольных и поперечных сейсмических волн на разных глубинах, вплоть до центра планеты. Перечисленные физические параметры сегодня измерены для Земли с такой точностью, которая накладывает весьма жесткие ограничения на возможный химический и минеральный состав тела планеты.

Модель Харта построена на предположении [8], что наша планета полностью сложена веществом углистых хондритов, более чем на 90 % представленным всего пятью химическими элементами, %: O - 32, Fe - 25, Si - I4,5,

Mg - 12,5 и S - 8. Известно, что если дать этим элементам возможность в условиях высоких температур образовывать соединения, то с учетом их соотношения в смеси, химического сродства и свойств электроотрицательности они должны сформировать в теле Земли три последовательных слоя. Верхний слой - литофильный, с преобладанием силикатов Mg и Fe, средний - халькофильный, представленный FeS, и самый внутренний - сидерофильный, из металлического Fe. На этом основании внешняя зона нашей планеты будет иметь существенно силикатный состав, далее идет слой богатый сульфидами, а еще ниже накапливаются излишки железа, образуя центральное ядро. Все остальные - неучтенные металлические M и неметаллические химические элементы земного вещества распределяются по этим слоям в соответствии со своими электрохимическими свойствами.

В течение всей активной стадии развития планеты в ее теле происходят равновесные реакции следующего типа:

$$\left.\begin{array}{l} M\text{-сульфид} + \text{Fe-силикат} = M\text{-силикат} + \text{Fe-сульфид}; \\ M + \text{Fe-сульфид} = M\text{-сульфид} + \text{Fe}, \end{array}\right\} \qquad (I)$$

которые постепенно сортируют указанные категории элементов, распределяя их в соответствующие зоны.

Согласно данной модели, Земля в современную эпоху до глубин 30-40 км на материках и примерно 5-10 км под океанами покрыта сравнительно холодной и твердой корой, которая "изостатически «плавает" на слое частично расплавленных мантийных пород оливиново-пироксенового состава. На глубине 420±20 км при давлении P = 120±10 кбар и температуре T = 1600±50 °С происходит фазовый переход оливинов в структуру β-шпинели, сопровождающийся примерно 7-процентным возрастанием плотности пород. У рубежа 650-700 км (P = 200 кбар, T = 2200 °С) происходит дальнейшее уплотнение кристаллической решетки силикатных минералов, связанное с переходом их в постшпинелевые модификации. А еще ниже, при h = 1050 км (P = = 400 кбар), все силикаты приобретают структуру перовскита, которая остается устойчивой вплоть до границы земного ядра.

При высоких температурах и давлениях железо и магний легко замещают друг друга в каркасе пород. Поэтому на основании реакции (I) и в силу особенностей фазовых диаграмм железо-магниевых силикатов следует ожидать закономерного обеднения их железом с глубиной и выделения последнего как менее тугоплавкого и более подвижного и тяжелого компонента в отдельную фазу, которая мигрирует к центру планеты. Причем в этом процессе железо способно растворить и увлечь за собой всю имеющуюся серу [8].

С глубины 2885 км, где P = 1,4 Мбар, а возможные температуры 1800-3900 °С, начинается металлическое земное ядро. На границе «мантия - ядро" плотность пород резко возрастает от 5,5 до 9,9 г/см^3. Вещество внешней зоны ядра (h < 5155 км) находится в расплавленном состоянии, а ниже этой границы становится твердым. Плотность внутреннего ядра ρ, равная 12,6-13,0 г/см^3, не может быть обеспечена одним Fe и требует присутствия здесь примерно 10-20 % Ni, который образует с железом сплав.

Широкий диапазон возможных температур, допускаемых для центральной области Земли, обусловлен трудностями учета содержаний и распределения серы во внешней зоне ядра. Это связано с тем, что система $Fe + FeS$ легко образует эвтектическую смесь с аномально низкой температурой плавления, эта смесь первой и вступает в расплав. Экспериментально оценено [32], что содержание S в составе эвтектики у границы ядра и мантии составляет примерно 17,5 % и уменьшается к границе внешнего и внутреннего ядра до 15 %.

По мнению Д.Брауна и А.Массета [8], изложенные выше представления о составе недр Земли вполне хорошо отвечают накопленным эмпирическим данным, нуждаясь в уточнении главным образом для интервалов химического и минералогического изменения состава вещества. Это прежде всего кора и первые 1000 км мантии, а также область над границей с ядром (2780–2885 км) и зона (4590–5155 км), отделяющая внешнее ядро от внутреннего. В частности, установлено, что для нижней мантии данная модель приводит к систематическому занижению относительной плотности пород на 3–5 %.

Последний недостаток модели, как показал Ф.Пресс [28], может быть легко устранен, если отказаться от допущения химической однородности состава мантии на всю ее толщину и предположить, что с глубиной в ней происходит изменение железо-магниевого отношения от 0,25 в верхней мантии до 0,6 в нижней. Согласно экспериментальным данным Л.Лиу [10], такие изменения прежде всего следует ожидать на глубинах фазовых переходов в мантийных силикатах.

Изложенные выше современные представления о строении Земли и закономерностях изменения ее пород с глубиной находят свое подтверждение и при анализе метеоритов, если рассматривать их отдельные классы как вещество разных внутренних оболочек Фаэтона, хотя и в некоторой степени измененное.

Чтобы этот вывод стал более убедительным, в табл.1 сопоставлена вероятность падений на Землю метеоритов основных классов и групп, вычисленная по данным Д.Сирса и Р.Додда [31], с объемами внутренних оболочек нашей планеты согласно описанной выше модели. Для удобства сравнения все классы метеоритов мы расположили сверху вниз в соответствии с правилами Г.Прайора [30] в порядке увеличения общего железосодержания и уменьшения содержания Fe в силикатной части пород.

Из данных табл.1 хорошо видно, что каждому из основных метеоритных классов, за исключением углистых, можно поставить в соответствие по составу вещества земной аналог: разнородной группе магматических сильно брекчированных ахондритов – земную кору; каменным хондритам с очень низким (LL), низким (L) и высоким (H) содержанием Fe, а также энстатитовым (E) метеоритам – соответственно породы верхней, средней и нижней мантии, а железокаменным и железным метеоритам – материал внешнего и внутреннего земного ядра. Наиболее примитивные – углистые хондриты, не имеют земного аналога и потому вынесены на нулевое место. Как было показано автором [5], они в основном представлены слабо измененным веществом галактического происхождения и формировались в иных условиях и позже метеоритов других типов.

Таблица I

Вероятность падений метеоритов разных классов в сопоставлении с объемами основных внутренних оболочек Земли

Номер группы	Класс метеоритов	Вероятность падений, %	Оболочка Земли (нижняя граница, км)	Объем оболочки, %
0	Углистые хондриты *(C)*	4,3		
I	Ахондриты	7,2	Земная кора (33)	1,55
II	Амфотериты *(LL)*	8,0	Верхняя мантия (420)	16,96
III	Оливин-гиперстеновые *(L)*	38,8	Переходная зона (670)	9,84
IУ	Оливин-бронзитовые *(H)*	33,6	" " (1050)	13,39
У	Энстатитовые *(E)*	1,6	Нижняя мантия (2885)	41,87
УI	Сидеролиты	1,1	Внешнее ядро (5155)	15,69
УII	Сидериты	5,1	Внутреннее ядро (6371)	0,70

Явное подобие прослеживается и в строении ядер Земли и Фаэтона. Свидетельством существования в металлическом ядре Фаэтона жидкой и твердой фаз является обнаружение Э.Соботовичем [2I] в классе железных метеоритов двух из разновидностей, отличающихся составом металла и возрастом. Метеориты первой группы Fe(I) с наиболее примитивным свинцом, представленные октаэдритами (6-I4 % Ni), имеют возраст, совпадающий с временем отвердевания большинства хондритов. Метеоритное железо второго типа Fe(II), содержащее более радиогенный свинец, характеризуется более широким диапазоном содержаний: $Ni = 4 \div 26$ % и $Pb \approx 10^{-8} \div 10^{-7}$ г/г – и по возрасту на 0,3-I,9 млрд.лет старше. Присутствие в Fe(II) радиогенного Pb нельзя приписать распаду урана, концентрация которого на много порядков меньше, чем требуется.

Для объяснения этих фактов в рамках современных представлений об образовании планет [8] необходимо предположить, что формирование твердого ядра Фаэтона началось около 7 млрд.лет назад. Процесс роста ядра происходил в условиях близких к адиабатическим при температурах и давлениях, не достаточных для полного плавления его материала. Первоначальную основу твердого ядра Фаэтона составило железо Fe (II), сильно и неравномерно обогащенное многими сидерофильными элементами: Ni, Co, P и др. В отличие от него железо типа Fe(I) поступило в ядро позднее уже как продукт существенной дифференциации исходного вещества, испытавший плавление и разделение на металлическую и силикатную фазы. Одновременно с увеличением объема жидкого ядра должно было происходить формирование и всех других пяти мантийных оболочек Фаэтона.

Этот вывод, а также анализ данных табл.I позволяет нам высказать ряд общих соображений, касающихся характера эволюции недр планет земной группы на постаккреционной стадии. Если грубо принять частоту падений метеоритов (табл.I) пропорциональной объемам соответствующих внутренних оболо-

чек Фаэтона и сравнить эти данные с земными, то следует заключить, что процессы дифференциации планетных недр очень активно продолжаются и после образования планет, причем идут в направлении уменьшения размеров внешних и роста их внутренних оболочек. Данный процесс, в соответствии с химическими преобразованиями (I), должен сопровождаться выплавлением из силикатных минералов Fe и S, которые постепенно мигрируют к центру планеты. Миграции обоих элементов сквозь толщу пород способствует соединение их в структуру троилита, который в форме эвтектической смеси по отдельным, вероятно, более проницаемым каналам поступает в ядро.

Свидетельства высокой активности миграционных явлений в недрах Фаэтона, и прежде всего в его нижней мантии и внешнем ядре, мы непосредственно находим в составе метеоритного вещества. С существованием миграционных процессов в мантии определенно связаны подразделение энстатитовых метеоритов на *EH*- и *EL*-типы [22], заметно различающиеся содержанием Fe, S, P и рядом других элементов, а в ядре – специфическая разновидность железных метеоритов – соротиты, представленные смесью никелистого железа октаэдритовой структуры с троилитом. Как содержание троилита в соротитах (25–47 %), так и соотношение серы и Fe в высокожелезистых энстатитовых (*EH*-тип) образцах [22] хорошо соответствуют составу эвтектического расплава в условиях внешнего ядра Земли.

Следует отметить, что процесс дифференциации вещества протекает в настоящее время и в теле нашей планеты. Судя по данным геофизических измерений, у Земли он в основном локализован в пограничном слое (2780–2875 км) у подошвы мантии и в переходной зоне (4590–5155 км) между внутренним и внешним ядрами. В этих областях обнаружено некоторое уменьшение скоростей сейсмических волн, которое интерпретируется [7] в пользу существования здесь физических неоднородностей среды. Такая неоднородность может свидетельствовать об интенсивной миграции через границы указанных зон расплавов вещества. Расчеты показывают [8], что миграционные явления в глубоких недрах Земли могут происходить до тех пор, пока масса внутреннего ядра не достигнет примерно 10 % массы планеты. Тогда оно должно полностью состоять из железа и включать весь имеющийся никель, а во внешнем ядре останется чистая эвтектическая смесь.

Рассматривая Фаэтон и Землю, как во многом подобные друг другу планеты, имеет смысл подчеркнуть и их явные различия. Отличие нашей планеты проявляется в меньшей железистости ее мантийных силикатов, более слабой изменчивости химического состава пород на границах фазовых переходов, преобладании объема внутренней мантийной оболочки над внешними и, наконец, в сравнительно больших размерах и массе металлического ядра. Все эти различия легко объяснимы более длительным периодом дифференциации вещества Земли по сравнению с Фаэтоном, прервавшим свою планетарную эволюцию на относительно ранней стадии.

Итак, несомненная аналогия между внутренним строением обеих планет и, как следствие, их близкое термобарическое состояние позволяют нам заключить, что еще в недрах Фаэтона астероидное вещество претерпело ряд

глубоких физико-химических преобразований, вследствие которых: а) возникли два главных его типа, представленных соответственно силикатным материалом и железо-никелевым сплавом; б) силикаты оказались дифференцированными по составу на четыре основные химические группы: LL, L, H и E, - а металл на три: Fe (I), Fe (II) и FeS; в) все вещество было нагрето до нескольких тысяч градусов и находилось под высоким давлением.

Стадия взрыва Фаэтона

Предполагается, что фрагментация Фаэтона началась около 4,7 млрд.лет назад в один из периодов нахождения Солнца в струйных потоках Галактики. Наиболее вероятной причиной гибели Фаэтона стал близкий к нему пролет звезды струйного потока, аналогичный тем, которые неоднократно происходили в Солнечной системе и позже [3]. Пролетевшая рядом звезда нарушила фигуру устойчивости Фаэтона, стимулировав тем самым начало его фрагментации.

Согласно [18], для разрушения Фаэтона подобным образом планете требуется сообщить сравнительно небольшой импульс, способный создать в ней мгновенное давление, равное давлению в ее центре. При этом, однако, не происходит передача планете большой кинетической энергии, и потому подавляющая часть фрагментов Фаэтона должна была остаться на его орбите, сформировав кольцо.

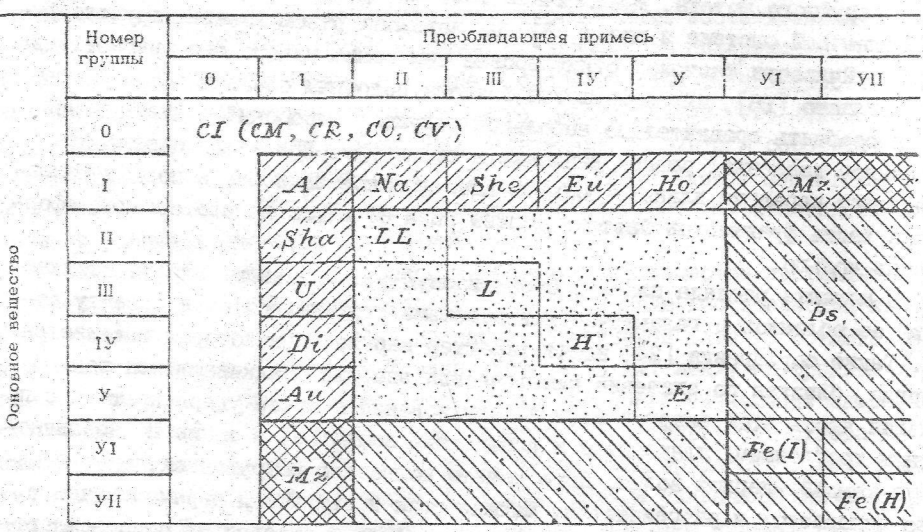
С момента распада планеты очень важную роль начинают играть столкновения ее обломков с галактическими кометами струйных потоков и между собой. Такие соударения [24] носят характер взрыва, при котором выделяется энергия, близкая по значению кинетической энергии сталкивающихся тел. Бо́льшая часть этой энергии идет на образование в месте удара кратера с попутным дроблением, плавлением и испарением вещества, а также на возникновение мощной ударной волны. Ядро кометы полностью разрушается, а ее вещество испаряется и рассеивается, механически и химически перемешиваясь с астероидным материалом. Все столкновения комет и астероидов сопровождаются обильным испусканием кометной и метеоритной пыли. Общая масса вещества, выброшенного при образовании воронки, может в десятки и сотни раз превышать массу ударившей тело кометы. У очень крупных тел основная масса этого материала возвращается назад и выпадает обратно на их поверхность.

В эпоху взрыва Фаэтона, когда количество и масса его обломков в кольце была примерно в $3 \cdot 10^3$ раз больше, чем сейчас [6], а сами они были нагреты до состояния плавления, такие столкновения приводили к выбросу в межпланетное пространство огромных количеств испарявшегося кометного и расплавленного астероидного материала. В космических условиях на удалении Фаэтона от Солнца капли и брызги расплава с налипшими на них частицами пыли и газа [22] быстро охлаждались и выпадали на астероидные тела уже как твердые, кристаллизовавшиеся образования. Это способствовало формированию на поверхности крупных, еще не остывших фрагментов Фаэтона слоя сильно измененных пород специфической хондритовой структуры. Обломки таких пород, в большей или меньшей степени затронутые процессами хондрообразования, плавления и метаморфизма, составляют основную долю метеоритов, выпадающих сегодня из астероидного пояса на Землю.

Генетическая классификация метеоритов, основанная на предположении их образования в результате механического и химического смешения материала разных зон Фаэтона (табл.I) и кометного вещества, приведена в табл.2. С целью упрощения классификационной схемы мы ограничились учетом только двух составляющих метеоритного вещества - основного материала и преобладающей примеси. Хотя реальные процессы при метеоритообразовании гораздо сложнее, табл.2, на наш взгляд, в основном правильно отражает известные [9] генетические связи метеоритов разных классов и групп.

Таблица 2

Генетические связи метеоритов



Примечание. В табл.2 приняты следующие условные обозначения: ⁘ - хондриты; ▨ - анохондриты; ▭ - углистые хондриты; ▧ - железные метеориты;

LL - оливин-пижонитовые	*Na* - наклиты
L - оливин-гиперстеновые	*Eu* - эвкриты
H - оливин-бронзитовые	*Ho* - говардиты
E - энстатитовые	*She* - шерготиты
Fe - железные (I и II типы)	*Sha* - шассиньиты
Mz - мезосидериты	*U* - уреилиты
Ps - палласиты	*Au* - обриты
A - ангриты	*Di* - диогениты

Главная диагональ таблицы, за исключением ангритов, соответствует метеоритам, вещество которых после взрыва Фаэтона либо не претерпело никаких химических изменений, либо испытало смешение с материалом своего типа. В недиагональных клетках таблицы размещены метеориты смешанного состава.

Углистые хондриты определены как вещество газопылевого кометного конденсата и испарившихся частичек железа и каменного материала, отлагавшихся при низких температурах на поверхности крупных астероидных тел, либо без посторонних включений – тип CI, либо – все другие их типы – в механической смеси с переохлажденными каплями (хондры) и мелкими обломками минералов пород разного исходного состава. В ряду от CI к CR состав матрицы углистых метеоритов меняется от существенно водных к безводным минеральным ассоциациям, а количество инородных включений растет.

В отличие от C-метеоритов ахондриты представляют собой продукты полного плавления и глубокого химического преобразования кометного вещества, имевшего место в приповерхностных слоях крупных фрагментов Фаэтона. Выделены две разновидности ахондритов с большей (низкокальциевые) и меньшей (высококальциевые) долей материала родительских тел. Бедные кальцием (0–3 % Ca) ахондриты: шассиньиты, уреилиты, диогениты и обриты, – обнаруживают большее сходство по химизму с веществом родительских тел, чем их богатые кальцием (5–25 % Ca) аналоги: наклиты, шерготтиты, эвкриты, говардиты и, особенно, ангриты.

К ахондритам по многим признакам [9] тесно примыкают мезосидериты, которые прежде всего отличает высокое массовое содержание железа. По нашей классификации, мезосидериты – это те же ахондриты, только образовавшиеся либо на обломках металлического ядра Фаэтона, либо при участии больших содержаний железа.

Палласиты I и II типов, по А.Явнелю [26], различающиеся количеством никелистого железа и степенью железистости силикатной фазы, определены как результат внедрения расплавленного металла ядра Фаэтона в породы соответственно нижней и средней мантии, а сидериты, содержащие оба типа метеоритного железа [23], – как продукты смешения материала внешнего и внутреннего ядер планеты. Другие отличия среди железных метеоритов [22], позволяющие подразделить их по структуре на 4 типа (гексаэдриты, октаэдриты, атакситы и соротиты) и на 16 групп по содержанию основных примесных (Ni, P, S) и редких (Ir, Ga, Ge, Pb и др.) химических элементов, мы связываем с изначальной химической неоднородностью металлического ядра Фаэтона, а также с различиями в условиях охлаждения его обломков после разрушения планеты.

Обыкновенные хондриты, которым отведена центральная часть классификационной схемы, так же как и метеориты других классов, несут следы смешения материала близких зон Фаэтона. Однако из-за сходства пород мантийных оболочек планеты результаты такого смешения сводятся главным образом к изменению соотношения в их веществе оливинов и пироксенов и увеличению диапазона вариаций железа.

Необходимо отметить, что, вследствие разрушения Фаэтона, вещество его мантийных оболочек неравновесно переходило через состояние плавления из высокобарических в низкобарические условия. Это должно было сопровождаться изменением его минерального состава с преимущественным образованием после остывания оливинов и пироксенов, находящихся на ликвидусе для пород соот-

ветствующего химического ряда. Поэтому в метеоритах LL-, L- и H-типов наиболее распространенным минералом оказывается оливин, а в энстатитовых ахондритах и хондритах, образовавшихся из пород, в составе которых оливин изначально отсутствовал, – пироксен.

Отлагавшийся на поверхности нагретых астероидных тел каменный материал подвергался здесь повторному плавлению и термальному метаморфизму. Эти процессы значительно влияли на степень выраженности и сохранности его хондритовой структуры, которую В.Ван Шмус и Дж.Вуд [34] предложили рассматривать в качестве петрологической характеристики вещества метеоритов. По мере уменьшения числа столкновений в астероидном поясе и остывания самих астероидов снижалась степень постаккреционных изменений хондритового вещества. Одновременно с отвердением материала прекращался его флюидный и газовый обмен с окружающей средой.

Продолжительность некоторых важных периодов формирования метеоритного вещества и его отдельных фаз удается установить методами космохронологии. Эти методы основаны на измерении изотопных сдвигов в составе ряда химических элементов, вызванных распадом радиоактивных нуклидов ^{244}Pu, ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th, ^{187}Re, ^{129}I, ^{87}Rb, ^{40}K, ^{26}Al и др. Все перечисленные радиоактивные изотопы в основном образуются в реакциях термоядерного синтеза при взрывах звезд [13]. В частности, установлено, что вымершие к настоящему времени нуклиды ^{26}Al, ^{129}I и ^{244}Pu своим присутствием в метеоритном веществе обязаны [22] включениям в него твердых частиц межзвездной пыли, не переработанных солнечной плазмой. Однако оценки возрастов образования метеоритов по радиогенному изотопу ^{26}Mg, возникающему в результате распада ^{26}Al, и радиогенному ^{129}Xe, образующемуся при распаде ^{129}I и делении ^{244}Pu, оказываются различными. „Магниевый" возраст t_{Mg} составляет примерно 10^6 лет, а „ксеноновый" равен $(0{,}3\text{–}8)10^8$ лет с максимумом в распределении около 100 млн.лет [23].

В рамках существующей космогонической концепции Э.Соботович и В.Семененко [23] интерпретируют величину t_{Mg} как время, прошедшее между окончанием нуклеосинтеза и образованием конденсатов, а величину t_{Xe} трактуют как интервал времени между последним нуклеосинтезом и образованием метеоритов. Другие исследователи не делают таких различий, приписывая второй возраст метеоритов близкому взрыву сверхновой звезды, в результате которого в протопланетную туманность поступили новые порции радиоактивного вещества.

Для объяснения существования у метеоритов двух „малых" возрастов нам нет необходимости привлекать столь искусственные предположения, как случайные близкие взрывы сверхновых.

В работах [3, 17] было показано, что в процессе эволюции спиральных галактик в их ядрах интенсивно идет взрывное разрушение „старых" звезд. Образующиеся при этом газопылевые продукты, обогащенные изотопами ^{26}Al, ^{129}I, ^{244}Pu и др., накапливаются в околоядерном диске Галактики и затем выбрасываются из него в ходе струйного истечения. В составе, в частности, льдов кометных ядер пылевые частицы могут достигать пределов Солнечной

системы, где при столкновении комет с астероидами легко смешиваются с астероидным материалом и участвуют в формировании метеоритного вещества.

Отсюда понятно, что „магниевый" возраст должен определять время образования самих пылевых частиц при взрывах звезд. Его малое значение свидетельствует, что процессы пылеконденсации при взрывном разрушении звезд происходят довольно быстро – за время меньшее или, по крайней мере, соизмеримое с периодом полураспада изотопа ^{26}Al.

В отличие от него более высокий „ксеноновый" возраст характеризует время, прошедшее с момента взрыва отдельных звезд в центре Галактики до момента смешения их газопылевых продуктов с обломочным материалом Фаэтона. Другими словами, это время накопления пыли в околоядерном диске Галактики и последующей доставки пылевых частиц к Солнцу галактическими кометами. „Ксеноновый" возраст имеет жесткий нижний предел, определяемый условием $t_{min} = R/v \approx 30$ млн.лет (где $R \approx 10$ кпк – расстояние Солнца от галактического центра; $v = 300$ км/с – скорость вещества в струйных потоках [2]). Фактические значения t_{Xe} говорят о том, что значительную часть своей жизни, еще до включения в состав кометных льдов, пылевые частицы проводят в центральной области Галактики.

Важно отметить, что в отличие от углистых метеоритов большинство обыкновенных хондритов не обнаруживает избытка радиогенного ^{129}Xe и вообще характеризуется очень низким общим содержанием ксенона [23]. Это означает, что их вещество окончательно сформировалось или испытало последний значительный нагрев (до 500 °С и выше) уже после того, как входящие в их состав ^{129}I и ^{244}Pu полностью распались.

Таким образом, „магниевое" и „ксеноновое" значения возраста метеоритов несут важную информацию об условиях образования пыли в ядре Галактики, но никак не связаны со взрывом Фаэтона.

Время разрушения планеты и отвердения метеоритов может быть установлено по содержанию в метеоритном веществе долгоживущих радиоактивных нуклидов с периодами полураспада 10^9–10^{11} лет. Результаты таких исследований [23] приводят нас к выводу, что фрагментация Фаэтона и, соответственно, формирование метеоритного вещества были не одноразовым событием, а циклическим процессом, который резко активизировался в периоды нахождения Солнечной системы в струйных потоках Галактики. Наиболее активная его фаза, которую мы определили как эпоху взрыва Фаэтона, по всей видимости, наблюдалась 4,7–4,4 млрд.лет тому назад. В указанный интервал в основном укладываются [23] оценки возрастов отвердевания по всем разновидностям метеоритов. Исключение составляют лишь некоторые железные метеориты типа Fe (II), возраст которых оказывает очень древним (примерно 6–7 млрд.лет), а также обычные метеориты меньшего возраста, испытавшие полное или частичное плавление намного позже основного цикла метеоритообразования.

Итак, наше рассмотрение показывает: I) около 4,7 млрд.лет назад, в один из периодов пребывания Солнца в струйных потоках Галактики, планета Фаэтон разрушилась близко пролетевшей звездой и распалась на множество расплавленных частей, которые стали объектами столкновений с галактическими

кометами; 2) столкновения обломков Фаэтона с кометами и между собой сопровождались выбросом в межпланетное пространство огромного количества расплавленного и твердого обломочного материала, а также кометных газов и пыли, которые, захватываясь астероидными телами, формировали на поверхности крупных, еще не остывших фрагментов планеты слой сильно измененных пород специфической хондритовой структуры и состава; 3) одновременно происходило механическое и химическое смешение материала разных оболочек Фаэтона. Метеориты, поступающие сегодня из астероидного пояса, - это образцы того вещества, которое сформировалось и отвердело в основном 4,7-4,4 млрд.лет назад в ходе этих процессов.

Астероидная стадия

Астероидным назван наиболее продолжительный период существования метеоритов с момента кристаллизации их вещества на поверхности или в недрах фрагментов Фаэтона по наши дни.

На протяжении этой стадии интенсивность столкновений в астероидном кольце настолько упала, что уже в первый миллиард лет после начала разрушения планеты доминирующими стали процессы остывания астероидных тел и кристаллизации их вещества. Скорость охлаждения вещества составляла 0,I-I00 °С в миллион лет [9] в зависимости от размеров, начальной температуры и состава отдельных тел. Процесс остывания сначала часто, а затем все реже нарушался импактными событиями, которые могли вызвать повторное плавление и кристаллизацию астероидного материала. Однако они носили локальный характер и затрагивали лишь приповерхностный слой астероидов. Не прекращающиеся столкновения с галактическими кометами в периоды пребывания Солнца в струйных потоках разрушали астероиды и постепенно приводили к уменьшению их суммарной массы в кольце.

Особенно сильная активизация всех процессов в астероидном поясе отмечалась при близких к Солнцу пролетах звезд, датируемых 3,6; 2,6; I,65 и I,I млрд.лет назад [3]. В такие моменты астероидные тела приходили в сильное возбуждение, астероиды покидали кольцо и часть из них выпадала на поверхность Земли и других планет. С этими периодами, как мы полагаем, главным образом связано ооразование на Луне масконов и позднее базальтовых морей [I6], а на Земле - формирование отложений железистых кварцитов [II].

Более полное представление о данной стадии эволюции дает рассмотрение некоторых явлений в астероидном поясе, обусловленных последним пребыванием Солнца в одном из двух струйных потоков Галактики - рукаве Ориона - Лебедя, в период $3{,}6 \leq t \leq 0{,}6$ млн.лет назад [I7].

При существующем распределении астероидов кольца по диаметрам основной вклад (примерно 99 %) в разрушение галактических комет при их столкновениях с астероидами вносят соударения с телами малых, метровых, размеров [4]. Такие столкновения приводят к обильному пылеиспусканию и массовой генерации вторичных комет, которые могут захватывать и включать в состав своих ядер какое-то количество обломочного астероидного материала. Дальней-

шая судьба этих комет в основном определяется скоростью, которую они приобретают при рождении. Подавляющее большинство комет, не испытав столкновений ни с астероидами, ни с планетами, навсегда покидает пределы Солнечной системы. Однако около 10^{-5} части вторичных комет, чья скорость относительно Солнца не превышает критического значения $v_* = 25$ км/с, захватывается Солнцем и наблюдается в виде долго- и короткопериодических комет.

Долгопериодические кометы – это кометы, которые были выброшены из астероидного пояса со скоростями, близкими к v_*, и потому приобрели сильно вытянутые орбиты и большие орбитальные периоды. Направления их вылета преимущественно ориентированы в сторону антицентра Галактики, а орбиты тяготеют к галактической плоскости. Для комет, впервые после выброса возвращающихся к Солнцу, размеры орбиты $a = t^{2/3}$ определяются моментами "входа" Солнца в струйный поток и "выхода" из него и составляют $1{,}4 \cdot 10^4 \leq 2a \leq 5 \cdot 10^4$ а.е. Большое количество среди них слабо гиперболических и параболических комет, а также концентрация перигелийных точек их орбит в направлении апекса связаны с собственным ускорением орбитального движения в Галактике, которое в современную эпоху составляет 3,2 км/с в миллион лет [17].

Если множество захваченных Солнцем долгопериодических комет уподобить "кометному облаку", то, во-первых, в отличие, например, от гипотетического облака комет Оорта [25] оно оказывается существенно нестационарным: его средний радиус во времени растет, а число комет неуклонно падает, во-вторых, общее количество комет в облаке оценивается величиной 10^7 [3], большинство из них сегодня находится на возвратном участке своих траекторий.

Короткопериодические кометы имели начальную скорость меньше v_*, что не позволило им значительно удалиться от Солнца. По составу они мало чем отличаются от долгопериодических, разве что содержат в своем ядре бóльшую долю астероидных обломков. Орбиты короткопериодических комет тяготеют к плоскости эклиптики, а сами они почти равномерно распределены в пространстве между орбитами Юпитера и Нептуна и в обычном состоянии не наблюдаемы. Случайные тесные сближения с планетами-гигантами "отбрасывают" эти кометы в сторону Солнца, и тогда их обнаруживают как кометы, принадлежащие семейству соответствующей планеты. Чаще всего [12] такой "захват" переводит комету с одной ненаблюдаемой орбиты на другую с кратковременным выходом в зону, где их удается открыть, и реже они переходят на орбиты, где наблюдаются десятки раз. При многократных пролетах около Солнца ледяные ядра комет испаряются и на их месте остаются метеоритные рои [1].

Рассчитанное автором на основе этих представлений распределение комет по семействам больших планет (рис.1, хорошо совпадает с фактически наблюдаемым [25]. Общее число короткопериодических комет, сохранившихся к настоящему времени в межпланетном пространстве, оценивается значением 10^6 [3]. Поскольку время жизни комет в Солнечной системе вряд ли превышает 10^7 лет, с большой долей уверенности можно утверждать, что все они

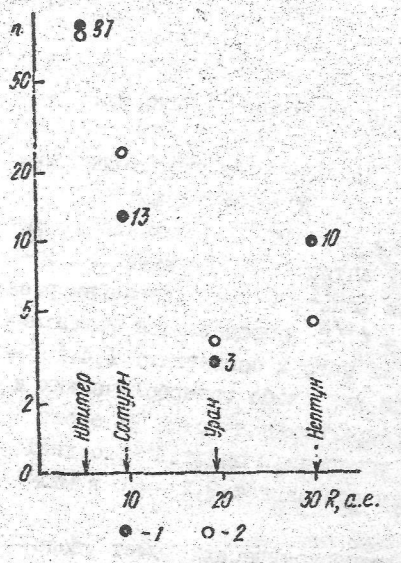


Рис.1. Распределение короткопериодических комет по семействам больших планет
1 – наблюдения; 2 – расчет; числовые значения – количество наблюдавшихся членов семейства n

являются результатом последнего дробления галактических комет на телах астероидного пояса.

Следствия недавнего дробления наблюдаются и среди астероидов. Подавляющее большинство астероидных тел Солнечной системы сегодня концентрируется в тороидальной области (рис.2), на месте бывшего Фаэтона. Здесь они движутся со средней скоростью 20 км/с при скорости относительно друг друга примерно меньше 5 км/с, затрачивая на один оборот вокруг Солнца от 3 до 9 лет. В пределах этого кольца астероиды могут находиться [20] все 4,7 млрд.лет с момента образования, лишь несколько меняя орбиты.

Имеется, однако, множество астероидных тел и вне кольца. Особый интерес представляют группы Амура, Аполлона и Атона, траектории которых далеко проникают в глубь планетной системы, достигая Земли, Венеры и даже Меркурия. Как правило, это относительно мелкие, светлые объекты, обладающие очень большими эксцентриситетами или наклонениями орбит к плоскости эклиптики. Приобретены такие орбиты астероидами этих групп могли быть лишь сравнительно недавно.

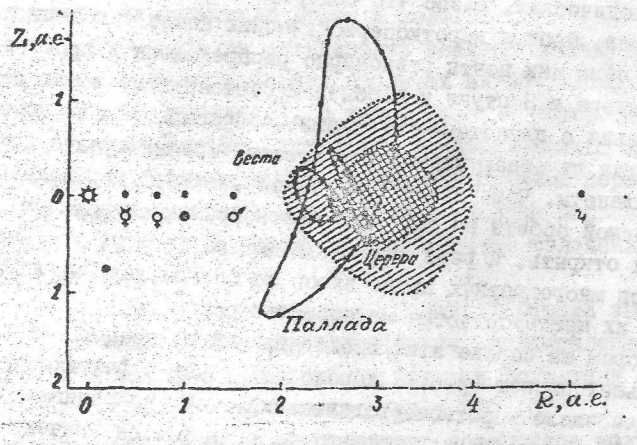


Рис.2. Сечение кольца астероидов (заштриховано) плоскостью, перпендикулярной плоскости эклиптики (по Л.Кресаку)
Петли – траектории движения в этой плоскости Паллады, Весты и Цереры. Редкая штриховка соответствует меньшей пространственной плотности астероидов. Значками обозначены отдельные планеты и Солнце

Важной характеристикой «возраста» астероидов является отражательная способность ρ их поверхности. По величине альбедо ρ все тела астероидного пояса четко подразделяются [20] на «темные» с $\rho \leq 0{,}09$ (C-тип) и «светлые» с $\rho > 0{,}09$ (S-тип), и лишь несколько очень крупных тел со сложными спектрами относят к типу U. По свойствам поверхности C-астероиды весьма напоминают углистые хондриты, в астероидном поя-

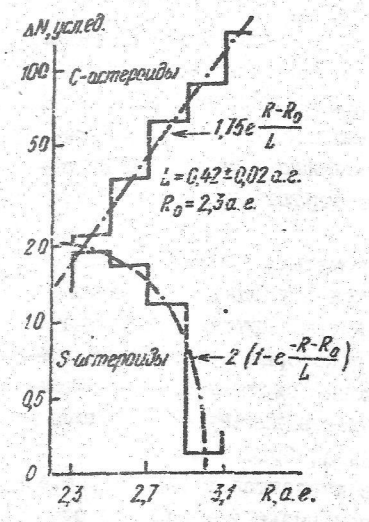


Рис.3. Распределение в кольце числа C- и S-астероидов с диаметром более 50 м как функция гелиоцентрического расстояния. (по [20])

се они явно тяготеют к его наиболее удаленной от Солнца зоне. Наоборот, S-астероиды концентрируются у внутреннего края кольца, их спектры более разнообразны и, если не вдаваться в детали, в основном соответствуют обычным хондритам, железным и железокаменным метеоритам.

Проанализируем распределение C- и S-астероидов в кольце (рис.3). Видно, что в пределах кольца с увеличением гелиоцентрического расстояния плотность C- и S-астероидов меняется по разным экспоненциальным законам, но с одной и той же константой $L = 0,42 \pm 0,02$ а.е. Это график позволяет сделать вывод, что главной причиной различий C- и S-астероидов по альбедо является разная степень "загрязнения" их поверхности темным газопылевым конденсатом. Наблюдаемый характер распределения астероидов в пределах кольца объясняется [5] конкуренцией двух процессов: 1) накоплением на поверхности астероидных тел пыли; 2) разрушением самих астероидов кометами.

Столкновения комет с астероидами сопровождаются выбросом в межпланетное пространство больших количеств кометных газов и пыли, а также метеоритных частиц. В периоды кометных бомбардировок они, как облаком, обволакивают всю Солнечную систему. Самые мелкие пылинки (примерно 10^{-5} см) быстро выметаются из облака лучевым давлением Солнца. Более крупные частицы, вследствие эффекта Пойтинга – Робертсона, наоборот, медленно "спиралят" к центру и за время 10^5–10^7 лет выпадают на Солнце [1]. Пересекая пояс астероидов, пылевые частицы "вычерпываются" его телами и оседают на их поверхности.

Проникновение пыли в область пространства, занятого астероидами, носит характер, близкий к диффузионному, для которого наблюдаемое значение константы L легко объясняется поглощением пыли астероидными телами с диаметрами $D > 10$ см [5]. Наиболее интенсивно захватывают пылевые частицы крупные объекты: при прочих равных условиях скорость отложений на их поверхности пыли растет пропорционально $D^{8/5}$. Поэтому неслучайно, что среди больших астероидов кольца с $D \geq 80$ км, согласно [20], 83 % тел относится к типу C, т.е. покрыты достаточно толстой пылевой "коркой", и только 13 % – к типу S.

Расчеты показывают, что при существующей плотности галактических комет в струйном потоке Ориона – Лебедя, оцениваемой $2 \cdot 10^{-12}$ комет в год на квадратный километр [4], за время пребывания в нем Солнечной системы (примерно миллион лет) шанс столкнуться с кометой один раз за 3 млрд.лет

имеет примерно один астероид из 100 диаметром 80 км и каждый с $D \simeq 1000$ км. Поэтому самые крупные тела (Церера, Паллада, Веста) сравнительно часто испытывают удары комет и в той или иной форме захватывают значительную часть образующихся при этом обломков и пыли. В результате все они имеют близкие спутники, являются родоначальниками богатых астероидных семейств, а их поверхность характеризуется сильной неоднородностью отражательных свойств, которая заставляет отнести их к типу U.

Астероиды меньших размеров от соударений с кометами дробятся и лишаются поверхностной корки. Часть обломков теряется и уходит за пределы астероидного кольца, например группы Аполлона и Амура. Другие остаются и образуют семейства (Эос, Корониды, Низы и др.), некоторые обзаводятся мелкими спутниками (Геба, Геркулина и др.). Спутниковые системы крайне недолговечны; разрушаясь, они могут превращаться в объекты вытянутой формы с быстрым вращением относительно короткой оси (Низа, Эрос и др.).

Все названные астероиды и члены их семейств относятся к типу S, т.е. очень „молоды". Они не успели еще покрыться темной пылью и в отличие от „старых" C-астероидов не избегают запрещенных люксов. Яркими примерами $C \rightarrow S$-преобразований астероидов в кольце служат семейства Эос и Корониды, родительские тела которых распались порядка миллиона лет назад [20], и теперь их обломки своим светлым типом резко отличаются от всех других астероидов внешней зоны кольца.

Следует отметить, что интенсивно вычерпывают пыль из межпланетного пространства не только астероиды, но и внешние планеты Солнечной системы, а также их спутники. У последних отложение пыли может приводить к очень специфическим эффектам. Так, например, у Япета (далекий спутник Сатурна), который вращается вокруг своей планеты постоянно поверным к ней одной стороной, передняя полусфера по ходу движения спутника по альбедо поверхности на порядок темнее задней [14].

Наряду с „сильными" эффектами, обусловленными диффузией пылевых частиц к Солнцу, в астероидном поясе наблюдаются и более „слабые" эффекты, связанные с изменением состава отлагающихся на его телах частиц на разных гелиоцентрических расстояниях. Согласно спектрофотометрическим исследованиям Д.Толена с соавторами [33], в каждом из двух основных типов астероидов (C и S) можно выделить несколько их подтипов – шесть для темных и семь для светлых астероидных тел. В основе такого разделения лежит разный состав минералов поверхности астероидов [15]. Спектры S-астероидов в основном зависят от соотношения оливинов, пироксенов и никелистого железа, а C-астероидов, в первую очередь, определяются количеством воды – свободной (водяной лед) и связанной в гидратированных силикатах (филлосиликаты, серпентин, монтмориллонит и др.). Непрозрачной фазой, обеспечивающей этой группе низкие альбедо, может быть магнетит, а также углерод и его соединения.

Предпринятые попытки отождествить материал астероидов с отдельными типами метеоритов по спектральным измерениям приводят, однако, к неоднозначным выводам. Отсутствие полной аналогии между спектрами тех и других,

очевидно, связано с неизбежной запыленностью поверхности астероидов даже у сравнительно недавно расколовшихся тел.

Подобно глубокому делению астероидов на темные и светлые, более дробная их классификация также обнаруживает [I5] приверженность различных астероидных типов к разным пространственным зонам кольца: во внутренней зоне ($R < 2{,}5$ а.е.) преобладают светлые типы, а в средней и во внешней ($R > 3{,}4$ а.е.) зонах – разные типы темных астероидных тел. Такое распределение астероидов в кольце легко объясняется неодинаковыми температурными условиями образования газопылевых частиц на разных расстояниях от Солнца.

Если пылевые частицы рассматривать как абсолютно черные тела, то их температура T в зависимости от гелиоцентрического расстояния R должна подчиняться закону

$$T = 216/\sqrt{R}\,, \qquad (2)$$

где R определяется в астрономических единицах, а температура измеряется в кельвинах.

Исходя из обсуждаемых нами процессов, значение T = I35 К является выделенным. При такой температуре в условиях низкого давления водяной пар конденсируется в лед, минуя жидкую фазу. В соответствии с законом (2), это критическое значение достигается на расстоянии $R \approx 2{,}5$ а.е. Следовательно, на меньшем удалении от Солнца ледяные частицы либо не образуются, либо быстро сублимируют. Данный вывод хорошо подтверждается наблюдаемой границей отложения на поверхности астероидных тел кольца существенно водонасыщенных минералов.

Метеориты – это падающие на Землю обломки астероидов. Своим образованием и выбросом из астероидного пояса они обязаны разрушению родительских тел в столкновениях с кометами и друг с другом. Наиболее интенсивно эти процессы протекают в эпохи пересечения Солнцем струйных потоков. Поэтому распределение метеоритов по космическим возрастам [27] носит характер быстро убывающей во времени функции с несколькими отдельными максимумами. Положения максимумов коррелируют с рассчитанными в работе [I7] моментами попадания Солнца в потоки галактического вещества. Это свидетельствует о том, что подавляющее большинство падающих сегодня метеоритов „откололось" от своих родительских тел в период последней бомбардировки и, в гораздо меньших количествах, при двух предыдущих (22 и 43 млн.лет назад) кометных бомбардировках.

Заключение

Наиболее важным результатом работы является возрождение на новом качественном уровне одной „старой" идеи, от которой, казалось бы уже навсегда, отказались в космогонии. Это идея Г.Ольберса (I802 г.) о разруше-

нии некогда существовавшей между орбитами Марса и Юпитера планеты Фаэтон, превратившейся в груду астероидных тел.

Установленное автором обстоятельство, что Солнечная система на протяжении всей своей истории периодически подвергается сильному воздействию потоков звезд и комет Галактики и, следовательно, никак не может рассматриваться физически «закрытой» и изолированной, радикальным образом меняет постановку и подходы к решению практически всех космогонических проблем. Поэтому те основания и аргументы против существования Фаэтона, вследствие которых в свое время гипотеза Г.Ольберса была оставлена и потеряла многочисленных приверженцев, сегодня выглядят не только не убедительными, но и в самой сути своей ошибочными.

В данной работе автор стремился показать, как на основе гипотезы о Фаэтоне, дополненной некоторыми новыми данными о строении и процессах в Галактике, можно предложить взаимосогласованное объяснение большого числа принципиальных экспериментальных фактов, касающихся вопросов формирования и эволюции вещества астероидов и метеоритов.

Однако этим возможности гипотезы Г.Ольберса далеко не ограничиваются: она также позволяет указать путь решения ряда других фундаментальных космогонических проблем, связанных, в частности, с вопросами образования в Солнечной системе внутренних и внешних планет и приобретения ею современного облика.

Обсуждению этих вопросов посвящена вторая статья автора [6] в настоящем сборнике.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бабаджанов П.Б. Метеоры и их наблюдение. М.: Наука, 1987.

2. Баренбаум А.А. Цикличность геологических процессов в свете новых представлений о строении Галактики // Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр: Тез. докл. I Всесоюз. конф. / Моск. ин-т нефти и газа. М., 1988. Ч. 1.

3. Баренбаум А.А. Мегацикличность геологических процессов и эволюция Галактики // Циклы природных процессов, опасных явлений и экологическое прогнозирование. М.: Изд-во АЕН, 1991. (Материалы к международной конференции к 100-летию Н.Д.Кондратьева; Вып. 1).

4. Баренбаум А.А. Новые представления о происхождении комет и их взаимодействиях с объектами Солнечной системы // Кометный циркуляр. Киев: Изд-во Киевск. гос. ун-та. 1990. № 418.

5. Баренбаум А.А. О природе C-астероидов и углистых хондритов // Кометный циркуляр. Киев: Изд-во Киев. гос. ун-та, 1990. № 419.

6. Баренбаум А.А. Солнечная система в эпоху взрыва Фаэтона. Происхождение Луны // См. наст. сборник.

7. Болт Б. В глубинах Земли. М.: Мир, 1985.

8. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984.

9. Додд Р.Т. Метеориты. Петрология и геохимия. М.: Мир, 1986.

10. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983.

11. Калганов М.И., Коссовский М.А. Великий дар природы. М.: Недра, 1988.

12. Казимирчак-Полонская Е.И. Захват комет Юпитером и некоторые закономерности зековой эволюции кометных орбит // Астрометрия и небесная механика. 1978. Вып. 7.

13. Крамаровский Я.М., Чечев В.П. Синтез элементов во Вселенной. М.: Наука, 1987.

14. Ксанфомалити Л.В. Спутники внешних планет и Плутон. М.: Знание, 1987.

15. Лупишко Д.Ф., Бельская И.Н. Вещество поверхности астероидов // Астроном. вестник. 1991. Т. 25, № 1.

16. Макаренко Г.Ф. Вулканические моря Земли и Луны. М.: Недра. 1983.

17. Павлов А.Н. Методологические основы общей геологии: Учеб. пособие / Ленингр. горный ин-т. Л., 1991.

18. Савченко К.Н. Космогония Канта и проблема происхождения малых тел Солнечной системы // Проблемы происхождения тел Солнечной системы. М.-Л.: Наука, 1975.

19. Сафронов В.С., Зиглина И.Н. Происхождение пояса астероидов // Солнечная система. М.. Наука, 1980.

20. Симоненко А.Н. Астероиды. М.: Наука, 1984.

21. Соботович Э.В. Изотопная космохимия. М.: Атомиздат, 1974.

22. Соботович Э.В., Семененко В.П. Вещество метеоритов. Киев: Наукова думка. 1984.

23. Соботович Э.В., Семененко В.П. Происхождение метеоритов. Киев: Наукова думка. 1985.

24. Ударные кратеры на Луне и планетах. М.: Наука, 1985.

25. Чурюмов К.И. Кометы и их наблюдение. М.: Наука, 1980.

26. Явнель А.А. Закономерности в составе метеоритного вещества и классификация метеоритов // Геохимия. 1956. № 2.

27. Mazov E., Heyman D., Anders E. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970, v. 34, p. 781-824.

28. Press F. // J. geophys. ress 1968, v. 73, p. 5223-5234.

29. Hart R.S., Anderson D.L., Kanamori H. // J. geophys. ress. 1977, v. 82, p 1647-1654.

30. Prior G.T. // Mineralog. Mag. 1920, v. 19, p. 51-63.

31. Sears D.W., Dodd R.T. // Meteorites and the early solar system, Tussom: The university of Arisona press, 1988, p. 3-34.

32. Usselman T.N. // Am. Journal science. 1975, v. 275, p. 291-303.

33. Zellner B., Tholen D.J., Tedesso E.F. // Icarus. 1985, v. 61, N3, p. 355-416.

34. Van Schmus W.R., Wood J.A. // Geochim. Cosmochim. Acta., 1967, v. 31, p. 747-765.