

УДК 552.63.549+523.41

## ГЕНЕЗИС МЕТЕОРИТНОГО ВЕЩЕСТВА И ЕГО УЧАСТИЕ В ПРОЦЕССЕ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККУМУЛЯЦИИ ВНУТРЕННИХ ПЛАНЕТ

© 2014 г. В. Н. Анфилогов\*, Ю. В. Хачай\*\*

\*Институт минералогии УрО РАН  
456317, г. Миасс Челябинской обл.

\*\*Институт геофизики УрО РАН  
620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100  
E-mail: yu-khachay@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.10.2013 г.

Механизм образования метеоритного вещества рассмотрен на основе модели гетерогенной аккумуляции Земли. Показано, что образование планет земной группы по механизму гетерогенной аккумуляции и формирование метеоритного вещества представляют собой единый процесс. Основная масса метеоритного вещества образуется при столкновении планетезималей с поверхностью растущих планет. Определенная доля метеоритного материала конденсируется на поверхности образованных при столкновении обломков из газовой фазы протопланетного облака. Состав метеоритного вещества изменяется в соответствии с последовательностью конденсации соединений из газовой фазы и составом обломков, образующихся при столкновениях. Последним в протопланетном облаке конденсируется материал, входящий в состав матрицы углистых хондритов.

Ключевые слова: *вещество метеоритов, изменение состава метеоритов, единый процесс аккумуляции.*

### ВВЕДЕНИЕ

Главным источником информации о составе вещества, которое образуется в протопланетном облаке в процессе конденсации, являются метеориты. Эта информация используется во всех моделях образования планет, но, в то же время, сами метеориты, как правило, рассматриваются как некое первичное вещество, которое имеет самостоятельную историю образования и эволюции. Наиболее наглядно такой подход иллюстрирует модель, предложенная А.Е. Рингвудом [23]. Он считает, что первоначально из холодного пылевого облака образовалось некое родоначальное тело, имевшее состав углистых хондритов. В результате вторичного разогрева тело было расплавлено, а затем разрушено. Предполагается, что все разновидности метеоритов образовались при разрушении этого тела. В качестве примера можно привести следующую генетическую последовательность из работы А.Е. Рингвуда: *первичный углистый хондрит (тип Ордуелл) → энстатитовый хондрит → железные метеориты, палласиты, мезосидериты, эвкриты, говардиты.*

Г. Юри предположил, что существовали две последовательных генерации тел. Первичные тела аккумуляровались при низкой температуре и имели лунный или большой размер. Тела разогревались с образованием локальных очагов плавления. Железные, железо-каменные метеориты и ахондриты образовались при разрушении первичных тел, а вторичные тела и хондриты – путем аккумуляции раз-

дробленного вещества, образованного при разрушении первичных тел [28].

Гипотеза образования метеоритов в телах астероидного размера была также предложена Р.А. Фишем и др. [14]. Они предположили, что вещество астероидов за счет действия случайных источников было разогрето до температуры плавления и продифференцировано. Идея образования и эволюции метеоритов как самостоятельного примитивного и недифференцированного космического вещества активно развивается в работах Брерлея [11]. Он считает, что хондриты агломерировались в газопылевом облаке в области пояса астероидов, откуда этот материал поступает на Землю. Нам представляется, что эти модели не соответствуют той роли, которую играло метеоритное вещество в образовании планет и не объясняют многие особенности минерального состава, структуры и термической истории этого вещества.

В последние годы в изучении метеоритного вещества наметился определенный прогресс. Были выполнены многочисленные исследования абсолютного возраста метеоритного вещества с использованием новых изотопных методов. В результате этих исследований установлено, что наиболее древним кристаллическим веществом в Солнечной системе являются СА1 – **богатые кальцием и алюминием включения**, обнаруженные в углистых хондритах. Возраст СА1, **определенный разными методами**, оценивается в 4567–4568 млн. лет [9, 11, 17]. Применение  $^{182}\text{Hf}$ - $^{182}\text{W}$  метода с использованием

уточненного, по сравнению с прежними данными, значения  $\epsilon^{182}\text{W}$  позволило достаточно точно определить возраст вещества железных метеоритов [12, 17]. Важный шаг был сделан в определении возможного источника энергии, необходимой для разогрева вещества CAI и железных метеоритов выше температуры плавления. Таким источником оказался коротко живущий изотоп  $^{26}\text{Al}$  [19].

Приведенные выше факты, позволили сделать три важных вывода: 1 – по крайней мере, на начальном этапе формирование зародышей внутренних планет происходило в режиме гетерогенной аккумуляции; 2 – вещество железных метеоритов образовалось в интервале 1–3 млн. лет после CAI; 3 – вещество CAI и железных метеоритов прошло стадию плавления в телах размером в первые сотни км. Это привело к появлению целого ряда моделей двухстадийного образования планет, согласно которым на первой стадии в процессе гетерогенной аккумуляции произошло формирование достаточно крупных планетезималей и обособление в них значительной части вещества ядра. Эти планетезимали в течение первых 3 млн. лет являлись строительными блоками для Протоземли [29]. Таким образом, большинство исследователей пришли к выводу, что, по крайней мере, на начальном этапе формирования планет их зародыши и метеориты имели общую историю. Предложенный нами вариант дифференциации вещества на раннем этапе формирования Земли и разработанная на его основе модель эволюции ядра и силикатных оболочек в процессе гетерогенной аккумуляции [2, 3, 7], позволяют обосновать эту, отличную от [6] позицию и по-новому рассмотреть процессы формирования планет и метеоритного вещества.

#### ФОРМИРОВАНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ЗАРОДЫШЕЙ ПЛАНЕТ

В настоящее время принято считать, что Солнечная система сформировалась из небулярного газопылевого облака, после ранней высокотемпературной стадии, в течение которой весь этот материал находился в газообразном состоянии [21]. При охлаждении газообразного протопланетного облака возможны два сценария: 1 – в процессе конденсации образуются пылевые частицы, содержащие весь спектр твердых фаз, и только после перемешивания пылевого материала и образования однородного по составу облака начинается формирование планетезималей; 2 – аккумуляция пылевых частиц и образование планетезималей начинается с момента появления в облаке наиболее высокотемпературных продуктов конденсации, состав которых варьирует от корунда до анортита [5, 15], табл. 1. Свидетельством того, что формирование планет происходило по второму сценарию является наличие железных метеоритов и присутствие в угли-

**Таблица 1.** Температурные интервалы устойчивости небулярных конденсированных фаз при общем давлении  $10^{-3}$  бар [5]

Минерал	Формула	Температура появления, К	Температура исчезновения, К
Корунд	$\text{Al}_2\text{O}_3$	1758	1513
Перовскит	$\text{CaTiO}_3$	1647	1393
Мелилит	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$	1625	1450
Шпинель	$\text{MgAl}_2\text{O}_4$	1513	1362
Железо	$(\text{Fe}, \text{Ni}) + \text{Co} + \text{Cr}$	1471	–
Диопсид	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	1450	–
Форстерит	$\text{Mg}_2\text{SiO}_4$	1444	–
Анортит	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	1362	–
Энстатит	$\text{MgSiO}_3$	1349	–
Рутил	$\text{TiO}_2$	1125	–
Щ. п. ш.	$(\text{Na}, \text{K}) \text{AlSi}_3\text{O}_8$	~1000	–
Троилит	$\text{FeS}$	700	–
Магнетит	$\text{Fe}_3\text{O}_4$	405	–

Примечание. Щ. п. ш. – щелочной полевой шпат.

стых хондритах CAI – богатых кальцием и алюминием включений, сложенных корундом, гибонитом, гросситом, перовскитом, мелилитом, шпинелью, фассаитом и анортитом. Минеральный состав грубозернистых CAI приведен в табл. 2 [5]. При давлении  $10^{-3}$  бар конденсация этих фаз происходит в интервале температур от 1760 до 1360 К, табл. 1.

Ca-Al включения в углистых хондритах представляют собой обособленные фрагменты, которые могли сформироваться только в том случае, если агломерация пылевых частиц, состоящих из этих минералов, происходила в момент их конденсации, когда другие, более низкотемпературные продукты в протопланетном облаке отсутствовали. Как мы отметили выше, структура включений свидетельствует о том, что они прошли стадию плавления и кристаллизации расплава в телах размером в первые сотни километров [24]. Температура ликвидуса CAI, по экспериментальным данным, равна 1830 К [25].

В последнее время установлено, что геохимические вариации состава железных метеоритов III AB и IV AB являются результатом кристаллизации скоплений расплавленного железа в одиночных родительских телах [20]. Это также возможно только в том случае, если имела место дифференцированная конденсация железа, которая привела к образова-

**Таблица 2.** Главные минералы грубозернистых CAI [5]

Минерал	Содержание, об. %		
	A	B	I
Шпинель, $\text{MgAl}_2\text{O}_4$	15–20	15–30	20
Мелилит, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$	80–85	5–20	редок
Перовскит, $\text{CaTiO}_3$	1–2	редок	–
Анортит, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	редок	5–25	50
Пироксены	редки	36–60	30

нию родительских тел, в которых большой объем занимало железо, не содержащее включений других твердых фаз. Отмеченные особенности состава и структуры САИ и железных метеоритов позволяют предположить, что, по крайней мере, в области формирования планет земной группы в протопланетном облаке были образованы планетезимали, состоящие из минералов САИ и железо-никелевого сплава и из них формировались первичные зародыши планет [29]. Установленный наиболее древний возраст САИ и отсутствие в них металлического железа, табл. 2, позволяет предполагать, что некоторое время материал САИ был единственным твердым веществом в протопланетном облаке и поэтому центральные части первичных зародышей были образованы минералами, которые конденсировались в интервале 1500–1760 К. Значительный объем в первичных зародышах должно занимать металлическое железо и силикаты, которые конденсировались вслед за минералами САИ и металлическим железом в интервале температур от 1500 до 1350 К. При этом количество железа в зародыше уменьшалось в направлении от центра к периферии. Существование железных метеоритов свидетельствует о том, что в определенном интервале температур происходила конденсация железоникелевого материала без примеси силикатных минералов и поэтому в средней части первичных зародышей мог сформироваться слой, сложенный преимущественно железоникелевым сплавом. Такой состав первичных зародышей обеспечивает высокое содержание  $Al_2O_3$  в зародыше, при котором энергии распада  $^{26}Al$  достаточно для разогрева планетезималей выше температуры плавления вещества САИ.

#### МОДЕЛЬ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККУМУЛЯЦИИ ПЛАНЕТ

В основе модели гетерогенной аккумуляции планет [2, 3, 10, 16] лежат два предположения: 1) агломерация твердых частиц и образование первичных зародышей планет происходит одновременно с конденсацией твердых соединений из газовой фазы; 2) конденсация соединений происходит в последовательности, близкой к рассчитанной в работе [15]. В соответствии с этим, центральные части первичных зародышей планет должны были иметь состав ранних дометаллических конденсатов, близких к составу САИ – белых включений в метеорите Альенде, которые, являются наиболее ранними и высокотемпературными конденсатами в Солнечной системе [9, 11, 17]. По мере охлаждения протопланетного облака состав конденсата изменяется (рис. 1) и, вслед за наиболее высокотемпературными фракциями, на поверхности зародышей следует ожидать осаждение железа, а затем железо-силикатной смеси, соответствующей составу палласитов. При увеличении массы зароды-

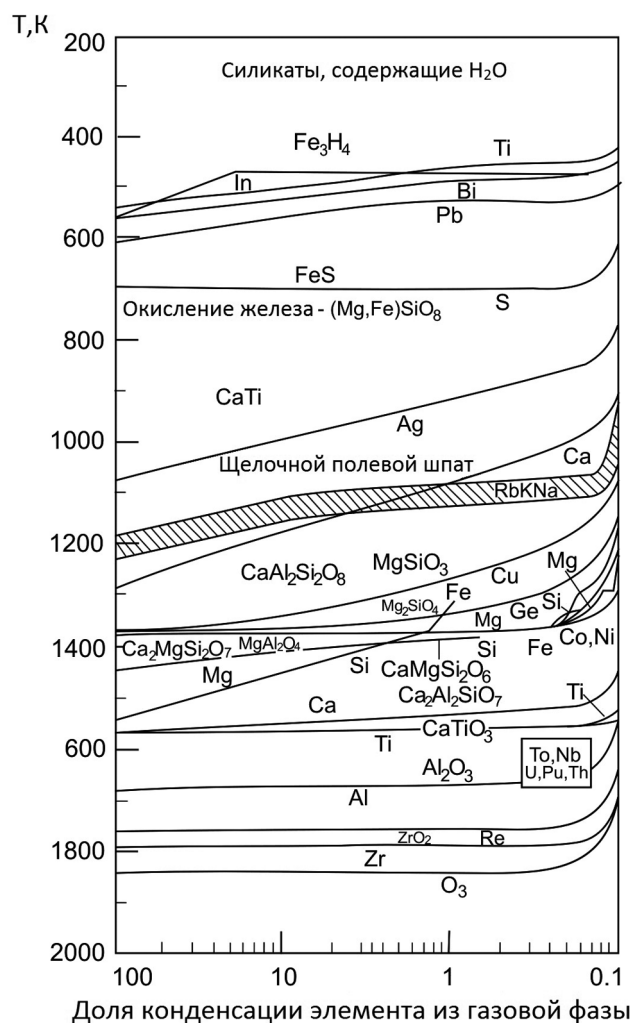


Рис. 1. Последовательность конденсации соединений из газовой фазы [5].

шей происходил их разогрев, обусловленный выделением энергии при распаде коротко живущих радиоактивных изотопов, главным из которых является  $^{26}Al$  с периодом полураспада  $\tau = 7.38 \cdot 10^5$  лет [19, 21, 22]. Температура центральных областей зародыша радиусом 200–300 км могла достигать 1830–2200 К [2, 7]. При этом тонкая внешняя оболочка зародышей оставалась твердой.

Столкновение зародышей, имеющих тонкую холодную внешнюю оболочку и массивную расплавленную внутреннюю часть, происходило в режиме неупругого удара. При неупругих столкновениях находящиеся в жидком состоянии части первичных зародышей, преимущественно железного состава, объединяются, образуя металлическое ядро зародышей второй генерации. Для удержания фрагментов силикатной твердой верхней оболочки и частично расплавленного алюмосиликатного ядра массы нового зародыша еще недостаточно и большая часть этого материала возвращается в зону пи-

тания растущей планеты. После “вычерпывания” основной части тел, содержащих расплавленную преимущественно железную внутреннюю оболочку, начинает формироваться силикатная мантия планеты. Исходя из последовательности конденсации, приведенной на рис. 1 можно предположить, что состав вещества, из которого формировалась мантия, был близок к составу обычных хондритов.

Высокая температура на границе ядра и формирующейся силикатной оболочки приводит к образованию на границе ядро/мантия слоя силикатного расплава, перекрытого слоем холодного материала, осаждающегося на поверхности планеты. По мере роста планеты слой расплава поднимается вверх. При этом происходит дифференциация силикатного вещества по механизму зонной плавки, в результате которой расплав на границе с твердой оболочкой на начальном этапе постепенно обогащается  $MgO$  и  $SiO_2$ , а на конечном этапе –  $FeO$  и  $Al_2O_3$  [3]. Модель предполагает, что на заключительном этапе гетерогенной аккумуляции на поверхности планет должен отлагаться материал, близкий по составу к материалу углистых хондритов.

#### УСЛОВИЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТЕОРИТОВ

Большинство современных исследователей убеждены, что источником метеоритного вещества были астероиды [8]. Это убеждение основано на том, что в настоящее время пояс астероидов является основным источником метеоритов, поступающих на Землю. Возможность образования метеоритов и их родительских тел из материала, который образуется в процессе формирования планет, не рассматривается. Между тем, гетерогенная аккумуляция планет заключается не только в осаждении конденсированного вещества на поверхность растущих планет. Она сопровождается разрушением планетезималей при их столкновении друг с другом и выбросом вещества с поверхности планет при ударах крупных планетезималей. Из этого материала в зоне питания планеты формируются новые планетезимали и родительские тела метеоритов. Кроме материала, выброшенного с поверхности растущей планеты, в состав этих тел входили также продукты конденсации, которые появлялись в протопланетном облаке при понижении его температуры. Поэтому процесс гетерогенной аккумуляции должен быть тесно увязан с составом метеоритов и последовательностью формирования метеоритного вещества.

В рамках модели гетерогенной аккумуляции наиболее простое объяснение получает процесс образования железных метеоритов и палласитов. Фрагменты, имеющие состав железных метеоритов образуются при столкновении первичных зародышей. После столкновения они, скорее всего, пред-

ставляли собой небольшие тела, успевшие остыть до температуры ниже температуры плавления железа. Фактором, определяющим время, необходимое для образования железных метеоритов, всегда считалось время, которое требовалось для формирования в них видманштеттовой структуры. Исследования, выполненные Дж. Янгом с соавторами [30, 31] показали, что реальные скорости формирования видманштеттовой структуры железных метеоритов значительно выше, рассчитанных металлографическим методом [5], и она может формироваться в телах с радиусом 150 км с начальной температурой 1750 К.

Согласно последовательности конденсации минералов из газовой фазы, приведенной на рис. 1, конденсация железа могла происходить одновременно с оливином, и в первичных зародышах планет на границе расплавленной железной и твердой силикатной оболочки формировался слой, близкий по составу к палласитам. Из этого материала при столкновении первичных зародышей формировались палласиты. Наличие в палласитах крупных округлых кристаллов оливина, равномерно распределенных в железо-никелевой матрице, свидетельствует о том, что этот материал прошел стадию полного плавления. Другим способом получить такую структуру невозможно. Разделение вещества на железную и силикатную составляющие произошло в расплавленном состоянии, вследствие несмешиваемости железного и силикатного расплавов. Это позволяет утверждать, что температура железо-оливиновой расплавленной смеси в первичных зародышах планет была выше  $1900^\circ C$  – температуры плавления оливина. Равномерное распределение кристаллов оливина в железной матрице палласитов говорит о том, что их структура сформировалась в телах, размеры которых не превышали первые сотни километров. Гравитационное ускорение в таких телах было мало и поэтому при формировании палласитов разделение жидких фаз по плотности не происходило. Таким образом, при столкновении и разрушении первичных зародышей в зону питания планет была выброшена основная масса высокоглиноземистого материала из центральных частей первичных зародышей, из которого впоследствии сформировались включения СА1 в хондритах, а также фрагменты будущих железных метеоритов и палласитов. Дальнейшая судьба высокоглиноземистого материала будет рассмотрена ниже.

Одной из проблем, обсуждаемых в литературе, посвященной метеоритам, является проблема образования хондр. А. Дж. Бреайрли и Р. Джонс, авторы обзора, посвященного хондритовым метеоритам, пишут, что в настоящее время наибольшей популярностью пользуется модель образования хондр непосредственно в солнечной небуле [11]. В то же время, они отмечают, что механизм разогрева частиц миллиметрового размера до темпера-

туры плавления в солнечной небуле остается неясным. В рамках модели гетерогенной аккумуляции планет образование различных по составу и структуре хондр объясняется следующим образом. После того как основная масса железа сконцентрировалась в ядре растущей планеты, на ее поверхности отлагаются более низкотемпературные конденсаты: диопсид, анортит и энстатит. Вместе с этими фазами на поверхность планеты поступают обломки, образованные при разрушении первичных зародышей: капли железа, обломки палласитового состава и высокоглиноземистый материал, выброшенный из центральных частей первичных зародышей. Все это отлагается на поверхность ядра, разогретую до температуры, значительно превышающей температуру ликвидуса силикатов. В результате этого между ядром и поверхностью растущей планеты возникает слой расплава, перекрытый относительно тонким слоем твердого рыхлого материала. В этом слое присутствуют все компоненты, необходимые для формирования обычных и энстатитовых хондритов и все условия для формирования типичной для этих метеоритов структуры. За счет тепла, которое переносится конвективным потоком к основанию твердого слоя, у поверхности растущей планеты возникают четыре температурных зоны: 1 – зона полного плавления; 2 – зона частичного плавления; 3 – зона высокотемпературного метаморфизма; 4 – зона, сложенная рыхлым мелкозернистым материалом. При ударах планетезимазей о планету на стадии формирования силикатной оболочки с ее поверхности выбивается и выбрасывается в зону питания материал из всех четырех зон: рыхлые продукты конденсации протопланетного вещества с поверхности, метаморфизованный неравновесный материал из более глубокого уровня, частично расплавленный материал из области, где происходит плавление осажденного на планету вещества. На стадии роста планет, когда их массы и ускорение силы тяжести были малы, начальные скорости, при которых выброшенные ударами фрагменты переходили на орбиты спутников, где из них формировались новые планетезимали, также были низкими.

При обсуждении возможного механизма образования хондр необходимо учитывать, специфические условия плавления в космических телах малого размера. Кинетика процессов плавления и кристаллизации в планетезималиях размером в первые сотни километров принципиально отличается от кинетики аналогичных процессов, происходящих в верхней мантии Земли и в земной коре. Крайне низкая величина ускорения силы тяжести в таких телах приводит к тому, что эти процессы, протекают, практически, в условиях невесомости, в которых отсутствует конвективное перемешивание расплава и гравитационное осаждение кристаллов. Поэтому в агломерате, образованном в процессе аккумуляции, плавление будет происходить в диффузионном

режиме и, прежде всего, на контакте зерен минералов, компоненты которых образуют наиболее легкоплавкие котектические смеси. В этих условиях в агломерате образуются локальные очаги плавления, в которых состав расплава не находится в равновесии со средним составом агломерата. Из-за низкой скорости диффузионных процессов обмена компонентами могут также возникать капли неравновесных расплавов, не смешивающиеся друг с другом [1]. При кристаллизации расплавленных котектических смесей в условиях невесомости, например, смеси оливин + плагиоклаз, вокруг растущего кристалла оливина возникает область расплава, обогащенная плагиоклазом. При закалке такой смеси может образоваться структура из кристаллов оливина, окруженных стеклом плагиоклазового состава, типичная для оливиновых хондр в хондритах.

Аналогичное неравновесное плавление наблюдалось нами в опытах по плавлению гранита при воздействии не него сферически сходящейся ударной волны [4]. В центре сферического образца, где нагрузка была максимальной, образовалось гомогенное стекло гранитного состава. В интервале 2.25–6.75 см от центра расплавились только зерна полевого шпата, причем образованное при закалке стекло сохранило конфигурацию угловатых зерен полевого шпата. Скорости плавления и охлаждения вещества в этих опытах были настолько высоки, что гравитационное и диффузионное выравнивание концентраций в них полностью отсутствовало.

Таким образом, рост планет и формирование метеоритного вещества представляли собой единый процесс, в котором конденсация из газовой фазы, осаждение сконденсированного вещества на растущую планету, выброс части осажденного материала в зону питания и формирование из него метеоритного вещества происходили одновременно. Наиболее наглядно это проявилось в составе углистых хондритов. **CO и CV хондриты характеризуются** высоким содержанием высокотемпературных фаз и большим их разнообразием, и их можно рассматривать как переходные разновидности между обычными и углистыми хондритами. В CM хондритах высокотемпературные фазы составляют 33–50% и представлены оливином, пироксеном, Ca-Al силикатным стеклом, а также гибонитом, перовскитом и шпинелью [11]. Состав матрицы CM хондритов аналогичен составу матрицы хондритов CI. В хондритах CI матрица, составляет 99% объема. Сложена она наиболее низкотемпературными конденсатами: водными силикатами, магнетитом и углеродом в форме органических соединений.

Особое место в составе метеоритного вещества занимают CAI – светлые включения высокотемпературного вещества, состоящие из мелилита и шпинели [11]. Согласно модели гетерогенной аккумуляции, этот материал преимущественно в расплавленном состоянии был выброшен в область пита-

ния при столкновении первичных зародышей планет [3]. Эти включения наиболее часто встречаются в углистых хондритах CO и CM типов, сложенных преимущественно низкотемпературным материалом, и очень редко – в обыкновенных хондритах, в которых преобладает материал, прошедший через стадию плавления или высокотемпературного метаморфизма [11]. Несомненно, что основная часть богатых Са и Al фрагментов должна вернуться в растущую планету на начальной стадии формирования ее силикатной оболочки и оказаться в составе обыкновенных хондритов, которые образуются на этой стадии. Но высокая температура, при которой формируется эта оболочка, приводит к ассимиляции фрагментов САI с образованием новых, преимущественно плагиоклазовых минеральных ассоциаций, в то время как в низкотемпературной матрице углистых хондритов они сохраняются без изменения минерального состава.

### ВОЗРАСТ МЕТЕОРИТНОГО ВЕЩЕСТВА

Важную информацию о последовательности формирования метеоритного вещества предоставляют данные абсолютного возраста. Образование метеоритного вещества происходило в течение всего времени аккумуляции планет. При этом состав материала, из которого образовывалось это вещество и его возраст, непрерывно изменялись. Многие метеориты представляют собой полимиктовую брекчию, в состав которой входят фрагменты метеоритного вещества, образованные на разных стадиях аккумуляции планет. Возраст этих фрагментов может различаться на десятки миллионов лет.

Наиболее древним веществом солнечной системы считаются Са-Al включения в метеоритах Алленде и Ефремовка. По последним данным, их возраст, определенный U-Pb методом, варьирует в пределах 4568.6–4567.2 млн. лет [9]. Согласно гипотезе гетерогенной аккумуляции, этот материал входил в состав центральных частей первичных зародышей планет. При их разрушении и образовании вторичных зародышей планет он вместе с расплавленными фрагментами железных оболочек выбрасывался в зону питания планеты. Разница в возрасте железных метеоритов и включений САI по данным  $^{187}\text{Re}$ - $^{187}\text{Os}$  изотопии варьирует от 0 до 3 млн. лет [17]. Важно отметить, что, вопреки ожиданиям авторов этой работы, придерживающихся классической гипотезы гомогенной аккумуляции, хондритовый материал появился в метеоритном веществе позже материала железных метеоритов, как это должно быть в случае гетерогенной аккумуляции. Рубидий-стронциевый возраст обыкновенных хондритов, определенный по валовым пробам, колеблется от 4.59–4.52 млрд. лет для хондритов H группы и до 4.46 млрд. лет для LL группы [5]. Это соответствует принятой в модели гетерогенной

аккумуляции последовательности отложения хондритового материала в процессе формирования силикатных оболочек внутренних планет. Возраст базальтовых и кумулятивных эвкритов варьирует от 4.6 до 4.4 млрд. лет [18]. Этот материал мог образоваться при ударах планетезималей по поверхности планет и выбросе расплавленного материала из их поверхностного слоя. Интересные данные получены по возрасту хондр и матрицы углистых хондритов. Оказалось, что матрица примерно на 50–60 млн. лет моложе хондр и агрегатов [13, 26]. Это согласуется тем, что в углистых хондритах в состав матрицы входят наиболее поздние низкотемпературные конденсаты, которые цементируют фрагменты материала, образованного на начальной и последующей стадиях роста планеты. Таким образом, можно построить следующую возрастную последовательность образования метеоритного вещества: *материал САI и железных метеоритов* → *материал обыкновенных хондритов (H → L → LL)* → *матрица углистых хондритов CI*. Такая последовательность хорошо согласуется с предположением о том, что состав конденсатов в процессе формирования ядра и силикатных оболочек Земли изменялся в соответствие с последовательностью, приведенной на рис. 1. Разницу в возрасте хондр и матрицы углистых хондритов можно рассматривать как время, в течение которого происходила конденсация вещества в протопланетном облаке.

Интересные результаты, проливающие свет на происхождение углистых хондритов, приведены в работе К. Томеока и И. Охниши [27]. Изучая гидратацию хондр и матрицы CV хондрита Мокоя, они установили, что хондры, сложенные оливином и энстатитом, и кольца вокруг хондр гидратированы значительно сильнее, чем матрица, сложенная оливином, энстатитом, диоксидом и геденбергит-андридитовым агрегатом. Авторы пришли к выводу, что гидратация хондр происходила не в углистом хондрите, в котором заключены эти хондры, а в ином родительском теле и в условиях, отличных от тех, которые существовали в углистом хондрите [27]. К этому следует добавить, что основным минералом, который образуется в хондритах при гидратации оливина и пироксена, является сапонит – гидрослюда, которая в земных условиях образуется в процессах выветривания пород основного состава в присутствии жидкой воды при температуре выше 0°С. Поэтому родительское тело, в котором происходила гидратация, должно быть достаточно большим, чтобы удерживать воду в жидком состоянии и нагретым настолько, чтобы вода находилась в этом состоянии. Тела, в которых эти условия могли существовать, должны быть размером с Луну или больше и их поверхность должна быть сложенной слоем материала, близкого по составу у углистым хондритам. По-видимому, именно с поверхности таких тел был выбит тот материал, который вернулся на Землю в виде метеоритов.

В заключение рассмотрим вопрос о возможном источнике уреилитов – специфических по составу метеоритов. Эти метеориты имеют ультраосновной состав, магматическую структуру и высокое, от 2 до 6%, содержание углерода [20]. Кроме графита в них встречаются лонсдейлит и алмаз. Большинство исследователей считают, что родительским веществом для уреилитов был материал углистых хондритов [5]. Согласно предложенной нами модели гетерогенной аккумуляции планет [3], материал углистых хондритов отлагался на поверхности планет на заключительной стадии аккумуляции. Уреилиты могли образоваться при ударах по поверхности планеты, сложенной материалом углистых хондритов крупных метеоритов в период катастрофической метеоритной бомбардировки планет земной группы. Это хорошо согласуется с возрастным диапазоном 4.55–3.79 млрд. лет, в течение которого происходило образование уреилитов [20].

### ВЫВОДЫ

1. Образование планет земной группы по механизму гетерогенной аккумуляции и формирование метеоритного вещества представляют собой единый процесс.

2. Основная масса метеоритного вещества образуется при столкновении планетезималей с поверхностью растущих планет. Часть метеоритного материала конденсируется на поверхности образованных при столкновении обломков из газовой фазы протопланетного облака.

3. Состав метеоритного вещества изменяется в соответствии с последовательностью конденсации соединений из газовой фазы и составом обломков, образующихся при столкновениях.

4. Материал, входящий в состав матрицы углистых хондритов, образуется на заключительной стадии формирования протопланетного облака.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анфилогов В.Н., Быков В.Н., Осипов А.А.* Силикатные расплавы. М.: Наука, 2005. 357 с.
2. *Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В.* Возможный вариант дифференциации вещества на начальном этапе формирования Земли // Докл. АН. 2005. Т. 405, № 6. С. 803–806.
3. *Анфилогов В.Н., Хачай Ю.В.* Дифференциация вещества мантии в процессе аккумуляции Земли и формирование первичной земной коры // Литосфера. 2012. № 6. С. 3–13.
4. *Белогуб Е.В., Козлов Е.А., Жигулин Ю.Н., Литвинов Б.В.* Преобразование горных пород под действием сферически сходящейся ударной волны // Уральский минералогич. сборник № 9. Миасс: УрО РАН, 1999. С. 206–223.
5. *Додд Р.Т.* Метеориты. М.: Мир, 1986. 384 с.
6. *Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.
7. *Хачай Ю.В., Анфилогов В.Н.* Численные модели распределения температуры в оболочках Земли на этапе ее аккумуляции // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. мат-лы V Научн. чтений памяти Ю.П. Булашевича. Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2009. С. 520–523.
8. *Шуколюков Ю.А.* Изотопно-космохимические свидетельства естественного транспорта вещества между планетами земной группы: Обзор литературы по проблеме // Геохимия. 2003. № 11. С. 1139–1171.
9. *Amelin Y., Connelly J., Zartman R.E., Chen J.H.C., Go C., Neymark L.A.* Modern U-Pb chronometry of meteorites: Advancing to higher time resolution reveals new problems // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73 P. 5212–5223.
10. *Anfilogov V.N., Khachay Y.V.* The mechanism of the Earth core and silicate envelopes formation // Deep seated magmatism, its sources and plumes: Proceedings of VIII International workshop. Vladivostok–Irkutsk, 2008. P. 5–13.
11. *Brearley A.J., Jones R.H.* Chondrite meteorites // Rev. Min. 1998. V. 36. P. 3-83–3-190.
12. *Burkhardt C., Kleine T., Bourdon B., Plame H., Zipfel J., Freidrich J.M., Ebel D.S.* Hf-W mineral isochron for Ca, Al-rich inclusions: Age of the solar system and timing of core formation in planetesimals // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72, Iss. 24. P. 6177–6197.
13. *Chen J.H., Tilton G.R.* Isotopic lead investigations of the Allende carbonaceous chondrite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 635–643.
14. *Fish R.A., Goles G.G., Anders E.* The record in the meteorites: III. On the development of meteorites in asteroidal bodies // Astrophys. J. 1960. V. 132. P. 243–258.
15. *Grossman L.* Condensation in the primitive solar nebula // Geochim. Cosmochim. Acta. 1972. V. 36. P. 597–619.
16. *Khachay Y.V., Anfilogov V.N.* Variant of temperature distributions in the Earth on its accumulation // The study of the Earth as planet by methods of geophysics, geodesy and astronomy: Proceeding of the conference. Kiev, 2009. P. 197–203.
17. *Kleine T., Mezger K., Palme H., Scherer E., Munker C.* Early core formation in asteroids and late accretion of chondrite parent bodies: Evidence from <sup>182</sup>Hf-<sup>182</sup>W in CAIs, metal-rich chondrites, and iron meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69, № 24. P. 5805–5818.
18. *Krot A.N., Amelin Y., Bland P., Ciesla F.J., Connelly J., Davis A.M., Hass J.R., Hatcher I.D., Makide K., Nagashima K., Niquist L.E., Russel S.S., Scott E.R.D., Thrane K., Yrimoto H., Yin Q.* Origin and chronology of chondritic components: A review // Geochim. and Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 4963–4997.
19. *Merk R., Breuer D., Spohn T.* Numerical modeling of <sup>26</sup>Al-Induced radioactive melting of asteroids concerning accretion // Icarus. 2002. V. 159. P. 183–191.
20. *Mittlefehldt D.W., McCoy T.J., Goodrich C.A., Kracher A.* Non chondritic meteorites from asteroid bodies // Rev. Min. 1998. V. 36. P. 4-01–4-195.
21. *Nichols R.H. Jr.* Short lived radionuclides in meteorites: constraints on nebular time scales to the production of solids // Space Sci. Rev. 2000. № 1-2. P. 113–122.
22. *Papanastassiou L.T., Wasserburg G.J.* Demonstration of <sup>16</sup>Mg excess in Allende and evidence for <sup>26</sup>Al // Geophys. Res. Lett. 1976. V. 3. P. 109–112.

23. *Ringwood A.E.* Chemical and genetic relationships among meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1961. V. 24, № 2. P. 159–157.
24. *Schersten A., Elliot T., Nawkesworth C., Russell S.S., Masarik J.* Hf-W evidence for rapid differentiation of iron meteorite parent bodies // *Earth Planet. Sci Lett.* 2006. V. 241. P. 530–542.
25. *Stolper E.* Crystallization sequences of Ca-Al inclusions from Allende: An experimental study // *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 46, № 11. P. 2159–2180.
26. *Tatsumoto M., Unruh D.M., Desborough G.A.* U-Th-Pb and Rb-Sr systematics of Allende and U-Th-Pb systematics of Orgueil // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1976. V. 40. P. 617–634.
27. *Tomeoka K., Ohnishi I.* A hydrated clast in the Mokoia CV3 carbonaceous chondrite: Evidence for intensive aqueous alteration in the CV parent body // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011. V. 75. P. 6064–6079.
28. *Urey H.C.* Primary and secondary objects // *J. Geophys. Res.* 1959. V. 64. P. 1721–1737.
29. *Walter M.J., Tronnes R.G.* Early Earth differentiation // *Earth Planet. Sci Lett.* 2004. V. 225. P. 253–269.
30. *Yang J., Goldstein J.I., Scott E.R.D.* Iron meteorite evidence for early formation and catastrophic disruption of protoplanets // *Nature.* 2007. V. 446, № 7138. P. 888–891.
31. *Yang J., Goldstein J.I., Scott E.R.D.* Metallographic cooling rates and origin of IVA iron meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2008. V. 72. P. 3043–3061.

*Рецензент Н.Р. Хусина*

## Origin of meteoritic material and its participation in heterogeneous accumulation inner planets

**V. N. Anfilogov\*, Y. V. Khachay\*\***

*\*Institute of Mineralogy, Urals Branch of RAS*

*\*\*Institute of Geophysics, Urals Branch of RAS*

Mechanism of meteoritic material formation is considered on base of the model of heterogeneous accumulation of the Earth. It is shown that formation of the terrestrial planets and formation of meteoritic material is a single process. The bulk of meteoritic material formed during of planetesimal collisions with surface of growing planets. Real part of meteoritic material can be formed by condensation from protoplanetary cloud. Composition of meteoritic material is changed according to sequence of mineral condensation from gas phase and composition of fragments which are formed at collisions. Material of carbonaceous chondrite matrix is condensed last.

Key words: *meteorites, substance, change composition of meteorites, a single process of accumulation.*