

УДК 550.40 : 546.02

О ВЕЩЕСТВЕ, СФОРМИРОВАВШЕМ ВЕРХНЮЮ
ОБОЛОЧКУ ЗЕМЛИ

ГАЛИМОВ Э. М., БАННИКОВА Л. А., БАРСУКОВ В. Л.

Установлена родственность вещества углистых хондритов веществу верхней оболочки Земли на основании сопоставления изотопных составов углерода, азота, водорода, инертных газов; соотношения летучих и содержания главных породообразующих элементов в верхней оболочке Земли и различных типах метеоритов. Участие вещества типа углистых хондритов в формировании земной коры, по-видимому, определило многие особенности геологического облика планеты, в частности наличие гидросферы и углеродно-водного типа жизни. Рассмотрены некоторые следствия, вытекающие из предложенной модели.

К проблеме происхождения и состава исходного вещества Земли обращались многие исследователи. Очевидно, что состав этого вещества во многом определил последующее химическое и геологическое развитие планеты. Выяснение этого вопроса имеет немаловажное значение также для понимания процессов образования планетной системы в целом.

Общепринятым подходом является сопоставление вещества Земли и метеоритов. Вещество Земли, как известно, близко к веществу каменных метеоритов. Однако изотопный состав летучих земной коры противоречит возможности происхождения их за счет летучих наиболее распространенной разновидности каменных метеоритов — обыкновенных хондритов. Нами было отмечено [1, 2], что наблюдаемый изотопный состав углерода в земной коре можно объяснить, если допустить его двойное происхождение: за счет материала обыкновенных и углистых хондритов (две линии эволюции углерода). Подавляющая часть углерода должна была произойти при этом из материала, аналогичного углистым хондритам, хотя доля его в общем балансе вещества Земли могла быть небольшой. Имелось в виду, что материал углистых хондритов вошел в состав верхней оболочки Земли на завершающей стадии ее аккумуляции. В несколько иной форме роль вещества углистых хондритов в аккумуляции планеты рассматривалась Рингвудом [3], затем Турекьяном и Кларком [4]. Кокубу и др. [5] проводили параллель между обогащенностью дейтерием углистых хондритов и обогащенностью океана дейтерием относительно предполагаемой ювенильной воды. Возражение против вклада вещества углистых хондритов сводилось к тому, что углистые хондриты редки, и поэтому мало вероятно, что вещество этого типа играло сколько-нибудь ощутимую роль в процессах планетарного масштаба [6]. В последнее время Андерс и его коллеги [7, 8] вновь подчеркнули значение вещества углистых хондритов в формировании верхней оболочки Земли. Мы показали в свою очередь, что не только изотопный состав некоторых элементов, в том числе благородных газов, но и соотношения летучих в земной коре показывают тесное сродство с веществом углистых хондритов [9]. В настоящей работе мы хотим вернуться к обсуждению этой проблемы на основе более широкого анализа литературных данных.

Нужно сказать, что любые аналогии между составом Земли и метеоритов содержат в себе ряд принципиальных ограничений, связанных с непредставительностью и неадекватностью имеющихся данных. Фактические данные относятся только к земной коре и лишь в небольшом числе образцов — к верхам маэтин. Нет оснований полагать также, что современные типы метеоритов отражают в полном объеме весь спектр составов допланетного вещества. При этом как земные, так и в мень-

шей степени метеоритные материалы могут быть изменены вторичными процессами.

То обстоятельство, что с веществом метеоритов может сопоставляться только состав доступной нам верхней оболочки, т. е. коры и верхней мантии, предопределяет неизбежную зависимость оценки результатов сопоставлений от моделей дифференциации Земли. Чтобы сделать эту процедуру по возможности объективной, используем следующий подход. В качестве исходного варианта принимаем, что верхняя оболочка в целом унаследовала состав вещества, участвовавшего в заключительной стадии аккумуляции планеты. Дифференциация этого вещества произвела кору (включая гидросферу и атмосферу) и то остаточное после выплавления коры вещество, которое соответствует современной верхней мантии. При этом условии составы коры и верхней мантии должны обнаруживать комплементарность по отношению к исходному веществу. Иначе говоря, последнее должно по каждому элементу обладать составом, промежуточным между корой и остаточным веществом. Используя данные о распространенности данного элемента в коре, мантии и исходном веществе предполагаемого метеоритного состава, можно получить коэффициент комплементарности. Численно он равен отношению масс коры и остаточного вещества. Если принятое условие замкнутости верхней оболочки справедливо, то коэффициенты комплементарности для всех элементов должны быть одинаковы. Это предельный случай гетерогенной аккреции. В случае если состав верхней оболочки не является полностью унаследованным от состава исходного вещества (например, если она сама была выплавлена из вещества большего объема), то, очевидно, сопровождавшие ее выплавление процессы дифференциации приведут в той или иной мере к нарушению комплементарности.

Таким образом, принцип, который мы используем, состоит в том, чтобы оценить комплементарность распространенности элементов и изотопов в коре и мантии по отношению к исходному веществу определенного состава. В качестве последнего рассматриваются известные типы метеоритного вещества. Если при этом для всех типов метеоритов получаются неразумные (например, отрицательные) либо резко несогласующиеся коэффициенты комплементарности, то это означает, что либо условие замкнутости верхней оболочки несправедливо, либо среди известных типов метеоритов нет вещества, родственного веществу верхней оболочки Земли. Напротив, если по отношению к какому-либо метеоритному составу комплементарность имеет место, то это означает, во-первых, что условие замкнутости, т. е. гетерогенной аккреции, является реалистичным и, во-вторых, указывает на характер вещества, участвовавшего в заключительном этапе формирования Земли. Наконец, если условие комплементарности выполняется лишь частично, появляются основания для оценки соотношений между разными типами дифференциации или разными типами исходного вещества.

При балансовых расчетах мы оперируем средними значениями содержания элемента в определенном типе метеоритного вещества, что гарантирует от случайных отклонений, могущих возникнуть в силу тех или иных причин в индивидуальном метеорите. То же относится к земному веществу. Балансовые отношения должны соблюдаться между средними величинами, характеризующими состав земной коры, остаточного вещества мантии и определенного типа метеоритного вещества.

ЭЛЕМЕНТЫ ЛЕТУЧИХ В МЕТЕОРИТАХ И ВЕРХНЕЙ ОБОЛОЧКЕ ЗЕМЛИ

Если принять, что большая часть летучих в системе кора — остаточное вещество сосредоточена в коре, то условие комплементарности в отношении летучих приобретает предельный смысл; иначе говоря, изотопные составы, а также соотношения летучих элементов, присущие коре, могут быть непосредственно сопоставлены с соответствующими характеристиками метеоритного вещества.

ИЗОТОПНЫЕ СОСТАВЫ

Величины отношений стабильных изотопов водорода, углерода и азота разных типов метеоритов (по данным [10—17, 19—21, 23, 24]) и соответствующие усредненные величины для земной коры (по данным [18, 22, 23]) приведены на рис. 1—3.

Из рис. 1 следует, что величина δD , характеризующая земную кору (практически океан), лежит вне интервала значений δD для обыкновен-

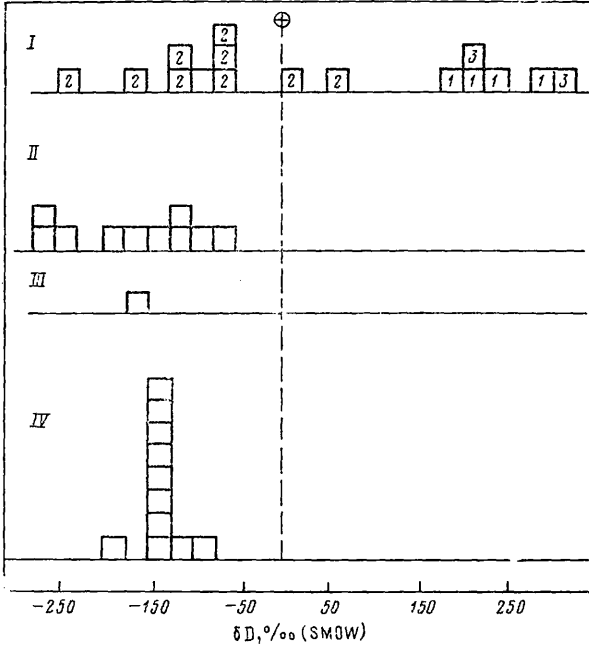


Рис. 1. Сопоставление изотопного состава водорода земной коры с изотопным составом водорода метеоритов разных типов
I — углистые хондриты (1 — тип C1, 2 — тип C2, 3 — тип C3); II — обычные хондриты; III — энстатитовые хондриты; IV — железные метеориты; по данным [11, 29—22]

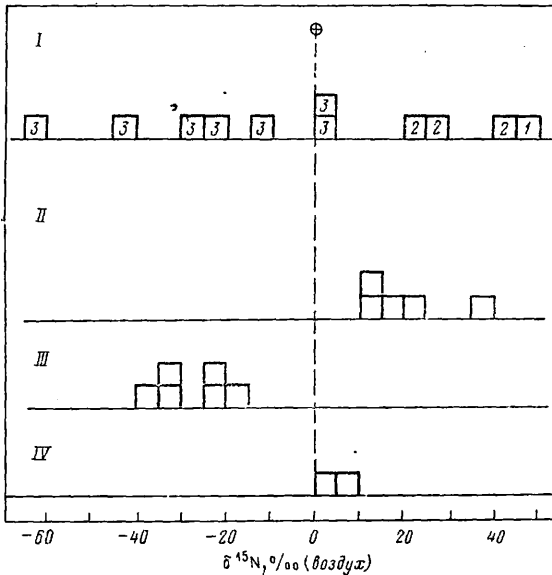


Рис. 2. Сопоставление изотопного состава азота земной коры с изотопным составом азота метеоритов разных типов
I — углистые хондриты (1 — тип C1, 2 — тип C2, 3 — тип C3); II — обычные хондриты; III — энстатитовые хондриты; IV — ахондриты; по данным [23, 24]

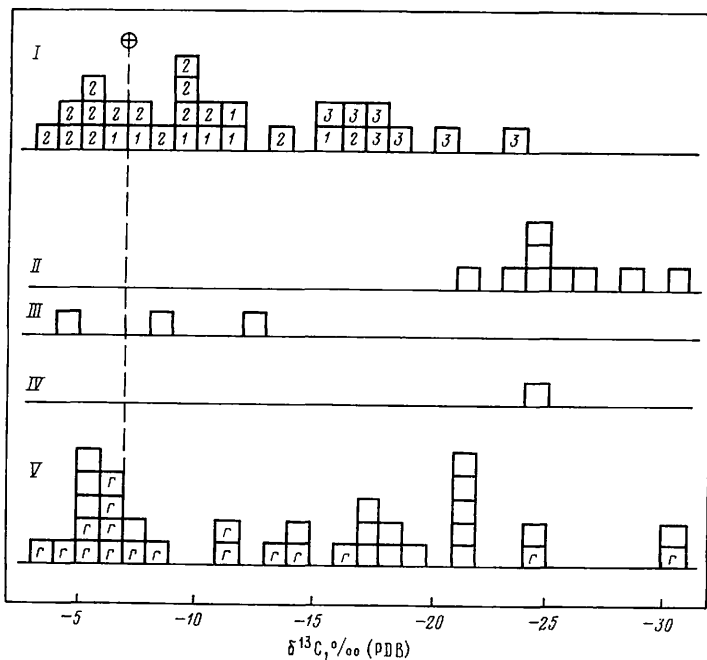


Рис. 3. Сопоставление изотопного состава углерода земной коры с изотопным составом углерода метеоритов разных типов

I — углистые хондриты (1 — тип C1, 2 — тип C2, 3 — тип C3); II — обычные хондриты; III — энстатитовые хондриты; IV — ахондриты; V — железные метеориты (г — графит); по данным [10—18]

ных (H- и L-типов) энстатитовых и железных метеоритов. Единственный тип метеоритов, в интервал значений δD которого попадает величина, отвечающая земной коре, — это углистые хондриты. Из рис. 2 видно, что величина $\delta^{15}N$ для земной коры (атмосферы) лежит в диапазоне вариаций для углистых хондритов и вне диапазона величин, характеризующих другие типы метеоритов. На рис. 3 приведены данные

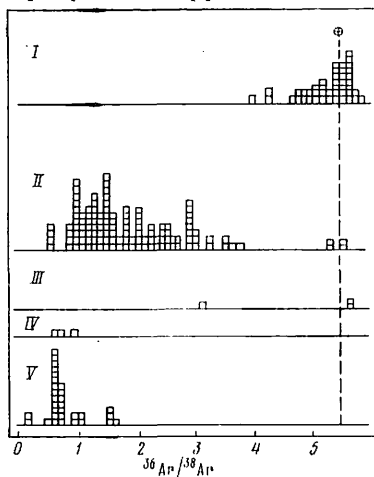


Рис. 4. Сопоставление изотопного состава аргона земной атмосферы с изотопным составом аргона метеоритов разных типов

I — углистые хондриты; II — обычные хондриты; III — энстатитовые хондриты; IV — ахондриты; V — железные метеориты; по данным [25—28, 31, 35—40, 47, 49—51, 56—61, 63—70, 72]

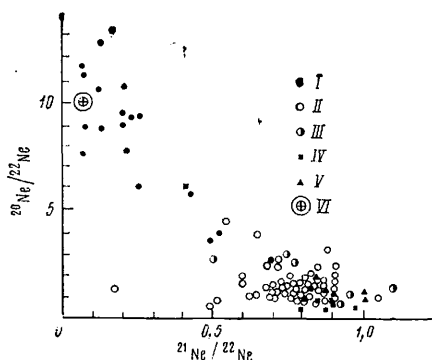


Рис. 5. Изотопный состав неона земной атмосферы и метеоритов разных типов

I — углистые хондриты; II — обычные хондриты; III — энстатитовые хондриты; IV — ахондриты; V — железные метеориты; VI — среднее для земной коры; по данным [25—28, 31, 35—40, 47, 49—51, 56—61, 63—70, 72]

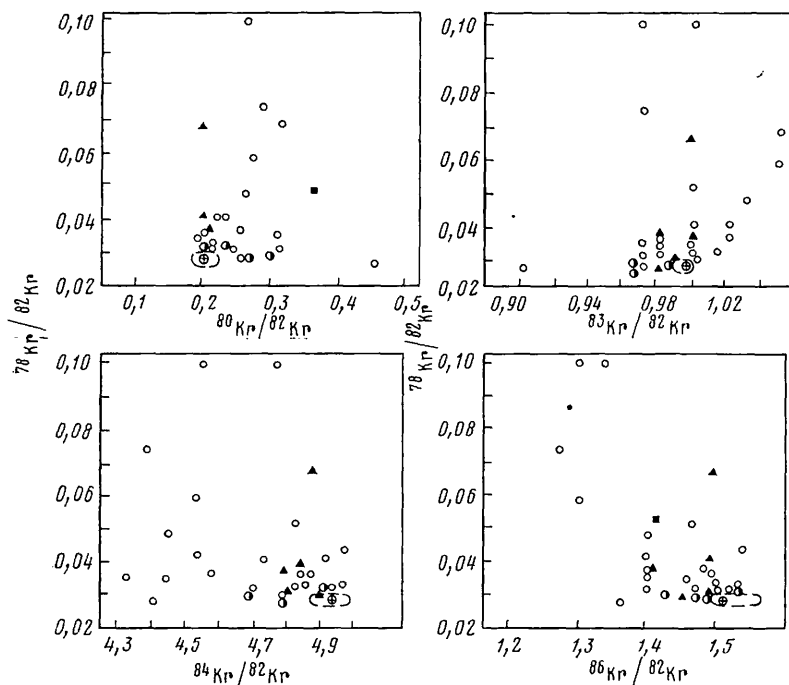


Рис. 6. Изотопный состав криптона земной атмосферы и метеоритов разных типов по данным [28, 29, 32—34, 41, 43—46, 48, 50, 51, 55, 62, 65—67, 70, 74]

Пунктиром ограничена область значений изотопных отношений для углистых хондритов. Остальн. обозн. см. рис. 5

по изотопному составу углерода. Значение $\delta^{13}\text{C}$ для земной коры находится в интервале вариаций $\delta^{13}\text{C}$, присущих углистым хондритам, и вне интервалов, характеризующих обыкновенные хондриты и ахондриты. Помимо углистых хондритов в диапазон $\delta^{13}\text{C}$, характерный для среднего углерода земной коры, попадают графит железных метеоритов и углерод энстатитовых хондритов.

Сопоставление изотопного состава инертных газов земной коры (атмосферы) и разных типов метеоритов показано на рис. 4—7, составленных по данным [25—75]. Следует отметить, что, поскольку отношения изотопов инертных газов могут быть изменены ядерными реакциями, обычно вычисляют состав так называемой первичной компоненты. Однако эта процедура связана с рядом допущений [75, 76]. Поэтому мы предпочитаем сравнивать экспериментально полученные изотопные составы рассматриваемых объектов и рассматривать, каким образом вклад космогенных и радиогенных добавок к инертным газам может изменить их изотопный состав.

Изотопные отношения аргона и неона атмосферы, как видно из рис. 4 и 5, обнаруживают отчетливо выраженное сродство к веществу углистых хондритов. Изотопные отношения криптона разных типов метеоритов представлены в виде серии графиков (рис. 6). Точка, отвечающая изотопным отношениям криптона в земной коре для каждой пары изотопов, лежит в пределах совокупности точек, характеризующих вещество углистых хондритов. На рис. 7 для каждой пары изотопов ксенона показано отклонение изотопного отношения для данного типа метеорита от соответствующего изотопного отношения земного ксенона. Метеориты всех типов обнаруживают отклонения от значений, определенных для земной атмосферы. Наименьшим разбросом точек и наименьшей величиной отклонения отличаются углистые хондриты, а также железные метеориты.

Отличия, наблюдающиеся в распределении изотопов инертных газов в метеоритах и земной коре, вероятно, объясняются тем, что изотопные

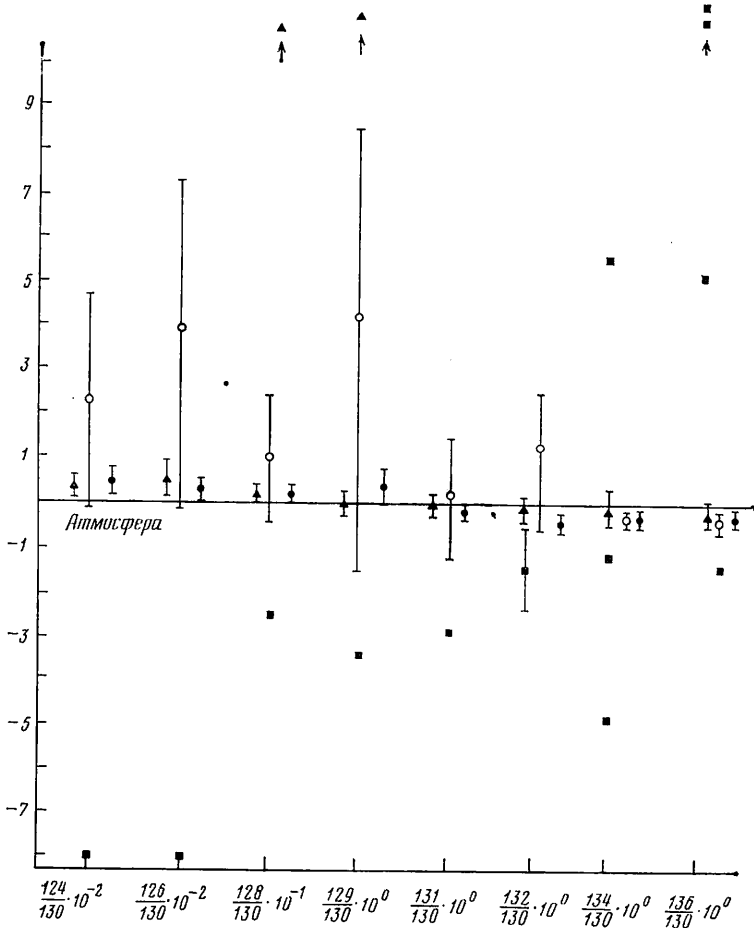


Рис. 7. Отклонения изотопных отношений ксенона метеоритов разных типов от соответствующих отношений для ксенона земной атмосферы по данным [28,—31, 33, 34, 38, 39, 41—48, 50—56, 62, 65, 66, 68—71, 74]. Усл. обозн. см. рис. 6

отношения могли быть сдвинуты как в результате реакций скалывания, так и реакций распада тяжелых ядер, происходивших за время существования Земли и метеоритов как твердых тел. При этом спаллогенные изотопы образуются в метеоритах, в то время как накопление радиогенных изотопов в большей степени присуще земному веществу. Действительно, атмосфера Земли относительно обогащена тяжелыми изотопами (продуктами деления) и обеднена легкими (спалогенными) изотопами.

Итак, сопоставление изотопных составов элементов летучих в метеоритах и земной коре показывает, что лишь углистые хондриты выдерживают сравнение с земным веществом по всем рассмотренным параметрам.

В ряде случаев железные метеориты и энстатиновые хондриты имеют изотопный состав элементов, сходный с изотопным составом соответствующих элементов в земной коре, и практически никакой общности с веществом земной коры в этом отношении не обнаруживают обыкновенные хондриты и ахондриты.

ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ СОДЕРЖАНИЯ ЛЕТУЧИХ

Массы летучих компонентов в земной коре представлены в табл. 1, составленной по данным [77—80]. В табл. 2, составленной по данным [11, 12, 31—103], приведены средние содержания этих элементов в ме-

Расчет масс летучих элементов в земной коре

Элемент	Литосфера $M = 28,5 \cdot 10^{24}$ г		Океан $M = 1,37 \cdot 10^{24}$ г		Атмосфера $M = 5,2 \cdot 10^{21}$ г		Масса элемента в верхних оболочках Земли 10^{21} г
	содержание	масса $\cdot 10^{21}$ г	содержание	масса $\cdot 10^{21}$ г	содержание	масса $\cdot 10^{21}$ г	
H ₂ O		900 [79]		1370 [78]			2300
C		132 [79]					132
N	50 ppm [77]	1,43	13 мг/л	0,02	75,5%	3,95	5,4
F		8,6 [79]					8,6
Cl		9,5 [79]		26,4			35,9
Br	2,5 ppm [80]	0,071	$6,5 \cdot 10^{-2}$ г/л [78]	0,089			0,16
I	0,5 ppm [80]	0,014	$5 \cdot 10^{-6}$ г/л [78]				0,014
Ne						$7 \cdot 10^{19}$ см ³ [75]	$7 \cdot 10^{19}$ см ³
Ar						$0,02 \cdot 10^{22}$ см ³ [75]	$0,02 \cdot 10^{22}$ см ³
Kr						$4 \cdot 10^{18}$ см ³ [75]	$4 \cdot 10^{18}$ см ³
Xe						$3,5 \cdot 10^{17}$ см ³ [75]	$3,5 \cdot 10^{17}$ см ³

Таблица 2

Средние содержания ($\cdot 10^{-6}$ г/г, а для благородных газов $\cdot 10^{-9}$ см³/г) некоторых летучих элементов в различных типах метеоритов

Элемент	Углистые хондриты				Обыкновенные хондриты	Энстатитовые хондриты	Ахондриты
	тип I	тип II	тип III + IV	среднее			
H ₂ O	201 000	130 400	7200	110 000	2000	1000	—
C	31 000	22 300	3300	18 800	1100	400	700
N *	1 476	688	32	732	25	416	9
Cl	563	338	272	391	137	511	15
F	118	68	136	107	129	190	39
Br	2,5	1,6	1,7	1,9	0,3	2,8	0,25
I	0,367	0,297	0,190	0,287	0,049	0,191	0,082
⁽³⁶⁺³⁸⁾ Ar	988	559	778	775	414	97	99
Ne	433	329	266	343	165	126	101
Kr	19,0	16,5	13,3	16,2	0,28	2,5	0,18
Xe	34,6	13,7	15,8	21,4	0,43	4,9	0,24

* Азот в углистых хондритах, определенный разными методами, дает сильно отличающиеся результаты. В настоящей работе использованы данные [23], полученные методом пиролиза в вакууме.

Таблица 3

Соотношения летучих в некоторых типах метеоритов и в земной коре

Отношение элементов	Земная кора	Углистые хондриты			Обыкновенные хондриты	Энстатитовые хондриты	Ахондриты
		C1	C2	C3			
H ₂ O/C	10	6,7	5,9	2,2	1,7	0,25	25
C/N	25	21	32	103	44	9,6	77
F/Cl	0,25	0,21	0,20	0,50	0,9	0,4	2,6
Br/Cl ($\cdot 10^3$)	4,5	4,4	4,7	6,2	2	5,5	16
I/Cl ($\cdot 10^3$)	0,4	0,65	0,9	0,7	0,3	0,4	5,5
Ne/Ar	0,36	0,4	0,6	0,3	4	1,2	1
Ar/Kr	50	52	34	58	147	39	550
Kr/Xe	11,1	0,6	1,2	0,8	0,7	0,5	0,8

теоритах разных типов. При составлении этой таблицы не учитывались величины, резко выпадающие из совокупности данных, характеризующих определенные типы метеоритов, и не принимались в расчет отдельных метеоритов, для которых величины, проводимые разными авторами, не согласуются между собой. По остальным данным вычислены средние. Полученные величины в сущности являются медианами — величинами, наиболее характерными для данного типа метеоритов.

На основании табл. 1 и 2 составлена табл. 3, демонстрирующая средние соотношения летучих компонентов в метеоритах и земной коре. Из этой таблицы видно, что значения относительного содержания летучих в земной коре в большинстве случаев обнаруживают удивительную близость к соответствующим значениям для углистых хондритов, в особенности углистых хондритов первого типа.

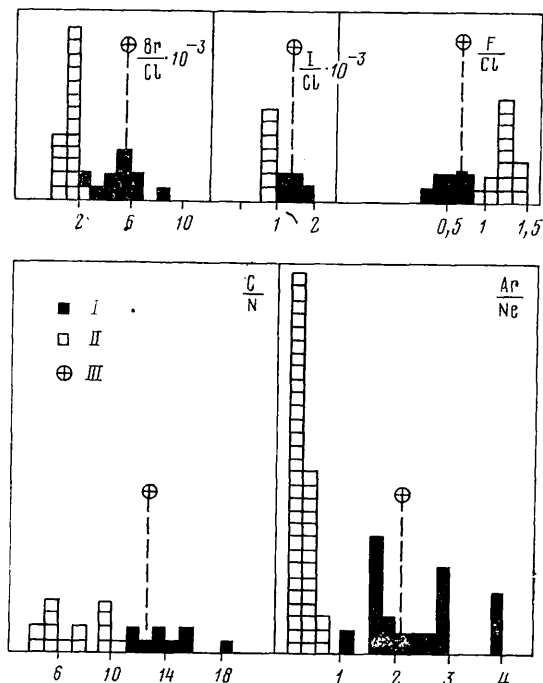


Рис. 8. Соотношения элементов летучих для метеоритов разных типов

I — углистые хондриты; II — обычные хондриты; III — среднее для земной коры; по данным [81—103]

На рис. 8 представлены совокупности соотношений летучих для отдельных метеоритов из числа углистых и обычных хондритов. В эти совокупности включены те метеориты, для которых существуют определения каждого из сопоставляемых элементов. Как видно, земная кора попадает в совокупность значений, принадлежащую классу углистых хондритов. Исключение представляет отношение Kg/Xe , величина которого, полученная для земной коры, более чем на порядок выше величин, характеризующих метеориты рассмотренных классов. Возможно, это связано с тем, что содержание ксенона в атмосфере не характеризует его содержание в верхней оболочке в целом. В литосфере и в гидросфере могут находиться существенные количества ксенона, долю которых в общем балансе ксенона трудно учесть.

Осуществляя теперь подход, о котором говорилось выше, рассмотрим, в какой мере разные типы исходного вещества, в частности вещества углистых хондритов, удовлетворяют принципу комплементарности жоры и остаточного вещества.

Упомянутые условия замкнутости верхней оболочки и полной ее дегазации количественно можно выразить соотношениями

$$M_{исх} = M_{коры} + M_{ост} \quad \text{и} \quad m_i = c_i M_{исх},$$

где M с соответствующим индексом означает массу исходного вещества, вещества коры и остаточного вещества верхней мантии после выплавления коры; m_i — масса i -ого элемента в коре; c_i — содержание его в

Таблица 4

Коэффициенты комплементарности φ_i , рассчитанные по элементам летучих, при исходном веществе, отвечающем разным типам метеоритов

Элемент	Углистые хондриты				Обыкновенные хондриты	Ахондриты
	C1	C2	C3	среднее		
H ₂ O	(-0,6) *	(-0,4)	10,4	(-0,2)	40	—
C	(-0,8)	(-0,8)	0,4	(-0,7)	3	6
N	(-0,9)	(-0,7)	5	(-0,7)	7	6
F	1,6	3,5	1,2	1,8	1	6
Cl	1,3	2,8	3,7	2,2	8	84
Br	1,3	2,6	2,3	1,9	18	22
I	0,5	0,7	1,6	0,7	10	5
Ne	4,8	6,6	8,4	6,2	14	24
Ar	6,2	11,8	8,2	8,0	171	74
Kr	6,5	7,6	10	7,7	28	68
Xe	(-0,6)	(-0,1)	(-0,2)	(-0,4)	56	594

* Величины, заключенные в скобках, не имеют физического смысла.

исходном метеоритном веществе. В той мере, в какой справедливы указанные условия, должно выполняться соотношение

$$m_i/c_i - M_{\text{коры}} = M_{\text{ост.}}$$

Основываясь на известном содержании каждого из рассмотренных элементов в земной коре m_i , оцененном содержании его в метеоритном веществе c_i и величине массы земной коры ($M_{\text{коры}} = 28 \cdot 10^{24}$ г [79]), можно оценить $M_{\text{ост}(i)}$ по каждому из рассматриваемых элементов, или, что удобнее, коэффициент

$$\varphi_i = M_{\text{ост}}/M_{\text{коры}}$$

Результаты соответствующих расчетов для различных типов исходного вещества представлены в табл. 4.

Обращает на себя внимание, что в случае углистых хондритов величины φ_i получаются отрицательными для углерода, азота, воды и ксенона. Это противоречит физическому смыслу коэффициента φ_i и свидетельствует о том, что какие-то из исходных посылок оказались неудовлетворительными. Ситуацию трудно объяснить, если связывать ее только с нарушением условий полной дегазации или замкнутости верхней оболочки, а также с неопределенностью оценок составов метеоритов и земного вещества. Более вероятна следующая альтернатива: либо вещество, исходное для верхних оболочек Земли, не было строгим аналогом углистых хондритов, либо масса выпавшего вещества углистых хондритов была меньше массы современной земной коры. В первом случае исходное вещество, будучи родственным по изотопному составу и соотношению ряда летучих веществ углистым хондритам, должно было отличаться от него меньшим содержанием воды, углерода, азота и более высоким содержанием благородных газов. В принципе это возможно. Но тогда мы встаем на путь произвольного конструирования подходящих составов. Такие попытки предпринимались [7, 8], но они не были убедительными. Во втором случае элементы и соединения, которыми углистые хондриты богаче, чем земная кора, будут характеризоваться отрицательными коэффициентами φ_i , как это и имеет место для H₂O, C и N. Но тогда, напротив, элементы, характеризующиеся положительными коэффициентами комплементарности, прежде всего благородные газы, должны были иметь иной источник помимо вещества углистых хондритов. В то же время по относительному содержанию и изотопному составу земные благородные газы имеют явное сходство с благородными газами углистых хондритов. Если придерживаться второй из упомянутых альтернативных версий, следует рассматривать возможность того, что благородные газы земной коры произошли главным образом не из вещества типа углистых хондритов, выпавшего на завер-

шающей стадии аккумуляции Земли, а в результате дегазации внутренних зон планеты. При этом, однако, следует принять гипотезу о том, что состав благородных газов, который наблюдается в углистых хондритах, характерен был для самых ранних стадий эволюции протопланетного облака. Поэтому газы такого состава были захвачены формирующимися ядрами планет. Этим, может быть, объясняется удивительное на первый взгляд сходство в изотопном составе инертных газов углистых хондритов и железных метеоритов [104].

ГЛАВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА

В табл. 5 приведены средние значения $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для разных типов метеоритов, земной коры и ультраосновных пород, представляющих остаточное вещество. Только величины $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$ углистых хондритов отвечают условию комплементарности, т. е. занимают промежуточное

Таблица 5

Изотопный состав кислорода земного и метеоритного вещества

δ , ‰	Земная кора [22, 80, 105—107]	Углистые хондриты [108, 113, 114]	Обыкновенные хондриты [109—111, 114]	Энстатитовые хондриты [114]	Ахондриты [114]	Железные метеориты (олвин) [114, 115]	Ультраосновные породы [105]
$\delta^{17}\text{O}$	5,0	4,1	2,7	2,8	1,9	2,1	3,0
$\delta^{18}\text{O}$	10,0	8,5	4,9	5,3	4,1	4,9	6,0

положение между соответствующими величинами для земной коры и ультраосновных пород. Но величины $\delta^{16}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$ не являются независимыми. В процессах физико-химического фракционирования (за исключением случая ядерно-спинового изотопного эффекта) они связаны соотношением 2:1. На графике в координатах $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{17}\text{O}$ точки, относящиеся к совокупности объектов, изотопные вариации в которых обусловлены только масс-зависимым фракционированием, должны расположиться на прямой линии. Такова линия земного фракционирования

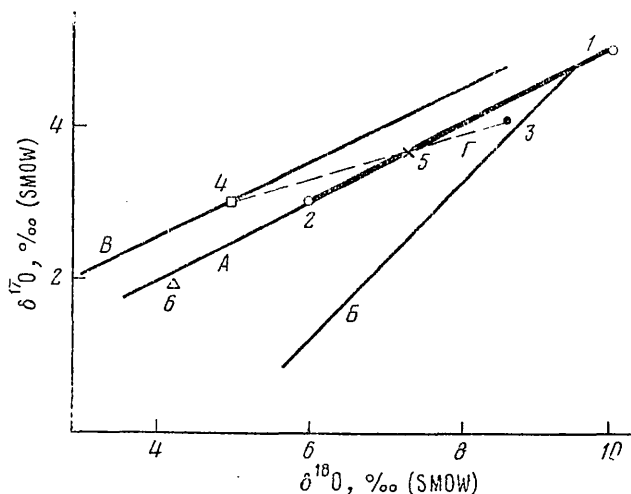


Рис. 9. Трехизотопный график кислорода

А — линия масс-зависимого земного фракционирования изотопов кислорода; Б — линия аномального изотопного распределения в углистых хондритах; В — линия фракционирования в обычных хондритах; Г — линия смешения вещества обычных и углистых хондритов; 1 — средний изотопный состав кислорода земной коры; 2 — средний изотопный состав кислорода ультраосновных пород (мантн); 3 — средний изотопный состав углистых хондритов; 4 — средний изотопный состав обычных хондритов; 5 — гипотетический изотопный состав кислорода исходного вещества верхней оболочки, отвечающий смешению в соответствующей пропорции вещества углистых и обычных хондритов. Жирной линией выделен интервал комплементарности

(А) и линия, связывающая изотопные составы отдельных метеоритов из числа обыкновенных хондритов (Б). Клейтон и др. [114, 115] показали, что в углистых хондритах имеет место изотопная аномалия кислорода, выражающаяся в том, что линия (Г) в координатах $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{17}\text{O}$ идет по углу к линии масс-зависимого фракционирования. Это может быть обусловлено примесью чистого нуклида ^{16}O . Открытие ядерно-спинового изотопного эффекта [116] сделало в принципе возможным объяснение этого эффекта спин-зависимым фракционированием [117]. Но в данном контексте это не имеет значения. Важен средний изотопный состав углистых хондритов. Соответствующая ему на рис. 9 точка 3 не ложится на линию масс-зависимого фракционирования, хотя величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$ вещества углистых хондритов в отдельности отвечают условию комплементарности. Следовательно, вещество типа углистых хондритов не могло быть единственным исходным веществом верхней оболочки. Точка, отвечающая изотопному составу кислорода обычных хондритов (4), не лежит на линии масс-зависимого фракционирования. Кроме того, они находятся вне интервала комплементарности. Важно, однако, что линия, соединяющая точки 3 и 4, пересекает линию земного фракционирования (точка 5), причем в интервале комплементарности между точками 1 и 2 линии А (на графике этот интервал выделен жирной линией). Следовательно, исходное вещество верхней оболочки могло отвечать некоторой смеси вещества углистых и обычных хондритов. Это согласуется с тем выводом, к которому мы уже пришли, анализируя изотопный состав и соотношения летучих.

ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ СОДЕРЖАНИЯ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Коэффициент комплементарности φ_i по каждому i -му элементу в соответствии с определением, данным выше, запишется следующим образом:

$$\varphi_i = (M_{\text{ост}}/M_{\text{коры}})_i = [c_{(\text{коры})i} - c_{(\text{исх})i}] / [c_{(\text{исх})i} - c_{(\text{ост})i}],$$

$$[c_{(\text{коры})i} - c_{(\text{исх})i}] / [c_{(\text{исх})i} - c_{(\text{ост})i}],$$

где c_i с соответствующим индексом означает содержание одного элемента в земной коре, исходном составе и остаточном подкоровом веществе. Состав последнего отождествлен с составом дунитов для континентального сектора и гарцбургитов — для океанического. Исходные данные по химическим составам приведены в табл. 6.

Вычисление коэффициентов комплементарности показывает, что ни для одного метеоритного вещества состав породообразующих элементов не удовлетворяет полностью балансовым соотношениям в системе кора — метеоритный состав — остаточное подкоровое вещество. Причина состоит прежде всего в избыточном содержании железа в каменных метеоритах. Отсюда следует, что либо в процессе аккумуляции на Землю поступало вещество, уже обедненное железом, либо, что более вероятно, верхняя оболочка в целом является продуктом более крупно-

Таблица 6

Средние составы верхней оболочки Земли и метеоритов

Элемент	Земная кора в целом [79]	Континентальная кора [79]	Океаническая кора [118]	Дунит [119]	Гарцбургит [118]	Углистые хондриты [121]	Обыкновенные хондриты [120]	Пироксен-плагиоклазовые ахондриты [122]	Гиперстеновые ахондриты [122]
Fe	6,53	6,13	8,13	7,33	6,51	22,94	25,74	13,13	13,13
Si	26,98	27,95	23,71	19,08	21,16	14,27	18,24	23,10	24,90
Mg	3,39	3,01	4,89	29,18	25,87	12,33	14,75	6,60	16,10
Al	8,05	8,00	8,42	0,52	0,91	1,27	1,35	5,80	0,8
Ca	6,06	5,21	8,24	0,14	0,50	1,60	1,43	7,20	1,0
Na	1,89	1,86	1,98	0,07	0,15	0,59	0,75	0,37	0,017
K	1,39	1,72	0,22	0,04	0,08	0,10	0,14	0,03	0,001
O	45,68	46,10	44,41	43,65	44,82	40,80	35,43	42,3	44,0

Таблица 7

Модифицированные составы углистых и обычных хондритов

Элемент	Силикатная составляющая углистых хондритов (состав I) *	Силикатная составляющая обычных хондритов (состав II) **	Силикатная составляющая обычных хондритов минус железистый оливин (состав III)
Fe	7,21	12,10	7,7
Si	22,52	22,22	23,12
Mg	19,48	17,98	18,95
Al	2,0	1,65	2,02
Ca	2,52	1,74	2,13
Na	0,94	0,91	1,11
K	0,16	0,10	0,10
O	45,17	43,22	44,74

* Состав углистых хондритов за вычетом сульфидов и магнетита.

** Состав обычных хондритов за вычетом металлической фазы и сульфидов.

Таблица 8

Коэффициенты комплементарности, рассчитанные по основным пороодообразующим минералам при разном типе исходного вещества

Элемент	B-Y	B-X	B-Y _{Si}	B-X _{Si}	K-Y _{Si}	K-X _{Si}	O-Y _{Si}	O-X _{Si}	O-X _{Si-ol}
Fe	(-)	(-)	5,7	(-)	9,0	(-)	1,3	(-)	0,4
Si	(-)	(-)	1,3	1,5	1,6	1,8	0,9	1,4	0,3
Mg	0,5	0,8	1,7	1,3	1,7	1,3	2,3	1,6	2,0
Al	9,0	8,1	4,1	5,7	4,0	5,6	5,9	9,1	5,8
Ca	4,0	3,6	1,5	2,7	1,1	2,2	2,8	5,2	3,7
Na	2,5	1,6	1,1	1,2	1,1	1,1	1,3	1,4	0,9
K	21,5	12,5	10,2	21,5	13,0	27,0	0,7	6,0	6,0
O	(-)	(-)	0,3	(-)	0,6	(-)	(-)	(-)	4,1

Примечание. В — верхняя оболочка в целом, О — океанический сектор верхней оболочки, К — континентальный сектор верхней оболочки; Y — вещество углистых хондритов (табл. 6); X — вещество обычных хондритов (табл. 6); Y_{Si} — силикатная составляющая углистых хондритов (состав I, табл. 7); X_{Si} — силикатная составляющая обычных хондритов (состав II, табл. 7); X_{Si-ol} — силикатная составляющая обычных хондритов (состав III, табл. 7).

масштабной дифференциации, в ходе которой она утратила избыток железа. Выше уже говорилось о том, что условие замкнутости верхней оболочки не удается совместить с поведением летучих.

Наиболее очевидным результатом дифференциации метеоритного состава должно быть отделение силикатной составляющей. По отношению к веществу углистых хондритов это означает удаление железа в виде сульфидов и магнетита. В этом случае одновременно удаляется избыточная сера, содержание которой в метеоритном составе также не соответствует условию комплементарности. Отделение силикатной составляющей от вещества обычных хондритов означает удаление железа в металлической форме и в виде троилита. Составы силикатной составляющей вещества углистых и обычных хондритов приведены в табл. 7.

Расчет коэффициентов комплементарности с использованием в качестве исходного состава силикатной составляющей углистых хондритов показывает, что в этом случае (табл. 8) все коэффициенты комплементарности становятся положительными. Однако приведенный анализ показал, что вещество углистых хондритов не могло быть исходным для всей верхней оболочки. В то же время вещество обычных хондритов даже в силикатной части содержит все еще слишком много железа (табл. 7). Поэтому в качестве следующего шага следует попытаться удалить остаток избыточного железа в силикатной форме. Эта процедура неизбежно содержит произвол. Однако испытание разных вариантов показывает, что наиболее приемлемым оказывается вариант, при котором железо удаляется в виде железистого оливина FeOMgOSiO₂.

В табл. 7 указан модифицированный таким способом состав силикатной составляющей обычных хондритов (состав III).

Следует отметить, что, по-видимому, невозможно подобрать такой состав исходного вещества, при котором получились бы одинаковые коэффициенты комплементарности для разных порообразующих элементов. То же отмечалось для элементов летучих. Это означает, что система кора — подкоровое вещество не является замкнутой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Уникальной особенностью углистых хондритов является присутствие в них разнообразных органических соединений, включая аминокислоты, нуклеиновые основания, ароматические полимеры, некоторые оксикислоты, порфирины и пр. [121—125]. Отсюда следует, что на поверхности Земли изначально существовала достаточная высокая концентрация восстановленных форм углерода, которые могли обусловить возникновение соединений, имеющих предбиологическое значение. Это устраняет необходимость в действии каких-либо специфических механизмов образования органических соединений на поверхности ранней Земли и обеспечивает высокий органический фон в первичных водоемах, необходимый для реализации вероятности возникновения жизни.

2. По ряду важных признаков (изотопным составам элементов, соотношениям летучих) вещество верхней оболочки Земли обнаруживает сродство с веществом углистых хондритов.

3. Вместе с тем вещество углистых хондритов не могло быть исходным для всей массы верхней оболочки. Вероятно, вклад его составил по массе величину, меньшую величины современной массы земной коры.

4. Состав верхней оболочки не отвечает условию ее замкнутости, т. е. она сложена не только веществом, аккумулярованным планетой на заключительной стадии ее формирования (предельный случай гетерогенной аккреции), но и является продуктом более глубокой планетной дифференциации исходного вещества Земли.

Авторы благодарят А. П. Лаврухину за ценные замечания и полезную дискуссию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галимов Э. М. Изотопы углерода в геологии.— Тезисы докладов I Всесоюзного симпозиума по применению стабильных изотопов в геологии. М.: Изд. ГЕОХИ АН СССР, 1966, с. 30.
2. Галимов Э. М. Об эволюции углерода Земли.— Геохимия, 1967, № 5, с. 530.
3. Ringwood A. E. Origin of the Moon: the precipitation hypothesis.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 8, № 2, p. 41.
4. Turekian K. K., Clark S. P. In homogeneous accumulation of the Earth from the primitive solar nebula.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 6, № 5, p. 346.
5. Kokubu N., Mayeda T., Urey M. C. Deuterium content of minerals, rocks and liquid inclusion from rocks.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, v. 21, p. 247.
6. Виноградов А. П., Кропотова О. И. Об изотопном фракционировании углерода в геологических процессах.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1967, № 11, с. 32.
7. Ganapathy R., Anders E. Bulk compositions of the moon and earth estimated from meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 2, p. 1181.
8. Anders E., Owen T. Mars and Earth: origin and abundance of volatiles.— *Science*, 1977, v. 198, p. 453.
9. Галимов Э. М., Банникова Л. А. Некоторые особенности распространенности изотопов в коре и метеоритах в связи с вопросом о происхождении земной коры.— Тезисы докладов симпозиума «Дегазация Земли и геотектоника». М.: Наука, 1976, с. 19.
10. Deins P., Wickman F. E. A contribution to the stable carbon isotope geochemistry of iron meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, v. 39, № 5, p. 547.
11. Boato G. The isotopic composition of hydrogen and carbon on the carbonaceous chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1954, v. 6, p. 209.
12. Smith J. W., Kaplan J. R. Endogeneous carbon in carbonaceous meteorites.— *Science*, 1970, v. 167, № 3923, p. 1367.
13. Begemann F., Heinzinger K. Content and isotopic composition of carbon in the light and dark portion of gas-rich chondrites.— In: *Meteorite Res. Proc. Sympos. Vienna*, 1968, p. 87.
14. Krouse H. R., Modzeleski V. E. C^{13}/C^{12} abundance in components of carbonaceous meteorites and terrestrial samples.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, № 4, p. 459.

15. *Belsky T., Kaplan J. R.* Light hydrocarbon gases, ^{12}C and origin of organic matter in carbonaceous chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, № 3, p. 257.
16. *Виноградов А. П., Кропотова О. И., Вдовыкин Г. П., Гриненко В. А.* Изотопный состав различных фаз углерода высокоуглеродистых метеоритов.— *Геохимия*, 1967 № 3, с. 267.
17. *Deines P., Wicmaun F.* The isotopic composition of «grafitic» carbon from iron meteorites and some remarks on the troilitic sulfur of iron meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 34, p. 1295.
18. *Галимов Э. М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 222 с.
19. *Edwards G.* Isotopic composition of meteoritic hydrogen.— *Nature*, 1955, v. 176, № 4472, p. 109.
20. *Robert F., Merlivat L., Javoy M.* Water and deuterium contents in eight chondrites.— *Meteoritics*, 1977, v. 12, № 3, p. 349.
21. *Kolodny Y., Kerridge J. F., Kaplan J. R.* Deuterium in carbonaceous chondrites.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 46, № 2, p. 149.
22. *Природные изотопы гидросферы.* М.: Недра, 1975. 273 с.
23. *Kung C. C., Clayton R. N.* Nitrogen abundances and isotopic compositions in stony meteorites.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 38, p. 421.
24. *Injert W. G., Kaplan J. R.* Nitrogen isotope distribution in meteorites.— *Meteoritics*, 1974, v. 9, № 4, p. 352.
25. *Black D. C.* On the origin of trapped He, Ne and Ar isotopic variation in meteorites.— II. Carbonaceous meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, v. 36, № 3, p. 377.
26. *Black D. C.* Trapped Ne—Ar-isotopic correlation in gas-rich meteorites and carbonaceous chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, № 2, p. 230.
27. *Bogard D. D., Clark R. S., Keith G. E., Reynolds M. A.* Noble gases and radionuclides in Lost City and other recently fallen meteorites.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 17, p. 4076.
28. *Baxter M., Funkhouser G.* Rare gases in the Lost City and Suchy Deel meteorites.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 17, p. 4056.
29. *Clarke W. B., Thode H. G.* The isotopic composition of krypton in meteorites.— *J. Geophys. Res.*, 1964, v. 69, p. 3673.
30. *Clarke R. S., Rao M. N., Kuroda P. K.* Fission and spallation xenon in meteorites.— *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, p. 5143.
31. *Eberhardt P., Eugster O., Geiss G., Marti K.* Rare gas measurements in 30 stone meteorites.— *Z. Naturforsch.*, 1966, B. 21a, S. 414.
32. *Eugster O., Eberhardt P., Geiss J.* Isotopic analyses of krypton and xenon in fourteen stone meteorites.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, № 15, p. 3874.
33. *Eugster O., Eberhardt P., Geiss J.* Krypton and xenon isotopic composition in three carbonaceous chondrites.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 3, N 3, p. 249.
34. *Eugster O., Eberhardt P., Geiss J.* The isotopic composition of krypton in unequilibrated and gas rich chondrites.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 2, № 5, p. 385.
35. *Ganapathy R., Anders E.* Noble gases in eleven H-chondrites. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, № 2, p. 359.
36. *Hintenberger H., König H., Shultz L., Wänke H.* Radiogene, spallogene und primordial edelgase in steinmeteoriten.— *Z. Naturforsch.*, 1965, B. 20a, S. 983.
37. *Hintenberger H., König H., Shultz L., Wänke H.* Radiogene, spallogene und primordial edelgase in steinmeteoriten.— *Z. Naturforsch.*, 1964, B. 19a, p. 327.
38. *Heymann D., Mazor E.* Noble gases in unequilibrated ordinary chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, № 1, p. 1.
39. *Heymann D., Mazor E.* Light-dark structure and rare gas content of the carbonaceous chondrite Nogoya.— *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, № 10, p. 2704.
40. *Hintenberger H., König H., Wänke H.* Über den He und Ne von steinmeteoriten und deren radiogene und kosmogene alter.— *Z. Naturforsch.*, 1962, B. 17a, S. 1092.
41. *Krummenacher C. M., Merrihue R. O., Pepin R. O., Reynolds J. H.* Meteoritic krypton and barium versus the general isotopic anomalies in meteorite xenon.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1962, v. 26, p. 321.
42. *Manuel O. K.* Nobles gases in the Fayetteville meteorite.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, p. 2413.
43. *Meason J. L., Rao M. N.* Heavy rare gases from Lighton chondrite.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, № 6, p. 2297.
44. *Manuel O. K., Wreight R. J., Miller D. K., Kuroda P. K.* Heavy noble gases in Leoville: the case for mass fractionated xenon in carbonaceous chondrites.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, № 29, p. 5963.
45. *Marti K.* Isotopic composition of trapped krypton and xenon in chondrites.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 3, № 3, p. 243.
46. *Marti K., Eberhardt P., Geiss J. Z.* Spallation, fission and neutron capture anomalies in meteoritic krypton and xenon.— *Z. Naturforsch.*, 1966, B. 21a, S. 398.
47. *Merrihue C. M., Pepin R. O., Reynolds G. H.* Rare gases in the chondrite Pautar.— *J. Geophys. Res.*, 1962, v. 67, p. 2017.
48. *Merrihue C. M.* Xenon and krypton in the Bruderheim meteorite.— *J. Geophys. Res.*, 1966, v. 71, p. 263.
49. *Mazor E., Anders E.* Primordial gases in the Jodrie howardite and the origin of gas-rich meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, № 9, p. 1441.
50. *Mazor E., Heyman D., Anders E.* Noble gases in carbonaceous chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, № 7, p. 781.

51. *Manuel O. K., Wright R. J., Miller D. K., Kuroda P. K.* Isotopic composition of rare gases in the carbonaceous chondrites Mokoï and Allende.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, v. 36, № 9, p. 961.
52. *Podosek F. A.* Dating of meteorites by the high temperature release of iodine-correlated Xe^{129} .— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, p. 341.
53. *Reynolds J. H.* Isotopic composition of xenon from enstatite chondrites.— *Z. Naturforsch.*, 1960, B. 15a, S. 1112.
54. *Reynolds M. A., Rao M. N., Meason J. L., Kuroda P. K.* Fissiogenic and radiogenic xenon in the chondrites Beardsley and Holbrook.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, № 10, p. 2711.
55. *Rowe M. W.* On the origin of excess heavy xenon in primitive chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, № 12, p. 1317.
56. *Rowe M. W., Bogard D., Manuel O. K.* Noble gases from Peace River, La Lande and Achilles meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, p. 1199.
57. *Schaeffer O. A., Zähringer J.* He, Ne and Ar isotopes in some iron meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1960, v. 19, p. 94.
58. *Staufjer H.* Primordial argon and neon in carbonaceous chondrites and ureilites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 24, № 1/2, p. 19.
59. *Shultz L., Funk H., Nyquist L., Singer P.* He, Ne and Ar in separated phases of iron meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, № 1, p. 77.
60. *Shultz L., Hintenberger H.* Edelgasmessungen an eisenmeteoriten.— *Z. Naturforsch.*, 1967, B. 22a, B. 5, S. 773.
61. *Zähringer J.* Rare gases in stony meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, № 2, p. 209.
62. *Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А., Ашкинадзе А. Н. и др.* Изотопы ксенона и криптона в каменных метеоритах.— *Геохимия*, 1967, № 4, с. 387.
63. *Герлинг Э. К., Левский Л. К.* О происхождении инертных газов в каменных метеоритах.— *Метеоритика*, 1958, т. 16, с. 24.
64. *Левский Л. К., Федорова И. Ф., Яковлева С. З.* Распределение инертных газов в хондритах.— *Геохимия*, 1971, № 5, с. 515.
65. *Hennecke E. W., Manuel O. K.* Argon, krypton and xenon in iron meteorites.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, № 1, p. 29.
66. *Takaoka N., Nagao K.* Rare gas studies of Yamato-7301 (j), 7304 (m) and — 7305 (k).— In: *Proc. II Sympos. Yamato meteorites. 1978*, p. 198.
67. *Nagao K., Takaoka N.* Rare gas studies of Antarctic meteorites.— In: *Proc. II Sympos. Yamato meteorites. 1978*, p. 207.
68. *Srinivasan B.* Noble gases in six ordinary chondrites: comparison of exposure ages from noble gases with ^{26}Al ages.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, v. 41, № 7, p. 977.
69. *Bogard D. D., Reynolds M. A., Simms L. A.* Noble gas concentrations and cosmic ray exposure age of eight recently fallen chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, № 11, p. 2417.
70. *Srinivasan B., Lewis R. S., Anders E.* Noble gases in separated meteoritic minerals: Murchison (C2), Ornaus (C3), Karoonda (C5) and Abbe (E4).— *Geophys. Res.*, 1977, v. 82, № 5, p. 762.
71. *Sabu D. D., Heunecke E. W., Manuel O. K.* Trapped xenon in meteorites.— *Nature*, 1974, v. 251, № 5470, p. 21.
72. *Edgerley D. A., Rowe M. W.* Spallation xenon from mesosiderites.— *Geochem. J.*, 1979, v. 13, № 3, p. 103.
73. *Begeman F., Weber H. W., Vilcsek E., Hintenberger H.* Rare gases and ^{36}Cl in stony-iron meteorites: cosmogenic elemental production rates, exposure ages, diffusion losses and thermal histories.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, v. 40, № 3, p. 353.
74. *Alexander E. C., Manuel O. K.* Isotopic anomalies of krypton and xenon in Canyon Diablo graphite.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, v. 2, p. 220.
75. *Шуколюков Ю. А., Левский Л. К.* Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М.: Атомиздат, 1972. 335 с.
76. *Гейсс И.* Изотопы инертных газов и дейтерий в Солнечной системе.— В кн.: *Происхождение Солнечной системы*. М.: Мир, 1976, с. 323.
77. *Вольнец В. Ф.* Содержание, формы нахождения и изотопный состав азота в породах и минералах: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. хим. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1972, 21 с.
78. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967, 212 с.
79. *Ронов А. Б., Ярошевский А. А.* Новая модель химического строения земной коры.— *Геохимия*, 1976, № 12, с. 1763.
80. *Taylor S. R.* Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1964, v. 28, № 8, p. 1273.
81. *Kothari B. K., Coel P. S.* Total nitrogen in meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, v. 38, № 10, p. 1493.
82. *Moore C. B., Gibson E.* Nitrogen abundances in chondritic meteorites.— *Science*, 1969, v. 163, № 3863, p. 174.
83. *Gibson E., Moore C. B.* The distribution of total nitrogen in iron meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, № 9, p. 877.
84. *Olling W., Zähringer J.* Total carbon content and primordial rare gases in chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, № 10, p. 1949.
85. *Moore C. B., Lewis C. F.* Total carbon content of ordinary chondrites.— *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, p. 6289.

86. *Dodde R. T., Van Schmus W. R., Koffman D. M.* A survey of the unequilibrated ordinary chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, p. 921.
87. *Tandeu S. N., Wasson J. T.* Gallium, germanium, indium and iridium variation a suite of L-group chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, v. 32, p. 1087.
88. *Goles G. G., Greenland L. B., Jeroma D. I.* Abundances of chlorine, bromine and iodine in meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, № 10, p. 1771.
89. *Reed G. W., Allen R. O.* Halogens in chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1966, v. 30, № 8, p. 779.
90. *Greenland L., Lovering J. F.* Minor and trace element abundances in chondritic meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, p. 821.
91. *Gunten H. R., Wyttenbach A., Scherle W.* Determination of chlorine in stone meteorite by neutron activation analysis.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, p. 475.
92. *Reed G. W.* Fluorine in stone meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1964, v. 28, p. 1729.
93. *Wyttenbach A., Gunten H. R., Scherle W.* Determination of bromine content and isotopic composition of bromine in stony meteorites by neutron activation.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, p. 467.
94. *Reed G. W., Jovanovic S.* Some halogen measurements on achondrites.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 6, № 4, p. 316.
95. *Clark R. S., Rowe M. W., Ganapathy R., Kuroda P. K.* Iodine, uranium and tellurium contents in meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, № 10, p. 1605.
96. *Goles G. G., Anders E.* Abundance of iodine, tellurium and uranium in meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1962, v. 26, p. 723.
97. *Lieberman K. W., Ehmann W. D.* Determination of bromine in stony meteorites by neutron activation.— *J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, № 24, p. 6279.
98. *Krähenbühl M., Ganapathy R., Anders E.* Abundance of 17 trace elements in carbonaceous chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, p. 1353.
99. *Keays R. R., Ganapathy R., Anders E.* Chemical fractionation in meteorites — IV. Abundances of fourteen trace elements in L-chondrites: implications for cosmochemistry.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, v. 35, № 4, p. 337.
100. *Goldberg R., Burnett D. S., Furst M. J., Tombrello T. A.* Fluorine concentrations in carbonaceous chondrites.— *Meteoritics*, 1974, v. 9, № 4, p. 347.
101. *Dreisus G., Palme H., Wänke H.* Fluorine in meteorites.— *Meteoritics*, 1973, v. 8, № 1, p. 19.
102. *Allen R. O., Clark P. J.* Fluorine in meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, v. 41, № 5, p. 581.
103. *Filby R. H., Ball T. K.* Zn and Br in some meteorites by neutron activation analysis.— In: *Proc. Internat. Conf. Mod. Trend. Activat. Anal.*, College Station, Texas, 1965, p. 1.
104. *Hennecke E. W., Manuel O. K.* Argon, krypton and xenon on iron meteorites.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, № 1, p. 29.
105. *Тейлор Г. П.* Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений.— В кн.: *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. М.: Мир, 1970, с. 100.
106. *Savin S. M., Epstein S.* The oxygen hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, p. 43.
107. *Perry E. C., Tan F. C.* Significance of oxygen and carbon isotope variations in early Precambrian cherts and carbonate rocks of Southern Africa.— *Bull. Geol. Soc. America*, 1972, v. 83, p. 647.
108. *Taylor H. P., Duke M. B., Silver L. T., Epstein S.* Oxygen isotope studies of mineral in stony meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, p. 489.
109. *Onuma N., Clayton R. N., Mayeda T. K.* Oxygen isotope cosmothermometer.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1972, v. 36, № 2, p. 169.
110. *Vinogradov A. P., Dontsova E. I., Chupakhin M. S.* Isotopic ratios of oxygen in meteorites and igneous rocks.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1960, v. 18, p. 278.
111. *Reuter J. H., Epstein S., Taylor H. P.* O^{18}/O^{16} ratios of some chondritic meteorites and terrestrial ultramafic rocks.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, № 5, p. 481.
112. *Clayton R. N., Onuma N., Mayeda T. K.* A classification of meteorites based on oxygen isotopes.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 30, № 1, p. 10.
113. *Clayton R. N., Mayeda T. K.* Genetic relations between iron and stony meteorites.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, № 2, p. 168.
114. *Бушаченко А. Л., Галимов Э. М., Ершов В. В. и др.* Обогащение изотопов, индуцированное магнитными взаимодействиями в химических реакциях.— *Докл. АН СССР*, 1976, т. 228, № 2, с. 379.
115. *Галимов Э. М.* Ядерно-спиновый изотопный эффект — новый тип изотопного эффекта.— *Геохимия*, 1979, № 2, с. 285.
116. *Дмитриев Л. В.* Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. дис. на соискание уч. ст. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1973.
117. *Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськин А. Я.* Состав верхней мантии.— В кн.: *Тектоносфера Земли*. М.: Наука, 1978, с. 351.
118. *Urey H. G., Creig H.* The composition of the stone meteorites and the origin of meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, v. 4, p. 36.
119. *Wiik H. B.* The chemical composition of some stony meteorites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1956, v. 9, p. 279.
120. *Явнель А. А., Дьяконова М. И.* Химический состав метеоритов.— *Метеоритика*, 1958, т. 15, с. 136.

121. *Folsome C. E., Lawless J. G., Romier M., Ponnampereuma C.* Heterocyclic compounds recovered from carbonaceous chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1973, v. 37, p. 455.
122. *Gelpi E., Oro J.* Organic compounds in meteorites — IV. Gas chromatographic-mass-spectrometric studies of the isoprenoids and other isometric alkanes in carbonaceous chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, v. 34, № 9, p. 995.
123. *Hayes J. M.* Organic constituents of meteorites — a review.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, v. 31, № 9, p. 1395.
124. *Lawless J. G., Kvenvolden K. A., Peterson E., Ponnampereuma C.* Amino acids indigenous to the Murray meteorites.— *Science*, 1971, v. 173, № 3997, p. 626.
125. *Lawless J. G., Zeitman B., Perera W. E. et al.* Dicarboxylic acids in the Murchison meteorite.— *Nature*, 1974, v. 251, № 5470, p. 40.

Институт геохимии и аналитической химии
АН СССР, Москва

Поступила в редакцию
31.X.1979

ON THE MATERIAL FROM WHICH UPPER SHELLS OF EARTH WERE FORMED

GALIMOV E. M., BANNIKOVA L. A., BARSUKOV V. L.

Based on consideration of isotopic composition of carbon, nitrogen, hydrogen, inert gases as well as on relation of volatiles and concentrations of the main rock-forming elements in the upper shell of Earth and in various types of meteorites was determined a consanguinity of the carbonaceous chondrite material to the material of the upper shell of Earth. Participation of material of the carbonaceous chondrite type in the process of formation of the earth's crust determined probably many peculiarities of the planet's geology, in particular a presence of hydrosphere and carbon — water type of life. The material under consideration permits to suppose the initial chemical difference of continental and oceanic sectors of the upper shell of Earth. Some consequences of the model proposed are considered in the paper.
