

КОСМИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКАХ И ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВАХ

Э. В. СОБОТОВИЧ

Г. Н. БОНДАРЕНКО

Т. И. КОРОМЫСЛИЧЕНКО

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В ОКЕАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДНИКОВЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В ОКЕАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДНИКОВЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В ОКЕАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДНИКОВЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В ОКЕАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДНИКОВЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В ОКЕАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДНИКОВЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В ОКЕАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДНИКОВЫХ
ПОКРОВАХ

Академия наук Украинской ССР
Институт геохимии и физики минералов

552+550.2.

Э. В. СОБОТОВИЧ
Г. Н. БОНДАРЕНКО
Т. И. КОРОМЫСЛИЧЕНКО

**КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В ОКЕАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДНИКОВЫХ
ПОКРОВАХ**

Киев «Наукова думка» 1978



2350

УДК 550.5

Космическое вещество в океанических осадках и ледниковых покровах. Соботович Э. В., Бондаренко Г. Н., Коромысличенко Т. И. К., «Наук. думка», 1978. 120 с.

Ежегодно на земную поверхность выпадают миллионы тонн космического вещества, главным образом в виде пыли. Периферийные участки Земли на протяжении всей истории «усваивали» материал, непосредственно выпадающий из Космоса.

На поверхности Земли есть условия для накопления и концентрирования космической пыли. Так, степень космогенности океанических глубоководных красных глин может достигать 5—10%, а вклад космогенного компонента в ледниковые взвеси составляет приблизительно 0,05%. В монографии показано, как и где ищут космическую пыль на земной поверхности и как ее изучают. Изучение вещественного состава космической пыли поможет определить основной вопрос геохимии — состав первоначального вещества Земли.

Ил. 26. Табл. 31. Список лит. 163 назв. (с. 111—116).

Ответственный редактор *Н. П. Семененко*

Рецензенты *Е. К. Лазаренко, Г. П. Вдовыкин*

Редакция литературы о Земле

ВВЕДЕНИЕ

С развитием техники астроспектрографических измерений были обнаружены заметные скопления космической пыли вокруг некоторых звезд. Этот факт заставил ученых предположить, что наблюдаемые облака космической пыли (вне видимой связи со звездами) все равно являются «порождением» эволюции звезд. Можно полагать, что в нашей Вселенной происходит кругооборот космического вещества по типу пыль → звезды → пыль → звезды и т. д., причем с каждым циклом звездообразования пыли в Космосе становится все меньше и меньше, поскольку вещество постепенно «выбывает из игры» в виде сколлапсированных объектов (черных дыр).

Согласно М. Гринбергу (1970), космические частицы представлены графитом, металлом, силикатами и льдом. Наиболее вероятные их размеры следующие (*мкм*): графитовые частицы — 45—70; зерна железа — 20; зерна силиката — 150—180. Последние относительно богаты кислородом. Это могут быть соединения типа $MgSiO_3$ (Fe, Mg) SiO_3 (Hoyle, Wickramasinghe, 1968), металлические же частицы, по-видимому, наиболее распространены.

Звезды различных классов и состава звездных атмосфер окружены космической пылью преимущественно того или иного вида. Например, углеродистые звезды ξ -Змееносца и σ -Скорпиона окружены пылью, в основном состоящей из муассанита (SiC), силиката и графита. Данные инфракрасной спектроскопии позволяют сделать вывод о том, что на 1 г графита приходится 4 г муассанита и 5 г силиката. Такой состав характерен для звезд, у которых отношение C/O примерно равно 1. Для Солнца, у которого величина C/O — 0,3, как известно, ведущим компонентом в окружающей его космической пыли является SiO_2 . Примечательно, что в межзвездном пространстве и в нашем ближнем Космосе обнаружена довольно большая концентрация углеродных частиц. Приходится только удивляться тому, что на поверхности Земли так же, как и Луны, углерода относительно мало.

Космическая пыль образуется, по-видимому, путем конденсации из паровой фазы. Пыль — продукт разрушения звезд, из которого вновь рождается звезда, но уже следующего поколения. Каждое последующее поколение обогащается тяжелыми элементами, однако сам механизм образования космической пыли существенно не меняется (Соботович, 1974).

Некоторые исследователи пытались моделировать процессы конденсации элементов из газовой фазы. Простейшие опыты, проведенные, например, Г. Лордом (Lord, 1968) по испарению порошка железа, магния, алюминия и дунита в электрическом разряде с последующей их конденсацией на холодной стеклянной стенке, показали, что конденсаты имеют вид правильных и неправильных сферул.

Г. Аррениус и Х. Альвен (Arrhenius, Alfvén, 1971) на основании серии экспериментов определили, что из газовой фазы могут конденсироваться твердые тела при температурах значительно ниже их температуры плавления. Оливин-пироксен, α -железо, оказывается, могут образовываться путем конденсации из газовой фазы, и совсем незачем приписывать им магматический генезис. Это относится и к таким сплавам, как Nb—Mn, Nb—Al, Nb—Al—Mg, Fe—Ni, а также к магнетиту, карбидам металлов, магнезиальным, полиморфным разновидностям кремнезема и т. д.; α - и γ -фазы металлического железа вырастают в виде самостоятельных тел и при температуре ниже 600° С.

А. П. Виноградов (1975) изучал процесс конденсации железо-никелевой паровой фазы и показал, что наблюдается дифференциация с образованием камасита и тэнита. Полученные структуры похожи на те, которые наблюдаются в метеоритах, в частности в хондритах.

Космическая пыль Солнечной системы в принципе может состоять из смеси трех генераций, поскольку Солнце — звезда третьего поколения. Сохранилась ли в неизменном виде пыль первой генерации в пределах Солнечной системы — сказать трудно. Но двойственная природа космического вещества, пожалуй, несомненна (Соботович, 1970, 1974; Клэйтон и др., 1975).

Объяснение этому факту содержится в модели образования Солнечной системы (Соботович, Рудник, 1971).

Мы не ставим целью обсуждение тех или иных воззрений исследователей. Наша задача — исследовать космическую пыль Солнечной системы. Для этого надо прежде всего ее добыть, чтобы подвергнуть тщательному анализу. Может быть, это можно сделать и на Земле.

Методы наблюдений

Полагают, что межзвездная материя содержит космическую пыль, которая вызывает ослабление света. Явление поглощения света, обратно пропорциональное длине волны, объясняют тем, что содержание крупных твердых частиц в межзвездном пространстве крайне мало. Современному исследователю доступна лишь космическая пыль Солнечной системы. Вместе с телами крупных размеров (астероиды, метеориты) частички космической пыли называют метеорными. Чем меньше метеорные тела по размерам, тем больше их количество. Если крупные метеорные тела встречаются сравнительно редко, то космическая пыль, по представлениям многих ученых, — это облако, в котором движутся планеты Солнечной системы. Пылевое облако очень разрежено. На расстоянии двух земных радиусов приходится примерно две частицы на 1 км^3 с массой в десятые или сотые доли грамма. На границе атмосферы, на высоте 80—400 км, плотность космической пыли значительно выше — около 2000 частиц на 1 км^3 , т. е. среднее расстояние между частицами составляет 80—100 м. Частиц с массой 10^{-8} — 10^{-9} г гораздо больше. Эксперименты, проводимые на спутниках и лунниках, свидетельствуют о том, что частиц со скоростью 40 км/с приходится одна-две на $1 \text{ м}^2/\text{ч}$, а иногда при прохождении Землей метеорных потоков число зарегистрированных ударов микрометеоритов на четыре-пять порядков больше. Совершив несколько сотен или тысяч оборотов вокруг Земли, частицы, попавшие в поле тяготения нашей планеты, в результате ничтожного сопротивления верхних слоев атмосферы опускаются все ниже и ниже и в конце концов сгорают в ее нижних горизонтах либо (если скорость и массы были незначительными) плавно оседают на Землю. Эти мельчайшие космические частицы являются причиной так называемого зодиакального света. Данное явление, наблюдаемое главным образом в тропических странах (его изучал академик В. Г. Фесенков), представляет собой конусообразное свечение над горизонтом — в том месте, где зашло или должно взойти Солнце. Рассеивание солнечного света и происходит на этих микрочастицах в окрестностях орбиты Земли. Согласно теории Гоффмейстера, свечение объясняется отражением солнечных лучей от тонкого слоя мельчайших частиц, содержащихся в плоскости эклиптики. Основываясь на измерениях плотности пыли,

проведенных при исследовании зодиакального света, ван де Гулт определил, что ежегодно около 10 000 *t* мельчайших частиц выпадает на Солнце, и эта убыль пополняется из Космоса.

Наличие околоземного пылевого облака можно обнаружить чисто оптическим методом (Фесенков, 1972), так как оно способно еще до начала обычных сумерек вызывать заметное посветление неба в стороне Солнца. Детальный анализ подобного явления, несколько меняющегося в разные сезоны года, позволил В. Г. Фесенкову сделать выводы о структуре и ориентировке этого облака. Оказалось, что оно значительно вытянуто перпендикулярно к плоскости эклиптики, причем его оптическая плотность (рассеивающая способность) быстро уменьшается с расстоянием от центра Земли. Это соответствует экспоненциальному ходу уменьшения оптической плотности, пропорциональной $l - \frac{2r}{R}$ (R — радиус Земли).

Оценить массу подобного облака по чисто оптическим данным невозможно. Поэтому В. Г. Фесенков оценил отношение массы околоземного облака к массе зодиакального света, делая предположение о том, что природа и размеры пылевых частиц в околоземном пространстве и межпланетной среде одинаковы. Исходя из того что зодиакальный свет наблюдается уже давно и строение его в общем известно, можно считать установленным, что он состоит из продуктов распада комет и, отчасти, астероидов. Общая масса, которая непрерывно его пополняет, но вместе с тем выпадает на Солнце, оценивается примерно как эквивалентная нескольким десяткам астероидов с радиусами 10 км. Принимая, что масса зодиакального света эквивалентна сотне подобных астероидов, для массы околоземного облака получили величину $2 \cdot 10^6$ *t*, что соответствует массе одного астероида радиусом всего лишь 56 м при плотности, равной 3.

Зная общую массу, можно найти плотность ρ , т. е. количество распыленного вещества в единице объема на расстоянии радиуса от центра Земли, согласно выражению

$$M = \frac{\pi}{2} (1 - I_0^2) \rho_0 R^{3/2} \int_{\frac{1}{2}}^{\infty} l^{-x} x^2 dx.$$

Исходя из этого, количество пылевой материи, приходящееся на 1 км³ на расстоянии R от центра Земли, т. е. в непосредственной близости от нее, составляет всего лишь 3,3 г. В данном случае число N пылевых частиц на 1 м³ на расстоянии R от Земли со средним диаметром $10^{-3} - 10^{-4}$ см (массы m_1 $12,6 \cdot 10^{-9}$ г и m_2 $12,6 \times 10^{-12}$ г) составляет соответственно 0,0351 и 35,1.

Потоки метеорных тел, изверженных из ядра кометы, вызывают также появление светлых полос на темном фоне ночного неба. Это свечение нельзя объяснить вторжением в атмосферу и распадом самих метеоров. Согласно гипотезе Гоффмейстера, такие метеорные потоки сопровождаются большой массой космической пыли. Поскольку ее мельчайшие частицы диаметром $10^{-4} - 10^{-6}$ см выбра-

сываются за пределы Солнечной системы под действием лучевого давления Солнца, появление светлых полос на метеорных следах может быть вызвано только более или менее крупными частицами пыли. Вторгаясь в атмосферу со скоростью, свойственной кометам, мелкие метеорные тела затормаживаются на высоте около 220 км, а крупные — на высоте 80—110. Можно предполагать, что на этих уровнях содержание космической пыли в атмосфере повышено. Светлые полосы наблюдаются на высоте около 125 км, но иногда появляются намного выше или ниже.

Начиная с 1921 г. это оптическое явление систематически изучают. К. Гоффмейстер установил, что оно не связано непосредственно ни с частотой вторжения метеорных тел в атмосферу, ни с их преобразованием. Однако особенно часто свечение наблюдается при больших метеорных истоках. К. Гоффмейстер объясняет данную закономерность тем, что по траектории некоторых комет движутся изверженные из ядра метеоры вместе с большими массами пыли, образовавшейся также из материи кометы.

Оптическое явление, называемое свечением ночного неба, объясняется (по крайней мере, частично) аналогичным образом. Статистика, охватывающая 10-летний период, показывает, что на протяжении года наблюдаются два максимума интенсивности светлых полос на ночном небе и свечение ночного неба: в первой половине августа и около 20 декабря. Вероятно, обильный метеорный поток из созвездия Персей вызывает августовский максимум, а поток из созвездия Близнецы — декабрьский. Можно предполагать, что названные оптические явления обусловлены вторжением в атмосферу большой массы пыли, образовавшейся из материи комет и сопровождающей метеорный поток.

В 1885 г., в период известных оптических аномалий, вызванных в атмосфере Земли извержением вулкана Кракатау, было исследовано оптическое явление совершенно другого рода — так называемые светящиеся ночные облака или серебристые облака. Этот вопрос освещен в недавно изданной книге В. А. Бронштэна и Н. И. Гришина (1970) — первой монографической сводке о серебристых облаках.

Мезосферные (серебристые) облака появляются только в определенных районах земного шара на высоте около 80 км (в Северном полушарии) и в определенный сезон (в летние месяцы в Северном и Южном полушариях). Наблюдения последних лет опровергли создавшееся мнение, что в Западном и Южном полушариях серебристые облака наблюдаются реже, чем в Восточном и Северном. В настоящее время можно сказать, что, например, над территорией Канады эти облака наблюдаются не реже, чем над территорией европейской части Советского Союза. Можно определенно говорить о том, что в июле каждую ночь мезосферные облака наблюдаются хотя бы в одном пункте Северного полушария. Это, вероятно, относится и к Южному полушарию. Но накопленный здесь материал пока невелик, и можно лишь сказать, что мезосферные облака наблюдаются и там

и что сезонный их максимум приходится на летние месяцы (соответствующие зимним в Северном полушарии).

Существует предположение, что серебристые облака состоят из космической пыли. По гипотезе Ньюкомба — Энгельмана, возникновение этих облаков вызывается не только космическими частицами, но и вулканической пылью, проникшей в высокие слои атмосферы при сильных извержениях вулканов. По данным Г. Зюринга, главной причиной образования серебристых облаков являются мощные вулканические извержения. Существует также мнение о том, что мезосферные облака состоят из кристалликов льда. Возможно, процессы, учитываемые этими тремя предположениями, взаимно дополняют друг друга. Во всяком случае, относительное содержание космической пыли в серебристых облаках, по-видимому, весьма невелико. Доказано, что они светятся лишь отраженным солнечным светом. Г. М. Иванова и др. (1975) в своей монографии рассмотрели все существующие гипотезы, объясняющие природу мезосферных облаков, и выделили четыре: *вулканическую, метеорную, конденсационную* и *метеорно-конденсационную*.

Последняя наиболее удачно объясняет происхождение и свойства мезосферных облаков, согласно которой появление этих облаков — результат совпадений во времени некоторых условий.

Ведущую роль в них играют, во-первых, наличие определенного температурного режима, во-вторых, необходимой степени упругости водяного пара, попадающего в верхние слои стратосферы из нижележащих слоев; в-третьих, наличие достаточного количества метеорной пыли, обеспечивающей необходимое количество центров конденсации. Эта гипотеза, по существу, включает предыдущие три.

Примером связи серебристых облаков с космической пылью является и такой неопровержимый факт, как интенсивное по величине и площади развитие серебристых облаков в период 30.VI — 2.VII 1908 г., после падения Тунгусского метеорита (Фесенков, 1949). Вряд ли случайно то обстоятельство, что серебристые облака появляются в слое атмосферы, несомненно, обогащенном метеорной пылью. При зондировании мезосферных облаков ракетами, оборудованными специальными ловушками, были обнаружены космические частицы, содержание которых в единице объема ничтожно мало, но, по-видимому, достаточно, чтобы обеспечить необходимое количество центров конденсации. Но одно лишь наличие космической пыли в верхних слоях атмосферы еще не объясняет сезонность появления мезосферных облаков, наличие широтного эффекта и т. д. Видимо, для их образования нужен целый комплекс геофизических условий. В связи с этим интересное предположение высказал К. Гоффмейстер (Hoffmeister, 1961). Он полагает, что в генезисе серебристых облаков большую роль играет концентрация пылевого космического вещества по широте, долготе и вертикали под влиянием сложной системы ветров в верхней атмосфере Земли.

Космическая пыль не только рассеивает солнечный свет — она вносит свой вклад в образование пылевого пояса, который влияет

и на погоду. Около 10 лет назад австралийский радиофизик Э. Г. Боуэн высказал предположение, что существует связь между обильными и продолжительными дождями и потоками метеоров. Во время вращения вокруг Солнца Земля время от времени сталкивается с метеорными потоками, из которых наиболее мощным являются Персеиды, которые уже 1000 с лишним лет появляются на небе в августе. Э. Боуэн обратил внимание на тот факт, что в Австралии некоторые дожди ливневого характера повторяются с поразительной регулярностью, начинаясь всегда примерно через четыре недели после того, как какой-либо метеорный поток ворвется в атмосферу нашей планеты. Большой метеорный поток создает много центров конденсации молекул воды, в результате чего образуются микроскопические кристаллики льда, которые в свою очередь конденсируют водяной пар, выпадающий в конечном итоге в виде дождя. Эти исследования в дальнейшем были подтверждены и советскими специалистами. Таким образом, значительная часть атмосферных осадков, по-видимому, связана с внезапным вторжением космической пыли в атмосферу.

Взаимные столкновения частиц и тел в межпланетном пространстве приводят к их дроблению и эрозии. Эрозию вызывает также воздействие космических лучей. В результате измельчения вещества создается тонкая пыль. Какие же космические частицы достигают поверхности Земли и каково их количество? Пылинки с массой менее 10^{-14} г отталкиваются давлением солнечного света и улетают за пределы Солнечной системы. Для частичек большей массы, в пределах 10^{-12} г и более, силы гравитационного притяжения преобладают над силами радиационного отталкивания. Столь малые частички, конечно, невидимы невооруженным глазом. Однако их масса должна быть весьма значительной — по крайней мере, гораздо больше массы огромных метеоритов весом в сотню тысяч тонн, которые падают на Землю один раз в несколько тысяч лет (подсчитано, что метеорит массой 1 млн. *m* может появиться один раз в 1 млн. лет).

Массы метеорных тел можно оценить по фотографическим и радиолокационным изменениям, пользуясь понятием визуальной звездной величины M_v , определяемой следующим уравнением:

$$M_v = 24,6 - 2,5 \lg l, \quad (1)$$

где l — визуальный световой поток (*эрг/с*). Существуют методы определения визуальных звездных величин по фотографическим и радиолокационным данным (Goettelman, 1960). Теоретические и эмпирические соображения показывают, что масса метеорного тела уменьшается в 100 раз на каждые пять звездных величин. Полагая, что нулевой визуальной величине соответствует масса 30 г, по M_v можно вычислить массу метеорного тела. Величины потока метеорных тел по трем независимым исследованиям M_v , расположенные в порядке возрастания визуальной величины, приведены в табл. 1.

Данные о потоке метеорных тел, подобные приведенным в табл. 1, можно представить в такой форме:

$$N = km^{-\alpha}, \quad (2)$$

где N — число частиц на единицу площади в единицу времени; k и α — постоянные; m — масса частицы. Были сделаны многочисленные оценки величины α . Общепринято значение, равное или очень близкое к единице. Следовательно, уравнение (2) можно представить в следующей форме:

$$N = \frac{k}{m}. \quad (3)$$

Величина k заметно изменяется (на один-два порядка) (см. табл. 1) в зависимости от метода определения потока метеорных тел, их

ТАБЛИЦА 1

Наблюдаемые потоки метеорных тел

M_D	Масса, г	Поток частиц на 1 м ²		
		Фотографические наблюдения	Радиолокационные наблюдения	
			Пауэлл, 1968	Bhandari, 1971
0	30	—	$1,6 \cdot 10^{-14}$	$2,8 \cdot 10^{-15}$
5	0,3	$9 \cdot 10^{-12}$	$1,6 \cdot 10^{-12}$	$2,8 \cdot 10^{-13}$
10	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,08 \cdot 10^{-9}$	$1,6 \cdot 10^{-10}$	$2,8 \cdot 10^{-11}$
15	$3 \cdot 10^{-5}$	$1,08 \cdot 10^{-7}$	$1,6 \cdot 10^{-8}$	—

визуальной величины и от соотношения, используемого для расчета массы метеорного вещества по визуальной величине. Данные о частицах, меньших метеорных тел, которые исследуются радиолокационным и фотографическим методами, были получены при помощи датчиков, устанавливаемых на ракетах, в основном при помощи детекторов микрофонного типа. Реакция детекторов этого типа является линейной функцией количества движения ударяющей микрометеорной частицы. Пороговое значение количества движения, необходимого для возникновения реакции, определяется экспериментально до полета ракеты. По измерениям с микрофоном можно получить данные о числе ударов частиц, обладающих количеством движения, большим порогового. Чтобы по пороговому количеству движения получить пороговую массу, необходимо сделать предположение о скорости удара. Скорости метеорных тел, измеренные фотографическим и радиолокационным методами, изменяются в пределах 10—75 км/с. Для упрощения часто пользуются значением 30 км/с.

Поскольку у различных микрофонов разные пороги реакции, данные, полученные с их помощью, можно использовать для определения измерений величины потока с массой метеорного тела. Анализ, проведенный Р. Г. Гоэттельманом и др. (Goettelman, 1960),

показывает, что величина α в уравнении (2) для всех исследованных запусков ракет и спутников равна 0,63. Эти результаты охватывают диапазон масс $10^{-8} - 10^{-11}$ г.

Обзор данных о межпланетных телах и частицах, в том числе и об очень крупных метеоритах, сделал также Ф. С. Хоккинс. Он показал, что распределение по массе каменных и железных метеоритов различно. Число каменных метеоритов N с массой m и более, выпадающих на 1 км^2 поверхности Земли за год, подчиняется закономерности

$$\lg N = -0,73 - \lg m. \quad (4)$$

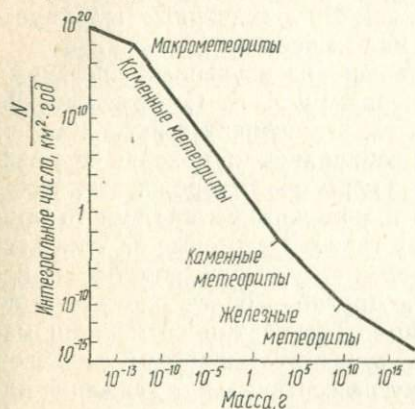


Рис. 1. Зависимость интегрального числа падений космических частиц от массы (по Хоккинсу).

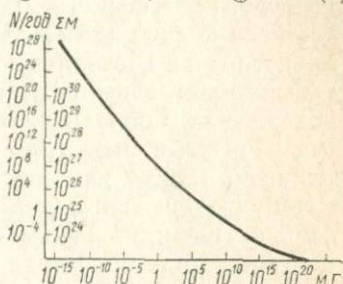


Рис. 2. Зависимость числа падений частиц внеземного происхождения от массы.

Поток железных метеоритов выражается следующим уравнением:

$$\lg N = -3,53 - 0,7 \lg m. \quad (5)$$

Таким образом, интегральное число каменных метеоритов пропорционально m^{-1} , а железных — $m^{-0,7}$. Сводка данных об интегральном числе тел в очень широком диапазоне масс приведена на рис. 1 и 2.

Хоккинс полагает, что различие между уравнениями (4) и (5) отражает разное происхождение метеоритов. Уравнение (4) аналогично тому, которое соответствует порошкам, образующимся при дроблении и истирании крупных тел в течение долгого времени, в то время как (5) аналогично уравнению для порошков, образовавшихся при более умеренном дроблении. Если метеориты являются осколками астероидов, возникших при столкновениях в космическом пространстве, то хрупкие каменные метеориты испытывают более сильное дробление.

Размеры частиц можно получить только по их массам, если плотности известны. Средняя плотность железных метеоритов 7,8, а каменных — $3,4 \text{ г/см}^3$. Однако большая часть внеземного вещества, состоящая из тел с массой менее 100 г, по-видимому, относится к частицам, выброшенным из комет. По крайней мере, 50%

этих метеорных тел спорадические. Они не связаны с метеорными роями, и поток их может быть представлен уравнением

$$\lg N = +0,41 - 1,34 \lg m. \quad (6)$$

Кометные метеорные тела, вероятно, очень хрупкие и характеризуются более низкой плотностью. Ф. Л. Уиппл (Whipple, 1963) оценивает плотность таких тел с массами 1—100 г в $0,4 \text{ г/см}^3$. Поэтому многие наблюдатели думают, что кометные метеорные тела представляют собой рыхлые агрегаты малых частиц.

Микрометеорные тела — мельчайшие из изученных внеземных частиц — были собраны К. Л. Хеменвэем и Р. К. Соbermanом (Hemenway, Soberman, 1962). Их ракета, запущенная в июне 1961 г., достигла высоты 168 км. Частицы собирались на поверхности различного типа. Были приняты особые меры предосторожности, чтобы избежать загрязнения и выделить только частицы внеземного происхождения. Собранные частицы трех типов. Некоторые из этих частиц — рыхлые агрегаты — и, по-видимому, были кометными метеорными телами названного типа. Другие — более плотные и не обнаруживали признаков плавления. Третий тип составляли маленькие шарики. Таким образом, существует широкий диапазон плотностей частиц. Вводя поправку на вертикальное движение ракеты и предполагая, что средняя плотность составляет 3 г/см^3 , можно получить следующее выражение для интегрального потока:

$$\lg N = 12,43 - 0,39 \lg m. \quad (7)$$

Данное уравнение справедливо для частиц диаметром до 2,5 мкм, что соответствует массе 10^{-13} г. Это означает, что кометные метеорные тела существуют вплоть до масс порядка 10^{-13} г.

Первоначальные эксперименты на ракетах и спутниках как будто свидетельствовали о том, что на границе атмосферы на высоте до 80—400 км плотность космической пыли особенно высока (на 3—4 порядка больше, чем в более низких слоях атмосферы). Этому даже нашлось объяснение, которое в настоящее время представляется весьма курьезным, поскольку дальнейшие детальные эксперименты показали, что регистрировались не удары пылинок, а треск обшивки корпуса и датчиков в результате резких перепадов температур.

Ученые Ленинградского физико-технического института сконструировали аппаратуру, которая фиксировала только удары мельчайших пылинок. Оказалось, что в «окрестностях» Земли космических частиц ничуть не больше, чем в среднем межпланетном пространстве, а именно — одна частица на 10 км^3 , или 10^{-22} г/см^3 . Лишь иногда, при прохождении Землей метеорных потоков (скорее всего, продуктов распада комет), количество зарегистрированных пылинок оказывалось на 4—5 порядков больше. Таким образом, факт существования пылевого пояса вокруг Земли, признававшийся учеными около 10 лет, был поставлен под сомнение.

Земля — продукт конденсации пылевого облака

Вопросы формирования Земли как планеты и ее протогеосфер интересуют ученых с давних пор, но еще до настоящего времени остаются нерешенными. Одна из существующих гипотез отвечает на эти вопросы следующим образом (Соботович, 1970; Соботович, Рудник, 1971).

Первоначальная газово-пылевая туманность, аналогичная тем, которые мы наблюдаем в просторах Галактики, представляла собой, по всей вероятности, «остатки» звезд и их планетарных систем первого и второго поколений, разбавленных в значительной степени межзвездным газом, главным образом водородом. Эта туманность находилась в равновесном состоянии до тех пор, пока не попала в сферу действия Сверхновой звезды. Как полагают некоторые ученые, взрыв подобного космического объекта является поставщиком в межзвездную среду новых ядер элементов и импульса, необходимого для инициирования процессов упорядочения существующих скоплений газа и пыли, приводящих в конечном итоге к образованию новых массивных твердых тел. Последняя космическая катастрофа — взрыв Сверхновой, который предшествовал образованию Солнечной системы, — произошла 4,7 млрд. лет назад.

Вследствие оптического эффекта вторжение высокоэнергетической плазмы Сверхновой в первоначальное газово-пылевое облако (протооблако) не привело к его полной переработке; сохранились ассоциации атомов, пыль и крупные фрагменты. При этом ассоциации атомов и мелкая пыль протооблака получили дополнительно значительно большее количество радиоактивных изотопов (в том числе и таких долгоживущих, как уран и торий), нежели крупные фрагменты (из расчета на единицу их массы). Таким образом, газовая фаза и пыль должны были в значительно большей степени по сравнению с первоначальными относительно крупными фрагментами обогатиться радиоактивными изотопами. Среди реликтового вещества наиболее устойчивыми фрагментами, по-видимому, были металлические. Поэтому их удельное значение среди реликтового вещества различного состава должно быть наибольшим, что и имеет место в действительности и объясняет большую встречаемость именно железных метеоритов.

Результатом взрыва Сверхновой явилась консолидация в пределах газово-пылевого протооблака новообразованных твердых тел, из которых вместе с реликтовыми в конечном итоге были сформированы зародыши планет и самого Солнца. При этом чем больше реликтовой пыли и (или) фрагментов захватывалось консолидировавшимися телами, тем меньше в них содержалось радиоактивных элементов. Согласно современным представлениям, крупные фрагменты протопланетного облака должны были располагаться ближе к

центру упрощающегося пылевого диска, а поскольку они в значительной степени могли быть реликтовыми (вторичные тела только начали консолидироваться) и, следовательно, имели ничтожную радиоактивность по сравнению с мелкой пылью и газовой фазой, то образовавшийся зародыш Протосолнца захватил меньше радиоактивных элементов, чем планеты. С ростом зародыш Протосолнца начал захватывать газовую составляющую облака. А когда Протосолнце достигло достаточной массы, дальнейшее ее наращивание происходило главным образом за счет пыли и газа.

Центром конденсации Земли служили крупные реликтовые фрагменты типа железных (а возможно, каменных и даже ледяных) астероидов, практически не радиоактивные (их возраст, согласно данным Д. Царингера, Э. В. Собоновича и др., 6—8 млрд. лет). В начале процесса консолидации удельный вес крупных реликтовых тел был значительно больше веса вторичных тел (так сказать, «солнечного» происхождения). Поэтому центральные части Земли и, по-видимому, других планет складывались главным образом из фрагментов, практически не содержащих радиоактивных элементов. По мере расходования крупных реликтовых тел в околоземном пространстве удельный вес мелких частичек космической пыли, атомов (газов) и вторичных тел «солнечного» происхождения, захватывавшихся Землей, повышался. Наконец, наружные слои Земли (часть верхней мантии, протокора) формировались из материала, в наибольшей степени радиоактивного. Поэтому по мере роста Земли ее радиоактивность повышалась, достигнув максимума в протокаре.

Фазовое состояние геосфер в общих чертах можно объяснить следующим механизмом. Зародыш Земли складывался из крупных фрагментов, не содержащих радиоактивности (или) слабо радиоактивных конденсатов газового облака. Этот процесс проходил на той стадии, когда еще не успело образоваться достаточное количество крупных вторичных тел, обогащенных тепловыделяющими элементами. Первичные крупные тела имели небольшие скорости относительно друг друга, и поэтому при их «слипании» тепло практически не выделялось. При достижении зародышем Земли определенной критической массы начинали захватываться тела с такой орбитальной скоростью, которые при падении на зародыш вызвали поднятие температуры вплоть до расплавления по механизму Сафронова (Сафронов, 1969).

По мере расходования крупных реликтовых тел уменьшался вызываемый ими общий термальный эффект на поверхности растущей Земли и над возникшим расплавом (пластичное ядро) образовывалась термоизоляционная покрывка (нижняя мантия). В результате сформировались твердое внутреннее ядро и твердая холодная нижняя мантия, между которыми, как в термосе, сохранился расплав. Поскольку теплопроводность твердого силикатного вещества ничтожна, то остывание внешнего ядра за счет выравнивания температур происходит очень медленно — на протяжении всей истории Земли.

В процессе образования Земли в протопланетном облаке независимо формировались и другие вторичные тела, в частности Луна. Можно предполагать, что к тому времени, когда начала наращиваться верхняя протомантия, отвечавшая по своему положению современной верхней мантии, доля крупных вторичных тел (обогащенных радиоактивными элементами) была уже достаточна для того, чтобы вызвать локальный разогрев отдельных участков. При общей повышенной радиоактивности протокоры и верхней протомантии (согласно изложенной модели образования геосфер) крупные падающие тела могли служить как бы спусковым механизмом для «запуска» процессов дифференциации наружных слоев Земли.

Во все времена, во все геологические эпохи поступление космического вещества на Землю не прекращалось, в виде как метеоритов, так и мельчайших частиц — космической пыли. Литературные данные свидетельствуют о находках внеземных частиц в кембрийских, силурийских, пермских, юрских и третичных отложениях. Знание интенсивности выпадения космической пыли в различные геологические времена позволяет определить вклад внеземного вещества в осадочную оболочку Земли.

В настоящее время во всех науках о Земле и во всех ее подразделениях ученые постоянно сталкиваются с энергетическим и вещественным влиянием космического окружения на нашу планету. Это электромагнитные поля, опоясывающие Землю и взаимодействующие с аналогичными полями Солнечной системы и Галактики; это космическое вещество (метеориты, пыль, тяжелые ядра), низкоэнергетический компонент космического излучения, космические лучи (солнечного, галактического и метагалактического происхождения) и, наконец, гравитационное взаимодействие тел Солнечной системы и всего звездного «населения» Галактики. До недавнего времени считали, что основное место в связях Земли с Космосом принадлежит солнечной радиации.

В. И. Вернадский (1965) относил к космическим фактам и такие, как явление радиоактивности и планетогенез. С этим можно было бы согласиться, поскольку мы знаем, что подавляющая часть находящейся в Земле радиоактивности осталась от первоначального протопланетного вещества и не образуется в самой Земле и что во время планетообразования заложены основы строения Земли и ее последующего развития. Не малую роль в этом развитии играл вещественный состав протогеосфер.

Однако, если мы согласимся с точкой зрения В. И. Вернадского, то большинство глобальных геологических явлений должны будут относиться к сфере космических проявлений активности нашей планеты, и будет трудно отделить влияние космических факторов во время существования Земли как планеты от чисто земных. Поэтому мы не останавливаемся сейчас на этих двух основополагающих проблемах (радиоактивность и планетогенез), тем более что о них уже говорилось ранее (Соботович, 1970, 1974; Соботович и Рудник, 1971). Рассмотрим некоторые современные представления о влиянии

космических факторов на геотектогенез и создание осадочной оболочки земной коры. Космическое окружение нашей планеты влияет на развитие Земли, находясь в тесной взаимосвязи с ее саморазвитием, обусловленным внутренней энергией Земли, которая состоит из радиогенного тепла (главным образом), химических превращений составляющего ее вещества и изменений физических характеристик планеты. В. Е. Хаин (1973) отмечал, что односторонность тектонических гипотез проявляется уже в том, что большинство из них отрицает роль в развитии Земли внешних, астрономических факторов. Однако некоторые приверженцы, например, ротационной гипотезы, придавая этим факторам решающее значение, игнорируют роль эндогенных процессов. Последователи гипотезы глубинной дифференциации не замечают, что дифференциация и фазовые превращения вещества в недрах Земли должны приводить к определенным изменениям объема Земли, а следовательно, и скорости ее вращения и т. п.

В 50—60-х годах XX ст. многие исследователи отмечали, что сейсмическая активность Земли имеет корреляционные связи с ее ротационным режимом, относительным расположением светил (Земли, Луны, Солнца) на небе, солнечной активностью, колебаниями в положении магнитных полюсов Земли, с инверсией ее магнитного поля и, наконец, с галактическим годом.

Изменение гравитационного поля Галактики Г. П. Тамразян (1967) связывает с наличием облаков космической пыли, которые действительно существуют. В связи с этим логично объяснение Г. П. Тамразяном (1959) похолоданий климата (оледенений) на поверхности нашей планеты в результате уменьшения солнечной радиации. Однако, как отмечает Л. А. Пухляков (1970), эта гипотеза, выдвинутая еще в 1909 г. Ф. Нельке, не объясняет длительности плейстоценовой эпохи оледенения. При скорости движения 250 км/с (что в 1200 раз меньше скорости света) Солнечная система должна пройти облако космической пыли протяженностью несколько световых лет за тысячи или за несколько десятков тысяч лет. Последнее же оледенение длилось около 1 млн. лет. Кроме того, известны данные о том, что в плейстоцене на Землю поступало значительно больше космической пыли, чем сегодня.

Существует много космических гипотез, пытающихся объяснить современный облик Земли. О некоторых уже говорилось, а о других следует лишь упомянуть, поскольку они либо отвергнуты, как, например, гипотеза В. Пиккеринга 1907 г., согласно которой уменьшение массы Земли и образование Атлантического океана связано с отрывом Луны от Земли, либо находятся в стадии разработки, как, например, гипотеза Л. А. Пухлякова о расширении Земли за счет присоединения одного или даже двух спутников лунного размера; причем спутник (Перун) «перепахал» всю Землю 70 млн. лет назад и увеличил массу Земли примерно на 6,4%. При этом совершенно непонятно, как могла сохраниться на земной поверхности фауна, которая существовала ранее 70 млн. лет. Мы уже не говорим о

других малосостоятельных положениях и следствиях этой гипотезы.

Встречаются гипотезы просто фантастические. Например, И. В. Кириллов (1958) предполагает расширение Земли за счет поглощения космических лучей; Н. Е. Мартынов (1960) и В. Б. Нейман (1962) — за счет самозарождения химических элементов в недрах Земли; Н. Н. Панкуль (1968) считает, что «основой всех процессов динамики Солнечной системы является периодическая потеря массы Солнцем и увеличение в связи с этим планетных орбит...». «Каждая фаза деформации планетных орбит, и в первую очередь фаза перехода планеты на новую увеличенную орбиту, должна быть связана с выделением планетной энергии, изменением радиуса скорости осевого вращения планеты...». И далее: «Последнее (увеличение радиуса планеты.— *Прим. авт.*) связано с выделением планетной энергии и разуплотнением ее наружных зон. Такие акты наиболее активны на рубежах мегациклов (их 5 по 860 млн. лет каждый.— *Прим. авт.*): принимаемая же в циклах второго и третьего порядка интенсивность периодического проявления фаз энергоотдачи и расширения оболочек планет должна заметно снизиться».

2350
Сторонники другой группы гипотез предполагают, например, что тесное сближение космических тел — типа больших комет — с Землей, возможно, способствует зарождению и формированию складчатых структур. Таким образом, все больше и больше ученых приходят к выводу о том, что Землю, ее настоящее и будущее невозможно рассматривать в отрыве от ближнего (а возможно, и дальнего) Космоса. И то, что В. И. Вернадский в 30-х годах XX ст. ощущал интуитивно, сейчас подтверждается фактическими данными, среди которых ощутимым, наиболее вещественным фактом является постоянное выпадение космического вещества на Землю. Масштабы этого явления были осознаны лишь в течение последнего десятилетия. До сих пор исследователи не держали в руках космическую пыль в чистом виде, а ведь она в какой-то степени должна быть прототипом среднего вещества Земли. Парадоксально, но о среднем составе Земли нам известно гораздо меньше, чем о составе некоторых звезд, не говоря уже о Солнце.

Химический состав планет определялся конденсационными режимами в различных участках первоначального газово-пылевого облака, в которых наряду с гравитационными эффектами главную роль играла температура, а затем потенциалы ионизации атомов и электромагнитные поля. Влияние этих факторов в конечном итоге привело к наблюдаемому химическому разнообразию в различных консолидированных телах Солнечной системы. Даже хондриты, место которых в Солнечной системе находится между Марсом и Юпитером, т. е. достаточно фиксированной гравитационной зоне Солнечной системы, делятся на определенные группы: от углистых I типа, содержащих максимальное количество летучих элементов, до энстатитовых хондритов, богатых высокотемпературными конденсатами. Следует отметить, что среди метеоритов (а их изучено

около 1800) редко встречаются промежуточные типы. Как ни странно, группы метеоритов достаточно дискретны. Однако этот вопрос выходит за рамки настоящей книги, и мы коснемся его лишь в той мере, которая необходима в пределах затронутой темы.

Первоначальное вещество Земли

Средний состав метеоритов может отвечать среднему составу Земли лишь в первом приближении. О том, что эволюция метеоритов и, скажем, пород земной коры была различной, свидетельствует хотя бы тот факт, что из 70 минералов, найденных в метеоритах (в противоположность 3600 земным минеральным видам), 21 неизвестен на Земле и, соответственно, более 3550 земных неизвестны в метеоритах. Чисто метеоритные минералы отвечают резко восстановительным условиям их образования. Это в основном карбиды, нитриды, силициды, фосфиды и сульфиды.

В Космосе наиболее распространены элементы H, C, N, O, Mg, S, Si и Fe. Земная кора на 87,5 вес.% состоит из O, Si, Al, Fe, ультраосновные земные породы — более чем на 90% по весу. Эти же элементы в сумме или отдельно слагают более 90% массы любого метеорита. В зависимости от содержания железа и степени его окисленности метеориты четко разделяются на группы. Хондриты делятся на энстатитовые хондриты I типа, промежуточного типа и II типа, хондриты с высоким содержанием железа (H), низким содержанием железа (L), низким содержанием железа — низким содержанием металла (LL), с высоким содержанием железа — низким содержанием металла (HL) и углистые хондриты I, II и III типов. Де-

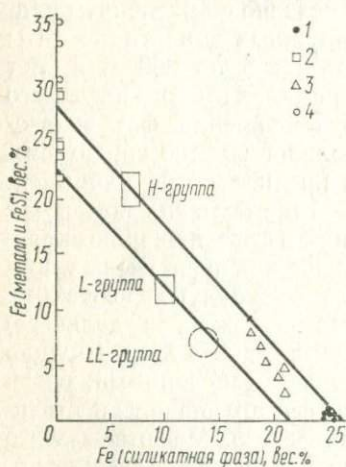


Рис. 3. График зависимости содержания суммы металлического и сульфидного железа от содержания железа в силикатной фазе хондритов различных групп: 1 — энстатитовые хондриты I типа; 2 — энстатитовые хондриты II типа; 3 — HL-группа; 4 — углистые хондриты I и II типов.

на химическом (и минералогическом) основании более наглядно, если результаты анализов метеоритов нанести на график в координатах: силикатное железо в виде FeO — общее содержание железа в металлической и сульфидной фазах (Urey, Craig, 1953). На рис. 3 представлен такой график, несколько модифицированный Крейгом (Keil, 1969), откуда видно, что хондриты образуют совершенно отчетливые (отличные друг от друга) группы.

Энстатитовые хондриты, которые содержат менее 0,5% FeO, располагаются около оси ординат и характеризуются весьма раз-

личными содержаниями металлического и сульфидного железа. Подразделение энстатитовых хондритов на два типа впервые предложено А. А. Явнелем (1963) и впоследствии подтверждено Б. Мэйсоном (Mason, 1966) и К. Кейлом (Keil, 1968b). Согласно К. Кейлу (Keil, 1968a), вероятно, существует связь между химическим и минералогическим составом энстатитовых хондритов и степенью их перекристаллизации. Энстатитовые хондриты I типа только слегка перекристаллизованы, характеризуются высокими общими содержаниями Fe, S и летучих рассеянных элементов и содержат преимущественно клиноэнстатит (марганецсодержащий), камасит с высоким содержанием Si, (Fe, Mg, Mn) S, но бедный марганцем, часто свободный SiO₂ и т. д. Энстатитовые хондриты II типа, с другой стороны, — высоко перекристаллизованы, характеризуются низкими общими содержаниями Fe, S и летучих рассеянных элементов и содержат преимущественно ортоэнстатит, лишенный марганца (Mn < 10⁻⁹ г/г), камасит с низким содержанием Si (Fe, Mg, Mn) S, богатый Mn, Si₃N₂O вместо свободного SiO₂ и т. д. Заметно, что границы между типами энстатитовых хондритов не резкие, а размытые.

Хондриты (H) с высоким содержанием железа, (L) низким содержанием железа, (LL) и низким содержанием железа — низким содержанием металла, которые идентичны бронзит-оливиновым и гиперстен-оливиновым хондритам, соответственно, образуют отчетливые группы на диаграмме. H-группа хондритов названа в соответствии с высоким общим содержанием в них железа; L-группа — с их низким общим содержанием железа, согласно первоначальному предложению Х. К. Юри и Х. Крейга (Urey, Craig, 1953) и изменениям, внесенным Х. Крейгом (Craig, 1964), а также К. Кейлом и К. Фредрикссоном (Keil, Fredriksson, 1963). LL-группа хондритов тоже имеет низкие содержания общего железа, но, кроме того, меньше железа в металлической фазе (т. е. более окисленное железо).

Пижонит — оливиновые хондриты Б. Мэйсона, которые характеризуются содержаниями общего железа, близки к H-группе хондритов, но низкие содержания металла названы хондритами с высоким содержанием железа — низким содержанием металла (группа HL).

Углистым хондритам I и II типов свойственны низкие содержания металлического и сульфидного железа, либо они не имеют его совсем, но высокое общее содержание железа подобно H- и HL-группам хондритов (т. е. почти все железо содержится в окисленной форме). Поскольку группы хондритов дискретны, то, по-видимому, столь же дискретны были области космического пространства, где формировались «родительские» тела этих хондритов, а следовательно, такое могло случиться уже в дифференцированном протопланетном облаке.

Дж. Лаример и Э. Андерс (Larimer, Anders, 1967) приняли, что ближе к составу протопланетного облака стоят углистые хондриты CI. Путем теоретического моделирования *PT*-условий (давления и

температуры) в газовой туманности и основываясь на данных по распространенности элементов в метеоритах других групп и классов, эти авторы приходят к выводу, что все другие метеориты, как и планеты Солнечной системы, образовались в результате дифференциации вещества типа CI в пределах облака и последующей его аккреции при различных температурах в зависимости от расстояний до Солнца.

К выводу о том, что образование Солнечной системы шло одновременно с физическим и химическим фракционированием элементов

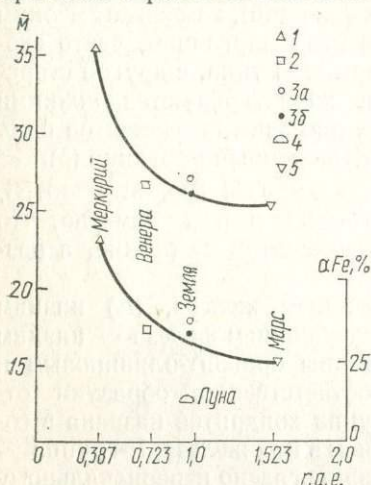


Рис. 4. Содержание железа и средние атомные веса внутренних планет:

1 — Меркурий, 2 — Венера, 3а — 3б — Земля, 4 — Луна, 5 — Марс; 3б — по данным Л. Альтшуллера и Л. Шарипджанова (1971); остальные величины даны для M по Д. Л. Андерсону и др. (1967) и α_{Fe} по Дж. Г. Рейнольдсу.

и их соединений, можно прийти и из рассмотрения свойств планет Солнечной системы, особенно внутренних. Так, Л. Альтшуллер и А. Шарипджанов (1971) приводят график зависимости средних атомных весов и средних концентраций железа (%) в планетах от расстояний до Солнца в астрономических единицах (рис. 4).

К настоящему времени, с накоплением огромного экспериментального материала, стало ясно, что состав метеоритов и других тел Солнечной системы определялся процессами конденсации элементов и их соединений из остывающего газа. Причем не умаляя представлений о том, что газ характеризовался «солнечным» составом, следует иметь в виду, что подобная конденсация могла происходить и задолго до образования Солнечной системы, во время каких-то других звездных катастроф (Соботович,

1974). К этому вопросу мы еще вернемся, а сейчас важно отметить, что понижение температуры газовой смеси привело к последовательной конденсации различных температурных фракций.

В табл. 2 представлены температуры конденсации некоторых веществ, рассчитанные Л. Гроссманом по уравнениям химической термодинамики [за основу приняты данные, приведенные Д. Л. Андерсоном (1975)], которые неизбежно должны образоваться в протопланетном газовом облаке «солнечного» состава.

Из табл. 2 видно, что железо и никель далеко не первыми должны конденсироваться. Вначале выделяются тугоплавкие окислы и силикаты. Эти наиболее высокотемпературные фракции в метеоритах встречаются довольно редко.

Используя термо- и электродинамические свойства элементов и различных веществ и конструируя определенные электромагнит-

ные и гравитационные модели Солнечной системы, некоторые исследователи (Anders, 1972; Larimer, Anders, 1967; Лаврухина, 1973) оценивали химический состав вещества, агломерация которого и привела к образованию Земли.

В табл. 3 представлен примерный первоначальный состав Земли, полученный на основании некоторых предположений.

ТАБЛИЦА 2

**Устойчивые поля равновесных конденсатов
при 10^{-3} атм общего давления**

Фаза конденсата	Химический состав	Температура конденсации, К	Фаза конденсата	Химический состав	Температура конденсации, К
Рассеянные тугоплавкие *		1931—1768	Диопсид	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	1450
			Форстерит	Mg_2SiO_4	1444
Корунд	Al_2O_3	1758		Ti_3O_5	1393
	HfO_2	1744	Анортит	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	1362
Перовскит	Mo	1698	Энстатит	MgSiO_3	1349
	CaTiO_3	1647	Эсколаит	Cr_2O_3	1294
	Ru	1634	Алабандин	MnS	1139
Мелилит	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})\text{SiO}_7$	—	Рутил	TiO_2	1125
			Щелочный полевой шпат	$(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$	1000
Геленит	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$	1625			
Оккерманит	$\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$	—	Троилит	FeS	700
	ThO_2	1517	Магнетит	Fe_3O_4	405
Шпинель	MgAl_2O_4	1513	Лед	H_2O	200
Мервинит	$\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_8$	1475			
Металлическое железо	(Fe, Ni)	1473 **			

* Os, Sc_2O_3 , Re, Ta, ZrO_2 , W, Nb, Y_2O_3 .

** Относительное место Fe — Ni в конденсационном ряду зависит от давления в облаке и степени отклонения от равновесия, т. е. облако может быть перенасыщено парами железа до того, как последует конденсация. Железо конденсируется после форстерита и, вероятно, диопсида при давлении, меньшем 10^{-4} атм.

Любопытно, что если приписать протоземному «конденсационному кольцу» состав Земли (табл. 3), то странными покажутся резкие отличия, наблюдаемые для состава лунных пород.

Для Луны характерны породы, сложенные тугоплавкими соединениями метеоритных элементов, и пониженная концентрация летучих элементов по сравнению не только с углистыми метеоритами CI, но и с аналогичными земными породами. Последнее особенно заметно для соединений таких элементов, как TR, Sr, Ti, характерных для лунных базальтов, а также таких летучих, как Tl, Pb, Bi, концентрация которых в земных базальтах на два порядка выше, чем в лунных.

В Земле примерно в 100 раз больше летучих на единицу массы, чем в Луне. В целом лунные породы не похожи ни на земные, ни на метеориты. Можно сказать, что химический состав Луны и первичные

Химический состав Земли (% по массе)

Элемент	Среднее содержание	Элемент	Среднее содержание
Fe	35,870	Na	0,1600
O	28,500	Ti	0,1030
Si	14,340	Co	0,0940
Mg	13,210	Mn	0,0590
Ni	2,040	C	0,0350
Ca	1,930	K	0,0170
S	1,840	H	0,0780
Al	1,770	Cu	0,0057
Cr	0,480	$U \cdot 10^{-7}$	18,0000
P	0,215		

минеральные ассоциации формировались в иных термодинамических условиях, нежели вещество Земли и хондритов. Луна по сравнению с хондритами и Землей, по-видимому, богата и радиоактивными элементами.

Подобные обстоятельства накладывают определенное ограничение на гипотезу совместного образования Земли и Луны.

Особенности аккреции Луны и Земли

Для построения космохимических моделей планет весьма важна проблема гомогенной или гетерогенной аккреции. Большинство исследователей в явной или неявной форме принимают, что планеты земной группы, в том числе Земля и Луна, в момент образования были совершенно гомогенны относительно слагающего их вещества. Еще в 1967 г. Э. В. Собонович (1970) усомнился в этом постулате при рассмотрении ряда геологических и геохимических закономерностей глобального порядка и высказал гипотезу о том, что ядро и мантия сформировались в ходе формирования Земли как планеты. Это положение было затем развито (Собонович, Рудник, 1971; Собонович, 1974, 1976), и в настоящее время эту точку зрения разделяют некоторые исследователи (Виноградов, 1975).

Негомогенная аккреция может представляться как взаимодействие двух процессов: аккреции готовых фрагментов, в том числе и реликтовых, и последовательной аккреции все более низкотемпературных конденсатов солнечной плазмы.

Можно полагать, что зародыш Земли и других планет складывался из готовых фрагментов. В этом случае должно получиться металлическое ядро, окруженное слоями, содержащими вещества от низкотемпературных до все более летучих.

Если бы происходила конденсация из остывающей плазмы, то, согласно термодинамике, образовалась бы планета с резко выраженными химическими зонами. В этом случае ядро должно было бы состоять из корунда, окруженного перовскитом, затем оболочками из мелилита и диопсида со шпинелью. (Диопсид и шпинель могут реагировать, образуя анортит.) Химический состав периферийных частей планет определяется их массой, которую они приобрели к концу аккреции высокотемпературных конденсатов. И, по-видимому, на этапе захвата низкотемпературных конденсатов оба пути гетерогенной аккреции (из пыли и газа или из плазмы) приведут планеты к одному и тому же внешнему облику при условии равенства масс и PT -условий в протопланетном облаке. Как отмечал В. С. Сафронов (1969), температура протопланетного облака быстро падает с удалением от Солнца и медленно — с увеличением расстояния от медианной плоскости. Давление уменьшается при удалении от Солнца и быстро падает с ростом высоты над плоскостью облака. В любое заданное время состав конденсирующегося материала до полной конденсации является функцией его местонахождения в протопланетном облаке.

Д. Л. Андерсон (1975), рассматривая аккрецию Земли и Луны, высказал соображения, которые привели к существующему положению Земля — Луна и к отмечаемой разнице в их глубинном строении и составе. Можно полагать, что аккреция Земли осуществлялась в плотной части облака, т. е. в меридианной плоскости, а аккреция Луны — в менее плотной области. Если по какой-либо причине Земля опередила Луну в начальный момент формирования (например, зародыш был крупнее), то она имела большее сечение захвата в последующие времена формирования. Став достаточно большой, чтобы удерживать атмосферу, Земля начала захватывать и несконденсированный материал.

Д. Л. Андерсон (1975) отмечает, что Земля, по-видимому, с самого начала располагалась в центральном районе диска облака. Если лунная орбита была вначале сильно наклонена, то аккреция Луны осуществлялась, по-видимому, в среднем в менее плотной части облака, несмотря на то что этот процесс происходил на том же расстоянии от Солнца, как и в случае Земли. Земля непрерывно захватывала материал в центральной плоскости, в то время как Протолуна пересекала ее лишь дважды в год. Это привело к тому, что Луна не только отстала в своем развитии от Земли, но и оказалась богатой ранними конденсатами и бедна поздними. Ко времени зарождения Луны Земля уже захватила большую часть железа, да и потом она получала его в больших количествах, чем Луна. Таким образом Луна и получила состав высокотемпературного (дожелезистого) конденсата.

Структура и физико-химические условия аккреции протопланетного облака, если отрешиться от разницы в конечных размерах планет земной группы, обусловили, по-видимому, и средние их плотности. Так, если допустить, что значительная доля вещества протопла-

нетного облака образовалась в результате конденсации плазмы (Солнечной или Сверхновой), то, как показал Дж. Льюис (Lewis, 1972), плотность планет находится в прямой зависимости от PT -условий в облаке (см. рис. 3). Этот исследователь взял за основу известное соотношение Fe/Si на Солнце $0,96 \pm 0,10$ и следующие PT -условия в протопланетном облаке от Меркурия: $P = 10^{-2}$ атм, $T = 1400$ К; Земли: $P = 10^{-3}$ атм, $T = 600$ К; до Нептуна:

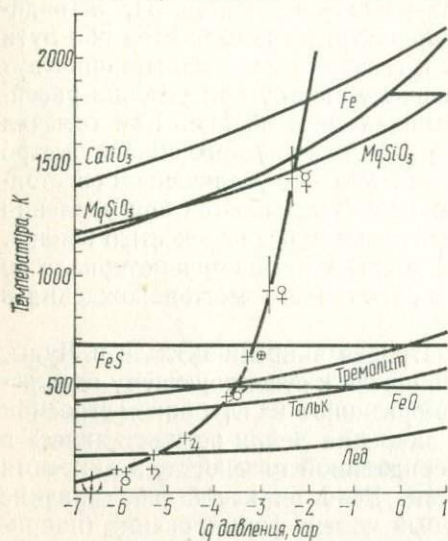


Рис. 5. Последовательность конденсации вещества солнечного состава в зависимости от PT -условий в протосолнечной небуле. ($P = 10^{-7} \div 10$ бар, $T = 0 \div 2000$ К).

Средняя плотность, г/см³:

- | | |
|--------------------|------------------|
| ♀ — Меркурий 6,03; | ♃ — Юпитер 1,34; |
| ♀ — Венера 5,11; | ♄ — Сатурн 0,68; |
| ♁ — Земля 5,52; | ♅ — Уран 1,55; |
| ♂ — Марс 4,16; | ♆ — Нептун 1,58. |

и вновь падает (примерно на 5%), когда металлическое или сульфидное железо окисляется до FeO . При образовании FeS , т. е. именно в тех условиях, в которых образовалась Земля, первоначальное вещество Земли должно было захватить примерно на 5% больше серы, чем, например, Венера или Марс.

Дж. Льюис (Lewis, 1972) считает, что именно этим обстоятельством обусловлена несколько бóльшая плотность Земли (на 8%) по сравнению с Венерой. А бóльшая плотность, скажем, Меркурия, объясняется тем, что он формировался в основном из железа и высокотемпературных конденсатов, т. е. при тех условиях, когда магnezиальные силикаты конденсировались в незначительной степени.

$P = 10^{-6}$ атм, $T = 70$ К. Затем Дж. Льюис сконструировал некоторые соединения, которые с наибольшей вероятностью могли бы образоваться из самых распространенных в Космосе элементов: H, C, O, S, Si, Mg, Ca, Fe, и их соотношения в зависимости от принятых PT -условий в облаке (рис. 5). Как видно из рис. 5, вначале конденсируется чистое железо, а его фрагменты, быстро укрупняясь (например, по механизму, описанному В. Латимером (Lattimer, 1950)), стремятся к центральной части протопланетного диска (к Солнцу). По мере охлаждения протопланетного облака начинает конденсироваться $MgSiO_3$ и захват этого соединения планетами приводит к небольшому падению плотности. Затем наступает очередь температурной конденсации сульфида железа. В это время плотность постепенно увеличивается и

Эта схема, конечно, идеализирована, поскольку сравнительное рассмотрение плотностей производится без учета массы планет, т. е. возможных эффектов гравитационного сжатия, игнорируются также законы небесной механики и другие обстоятельства.

Таким образом, приведенный пример последовательности конденсации с наблюдаемой плотностью планет в общем-то недостаточно корректен, но, по-видимому, если на эту идеальную космохимическую схему наложить ряд ограничений, то можно будет решить и обратную задачу, а именно: сконструировать *РТ*-условия в протопланетном облаке.

В настоящее время проблемы, связанные с составом первоначального вещества Земли и пониманием ее зонального строения, лежат в основе любой геохимической модели нашей планеты. Невозможно на основе данных, полученных на поверхности земной коры, судить о составе глубинных оболочек, о процессах, приведших к их образованию, и в конечном итоге — об истории вещества, слагающего Землю в целом. Необходимо для этого привлекать космохимические данные и космохимические построения, хотя бы они на данном этапе и казались нам в значительной степени наивными.

Смещения изотопных отношений в материалах космического происхождения

Выше обсуждалась возможность того, что первоначально газво-пылевое облако представляло собой результат смешения двух компонентов: первый — продукт экспоненциально уменьшающейся во времени звездной активности, а второй генерировался непосредственно перед образованием Солнечной системы. Если это так, то можно было бы ожидать вариации в изотопном составе некоторых элементов (в зависимости от соотношения количеств смешиваемого разнородного материала). Вторым фактором, приводящим к смещению изотопных отношений, может быть изотопное фракционирование за счет гравитационного, температурного и магнитного эффектов. В качестве третьей причины можно привести преимущественное «выгорание» тех или иных нуклидов в результате ядерных реакций, постоянно протекающих при взаимодействии вещества с космическими лучами, особенно на ранней стадии существования протопланетного облака, когда оно (согласно современным гипотезам) подвергалось весьма интенсивному облучению нейтронами. Наконец, четвертым фактором нарушения изотопных отношений может служить химическое фракционирование, в том числе путем транспортных реакций в протопланетном облаке (Лаврухина, 1973).

Поскольку исследователи до сих пор не держали в руках достаточного количества космической пыли в чистом виде, чтобы можно было провести изотопный анализ, то сведения о возможной роли указанных процессов можно почерпнуть из данных по метеоритам и лунному реголиту. А эти данные свидетельствуют о том, что легкие элементы

(Li, B, C, N, O) обнаруживают изотопные смещения, вызываемые отмеченными причинами. Эти смещения довольно значительны, например, в случае отношения ${}^7\text{Li}/{}^6\text{Li}$ до 13%, для ${}^{11}\text{B}/{}^{10}\text{B}$ до 4,5%, для ${}^{12}\text{C}/{}^{13}\text{C}$, ${}^{14}\text{N}/{}^{15}\text{N}$ и ${}^{16}\text{O}/{}^{18}\text{O}$ на 2—4% и до 13% по кислороду в случае белых включений метеорита Алленде по сравнению с земным стандартом.

Элементы средней части таблицы Менделеева — такие, как ванадий, галлий, редкоземельные элементы, барий, молибден, серебро, — не обнаруживают заметных смещений изотопного состава.

Тот факт, что различные нуклиды дают противоречивую информацию, свидетельствует о том, что наши представления о ранней истории Солнечной системы далеки от действительности. Возможно, мы, следуя гипнозу термоядерных процессов в звездах и рутинных гипотез об образовании Солнечной системы, не учитываем каких-то других возможностей.

Молибден и редкоземельные элементы исследовались в качестве индикаторов облучения нейтронами первоначального газопылевого облака. Например, предполагалось, что изотопы ${}^{95}\text{Mo}$ и ${}^{96}\text{Mo}$, обладающие большим сечением захвата нейтронов, должны были бы «выгореть» в значительно большей степени, чем остальные изотопы ${}^{92}\text{Mo}$, ${}^{94}\text{Mo}$, ${}^{97}\text{Mo}$, ${}^{98}\text{Mo}$, что привело бы к смещению изотопных отношений в метеоритах, сравнительно с земным стандартом. Это же относится к редким землям, многие нуклиды которых очень чувствительны к нейтронному облучению. Тщательно исследовали самарий, европий и гадолиний. Однако ни в молибдене ни в элементах редких земель каких-либо заметных смещений изотопных отношений не обнаружено. Это свидетельствует о том, что существенного нейтронного облучения в пределах Солнечной системы не было, по крайней мере с момента ее зарождения из первоначального протосолнечного облака до наших дней.

К сожалению, существующая аналитическая техника еще далека от совершенства, и число выполненных анализов весьма ограничено. Наиболее полно исследованы изотопные составы благородных газов и свинца. В состав ксенона и свинца входят типичные радиогенные изотопы: ${}^{129}\text{Xe}$, получающийся в результате β -распада ${}^{129}\text{I}$ и ${}^{206}\text{Pb}$, ${}^{207}\text{Pb}$, ${}^{208}\text{Pb}$, образующиеся при распаде изотопов ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$ и ${}^{232}\text{Th}$, соответственно.

Эти нуклиды дают весьма ценную космохронологическую и генетическую информацию, поскольку их интерпретация включает в себя фактор времени в существующих свинцово-урано-ториевых или иод-ксеноновых системах. В легких благородных газах — гелии и неоне — смещение изотопных отношений может быть вызвано как реакциями расщепления (спалагненными), так и смещением газов различного изотопного состава с последующим их входением в твердые тела Солнечной системы. Так, в экспериментах по облучению мишеней из алюминия и магния высокоэнергетическими протонами образовались гелий и неон в следующих изотопных отношениях: ${}^{20}\text{Ne}/{}^{21}\text{Ne} = 0,96$, ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 0,1$, ${}^{20}\text{Ne}/2{}^{22}\text{Ne} = {}^{1,11}(\text{Al})$ и

$^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 0,95$ (М) и $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 1,0$, в то время как для земной атмосферы, например, характерны отношения для $^3\text{He}/^4\text{He} = 1,399 \times 10^{-6}$, для $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne} = 340,1$ и для $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9,8$. Из простого сопоставления изотопных соотношений, полученных при измерении спалагненных гелия и неона с таковыми в земной атмосфере, видно, что эти газы могут служить хорошими критериями интенсивности и длительности космического облучения во время путешествия космической пыли (метеоритов) в Космосе до момента падения их на Землю.

Спалагненные процессы (реакции скалывания) в принципе отмечаются для всех элементов. В случае легких элементов этот эффект велик и легко идентифицируется масс-спектрометрическим методом. Для средних элементов существует серия радиоактивных нуклидов, образовавшихся в телах метеоритов или в лунной почве при облучении космическими лучами более тяжелых элементов. Так, в метеоритах зафиксированы такие радиоактивные нуклиды, как ^{10}Be , ^{14}C , ^{22}Na , ^{26}Al , ^{32}Si , ^{36}Cl , ^{44}Ti , ^{45}Ca , ^{46}Se , ^{49}V , ^{51}Cr , ^{53}Mn , ^{54}Mn . Уже давно определяют, например, скорость осадконакопления в океанах по содержанию в колонках ^{10}Be и ^{26}Al , озерные отложения датируют по ^{36}Cl . Радиоуглерод широко используется в четвертичной геологии, океанологии, археологии, гляциологии, гидрогеологии и других отраслях знания. Изучение распространенности этого радионуклида в силикатной составляющей природных концентраторов космической пыли (ложе океанов, ледники, сфагновые торфа сибирских болот) предоставило авторам этой книги весьма ценные научные данные, которые наряду с другими источниками информации позволили рассмотреть вопрос о космической пыли с принципиально новых позиций, о чем речь пойдет в следующих главах.

Формы существования вещества во Вселенной разнообразны — от плазмы до газа, через консолидированные тела до таких непознанных объектов, как «черные» или «белые» дыры. На Землю поступают из ближнего Космоса консолидированные тела в виде метеоритов или космической пыли, составные части солнечной плазмы (главным образом протоны), нуклиды, представляющие собой как остатки несконденсировавшейся протопланетной материи, так и атомарный «прах» разрушенных консолидированных тел. Часть нуклидов привносится на Землю и с галактическим космическим излучением, но она ничтожна по сравнению с количеством нуклидов, привносимым солнечной плазмой.

В темные ясные ночи можно наблюдать «падающие» звезды — метеориты (микрометеориты), сгорающие в атмосфере. Это частички космической пыли, массой от долей миллиграмма до нескольких сотен килограммов. Последние часто достигают нижних слоев атмосферы, вызывая световые и звуковые эффекты (их называют болидами), и изредка их остатки выпадают в виде метеоритов.

Все тела (независимо от их размеров), врывающиеся в нашу атмосферу из Космоса с большой скоростью и сгорающие в ней, называются метеорными. Доля вещества, вносимого на Землю метеорами, в общем невелика, причем основная приходится на спорадические метеоры, метеорные потоки составляют всего 1% общего количества вносимого материала. Так, даже один из самых больших метеорных потоков — Персеиды привносит в период максимума метеорной активности всего 100 кг/сут , Квадрантиды — 200, Геминиды — 570 кг/сут вещества или в 1000—100 000 раз меньше, чем поток спорадической метеорной материи за то же время (Иванова и др., 1975).

При проникновении в атмосферу Земли лишь очень мелкие частицы сохраняются в неизменном или малоизмененном виде. Имея большую парусность, они теряют космическую скорость в верхних слоях атмосферы, не успевая сколько-нибудь нагреться. Максимальные размеры этих частиц составляют десятые доли микрона при больших скоростях вступления в атмосферу и десятки микрон при малых скоростях. Более крупные частицы сохраняют космическую скорость до самых плотных слоев атмосферы, где их разогрев становит-

ся существенным. Происходят плавление вещества, а также потеря некоторой его части в результате микровзрывов, происходящих на поверхности частицы при столкновении с молекулами воздуха. При больших скоростях эти потери могут достигать значительной величины — до половины начальной массы. У таких частиц меняются форма, структура, а в результате окисления и потери летучих — состав.

У еще более крупных частиц температура достигает 1000°C и выше, так что вещество кипит, испаряется и частица быстро уменьшается. При больших начальных скоростях сохраняется неиспарившийся остаток субмикронных размеров, при малых — большой. У частиц размерами 500 мкм существенную роль в их дифференциации играет дробление. Интенсивно дробятся и испаряются не только частицы, но и более крупные тела, превращаясь (в результате дробления на все более мелкие части и их испарения) в пары и тонкую пыль.

Поиски сферул космического происхождения

В течение последнего столетия ученые находили загадочные шарики микронного и даже миллиметрового размеров в самых различных объектах: морских и океанических осадках, ледяных покровах полярных и высокогорных ледников, осадочных образованиях, торфах, почвах и т. д. Среди этих шариков встречаются силикатные, металлические и силикатные с включениями металлических.

Около 100 лет назад шарики впервые обнаружили И. Муррей и А. Ренард (Murrey, Renard, 1884) в глубоководных океанических глинах. Было высказано предположение, что сферулы, по-видимому, представляют собой продукт абляции (сдувания расплавленного верхнего слоя) железных метеоритов при их вторжении в атмосферу. Шарики заинтересовали ученых, и их стали искать, собирать и анализировать. Например, с помощью открытых лотков, установленных в горной местности, частицы собирали на слой этилен-гликоля, которым покрывали дно лотков. Другие исследователи топили гренландский лед и фильтровали большие объемы воды через бумажные фильтры с определенным размером пор. Из почв и осадочных образований выделяли частицы при помощи магнитных сепараторов. Пробы обычно отбирали из объектов с известным возрастом и местоположением. Результаты одного такого исследования описаны В. А. Кассиди (Cassidy, 1964). Шарики выделялись из океанических отложений значительно ниже современного дна океана, поэтому можно предполагать, что современное промышленное загрязнение их не коснулось. Шарики были проанализированы без нарушения их структуры методом нейтронной активации, и результаты сопоставлялись с результатами такого же анализа частиц трех других типов: частиц, собранных в планктонных сетях; частиц сажи и дыма; а также шариков, образующихся при сварке металлов.

Результаты исследований показали, что естественные шарики можно отличить от искусственных шариков некоторых типов, за исключением железных.

Даже если естественное происхождение собранных шариков установлено, следует рассмотреть, вулканического ли они происхождения или внеземного. Было показано, что при извержениях вулканов различного типа образуются магнитные шарики размером 10—100 мкм. Однако состав таких частиц (древних и современных извержений) обычно отличается от состава частиц предположительно внеземного происхождения, найденных, например, в отложениях полярных льдов. Кроме того, отношение числа шариков к числу неправильных частиц для вулканической пыли заметно отличается от такового для частиц из ледниковых отложений.

Сведения о природе и механизме образования шариков внеземного происхождения были получены при исследовании рассеянного метеоритного вещества из районов падений крупных метеоритов. Примером является Сихотэ-Алинский железный метеорит, исследованный Е. Л. Криновым (Кринов, 1963). Это метеоритный дождь, выпавший 12 февраля 1947 г. в горах Сихотэ-Алиня (Приморский край, СССР). Метеоритный дождь образовался в результате разрушения первоначально единого метеоритного тела при прохождении его через атмосферу. Большинство мелких частиц были угловатыми и неправильной формы. Небольшую часть составляли сферические или почти сферические частицы. Очень немногие магнитные частицы полностью покрыты корой плавления. Однако поверхность большей части шариков была гладкой. Их диаметры составляли от 4 мкм до 0,7 мм. Некоторые шарики были пустотелыми или пористыми, многие покрыты бороздками. Отдельные частицы по форме напоминали капельки, т. е. имели грубоовальную форму и острый хвостик, другие были похожи на пустотелые колбочки сферондальной формы с вытянутыми бороздчатыми шейками.

Е. Л. Кринов (1975) предложил следующую классификацию внеземного вещества, которое находили на поверхности Земли:

1. Метеоритная пыль — продукт механического разрушения метеоритов, который им сопутствует. Находят такую пыль на местах падений метеоритов. Наряду с осколками коры плавления встречаются серебристо-белые неокисленные частицы, спиралеобразные изогнутые стружки.

2. Метеорная пыль — частицы сферических форм, шарики, пустотелые колбочки, капле- и гантелевидные частицы, которые представляют собой продукт абляции метеорных тел при их расплавлении в атмосфере. Метеорная пыль образует пылевые следы, наблюдающиеся вдоль траекторий метеорных тел.

3. Микрометеориты — это настоящие метеориты, но очень малых размеров (они весят сотые и тысячные доли грамма). Микрометеориты оплавлены, покрыты корой плавления, на их поверхности наблюдаются даже регмаглипты. Состав и структура внутренних частей микрометеоритов аналогичны метеоритным.

4. Космическая пыль — частицы мельчайших размеров, приближающиеся к молекулярным. Попадая в атмосферу Земли, космическая пыль затормаживается в ней настолько быстро, что не успевает подвергнуться заметному нагреванию. Поэтому данные частицы в неизменном виде, т. е. в таком, в каком они существовали в космическом пространстве, в качестве пыли оседают на поверхность Земли.

Исследования проб торфа в Сибири Н. В. Васильевым с сотрудниками (1974) в окрестностях одного из городов на севере Томской области свидетельствуют о том, что вблизи промышленных центров наблюдается сильное загрязнение верхних слоев торфа металлическими и силикатными сферическими частицами. Сферулы весьма разнообразны по цвету, поверхности, структуре. Большая часть их силикатные. В подповерхностных слоях, начиная с глубины 18—21 см, количество шариков резко уменьшается. На глубине 35—40 см оно не превышает единиц или нескольких десятков на 1 дм². Результаты этих экспериментов, проведенных на четырех колонках, показывают, что подавляющее большинство сферических частиц, находящихся в воздухе в настоящее время, имеет промышленное происхождение. Это требует соблюдения правил стерильности при поисках космических сферул в природных объектах.

Такие же выводы получены при изучении колонок, взятых на севере Томской области. Наиболее обогащенными сферическими частицами и здесь были верхние слои. Подсчет количества шариков в слоях торфа позволил представить картину выпадения шариков на больших площадях за последние 100 лет. В разных районах на одних и тех же объектах получены различные данные.

Около места взрыва Тунгусского метеорита в большом количестве колонок на фоне нормального распределения шариков по слоям наблюдается резкий максимум в количестве шариков в слоях торфа 50—70-летней давности. На фоне содержания шариков, исчисляемого единицами на слой, в слоях 1908 г., включающих вещество, выпавшее в этом году, выделен материал, содержащий десятки и даже сотни частиц. Вероятно, максимум количества шариков связан с Тунгусской катастрофой.

По цвету сферулы, встречающиеся в торфах района падения Тунгусского метеорита, могут быть разделены на четыре группы: бесцветные или серые различных оттенков; голубовато-зеленые; черные (включая черные магнетитовые); шарики других цветов, встречающиеся редко. Чаще всего обнаруживаются шарики первой и третьей групп. Изредка встречаются шарики двойные спаянные, один из которых магнетитовый, а второй стеклянный. У многих из них обнаружена внутри полость (или полости), заполненная газом.

Проводились работы по выделению шариков из нижнечетвертичных отложений зоны вечной мерзлоты Якутии в окрестностях г. Мирный (Алексеева и др., 1975). Отобрано было две пробы весом 100 кг каждая на левом берегу р. Сатыкан (приток р. Вилюй). Пробы представляли собой нижнечетвертичные палево-желтые

суглинки, отобранные из шурфа на глубине 0—1,5 м. Ниже располагалась зона вечной мерзлоты, возраст которой был определен радиоуглеродным методом и составил $14\,400 \pm 2400$ лет. Из тяжелых фракций полученных проб методом магнитной сепарации выделены 100 шариков размером от 50 мкм до 1 мм в диаметре.

Наиболее подходящим источником сферических частиц в вечной мерзлоте Якутии, казалось бы, является падение Сихотэ-Алинского метеоритного дождя (Приморский край, 1947 г.). По минералогии и структуре несколько исследованных шариков из вечной мерзлоты очень близки к Сихотэ-Алинскому метеориту (Заварицкий, Кваша, 1952). Однако среди распыленного вещества Сихотэ-Алинского метеорита нет находок металлических шариков (Заславская, 1973). Были обнаружены только силикатные и магнетитовые шарики. Металлические шарики диаметром 30—100 мкм выделены из торфов в районе Тунгусской катастрофы (эти находки описаны более подробно далее в этой же главе) и аналогичны шарикам из вечной мерзлоты Якутии.

О нахождении космических микрочастиц в соляных отложениях разных месторождений опубликовано много данных. Для выделения этих частиц лучше всего использовать соль древних месторождений, в которой относительно просто можно концентрировать космическое вещество, поскольку содержание терригенных водонерастворимых примесей невысокое.

Сферические микрообразования найдены в нижнепермских соляных отложениях (Иванов, Флоренский, 1968). Для выделения их отмытый с поверхности блок соли растворяли в воде, и осадок, состоящий в основном из гипса, обрабатывали раствором нитрата магния для увеличения растворимости сульфата кальция (гипса). Оставшийся нерастворимый материал подвергали магнитной сепарации. Среди оставшейся взвеси отмечены сплошные сферические, полые сферические, а также сросшиеся сложные формы — каплевидные и грушевидные, гантелеобразные. Отмечено сходство описанных сферических частиц с частицами из района Тунгусской катастрофы.

В каменной соли кунгурского яруса одного из куполов в районе оз. Баскунчак были выделены следующие типы оплавленных сферических микрообразований: «железистые», «силикатные» и «сложного состава» (Костров и др., 1974). Для выделения сферических частиц пробы соли растворяли в емкости из плексигласа в условиях, исключающих проникновение пыли. Нерастворимый осадок обрабатывали на магнитном сепараторе, а затем сортировали под микроскопом и измеряли радиусы сферул. Полученные разновидности сферул соответствуют разновидностям микрочастиц, обнаруженных в районе Тунгусской катастрофы.

Несколько частиц внеземного происхождения было собрано при помощи возвращаемых зондирующих ракет (ловушка Венус — Флай). Почти все частицы имели субмикронные размеры. Большинство из них неправильной формы, и лишь малую часть составляли

рыхлые или сферические частицы. Этот факт свидетельствует о том, что сферические частицы представляют собой лишь долю космического вещества. Они привлекли наибольший интерес ученых потому, что их легче выделить и идентифицировать, чем остроугольные.

Космическая пыль оседает на поверхность Земли в различных районах земного шара с разной интенсивностью, что зависит как от метеорологических глобальных закономерностей, так и от разных сезонных факторов.

Космогенные изотопы, образовавшиеся в атмосфере, а также поступившие в виде ядер из космического пространства в земную магнитосферу, выпадают преимущественно на 40-х широтах Северного полушария. Оседание космической пыли имеет тенденцию к росту с увеличением геомагнитной широты.

Следует отметить, что последнее заключение требует теоретического обоснования и тщательной экспериментальной проверки. Расчеты Р. А. Шмидта и К. Когена (Schmidt, Cohen, 1964) показывают, что магнитное поле Земли может вызвать увеличение концентрации в высоких широтах только заряженных частиц диаметром менее 0,01 мкм. В связи с этим отметим, что глобальное выпадение продуктов ядерных испытаний на 40-х широтах почти на порядок превосходит таковое на высоких широтах. Дело в том, что единственным морфологическим критерием космогенности исследуемого материала является наличие оплавленных шариков, в том числе магнитных. Действительно, в снегах Антарктиды или во льдах Гренландии таких шариков относительно много, в то время как в океанических осадках их гораздо меньше. Но этот факт может объясняться только тем, что в снегах и льдах шарики сохраняются в их первозданном виде, в то время как до океанических осадков из их общего количества может дойти лишь небольшая часть. Как показали наши исследования, скорость осадконакопления оценивается несколькими миллиметрами в тысячу лет. Если шарики малы по размерам, то время их пребывания в воде исчисляется сотнями и тысячами лет. Да если они и выпадают в конце концов на дно, все равно подвергаются действию морской воды и постепенно растворяются или служат, например, центрами образования марганцевых конкреций.

Скорее всего изменение концентрации космической пыли на поверхности Земли связано с общим характером циркуляции атмосферы. Не исключена возможность того, что одни районы окажутся относительно богаты космической пылью, а другие, наоборот, бедны.

Поиски сверхтяжелых элементов в космическом материале

Стабильных изотопов насчитывается около 300. Искусственных радиоактивных изотопов в настоящее время создано более 1000. Таким образом, количество известных сейчас ядер приближается к 1400. Об изотопах, достаточно далеко удаленных от области стабильности, говорят, что они «предельны». Когда протонов мало, а

нейтронов относительно много, основную роль в равновесии ядер играют ядерные силы притяжения, а в случае избытка протонов — кулоновские силы отталкивания. В последнем случае возможен радиоактивный распад, иногда даже с испусканием протонов.

В трансурановых элементах кулоновские силы отталкивания столь велики, что преодолевают ядерные силы притяжения, почти исчезает потенциальный барьер, удерживающий в равновесии ядро как одно целое, и оно делится на осколки.

К 1955 г. (Chiorso e. a., 1955) в США были получены элементы № 93—101. Использовались мощные атомные реакторы, надземные, а затем и подземные ядерные взрывы, ускорители. Для получения элементов № 99 (эйнштейний) и 100 (фермий) требуется плотность нейтронного потока 10^{25} н/см² · с, которая была достигнута в подземных ядерных взрывах. Однако для получения более тяжелых элементов необходимы потоки нейтронов с плотностью 10^{28} — 10^{30} н/см² · с, что современной технике пока не под силу. Подобные потоки могут возникать лишь при взрывах Сверхновых звезд. Синтез тяжелых ядер (начиная от висмута (№ 209) и далее) может осуществляться в результате быстрого захвата нейтронов (по сравнению с бета-распадом образующихся промежуточных ядер) в течение первых 100 с взрыва Сверхновой звезды. При этом образуются ядра с массовыми числами до № 255, а возможно, и выше.

На ускорителях путем бомбардировки мишеней из урана, плутония, эйнштейния тяжелыми ионами (углерод, азот, неон, аргон) были получены элементы № 101 (менделевий), 102 и 103 (Chiorso, 1955). Синтезирован также изотоп элемента № 104, названный американскими физиками резерфордием, а русскими — курчатовием. Этот изотоп живет всего 0,3 с, и за 5 ч работы синхрофазотрона получается всего один атом. Еще хуже обстоит дело с элементом № 105, время жизни которого составляет сотые доли секунды, а вероятность его образования — 1 атом в сутки. Около семи лет назад дубненскими физиками было отмечено восемь атомов этого элемента. Ясно, что получить подобным способом элемент № 106 уже невозможно. Казалось бы, что достигнут практический предел таблицы Менделеева. Однако ядерные свойства с увеличением атомного веса меняются не монотонно. Еще в начале 30-х годов, при возникновении ядерной физики, была замечена странная закономерность: атомные ядра, в которых число протонов или нейтронов равнялось 2; 8; 20; 28; 50; 82 или 126, отличались высокой стабильностью. Такие элементы, как олово с 50 протонами в ядре, барий с 82 нейтронами, свинец с 82 протонами, значительно больше распространены, чем их сосед по Периодической системе. В то время эти факты не нашли объяснения. И такие числа протонов и нейтронов стали в шутку называть «магическими». Название привилось. Особо высокой устойчивостью отличаются ядра, у которых количество протонов и нейтронов равно «магическим» числам. Примером такого дважды «магического» ядра может служить ядро свинца — 208, которое содержит 126 нейтронов и 82 протона.

Современной теории удалось объяснить закономерности образования «магических» чисел. Оказывается, нуклоны в ядрах образуют нейтронные и протонные оболочки наподобие электронов в атоме. Наиболее устойчивы те, у которых оболочки заполнены полностью. Это обстоятельство позволяет надеяться на существование «островов стабильности» среди сверхтяжелых ядер. Как показали немецкие ученые Г. Мельднер и П. Репер, при замкнутости нейтронно-протонных оболочек даже в очень тяжелых ядрах, таких как «магический» элемент (№ 114) и дважды «магический» (№ 126) с

ТАБЛИЦА 4

Теоретические периоды полураспада далеких трансурановых изотопов *

Номер эле-мента	Число нейтронов										
	179	180	181	182	183	184	185	186	187	188	189
116	1 **мс	1 д **	—	10 ⁵ л **	—	10 ¹¹ л	—	10 ¹¹ л	—	1 с **	—
115	—	10 м **	—	10 ч **	—	1 д	—	10 с	—	10 м	—
114	1 м	10 ² л	1 л	10 ⁹ л	10 ² л	10 ¹⁶ л	100 д	10 ¹⁵ л	5 ч	10 ¹⁴ л	10 д
113	—	10 л	—	10 ⁸ л	—	10 ⁶ л	—	1 л	—	10 л	—
112	10 ⁻² с	1 д	10 ² л	10 ⁶ л	10 ⁴ л	10 ¹³ л	10 ² л	10 ¹⁸ л	100 д	10 ¹² л	10 л
111	—	10 л	—	10 ⁵ л	—	10 ⁷ л	10 ² л	10 ² л	—	10 ³ л	—
110	1 мс	10 м	10 ⁴ л	10 ³ л	10 ⁹ л	10 ¹⁰ л	10 ⁵ л	10 ¹⁰ л	10 ² л	10 ⁹ л	10 ⁴ л
109	—	—	—	—	—	10 ¹¹ л	—	10 ⁵ л	—	—	—
108	10 ³ л	1 с	—	1 л	—	10 ⁸ л	10 ⁹ л	10 ⁸ л	—	10 ⁷ л	—
107	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
106	—	—	—	10 л	—	10 ⁷ л	—	—	—	—	—

* Выбраны максимальные из возможных периодов спонтанного деления.

** д — дней; л — лет; мс — микросекунда, с — секунда, ч — часы, м — минута.

числом нейтронов 184, силы ядерного притяжения преобладают над электростатическим отталкиванием. С теоретической точки зрения, у элементов № 110—114 кулоновские силы должны быть настолько велики, что ядра разрушатся. Но если это не просто элементы № 110 и 114, а изотопы ²⁹⁴110 и ²⁹⁸114 — с числом нейтронов 184, то эти ядра должны быть долгоживущими. Так, изотоп эка-свинца — 298 должен иметь период спонтанного деления $\tau_s = 10^{16}$ лет. К бета-распаду он будет устойчив, и даже альфа-распад должен быть значительно замедлен (порядка сотен лет), правда, не настолько, как, скажем, у эка-золота (№ 111²⁹⁵), у которого период полураспада должен составлять 10¹⁰ лет. Однако константа спонтанного деления у эка-золота должна быть на 6—9 порядков больше, чем у эка-свинца. Максимум общей стабильности ожидается у элемента № 110.

Абсолютной уверенности в том, что существуют «острова стабильности», еще нет, но предпосылок для этого много.

В табл. 4 приведены предсказываемые теорией периоды полураспада (по спонтанному делению) изотопов сверхтяжелых элементов с порядковыми номерами от 106 до 116 и с числом нейтронов от 178 до 189. Из 132 изотопов у 18 периодов полураспада превышают 10⁸ лет (по спонтанному делению). Из этого количества многие должны быть

интенсивными альфа-распадчиками, но тем не менее есть определенная надежда на то, что некоторые изотопы будут достаточно стабильными ко всем типам распадов. Если такие изотопы в принципе существуют, их можно попытаться найти в природе.

Для выделения и идентификации сверхтяжелых элементов необходимо заранее знать, хотя бы предположительно, химические свойства. Иными словами, обязательным условием выделения сверхтяжелых элементов является прогноз их места в Периодической системе элементов Менделеева, прогноз их химических аналогов.

ПЕРИ- ОДЫ	Г Р У П П Ы									Э Л Е М Е Н Т О В				
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	Т Р И А Д Ы					
1								H ¹	He ²					
2	Li ³	Be ⁴	B ⁵	C ⁶	N ⁷	O ⁸	F ⁹	Ne ¹⁰						
3	Na ¹¹	Mg ¹²	Al ¹³	Si ¹⁴	P ¹⁵	S ¹⁶	Cl ¹⁷	Ar ¹⁸						
4	K ¹⁹ Cu ²⁹	Ca ²⁰ Zn ³⁰	Sc ²¹ Ga ³¹	Ti ²² Ge ³²	V ²³ As ³³	Cr ²⁴ Se ³⁴	Mn ²⁵ Br ³⁵	Kr ³⁶	Fe ²⁶	Co ²⁷	Ni ²⁸			
5	Rb ³⁷ Ag ⁴⁷	Sr ³⁸ Cd ⁴⁸	Y ³⁹ In ⁴⁹	Zr ⁴⁰ Sn ⁵⁰	Nb ⁴¹ Sb ⁵¹	Mo ⁴² Te ⁵²	Tc ⁴³ I ⁵³	Xe ⁵⁴	Ru ⁴⁴	Rh ⁴⁵	Pd ⁴⁶			
6	Cs ⁵⁵ Au ⁷⁹	Ba ⁵⁶ Hg ⁸⁰	La ⁵⁷ Tl ⁸¹	Hf ⁷² Pb ⁸²	Ta ⁷³ Bi ⁸³	W ⁷⁴ Po ⁸⁴	Re ⁷⁵ At ⁸⁵	Rn ⁸⁶	Os ⁷⁶	Ir ⁷⁷	Pt ⁷⁸			
7	Fr ⁸⁷ (111)	Ra ⁸⁸ (112)	Ac ⁸⁹ (113)	(Ku) ¹⁰⁴ (114)	(105) (115)	(106) (116)	(107) (117)	(118)	(108)	(109)	(110)			
	Ce ⁵⁸	Pr ⁵⁹	Nd ⁶⁰	Pm ⁶¹	Sm ⁶²	Eu ⁶³	Gd ⁶⁴	Tb ⁶⁵	Dy ⁶⁶	Ho ⁶⁷	Er ⁶⁸	Tm ⁶⁹	Yb ⁷⁰	Lu ⁷¹
	Th ⁹⁰	Pa ⁹¹	U ⁹²	Np ⁹³	Pu ⁹⁴	Am ⁹⁵	Cm ⁹⁶	Bk ⁹⁷	Cf ⁹⁸	Es ⁹⁹	Fm ¹⁰⁰	Md ¹⁰¹	(No) ¹⁰²	(Lr) ¹⁰³
	(122)	(123)	(124)	(125)	(126)	(127)	(128)	(129)	(130)	(131)				

Рис. 6. Периодическая таблица элементов Менделеева, дополненная предполагаемыми эка-элементами.

Предсказание химических свойств и электронных структур трансактинидов развито Г. Сиборгом (Seaborg, 1967).

Химические свойства элементов зависят от внеядерной электронной конфигурации, а общее представление о заполненных электронных оболочках оказывается соответствующим периодичности химических свойств, которые и составляют основу идеи Периодической таблицы Менделеева. Для целей этого обзора полезно воспроизвести Периодическую таблицу в модифицированной форме (рис. 6). При заполнении оболочки 5f образуются элементы от № 90 до 103 актиноидной группы — аналоги редкоземельной и лантанидной групп. Таким образом, актиноиды не только начинаются трансурановыми элементами, но и включают первые 11 с атомными номерами 93—103.

Об элементах, следующих за № 103, можно говорить, как о «трансактинидах». Элементы № 104—112 могли бы быть образованы путем заполнения субоболочки 6d и имели бы химические свойства, аналогичные свойствам элементов от гафния (атомный номер

72) до ртути (атомный номер 80), хотя эти элементы, образованные в результате заполнения оболочки $6d$, могут проявлять гораздо большее разнообразие форм окисления, чем их более легкие аналоги. Заполнение оболочки $7p$ привело бы к тому, что элементы № 113—118 образовали бы последний из инертных газов, аналогичный радону (элемент № 86). Эти элементы тоже могли бы проявлять гораздо большее разнообразие форм окисления, чем их аналоги, находящиеся выше. После элементов № 119—121 должна начинаться другая переходная группа, названная Сиборгом «суперактинидами». Она могла бы образоваться в результате заполнения новых оболочек $5g$ (18 элементов) или $6f$ (14 элементов) или их обеих в смешанных электронных конфигурациях (завершается № 153). Эта группа включала бы возможное «магическое» число ядер с атомным номером 126 или 124.

Все работы с элементами выше №99 проводились при помощи меченых атомов, так как ни один из этих элементов не был выделен в количестве, достаточном для визуального наблюдения, взвешивания, для определения при помощи рентгеновских лучей их кристаллической структуры, определения спектроскопических и магнитных свойств, а также других макроскопических свойств. Теперь измерение некоторых макроскопических свойств можно производить и в малых, наногرامмовых, количествах вещества (около 10^{12} атомов); обходятся при таких измерениях даже относительно короткоживущими изотопами (например, 20-дневный Es). Появились возможности измерять также пикограммы вещества (около 10^9 атомов), изотопы которого имеют период полураспада всего несколько дней. Определение массового числа изотопа при помощи масс-спектрометрии теперь осуществляется на основании средних показателей при исследовании по методу меченых атомов, и исследования макроскопических свойств его можно проводить с количествами вещества, гораздо меньшими пикограмма, которое обычно требуется для измерения макроскопических свойств. Масс-спектрометрия используется для определения формулы некоторых газообразных химических веществ, возможно, и фермия (№ 100), если использовать 95-дневный ^{357}Fm , и менделевия (№ 101), используя 2-месячный ^{253}Md , в то время как масс-спектрометрические исследования можно проводить с элементами, у которых $A > 101$. Пределы стабильности форм окисления очень сложным образом связаны с потенциалом ионизации атомов газов.

Можно с различной степенью точности и вероятности предсказать химические свойства элементов № 104—121, сравнивая последние и их аналоги в Периодической таблице. Такое прогнозирование могло бы быть использовано в исследовательских экспериментах для химической идентификации этих элементов. Некоторые элементы особенно поддаются подобным предсказаниям. Далее лишь немногие из них — № 104, 117, 118, 119 и 120 — мы рассмотрим более детально, чем другие, включив также и прогнозирование макроскопических свойств, хотя эти элементы, если и

будут найдены или синтезированы, то в лучшем случае в микроскопических количествах. Обычно (особенно это касается элементов левого и правого столбцов Периодической таблицы) нужно принимать во внимание их тенденцию к большому электроположительному заряду (по мере достижения более высоких атомных номеров) с последующим изменением их поведения относительно окисления и восстановления.

Предполагается, что элемент 104 (эка-гафний) имеет свой аналог — гафний (элемент № 72) — и одинаковые химические свойства. Подобным образом он должен быть похожим и на торий, но не так сильно. Он будет в основном четырехвалентным как в водных растворах, так и в твердых смесях, хотя также возможно образование твердых галоидных соединений, двухвалентной и трехвалентной форм.

Очевидно, можно предсказать и некоторые кристаллографические свойства четырехвалентного элемента № 104 путем экстраполяции свойств его аналогов — циркония и гафния. Ионные радиусы четырехвалентного циркония (0,74 Å) и гафния (0,7 Å) дают основание предположить, что ионный радиус элемента № 104 (IV) равен 0,78 Å, принимая во внимание меньшее сжатие актиноидов по сравнению с лантанидами. Поскольку ионный радиус тория (IV) — 0,98 Å, можно ожидать, что кристаллохимия элемента № 104 подобна таковой для гафния и совсем отлична от кристаллохимии тория. Более того, можно ожидать, что гидролитические свойства элемента № 104 сходны с гидролитическими свойствами гафния. Сумма ионизационных потенциалов у первых четырех элементов должна быть меньше, чем у гафния, что позволяет предположить более легкую окисляемость элемента № 104 до четырехвалентной формы.

Для установления места трансурановых элементов в таблице Менделеева исключительно важна была проведенная в Дубне химическая идентификация элемента № 104.

При подготовке экспериментов исследователи исходили из гипотезы, что элемент № 104 по своим химическим свойствам должен быть аналогом гафния. Приняв это предположение, авторы разработали метод отделения гафния от актиноидов, основанный на различии свойств этих элементов, в частности разной летучести хлоридов актиноидов и гафния. Сложность эксперимента состояла в том, что исследование химических свойств элемента № 104 надо было провести в камере циклотрона за очень короткое время, ибо период полураспада изотопа Ku — 0,3 с. Эта трудность усугублялась крайне малым сечением образования исследуемого изотопа при облучении ^{242}Pu ионами ^{22}Ne .

По существу, перед экспериментаторами стояла задача осуществить непрерывный процесс экспрессного отделения хлорида гафния от актиноидов, устойчивый длительное время и обеспечивающий вынос выделенных продуктов из камеры циклотрона к детекторам излучений.

Началом процесса хлорирования элемента № 104 были выбивание его ядер из облучаемой мишени и торможение в парообразной смеси $NbCl_5$ и $ZrCl_2$. Образующиеся хлориды радиоизотопов Zr и Hf потоком газа (содержащие в основном азот) переносились к детектору излучений. При этом хлориды элементов III группы адсорбировались на стенках газового тракта и в специальных фильтрах. Температура газового тракта поддерживалась постоянной. Ядра элемента № 104, распадающиеся путем спонтанного деления, регистрировались при помощи слюдяных детекторов. Исключительно малый фон таких детекторов позволил наблюдать эффект, равный примерно одному распаду $^{260}104$ за 15 ч работы.

Эксперименты показали, что при температуре газового тракта $300-350^\circ C$ через него проходят атомы элемента № 104. Это явилось убедительным доказательством того, что элемент № 104 по выбранным для изучения химическим свойствам близок не к актиноидам, а к гафнию, т. е., как и ожидалось, является элементом IV группы Периодической системы Менделеева.

Химическая идентификация элемента № 104, таким образом, блестяще подтвердила актинидную теорию построения нижней части Периодической таблицы. Надо думать, что дальнейшие исследования химических свойств курчатовия, как был назван синтезированный в Дубне элемент № 104, будут направлены на изыскание не только новых примеров сходства, но и тонких различий между ним и гафнием.

Не будет преувеличением сказать, что опыты по химической идентификации курчатовия наиболее трудные и красивые из выполненных за всю историю исследований трансурановых элементов.

Элемент № 105 (эка-тантал) должен быть похож на тантал и ниобий и в меньшей степени на протактиний. Валентность его (V), что, возможно, наиболее важно. Химические свойства элемента № 106 (эка-вольфрама), вероятно, похожи на свойства вольфрама, молибдена и, до некоторой степени, хрома. Элементом № 107 должен быть эка-рений, а № 108 — эка-осмий, что предполагает наличие у последнего летучей четырехокси. Это свойство может быть использовано при исследовательских опытах по его химической идентификации. Элементы № 109—116 должны походить соответственно на иридий, платину, золото, ртуть, таллий, свинец, висмут и полоний. Поскольку их ядерные свойства представляют интерес, предполагаемые химические свойства элемента № 114 и некоторых его соседей рассмотрим далее.

Можно дать некоторые подробные прогнозы химических свойств элемента № 117 — галогена (эка-астата). В твердом состоянии он должен походить на металлоид и плавиться при $350^\circ C$. Газообразный атом образует M^- -ион и будет похож на электрон в 2,6 эВ. Эка-астат должен образовывать стабильные окиси ионов (III), (V) и (VII) форм и стабильные межгалогенные стабильные галоидные соединения с водородом. Он вообще не будет образовывать одновалентной формы окисления, характерной для естественных

галогенов. Окислительный потенциал пары $M^- \rightarrow 1/2 M_2$ (вода) $+ e^-$ должен быть около 0,5 В. Объем 1 *г-ат* твердого элемента 45 $см^3$.

А. В. Гросс (Grosse, 1965) при помощи облучения провел детальные исследования предполагаемых свойств элемента № 118 (эка-радона), основанные на экстраполяции свойств инертных газов с более низкими атомными номерами. Он предсказал, что элемент № 118 должен быть наиболее электроположительным из всех инертных газов и будет образовывать частично ионизированную двуфтористую смесь, четырехфтористую — окисленный аналог XeO_4 — и, возможно, стабильную смесь с хлором. Можно добавить, что летучий октафтор также возможен.

Элемент № 119 (эка-франций) должен продолжать группу щелочных металлов, и есть возможность точно предсказать его химические свойства. Металл должен иметь низкую точку плавления и может при комнатной температуре находиться в жидком состоянии, он будет растворяться в жидком аммиаке. Радиус иона M^+ будет равен 1,9 Å. Окислительный потенциал пары $M \rightarrow M^+$ (вод) $+ e^-$ составит +3 В. Металл должен вступать в реакцию с водородом и образовывать солеподобный гидрид, а его окислы предполагаются, как самые основные из всех окислов щелочных металлов. Первый ионизационный потенциал газообразных атомов должен быть около 3,8 эВ. Элемент может образовывать твердые смеси, в которых число окисления больше +1. Объем 1 *г-ат* твердого элемента займет около 80 $см^3$.

Элемент № 120 (эка-радий) будет щелочноземельным, и его химические свойства также можно прогнозировать. Его 1-й и 2-й ионизационные потенциалы составят около 5,4 и 10,2 эВ. Радиус M^{2+} будет 1,7 Å, и это можно использовать для предсказания структуры и параметров решетки многих его смесей. Окислительный потенциал пары $M-M^{2+}$ (вод) $+ 2e^-$ будет равным 2,9. Наиболее основной из II группы окисей окажется окись MO. Объем 1 *г-ат* твердого элемента составит около 46 $см^3$.

Элемент № 121 (эка-актиний) должен химически походить на актиний и лантан.

На рис. 6 показано, что элемент № 114 можно представить как центр ядерной стабильности, удобный для синтеза, поиска в природе и идентификации. Он должен быть химическим аналогом свинца (элемент № 82). Электронная структура элемента № 114 может в какой-то степени походить на структуру радона (элемент № 86) плюс $5f^{14}$, $6d^{10}$, $7s^2$, $7p^2$. Большой размер орбит $7s^2$, $7p^2$ может свидетельствовать о том, что данные электроны будут отданы с большей готовностью (чтобы образовать форму 4+), чем это происходит у свинца, что позволит даже предположить существование летучего тяжелого фторида — такого, как гексафторид, который может способствовать идентификации этого элемента. С другой стороны, занятие орбит $4f$ и $5f$ может привести к более прочной связи наруж-

ных *s*- и *p*-электронов, что усложнит образование формы $4+$ и у элемента № 114. Эта точка зрения согласуется с тенденцией к возрастанию стабильности у формы $2+$, с увеличением размеров атомов группы IVA — аналогов германия, олова и свинца. Релятивистские вычисления Вебера, Кромера и Либермана позволяют предположить, что с занятием орбит $4f$ и $5f$ свинец и элемент № 114 проявляют возросшую связь самых удаленных от центра элементов, что согласуется с предполагаемой большей стабильностью формы $2+$ этих элементов. Поскольку элементы, атомные номера которых находятся по соседству с элементом № 114, также могут иметь повышенную ядерную стабильность, предсказание их химических свойств будет полезно при экспериментах по химической идентификации. Прогнозы относительной стабильности множества форм окисления элементов, соседствующих с № 114, будут, очевидно, включать те же предположения, что и для элемента № 114. Предсказание свойств эка-таллия и эка-ртути для элементов № 112 и 113 нелегко перевести в специальные химические характеристики, которые могли бы пригодиться при их идентификации. Инертный характер элементов № 110, 111 и 109 (соответственно эка-золота, эка-платины, эка-иридия) позволит найти отличительные поисковые характеристики. Если высокие формы окисления стабильны, то при химическом разделении могут быть использованы летучие гекса- и октафториды. Можно предположить, что элементы № 115—118 (эка-висмут, эка-полоний, эка-астат и эка-радон) являются летучими, но это справедливее всего для элемента № 118.

Элемент № 164, несмотря на вызывающую сомнения область экстрастабильности (Gustafson *et al.*, 1966; Nilson *et al.*, 1968), возможно, будет эка-элементом № 114, т. е. эка-эка-свинцом. Таким образом, известные и предполагаемые центры ядерной стабильности — такие, как олово ($A = 50$), свинец ($A = 82$), элементы № 114, 164, являются членами одной и той же подгруппы Периодической таблицы.

Теоретические выводы физиков были подтверждены благодаря находке треков сверхтяжелых ядер в фотоэмульсиях, поднятых на сравнительно большие высоты (30—40 км). Треки найдены американскими учеными (Fowler, 1969) в количестве примерно 1 трек на 1 м^2 фотоэмульсии в сутки (или примерно 1 трек на $5 \cdot 10^7$ треков тяжелой компоненты космического излучения). Ширина этих треков такова, что П. Фаулер идентифицировал их как треки трансурановых элементов с атомными номерами 106—110.

Однако следует отметить, что ширина трека не может быть однозначным указанием на существование ядер сверхтяжелых элементов, так как погрешность метода идентификации ядер по ширине треков около 10%. Поэтому, возможно, регистрируются ядра немного тяжелее урана. Последние наблюдения П. Фаулера, выполненные им совместно с тремя группами американских физиков, подтвердили существование в космическом излучении сверхтяжелой компоненты. Так, из наблюдавшихся в одном опыте следов 15 относятся к $N_2 > 80$, 3 — $N_2 > 100$ и 1 след — $N_2 > 110$. Любо-

пытно, что распространенность ядер, отличающихся на 10 номеров, лежит в пределах одного порядка. Урана в метеоритах и в среднем в Земле содержится примерно $2 \cdot 10^{-8}$ г/г. Судя по приведенным результатам, распространенность сверхтяжелых ядер в Космосе в настоящее время должна быть всего лишь на порядок меньше, чем в земном веществе.

Дело в том, что Галактика со временем все более обогащается тяжелыми элементами. Астрономы и астрофизики уже пришли к выводу, что в пределах Галактики существуют, по крайней мере, пять поколений звезд. Чем моложе звезда, тем больше в ней относительное содержание тяжелых элементов. По Шварцшильду, доля тяжелых элементов увеличивается от звезд с возрастом в 6 млрд. лет до звезд, образовавшихся 0,1 млрд. лет назад, более чем на порядок. Поэтому можно ожидать, что в настоящее время Солнечную систему бомбардируют в общем более тяжелые частицы, чем на ранней стадии ее существования.

Очевидно, что достичь земной поверхности могут либо долгоживущие ядра, либо ядра, обладающие релятивистскими скоростями. Первые детектировать чрезвычайно трудно, а вторые неминуемо развалятся, врезавшись в земную атмосферу. Возраст космического излучения оценивается в 10^6 — 10^8 лет. Действительно, средняя распространенность Li, Be, B относительно C, N, O во Вселенной составляет 0,1%, в космических же лучах — примерно 30—40%, т. е. на два порядка больше, чем в звездах. Если распространенность C, N, O в источниках космического излучения (Сверхновые звезды) такая же, как и в остальных звездах, то это увеличение может происходить, по-видимому, в результате фрагментации, т. е. тяжелые ядра, например ядра железа, разваливаются и превращаются в Li, Be, B при взаимодействии с ядрами водорода. Для полного взаимодействия релятивистских ядер они должны пройти путь в 3 г/см^2 , или $3 \cdot 10^{24} \text{ см}$, поскольку плотность водорода в Галактике 1 протон/см^3 , или 10^{-24} г/см^3 . Разделив $3 \cdot 10^{24} \text{ см}$ на скорость света — $2 \cdot 10^{10} \text{ см/с}$, находим полное время полета $1,5 \cdot 10^{14} \text{ с}$, или $3 \cdot 10^7$ лет. Следовательно, среднее время жизни космического излучения составляет приблизительно 10 лет, размеры Галактики — 10^5 световых лет. Таким образом, из ее центральных частей до периферии (Солнечная система) могут успеть долететь ядра, живущие сотни тысяч или миллионы лет. Многие из этих ядер не затормозятся магнитным полем Земли. Они просто развалятся, столкнувшись с атмосферой. Задерживаться атмосферой и отклоняться магнитным полем могут ядра с энергией менее 500 мэВ/нуклон , т. е. при абсолютной скорости менее $200\,000 \text{ км/с}$.

Следовательно, на Земле можно искать ядра, время жизни которых составляет более 1 млн. лет. А это означает, что надо иметь очень большое количество атомов искомого элемента, чтобы оказалось возможным заметить его наличие, не говоря уже об идентификации. Действительно, при наличии 10^8 атомов и периоде полураспада 10^8

лет происходит всего 1 акт распада в год; если же $T = 10^6$ лет — то примерно 100 распадов в год. Это явление уже можно заметить.

При оценке распространенности сверхтяжелых ядер в земном веществе можно исходить из предположений, опирающихся на две разные модели. Согласно первой модели, образование сверхтяжелых ядер произошло одновременно с нуклеосинтезом тяжелых ($M > 209$) ядер по тем же законам, и поэтому их распространенность должна быть немногим меньше (при условии их относительной стабильности), чем средняя распространенность, например, висмута или ^{235}U . В среднем для исходного земного вещества эта величина может составлять 10^{-11} , 10^{-14} г/г.

Согласно второй модели, первоначальное земное вещество не содержало подобных сверхтяжелых ядер, возникновение последних стало возможным лишь на определенном этапе эволюции мирового звездного нуклеосинтеза. Если этап начался 4,5 млрд. лет назад, то, предполагая поступление сверхтяжелых ядер на поверхность Земли с постоянной скоростью 1 частица/($\text{м}^2 \cdot \text{сут}$), т. е. на всю поверхность Земли 70 мкг/год , можно рассчитать распространенность этих частиц в земной коре. Учитывая, что на поверхность Земли площадью 509 млн. км^2 за 4,5 млрд. лет выпало около $4 \cdot 10^5$ г сверхтяжелых ядер, и предполагая, что в процессе формирования земной коры они распределялись до глубины 30 км (масса земной коры $5 \cdot 10^{25}$ г), распространенность их в земной коре в среднем составит 10^{-20} г/г. Отметим, что полученное значение распространенности характерно для суммы сверхтяжелых ядер, а для отдельных экз-элементов оно еще меньше. А поскольку фактически на поверхность Земли попадает не 1 частица/($\text{м}^2 \cdot \text{сут}$), а значительно меньше, то и распространенность окажется ниже.

В природе существуют концентраты тех или иных сверхтяжелых элементов. Возможно, они следуют за своими электронными аналогами, а, может быть, обладают резко отличными свойствами. Современная аналитическая химия может обеспечить переработку нескольких сотен килограммов любого природного материала для выделения микроколичеств сверхтяжелых элементов с неизвестными свойствами.

Экспериментальный подход к проблеме сверхтяжелых элементов в природе, короче говоря, заключается в попытках наблюдать элементы с атомными номерами 110—114, а также синтезировать элементы, относящиеся к другому «магическому» числу с $A = 126$. Такое разделение задач связано со следующими обстоятельствами. Еще нет возможности синтеза изотопов, близких к дважды замкнутым «магическим» числам $A = 114$ и $A = 184$. В то же время поиск этих изотопов в природе не является безнадежной задачей, так как для некоторых из них рассчитывают время жизни, сравнимое с возрастом Солнечной системы.

Первое упоминание о возможном обнаружении сверхтяжелых элементов в природе следует отнести к 1935 г., когда появилось

сообщение И. Шинтельмейстера о наблюдении в шлаке от переработки цинковой руды α -активности с энергией 3,1 и 4,5 мэВ. Химические свойства этого излучателя были как будто аналогичны свойствам осмия, что дало автору право утверждать, что активность принадлежит эка-осмию. Работа И. Шинтельмейстера была продолжением ранних исследований И. Джоли и М. Цигерта. За этими работами следуют послевоенные публикации о неидентифицированных природных α -излучателях. Наиболее определенные выводы о наблюдении α -активности эка-осмия (элемент № 108) с энергией 4,4—4,6 мэВ были сделаны в публикациях В. В. Чердынцева и В. Ф. Михайлова (1963), Р. Черри и др. (Cherry *et al.*, 1962). Однако серьезные попытки (Кузнецов, Богданов, 1972) обнаружить эту α -линию в тех же образцах привели к отрицательному результату. Вероятно, сообщение об обнаружении α -активности элемента № 108 было ошибочным.

В работах советских ученых (Флеров и др., 1969) сообщалось об обнаружении новой природной спонтанно делящейся активности в некоторых образцах, содержащих свинец. Этот результат представляет интерес, так как единственный известный до сих пор природный элемент, имеющий спонтанно делящийся изотоп, — это уран. Доказано (Пауэлл, 1968), что наиболее долгоживущие изотопы трансурановых элементов ^{244}Pu и ^{247}Cm имеют слишком малое время жизни. Поэтому они практически полностью распались. Следовательно, если обнаружен еще один природный спонтанно делящийся излучатель, то разумно предположить, что он связан с долгоживущим изотопом одного из химических элементов с $A = 110—114$.

В дальнейшем с помощью больших пропорциональных счетчиков были исследованы руды, минералы и продукты их переработки — всего около 150 проб — с целью получения образцов с возможно большим количеством, вероятного, спонтанно делящегося излучателя. Другая цель опытов — попытаться выяснить химическую природу этой активности. В процессе работы изучены образцы, содержащие в качестве одного из основных компонентов все тяжелые элементы от цезия до висмута. Однако наибольшее внимание было уделено свинецсодержащим пробам. Для всех элементов, за исключением свинца, получены отрицательные результаты. Правда, количество изученных образцов идентификации остальных элементов было невелико.

Некоторые свинцовые образцы обнаруживали слабую активность спонтанного деления: около 1 имп. за 10—15 суток на 50 г вещества, внесенного в счетчик в виде тонкого слоя на катоде (эффективность регистрации осколков деления 60%). Из этих образцов наиболее подробно изучена полиметаллическая руда с большим содержанием свинца и цинка (25—30%). Суммарные данные измерений спонтанного деления, выполненных на шести разных образцах этой руды, приведены в табл. 5. Пробы галенита, извлеченного из руды, а также свинец, выделенный гидрометаллургическим способом, проявляли несколько большую активность.

В специальных опытах было установлено, что обнаруженная активность не связана с делением примесей урана и тория. Вклад деления тория космическими лучами в активность руды был пренебрежимо мал. Более серьезным источником фона является спонтанное деление примеси урана. Для изучаемых образцов уран мог дать 1—10% обнаруженного уровня счета.

В табл. 5 приведены и данные измерений, которые позволяют оценить верхний предел фона, вызванного делением свинца космическими лучами. Основной вывод табл. 5 заключается в том, что концентрация искомого спонтанно делящегося излучателя в природных образцах не превышает $5 \cdot 10^{-13}$ г/г (при $T_{1/2} = 10^8$ лет).

ТАБЛИЦА 5

Деление свинца космическими лучами

Образец *	Концентрация, %		Число экспериментов **	Суммарное время экспозиции, сут.	Число зарегистрированных импульсов	Кажущийся период спонтанного деления свинца (галлия) с 99%-ным доверительным интервалом, лет
	Pb	U				
Полиметаллическая руда	25	10^{-4}	6	184	13	—
Свинцовая фракция полиметаллической руды	83	$4 \cdot 10^{-6}$	10	510	56	$(1,20 \pm 0,29) 10^{21}$
Фон (^{208}Pb)	87	—	6	243	7	$(4,66 \pm 2,84) 10^{21}$

* Вес всех образцов равнялся 50 г.

** Для исключения систематических ошибок эксперименты проводились на нескольких счетчиках.

Пока еще не удалось химически получить продукты, существенно обогащенные этим элементом. Отрицательный результат некоторых химических опытов хотя и настораживает, однако не означает, что все возможности в этом направлении исчерпаны. Экспериментирование с активностью неизвестной природы с учетом необходимости перерабатывать большие количества холостого вещества — трудная задача. Мы уже отмечали, что попытки регистрации слабых природных α -активностей малообнадеживающие в связи с тем, что атмосфера и поверхность нашей планеты в настоящее время загрязнены различными α -излучателями техногенного происхождения.

Индийские ученые Н. Бхандари и др. (Bhandari e. a., 1971) сообщили о результатах исследования следов осколков деления в наиболее древних минералах из метеоритов и лунной пыли. Избрав метод, позволивший наблюдать полную длину треков осколков при одновременном уменьшении фона от остановок ядер тяжелой компоненты космических лучей, авторы наблюдали значительный избыток треков большой длины, необычной для осколков деления урана. Этот результат рассматривается учеными как доказательство

существования элемента № 114 в момент кристаллизации изученных ими минералов. Однако однозначность такого вывода недостаточно обоснована. Во-первых, оценки пробегов осколков спонтанного деления неизвестных еще элементов нельзя применять в качестве единственного критерия для идентификации этих элементов. Во-вторых, принятый авторами метод изучения минералов мог в принципе привести к наблюдениям длинных треков, похожих на следы осколков деления, вызванных, однако, дефектами кристаллов. Поэтому, а также в связи с возможным искажением или потерей следов за несколько миллиардов лет существования древних минералов данное направление, развиваемое в работах И. Прайса и др., не слишком многообещающее с точки зрения получения определенных выводов о существовании сверхтяжелых элементов.

При попадании сверхтяжелых ядер в атмосферу Земли существует большая вероятность их адсорбции на аэрозолях, представляющих собой космическую, индустриальную и терригенную пыль. С этой точки зрения скопления пыли должны содержать повышенные концентрации эка-элементов. Местами концентрации пыли могут служить высокогорные и полярные ледники и глубоководные океанические осадки. Таким образом, к настоящему времени уже намечены пути детектирования и идентификации далеких эка-элементов, а также объекты исследования. Поиски сверхтяжелых элементов в природе — задача исключительно сложная.

Как показано в главе II, основным морфологическим признаком внеземной пыли на Земле («космической» формой) является сфера. Сферулы микронных размеров (от единиц до сотен микрометров) имеют аэродинамические формы и свидетельствуют о высоких температурах, возникавших при прохождении этими частицами атмосферы. Однако среди частиц сферических форм могут встречаться образования как космического, так и вулканического или техногенного происхождения, отличающиеся по химическому, минералогическому и изотопному составам. Более мелкие частицы, которые не подвергаются разогреву при попадании в атмосферу, не могут быть идентифицированы по морфологическим признакам. Кроме формы, существуют и другие критерии космогенности. Нами выделены и будут рассматриваться дальше подробно физические, минералогические, химические и изотопные методы идентификации космического вещества. Совокупность всех этих методов позволяет надежнее оценивать частицы, выделенные как предположительно космические.

Физические и минералогические методы

Первые исследователи относили к космическому веществу на поверхности Земли преимущественно магнитные шарики и частицы сфероидальных форм. Морфология и минералогия этих сферул показывают, что они представляют собой продукт плавления при высокой температуре. В большинстве случаев это шарики, капельки, гантельки или частицы сложных форм с маленькими сферами, вплавленными в большие. У некоторых поверхность полированная, с черно-голубым блеском, другие трещиноватые, серо-черного цвета.

Шарики состоят из окислов железа, включая магнетит, маггемит, гематит. Были найдены частицы, содержащие вюстит, высокотемпературные окислы железа, которые фактически неизвестны в земных породах, но обнаружены в коре плавления железных метеоритов. Многие сферулы имеют металлическое железо-никелевые ядра. Это свидетельствует о том, что они являются продуктами абляции железных метеоритов. Следовательно, одними из первых признаков космического происхождения вещества на Земле следует назвать морфологический и минералогический в совокупности.

Х. Фехтиг и К. Утех (Fechtig, Utech, 1964) среди шариков, вероятно, космического происхождения выделяют две разновидности: шарики, состоящие в основном из магнетита и не содержащие или почти не содержащие никеля, и шарики, состоящие из магнетитовой оболочки и металлического ядра с высоким содержанием никеля.

Сферулы и зерна, собранные во льдах Гренландии, по морфологическим и минералогическим признакам можно разделить на несколько типов: шарики с ядрами и без ядер, шарики с ядрами из железо-никелевого сплава (Goresy, 1967). Единичные зерна представлены титаномагнетитом, ильменитом, гематитом и пироксеном и имеют земное происхождение.

ТАБЛИЦА 6
Средние плотности некоторых шариков космического и вулканического происхождения

Место отбора шариков	Количество анализируемых частиц	Средняя плотность, г/см ³
Гренландия и Антарктида	17	4,57
Метеорит Aso	8	2,94
Вулканические включения Aso	13	2,75
Ущелье Дьявола	19	4,97

Средний диаметр исследуемых сферул — около 30 мкм.

Шарики из глубоководных осадков Атлантического океана 60—450 мкм в диаметре по структуре и составу были разделены на четыре группы: 1-я — магнитные пластинки, содержащие никель и кобальт и окруженные пленкой, обогащенной кремнием; 2-я — гомогенный магнетит с малыми количествами никеля и кобальта; 3-я — магнетит, богатый кремнием, и, наконец, 4-я — неправильные частицы с низким содержанием железа, но встречаются богатые никелем

хлопья, внедренные в основную массу. Можно предположить, что 1-я и 2-я группы метеоритного происхождения.

Черно-серые частицы сфероидальных и неправильных форм обнаружены в песчаниках нижнего кембрия в Эстонии на глубине 324—326 м. Около 8% магнитной фракции представлено неоплавленными зернами с признаками метеорной пыли (Вийдинг, 1965).

При сравнительном изучении частиц вулканического, техногенного и космического происхождения было установлено, что они различной плотности. Ф. А. Франклин и др. (Franklin e. a., 1967) впервые предложили использовать плотность частиц как новый критерий космогенности. Райт и Хоудж (Whright, Hodge, 1965), имея в распоряжении 72 частицы, по форме отвечающие космическим, определяли плотность каждой по закону Стокса. Сравнивая результаты исследований, авторы пришли к выводу, что частицы космического происхождения имеют большую плотность, чем таковые вулканического (табл. 6).

Ч. Лангвей и У. Марвин (Langway, Marvin, 1964) исследовали гренландские шарики, средний диаметр которых составлял примерно 50 мкм, а средняя плотность — 4,54 г/см³. Как видно из табл. 6, плотность шариков космического или метеоритного происхождения

(сферулы из льдов Гренландии и Антарктиды) значительно выше, чем частиц вулканического происхождения, для которых средняя плотность составляет $2,75 \text{ г/см}^3$.

В. Д. Виленский (1966) определял плотность пыли, собранной из воздуха над Тихим океаном. Удельный вес определялся по скорости оседания частиц в жидкости с последующим расчетом по закону Стокса. В табл. 7 приведены плотности частиц, собранных в разных районах земного шара и идентифицируемых как внеземные.

Магнитные шарики 149—380 мкм в диаметре из глубоководных глин Тихого океана по удельному весу и химическому составу мож-

ТАБЛИЦА 7

Плотность шариков из разных районов земного шара

Место отбора шариков	Плотность, г/см^3	Литературный источник
Донные отложения Тихого океана	4,6	Hunter, Parkin, 1960
Отложения ледников в Антарктиде	5,1	Schmidt, 1964
Гренландия	4,5	Langway, Marvin, 1964
Атмосферные выпадения в Калифорнии	4,4	
Воздух над Тихим океаном	4,8	Виленский, 1966

но разделить на две группы. 1-я группа включает шарики с удельным весом около 5 г/см^3 , состоящие из магнетита, а в некоторых случаях из вюститита и альфа-железа с низким содержанием марганца. Ко 2-й группе относятся шарики с удельным весом приблизительно 3 г/см^3 и высоким содержанием марганца. По-видимому, частицы 1-й группы можно отнести к космическому веществу, поскольку они имеют высокую плотность и метеоритные минералы (Millard, Finkelman, 1970).

При исследовании плейстоценовых отложений Центральной Италии были найдены большие количества магнитных шариков, возможно, космического происхождения. Удельный вес более 50% частиц составляет $7-7,8 \text{ г/см}^3$, что отвечает составу железо-никелевого сплава.

Из всего сказанного можно сделать вывод, что плотности шариков из полярных льдов, глубоководных океанических осадков сравнимы с таковыми из метеоритов, а плотность шариков вулканического и техногенного происхождения значительно меньше. Следовательно, частицы с плотностью 4 г/см^3 следует относить к веществу внеземного происхождения. Наличие метеоритных минералов в сферических частицах и частицах неправильных форм также свидетельствует о космической природе исследуемого вещества.

Химические методы

Так называемые химические методы идентификации космического материала заключаются в изучении распределения каких-либо элементов, заведомо отличающихся по распространенности в метеоритах и континентальных земных породах, в местных скоплениях атмосферной пыли. Кроме того, для определения степени космогенности используются отношения элементов, распространенности которых в космическом материале больше, чем на Земле, например Fe/Ni, Ni/Co, Fe/Co, Os/Re.

ТАБЛИЦА 8

Содержание некоторых элементов в частицах сферической формы из района падения Тунгусского метеорита (Флоренский и др., 1968)

Образец	Диаметр шарика с ядром, мкм	Содержание, %			
		Fe	Ni	Co	Cu
Шарик № 1 с ядром:					
ядро	40	22	76	1,4	0,29
оболочка	160	72	2,2	0,2	32
Шарик № 2 с ядром:					
ядро	70	10	90	1,6	0,11
оболочка	172	71	2,3	0,4	31
Шарик без ядра:					
№ 3	296	68	4,4	0,4	15,5
№ 4	276	66	7,3	0,4	9
№ 5	286	69	3,3	0,3	—
№ 6	220	66	4,4	0,3	15

При изучении частиц предположительно космического происхождения в первую очередь относили к внеземным такие, которые имели железо-никелевые ядра, включенные в свободный от никеля магнетит. Это объясняется тем, что распространенность никеля в метеоритном материале на несколько порядков больше, средняя распространенность его в хондритах составляет $1,08 \cdot 10^{-2}$ г/г (Моге, 1971). К. П. Флоренский и др. (1968), анализируя шарики, найденные в районе Тунгусской катастрофы, определили содержание никеля в них методом рентгеноструктурного анализа (табл. 8). Соотношение никеля и железа изменяется в пределах 2—11%, что позволяет предположить космическое происхождение исследуемых частиц. К. П. Флоренский определял также удельный вес частиц из района Тунгусской катастрофы и нашел, что существует взаимосвязь между содержанием никеля и соотношением Ni/Fe в образцах и удельным весом частиц (табл. 9). Для шариков с удельным весом примерно 4 г/см^3 характерно высокое содержание никеля, т. е. физические методы идентификации космического вещества подтверждаются химическими.

В общем отношения железо — никель, никель — кобальт, никель — медь для сферических частиц в среднем хорошо согласуются с таковыми для метеоритов.

При изучении шариков из района Тунгусской катастрофы обнаружено, что для большинства из них характерно низкое содержание никеля, у шариков с металлическими ядрами содержание никеля увеличивается иногда до 99% (при этом его количество в оболочке меньше). Изменение содержания кобальта менее существенно. К. П. Флоренский и др. (1968) получили искусственные шарики в условиях, аналогичных условиям падения метеоритов. Искусственные шарики морфологически подобны найденным в районе Тунгусской катастрофы, в них ядра богаты никелем.

ТАБЛИЦА 9

Зависимость удельного веса от соотношения Ni/Fe в магнитных шариках из района Тунгусской катастрофы

Количество шариков в пробе	Удельный вес шарика, г/см ³	Соотношение Ni/Fe	Количество шариков в пробе	Удельный вес шарика, г/см ³	Соотношение Ni/Fe
1	1,5	0,2	7	4,1	0,5
1	3,5	0,4			Ni не обнаружен
1	3,6	0,1	2	4,7	
7	3,5—3,8	0,05	1	5,6	
			1	5,7	8,5

Электронно-микроскопический анализ сферул, выделенных из ильменитовых концентратов (Marvin e. a., 1967), показал, что частицы подразделяются на три типа в зависимости от их химического состава. 1-й тип — частицы с содержанием 70% железа и 5% никеля, марганца нет. Частицы 2-го типа содержат 70% железа или 70% железа и 0,5% марганца. 3-тий тип — это бедные железом стеклоподобные шарики, богатые двуокисью кремния и окисью алюминия.

Р. Кастинг и К. Фредрикссон исследовали химический состав, а именно: содержание железа и никеля в частицах сферической формы, выделенных частично из тихоокеанских красных глин, а частично из так называемой марганцевой коры (Casting, Fredriksson, 1958). Содержание никеля определялось в шести различных точках ядра и в окисной оболочке вокруг ядра (на примере одной сферической частицы из тихоокеанских глубоководных осадков (табл. 10)). Содержание никеля в ядре постоянно — примерно 30%, в то время как окисная оболочка бедна никелем — его 0,1%.

Ф. Гехт и Р. Патзак (Hecht, Patzak, 1957) определили, что отношение железо — никель 100 : 6 или 100 : 5 соответствует таковому материала космического происхождения.

Р. Шмидт и К. Рейл (Schmidt, Reil, 1966) выделяли подобные сферулы из глубоководных донных отложений. Учитывая неоднородный состав шариков, они исследовали химический состав

Содержание никеля, кобальта и железа в различных точках ядра и оболочки на примере одной сферической частицы (диаметр частицы — 65, ядра — 32 мкм)

Анализируемая часть	Содержание, %			Анализируемая часть	Содержание, %		
	Ni	Co	Fe		Ni	Co	Fe
Ядро	30,1	1,5	68,6	Ядро	30,6	—	—
»	29,8	—	—	»	30,3	—	—
»	31,6	—	—	Окисная оболочка	0,1	—	—

отдельных частей шариков, оболочек, ядер, включений в виде хлопьев и прочих структурных единиц. Шарик был разделен на четыре группы по внешнему виду и строению. Сделан химический анализ на основные элементы в каждом шарике. Основным компонентом любой части шарика является железо, затем следует никель, а всех остальных элементов значительно меньше. Частицы I и II групп характеризуются повышенным содержанием никеля, особен-

ТАБЛИЦА 11

Послойный анализ некоторых шариков из глубоководных отложений на содержание ряда основных элементов

Морфологическая группа, исследуемый слой	Содержание, %										
	Fe	Ni	Co	Mn	Al	Si	P	S	Ca	Ti	Cr
I группа											
1-я частица											
оболочка	64,2	1,93	0,27	0,03	0,33	0,20	0,08	0,02	0,89	0,02	0,07
треворит	41,0	20,20	0,38	0,09	0,77	2,70	0,36	0,10	0,87	0,30	0,03
магнетит	71,0	1,42	0,25	0,02	0,23	0,14	0,07	0,02	0,06	0,02	0,06
5-частица											
оболочка	64,3	4,02	0,59	0,04	0,09	0,08	0,02	0,05	0,02	0,02	0,13
магнетит	70,6	3,87	0,56	0,05	0,13	0,05	0,02	0,04	0,02	0,02	0,12
6-частица											
оболочка	67,7	8,08	0,30	—	0,06	0,06	—	—	0,02	0,02	—
треворит	43,9	18,40	0,53	0,10	—	2,47	0,36	—	0,69	0,05	0,14
магнетит	71,7	1,13	0,39	0,03	0,02	0,02	0,02	—	0,02	0,02	0,18
II группа											
3-я частица	68,2	0,72	0,25	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,09	0,20
12-я частица	64,0	0,41	0,20	0,02	0,06	0,06	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02
VI группа											
9-я частица											
основная масса	42,2	0,02	0,08	0,32	2,00	1,80	1,33	0,17	1,00	0,90	0,34
хлопья	48,0	0,47	—	—	2,00	—	—	—	—	—	—

но I группы, где в некоторых случаях оно превышает содержание железа (треворит) (табл. 11). Поэтому можно считать, что частицы I группы внеземного происхождения.

Особый интерес вызывают элементы платиновой группы: во-первых, они являются химическими аналогами тех сверхтяжелых элементов, ядра которых образуют первый «остров стабильности» (элементы с атомными номерами 108—110); во-вторых, распространенность платиновых металлов в земной коре и в хондритах отличается примерно на два-три порядка, что позволяет использовать эти элементы для идентификации тел космического происхождения и определения космогенности земных объектов. В табл. 12 приводим земную (по А. П. Виноградову) и космическую (по А. Камерону) распространенность элементов платиновой группы.

В природе платиновые металлы — Pt, Pd, Rh, Ir, Ru, Os — обычно сопутствуют друг другу. Они встречаются в виде самостоятельных минералов, представляющих собой твердые растворы или интерметаллические соединения, которые содержат

помимо платиновых металлов золото, железо, медь, никель, кобальт и другие, и в виде сульфидов, теллуридов, арсенидов (Юшко-Захарова и др., 1970).

Как правило, крайние элементы триад — осмий и платина, рутений и палладий — не входят обычно в состав одних и тех же минералов, тогда как родий и иридий встречаются в минералах со всеми платиновыми металлами. В природе наиболее распространены две ассоциации платиновых металлов: Pt — Pd, Rh, Ir (Ru) и Os — Ru, Rh, Ir (Pd). «Антагонизм» платины и осмия объясняется тем, что минералы платины (поликсен и самородная платина) кристаллизуются в плотнейшей кубической упаковке, а осмий и осмистый иридий — в плотнейшей гексагональной, и вследствие этого они не могут быть изоморфными.

Платиновые металлы вследствие близости атомных радиусов могут изоморфно замещать никель, железо и кобальт в кристаллических решетках их минералов, главным образом в сульфидах, а также в селенидах, теллуридах и арсенидах.

Во многих подлежащих анализу минералах и природных объектах наряду с малыми концентрациями благородных металлов содержатся преобладающие количества примесей (силикатов, карбонатов, меди, никеля, железа, теллура, селена и др.), в присутствии которых определять платиновые металлы чаще всего нельзя.

ТАБЛИЦА 12

**Космическая и земная
распространенность элементов
платиновой группы**

Элемент	Распространенность	
	космическая 10 ⁻⁶ г/г	земная 10 ⁻⁸ г/г
Ru	1,08	5
Rh	0,23	1
Pd	1,06	5
Os	0,90	5
Ir	0,55	—
Pt	1,47	20
Au	0,26	—

В таких случаях необходимо отделять или концентрировать примеси.

Для обогащения используют «сухие» пробирные методы, «мокрые» химические, а также физико-химические методы (хроматографические, экстракционные, электрохимические и др.). При отделении Os и Ir от других платиновых металлов и практически от всех элементов широко используют дистилляцию их четырехокисей. Обычно отгонку проводят из серно-, хлорно- или азотнокислого растворов, используя различные окислители. Для одновременного выделения обоих металлов можно использовать окисление броматом натрия, бромноватой и хлорной кислотами, хромом в щелочной среде, висмутом, перманганатом, соединениями церия и т. п. (Бимиш, 1969).

В последние годы хроматографические методы наиболее применимы в аналитической практике. Для отделения металлов платиновой группы от сопутствующих им благородных металлов чаще всего используют ионный обмен, а для группового отделения Pt, Pd, Rh и Ir от благородных металлов — обмен на катионите. Этот метод основан на способности платиновых металлов образовывать в определенных условиях устойчивые комплексные анионы с такими лигандами, как Cl^- , Br^- и другие, в отличие от благородных металлов, находящихся в тех же условиях в виде катионов, задерживаемых катионитами (Пшеницын и др., 1957).

В качестве катионитов чаще всего употребляют синтетические смолы КУ-1, КУ-2, Дауэкс-50Х-8 в H- или Na-форме и др. Обмен на катионите позволяет отделять миллиграммовые количества платиновых металлов от значительно преобладающих количеств меди, никеля, железа, свинца, кобальта, редкоземельных, щелочноземельных и щелочных металлов. Метод применяется при анализе различных объектов (концентратов, руд, метеоритов и т. п.).

Для концентрирования платиновых металлов представляет интерес применение метода распределительной хроматографии. А. Т. Пилипенко и др. (1971) предложили способ получения аналитического концентрата платины и палладия методом хроматографии на бумаге, обработанной тионалидом, который позволяет отделять малые количества платиновых металлов от больших количеств Cu, Fe и Ni.

Одним из самых чувствительных методов определения платиновых металлов в породах и связанных с ними минералах, в рудах, метеоритах, некоторых продуктах металлургического производства и продуктах деления тяжелых ядер является радиоактивационный метод анализа. Чувствительность непосредственного определения благородных металлов этим методом составляет $10^{-8} - 10^{-12}$ г, точность $\pm 10\%$. Радиоактивационный метод можно также сочетать с различными методами концентрирования, что позволяет повысить чувствительность еще на три-четыре порядка.

Радиоактивационный метод имеет много достоинств, а именно: независимость результатов анализа от чистоты применяемых реа-

гентов, возможность определения всей группы благородных металлов из одной навески образца. Существенно также и то, что техника радиохимической обработки облученных образцов близка к обычным химическим методам. При проведении радиоактивационного анализа могут возникнуть помехи, обусловленные эффектом самослабления потока нейтронов образцом, протеканием помимо основ-

ТАБЛИЦА 13

Средние содержания и атомные распространенности иридия и платины в метеоритах различных классов

Класс	Группа	Ir		Pt	
		среднее содержание 10^{-6} г/г	атомная распространенность ат/ 10^{-6} ат Si	среднее содержание 10^{-6} г/г	атомная распространенность ат/ 10^{-6} ат Si
Хондриты	C ₁	0,41 (3)	0,57 (3)	0,9 (3)	1,2 (2)
	C ₂	0,60 (4)	0,68 (4)	1,3 (4)	1,4 (4)
	C ₃	0,73 (2)	0,61 (3)	1,7 (1)	1,6 (1)
	Среднее	0,57 (9)	0,63 (10)	1,2 (8)	1,4 (8)
	H	0,71 (9)	0,62 (8)	1,6 (6)	1,3 (4)
	L	0,45 (14)	0,36 (12)	0,86 (12)	0,79 (8)
	LL	0,33 (2)	0,28 (4)	0,8 (1)	0,6 (2)
	E	0,57 (7)	0,51 (7)	1,5 (3)	1,2 (3)
Железные метеориты	Ogg	4,4 (2)	—	—	—
	Og	3,9 (8)	—	12,2 (4)	—
	Otm	4,8 (18)	—	10,8 (9)	—
	Of	1,5 (5)	—	5,2 (5)	—
	Ofi	0,45 (2)	—	0,5 (2)	—
	Среднее	3,53 (34)	—	8,45 (20)	—
Ахондриты	H	8,8 (8)	—	19,3 (6)	—
	D	7,1 (5)	—	17,7 (6)	—
	—	0,041 (10)	—	0,027 (10)	—

Примечание. В скобках указано количество опытов.

ной реакции (n, γ) конкурирующих и вторичных реакций, что может повлиять на конечный результат анализа. Однако при тщательном учете всех возможных помех ошибка метода не превышает 5%.

В настоящее время методы радиоактивационного анализа разработаны для всех элементов группы благородных металлов. Однако они применяются для определения одного или нескольких благородных металлов в конкретных образцах.

Наиболее ранние работы по определению содержания платиноидов в метеоритах появились в 40-х годах XX ст. В этих работах определение проводили главным образом эмиссионным спектральным методом. Впоследствии метеориты исследовались более чувствительным нейтронно-активационным методом. В настоящее время

есть сведения о платиновых металлах приблизительно для 240 метеоритов. Приводим таблицу из статьи Г. Н. Бондаренко и Л. В. Кононенко (1975), в которой обобщены данные о некоторых платиновых металлах в метеоритах разных классов (табл. 13).

Изотопные методы

Хорошим критерием степени космогенности атмосферной пыли, осаждающейся на ледниках или в глубоководных осадках, являются радиоактивные изотопы ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al и др. Конечно, при этом необходимо учитывать, что основная масса ^{14}C , значительная доля ^{10}Be и заметная часть ^{26}Al образуются в верхних слоях атмосферы при ее взаимодействии с космическим излучением. Однако форма нахождения этих изотопов в исследуемых материалах на поверхности Земли имеет двоякую природу.

Такие методы определения абсолютного возраста современных геологических образований, как кремниевый, радиоуглеродный, протактиниевый, иониевый, пригодны для датирования осадков в возрасте до 400—500 тыс. лет. Для установления абсолютного возраста более ранних образований может быть использован метод, основанный на изучении распределения долгоживущего изотопа ^{10}Be . (Период полураспада его — 2,7 млн. лет.) Это позволяет датировать, например, океанические осадки, возраст которых исчисляется несколькими миллионами лет. В основном метод применяется для датирования осадков красных глубоководных глин, которые накапливаются со скоростью 1—3 мм/тыс. лет. Радиоизотоп ^{10}Be образуется в верхних слоях атмосферы под действием космических лучей на ядре кислорода по реакции скальвания. Образовавшиеся атомы ^{10}Be адсорбируются на частицах пыли и вместе с атмосферными осадками выпадают на поверхность Земли. Та часть атомов ^{10}Be , которая попадает в воды океанов и морей, постоянно увлекается на дно. Со временем содержание ^{10}Be в осадках должно уменьшаться вследствие радиоактивного распада. При этом это уменьшение должно быть плавным, если допустить, что скорость поступления ^{10}Be на дно океана и скорость седиментации за последние несколько миллионов лет были постоянными.

Впервые определили ^{10}Be в двух ядрах красной глины, поднятых в западной части Тихого океана с глубины 2200 м. Влажный ил разлагался плавиковой кислотой с последующей экстракцией бериллия из комплекса ацетилацетоната бериллия бензолом в присутствии трилона Б при рН 6—6,5. При действии плавиковой кислоты на ил разложение происходит очень медленно, и полнота растворения не достигается. К тому же разложить навеску ядра больше 100 г весьма трудно.

П. Гозл и др. (Goel e. a., 1957), анализируя ядро, поднятый в западной части Тихого океана с глубины 5200 м, применили несколько иную методику выделения бериллия. Вместо разложения ила они провели выщелачивание прокаленного образца соляной

кислотой. Чтобы проследить за потерями при химическом выделении и для их уменьшения, к пробам в качестве носителя добавлялось по 5 мг BeO. Экспериментально было установлено, что около 50% ^{10}Be и ^{9}Be теряется при обработке соляной кислотой, т. е. почти 50% бериллия не выщелачиваются. Поэтому важно, чтобы процент выщелачивания был одинаков во всех образцах, взятых из разных горизонтов керна.

В 1960 г. Дж. Меррил и др. (Merrill e. a., 1970) изучали поведение бериллия в морских отложениях и морской воде. Они провели простой эксперимент. Две навески красной глины с известным содержанием бериллия подвергли мягкой и жесткой экстракции. В первом случае 1 г навески перемешивали в течение 10 мин с 30 мл 3н. HCl при комнатной температуре. При этом выделялось около 30% Be. Во втором случае 1 г навески кипятили в течение 10 мин с 30 мл 6н. HCl. Выделялось около 50% Be.

Содержание бериллия в красных глинах весьма незначительно. Поэтому для его определения надо применять особо чувствительные методы (хроматографические, флуоро- и фотометрические), большинство из которых может быть успешно использовано лишь после предварительного концентрирования бериллия из раствора. Наиболее удобным методом концентрирования признана экстракция его органическими экстрагентами, например, экстракция бериллия в виде комплекса ацетилацетоната бериллия в четыреххлористом углероде при pH 9. Ацетилацетонаты железа и алюминия экстрагируются только в сильноаммиачной среде при pH 12. Мешающие элементы комплексуются трилоном Б.

Радиоуглеродный метод основан на существовании в природе радиоактивного космогенного изотопа углерода с атомным весом 14. Современный углерод состоит из устойчивых изотопов ^{12}C и ^{13}C с распространенностью соответственно 98,9 и 1,1% и радиоактивного изотопа ^{14}C , образующегося в верхних слоях атмосферы в результате взаимодействия космогенных нейтронов с ядрами азота ^{14}N . Ядро ^{14}C состоит из шести протонов и восьми нейтронов. Распространенность радиоуглерода на земной поверхности — менее $1 \cdot 10^{-10}\%$.

Образовавшиеся атомы радиоуглерода быстро окисляются кислородом воздуха с образованием радиоактивной двуокиси $^{14}\text{CO}_2$, которая по химическим свойствам идентична $^{12}\text{CO}_2$, полностью смешивается с ней и принимает участие в круговороте углерода в природе. Радиоуглерод ассимилируется растениями в процессе фотосинтеза и возвращается в атмосферу при разложении растений после их отмирания. Он проникает и в гидросферу, где связывается неорганическими соединениями углерода, растворенными в поверхностных слоях морей и океанов. Радиоуглерод обнаружен в глубинных слоях океанов, в донных осадках и морских организмах. В результате реакции обмена с ионами растворенных карбонатов и бикарбонатов радиоуглерод снова попадает в атмосферу.

Атмосфера, биосфера и гидросфера образуют «обменный» резервуар, который содержит около 60 т радиоуглерода. Внутри этого

резервуара непрерывно происходит круговорот радиоуглерода. Смерть организма или отложение карбонатов на дно океана означает выключение объектов из «обменного» резервуара. С этого момента непрерывно уменьшается содержание ^{14}C в изотопной смеси углерода за счет распада ^{14}C . Зная период полураспада ^{14}C (В. Либби определил период полураспада, как 5580 ± 40 лет; в настоящее время принято значение 5568 ± 30 лет), можно определить время, прошедшее с момента выключения образца из обмена, сравнением удельной активности образца и аналогичного живого материала.

Возможность генерации ^{14}C в верхних слоях атмосферы под воздействием нейтронов, порожденных космическими лучами, отмечал еще С. Корф в 1940 г. В 1946 г. В. Либби (Libby, 1946) установил возможность определения радиоактивности ^{14}C в пробах, взятых из атмосферы либо с поверхности Земли, если этот материал испытывал обмен с атмосферой CO_2 .

Первый способ определения радиоактивности радиоуглерода, предложенный В. Либби, основывался на использовании твердого углерода, полученного восстановлением углекислоты, которая синтезировалась из образцов. Твердый радиоуглерод наносился на внутреннюю поверхность счетчика Гейгера после предварительной сушки. Счетчик Гейгера регистрировал всего 5% общего количества распадов, и требовалась большая навеска испытуемого материала. В начале 1950 г. С. Фриз и Дж. Барандсен разработали газовый способ счета активности ^{14}C . Начиная с 1953 г. этот способ широко распространен, впоследствии он был значительно усовершенствован и в настоящее время применяется в большинстве радиоуглеродных лабораторий.

Способ выделения ^{14}C из различных природных образований — определяющий с точки зрения интерпретации результатов. Действительно, форма нахождения ^{14}C зависит в первую очередь от его материала. Радиоуглерод, образующийся по реакциям скальвания в твердых телах (космическая пыль), должен находиться внутри кристаллической решетки, и эта форма нахождения будет наиболее устойчивой к воздействию внешних агентов. Исследование каждого объекта несет с собой определенные методические трудности и особенности, а от степени совершенства и надежности методики зависит достоверность построений и выводов.

Представителями космического вещества являются, например, сплавы железа и никеля, а также различные силикаты. Каждому из этих основных компонентов космического вещества должна соответствовать специфическая методика.

Впервые ^{14}C обнаружили и выделили из железного метеорита американские ученые П. С. Гоэл и Т. П. Коман (Goel, Kohman, 1962). Эксперимент проводился следующим образом. Выделяющиеся при растворении метеорита газы пропускались последовательно через склянку с раствором NaOH над окисью меди и снова через раствор щелочи. Углекислота носителя (мрамор) поглощалась в первой склянке, а радиоуглерод концентрировался главным образом

во второй (после окисления над CuO). Растворение проводили в кварцевом реакторе, куда помещали кусочки железного метеорита. Систему продували инертным газом и медленно при нагревании приливали азотную кислоту до полного растворения метеорита. Скорость растворения железного метеорита в азотной кислоте гораздо меньше, чем в соляной. Поэтому представляло интерес изучить возможность выпадения ^{14}C путем растворения метеоритного железа в соляной кислоте. Исходя из общих соображений, можно полагать, что радиоуглерод находится в железном метеорите либо в атомарном состоянии, либо в виде клатратных соединений с железом. При взаимодействии вещества метеорита с соляной кислотой радиоуглерод выделялся в виде газообразного органического соединения, по-видимому, в виде CH_4 , как и предполагалось.

Для определения радиоуглерода в металлической фазе космического вещества была сконструирована специальная установка (Ковалюх, Федотов, 1974). В 2-литровый трехгорлый реактор, снабженный капельной воронкой и соединенный с системой очистительных склянок, помещали навеску железного метеорита. Всю систему продували инертным газом, медленно доливали соляную кислоту, после чего реакционную смесь нагревали на водяной бане до полного растворения металлической фазы вещества, при непрерывном продувании инертного газа через систему. В качестве носителя использовали мрамор. Газ проходил через систему очистительных склянок, через нагретую до 450° трубку с окисью меди, где CH_4 превращался в CO_2 . Полученная углекислота поглощалась 10%-ным раствором NaOH , а карбонат натрия разлагался 20%-ным раствором хлорной кислоты. Углекислоту превращали в ацетилен сплавлением CO_2 с металлическим литием. Карбид лития разлагали артезианской водой, выделенный ацетилен подвергали очистке, и из него синтезировали бензол (счетную форму ^{14}C), активность которого измеряли на низкофоновой установке.

На основании экспериментальных данных можно предположить, что радиоуглерод практически полностью связан в соединение, которое представляет собой некий тип карбида внедрения. Этот карбид легко разлагается кислотами и, возможно, даже водой с образованием метана и других углеводородов в незначительном количестве. Проверке полноты выделения ^{14}C из металлической фазы космического вещества способствовали результаты определения ^{14}C в Сихотэ-Алиньском метеорите. При растворении в соляной кислоте активность ^{14}C составила $1,73 \text{ расп}/(\text{мин} \cdot \text{кг})$, а в азотной — $1,66 \text{ расп}/(\text{мин} \cdot \text{кг})$. Как видно, результаты совпадают в пределах ошибки опыта.

Углерод из силикатной фазы космического вещества выделяли сжиганием пробы в токе кислорода. Для извлечения органических и гумусовых веществ силикаты несколько раз промывали горячим спиртово-щелочным раствором. Чтобы избавиться от растительных остатков и спор, навеску кипятили в концентрированной азотной кислоте. Промытую и высушенную пробу смешивали с антрацитом

и помещали в кварцевый реактор. Углекислота, которая выделялась при сжигании антрацита, служила носителем. Процесс выделения радиоуглерода происходил в две стадии: 1) удаление углерода, адсорбированного на поверхности минералов и реактора, и полное сжигание органических остатков; 2) выделение чистого космического углерода.

Реактор с пробой помещали в муфельную печь, всю систему продували инертным газом. Температуру в печи доводили до 500°C и выдерживали пробу в течение 30 мин, при этом пропускали кислород. Выделяющиеся газы улавливали в склянку с 20%-ным раствором щелочи. После сгорания антрацита систему охлаждали, досыпали новую навеску носителя и реактор соединяли с системой поглотительных склянок. Пробы сжигали в токе кислорода при 1100°C в течение 2 ч. Предварительно экспериментально установлено, что этого времени вполне достаточно, чтобы выделился весь углерод. Углекислота улавливалась 10%-ным раствором КОН. Бензол синтезировался по приведенной ранее методике. Аналогичным образом определяли содержание ^{14}C в силикатной части взвесей из ледниковых вод и в океанических осадках.

Наиболее перспективно рассматривать изотопные отношения

ТАБЛИЦА 14

Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в различных природных объектах

Природные объекты	$^3\text{He}/^4\text{He}$
Железные метеориты	10^{-1}
Железо-каменные метеориты	10^{-2}
Каменные метеориты	$10^{-4}-10^{-1}$
Лунные породы	$10^{-6}-10^{-5}$
Нижние слои атмосферы	$1,4 \cdot 10^{-6}$
Породы земной коры	$10^{-7}-10^{-8}$
Радиоактивные минералы	$10^{-9}-10^{-10}$
Литиевые минералы	$10^{-5}-10^{-6}$
Вулканические газы	$10^{-5}-10^{-6}$

одних и тех же элементов, которые различно распространены в космическом и земном материалах. Проще всего использовать отношения изотопов инертных газов $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в земных и космических объектах различается в тысячи раз). А. Я. Крылов и др. (1975) приводят обобщенные данные по величине отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в различных объектах (табл. 14). Эти же авторы рассматривают возможность привноса ^3He с космической пылью. В табл. 15 приведены результаты анализа глубоководных красных глин Тихого и Атлантического океанов по определению отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$. Для Тихого океана проанализированы только красные глины из различных его районов. Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ во всех пробах составляет $n \cdot 10^{-5}$ (см. табл. 14), что в десятки раз выше, чем в различных породах земной коры. Для красных глин Атлантического океана отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ составляет $2-3 \cdot 10^{-6}$, но оно на порядок ниже, чем в поверхностных пробах осадков Тихого океана.

Для алевроито-пелитовых и песчаных илов Северной Атлантики отношение изотопов гелия $n \cdot 10^{-7}$ и $n \cdot 10^{-8}$, т. е. такое же, как в наиболее распространенных породах земной коры. Такое распределение величин $^3\text{He}/^4\text{He}$ в океанических осадках А. Я. Крылов

ТАБЛИЦА 15

Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в глубоководных осадках Тихого и Атлантического океанов

Номер станции	Глубина, м	Тип ила	$^3\text{He}/^4\text{He}$
<i>Тихий океан</i>			
5128	5126	Красная глина	$2,5 \cdot 10^{-5}$
5126	5070	» »	$1,4 \cdot 10^{-5}$
1566	10 300	» »	$1,5 \cdot 10^{-5}$
<i>Атлантический океан</i>			
1606	4955	Красная глина	$3,0 \cdot 10^{-6}$
222	5300	» »	$2,2 \cdot 10^{-6}$
160	215	Алевроито-пелитовый ил	$8,7 \cdot 10^{-9}$
4	200	То же	$7,0 \cdot 10^{-8}$
49	600	» »	$6,0 \cdot 10^{-8}$

ТАБЛИЦА 16

Отношения некоторых осколочных радионуклидов в атмосферных осадках Ленинградской области и Приэльбрусья

Вид пробы	Место взятия пробы	$\frac{^{137}\text{Cs}}{^{90}\text{Sr}}$	$\frac{^{144}\text{Ce}}{^{137}\text{Cs}}$	$\frac{^{144}\text{Ce}}{^{106}\text{Ru}}$	$\frac{^{92}\text{Zn}}{^{144}\text{Ce}}$
Дождь	Зеленогорск	1,50	4,50	1,3	0,83
Снег лежалый	»	5,00	5,00	3,6	0,24
Фирн	Приэльбрусье	65,00	2,60	—	—
Поверхностный слой льда 0—5 см	»	120,00	0,04	—	—
Талая вода	»	0,05	2,90	2,4	0,58

и соавторы объясняют наличием в глубоководных красных глинах гипотетического «мантийного» ^3He или обогащением илов ^3He за счет космической пыли. И в том и в другом случае глубоководные части Тихого океана оказываются самыми благоприятными зонами, что подтверждается опытом. Наиболее вероятным кажется объяснение повышенного количества ^3He в илах за счет наличия в них космической (метеоритной) пыли. Если даже допустить диффузию мантийного гелия через океаническое дно, то трудно представить себе механизм удержания его илами.

В качестве одного из индикаторов поступления космического вещества на земную поверхность и выяснения условий его возможного концентрирования можно рассмотреть осколочные радиоизотопы (^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{144}Ce), которые концентрируются в слое атмосферы 20—25 км, сохраняясь там в течение многих лет. Л. И. Густова и др. (1975) обращают внимание на соотношения различных радиоактивных изотопов, что имеет большое значение при изучении процессов аккумуляции космического вещества земным материалом.

Фирн Приэльбрусья на высоте 3700 м богаче ^{137}Cs в 40 раз, а поверхностный лед — в 100 раз по сравнению с атмосферными осадками (табл. 16). Следовательно, ^{137}Cs аккумулируется поверхностным слоем. Таким образом, установлена корреляция между концентрацией взвеси и содержанием радиоактивных изотопов в водах рек Приэльбрусья (реки Гарабаши, София), что позволяет использовать радиоизотопные методы при изучении миграции взвешенных ледниковых веществ, в состав которых входит и космическая пыль.

Э. Фаерман, Ч. Лангвей и др. (Fierman, Langway, 1965) выделяли космическую пыль из гренландского льда и определяли в ней ^{26}Al . Для этого были расплавлены и отфильтрованы большие объемы 250-летнего льда. 20 000 л ледниковой воды пропустили через бумажный фильтр с порами диаметром 0,45 мкм и 2000 л — через фильтр с порами диаметром 3 мкм. Выделяли пыль из снегового покрова, а затем из глубинных слоев льда. Среди этой пыли были образцы шариков диаметром более 5 мкм, возможно внеземного происхождения. Воду после фильтрации уменьшили в объеме выпариванием и законсервировали. В лабораторных условиях проводили экстракцию Al по фракциям, чтобы избежать потери растворимых солей алюминия.

В последние годы стало ясно, что количество космического вещества, постоянно выпадающего на поверхность Земли, огромно. В настоящее время науке доступны для непосредственного изучения метеориты, лунное вещество, но оно — продукт прошедшей дифференциации и, по-видимому, не может служить средней пробой космического вещества. В этом отношении космическая пыль представляет собой среднее нелетучее космическое вещество.

Значительная часть выпадающего на Землю космического вещества, пролетая через земную атмосферу, проходит стадию нагрева, что вызывает заметное морфологическое, минералогическое и химическое его изменение. Образующиеся при этом сферические оплавленные микрочастицы являются единственным идентифицируемым морфологическим типом мелкодисперсного вещества. Они имеют внешние признаки космогенности (оплавленность при прохождении через атмосферу) и могут быть выделены из некоторых земных природных образований.

Наиболее существенными концентраторами внеземного вещества на поверхности Земли являются полярные ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии. Это главное положение их как источников космической пыли объясняется географическими и климатическими условиями.

Антарктида — материк в центральной части южной полярной области. Его площадь 14 млн. км². Он представляет собой преимущественно высокое нагорье средней высотой около 3000 м н. у. м., иногда расчлененное горными хребтами до 4500 м, которые состоят из гранитов и близких к ним кристаллических пород: базальтов, песчаников, кварцитов и молодых осадочных морских отложений. Почти весь материк, за исключением горных вершин и особенно крутых склонов, покрыт ледниками. Толщина ледникового щита достигает нескольких сотен метров.

Удаленность Антарктиды от районов (или, вернее, даже материков), служащих источником техногенных частиц, а также почти полное отсутствие выходов горных пород на поверхность делают этот материк самым перспективным концентратором космического материала на земной поверхности. Особенности климата Антарктиды — еще одно достоинство этого района земного шара как аккумулятора внеземной пыли.

Весь материк Антарктида находится в пределах арктической климатической зоны. На нем мало тепла, радиационный баланс отрицательный, осадки выпадают в виде снега. Вместе с тем климат Антарктиды отличается от климата той же зоны Северного полушария вследствие большой высоты ледника и удаленности его центра от моря. Здесь условия более суровые. В отличие от Севера здесь нет согревающего влияния морских вод, влажность воздуха абсолютная, туманы повторяются значительно реже. Средние температуры самых теплых месяцев (январь, февраль) ниже нуля.

В силу перечисленных особенностей ледниковый покров Антарктиды давно привлекает внимание ученых, интересующихся вопросами, связанными с выпадением взвешенного вещества.

Опубликованы работы, содержащие данные об интенсивности выпадения сферических микрочастиц в разных районах Антарктиды, а также данные о некоторых характеристиках этих частиц (Theil, Schmidt, 1961; Schmidt, 1964; Hodge e. a., 1964).

В. Д. Виленский (1972) изучал распределение сферических микрочастиц в ледниковом покрове Антарктиды.

Отбор образцов снега в районе станций Мирный и Молодежная был произведен в январе — марте 1969 г. из шурфов глубиной более 2—3 м в точках, удаленных от станций на расстояние около 7 и около 6 км. Образцы из поверхностного слоя на участке Мирный — Восток и из шурфа глубиной более 5 м, расположенного на расстоянии около 300 м от станции Восток, отобраны в январе — феврале 1969 г. советско-французским гляциологическим отрядом 14-й Советской антарктической экспедиции под руководством О. Н. Виноградова. Образцы из поверхностных слоев снежного покрова района ст. Восток (в 200 м от станции) отобраны А. Н. Артемьевым в тот же период.

Во всех случаях образцы упаковывали в полиэтиленовые мешки. Образцы, отобранные советско-французским гляциологическим отрядом, упакованы в специальные пластиковые контейнеры, помещенные в полиэтиленовые мешки. Часть образцов из снежного покрова районов станций Мирный и Восток обработана в полевой лаборатории в Мирном, остальные доставлены в замороженном состоянии в Институт геохимии и аналитической химии АН СССР для последующего изучения.

Образцы весом несколько килограммов растапливали в алюминиевой или стеклянной посуде. Полученную воду фильтровали с помощью разборной воронки через мембранные фильтры (диаметр пор — 0,7 мкм). На всех стадиях отбора образцов и их предварительной обработки принимали меры предосторожности против случайного загрязнения образцов посторонним веществом.

Полученные препараты микрочастиц, находящиеся на мембранных фильтрах, смачивали глицерином и исследовали в проходящем свете при увеличении 350. При этом определяли количество сферических микрочастиц разного типа и их размеры.

Частиц с $d = 5 \div 10$ мкм оказалось меньше, чем частиц с $d =$

$\approx 10 \div 15$ мкм, по-видимому, потому, что при увеличении обнаружены не все мельчайшие частицы. Поэтому далее описываем только микрочастицы с $d = 10$ мкм.

Во всех препаратах содержалось большое количество микрочастиц различной формы, среди которых изредка встречались сферические. Их распределяли по размерам. Обычно это распределение подчиняется закону $\Delta N(d) = Kd^{-\alpha}$. На рис. 7 приведены данные, характеризующие вклад частиц разного диаметра в полное коли-

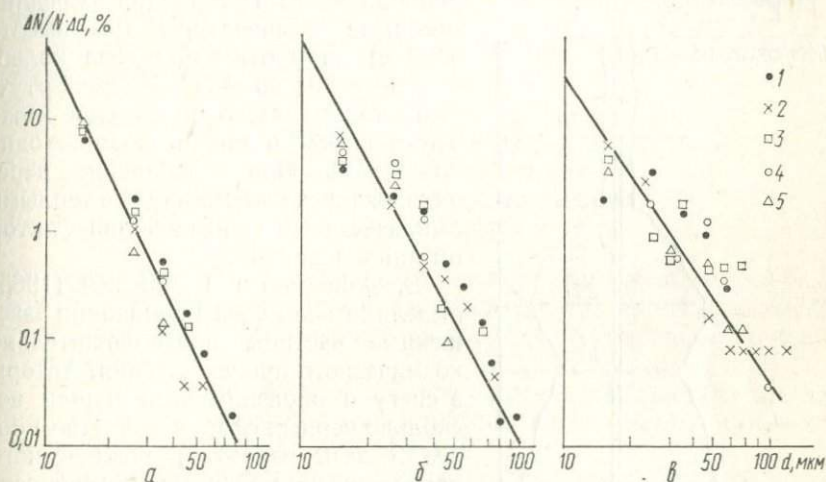


Рис. 7. Зависимость относительного содержания черных сферических микрочастиц от их диаметра:

а — для частиц с гладкой поверхностью; б — для частиц с «изъеденной» поверхностью; в — для «стеклянных» частиц. Станции: 1 — Мирный, 2 — Молодежная, 3 — Восток (поверхностные слои), 4 — Восток; 5 — участок Мирный — Восток.

чество обнаруженных частиц различного типа. Точками представлены данные, полученные для каждого отдельного района. Прямые получены методом наименьших квадратов (точки для суммарного числа частиц не указаны). Положение в основном определяется микрочастицами в районе станций Мирный и Молодежная (70% обнаруженных микрочастиц). Разброс значений на рис. 7 в большинстве случаев может быть обусловлен недостаточной статистической обеспеченностью индивидуальных значений. Выявить различия между распределениями по размерам для частиц районов нельзя. Поэтому можно считать, что в пределах ошибки определения распределение по размерам одинаково во всех изучаемых районах Антарктиды и может характеризоваться значением α , полученным для суммарного числа частиц всех районов.

В Северном полушарии объектом, который заслуживает внимание ученых, занимающихся исследованием космической пыли, является о. Гренландия.

Климат юго-западных и юго-восточных берегов Гренландии морской, востальной части — арктический континентальный. Повышен-

ное атмосферное давление господствует над всей Гренландией зимой, а над ее центральными частями — в течение всего года, препятствуя прохождению обычных для северной части Атлантики циклонов. Зимой над большей частью острова преобладает морозная погода с устойчивыми постоянными ветрами, дующими от центральных частей ледника, и непродолжительными снежными бурями.

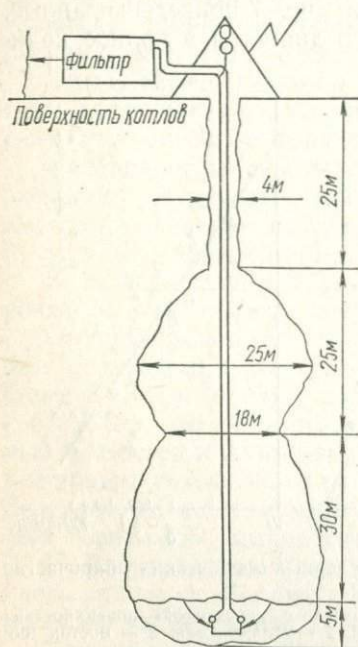


Рис. 8. Разрез толщи гренландского льда, из которой выплавлен лед.

Исключительно суров климат центральной части Гренландии. Средние месячные температуры (на высоте 3000 м) на протяжении года колеблются от -11 до -47°C . Зимой ртутный столбик часто опускается ниже отметки -60° и даже в июле доходит до -28°C . При смешивании переохлажденных слоев воздуха с теплыми выпадает иней — важнейший фактор питания ледников.

Э. Файерман и Ч. Лангвей (1965) выделяли из льдов Гренландии взвешенные частицы предположительно космического происхождения. Авторы в снегу и образцах льда нашли несколько черных сферул диаметром более 5 мкм, вероятно, космического происхождения. Они оценили скорость осаждения сферул в $2 \cdot 10^{-7} \text{ г/см}^2 \cdot \text{год}$, что соответствует 10^6 т/год на всю земную поверхность. Гренландский лед должен был содержать 10^{-5} г/л космической пыли. Следовательно, из такого материала можно было получить, отфильтровав 100 000 л ледни-

ковой воды. Метод концентрирования взвесей из льдов Гренландии заключался в фильтрации ледниковой воды, которую получали, выплавляя в ледниковом покрове вертикальную шахту диаметром 3—4 м. По мере откачки воды в хранилище лед в образовавшейся шахте подвергали дальнейшему выплавлению. За лето 1963 г. выплавлен лед на глубину 85 м.

На рис. 8 представлен разрез выплавленной вертикальной шахты. Возраст льда на глубине 80—90 м был оценен авторами в 250 лет. Воду фильтровали через фильтры с диаметром пор 3 и 0,45 мкм.

Космогенность концентрата взвесей авторы определяли по удельной активности космического изотопа ^{26}Al , которая для частиц размером около 3 мкм составляет 0,04 расп/(мин · г), а для частиц более 0,4 мкм — 0,3 расп/(мин · г). По другим данным, удельная активность ^{26}Al в межпланетной пыли равна 12 расп/(мин · г).

Исходя из приведенных данных, степень космогенности взвесей, выделенных Э. Файерманом и Ч. Лангвеем, не превышает 3%. Столь низкую степень космогенности можно объяснить следующим образом:

действие солнечного излучения менее эффективно, чем предполагалось;

космическая пыль содержит очень мало силикатного материала; скорость аккреции космического вещества меньше 10^6 *т/год*, т. е. той, из которой исходили авторы;

межпланетная пыль может содержать растворимые соли или частицы диаметром менее 0,45 *мкм*.

Особенности геологии, географии и гидрохимии некоторых высокогорных ледников средних широт

Наиболее вероятным местом накопления космического материала в чистом виде являются районы, удаленные от промышленных городов и районов. К ним относятся просторы Антарктиды, Арктики, Гренландии.

На территории Советского Союза самые удобные для исследования объекты, отвечающие этим требованиям, — высокогорные ледники Кавказа, Тянь-Шаня, Памира.

Ледники — естественные скопления масс льда, большей частью самостоятельно передвигающиеся. Они возникают на суше в результате накопления и преобразования твердых атмосферных осадков в тех районах земного шара, где на протяжении многих лет общая сумма выпавшего снега превышает количество растаявшего. Образованию ледников наиболее благоприятствует морской климат высоких широт, где много осадков, которые выпадают в твердом виде, а в прохладное лето годовое таяние и испарение не могут полностью уничтожить выпавшие твердые осадки. Накоплению снега содействуют такие особенности рельефа, как наличие горизонтальных площадок, куполообразных вершин и т. д.

На земной поверхности на некоторой высоте над уровнем моря можно найти такое сочетание климатических условий, когда среднее годовое количество твердых атмосферных осадков (которое могло бы отложиться на горизонтальную и незатененную поверхность) точно равно их средней годовой убыли от таяния и испарения. Эта область равновесия прибыли и убыли атмосферных осадков называется климатической снеговой границей, ниже которой приход снега меньше возможного расхода. Выше снеговой границы приход больше расхода, но только до определенной высоты, на которой приход вновь станет равным расходу. Здесь образуется вторая (верхняя) снеговая граница, которая реально существует только в высоких широтах в Антарктике и северной части Гренландии. Нижняя и верхняя снеговые границы образуют на земном шаре оболочку

неправильной формы с определенной мощностью. Только внутри нее и возможно непрерывное накопление снега и, вероятно, возникновение ледника. Эта оболочка называется хионосферой.

Лед имеет некоторые особенности: во-первых, характеризуется режеляцией, т. е. способностью двух кристаллов сmerzаться при прикосновении в один кристалл. Режеляцией объясняется соединение кристаллов или зерен в более крупные агрегаты, а также залечивание трещин на леднике. Во-вторых, лед при известных условиях пластичен, т. е. может изменять форму без разрыва сплошностей. Этим объясняется движение ледника.

Следовательно, в связи с географическим расположением и метеорологическими условиями ледники являются аккумуляторами большей части выпадающих атмосферных осадков, а вместе с ними — и космической пыли, находящейся в этих осадках. Метеорологические условия способствуют сохранению взвешенного вещества длительное время без существенных химических изменений. Ежегодно поверхность ледников покрывается новыми слоями снега, который, уплотняясь, превращается в лед, а при таянии ледника осевшая ранее пыль оказывается в талой воде.

Высокогорные ледники, удаленные от источников индустриального загрязнения, являются одним из перспективных объектов для поисков космогенного вещества, выпадающего на земную поверхность с атмосферными осадками. Степень космогенности концентрата взвесей и солей, извлеченного из льда, тем больше, чем меньше в нем содержание примесей земного происхождения. Минимальное содержание во льдах взвешенных веществ и солевого фона — один из критериев при поиске и выборе объектов исследований. Кроме того, знание химического состава льда необходимо для разработки методики концентрирования космогенного вещества, а также для оценки влияния среды на взвешенное вещество, в частности на возможность перехода части космической пыли в растворенное состояние.

В течение полевых периодов 1969—1972 гг. были организованы широкие комплексные исследования кавказских ледников силами сотрудников Радиевого института им. В. Г. Хлопина и Института геохимии и физики минералов АН УССР при участии ученых кафедры географии Московского университета и Тебердинского заповедника. Исследованы практически все крупные ледники Кавказа: определялся солевой фон, содержание взвесей, дебит в стоках ледников, учитывалась доступность ледников с точки зрения транспортировки оборудования, а также геологическое строение района работ.

В результате обследования Бизенгийского, Баксанского, Чегемского и Домбайского ущелий для более детального изучения были выбраны ледники Гарабаша (Приэльбрусье) и Алибек (Домбайская долина) и вытекающие из них источники.

В геологическом строении района р. Теберды близ сел. Н. Тебердинское принимают участие песчаники юры, посленижнекарбо-

новые порфиры, песчано-сланцевая толща нижнего карбона, серпентиниты, плагиопорфиры и метаморфические сланцы. Согласно данным В. Н. Робинсона (Соботович и др., 1974), «небольшой выход серпентинитов по реке Теберде у селения Н. Тебердинского показывает прорыв этими породами песчано-глинистых отложений верхней (карачаевской) серии нижнего карбона, что решает вопрос об их возрасте в узких пределах конца нижнего и начала среднего карбона».

В зоне тектонического надвига серпентиниты представлены в основном породами серовато-сиреневого и черного цветов, часто содержащими большое количество округлых кварцитовидных стяжений.

Серпентиниты, прорывающие метаморфические сланцы, являются типичными змеевиками. Это плотные, массивные породы темно-зеленого цвета с раковистым изломом. Очень редко встречаются разновидности, слегка просвечивающиеся в тонких краях.

Плагиогранит-порфиры, ассоциирующиеся со змеевиками и метаморфическими сланцами, резко отличны от порфиров, секущих отложения нижнего карбона.

Помимо серпентинитов в районе широко развиты порфиры, которые образуют интрузивные тела, главным образом среди песчано-сланцевой толщи карбона и серпентинитов.

Все эти породы трансгрессивно прерываются песчаниковыми отложениями юры.

Следует сказать, что надвинуты на сланцы нижнего карбона не только змеевики, но и участки древнего (от нижнепалеозойского до девонского) субстрата из метаморфических сланцев, интродуцированных серпентинитами и их производными. По их контакту обнаруживается проникновение эффузивов более молодого возраста, сходных с андезитодацитами Карачаевска.

В разрезе Теберды вскрыта небольшая по протяженности зона контакта этих двух толщ, протягивающаяся почти в меридиональном направлении. Ниже и выше по Теберде, а также в глубь коренного правого берега Теберды более древние формации и, по-видимому, зона надвига перекрыты песчаниковыми отложениями юры.

Наиболее крупный вулканический центр Северного Кавказа — Эльбрус (5633 м), опирающийся основанием на древние кристаллические сланцы и граниты. Он сложен разновозрастными вулканическими толщами (Паффенгольц, 1970), которые по условиям залегания могут быть разделены на два комплекса: нижний, включающий липариты, липарито-дациты, дациты, и верхний, представленный андезито-дацитами.

Вершины Эльбруса — два самостоятельных вулканических конуса. Последняя вспышка магматической деятельности Эльбруса произошла в голоцене. Из восточного конуса полились потоки андезито-дацитовых лав на юг — в верховья Азау и Терскола.

Деятельность Эльбруса в наши дни проявляется в виде выделения газов и паров на склонах восточного конуса, что свидетельст-

вует о продолжающейся магматической деятельности в глубинах. Об этом же свидетельствует увеличение температуры минеральных вод по мере приближения к вулканическому конусу. В течение всего антропогена на вулкане Эльбрус и отчасти в верховьях р. Чегем происходят многократные извержения дацитовых и андезитодацитовых лав общей мощностью более 1 км. В строении рассматриваемого района принимают участие кристаллические сланцы: чегемская свита метаморфических сланцев, хыртыкская свита метаморфических сланцев и гнейсов — верхи верхнего докембрия — нижний палеозой, аманчатская свита метаморфических сланцев — нижний палеозой (возраст метаморфизма герцинский), а также метасоматические гранитизированные образования: магматиты, гнейсы и граниты. Здесь развиты осадки нижнего, среднего и верхнего карбона, глинистые сланцы, песчаники и конгломераты, эльдтургинские порфиroidные граниты, лейкократовые гранитоиды Тырнауза, андезиты, липариты и др.

Массив Эльбруса сложен главным образом третичными дислоцированными эффузивами (олигоценовыми) — липаритами, туфами, туфобрекчиями. Более молодые (акчагыльские) лавы Эльбруса — дациты покрывают эту толщу.

В эльбрусской области, приуроченной к центральному участку северного склона Большого Кавказа, обнаружены многочисленные лакколиты и близкие к ним массивы трахилипаритов и граносиенитпорфиоров, а также наземные эффузивные и осадочные толщи, развитые на Эльбрусе и в бассейнах рек Баксан и Чегем.

В истории верхнемиоценового вулканизма эльбрусской области намечаются пять стадий. Наиболее ранняя из них (не моложе акчагыла) выражена туфами и лавами липарито-дацитового состава, обломки которых (и отчасти цементирующая масса грубообломочной толщи) на высоте 3,7 км находятся в основании вулканического конуса Эльбруса — на его восточном склоне.

Толща налегает на древние граниты и гнейсы с остатками коры выветривания, по-видимому, верхнемиоценового возраста. Помимо материала молодых эффузивов она содержит обломки и полуокатанные валуны и глыбы кристаллических палеозойских пород размером до 3—5 м, возможно, ледникового происхождения. Последние позволяют допускать наличие акчагыльского эльбрусского оледенения, одинакового по времени с древнейшими извержениями продуктов липарито-дацитового состава на Эльбрусе.

С последними, вероятно, одного возраста петрографически сходные породы бассейна р. Баксан. Они слагают останцы лавовых потоков на высоте примерно 1 км ниже г. Тырнауз. Далее следуют небольшие излияния андезито-базальтовых лав, налегающих и прослаивающих верхнемиоценовые галечники на юго-востоке эльбрусской области — в бассейне р. Нальчик.

Затем происходят очень мощные липаритовые и липарито-дацитовые извержения на юге области, в результате чего лавы и пирокластолиты Эльбруса, лавы и некки Тырнауза, туфолавы вер-

ховьев Чегема мощностью свыше 2 км и туфолавы и туфы Нижне-чегемского района мощностью 300—400 м покрыли огромную площадь — более 1000 км².

Несколько позднее, в апшероне, происходят новые извержения липаритовых лав и обсидианов (Баксан), а высокогорная зона Центрального Кавказа подвергается оледенению полупокровного типа.

Важную информацию дает определение содержания взвешенных частиц в талой ледниковой воде и химического состава этой воды. Знание количества взвесей и содержания некоторых ионов в ледни-

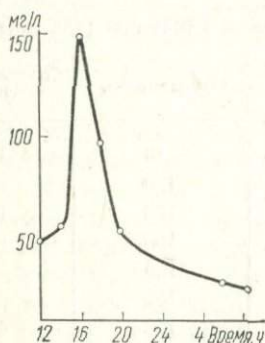


Рис. 9. Внутрисуточные изменения содержания взвешенных частиц в речной воде р. София 25—26 июля 1971 г.

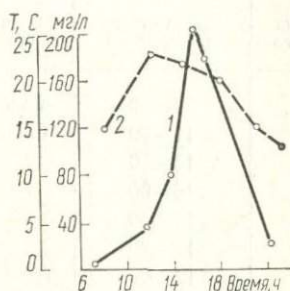


Рис. 10. Содержание взвесей (1) в воде р. Гарабаши и изменение температуры воздуха (2) в течение суток.

ковой воде дает возможность выбрать тот или иной метод выделения взвесей и предположить источник их появления.

Содержание взвесей в талых водах рек и ледников Приэльбрусья и Центрального и Западного Кавказа определяли методом соосаждения взвесей на гидроокиси железа. Метод этот заключается в том, что взвешенные в воде вещества и коллоиды полностью осаждаются на гидроокиси железа (Кузнецов и др., 1974б). Вес взвеси определяли в этом случае по разности весов скоагулированного осадка и введенного железа. Для осаднения выбрано рН 8—8,5 и следующие реактивы (из расчета на 1 л воды): 14 мг железа, около 60 мг едкого натра или 0,2 мл 25%-ного водного раствора аммиака, 1 мг полиакриламида, 200—300 мг хлористого натрия или хлористого аммония. Перед добавлением полиакриламида рН доводили до заданной величины (8—8,5). Объем исследуемой воды составлял 150—170 л. Полученный концентрат обрабатывали в стационарных условиях из-за трудности получения в полевых условиях постоянного состава гидроокиси железа. В горных реках с повышенной минерализацией необходимо также принимать во внимание возможность соосаждения гидроокисей некоторых гидролизующихся элементов.

Из рис. 9 и 10 видно, что содержание взвесей в реках ледникового питания может сильно изменяться в течение суток в зависимости от метеорологических условий и типа подстилающих горных пород. При антициклональном типе погоды вследствие суммарного эффекта воздействия солнечной радиации и температуры происходит усиленное питание ледника (Блинов, 1968), что проявляется (со сдвигом во времени на 2—3 ч после максимума на температурной кривой) в отчетливо выраженных максимумах в содержании взвесей в ре-

ТАБЛИЦА 17

Содержание взвесей в талой воде ледника Гарабаши (трещина 1)

Дата отбора пробы (1971 г.)	Время отбора пробы, ч/мин	Метод определения взвесей	Объем пробы, л	Содержание взвеси, мг/л
30.VII	14—30	Фильтрация	19	14,6
31.VII	11—30	Соосаждение	170	9,8
31.VII	13—30	»	150	10,3
31.VII	16—00	»	150	3,1
1.VIII	11—30	»	150	1,4
1.VIII	11—30	»	150	9,6
2.VIII	12—00	»	150	44,6
3.VIII	11—30	»	150	12,9
8.VIII	7—00	Фильтрация	20	2,1
13.VIII	18—00	»	20	12,9
13.VIII	18—00	»	20	5,6
13.VIII	24—00	»	20	10,0
14.VIII	8—00	»	20	4,5

ных водах (см. рис. 9 и 10). В то же время в талой не контактирующей с горными породами ледниковой воде такого отчетливого хода внутрисуточных изменений в содержании взвесей не наблюдается (табл. 17), хотя тенденция увеличения концентрации взвесей в период максимального таяния поверхностных, наиболее загрязненных слоев ледника намечается (Густова и др., 1974).

Данные рис. 11 показывают, что минимальное содержание взвесей наблюдается в наиболее высокогорных источниках, в частности на водоразделе ледников Гарабаши и Терскол (высота над уровнем моря 3800 м) и языке ледника Гарабаши (высота 3450 м). Для ледников, которые расположены на сравнительно небольших высотах над уровнем моря (ниже 3000 м), характерно высокое содержание взвесей и обломочного материала местного происхождения. Одним из таких ледников является Кашка-Таш. Небольшое содержание взвесей в ручье, протекающем у Нового Кругозора, объясняется тем, что в питании этого источника большую роль играют грунтовые воды, о чем свидетельствуют данные химического состава вод.

Так, содержание Са — 3, Mg — 2,1, HCO_3^- — 31 мг/л, что характерно для вод, контактирующих с горными породами.

Второй метод концентрирования взвесей заключался в фильтрации воды через бумажный фильтр «синяя лента» под вакуумом. Объем одной пробы составлял 5—20 л. Однако метод этот отличается трудоемкостью и низкой производительностью, а поскольку ледниковые воды содержат очень малые количества взвешенных частиц, необходимо фильтровать огромные количества воды, чтобы получить достаточное количество взвесей.

В связи с этими недостатками метода прямого фильтрования был избран метод объемной коагуляции.

Химический состав ледниковых и речных вод определяли по стандартным методикам с помощью полевой лаборатории А. А. Резникова. Контрольные определения ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} в маломинерализованных пробах выполнены по специальным методикам. Кроме того, в качестве экспресс-метода для определения общей минерализации проб воды был использован метод измерения электропроводности, так как зависимость между концентрацией неорганических электролитов и электропроводностью в интервале концентраций вплоть до 0,1 н. носит линейный характер. Электрическое сопротивление ледниковых вод измеряли на приборе марки 34—59. При работе использовали ячейки погружного типа. Для сведения к минимуму влияния поляризационного эффекта на измеряемые величины сопротивлений использовали платиновые электроды, покрытые платиновой чернью. Постоянную ячейку определяли с помощью стандартного 0,01 н. раствора KCl . Концентрацию водородных ионов измеряли электрометрически на ламповом потенциометре со стеклянным электродом (ЛПУ-01).

Результаты гидрохимических исследований на леднике Алибек показывают, что минерализация льда, представленная ионами HCO_3^- и $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, низкая (табл. 18). Содержание солей в стоке ледника Алибек (р. Алибек) и внутрисуточные вариации содержания этих солей иллюстрирует рис. 12. Как показано на этом рисунке, в ночное время концентрации ионов HCO_3^- , $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ возрастают, что связано с изменением таяния ледника.

Важнейшими объектами гидрохимических исследований в 1971—1973 гг. были ледник и р. Гарабаши, реки Терскол и Баксан. Эти исследования проводились с целью определения возможности

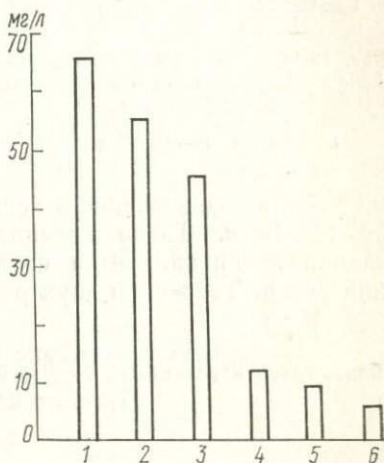


Рис. 11. Содержание взвеси в речной и талой ледниковой воде:

- 1 — р. Гарабаши; 2 — ледник Кашка-Таш; 3 — р. София; 4 — ледник Терскол; 5 — ручей у Нового Кругозора; 6 — водораздел Гарабаши — Терскол (Ледовая база).

извлечения взвесей и гидролизующихся элементов и выбора места концентрирования взвесей из талых вод, удовлетворяющего всем необходимым требованиям. Необходимо было выбрать район работ,

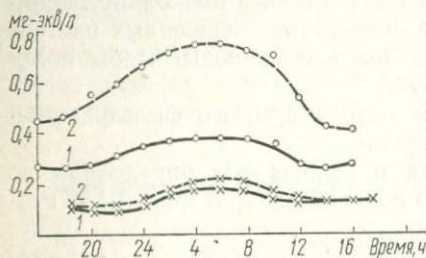


Рис. 12. Суточные изменения солевого фона в реках Терскол (○) и Алибек (×).
Содержание ионов:

1 — HCO_3^- ; 2 — $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$.

удобный для транспортировки оборудования и его эксплуатации в район с соответствующим содержанием взвесей в талой ледниковой воде и минимальной минерализацией. На рис. 13 и 14 приведены кривые внутрисуточного изменения содержания ионов HCO_3^- , $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ в водах рек Терскол и Баксан. Содержание этих ионов очень близки (см. рис. 13, 14), а суточный ход кривых полностью совпадает, т. е. в ночные часы резко возрастает концентрация ионов, а минимальное их содержание в ясную погоду наблюдается в промежутке 15—16 ч. Такое явление, вероятно, объясняется режимом таяния ледников. Были проведены гидрохимические исследования вод р. Терскол в двух разных точках, расположенных на не-

ТАБЛИЦА 18

Содержание ионов HCO_3^- , $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ в талых водах и стоках ледников Главного Кавказского хребта

Объект и год исследования	pH	HCO_3^- , мг-экв/л	$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, мг-экв/л
Трещина на леднике Алибек, 1973	6,6	0,08	0,02
Водопад над правым «бараньим лбом», ледник Алибек, 1973	6,8	0,12	0,21
р. Сулахат, 1973	7,4	0,14	0,15
Ручей с г. Семенов-Баши, 1973	8,2	0,34	0,70
Турье озеро, 1973	6,8	0,10	0,04
р. Терскол, 1973	8,2	0,46	0,84
Трещина на леднике Гарабаши, 1972	6,6	0,078	0,02
Подморенный лед на леднике Гарабаши, 1972	6,3	0,034	0,11
Снег на леднике Гарабаши, 1972	5,9	0,032	0,034
То же, 1973	6,4	0,04	0,18
Фирн на леднике Гарабаши, 1972	6,0	0,032	0,1
Поверхностный лед ледника Гарабаши, 1973	6,8	0,20	0,30
Лед с глубины 6 м на леднике Гарабаши, 1973	7,0	0,32	0,43

котором расстоянии друг от друга и от языка ледника. Суточные изменения содержания ионов HCO_3^- , $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ в точках исследования аналогичны предыдущим для рек Терскол, Баксан и Алибек, но концентрация этих ионов в точке, наиболее близкой к языку ледника, наименьшая. Следовательно, увеличение концентрации исследуемых ионов в водах р. Терскол (а вероятно, и всех

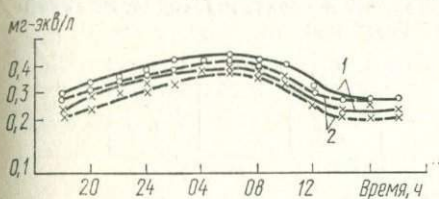


Рис. 13. Внутрисуточные изменения солевого фона в реках Терскол (о) и Баксан (х). Содержание ионов:

1 — HCO_3^- ; 2 — $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$.

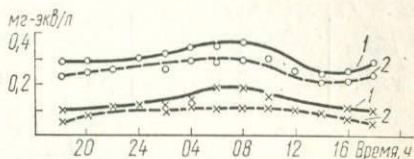


Рис. 14. Внутрисуточные изменения солевого фона р. Терскол (о — у пос. Терскол, х — у подножья ледника). Содержание ионов:

1 — HCO_3^- ; 2 — $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$.

других рек) связано с подпиткой этих рек водами подземных источников. Гидрохимические данные для источников, находящихся в районе базы АН УССР в Приэльбрусье, приведены в табл. 19.

ТАБЛИЦА 19

Гидрохимические данные подземных источников Приэльбрусья (район базы АН УССР)

Объект исследования	pH	Содержание HCO_3^- , мг-экв/л	Общая жесткость, мг-экв/л
Питьевой источник на территории базы АН УССР	8,3	4,06	4,17
Ручей, впадающий в р. Терскол	7,2	1,15	1,23
Нарзан с правого берега р. Терскол	6,1	13,12	12,23
Нарзан с левого берега р. Терскол	5,9	5,57	5,85

На леднике Гарабаша были также выполнены исследования по изучению связи между ионным составом, электропроводностью и метеорологическими параметрами. Результаты выполненных определений приведены в табл. 20 (Густова и др., 1974). Небольшие флуктуации солевого фона ледниковой воды, стекающей непосредственно по леднику, можно объяснить ходом процесса абляции ледника, частично закрытого моренным и обломочным материалом. pH ледниковой воды находится в пределах 5,65—6,05. Минерализация в течение суток практически постоянна. Определенной закономерности в суточном ходе изменения электропроводности также не обнаружено, в среднем она составляла $3,6 \cdot 10^{-6}$ мксим · см⁻¹. Все изменения в минерализации и электропроводности находятся в пределах погрешностей определения.

Дебит источника на языке ледника Гарабаши (трещина 1) в зависимости от времени суток и метеорологических условий составлял 50—150 м³/ч. При относительно небольших концентрациях компонентов ионного состава данные электропроводности дают воз-

ТАБЛИЦА 20

Суточные изменения химического состава, рН и электропроводности талой воды ледника Гарабаши

Время отбора, пробы, ч	рН	κ · 10 ⁻⁶ , максим. κ × см ⁻¹	Ионный состав, мг/л					Сумма ионов, мг/л
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	Na ⁺ + K ⁺	
<i>7 августа 1971 г</i>								
11	5,65	4,2	0,3	Не обн.	0,56	0,30	0,30	1,46
12	6,00	3,1	0,4	» »	0,74	0,30	0,28	1,72
14	5,72	4,7	0,3	» »	1,34	0,30	0,28	2,62
15	5,75	3,3	0,3	0,1	0,74	0,38	0,15	1,67
16	5,72	4,2	—	—	—	—	—	—
17	5,80	3,6	0,3	0,1	0,74	0,38	0,15	1,67
18	5,75	3,6	—	—	—	—	—	—
19	5,95	3,3	0,4	0,1	0,86	0,38	0,25	1,99
20	5,85	3,3	—	—	—	—	—	—
21	5,95	3,9	0,2	0,2	0,74	0,38	0,07	1,59
22	7,05	4,2	0,2	Не обн.	1,34	0,30	0,78	2,62
23	6,02	4,7	—	—	—	—	—	—
24	6,00	3,9	0,3	0,1	1,12	0,38	0,35	2,15
<i>8 августа 1971 г</i>								
1	6,02	3,3	0,3	Не обн.	1,12	0,30	0,56	2,28
2	6,02	3,6	0,4	» »	1,12	0,38	0,48	2,38
3	6,05	3,6	0,4	» »	1,12	0,38	0,48	2,38
4	5,90	3,9	0,4	» »	0,74	0,38	0,33	1,85
5	6,05	3,1	0,4	» »	0,74	0,38	0,33	1,85
6	6,05	3,1	0,3	» »	1,12	0,38	0,60	2,40
7	5,85	3,3	0,2	» »	1,12	0,42	1,00	2,74
8	5,90	3,6	—	—	—	—	—	—
9	5,90	3,1	0,3	Не обн.	1,12	0,38	0,60	2,40
10	5,86	3,1	—	—	—	—	—	—
11	5,85	3,1	—	—	—	—	—	—

можность оценить сравнительные уровни минерализации воды различных объектов. Пробы речной воды, льда и талой ледниковой воды резко отличаются по электропроводности и, следовательно, по минерализации. Пробы льда и талой ледниковой воды характеризуются ультрамалой степенью минерализации.

Таким образом, анализ полученных гидрохимических данных показывает, что из всего круга изученных объектов минимальную

минерализацию и достаточное содержание взвесей при удовлетворительно высоком дебите талой не контактирующей с горными породами воды имеют источники ледника Гарабаши, расположенные на высотах 3800 м н. у. м. (Ледовая база) и 3450 м н. у. м. (105-й пикет).

Для работы установки по концентрированию ледниковых взвесей в 1971 г. был выбран источник на языке ледника Гарабаши (3450 м н. у. м.), так как этот район при приблизительно одинаковых гидрохимических условиях с источником на высоте 3800 м более доступен и имеет сравнительно длительный период абляции.

Возраст ледников Гарабаши и Алибек

Накопление космической пыли на ледниках тесно связано со временем возобновления массы ледника. Поэтому мы исследовали возможность определения возраста ледников Гарабаши и Алибек, а также их отдельных морфологических частей.

К. Бенсон (Benson, 1962) выделяет четыре ледниковые фации.

1. *Фация абляции* распространяется от края ледника до фирновой линии, представляющей наивысшую отметку, до которой отступает снеговой покров в период таяния.

2. *Фация насыщения* проявляется в период снеготаяния и распространяется от фирновой линии до наивысшей границы полного водонасыщения (до линии насыщения). Линия насыщения соответствует наивысшей отметке, на которой изотерма 0°C совпадает с поверхностью таяния предшествующего летнего периода.

3. *Фация инфильтрации* определяется участком просачивания талой воды с поверхности без влагонасыщения в течение всего периода снеготаяния. Просачивание может быть в снег и фирн при температуре ниже точки замерзания. Последнее отмечается при наличии сквозных трубчатых каналов, в которых температура не ниже точки снеготаяния. При этом, если в каналах намечается замерзание, образуется сеть ледяных жил, линз и слоев. Эта фация распространяется от линии насыщения до линии сухого снега.

4. *Фация сухого снега* составляет весь ледник, залегающий выше линии сухого снега, исключая отдельные участки снеготаяния в этой зоне.

Ледники, температура льда которых 0°C , имеют только две фации, расположенные ниже линии насыщения, в то время как на полярных ледниках (температура ниже 0°C) могут быть одна или две фации выше линии насыщения.

Единица измерения скорости чистой аккумуляции на данном участке — $г \cdot см^{-2} год^{-1}$. Она представляет собой разницу между скоростью аккумуляции (накопление снега, изморозь, иней, замерзание талой воды) и скоростью абляции (сток талой воды, испарение). При фации абляции скорость чистой аккумуляции отрицательная, при других фациях — положительная.

Полный баланс ледника равен интервалу скорости чистой аккумуляции по всей заданной площади ледника. С конца XIX в. большинство ледников имеет отрицательный полный баланс накопления льда. Однако начиная с 1940 г. во многих ледниках он увеличивается. Достаточных данных о полных балансах больших ледниковых полей в Гренландии и Антарктиде еще нет.

Механические свойства ледникового поля во многих отношениях подобны таковым для твердых веществ при температурах, близких к точке плавления. Соотношение между касательным напряжением и скоростью деформации выражается соотношением Глена:

$$\varepsilon = k\tau^m,$$

где k и m — постоянные величины, которые зависят от температуры, а также давления.

Соотношение Глена основывается на результатах лабораторных экспериментов и не может быть распространено на глубинные напряжения сдвига, которые существуют в центральных частях больших ледниковых полей.

Однако, будучи применимым к долинным ледникам, соотношение Глена полностью объясняет картину движения ледника (рис. 15), где скорость движения уменьшается с увеличением глубины. Сечение A_1A_2 (см. рис. 15) свидетельствует о том, что многолетний лед на периферии ледника образуется в верхней части района аккумуляции.

Ледник Гарабаши — один из долинных ледников южного склона Эльбруса, представляющего вулканический конус, почти округленный в плане. Средний диаметр основания 18 км. Под вулканическим конусом Эльбруса расположен цоколь палеозойских пород, достигающий абсолютных высот 3000—3700 м. Относительная высота собственно вулкана 2000—2500 м при абсолютной высоте его 5443 м. Вулканический массив имеет две вершины, сросшиеся своими основаниями на высоте 5300 м н. у. м.; выше 3000—3500 м поднимаются два самостоятельных конуса.

Большая абсолютная высота и орографическая изолированность Эльбруса обусловили существование самостоятельного центра оледенения в системе Большого Кавказа. Пирамидальная форма вулканического конуса предопределила звездообразный характер оледенения и растекания ледников по лавовым понижениям.

Малый Азау, Гарабаши, Терскол располагаются между лавовыми грядами, поднимающимися над поверхностью ледников не более чем на 200 м. Концы ледников висят на уступах лав в виде широких лопастей.

Верхняя часть ледника Гарабаши расположена восточнее скал

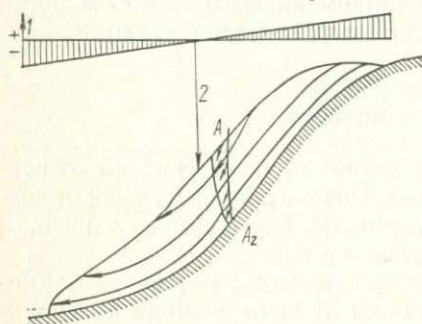


Рис. 15. Фации ледника:

1 — скорость аккумуляции; 2 — фирновая линия.

Приюта Девяти на высоте 4300 м, а языковая часть достигает высоты 3250 м н. у. м. Площадь ледника 2,74 км², длина его 4,09 км, средняя мощность 50 м, объем 140 млн. м³.

Долинного типа ледник Алибек находится на правом склоне долины Алибек — Ульген в северо-западной части Кавказа. Длина ледника 4,4 км, ширина языка, упирающегося в «бараний лоб», составляет примерно 600 м. Ледник оканчивается на высоте 2000 м. Несмотря на общее уменьшение объема ледника за последние 100 лет, его длина изменилась незначительно. Область питания, расположенная на северном склоне Главного Кавказского хребта, имеет значительный уклон. Поверхность очень неровная, разбита отдельными трещинами на продольные валы, разделенные на неровные бугры высотой 10—50 см. В области языка наблюдаются трещины во многих местах. Поверхность ледника загрязнена пылевидным моренным материалом, в нижней ее части количество этого материала увеличивается.

Радиосвинцовый метод датирования молодых образований был предложен Гольдбергом в 1963 г. С тех пор появилось несколько публикаций, посвященных датировкам по этому методу, в основном хронологии антарктического снега и гренландских фирнов (Crozaз e. a., 1964; Crozaз, Langway, 1966; Picciotto, Crozaз, 1964). Э. Пиччиотто с соавторами изучал распределение ²¹⁰Pb и определил возраст одного из альпийских ледников (Picciotto e. a., 1967). В этих работах концентрировали ²¹⁰Pb упариванием воды, а выделяли свинец на анионите Дауэкс-1. Есть сообщение о датировке озерных отложений по ²¹⁰Pb (Krishnaswamy e. a., 1971).

²¹⁰Pb образуется при распаде ²²²Rn, являющегося членом геологического ряда ²³⁸U. В свою очередь, ²²²Rn, возникая при распаде ²²⁶Ra и эмануруя из горных пород, попадает в атмосферу. Средняя концентрация радона в атмосфере оценивается в $6 \cdot 10^{-18}\%$ и изменяется с высотой, метеорологическими условиями и природой местности. Частично ²¹⁰Pb может иметь космогенное, стратосферное и техногенное происхождение. Средняя глобальная концентрация ²¹⁰Pb в дождевой воде составляет 3,2 расн/(мин · л) (Jawogonski, 1966), а в средних широтах Северного полушария — примерно 5 расн/(мин · л) (Crozaз e. a., 1964). Время тропосферной жизни ²¹⁰Pb, установленное по отношению родительских и дочерних элементов, равняется 20 дням (Crozaз, Langway, 1966).

Результаты определения содержания ²¹⁰Pb в осадках некоторых районов земного шара свидетельствуют о неравномерной его распространенности. Так, для южных полярных областей, удаленных от выхода коренных пород на дневную поверхность, характерно низкое содержание ²¹⁰Pb в воздухе и, следовательно, в осадках. В 1958 г. средняя концентрация ²¹⁰Pb в Антарктиде была в 20 раз меньше его активности в Северном полушарии. Однако, судя по немногочисленным наблюдениям, для каждого данного района содержание ²¹⁰Pb в осадках примерно постоянно, что, впрочем, не исключает значительных глобальных годовых колебаний. Так, в

в Центральной Европе (в Альпах) активность ^{210}Pb в снеге варьирует в пределах 3—7 *расп/(мин · кг)*.

Поэтому при геохронологической интерпретации экспериментальных данных по распространности ^{210}Pb трудно выбрать точку отсчета для определения возраста. Действительно, кроме годовых колебаний, не исключена возможность отличий значений современной активности ^{210}Pb от тех, что были 50 или 100 лет назад. Эти различия могут быть вызваны технологической деятельностью человека, планетарным изменением климата. Однако при стратиграфических исследованиях в Антарктиде найдено, что за последние 150 лет содержание ^{210}Pb в осадках не изменилось (Crozas, Langway, 1966). По-видимому, можно допустить, что и в районе Кавказа содержание ^{210}Pb в осадках за тот же период лишь колебалось около средней величины.

Второе допущение заключается в том, что лед является замкнутой системой для ^{210}Pb . Оно справедливо для полярных районов, в которых снежные выпадения не подвергаются плавлению или оно незначительно. На ледниках умеренных широт атмосферные осадки претерпевают последовательную трансформацию в лежалый снег, фирн, лед, талую воду. В отдельных звеньях этой цепи может происходить фракционирование элементов и изотопов, обусловленное различием в растворимости и состоянием последних. Миграция вызывается тем, что снежно-фирновая толща водопроницаема (Голубев, 1974). Весной она покрывает весь горный ледник, во второй половине лета занимает область аккумуляции. Талые и дождевые воды в снежно-фирновом слое движутся в основном вертикально. Талые и дождевые воды, фильтрующиеся в снежно-фирновую толщину, расходуются на повторное замерзание воды, насыщение толщи водой и сток за пределы толщи. Просочившись, вода стекает по поверхности льда. Существующие литературные данные свидетельствуют о полной или почти полной водонепроницаемости льда (Голубев, 1974). Правда, лед теплых ледников содержит микроскопические включения воды, в среднем составляющие примерно 1% объема льда, и при деформации льда в процессе движения могут возникать трещины, обеспечивающие проникновение воды в толщу льда.

Иллюстрацией обменных процессов в фирне могут служить результаты изучения распределения ^{90}Sr и ^{210}Pb в леднике Кассельвандфернер (Picciofto e. a., 1967). Оказалось, что около 90% ^{90}Sr , первоначально находившегося в осадках, удалялось из фирна. В то же время миграция ^{210}Pb не наблюдалась.

Различие в поведении этих изотопов в фирне следует искать в их состоянии. В то время как основная часть ^{90}Sr может образовывать истинные растворы, большая часть ^{210}Pb находится, по-видимому, в адсорбированном состоянии и разделяет судьбу ледниковых взвесей. Так, в зоне абляции ледника Гарабаши и поверхностном слое, в котором благодаря таянию льда накапливаются взвеси, содержание ^{210}Pb на два порядка выше его содержания в более

глубоких слоях (Елизарова и др., 1974). Адсорбцией ^{210}Pb на взвесах можно объяснить также процесс самоочищения озерной воды. Так, на третий день после обильного ливня содержание ^{210}Pb в одном из пресных озер было менее $0,2 \text{ расп}/(\text{мин} \cdot \text{л})$ (Krishnaswamy e. a., 1971).

Эти данные позволяют реально рассматривать возможность датирования льда по ^{210}Pb . Действительно, миграция ^{210}Pb , адсорбированного на взвесах, затрудняется по мере уплотнения образований в цепочке трансформации атмосферных осадков в снег, фирн, лед. Поэтому возраст по ^{210}Pb справедливо представлять как время, прошедшее с момента превращения фирна в плотный лед.

За начальное содержание ^{210}Pb в зоне накопления ледника мы принимали его содержание в современном лежалом снеге, перенесшем воздействие весенних и летних дождей.

Для определения ^{210}Pb в пробах льда использовалось соосаждение его с гидроокисью никеля с последующим анионообменным выделением свинца. Гидроокись никеля как коллектор взвесей атмосферной пыли при выделении ее из водных растворов была предложена в работе А. С. Кривохатского и др. (1974). Мы выбрали никель в качестве соосадителя свинца ввиду того, что эти элементы сравнительно легко разделяются анионообменным методом из растворов соляной кислоты. Свинец (II), в отличие от никеля (II), образует устойчивые хлоридные комплексы, которые поглощаются на сильноосновных анионитах. По нашим данным, динамическая емкость ЭДЭ-10П по свинцу в 1,5 н. растворе соляной кислоты составляет примерно $2 \text{ мг}/\text{л}$ набухшего ионита, в 0,25 н. растворе — $0,4 \text{ мг}/\text{мл}$.

Методика определения активности ^{210}Pb во льду заключалась в следующем. К пробам льда весом 10—20 кг добавляли носитель — стабильный свинец, растворенный в соляной кислоте. Лед плавил, и свинец соосаждали с гидроокисью никеля при pH 8. Гидроокись растворяли в 1,5 н. соляной кислоте, раствор фильтровали через ионообменную колонку, загруженную анионитом ЭДЭ-10П зернения 0,10—0,25 мм. При этом свинец в виде хлоридных комплексов поглощался на анионите. Колонку промывали раствором соляной кислоты той же концентрации в количестве 10 колоночных объемов. Свинец десорбировали водой, десорбат упаривали до объема примерно $0,5 \text{ мл}$ и переносили на мишени. Выход ^{210}Pb находили, определяя количество свинца, наносимого на мишени, калориметрическим методом.

β -Активность ^{210}Pb измеряли по дочернему ^{210}Bi на низкофоновой установке УМФ-1500. Установка имела фон 10—12 $\text{имп}/\text{мин}$. Эффективность устанавливали счетом ^{210}Pb , выделенного из образца уранинита с возрастом более 500 млн. лет. Количество ^{210}Pb находили по содержанию урана в образце. При этом исходили из предположения о секулярном равновесии ^{210}Pb с материнскими членами радиоактивного семейства ^{238}U . Эффективность установки по счету ^{210}Bi составляла приблизительно 10%, что было ниже

эффективности, определенной по источнику $^{90}\text{Sr} - ^{90}\text{Y}$, вследствие большей доли низкоэнергетических β -частиц в спектре ^{210}Bi . Среднеквадратичная ошибка измерения активности $^{210}\text{Pb} - ^{210}\text{Bi}$ составляла 10%.

На рис. 16 и 17 представлены схемы отбора проб на ледниках Алибек и Гарабаши.

Следует отметить некоторые особенности, которые учитывались при отборе проб. Как было установлено в работе А. Н. Елизаровой и др. (1974), а позже подтверждено нашими измерениями, в зоне таяния ледника поверхностный слой льда содержит ^{210}Pb на два порядка больше по сравнению с таковым нижележащих слоев.

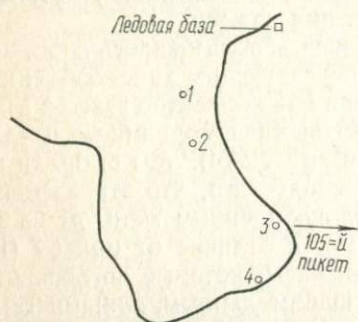


Рис. 16. Точки отбора проб на леднике Гарабаши.

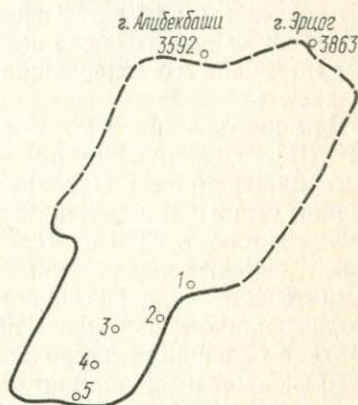


Рис. 17. Точки отбора проб на леднике Алибек.

Поэтому наличие в пробе 0,01% поверхностного льда может занизить возраст 50-летнего льда на семь лет. Некоторое искажение возраста льда возможно за счет ^{210}Pb , содержащегося во взвесах. Расчеты показывают, что при содержании взвесей примерно 10 мг/л и распространенности урана $1,5 \cdot 10^{-6}$ занижение возраста для 100-летнего льда не превышает двух лет.

Подповерхностные пробы 1, 2 (рис. 16) находятся несколько ниже фирновой линии, т. е. границы областей аккумуляции и абляции показывают наименьший возраст этих проб среди отобранных (табл. 21). Согласно известной модели ледника, вблизи фирновой линии в области абляции в период таяния обнажаются наиболее молодые слои ледника. Подповерхностные пробы 3 и 4 ледника Гарабаши расположены на одних и тех же сезонных слоях, которые в данном случае достаточно четко прослеживались. Как и следовало ожидать, для этих точек получен одинаковый возраст, что может служить в пользу достоверности радиосвинцовых датировок. Результат определений возраста подповерхностного льда в точке 4 в 1972 г. подтвердился в 1973 г. Наибольший возраст (до 100 лет) обнаружен на глубине 15 м на дне трещины, расположенной на языке ледника (рис. 16, точка 4). Пробы из трещин отбирали с мак-

симальным удалением друг от друга по линии, перпендикулярной к сезонным слоям. Таким образом, на леднике Гарабаши данные, полученные по радиосвинцовому методу датирования льда, соответствуют гляциологическим данным.

Более сложная картина получена на леднике Алибек. Так, в одной из трещин у берега ледника (рис. 17) возраст подповерхностного льда оказался меньше, чем более глубоких слоев (соответственно 65 и 40 лет). Эти данные свидетельствуют о сложной динамике

ТАБЛИЦА 21

Распределение ^{210}Pb на ледниках Гарабаши и Алибек

Ледник	Точка отбора проб (рис. 16, 17)	Глубина, м	Концентрация ^{210}Pb , расп/ (мин · л)	Возраст по ^{210}Pb , лет
<i>Август 1972 г</i>				
Гарабаши	1	0,5	$2,1 \pm 0,2$	20
	2	0,5	$2,2 \pm 0,2$	20
	3	0,5	$0,8 \pm 0,1$	50
	4	0,5	$0,74 \pm 0,1$	60
<i>Июль 1973 г</i>				
	4	0,5	$0,8 \pm 0,1$	60
	4	15,0	$0,23 \pm 0,07$	100
<i>Июль 1973 г</i>				
Алибек	1	0,5	$1,4 \pm 0,1$	40
	2	0,5	$0,58 \pm 0,1$	60
	2	10,0	$1,3 \pm 0,1$	40
	3	0,5	$2,4 \pm 0,2$	20
	4	0,5	$2,3 \pm 0,2$	20
	5	15,0	$0,38 \pm 0,1$	80

движения ледников, не исключаяющей перемешивания отдельных масс ледника на ледоломах. По сравнению с ледником Гарабаши область наиболее молодого льда в зоне абляции ледника Алибек несколько ближе к языку. Сопоставление возраста изобарно расположенных участков свидетельствует о торможении береговых частей ледника. Наибольший возраст определен в пробах льда на языке ледника Алибек и равен 78 годам. Исходя из данных наибольшего возраста, относящегося к образцам, отобранным на кромках ледников Гарабаши и Алибек, средняя скорость движения описываемых ледников составляет примерно 50 м/год.

В целом полученные значения распределения ^{210}Pb соответствуют классическим представлениям о динамике движения ледников и дополняют их количественные характеристики.

Наблюдения исследователей за положением конца ледника Гарабаши позволяют говорить о значительном его отступлении и сокра-

щении объема ледника за последние 100 лет. Так, с 1887 по 1957 г. ледник сократился в длину на 882 м. Соответственно снизилась и высота поверхности ледника, так что боковые его части, погребенные под мореной, отчленились от основного потока и потеряли самостоятельное движение. Таково происхождение подморенного льда в районе 105-го пикета. Давность этого отчленения — около 100 лет.

На уровне границы питания ледника (граница между областью накопления и областью расходования льда) за год стает около 1000 мм снега и льда. С известными допущениями эта цифра может быть принята средней для всего ледника. Тогда годовой объем стаяния окажется равным 2,7 млн. м³. Поделив объем ледника на величину его стаяния за год, получим, что время возобновления массы ледника составляет 50 лет.

Используя методику для оценки скорости возобновления природных вод, видим, что эта величина отражает время возобновления 2/3 всего объема ледника. 99% массы ледника возобновляются за 230 лет. Такая оценка справедлива при условии полного перемещения льда. Таким образом, по геологическим оценкам величина возраста практически полного возобновления массы ледника с учетом времени отчленения от него названной боковой части соответствует возрасту последней — 330 годам.

Представляло интерес определить возраст подморенного льда изотопным методом.

Верхний предел определения возраста по ²¹⁰Pb ограничивается 100—150 годами в зависимости от чувствительности измерения — активности ²¹⁰Pb — ²¹⁰Pb. Поэтому была предпринята попытка определить возраст подморенного льда по ¹⁴C.

Впервые активность ¹⁴C во льдах была получена П. Ф. Шоландером и др. в 1962 г. (Scholander e. a., 1962). Возраст одного из гренландских айсбергов оказался равным 2320 лет. Эксперимент проводили следующим образом. Напиленный лед загружали в герметические баки, обогреваемые паром. Талую воду подкисляли и барботировали инертным газом. Выделившуюся углекислоту улавливали 5%-ным раствором едкого натра. Все установки размещали на корабле.

Спустя 10 лет Г. Оешгер и др. (Oeshger e. a., 1970) определили активность радиоуглерода антарктического льда на станции Берг. Выделение углерода проводили на анионите Амберлайт-400.

Наряду с другими космогенными изотопами ¹⁴C находится как во взвесах, так и в солевом фоне ледниковой воды. Радиоуглерод, содержащийся во взвесах, внесен космической пылью, в которой он образуется по реакциям скалывания на ядрах железа, магния, кремния и других элементов. Радиоуглерод, находящийся в солевом фоне, в основном атмосферного происхождения. Он образуется в результате взаимодействия космических лучей и азота атмосферы. Для радиоуглеродного датирования необходимо определение удельной активности атмосферного ¹⁴C. Датирование основано на

том, что углерод попадает в фирн, затем в лед. Концентрация ^{15}C уменьшается во льду со временем в соответствии с периодом полураспада 5570 лет, если лед является замкнутой системой относительно ^{14}C . Такое допущение, как и для ^{210}Pb , справедливо для ледников полярных районов. Для альпийских ледников вследствие обменных процессов в фирне и некоторой водопроницаемости льда такое допущение вряд ли справедливо. Свидетельством тому может служить упоминавшееся вымывание ^{90}Sr из фирна. Однако для погребенного реликтового льда можно допустить отсутствие миграции карбонатов.

ТАБЛИЦА 22

Удельная активность ^{14}C образцов льда и воды и возраст ледника Гарабаши

Объект исследования	Концентрация ионов HCO_3^- , мг-экв/л	Требуемое количество образца для получения 1 мл C_6H_6 , л	Удельная активность образца, расп/(мин·г)	Возраст, лет
Талая вода из трещины	0,08	840	22,03	—
Фирн	0,05	1330	21,08	—
р. Терскол	0,35	193	19,80	—
Нарзан	5,25	13	0,33	$28\ 200 \pm 400$
Лед	0,10	860	13,03	340 ± 50

Моренный покров в месте отбора анализируемого льда достигал 1—1,5 м. После его удаления верхний слой льда до глубины 0,8 м был вырублен и отброшен. Лед для анализа отбирали с глубины 0,8—1,5 м. Всего вырублено 1,3 м³ льда.

Углекислоты из ледовых проб выделялись на специально сконструированной легкой разборной установке. Измельченный лед помещали в герметически закрываемые емкости из нержавеющей стали (каждая объемом 135 л), соединенные между собой. Систему продували инертным газом, лед оплавляли с поверхности, и образовавшуюся воду выливали. Емкость нагревали бензиновыми или газовыми горелками. Систему вторично продували инертным газом и расплавляли оставшийся лед. Вода поступала в барботеры, где подкислялась серной кислотой до 0,01 М для перевода бикарбонатов в CO_2 . При помощи барботирования инертным газом углекислоту выделяли и улавливали насыщенным раствором гидрата окиси стронция. Полученный осадок карбоната отфильтровывали и помещали в полиэтиленовые банки для последующей обработки в лабораторных условиях.

Аналогичным образом углерод выделяли из прочих вод, так или иначе связанных с ледником (табл. 22).

Наибольшей удельной активностью характеризуется талая вода из трещины (см. табл. 22). По-видимому, она является результатом таяния слоев льда, образовавшихся во время интенсивных ядерных взрывов в атмосфере в 50-х — начале 60-х годов. Несколько

меньшая активность фирна обусловлена уменьшением глобальной концентрации радиоуглерода после объявления моратория в 1964 г.

Вода р. Терскол содержит углерод еще меньшей удельной активности, чем фирн, что, очевидно, вызвано подпиткой грунтовыми водами и выщелачиванием «мертвого» углерода из обломков пород и взвесей. Доказательством вероятной подпитки р. Терскол глубинными водами служат данные по удельной активности нарзана, взятого из источника в долине реки. Удельная активность CO_2 этой воды довольно низкая и соответствует кажущемуся возрасту в 28200 ± 400 лет (см. табл. 22).

Радиоуглеродный возраст подморенного льда оказался равным 340 ± 50 лет, что находится в хорошем согласии с гляциологическими оценками. С точки зрения изотопного датирования, это значение минимально, поскольку в данном случае не учитывались такие факторы, как утяжеление изотопного состава осадков по сравнению с эталоном (древесина), эффект де Фриза, возможность загрязнения реликтового льда современным углеродом.

Извлечение ледниковых взвесей из талой ледниковой воды методом объемной коагуляции

Извлечение взвешенной фазы из больших объемов ледниковых вод, концентрация взвесей в которых крайне мала (миллиграммы или десятки миллиграммов на 1 л), — весьма сложная задача. Для ее решения не могут быть, по-видимому, использованы методы центрифугирования и мембранной ультрафильтрации в связи с их крайне низкой производительностью. Другая причина, ставящая под сомнение целесообразность практического применения этих методов, заключается в следующем.

С помощью методов центрифугирования и мембранной ультрафильтрации из ледниковых вод может быть извлечена в лучшем случае лишь большая часть взвешенной фазы. При этом практически не извлеченными остаются субколлоидные взвеси, а также ионные и гидролизные формы исследуемых нами изотопов. В настоящее время неизвестно, как распределяются сверхтяжелые элементы между жидкой и твердой фазами ледниковых вод, т. е. неизвестно, какая часть этих элементов приурочена к взвесям, а какая — к субколлоидам, ионным и молекулярным формам. Вследствие этого для надежности поиска необходимо обеспечить извлечение из ледниковых вод по возможности всех физико-химических форм изотопов сверхтяжелых элементов, включая грубодисперсную, коллоидную, субколлоидную и ионную (катионную и анионную).

Подобная задача может быть достигнута с помощью ионного обмена, а также методами объемной или контактной коагуляции.

При использовании ионного обмена возникают технические трудности. Во-первых, при выделении микрограммовых количеств элементов группы платины и золота на ионообменных колонках про-

исходит необратимая сорбция, обусловленная, вероятно, частичным восстановлением этих элементов материалом ионита, в связи с чем необходимо сжигание смолы. В процессе отделения возможны, однако, потери тяжелых металлов. Во-вторых, наличие взвесей в талой воде приводит к заливанию ионообменных колонок, повышению сопротивления слоя и уменьшению производительности. Предварительное выделение взвесей, например, методами центрифугирования или мембранной ультрафильтрации отличается крайне низкой производительностью.

Поэтому для выделения взвесей и гидролизующихся элементов мы использовали метод объемной коагуляции. Контактная коагуляция связана с использованием громоздких установок, доставка которых на ледник сопряжена с известными техническими трудностями.

Метод объемной коагуляции известен в процессах водоподготовки, где он используется для промышленной очистки воды от примесей, отрицательно влияющих на ее качество. Очистка достигается осветлением и обесцвечиванием и может осуществляться естественным и искусственным путем (Кожин, 1964).

При искусственном методе осветления и обесцвечивания воды применяют химическую обработку коагулянтами, которые обеспечивают более полное и быстрое осаждение взвешенных и коллоидных частиц, содержащихся в воде. В качестве коагулянтов применяют сульфат аммония, хлорид железа, смешанный алюможелезистый коагулянт и другие, которые образуют гидроокиси железа и алюминия. Процесс искусственного обесцвечивания воды можно представить следующим образом. При добавлении к очищаемой воде раствора коагулянтов в течение первых 30 с происходит гидролиз и образуются коллоидные гидроокиси алюминия и железа, характеризующиеся большой активной поверхностью. Коллоидные примеси, содержащиеся в воде (гуминовые вещества, частицы взвесей и т. д.), адсорбируются на этой поверхности, при этом в определенных случаях образуются прочные поверхностные соединения. Соли гидроокиси железа имеют положительный заряд; гидроокиси алюминия при низких значениях рН воды заряжены положительно, а при высоких — отрицательно. Большинство же коллоидов природных вод заряжено отрицательно (глинистые частицы, почва и т. д.). Коллоидные примеси адсорбируются на поверхности гидроокисей железа и алюминия и вместе с ними выпадают из воды. Течение процесса коагуляции в значительной степени зависит от анионного состава воды, поскольку для положительно заряженных гидроокисей коагулирующими ионами являются анионы. Так, гидроокись железа в момент коагуляции при рН 8—9 захватывает практически все гидролизующиеся элементы и часть ионных форм.

При использовании методов коагуляции и соосаждения для ускорения разделения фаз и улучшения фильтрации в процессы вводят различные вещества (активированный кремнезем, силикат натрия, органические флокулянты).

В составе молекул полиэлектролитов находятся те или иные группы с кислыми или основными свойствами: $-\text{SO}_3\text{H}$, $-\text{COOH}$, $-\text{PO}_3\text{H}$, $-\text{N}$. Ход процесса флокуляции зависит от многих факторов, и механизм действия флокулирующих средств полностью еще не выяснен. Наиболее вероятная причина флокуляции — адсорбция молекул полимеров поверхностью взвешенных твердых частиц. Вследствие удлинённой формы молекулы отдельные звенья, цепочки полимера адсорбируются в различных местах несколькими взвешенными лиофобными частицами, связывая их друг с другом. Наряду с адсорбцией полимера происходит и непосредственное сцепление твердых частиц, приводящее к возникновению сложных агрегатов из молекул полимера и твердых частиц. Под действием силы тяжести образовавшиеся крупные агрегаты оседают значительно быстрее, что и приводит к быстрому и полному осветлению жидкости. Наиболее эффективны флокулянты с высокой степенью полимеризации и большим молекулярным весом, имеющие вытянутые молекулы. Для каждого флокулянта существует определенный оптимум добавляемого реактива, а также наиболее целесообразный способ перемешивания. Обычно доза флокулянта составляет 0,02—0,05 % веса твердой фазы, или 20—50 г/т сухого вещества взвесей природных вод. В качестве флокулянтов применяют крахмал, полиакрилат натрия, полиакриламид. Процессы осветления и обесцвечивания воды обычно завершают фильтрованием, пропуская воду через слой зернистого материала (песка или антрацита) с частицами различной крупности.

Объемная коагуляция осуществлялась введением в воду железа — до 20 мг/л , полиакриламида — до 1 мг/л и щелочи — до рН 8. Талая ледниковая вода, очевидно, вследствие исключительно малой минерализации обладает свойствами, отличающими ее от обычной дистиллированной и бидистиллированной воды. Если в последней при отмеченных условиях выпадала гидроокись железа, то в ледниковой воде она не осаждалась даже при нагревании раствора и длительной (несколько суток) выдержке. Гидроокись железа выпадала в осадок лишь в случае добавления к раствору солей (NaCl , NH_4Cl) в количестве до нескольких сотен миллиграммов на 1 л.

В лабораторных условиях была испытана эффективность извлечения из ледниковых вод взвешенной фазы и изотопов некоторых тяжелых элементов, которые предположительно могут рассматриваться в качестве аналогов сверхтяжелых элементов. В качестве индикаторов применялись ^{191}Os , ^{212}Pb , ^{212}Bi , ^{208}Tl , ^{234}Th , ^{233}Pa .

Помимо взвесей гидроокись железа эффективно извлекает из воды гидролизные формы тяжелых элементов и часть ионных форм.

При проведении полевых экспедиционных работ на леднике Аликбек найдена трещина, которая послужила резервуаром для объемной коагуляции. Трещина на всем протяжении не контактировала с коренными породами. Объем воды, ее заполнявшей, составлял 20 м^3 . На расстоянии 150 м и на 30 м ниже используемой трещины был установлен автоклав, служивший фильтром.

Трещину заполняли ледниковой водой, затем все ведущие к ней ручьи отводили в сторону. В своеобразный природный резервуар добавляли реактивы для проведения объемной коагуляции в количестве: полиакриламид — 1 г/м^3 , FeCl_3 — $25\text{--}40 \text{ г/м}^3$, NH_4OH — до рН 9. Раствор хорошо перемешивали при помощи мотопомпы и давали отстояться 8—10 ч. Затем раствор из трещины самотеком подавали в автоклав для фильтрации. Перепад давлений между трещиной

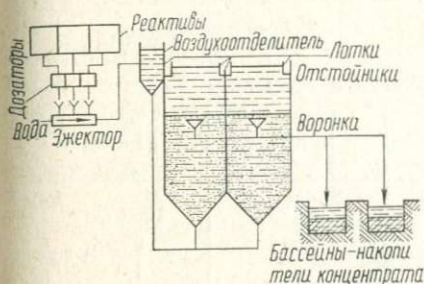


Рис. 18. Принципиальная схема установки, основанной на коагуляции во взвешенном слое.



Рис. 19. Схема водозабора на леднике Гарабаш.

и фильтром — $2,8\text{--}3,0 \text{ ат}$. Раствор фильтровали через бязевый мешок, опущенный в автоклав. Время фильтрации раствора — 3—5 ч.

Успешный опыт выделения взвесей и гидролизующихся элементов из талой ледниковой воды путем объемной коагуляции в условиях высокогорья был использован для конструирования установки производительностью до $10 \text{ м}^3/\text{ч}$.

Установка непрерывного действия (рис. 18) основана на применении коагуляции во взвешенном слое. Установку размещали примерно на 50 м ниже отметки, на которой была щель ледника, откуда производился забор талой воды. Водозаборник снабжен сеткой, задерживающей грубодисперсную взвесь. Воду из трещины с помощью пожарного шланга самотеком подавали на установку (рис. 19), в которой создавалось разрежение, необходимое для засасывания реактивов. Далее вода и реактивы поступали в смеситель, где и происходило образование гидроокиси железа. Разделение фаз производилось непрерывно во взвешенном слое емкости с клинообразным днищем. Исходная пульпа вводилась через брызгала в нижней части аппарата, сгущенная пульпа выводилась близко к средней части, а сброс осветленного декантата осуществлялся через верхнюю его часть. Регулированием расхода поступившей воды, реактивов и скорости отвода образовавшейся пульпы достигали оптимального режима осаждения гидроокиси. В среднем фактор концентрирования взвесей составлял примерно 10. Пульпа дополнительно сгущалась в отстойниках.

Окончательно сгущение производили фильтрованием через бязь. Общий коэффициент концентрирования превышал $2 \cdot 10^3$. Полученная таким образом гидроокись железа в полиэтиленовых емкостях доставлялась в институт для дальнейшей обработки.

Особенностью схемы выделения взвесей с помощью гидроокиси железа в качестве коллектора является растворение гидроокиси в кислотах. Это приводит к частичному разложению извлекаемой взвеси. Легкость растворения гидроокиси никеля в аммиачных

ТАБЛИЦА 23

Свойства гидроокисей железа и никеля

Сравниваемые характеристики гидроокиси	Ni (OH) ₂	Fe (OH) ₃
Мол. вес	92,73	106,87
Содержание металла в гидроокиси, г/г	0,633	0,523
pH начала осаждения	6,7	1,6
pH полного осаждения	9,4	3,5
Произведение растворимости	$6,3 \cdot 10^{-16}$	$3,8 \cdot 10^{-38}$
Растворимость гидроокиси, г-ион/л:		
в воде при pH4	$6,3 \cdot 10^4$	$3,8 \cdot 10^{-8}$
в воде при pH6	6,3	$3,8 \cdot 10^{-12}$
в 0,1 М NH ₄ OH	$2,5 \cdot 10^{-7}$	$1,5 \cdot 10^{-29}$
в 0,1 М NaOH	$6,3 \cdot 10^{-14}$	$3,8 \cdot 10^{-35}$

растворах позволяет извлекать взвеси, избегая растворения в кислотах. В этом очевидное достоинство гидроокиси никеля как коллектора ледниковой взвеси (Кривохатский и др., 1974) (табл. 23). Некоторые свойства, играющие важную роль в процессе осаждения гидроокиси никеля и последующего ее растворения, плохо известны и были исследованы применительно к случаю переработки больших объемов (десятков и сотен кубических метров) вод различных типов — от талых до весьма засоленных. Изучались условия осаждения гидроокиси никеля, фильтрование и растворение ее в водных растворах аммиака.

Основной раствор соли никеля, из которого готовились исходные растворы, готовили растворением навески Ni (NO₃)₂ марки х. ч. в дистиллированной воде с содержанием 5 мг/л и 50 мг/мл. Для осаждения гидроокиси Ni применяли 0,2 и 2,0 М раствора NaOH, ч. д. а. Опыты проводили при температурах $0,1 \pm 0,1$; $20 \pm 0,5$ и $75 \pm 1^\circ \text{C}$ в цилиндрах емкостью 50 мл. Концентрация никеля в исходных растворах составляла 0,01—12 г/л по металлу.

В предварительных опытах установлено, что наиболее полное осаждение гидроокиси никеля в дистиллированной воде достигается при pH 9—10 (полнота осаждения была определена с помощью ди-

метилглиоксима, чувствительность которого составляет $2,5 \cdot 10^{-6}$ г/мл), (Кривохатский и др., 1974). Увеличение концентрации никеля в исходном растворе сдвигает рН начала осаждения гидроокиси в более кислую область: от рН 7 при концентрации никеля 0,01 г/л до рН 5 при его концентрации 12 г/л.

В солевых растворах с содержанием 300 г/л NaCl рН начала осаждения также сдвигается в кислую область (рН 4—4,5 для всех исследуемых концентраций); полнота осаждения гидроокиси никеля достигается при более низком значении рН (7,5—9), чем при осаждении из дистиллированной воды. При концентрации никеля в исходных растворах 0,01—0,4 г/л в интервале температур 0—75° С уплотнение осадков происходит практически за 10 ч.

При осаждении гидроокиси никеля из солевых растворов с содержанием 300 г/л NaCl седиментационных кривых получить не удалось, потому что осадок в первый период времени в течение 5—7 ч всплывает и плавает по всему объему раствора. Через 24 ч в растворах с концентрацией никеля 0,01—0,1 г/л осадок гидроокиси разделяется: часть осаждается на дно цилиндра, часть поднимается на поверхность, в растворах с концентрацией никеля 0,2 г/л большая часть осадка садится на дно, небольшая часть вместе с пузырьками воздуха плавает в объеме раствора.

Опыты по растворению гидроокиси никеля, осажденной из водных и солевых растворов, водными растворами аммиака проводились тремя способами: после декантации, на фильтре после фильтрации и после центрифугирования. Установлено, что растворение гидроокиси никеля, полученной различными способами, неполное при любых концентрациях аммиака. Наилучшие результаты получены при применении смеси растворов 5М NH_4Cl и 5М NH_4OH в соотношении 5 : 1, т. е. с содержанием 0,8 мг/л NH_4OH , 4,2 мг/л NH_4Cl при нагревании до 40—45° С. Установлено, что на растворение 1 г гидроокиси никеля необходимо 200 г смеси. При этих условиях гидроокись никеля растворяется полностью в течение 20—30 мин. Растворы ярко-голубого цвета, рН 9—9,5.

Для проверки предполагаемого метода использования гидроокиси никеля как коллектора ледниковых взвесей при ее выделении из талых ледниковых вод проведены опыты в полевых условиях. Концентрирование взвесей проводилось на той же установке непрерывного действия, которая использовалась для концентрирования на гидроокиси железа. Рабочая концентрация никеля составляла 35—40 мг/л по металлу, рН среды поддерживались равным 8,5—9,5. Осаждение проводилось с добавлением NaCl и полиакриламида в количестве 30—40 и 2—4 мг/л соответственно, что значительно ускоряло процесс образования гидроокиси никеля. Во избежание привнесения посторонних веществ использовались реактивы ч. д. а. Всего было переработано 100 м³ талой ледниковой воды (температура при опытах 0 ÷ +3° С) и получено 12 м³ шлама, который потом порциями отфильтровывали на бязевом фильтре. Объем полученного концентрата составил 80 л.

Исследования отдельных проб концентрата показали, что 1 г гидроокиси никеля может захватывать 0,6—0,9 г взвесей. Полученный коэффициент концентрирования взвесей составляет 1250.

Обработка выделенного концентрата взвесей и ее результаты

Отделение взвесей от коллектора и анализ вещественного состава ледниковых взвесей проводили в лабораторных условиях. Общая схема выделения взвесей и гидролизующихся элементов из талой ледниковой воды представле- на на рис. 20. Гидроокись же- леза разбавляли бидистилли- рованной водой до отношения $T : Ж = 1 : 10$ и подвергали магнитной сепарации для вы- деления магнитной фракции



Рис. 20. Технологическая схема выделения взвесей и гидролизующихся элементов из талой ледниковой воды ледника Гарабаши.

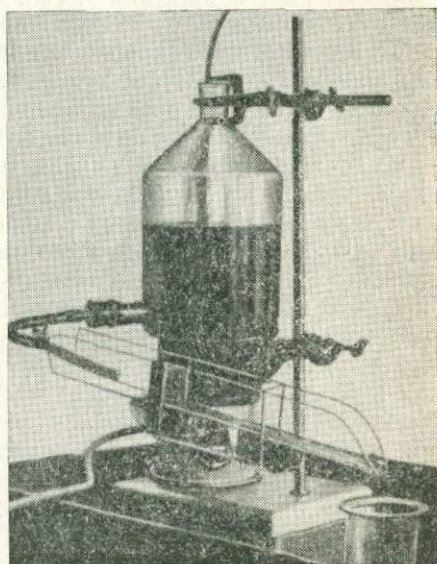


Рис. 21. Магнитный сепаратор.

ледниковых взвесей. С этой целью был сконструирован магнитный сепаратор (рис. 21). При скорости пропускания пульпы 3 л/ч выделялось приблизительно 70% магнитных частиц. В результате сепарации были получены магнитная и слабомагнитная взвеси. Гидроокись железа растворяли затем в азотной кислоте и путем отстаивания, центрифугирования (с промывкой бидистиллированной водой) выделяли силикатную взвесь с размером частиц 5—10 мкм.

В результате обработки гидроокиси железа всего выделено 868 г взвесей из 100 м³ ледниковой воды, что соответствует содержанию в ней взвесей 8,68 мг/л. По данным предварительного определения, концентрация взвесей в талой ледниковой воде составляет 9 мг/л. При помощи магнитного сепаратора выделено 8,03 г магнитной фракции взвесей, что составляет менее 1% всего количества полученных нами ледниковых взвесей.

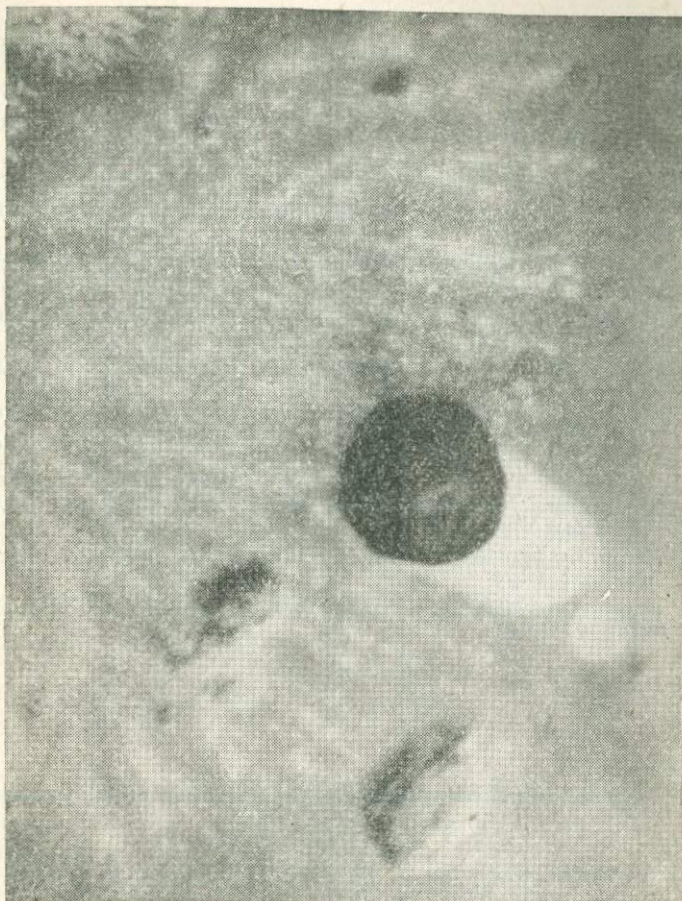


Рис. 22. Магнитный шарик из ледниковых взвесей (ув. 66 000).

Обе фракции ледниковых взвесей анализировали на содержание некоторых реперных элементов, в частности никеля, кобальта, меди, железа, осмия, таких космогенных изотопов, как ^3He и ^4He , и естественных изотопов ^{235}U , ^{238}U , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb .

Минералогический анализ показал, что и в магнитной, и в силикатной фракции взвесей есть единичные магнитные шарики, один из которых представлен на рис. 22, а общий минералогический состав взвесей соответствует минералогическому составу окружающих горных пород.

Общий химический состав магнитной и силикатной фракций ледниковых взвесей, по данным химического и спектрального анализов, а также состав туфов и делювия из р. Гарабаши представлены в табл. 24 и 25. Содержание урана и тория в хондритах и ахондритах составляет $n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-8}$ г/г (Соботович, 1970). Можно

ТАБЛИЦА 24

Химический состав ледниковых взвесей, пыли и делювиальных от

ложений ледника Гарабаши (по данным химического анализа), %

Номер пробы	Исследуемый объект	Химический состав ледниковых взвесей, пыли и делювиальных отложений ледника Гарабаши (по данным химического анализа), %							Химический состав ледниковых взвесей, пыли и делювиальных отложений ледника Гарабаши (по данным химического анализа), %									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	П.п.п.	CO ₂	NiO	Сумма
Д-042	Магнитная фракция делювия	65,49	0,75	15,02	2,45	2,08	0,07	3,65	2,26	3,85	2,90	0,34	0,06	0,10	0,60	0,30	Не обн.	99,89
Д-046	Немагнитная фракция делювия	65,37	0,50	16,32	2,02	1,55	0,06	4,20	1,83	4,35	2,64	0,34	0,04	0,09	0,20	0,34	» »	99,83
Д-043	Магнитная фракция делювия	64,55	0,60	16,02	2,01	2,55	0,07	4,06	2,40	3,85	2,64	0,34	0,06	0,12	0,47	0,48	» »	100,19
Д-045	Немагнитная фракция делювия	64,05	0,50	16,57	1,58	2,24	0,05	4,34	2,06	4,42	2,64	0,34	0,10	0,10	0,54	0,34	» »	99,82
Д-050	Пыль на леднике	68,30	0,50	14,52	1,73	2,07	0,04	2,80	1,95	3,56	3,00	0,34	0,06	0,12	0,92	0,15	» »	100,03
Д-078	» » »	64,03	0,45	16,42	1,73	2,27	0,06	4,06	2,17	4,15	2,64	0,34	0,06	0,15	1,33	—	» »	99,83
Д-074	» » »	62,42	0,55	16,37	1,58	2,64	0,07	3,78	2,12	3,80	2,64	0,34	0,02	0,35	1,50	1,70	» »	99,87
Д-22	Силикатная фракция ледниковых взвесей	65,25	0,50	15,71	1,58	2,14	0,03	3,36	1,73	4,05	2,64	0,44	0,02	0,18	1,23	1,20	» »	100,05
Д-22	Магнитная фракция ледниковых взвесей	51,25	0,51	13,84	0,84	3,53	0,05	3,11	1,37	3,14	2,00	0,46	0,11	1,66	13,86	—	4,10	99,79
Д-22	Силикатная фракция ледниковых взвесей	65,20	0,59	14,61	0,93	3,26	0,08	3,24	1,41	3,81	2,93	0,26	0,08	1,56	2,30	—	—	100,22

ТАБЛИЦА 25

Химический состав ледниковых взвесей, пыли и делювиальных

отложений ледника Гарабаши (по данным спектрального анализа), %

Исследуемый образец	Химический состав ледниковых взвесей, пыли и делювиальных отложений ледника Гарабаши (по данным спектрального анализа), %							Химический состав ледниковых взвесей, пыли и делювиальных отложений ледника Гарабаши (по данным спектрального анализа), %											
	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Mo	Zr	Nb	Cu	Pb	Ag	Sn	Ga	Be	Se	La	Y	
Коренные породы	0,06	0,0006	0,0003	0,6	0,008	0,003	0,0001	0,030	0,001	0,0005	0,001	—	0,0001	0,002	0,0001	0,0008	0,008	0,001	
» »	0,05	0,0006	0,0003	0,6	0,006	0,003	0,0001	0,030	0,001	0,0005	0,001	0,0001	0,0002	0,002	0,0001	0,0008	0,008	0,001	
» »	0,04	0,0003	0,0003	0,5	0,006	0,003	0,0001	0,020	0,001	0,0005	0,001	—	0,0001	0,002	0,0001	0,0006	0,008	0,001	
Делювий	0,02	0,0010	0,0003	0,5	0,006	0,003	0,0001	0,040	0,001	0,0005	0,001	0,0040	0,0001	0,002	0,0001	0,0006	0,006	0,001	
Магнитная часть I	0,04	0,0010	0,0006	0,5	0,008	0,003	0,0003	0,020	0,001	0,0004	0,001	—	0,0001	0,002	0,0001	0,0005	0,008	0,001	
» » II	0,04	0,0006	0,0003	0,8	0,006	0,004	0,0003	0,040	0,001	0,0005	0,001	—	0,0001	0,001	0,0001	0,001	0,006	0,001	
Магнитная взвесь	0,10	0,0100	0,0030	0,4	0,010	0,060	0,0020	0,002	—	0,0200	0,0006	0,0003	—	—	—	—	—	—	
Немагнитная часть I	0,06	0,0010	0,0003	0,5	0,008	0,003	0,0003	0,040	0,001	0,0006	0,003	—	0,0001	0,003	0,0002	0,0008	0,008	0,001	
» »	0,05	0,0006	0,0003	0,5	0,006	0,003	0,0001	0,030	0,001	0,0006	0,002	—	0,0001	0,003	0,0001	0,0008	0,004	0,001	
Силикатная взвесь	0,03	0,0006	0,0003	0,5	0,005	0,003	0,0001	0,003	0,001	0,0005	0,001	—	0,0010	0,002	0,0001	0,0006	0,008	0,001	
Пыль с поверхности ледника	0,03	0,002	0,0006	0,4	0,006	0,003	0,0003	0,030	0,001	0,001	0,002	—	0,0003	0,002	0,0001	0,0005	0,008	0,001	
То же	0,05	0,0006	0,0003	0,6	0,008	0,003	0,0003	0,030	0,001	0,001	0,002	—	0,0006	0,002	0,0001	0,0005	0,008	0,001	

полагать, что в космической пыли содержится такое же количество урана, так как материал хондритов представляет собой среднее нелетучее космическое вещество. В среднем распространенность урана и тория в космических объектах приближается к таковой в ультраосновных породах и на один-два порядка меньше содержания этих

ТАБЛИЦА 26

Содержание урана и тория во взвесах, делювиальных отложениях и коренных породах ледника Гарабаши

Исследуемый образец	U · 10 ⁻⁶ г/г	Th · 10 ⁻⁶ г/г	Th/U
Силикатная взвесь	1,40	8,8	6,3
Магнитная взвесь	1,00	17,6	17,6
Пыль из трещин	2,90	14,8	5,1
Делювий (магнитная фракция)	1,50	7,6	5,1
Делювий (немагнитная фракция)	1,03	8,4	8,2
Туфы	1,50	9,6	6,4
Гранит	1,60	7,8	4,9
Мусковитовый гранит	1,02	5,9	5,8

ТАБЛИЦА 27

Отношение ³He/⁴He во взвесах вод эльбрусских ледников

Место взятия пробы	Тип взвеси	He, м ³ /г · 10 ⁻⁶	³ He/ ⁴ He
Ледник Гарабаши	Тонкая взвесь (пелит)	4,1	5,5 · 10 ⁻⁵
» »	Грубая взвесь (алеврит)	7,7	4,8 · 10 ⁻⁶
Ручей, вытекающий из под ледника	Мелкий песок	8,1	4,5 · 10 ⁻⁶
р. Баксан под ледником	» »	13,0	5,1 · 10 ⁻⁸

элементов в основных и осадочных породах. Поскольку атмосферная пыль состоит в основном из продуктов выветривания пород, то содержание урана и тория в ледниковых взвесах может стать показателем космогенности. В табл. 26 представлены данные по содержанию урана и тория во взвесах, делювии и коренных породах.

Полученные данные не свидетельствуют о наличии заметных количеств космического вещества в ледниковых взвесах.

Было исследовано отношение изотопов ³He/⁴He в сериях проб, отобранных О. С. Цветковым, с целью характеристики взвешенных частиц на различных этапах их миграции с ледниковыми водами (Крылов и др., 1975). Полученные результаты (табл. 27) показывают, что примесь космогенного вещества во взвесах талых леднико-

вых вод значительная. Она соизмерима с количеством внеземного вещества в красных глубоководных глинах Тихого океана. Характерно, что тонкая взвесь содержит на порядок больше космогенной составляющей, чем грубая. В последнем случае, т. е. для грубой взвеси ледника Гарабаши, весьма значительную долю составляет примесь материала от разрушения подледных пород. В мелком песке ручья, вытекающего из-под ледника, отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ тоже значительно выше — $4,5 \cdot 10^{-6}$, что свидетельствует о заметной примеси космогенного вещества. Ниже, у подножья Эльбруса, в р. Баксан, питающейся ледниковыми водами, отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ —

ТАБЛИЦА 28

Содержание реперных элементов в ледниковых взвесьях, делювиальных отложениях, туфах, ледниковой воде и реактиве FeCl_3

Исследуемый образец	Fe	Содержание элементов, <i>г/г</i>			
		Ni	Os	Co	Cu
Туфы	—	$6 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-9}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Делювий	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-6}$	$5,3 \cdot 10^{-9}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Силикатная взвесь	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-6}$	$4,5 \cdot 10^{-9}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Магнитная взвесь	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-8}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Ледниковая вода	—	$4,26 \cdot 10^{-8}$	—	—	—
Реактивное FeCl_3	—	$3,71 \cdot 10^{-4}$	—	—	—

$5,1 \cdot 10^{-8}$ такое же, как и в наиболее распространенных земных породах гранитоидного типа. В ручье из р. Баксан преобладает терригенный материал с незначительной примесью космогенного.

В табл. 28 представлены результаты по содержанию основных реперных элементов в ледниковых взвесьях, талой ледниковой воде и некоторых применяемых реактивах.

Химизм выделения осмия из земных пород, каменных метеоритов и ледниковых взвесей состоит в окислении его соединений низших валентностей (III, VI) до наивысшей валентности (VIII), в которой он образует четырехокись, являющуюся летучим продуктом.

Исследуемую породу, в данном случае взвесь, измельчали и растирали в порошок, помещали в фарфоровую лодочку с добавлением окислителей. Наиболее пригодным для осмия окислителем является смесь дигидрофосфата натрия и перекиси бария в отношении 1 : 4. По результатам наших опытов, возгонка осмия из силикатных материалов происходит количественно без добавления каких-либо окислителей.

Возгонка осмия из земных пород и ледниковых взвесей производилась в трубчатой печи, в которую помещалась кварцевая трубка длиной около 6000 мм (рис. 23). Проба в фарфоровой лодочке находилась в кварцевой трубке.

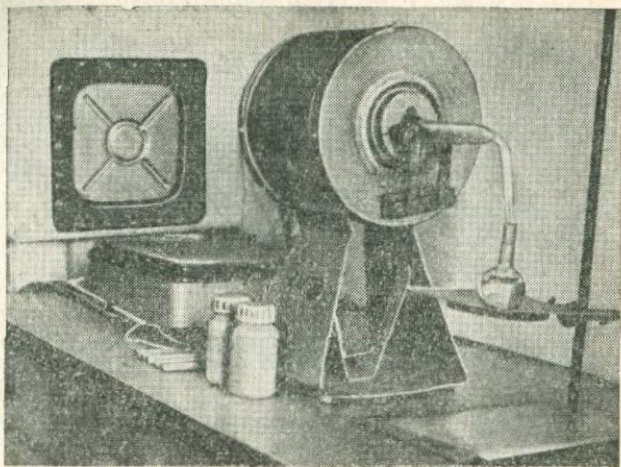


Рис. 23. Установка для пирохимического выделения осмия из ледниковых взвесей и горных пород.

Термохимическое выделение осмия осуществлялось в токе кислорода при температуре 860°C . При нагревании системы до 500°C увеличивался ток кислорода до 2—5 пузырьков в 1 с, и нагревание продолжалось до 860°C . Нагрев при этой температуре продолжался в течение 30 мин, затем печь выключали, а пропускание кислорода продолжали в течение 15—20 мин (Миллер, 1970).

Выделившуюся четырехокись осмия улавливали в склянку, содержащую смесь из 45 мл раствора едкого натра ($C_{\text{NaOH}} = 55 \text{ г/л}$) и 5 мл этилового спирта ректификата. Осмий (VIII) восстанавливается этанолом до осмия (VI). Раствор из склянки упаривали приблизительно до 15 мл, охлаждали и нейтрализовали серной кислотой (1 : 1) до pH 4—2. Затем добавляли 2 мл 25 н. серной кислоты и две капли раствора азотнокислого серебра, по каплям добавляли раствор марганцевокислого калия с концентрацией 0,01 н. (одну-две капли) и доводили раствор до метки 25 мл дистиллированной водой. Добавив 5 мл 0,2 н. раствора арсенита натрия, исследуемые растворы ставили в термостат на 15 мин при температуре $+20^{\circ}\text{C}$. После термостатирования к исследуемому раствору приливали 5 мл 0,01 н. раствора сульфата церия (IV), растворы перемешивали и снова ставили в термостат на 40 мин при температуре $+20^{\circ}\text{C}$.

По окончании вторичного термостатирования в колбу добавляли 5 мл раствора соли Мора, причем нормальность последней должна быть несколько больше нормальности соли церия (IV). Затем к раствору добавляли четыре капли фенилантраниловой кислоты (0,03%-ный раствор в 0,3%-ном растворе соды) и оттитровывали избыток соли Мора раствором сульфата церия (IV) до появления красно-фиолетового цвета.

Количество церия, пошедшее на титрование четырехокси осмия, рассчитывали по следующей формуле:

$$X = (5 + a) - (5 + b);$$
$$X = a - b,$$

где 5 — количество соли церия (*мл*); *a* — количество миллилитров соли церия (IV), которое идет на титрование избытка соли Мора (*мл*); *b* — то же, но в холостом опыте (*мл*).

Попытка выделить осмий из гидроокиси железа, которая являлась коллектором ледниковых взвесей, не увенчалась успехом. Чтобы объяснить это, были проведены специальные опыты с целью определения возможности соосаждения осмия с гидроокисью железа Fe (OH)₃.

Условия соосаждения были аналогичны таковым на леднике Гарабаши. Опыты проводились с радиоактивным изотопом ¹⁹¹Os, распределение его между твердой и жидкой фазами контролировалось с помощью УМФ-1500. Результаты исследований показали, что осадок гидроокиси железа содержит около 10% осмия, по-видимому, в результате захвата гидроокисью железа ионов осмия из раствора, а не в результате соосаждения гидроокиси осмия с Fe (OH)₃. Следовательно, если в ледниковой воде находится какое-то количество осмия в растворенном состоянии, то концентрирование его на коллекторе не происходит.

Никель мы определяли в магнитной и силикатной фракциях ледниковых взвесей, делювии, туфах, в гидроокиси железа и реактивном хлорном железе, используемом для осаждения гидроокиси железа. Для определения никеля, соосажденного из ледниковой воды с гидроокисью железа, навеску Fe (OH)₃ растворяли в соляной кислоте. Нерастворимый остаток отфильтровывали, и в фильтрате определяли никель с диметилглиоксимом. Аналогично определено содержание никеля в реактивном хлорном железе, используемом для соосаждения взвесей и гидролизующихся элементов из талой воды ледника Гарабаши. В магнитной и силикатной фракциях ледниковых взвесей, делювии и туфах никель определяли химическим и спектральным методами. Причем химическим методом никель обнаружен только в магнитной фракции ледниковых взвесей, поскольку он весьма распространен в этих образцах.

Анализируя данные по содержанию никеля и осмия в исследуемых образцах, можно сделать следующий вывод. Магнитная фракция ледниковых взвесей содержит большие количества таких реперных элементов, как никель и осмий, по сравнению с другими исследуемыми образцами силикатной фракции взвесей ледника Гарабаши, туфами и делювием. Это объясняется большим содержанием космогенного материала именно в магнитной фракции ледниковых взвесей. Силикатная же часть ледниковых взвесей, по-видимому, очень разбавлена терригенным материалом, и содержание никеля и осмия в ней соответствует содержанию этих элементов в окружающих породах (туфах, делювиальных отложениях).

Попытки выделения сверхтяжелых элементов из концентрата ледниковых взвесей

Было показано, что магнитная часть ледниковых взвесей содержит заметные количества космической пыли, в которой возможно наличие сверхтяжелых элементов. Поскольку ожидаемое содержание сверхтяжелых крайне незначительно, можно рассчитывать на индикацию их ядерных частиц. Уже отмечалось, что по расчетам изотопы эка-осмия должны быть спонтанно делящимися с периодами полураспада от 1 с до 10^9 лет. Не исключена также возможность нейтронно индуцированного деления одного из его изотопов.

Осколки ядер, получающиеся при актах спонтанного или нейтронно индуцированного деления, образуют нарушенные участки, представляющие собой каналы шириной около 50 Å, которые можно регистрировать с помощью электронного микроскопа. Однако подобные наблюдения связаны с известными экспериментальными трудностями, поскольку радиационные эффекты быстро исчезают под действием электронного луча. Поэтому для регистрации следов осколков деления применяется химическая обработка препаратов, позволяющая наблюдать треки под оптическим микроскопом.

В случае непрозрачных объектов для регистрации актов вынужденного деления были использованы детекторы, в которых благодаря тесному контакту с исследуемым образцом осколки оставляют первичные треки. В качестве детекторов применяют вещества с минимальным содержанием урана. После травления детектора оказывается проявленной плотность распределения урана в облученном образце. Метод треков успешно применяется при изучении распределения урана в породах.

По данным Ф. Е. Бимиша (1969), осмий летуч при нагревании до $70-90^\circ$ С в азотнокислой среде. Нашими опытами установлено, что возогнанный осмий восстанавливается на органических пленках (полиэтилене, лавсане), помещенных над раствором, и осаждается на них. Эка-осмий (элемент № 108), согласно приведенному ранее рассуждению, должен быть более летуч, иметь более высокий окислительно-восстановительный потенциал и, следовательно, осаждаться на органических пленках преимущественно перед осмием, а возгоняться в более мягких условиях (температура, концентрация азотной кислоты). Аналогичные рассуждения могут быть отнесены и к процессу сухой перегонки осмия.

Методика выделения осмия (и, возможно, эка-осмия) из магнитной части ледниковой взвеси заключалась в следующем. Магнитную взвесь порциями по 2 г загружали в фарфоровые лодочки, которые помещали в трубчатую печь. Далее проводили возгонку осмия, как описано в главе IV (раздел «Обработка выделенного концентрата взвесей и ее результаты»). Полученный спиртово-щелочной раствор помещали в колбу с обратным холодильником, в которую под-

вешивали полоску алюминиевой фольги с наклеенной на нее пленкой лавсана. К раствору добавляли серную кислоту, нагревали его, а затем добавляли азотную кислоту. По окончании опыта фольгу с пленкой извлекали из колбы, промывали, сушили и готовили мишень для облучения в поле тепловых нейтронов. В качестве детектора осколков деления использовали синтетическую слюду.

После облучения на Киевском экспериментальном реакторе в тепловой колонне с интегральной дозой $n \cdot 10^{15}$ нейтронов на травленном детекторе не было обнаружено следов осколков деления, что свидетельствовало об отсутствии необходимого количества делящихся ядер.

После окончания этого эксперимента на ту же лавсановую мишень с нанесенным на нее осмием из ледниковых взвесей был наложен детектор из синтетической слюды и оставлен на экспозицию на год. В этом случае также не было обнаружено треков осколков деления, что свидетельствовало об отсутствии на мишени необходимого количества спонтанно делящихся ядер.

Проводилась также индикация нейтронно индуцированного деления ядер, содержащихся в магнитных шариках, выделенных из ледниковых взвесей.

Скопление треков по периметру шарика можно объяснить, по видимому, концентрированием урана, имеющего высокое давление паров при переплавлении космической частички в атмосфере Земли.

К полигенным отложениям относится глубоководная красная глина, залегающая на глубинах 4,0—4,5 тыс. м и больше и широко распространенная в наиболее глубоких частях Мирового океана. Красные глины занимают площадь около 100—180 млн. км² и представляют собой тончайший осадок терригенного происхождения с примесью вулканических частиц (Смирнов, 1974).

В море или океан поступает также внеземное вещество, так называемая космическая пыль, образующаяся частично в результате сгорания метеоритов при прохождении ими земной атмосферы, а частично попадающая из Космоса в неизменном виде. Частицы метеоритного происхождения неоднократно обнаруживались в глубоководных красных глинах.

В глубоководных осадках, особенно в красной глине, образование красной глины протекает крайне медленно, поступление космической пыли заметно влияет на состав осадка. Содержание никеля в глубоководной красной глине составляет 0,7%, что обусловлено, по мнению многих авторов, примесью космической пыли.

Радиоизотопный метод — один из наиболее признанных при изучении скорости осадконакопления в морях и океанах, степени космогенности этих осадков и скорости циркуляции водных масс.

Между атмосферой и гидросферой существует подвижное равновесие относительно углекислоты. В воде углекислота находится в свободном состоянии, главным образом в виде угольной кислоты, бикарбонатов и карбонатов. Все формы углекислоты в море образуют некую карбонатную систему, с которой тесно связаны ионы кальция и весь ионный комплекс морской воды. Животные и растительные организмы в процессе жизнедеятельности усваивают из морской воды минеральные соли, в основном карбонатные и кремнистые. После гибели организмов поглощенный карбонат выключается из радиоуглеродного обмена. С этого времени в остатках организмов удельная активность углерода уменьшается в соответствии с периодом полураспада ¹⁴C. На этом основано определение скорости накопления донных осадков, а также роста конкреций по ¹⁴C.

Результаты исследований скорости осадконакопления в океане могут быть использованы для определения закономерностей накопления некоторых рудных элементов на океаническом дне, а также

для оценки степени привноса космического материала и его значения при формировании различных образований на дне океана.

Исследованиями последних лет установлено, что по направлению от континентов к центральным частям океана и по мере перехода терригенных и кремнистых пелитовых илов в пелагические красные глубоководные глины скорости осадконакопления постепенно уменьшаются. Естественно, в таких осадках доля космического вещества максимальна. В большинстве глубоководных океанических котловин, наиболее удаленных от источников поступления терригенного материала и расположенных в области низкой биологической продуктивности вод, скорости отложения донных осадков (красных глин), определенные разными методами, различны: от 0,2 до 2 мм за 1000 лет и в редких случаях достигают 5—7 мм за 1000 лет.

Карбонатные фораминиферовые осадки, наиболее широко распространенные в центральных частях океана, характеризуются, как правило, более высокими скоростями осадконакопления. По данным 10 определений разными методами, темпы отложения илов составляют от 5—6 мм до нескольких сантиметров за 1000 лет, т. е. примерно на порядок выше, чем скорость отложения красных глубоководных глин. В связи с этим данные о скорости накопления фораминиферовых илов в центральной экваториальной части Тихого океана могут помочь в решении вопросов об активной биологической продуктивности океана и доли космического материала в океанических осадках.

Дно Тихого океана, особенно его западная экваториальная часть, характеризуется многообразием форм рельефа (геосинклинальные зоны и котловины, глубоководные желоба, поднятия, плиты и т. д.). Однако наиболее обширное пространство здесь занято сравнительно однородными по глубине равнинными площадями — «талассократонами».

Фораминиферовые илы представлены преимущественно раковинками планктонных фораминифер и их обломками (85%). Кроме того, они в незначительном количестве содержат раковинки и обломки других организмов, пелитоморфный кальцит, обломки вулканического стекла, пемзы, глинистые материалы и единичные зерна терригенных материалов — гематита, пироксена, магнетита и др. Общая карбонатность фораминиферовых илов составляет 73—89%. Почти во всех случаях в них преобладает фракция менее 0,001 мм.

Радиоляриево-фораминиферовые илы, в отличие от фораминиферовых, содержат радиолярии и их обломки. Карбонатность породы составляет до 85%. В осадке преобладает фракция менее 0,001 мм (до 98%); терригенные минералы встречаются только в единичных зернах.

Результаты исследований показали, что донные осадки поверхностной части океана характеризуются возрастом от 3700 (поднятие Капингамаранги) до 16 700 лет (Центральная Тихоокеанская плита). Скорость накопления карбонатных пелагических осадков

достигает 5—8,8 мм за 1000 лет. На меньших глубинах происходит более активный процесс формирования из океанической двуокиси углерода раковинок планктонных фораминифер.

Так как осаждение карбонатных осадков в первую очередь зависит от физико-химических условий среды, тесно связанных с глубиной, то с увеличением глубины скорость осадконакопления должна уменьшаться.

Химический состав красных глин и содержание в них космогенных элементов

Впервые магнитные шарики микронных размеров встречены в океанических осадках экспедицией «Челленджер» И. Муррэм и А. Ренардом в 1884 г. (Murrey, Renard, 1884), которые первыми исследовали химический состав этих образований.

Дальнейшее развитие измерительной техники позволило изучать индивидуальные частицы. Так, многие ученые исследовали минералогический, химический состав различных частиц из осадков Атлантического, Тихого океанов, а также из морских осадков. С помощью микронзондов осуществлялся послойный анализ частиц (Casting, Fredriksson, 1958).

Х. Миллард и Р. Финкельман из 750 кг осадка красных глин Тихого океана с глубины 4280 м (Millard, Finkelman, 1970) выделяли магнитные шарики, которые по морфологическим признакам можно разделить на четыре группы: 1) черные блестящие шарики (168 шт. — 5,1 мкг) с плотностью 5,2 г/см³; 2) черные тусклые шарики (237 шт. — 5,0 мкг) с плотностями 3,2; 4,7 г/см³; 3) шероховатые коричневые шарики (195 шт. — 4,2 мкг) с плотностью 4 г/см³; 4) черные тусклые округлые частицы (600 шт. — 1,4 мкг) с плотностью 2,8 г/см³. Размеры описанных частиц 149—351 км.

По данным измерений удельного веса, рентгеновского и нейтронно-активационного анализов, среди частиц выделены две основные группы: с удельным весом 5 г/см³, состоящие из магнетита, вюстит и железа с очень низким содержанием марганца (менее 0,01%), и удельным весом 3 г/см³, содержащие большое количество марганца.

На основании того что шарики первой группы содержат вюстит и железо в α -форме и количество их согласуется с содержанием Ni и Ir в железных метеоритах, можно сделать вывод об их космическом происхождении. Четвертая же группа представлена чисто земным материалом (один из критериев их земного происхождения — очень высокое содержание марганца в шариках).

В одной из работ К. Утеча (Utech, 1971) изучается содержание космических шариков в колонках красных глубоководных глин из океанических отложений, поднятых экспедицией «Альбатрос». Изучение верхних горизонтов колонок показало, что они характеризуются постоянной литологией, сложены в основном фораминиферами.

ниферовым илом. Среднее содержание шариков на горизонтах 3,65 и 5 м практически одинаково, что свидетельствует о постоянной скорости выпадения шариков. Ниже по колонке наблюдаются изменения литологии осадков и значительные вариации содержания шариков. Предполагается, что изменение удельного содержания шариков при условии их постоянной скорости выпадения на Землю обусловлено изменением скорости осадконакопления в исследуемом районе океана.

В некоторых работах японских исследователей Ш. Мамото и Я. Садаё (Sadayo, Makoto, 1971; Makoto, 1971; Sadayo, 1972) изучался химический и минеральный составы частиц, элементов-примесей и распределение их по колонке глубоководного керна красных глин, а также распределение их по размерам, определялся показатель преломления, взаимоотношения между содержанием и количеством шариков в керне. Я. Садаё при исследовании магнитных шариков из глубоководных осадков провел дифракционный и рентгеноспектральный анализы, которые подтвердили ранее опубликованные материалы Х. Милларда и Р. Финкельмана о том, что шарики со средним удельным весом $d = 4,8-5,2 \text{ г/см}^3$ состоят в основном из магнетита, вюститита, частично гематита и α -железа. Удельные веса шариков определялись по методу Стокса. Большинство шариков характеризуется размерами 40—100 мкм, корреляция между содержанием никеля и количеством шариков не обнаружена, количественное распределение шариков по длине рассматриваемого керна неравномерно.

Авторы настоящей работы совместно с П. И. Пивнем изучали распределение черных магнитных и прозрачных силикатных шариков по длине керна красных тихоокеанских глин (Соботович и др., 1975). Для исследований взят керн красных глубоководных глин из района Тихого океана ст. 0518 НИС «Дмитрий Менделеев», рейс 8 1972 г., координаты $14^{\circ}29' \text{ с. ш.}, 119^{\circ}20' \text{ в. д.}$ Пробы для выделения шариков и определения содержания осмия отбирали приблизительно через равные интервалы по длине керна (рис. 24). Резких изменений в соотношении силикатных и магнитных шариков нет, вариации количества силикатных и магнитных частиц по глубине повторяют друг друга (см. рис. 24). В пробах 1, 3 и 4 эти величины одного порядка, а в пробах 2 и 5 они значительно ниже. Причиной этого может быть неравномерность поступления космического вещества на Землю.

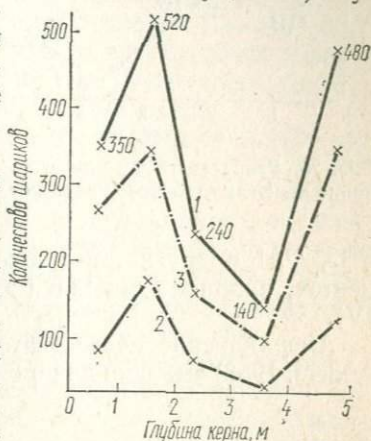


Рис. 24. Распределение магнитных и силикатных шариков в колонке керна красных глин: 1 — общее количество шариков; 2 — силикатные шарики; 3 — магнитные шарики.

В более ранних зарубежных работах неравномерность распределения шариков по высоте керна объясняли изменением литологии, наличием прослоев, не характерных для красных глин. Однако выделение и микроскопическое изучение шариков и других сфероидальных частиц еще не являются доказательством их взвездного происхождения. Наиболее объективными признаками космогенности исследуемых объектов могут быть наличие таких изотопов, как



Рис. 25. Распределение осмия в колонке красных глубоководных глин.

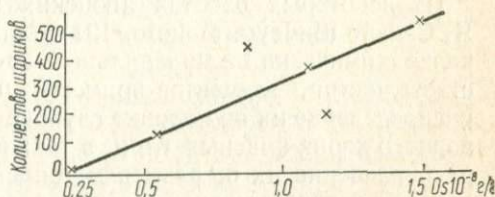


Рис. 26. Зависимость между содержанием осмия и количеством шариков в колонке красной глубоководной глины.

^{10}Be , ^{26}Al и других, а также высокие содержания реперных элементов, например никеля и элементов платиновой группы (см. гл. IV).

Американские исследователи Д. Баркер и Э. Андерс (Barker, Anders, 1968) выбрали для определения космогенности красных глин

ТАБЛИЦА 29

Содержание сферических частиц осмия и степень космогенности образцов тихоокеанских красных глин

Номер пробы	Интервал по длине керна, см	Содержание Os		Степень космогенности, %	Вес фракций шариков, 10^{-4} г
		10^{-8} г/г	космогенного происхождения, 10^{-8} г/г		
1	61—62	1,13	0,88	1,57	1,05
2	151—152	1,53	1,28	2,29	1,50
3	231—232	1,18	0,93	1,66	0,55
4	356—357	0,56	0,31	0,54	0,45
5	479—480	0,90	0,65	1,16	1,37

два платиновых элемента — осмий и иридий. Оба эти элемента ограничено распространены в земной коре и являются чувствительными индикаторами космогенности. Впервые такие исследования проводились Х. Петтерссоном и Х. Роши (Pettersson, Rotschi, 1952), а также В. М. Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1954), но экспериментальные работы появились только после 1960 г.

Д. Ж. Баркер и Э. Андерс исследовали тихоокеанские глины со скоростью осадконакопления 1 мм за 1000 лет. Такая скорость седиментации дает основание предполагать обилие взвездного материала

ла в этих глинах. Выделение и определение осмия и иридия производили радиохимически. Иридий легко определялся нейтронно-активационно, для осмия же была разработана специальная методика. Авторы произвели 21 определение в пяти кернах из центральной части Тихого океана. Для расчета общего содержания иридия (осмия) в исследуемых образцах красных глин была использована следующая формула:

$$C = \frac{AP_1}{\rho_s S r_s} + T,$$

где C — общее содержание осмия или иридия в образце, A — содержание осмия или иридия в космическом материале; T — содержание определяемых элементов в земных породах; r_s — скорость осадконакопления; ρ_s — плотность сухого керна; S — поверхность Земли; P — скорость аккреции космического материала Землей.

При исследовании образцов красных глин из Тихого океана мы определяли распространенность осмия по глубине керна, причем выделение шариков и определение содержания осмия производили из параллельных навесок. Осмий выделялся возгонкой в токе кислорода, количественное окончание определения проводилось цериметрическим методом. Результаты определения осмия по длине керна красных глин практически повторяют ход кривой суммарного распределения шариков по длине этого же керна (рис. 25).

Сравнивая полученные нами данные (табл. 29), можно сказать, что наблюдается корреляция между содержанием шариков и содержанием осмия в параллельных пробах по длине керна. Такое явление можно объяснить, предположив, что выделенные шарики космического происхождения, а осмий, содержащийся в кернах красных глин, привнесен вместе с космическим веществом. Вариации в содержании шариков и осмия, по-видимому, объясняются изменением скорости осадконакопления, о чем свидетельствуют также данные нейтронно-активационного анализа на F, Si.

Построив график зависимости между содержанием осмия и количеством шариков в кернах, мы получили линейную зависимость (рис. 26). Пересечение прямой с осью абсцисс дает фоновое содержание осмия в красной глине, что составляет $2,5 \cdot 10^{-9}$ г/г. Таким образом, содержание осмия космогенного происхождения в каждой исследуемой точке керна равно общему содержанию его минус фоновое (см. табл. 27).

Изучение космического вещества важно при решении таких геологических задач, как установление среднего химического состава Земли, дифференциация земного вещества, состава и фазового состояния глубинных земных оболочек. Знание скорости аккреции космического вещества Землей необходимо для построения геохимической модели Земли.

Одни из наиболее доступных объектов изучения космического материала на Земле — метеориты и космическая пыль. Разные авторы оценивают скорость выпадения космического материала на поверхность в пределах 10^2 — 10^9 *т/год*. Литературные оценки скорости аккреции приведены в табл. 30.

Распространенность осмия в хондритах С1 составляет $0,3 \cdot 10^{-6}$ — $1,2 \cdot 10^{-6}$ *г/г* (Morgan, 1971), в среднем $7,5 \cdot 10^{-7}$ *г/г*. Силикатная фракция ледниковых взвесей содержит фоновые количества осмия, т. е. количества на уровне распространенности его в окружающих ледник породах и делювиальных отложениях; в магнитной фракции наблюдается повышенное содержание осмия. Это и понятно, поскольку оно характерно в основном для железных метеоритов. Следовательно, величину, соответствующую превышению содержания осмия в магнитной фракции над чисто земным, можно объяснить космическим происхождением какой-то доли магнитной части взвесей. Величина эта составляет $9,5 \cdot 10^{-10}$ *г/г*. Тогда средняя степень космогенности магнитных и немагнитных взвесей ледника Гарабаши — 0,012%. По этой величине можно оценить скорость аккреции частиц размером более 10 *нм* на Землю. Для этого учтем, что площадь ледника Гарабаши составляет 2,7 *км²*, объем — 140 *млн. м³*. На уровне границы питания ледника (граница между областью накопления и областью расходования льда) за год стает около 1000 *мм* снега и льда. С известными допущениями эта цифра может быть принята средней для всего ледника. Тогда годовой объем стаяния оказывается равным 2,7 *млн. м³*. Возраст ледниковой воды в месте отбора проб, согласно нашим определениям по ^{210}Pb , равняется 70 годам. Среднее содержание взвесей в этой воде составляет 9 *мг/л* (9 *г/м³*), а во всем объеме ледника, следовательно, — $1,26 \cdot 10^3$ *т*.

Учитывая, что космогенность выделенных нами взвесей составляет 0,012%, доля космической пыли из всего количества взвесей

равняется $0,15 \text{ т}$. Зная площадь поверхности ледника и поверхности Земли, а также возраст льда в месте отбора проб, нетрудно оценить скорость поступления космической пыли на Землю. По нашим расчетам, эта величина равна $5,7 \cdot 10^5 \text{ т/год}$.

Средняя распространенность никеля в хондритах $1,08 \cdot 10^{-2} \text{ г/г}$ (Мооге, 1971). При содержании никеля в магнитной фракции $8,3 \times 10^{-4} \text{ г/г}$ степень космогенности всех взвесей составляет $0,07\%$. По расчетам, аналогичным предыдущим, скорость аккреции частиц

ТАБЛИЦА 30

Скорость аккреции космического вещества Землей

Источник частиц	Реперный элемент или частица	Скорость аккреции, т/год	Литературный источник
Атмосфера	Черные магнитные шарики	$2 \cdot 10^5$	Wright, Hodge, 1963
Снег Гренландии	То же	$9,1 \cdot 10^5$	Langway, 1963
Снег Антарктиды	» »	$2,1 \cdot 10^5$	Thiel Schmidt, 1961
Морские глинистые осадки Адриатического моря	» »	$1 \cdot 10^5$	Pettersson, 1960
Атмосферные осадки	» »	$1,6 \cdot 10^5$	Crozier, 1962
Атмосферные частицы на высоте $10-25 \text{ км}$	» »	10^5-10^6	Pettersson, 1960
Снежный покров Антарктиды	» »	10^4-10^3	Виленский, 1972
Каменная соль нижнепермского времени	То же	10^5	Баранов, Виленский, 1968
Слой воздуха над Тихим океаном	» »	$6,2 \cdot 10^5$	Виленский, 1966
Красные глубоководные глины	Ni	$4,6 \cdot 10^5$	Pettersson, Rotshi, 1952
Глубоководные осадки	^{26}Al	10^5-10^6	Zal, 1966
Красные глубоководные глины Тихого океана	Os	$5 \cdot 10^5$	Barker, Anders, 1968
То же	Ir	$1 \cdot 10^5$	

размером более $5-10 \text{ мкм}$ на Землю — $3,29 \cdot 10^6 \text{ т/год}$. Содержание никеля в ледниковой воде — $4,26 \cdot 10^{-8} \text{ г/г}$ ($4,26 \cdot 10^{-5} \text{ г/л}$). Эта величина получена при определении никеля, соосажденного с гидроокисью железа из ледниковой воды, — она соответствует суммарному содержанию никеля в растворимых солях, коллоидах и в частицах менее $5-10 \text{ мкм}$, которые не могли быть выделены при помощи объемной коагуляции. Учитывая объем ледника и возраст исследуемой воды, мы получили величину, соответствующую количеству никеля, выпадающего на поверхность ледника как бы в чистом виде — $2,25 \cdot 10^7 \text{ т/год}$. Поскольку космическая распространенность никеля равна средней распространенности его в хондритах C1, скорость поступления космического материала на поверхность Земли, исходя из этих величин, — $2,08 \cdot 10^9 \text{ т/год}$.

Скорость аккреции, определенная для ледниковых взвесей и океанических осадков

Объект исследования	Элемент, по которому производилось определение	Степень космогенности, %	Скорость аккреции, $t/год$
Ледниковые взвеси	Os	0,012	$5,7 \cdot 10^5$
» »	Ni	0,070	$3,28 \cdot 10^6$
Сухой остаток ледниковой воды	Ni	20	$2,08 \cdot 10^9$
Красные глины Тихого океана	Os	1	$1,27 \cdot 10^7$

Как уже указывалось, содержание взвесей в талой ледниковой воде равно 9 мг/л , солевой фон — около 10 мг/л . При суммарном содержании взвесей и солевого фона 19 мг/л в минеральных компонентах ледника доля космического вещества по никелю составляет примерно 20%.

Мы получили несколько величин скорости аккреции космического вещества Землей, при расчете которых по содержанию осмия и никеля в ледниковых взвесах получены довольно близкие величины (табл. 31), тогда как скорость аккреции, рассчитанная по содержанию никеля в ледниковой воде, на несколько порядков больше. Данное положение можно объяснить тем, что, по-видимому, основная масса космической пыли состоит из частиц размером менее 10 мкм .

Мы определили также содержание осмия в красных тихоокеанских глинах — $1,07 \cdot 10^{-8} \text{ г/г}$. Следовательно, степень космогенности красных глин составляет 1% при средней космической распространенности осмия $5,6 \cdot 10^{-7} \text{ г/г}$ и фоновом количестве осмия, равном его земной распространенности.

Зная скорость осадконакопления, мы можем подсчитать величину притока космического вещества на Землю. В большинстве глубоководных океанических котловин, наиболее удаленных от источников поступления терригенного материала и расположенных в области низкой биологической продуктивности вод, скорости отложения красных глин, определенные разными методами, составляют $0,2—2 \text{ мм}$ за 1000 лет. Для наших расчетов мы взяли среднюю скорость осадкообразования глубоководных глин, равную 1 мм за 1000 лет.

Следовательно, для всей земной поверхности она составляет $10^{-4} \text{ см/год} \cdot 5,1 \cdot 10^{18} \text{ см}^2 \cdot 2,5 \text{ г/см}^3 = 1,27 \cdot 10^9 \text{ т/год}$.

При степени космогенности красных глин 1% на поверхность Земли выпадет $1,27 \cdot 10^7 \text{ т/год}$ космического вещества.

Таким образом, величина скорости аккреции по содержанию осмия в глубоководных глинах на порядок выше таковой, полученной на основании содержания осмия в ледниковых взвесах. Если учесть, что взвеси составляют лишь часть космического материала, выпадающего на ледник, то следует отдать предпочтение величине скорости аккреции $1,27 \cdot 10^7 \text{ т/год}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ежегодно на земную поверхность выпадают миллионы тонн космического вещества, причем на ранних этапах нашей планеты его поступало значительно больше. В целом можно полагать, что за 4,5 млрд. лет существования Земли на ней «накопился» слой мощностью до нескольких сотен метров. В процессе геологической истории Земли, смешиваясь с земными породами, которые фактически представляют собой дифференциаты космического вещества, эта пыль участвовала во всех геологических процессах, формировавших облик нашей планеты. В частности, микроскопическое космическое вещество принимало активное участие в создании термоизоляционных «покрышек», обеспечивающих накопление радиогенного тепла в отдельных зонах Земли и консервации тепла, выделяющегося при ударах крупных космических тел о Землю. Не исключена возможность, что именно эти процессы на ранних этапах истории Земли были причиной дифференциации насыпного вещества Земли и образования протокоры.

Человечеству требуется все большее количество вещественных и энергетических ресурсов, а черпает оно их в основном из тела Земли. Эта задача с каждым годом усложняется. Поверхность Земли более или менее обследована. Почти все, что лежит на поверхности или, по крайней мере, до глубин в несколько первых километров, — взято на учет. Для того же, чтобы узнать, на что можно рассчитывать на глубинах Земли, необходимо знание общих закономерностей развития планеты Земля от ее зарождения до современного состояния.

На повестке дня стоит проблема использования минеральных богатств других планет Солнечной системы. Требуются знание логики событий, которые привели к образованию Солнечной системы, представление о вещественном составе и движущих силах развития Земли и планет. Сейчас уже невозможно безразлично относиться к тем руководящим идеям, которые лежат в основе наших геологических и геохимических знаний.

Еще в 1953 г., на первом заседании Международной геохимической комиссии в Цюрихе (Швейцария), первой проблемой геохимии была названа проблема происхождения элементов, космических тел и Земли на основе сопоставления химического состава Земли с составом

других небесных тел, прежде всего метеоритов. Однако именно химический состав Земли в целом до сих пор неизвестен. И, по-видимому, в настоящее время нет иного пути в его реконструкции, чем сравнительное изучение различных космических объектов, в том числе и космической пыли.

Проблема поступления космической пыли на Землю и ее роль в эволюции земной коры, особенно в архейский этап истории развития Земли, стала объектом внимания ученых сравнительно недавно. Всего лишь 10 лет назад прояснились и масштабы этого явления. Теперь ученые научились выделять концентраты космической пыли из различных объектов на поверхности Земли, научились с большим или меньшим приближением к истине идентифицировать космическое вещество. Постепенно вырабатываются определенные критерии, которые помогают оценивать долю космического компонента, скажем, в глубоководных океанических осадках или в ледниковых взвесах.

История науки свидетельствует о том, что самым важным часто оказывается не то, чего ждешь, а наоборот, — то, чего заранее никто предвидеть не мог. Пока еще слишком скудны наши знания природы космического вещества и космической пыли, выпадающей на Землю, в частности, чтобы можно было делать какие-то определенные заключения. Однако можно полагать, что не за горами следующий этап в исследовании космической пыли — выяснение ее роли в эволюции Земли и степени ее участия в построении геохимической модели земной коры.

Литература

Алексеева К. Н., Ковалюх Н. Н., Смирнова А. В., Ясинская А. А. Космические шарики из верхнечетвертичных отложений вечной мерзлоты Якутии.— В кн.: Проблемы космохимии. Вып. 2. К., 1975, с. 40—45.

Альтшуллер Л., Шарипджанов А. О распределении железа в Земле и ее химической дифференциации.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 4, с. 21—28.

Андерсон Д. Л. Происхождение и состав Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., 1975, с. 651—670.

Баранов В. И., Виленский В. Д. Современное выпадение космического вещества на поверхность Земли.— Доклады на XIII метеоритной конференции, М., 1968, с. 42—50.

Бимши Ф. Е. Аналитическая химия благородных металлов. Т. 2. М., «Мир», 1969. 400 с.

Блинов В. Л. Сток с ледников.— В кн.: Оледенение Эльбруса. М., 1968, с. 342—365.

Бондаренко Г. Н., Кононенко Л. В. Распространенность платиноидов и рения в метеоритах и земных породах.— В кн.: Проблемы космохимии. Вып. 2. К., 1965, с. 148—157.

Бондаренко Г. Н., Коромысличенко Т. И., Соботович Э. В. Оценка скорости выпадения космического материала по данным содержания осмия в ледниковых взвесьях и тихоокеанских красных глинах.— В кн.: Проблемы космохимии. Вып. 2. К., 1975, с. 45—49.

Бондаренко Г. Н., Смирнова А. В., Коромысличенко Т. И. и др. Степень космогенности, минералогия и химический состав взвесей ледника Гарабаши.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974, с. 125—131.

Бронштэн В. А., Гришин Н. И. Серебристые облака. М., «Наука», 1970. 230 с.

Васильев Н. В. и др. Поиски вещества Тунгусского метеорита в торфах района междуречья Подкаменной и Нижней Тунгусок.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974, с. 60—69.

Вардзелашвили Н. С., Бондаренко Г. Н., Соботович Э. В. Уран и торий в ледниковых взвесьях.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974, с. 131—133.

Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965. 375 с.

Вийдинг Х. А. Метеорная пыль в низах кембрийских песчаников Эстонии.— Метеоритика, 1965, вып. 26, с. 47—53.

Виленский В. Д. Сферические микрочастицы в ледниковом покрове Антарктиды.— Метеоритика, 1972, вып. 31, с. 57—61.

Виленский В. Д. Поиски космогенного вещества в атмосфере и атмосферных выпадениях.— Геофиз. бюл., 1966, № 17, с. 48—52.

Виленский В. Д. Поиски внеземного вещества в Антарктиде.— Информ. бюл. Сов. антаркт. экспедиции, 1970, № 79, с. 20—25.

Виноградов А. П. Образование металлических ядер планет.— Геохимия, 1975, № 10, с. 1427—1431.

Гинзбург С. И., Езерская Н. А. и др. Аналитическая химия платиновых металлов. М., «Наука», 1972. 613 с.

Голубев Г. Н. Проблемы гидрогеологии ледников. Автореф. докт. дис. М., 1974. 34 с.

Гринберг М. Межзвездная пыль. М., «Мир», 1970. 347 с.

Густова Л. И., Геденов Л. И., Цветков О. С. К вопросу о концентрировании осколочной радиоактивности ледниковыми взвесями Приэльбрусья.— В кн.: Проблемы космохимии. Вып. 2. К., 1975, с. 93—100.

Густова Л. И., Жерехов В. Г., Куценко Н. В. и др. Содержание взвешенных веществ и химический состав солевого фона некоторых ледников Кавказа.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974, с. 112—121.

Елизарова А. Н., Кузнецов Ю. В., Легин В. К. и др. О радиоактивности атмосферной пыли, извлеченной из ледниковых вод.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974, с. 104—112.

Заварицкий А. Н., Кваша Л. Г. Метеориты СССР. М., Изд-во АН СССР, 1952. 247 с.

Заславская Н. И. Распыленное вещество в окрестностях кратеров Сихотэ-Алинского метеорита.— Метеоритика, 1973, вып. 32, с. 33—37.

Иванов А. В., Флоренский К. Т. Космические шарики в нижнепермских соляных отложениях.— Геохимия, 1968, № 4, с. 483—485.

Иванова Г. М., Львов Ю. А., Васильев Н. В. Выпадение космического вещества на поверхность Земли Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1975. 120 с.

Кириллов И. В. Гипотезы развития Земли, ее материков и океанических впадин.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 2, с. 53—59.

Кляйтон Р. И., Гроссман Л., Майеда Т. К. и др. Неоднородности в солнечной системе.— В кн.: Космохимия Луны и планет, 1975, с. 620—623.

Ковалюх Н. Н., Федотов К. В. Выделение радиоуглерода из металлической и силикатной фаз космического вещества.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974, с. 97—99.

Кожин В. Ф. Очистка питьевой воды. М., «Наука», 1964. 353 с.

Костров В. Н., Потапов В. Г., Кривохатский А. С. Космические микробразованья в каменной соли.— В кн.: Проблемы космохимии, К., 1974, с. 39—46.

Кривохатский А. С., Коровин Ю. А., Потапов В. Г. Об использовании гидроксиды никеля как коллектора взвесей атмосферной пыли при выделении ее из водных растворов.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974, с. 121—125.

Кринов Е. Л. Метеоритная и метеорная пыль, микрометеориты. Сихотэ-Алинский железный метеоритный дождь. Т. 2. М., «Наука», 1963. 360 с.

Кринов Е. Л. Формы взвешенной пыли на Земле.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1975, с. 10—16.

Крылов А. Я., Силин Ю. И., Мазина Т. И. Поиски сверхтяжелых элементов в природных образованиях.— В кн.: Проблемы космохимии. Вып. 2 К., 1975, с. 117—125.

Кузнецов Р. А., Богданов Р. В. К вопросу существований в природе сверхтяжелого аналога осмия.— Докл. Междунар. конф. по физике тяжелых ионов. (Дубна, 11—17 февр. 1971). Дубна, 1972, с. 213—214.

Кузнецов Ю. В., Бондаренко Г. Н., Голубев Г. Н. Радиоуглерод в леднике Гарабаш.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974 а, с. 93—97.

Кузнецов Ю. В., Легин В. К., Хорошайлов А. Г. и др. К методике концентрирования космического вещества из ледниковых вод.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974 б, с. 100—104.

Лаврухина А. К. О дифференциации элементов в протопланетном облаке.— Метеоритика, 1973, вып. 32, с. 7—11.

Мартынов Н. Е. Энергия Земли. Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1960. 361 с.

Миллер А. Д. О возможности определения ультрамикрочисел осмия в силикатных горных породах при непосредственной отгонке.— В кн.: Новые методические исследования по анализу редкометалльных минералов, руд и горных пород. М., 1970, с. 94—102.

Нейман В. Б. Расширяющаяся Земля. М., Географгиз, 1962. 152 с.

Панкуль Н. Н. Фазы и циклы планетогенеза. Алма-Ата, «Наука», 1968. 143 с.

Пауэлл Ф. Изотопы трансураниевых элементов плутония и самария.— Вестн. АН СССР, 1968, № 9, с. 5—21.

Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1970. 434 с.

Пилипенко А. Т., Вдовенко М. Е., Каплан М. Л. Применение распределительной хроматографии для концентрирования платиновых металлов.— В кн.: Анализ и технология благородных металлов. М., 1971, с. 41—44.

Пухляков Л. А. Обзор геотектонических гипотез. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1970. 265 с.

Пишеницын Н. К., Гладышевская К. А., Ряхова Л. М. Групповое отделение платиновых металлов от неблагородных на катионах.— Журн. неорганической химии, 1957, 2, с. 1057—1059.

Рудник В. А., Соботович Э. В. Ранняя история Земли. Л., «Недра», 1975. 23 с.

Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планеты. М., «Наука», 1969. 142 с.

Смирнов Г. Н. Океанология. М., «Высш. школа», 1974. 460 с.

Соботович Э. В. Изотопная космохимия. М., Атомиздат, 1974. 206 с.

Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970. 349 с.

Соботович Э. В. Космическая пыль.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974, с. 9—20.

Соботович Э. В. Космохимия и геохимия изотопов свинца. Автореф. докт. дис. М., 1967. 24 с.

Соботович Э. В., Бондаренко Г. Н., Пивень П. И. и др. Распределение магнитных и силикатных шариков в колонке глубоководной красной глины.— В кн.: Проблемы космохимии. Вып. 2. К., 1975, с. 49—56.

Соботович Э. В. Космическое вещество в земной коре. М., Атомиздат, 1976. 158 с.

Соботович Э. В., Рудник В. А. Космологические аспекты формирования Земли.— В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики. К., 1971, с. 51—117.

Соботович Э. В., Рыбалко С. И., Савченко В. А.— Взвеси талых вод ледника Алибек.— В кн.: Проблемы космохимии. К., 1974, с. 79—87.

Тамразян Г. П. Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и их причины связи.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 11, с. 42—50.

Тамразян Г. П. О периодических изменениях климата и некоторых вопросах палеогеографии.— Сов. геология, 1959, № 7, с. 143—149.

Фесенков В. Г. О массе околоземного космического облака.— Метеоритика, 1972, вып. 31, с. 42—45.

Фесенков В. Г. Помутнение атмосферы, произведенное падением Тунгусского метеорита.— Метеоритика, 1949, вып. 6, с. 8—14.

Флеров Г. Н., Скобелев Н. К., Тер-Акопьян Г. М. и др. Подтверждение существования долгоживущего спонтанно делящегося природного излучателя. Препринт ОИЯИ, Д6—4554. Дубна, 1969. 9 с.

Флоренский К. П., Иванов А. В., Ильин М. Н. и др. Химический состав космических шариков из района Тунгусской катастрофы и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел.— Геохимия, 1968, № 10, с. 1041—1053.

Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.

Чердынцев В. В., Михайлов В. Ф. Первозданный заураниевый изотоп в природе.— Геохимия, 1963, № 1, с. 3—14.

Юшко-Захарова О. Е., Иванов В. В., Разина И. С. и др. Геохимия, минералогия и методы определения элементов платиновой группы. М., «Недра», 1970. 200 с.

Явнель А. А. О генетических связях химического состава хондритов.— Метеоритика, 1963, вып. 23, с. 36—40.

Anders E. Physico-chemical processes in the solar nebula, as inferred from meteorites.— In: L'origine du Système Solaire. Ed. by H. Reeves, 1972, p. 179—201.

Anderson D. L., Kovach R. L. The composition of the terrestrial planets.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, 3, N 1, p. 103—115.

Arrehenius G., Alfven H. Fractionation and condensation in space.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, 10, N 2, p. 263 — 266.

Barker J. L., Anders E. Accretion rate of cosmic matter from iridium and osmium contents of deep-sea sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1968, 32, N 6, p. 627—645.

Benson C. Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet.— SDPRE Report, 1962, N 70, p. 47—53.

Bhandari N., Bhat S. C., Lal D. Super heavy elements in extraterrestrial samples.— Nature, 1971, 250, N 5291, p. 219—224.

Bowen E. G. Relation between meteor showers and rainfall of August, September and October.— Austral. J. Phys., 1957, 10, N 3, p. 412—417.

Bowen E. G. The influence of meteoritic dust on rainfall.— Austral. J. Phys., 1953, 6, N 4, p. 490—497.

Castings R., Fredriksson K. Analyses of cosmic spherules with an X-ray microanalyser.— Geochim. et cosmochim. acta, 1958, 14, N 1-2, p. 114—117.

Chao E. Ct., Abler J., Dwornic E. J. e. a. Metallic spherules in tektites from Isabella Philippine Islands.— Science, 1962, 135, N 3498, p. 97—98.

Cherry R. D., Richardson K. A., Adams A. S. Unidentified excess alphaactivity in the 4,4 MeV region in Natural Thorium samples.— Nature, 1962, 202, N 4933, p. 639—641.

Chiorso A., Thompson S. G., Higgins G. H. e. a. New elements Einsteinium and Fermium, atomic number 99 and 100.— Phys. Rev., 1955, 99, N 10, p. 1048—1049.

Chiorso A. New elements number 101, 102 and 103.— Phys. Rev., 1955a, 98, N 9, p. 1518—1630.

Clarke R. S., Turekian K. K., Grossman L. Model for the early history of the Earth.— In: The nature of the solid Earth. New York, 1972, p. 350—364.

Clayton R. N., Grossman L., Mayeda T. N. A component of primitive nuclear composition in carbonaceous chondrites.— Science, 1973, 182, N 4111, p. 73—80.

Craig H. Petrological and compositional variations in meteorites.— In: Isotopic and cosmic chemistry, Amsterdam, 1964, N—Hol. publ., p. 401—404.

Crozaz G., Langway C. C. Dating Greenland firn-ice cores with Pb-210.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, N 1, p. 194—196.

Crozaz G., Picciotto E., Breuch W. Antarctic snow chronology with Pb-210.— J. Geophys. Res., 1964, 69, N 12, p. 2597—2604.

Crozier W. D. Five years of continuous collection of black magnetic spherules from the atmosphere.— J. Geophys. Res., 1962, 67, N 6, p. 2543—2547.

Fechtig H., Utech K. On the presence or absence of nickel in dark magnetic cosmic spherules and their mechanics of origin.— Ann. N. Y. Acad. Sci., 1964, 119, N 1, p. 243—249.

Fenkelman R. B. Relationship between manganese modules and cosmic spherules.— Mar. Technol. Soc. J., 1972, 6, N 4, p. 34—39.

Fierman E. L., Langway C. C. Search for aluminium-26 in dust from the Greenland ice sheet.— Geochim. et cosmochim. acta, 1965, 29, N 21, p. 21—27.

Fowler P. H. e. a. Report at XIth Int. Conf. on Cosmic Ray. Budapest, 1969, 250 p.

Flerov G. N. Pros. in Conf. on Properties of Nucl. States. Montreal, Canada press, 1969, 175 p.

Franklin F. A., Hodge P. W., Wright F. W. e. a. Determination of densities of individual meteoritic glacial and volcanic spherules.— J. Geophys. Res., 1967, 72, N 10, p. 2543—2546.

Gilra D. P. Composition of interstellar grains.— Nature, 1971, 229, N 5282, p. 237—241.

Goel P. S., Kharker D. F., Narsappaya N. e. a. Berillium-10 in deep-sea sediments.— Deep-Sea Res., 1957, 4, N 3, p. 202—210.

Goel P. S., Kohman T. P. Cosmogenic carbon-14 in meteorites and terrestrial age of «Finds» and craters.— Science, 1962, 136, N 1, p. 875—876.

Goettelman R. G., Sofitky S. D., Arnold J. S. e. a. The meteor X-ray environment of space vehicle and techniques for measuring parameters affecting them, whright air development division technical report.— TR 60—846 Whright-Patterson air Force Base, 1960, p. 29—45.

- Goldschmidt V. M.* Geochemistry. Oxford, Clarendon press, 1954. 730 p.
- Goresy A. E.* Electron microprobe analysis and ore microscopic study of magnetic spherules and grains collected from the Greenland ice.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1967, 17, N 4, p. 331—346.
- Grosse A. V.* Some physical and chemical properties of element 118 (Eka-Em) and element 86 (Em).— *J. Inorg. and Nucl. Chem.*, 1965, 27, p. 509—519.
- Gustafson C., Lamm J. J., Nilson B. e. a.* Nuclear deformabili — ties in the rare-earth and actinide regions excursions of the stability line and into the super heavy region in nuclides far of the stability line.— *Lysekil. Sweden*, August 21—27, 1966, p. 613—627.
- Hecht F., Patzak R.* Chemische analyse in tiefsee sediment gefundenen mikroskopischen Külchen vermutlich kosmischen ursorunges.— *Astronaut. acta*, 1957, 3, N 1, p. 47—51.
- Hemenway C. L., Soberman R. K.* Studies of micrometeorites obtained from a recoverable sounding rocket.— *Astron. J.*, 1962, 67, N 5, p. 256—266.
- Hodge P. W., Wright F. E., Langway C. C.* Studies of particles of extraterrestrial origin. III. Analysis of dust particles from polar ice deposits.— *J. Geophys. Res.*, 1964, 69, N 14, p. 2919—2931.
- Hoffmeister K.* Nature and origin of noctilucent clouds.— *Ann. Int. Geophys. Year.*, 1961, 11, N 13, p. 69—85.
- Hoyle F., Wickramasinghe N. C.* Condensation of planets.— *Nature*, 1968, 217, N 5127, p. 415—420.
- Hunter W., Parkin D. W.* Cosmic dust in recent deep-sea sediments.— *Proc. Roy. Soc. London*, 1960, A255, p. 382—387.
- Jaworowski Zb.* Temporal and geographical distribution of radium D (lead-210).— *Nature*, 1966, 212, N 5065, p. 886—889.
- Keil K.* Mineralogical and chemical relationships among enstatite chondrites.— *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, N 22, p. 6945—6976.
- Keil K.* Meteorite composition.— In: *Handbook of Geochemistry*. 1. Berlin — Heidelberg — New York, 1969, p. 78—115.
- Keil K., Fredriksson K.* Electron microprobe analysis of some rare minerals in the Norton Country achondrite.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1963, 27, p. 939.
- Krishnaswamy D. L., Martin J. M., Meybeck M.* Geochronology of lake sediments.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, 11, N 5, p. 407—414.
- Langway C. C.* Sampling for extraterrestrial dust on the Greenland ice sheet.— *Int. Assoc. Sci. Hydrology Publication*, 1963, N 61, p. 189—198.
- Langway C. C., Marvin U. B.* Some Characteristics of black spherules cosmic dust.— *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 1964, art 1, p. 205—207.
- Larimer J., Anders E.* Chemical fractionation in meteorites.— II Abundance parrents and their interpretations.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, 31, p. 1239—1270.
- Latimer W. M.* Astrochemical problem of Earth formation.— *Science*, 1950, 112, p. 101—109.
- Lewis J. S.* Low temperature condensation from solar nebula.— *Icarus*, 1972, 16, N 2, p. 241—243.
- Libby W. F.* Radiocarbon dating. Univ. of Chicago, Press. Chicago, 1946. 362 p.
- Lord H. C.* High temperature molecular equilibria and condensation.— Ph. D. Thesis, Univ. of California. San Diego, 1968, p. 243—245.
- Makoto Shima.*— *Mar. Sci. Mon.*, 1971, 3, N 3, p. 45—50.
- Makoto Shima.*— *Mar. Sci. Mon.*, 1972, 4, N 2, p. 38—44.
- Mason B.* The enstatite chondrites.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1966, 30, p. 23—27.
- Marvin U. B., Einaudi M. T.* Black magnetic spherules from pleistocene and recent beach sands.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, 31, N 10, p. 1871—1874.
- Merriall J. R., Lyden E. F., Honda M.* Berillium-10 in deep-sea sediments.— *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1970, 18, N 12, p. 108.
- Millard H. T., Finkelman R. B.* Chemical and mineralogical composition of cosmic and terrestrial spherules from a marine sediment.— *J. Geophys. Res.*, 1970, 75, N 11, p. 2125—2134.

- Moore C. B. Nickel.— In: Handbook of elemental abundances in meteorites, Ed. by B. Mason. New York, London, Paris, Gordon and Breach Science Publisher, 1971, p. 211—228.
- Morgan J. W. Osmium.— In: Handbook of elemental abundances in meteorites. Ed. by B. Mason. New York, London, Paris, Gordon and Breach Science Publisher, 1971, p. 451—462.
- Murray I., Renard A. On the microscopic characters of volcanic ashes and cosmic dust and their distribution in deep-sea sediments.— Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1884, 12, p. 474—495.
- Nilson S. G., Nix R., Sobichewsky A. e. a. Elements beyond 100.— Nucl. Phys., 1968, A 115, p. 545—562.
- Oeshger H., Staffer B., Langway C. C. Carbon dating of ice and other isotope at Byrd Station.— Antarctica. Antarct. G. U. S., 1970, 5, N 4, p. 73—82.
- Ópic E. G. Interplanetary dust and terrestrial accretion of meteoritic matter.— Irish Astron. J., 1956, 4, p. 84—133.
- Pettersson H., Rotshi H. The nickel content of deep-sea deposits. — Geochim. et cosmochim. acta, 1952, 2, p. 81—90.
- Pettersson H. The accretion of cosmic matter to the Earth.— Endeavour, 1960, 19, N 75, p. 142—146.
- Piccioletto E., Crozaz G., Ambach W. e. a. Lead-210 and strontium-90 in an alpine glacier.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, 3, N 3, p. 98—103.
- Piccioletto E., Crozaz G. De Breuch W. Rate of accumulation of snow at the South Pole as determined by radioactive measurements.— Nature, 1964, 203, p. 911—920.
- Sadayo Yabuki. On the cosmic dust and the trace element distribution and deep-sea core.— Sci. Repts. Phys. and Chem. Res., 1972, 49, N 4, p. 52—56.
- Sadayo Yabuki, Makoto Shima.— Sci. Repts. Inst. Phys. and Chem. Res., 1971, 47, N 2, p. 33—39.
- Sadayo Yabuki, Makoto Shima.— Sci. Repts. Inst. Phys. and Chem. Res., 1972, 48, N 3, p. 80—86.
- Schmidt R. A. Rate of spherules deposition on the Antarctic ice cap.— J. Geophys. Res., 68, N 2, 1968, p. 601—602.
- Schmidt R. A. Microscopic extraterrestrial particles from the Antarctica Peninsula.— Ann. N. Y. Acad. Sci, 119, art. 1, 1964, p. 142—148.
- Schmidt R. A., Cohen T. Particle accretion rates: variation with latitude.— Science, 1964, 145, N 3635, p. 924—926.
- Schmidt R. A., Reil K. Electron microprobe study of spherules from Atlantic Ocean sediments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, 30, N 5, p. 471.
- Scholander P. F., de Vries H., de Dansgaard e. a. Radiocarbon age and oxygen, as content of Greenland icebergs.— Kobenhavn, Meda. Greenland, 1962. p. 165.
- Seaborg G. T. Elements beyond 100, present status and future prospects.— Actinides Rev. S., 1967, N 1, p. 3—38.
- Theil E., Schmidt R. A. Spherules from the Antarctic ice cap.— J. Geophys. Res., 1961, 66, N 1, p. 307—310.
- Uteck K. On the constancy of cosmic spherules influx during the Quaternary.— Meteoritics, 1971, 6, p. 56—59.
- Urey H. C., Craig H. The composition of the stone meteorites. Geochim. et cosmochim. acta, 1953, 4, p. 36—39.
- Wright F. W., Hodge P. W. Studies of particles extraterrestrial origin, 4, microscopic spherules from recent volcanic eruptions.— J. Geophys. Res., 1965, 70, p. 3889—3898.
- Wright F. W., Hodge P. W., Langway C. C. Studies of particles for extraterrestrial origin I. Chemical analysis of 118 particles.— J. Geophys. Res., 1963, 68, N 19, p. 5575—5587.
- Whipple F. L. On meteoroids and penetration.— J. Geophys. Res., 1963, 68, N 17, p. 4929—4939.
- Yokoyama Y. Accretion rate of cosmic dust estimated cosmogenic ²⁶Al.— Nature, 1968, 220, N 7, p. 1016—1017.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	5
КОСМИЧЕСКАЯ ПЫЛЬ В СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЕ	5
Методы наблюдений	5
Земля — продукт конденсации пылевого облака	13
Первоначальное вещество Земли	18
Особенности аккреции Луны и Земли	22
Смещения изотопных отношений в материалах космического происхождения	25
Глава вторая	28
ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ КОСМИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ	28
Поиски сферул космического происхождения	29
Поиски сверхтяжелых элементов в космическом материале	33
Глава третья	47
МЕТОДЫ ИДЕНТИФИКАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ПЫЛИ	47
Физические и минералогические методы	47
Химические методы	50
Изотопные методы	56
Глава четвертая	63
ЛЕДНИКИ — АККУМУЛЯТОРЫ ВНЕЗЕМНОЙ ПЫЛИ	63
Особенности геологии, географии и гидрохимии некоторых высокогорных ледников средних широт	67
Возраст ледников Гарабаш и Алибек	77
Извлечение ледниковых взвесей из талой ледниковой воды методом объемной коагуляции	86
Обработка выделенного концентрата взвесей и ее результаты	92
Попытки выделения сверхтяжелых элементов из концентрата ледниковых взвесей	100
Глава пятая	102
КРАСНЫЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ ГЛИНЫ — КОЛЛЕКТОРЫ КОСМИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА	102
Химический состав красных глин и содержание в них космогенных элементов	104
Глава шестая	108
СКОРОСТЬ АККРЕЦИИ КОСМИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛЕЙ	108
Заключение	111
Литература	113

1 руб. 20 коп.

2350

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В НЕОРГАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДЯНЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В НЕОРГАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДЯНЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В НЕОРГАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДЯНЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В НЕОРГАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДЯНЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В НЕОРГАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДЯНЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В НЕОРГАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДЯНЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В НЕОРГАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДЯНЫХ
ПОКРОВАХ

КОСМИЧЕСКОЕ
ВЕЩЕСТВО
В НЕОРГАНИЧЕСКИХ
ОСАДКАХ
И ЛЕДЯНЫХ
ПОКРОВАХ