



ПРОБЛЕМЫ  
КОСМОХИМИИ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

550.2

ПРОБЛЕМЫ КОСМОХИМИИ

942

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА» КИЕВ—1974



УДК 550.41

В книге рассматриваются вопросы поисков природных концентраторов космической пыли, методы ее выделения и исследования, значительное внимание уделяется доказательствам наличия космического вещества в тех или иных земных образованиях. В некоторых статьях затронуты проблемы исследования солнечной системы.

Сборник рассчитан на геологов, геохимиков, химиков, астрономов и космохимиков.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р  
д-р геол.-мин.наук Э.В.СОБОТОВИЧ

Редакция информационных изданий

0292-649  
II M221(04)-73

© Институт геохимии и физики минералов АН УССР, 1974 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

22-23 марта 1972 г. в Институте геохимии и физики минералов АН УССР (г.Киев) состоялся симпозиум "Космическое вещество в земной коре", созданный Комиссией по космохимии и метеоритике при проблемном совете Отделения наук о Земле АН УССР совместно с Комитетом по метеоритам АН УССР. Доклады, представленные на этот симпозиум, и вошли в настоящий сборник.

В большинстве докладов рассматриваются вопросы поисков природных концентраторов космической пыли и методы ее выделения и исследования, часть из них посвящена доказательству наличия космического вещества в тех или иных земных образованиях, а некоторые затрагивают вопросы исследования солнечной системы.

Поверхность Земли непрерывно бомбардируется космическим веществом и, если падения крупных масс (метеоритов) или более мелких крупинок (метеоров) можно наблюдать визуально, то при выпадении космической пыли, смешивающейся в высоких слоях атмосферы с терригенной составляющей, это невозможно. Тем не менее на Землю выпадает ежегодно около 1 млн.т космической пыли, что по весу на много порядков больше выпадений метеоритов.

Метеориты изучаются около 100 лет, а космическая пыль - лишь 10-15 лет. Масштабы же ее выпадения определены совсем недавно.

Поскольку космическая пыль может являться представителем межпланетной нелетучей материи и представляет собой весомую добавку к мобильному материалу земной коры, вполне понятен проявляемый к ее изучению интерес. На поверхности Земли существуют природные концентраторы космической пыли. Это могут быть океанические осадки, ледниковые покровы, отложения каменной соли и др. Космическая составляющая в этих объектах выделяется по морфологическим признакам (металлические и силикатные сферулы), минералогическим путем (кос-

мические алмазы), химическим (наличие избытка никеля, осмия и других реперных элементов) и, наконец, изотопным (наличие космогенных изотопов).

В решении симпозиума отмечается большое значение исследований, которые проводятся в этой области, и выражается пожелание о целесообразности созыва подобных совещаний один раз в два-три года.

Публикуемые в настоящем сборнике материалы представляют интерес не только для ученых, занимающихся изучением космического вещества, но и для геохимиков, особенно осадочников, океанологов, гляциологов, а также химиков и физиков, интересующихся современными методами анализа геологических материалов.

Э. Соболевич

## ПРОБЛЕМА КОСМИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Н. П. Семенов

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

Основной проблемой, решаемой учеными Института геохимии и физики минералов АН УССР, является состав и строение земной коры и Земли. Решение этой проблемы как наиболее важной в области естественных наук позволяет перейти к более конкретным задачам большой геологии — определению состава и строения отдельных геологических комплексов, возраста пород и, наконец, размещению полезных ископаемых.

Человечеству требуется все большее количество вещественных и энергетических ресурсов, скрытых в земной коре и теле Земли. Эта задача с каждым годом усложняется. Давно отошли в прошлое случайные открытия крупных месторождений полезных ископаемых. Поверхность Земли в основном обследована и человечеству необходимо знать строение ее глубин. Невозможно или очень трудно получить правильное представление о местонахождении и генезисе месторождения полезного ископаемого, а тем более о форме нахождения и относительном количестве его в теле Земли, не опираясь на правильную модель земной коры. Последнюю же нельзя построить без модели Земли как планеты.

Все геологические явления связаны с составом и строением Земли. Нет ни одной отрасли геологии, правильное развитие которой можно предполагать в отрыве от определенных моделей Земли. Именно вещественный состав и способ образования сосуществующих макросистем являются движущими силами их эволюции.

Однако до сих пор нет достаточно ясного представления о таких фундаментальных понятиях, как средний химический состав Зем-

ли, о путях дифференциации земного вещества, о составе и фазовом состоянии глубинных земных оболочек и о их взаимодействии.

Ведь до сих пор не известны причины таких явлений, как образование и взаимодействие океанической и континентальной коры, вулканизма, землетрясений, оледенений, сжимается ли в настоящее время Земля или расширяется, не известно, существуют ли сейчас геосинклинали или нет. В этих процессах, несомненно, значительную роль должно играть космическое вещество, постоянно выпадающее на Землю в мелкодисперсном состоянии и количествах, исчисляемых миллионами тонн в год.

Другая сторона проблемы обеспечения человечества минеральными ресурсами состоит в том, чтобы оценить возможность использования последних на других планетах солнечной системы, а для этого прежде всего надо оценить формы и размеры их нахождения там. Построение модели образования Земли и геохимической модели земной коры в наше время нельзя представить без использования различных отраслей (по объектам исследования) наук, а именно комплекса наук, изучающих космос. Среди этих наук геологов (в широком понимании этого термина, т.е. ученых, изучающих Землю) более всего должна интересовать космохимия, физика межпланетного пространства, метеоритика. Исследование космического вещества, интерполяция полученных данных на глубинное земное вещество сейчас актуальны для мировой геохимической науки.

Каково же взаимодействие космохимии и геохимии? Исследование химического состава планет и межпланетного вещества солнечной системы, абсолютное и относительное содержание элементов в ней прежде всего могут решить такую капитальную проблему, как установление среднего химического состава Земли и ее отдельных оболочек, показать химические и физические процессы, приведшие к дифференциации земного вещества, объяснить наблюдаемое современное распределение элементов и физико-химические свойства вещества, его превращения, происходящие и происходившие при различных процессах в прошлом Земли.

В настоящее время науке доступны для изучения различные виды космического вещества. Наиболее актуальным является изучение лунного вещества, поскольку оно впервые в истории человечества попало в лаборатории ученых. Чрезвычайно интересно и важно изучение метеоритов — твердых минеральных тел, падающих на Землю из меж-

планетного пространства естественным путем. Но и лунное вещество, и метеориты, говоря языком геолога, не представляют собой средней пробы космического или даже планетарного вещества.

Одним из наиболее представительных объектов космического вещества, доступным для изучения, является космическая пыль. Как известно, на земную поверхность ее ежегодно выпадает  $10^5 - 10^6$  т, что можно представить как слой толщиной 0,1 - 1 мм, покрывающий всю поверхность планеты за каждую 1000 лет. Даже предположив, что скорость аккреции постоянна на протяжении всего периода существования Земли (а на самом деле она значительно возрастает вглубь веков), несложным арифметическим подсчетом можно определить количество осевшей на Землю космической пыли (500 - 5000 м) и оценить ее влияние на средний химический состав Земли, а также на состав осадочного чехла.

Поэтому мы считаем целесообразным всестороннее изучение космической пыли. Исследователи должны выявить аккумуляторы этой пыли, выделить ее из вмещающих объектов и изучить ее вещественный состав.

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

Впервые сферические оплавленные частицы ("космические шарики") были обнаружены в глубоководных отложениях Тихого океана экспедицией на "Челленджере". Однако широко изучать мелкодисперсное космическое вещество начали только лет 20 назад.

В настоящее время поиски космических шариков производятся в самых разнообразных земных объектах: древние осадочные отложения (особенно соляные), ледниковые взвеси, океанические донные осадки, атмосферная пыль, снеговые отложения Антарктиды и Гренландии и т.д. Крайние значения величины выпадения черных магнитных шариков по данным различных исследователей колеблются в пределах  $10^2 - 10^6$  т/год. Различные методы определения количества шариков имеют разную ошибку как систематическую, так и случайную. Счита-

ют, что наиболее достоверной величиной, полученной по атмосферным выпадениям и многолетним снеговым отложениям в Гренландии и Антарктиде, является значение в  $1-2 \cdot 10^5$  т/год.

Следует учесть, что черные магнитные шарики представляют собой едва ли четверть всего космического материала с размерами частиц, выпадающих на Землю,  $1-500 \mu$ . Следовательно, эта величина скорости выпадения должна быть увеличена до 1 млн. т/год. Кроме того, следует учесть, что, чем мельче частица, тем чаще она встречается и тем больше общая масса таких частиц. Например, установлено, что шариков с массой в  $10^{-4}$  г меньше, чем шариков с массой  $10^{-5}$  г. Если провести такую экстраполяцию до космических пылинок массой  $10^{-12}$  г, то получится огромная величина. Не исключена возможность, что крайние величины скорости аккреции космической пыли Землей, полученные некоторыми авторами и равные  $10^9$  т/год, не окажутся слишком далекими от реальности. Даже если интенсивность выпадения космического вещества на Землю была постоянной на протяжении геологической истории Земли (4 млрд. лет), то это дает многокилометровую толщу осадков, вполне сравнимую по мощности с массой земной коры.

В Институте геохимии и физики минералов совместно с Комитетом по метеоритам и Комиссией по космохимии АН УССР с 1970 г. проводятся работы по сбору и изучению космической пыли. Как известно, аккумуляторами ее являются красные глубоководные океанические глины и ледники. В нашем институте ведутся работы по сбору пыли на ледниках Кавказа. В дальнейшем предполагается расширить район сбора и проводить работы на ледниках Тянь-Шаня и Памира. В лабораториях отдела ядерной геохимии и космохимии специальными методами производится выделение и идентификация космического компонента из ледниковых взвесей и океанических отложений, собранных в экспедиционный период 1970-1971 гг. В дальнейшем взвеси всесторонне исследуются различными современными методами в лабораториях института.

Работы по исследованию космического вещества ведутся в тесном содружестве с коллективом Радиового института им. В.Г.Хлопина, КМЕТ, ВСЕГЕИ, Морского гидрофизического института АН УССР и Института минеральных ресурсов МГ УССР.

## КОСМИЧЕСКАЯ ПЫЛЬ

Э. В. Собонович

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

В межпланетном пространстве движется неисчислимо количество мельчайших тел, обозначаемых общим термином "метеорные тела", размеры которых различны — от мельчайших пылинок (космическая пыль) до нескольких десятков или сотен метров в поперечнике (астероиды и метеориты). Чем меньше метеорные тела по размерам, тем количество их больше, и, если крупные метеоритные тела — сравнительная редкость, то космическая пыль представляет собой фактически облако, в котором движутся планеты солнечной системы. Это облако очень разреженное: на расстоянии двух земных радиусов от Земли приходится примерно две частицы на  $1 \text{ км}^3$  с массой в десятые или сотые доли грамма. На границе атмосферы, на высоте 80 — 400 км, плотность космической пыли значительно выше и составляет около 2000 частиц в  $1 \text{ км}^3$ , т.е. среднее расстояние между частицами составляет 80 — 100 м. Частиц с массой в  $10^{-8}$  —  $10^{-9}$  г гораздо больше. Эксперименты, проводимые на спутниках и лунниках, свидетельствуют о том, что таких частиц, обладающих скоростью 40 км/сек, приходится одна-две на  $1 \text{ м}^2/\text{ч}$ , а иногда при прохождении Землей метеорных потоков число зарегистрированных ударов микрометеоритов на 4—5 порядков больше. Таким образом, был установлен пылевой пояс вокруг Земли. Масса составляющих его частиц не превышает одной десятиллионной доли грамма. Этот пояс имеет протяженность от 160 до нескольких тысяч километров от Земли и, вероятнее всего, составляющие его частицы попали в поле тяготения нашей планеты. Совершив несколько сотен или тысяч оборотов вокруг Земли, эти частицы в результате ничтожного сопротивления верхних слоев атмосферы, опускаются все ниже и ниже и, в конце концов, сгорают в ее нижних горизонтах, либо, имея незначительную массу и скорость, плавно оседают на Землю. Эти мельчайшие космические частицы являются причиной так называемого зодиакального света. Это явление, изученное академиком В. Г. Фесенковым, наблюдается главным образом в тропических странах и представляет собой конусообразное свечение над горизонтом в месте захода или восхода Солнца. Солнечный свет рассеивается на этих микрочастицах в окрестностях орбиты Земли.

Микрометеориты не только представляют опасность при космических полетах и не только рассеивают солнечный свет, они вносят свой вклад в образование пылевого пояса, который влияет и на погоду. Около 10 лет назад австралийский радиофизик Э.Г.Боуэн предположил, что существует связь между обильными и продолжительными дождями и потоками метеоров. Вращаясь вокруг Солнца, Земля время от времени сталкивается с метеорными потоками, из которых наиболее мощными являются Персеиды, которые вот уже 1000 с лишним лет появляются на небе в августе. Боуэн обратил внимание на то, что в Австралии некоторые дожди ливневого характера повторяются с поразительной регулярностью, начинаясь всегда примерно через четыре недели после вторжения метеорного потока в атмосферу нашей планеты. Большой метеорный поток создает много центров конденсации молекул воды, в результате чего образуются микроскопические кристаллики льда, которые конденсируют водяной пар, выпадающий в виде дождя. Эти исследования в дальнейшем подтвердили советские специалисты. Таким образом, значительная часть атмосферных осадков, по-видимому, связана с внезапным вторжением космической пыли в атмосферу. Общая масса космической пыли, вторгающейся в атмосферу и частично оседающей на Землю, оценивается в несколько десятков тысяч тонн в сутки.

Предполагается, что метеорные потоки вызваны распадающимися или уже распавшимися кометами. Если это так, то компоненты космической пыли могут поставляться из весьма отдаленных уголков нашей солнечной системы, а, возможно, и из-за ее пределов.

До сих пор ученые не имеют возможности исследовать достаточное количество космической пыли в чистом виде. Мы можем изучать только такие смеси, как, например, лунную почву, донные отложения земных океанов или твердые частицы, выпадающие с дождем или оседающие на ледниках.

Возникает вопрос, сколько же падает космических пылинок на поверхность Земли? Пылинки с массой менее  $10^{-14}$  г отталкиваются давлением солнечного света и уносятся за пределы солнечной системы, а для частичек большей массы ( $10^{-12}$  г и более) силы гравитационного притяжения превалируют над силами радиационного отталкивания. Столь малые частички, конечно, невидимы в самый сильный микроскоп, однако их общая масса должна быть весьма значительной по крайней мере гораздо больше массы громадных метеоритов весом в тысячи тонн, которые падают на Землю один раз за несколько тысяч

лет (подсчитано, что метеорит с массой в I млн. т может появиться один раз за миллион лет).

Многие исследователи оценивали скорость поступления космического материала на Землю (скорость аккреции). При этом они исходили из различных предпосылок: по интенсивности зодиакального света (самые мелкие пылинки), по количеству метеоров, метеоритов, метеоритных кратеров на Земле и Луне, по количеству и размерам частиц, регистрируемых спутниками, и т.д. Все эти методы давали очень варьирующие результаты (скорость аккреции составляла  $10^2 - 10^9$  т/год), что не могло удовлетворить исследователей.

Существуют так называемые химические методы, которые отличаются тем, что изучается распределение каких-либо элементов, заведомо различных по распространенности в метеоритах и континентальных земных породах, в местах скопления атмосферной пыли. Такими местами могут быть либо ледники, либо ложа океанов. Океан занимает 2/3 поверхности Земли и с точки зрения глобальности эффекта он является идеальным аккумулятором космического материала. В табл. I (заимствована у Баркера и Андерса) представлены результаты определения скорости аккреции. Она определена химическими методами по накоплению в океанических осадках тех элементов, которые преобладают в метеоритном веществе.

Т а б л и ц а I

Результаты определения скорости аккреции химического материала

Скорость аккреции, т/год	Размер частиц М, г	Элемент	Степень космогенности, %	Место отбора проб
$4 \cdot 10^7$	-10 до -6	Ni	100	Поверхность
$2 \cdot 10^8$	-10 до -6	Fe	100	"
$3 \cdot 10^6$	-14 до 12	Ni	71	Тихоокеанские осадки
$4 \cdot 10^7$	-14 до 12	Ni	50	"
$< 1 \cdot 10^5$	-11 до -7	Fe	100	Стратосфера
$< 1 \cdot 10^5$	-14 до 9	Ni	100	Антарктический лед
$< 1 \cdot 10^5$	-14 до 12	Ir	100	Тихоокеанские осадки
$8 \cdot 10^4$	-14 до 12	Ir	Различна	"
$6 \cdot 10^4$	-14 до 12	Ir	"	"
$< 5 \cdot 10^4$	-14 до 12	Os	100	"

За основу принято содержание элементов в углистых хондри-тах I типа. Авторы допускали, что эти хондриты представляют собой первоначальное протопланетное вещество. Это допущение так же достоверно, как и принятие хондритного вещества или метеорной смеси.

Впервые исследовали скорость аккреции химическими методами Петерсон и Роши в 1950 г. Они определили содержание никеля в тихоокеанской глине и предположили, что 29% никеля относится к терригенному материалу, принимая содержание никеля в земном терригенном материале равным 0,012%. При этом они получили скорость аккреции, равную  $1,4 \cdot 10^6$  т/год. Если принять, что в углистых хондритах содержание никеля составляет 1,03%, то скорость аккреции составляет 3 млн. т/год.

Распространенность иридия и осмия в земных горных породах на 1-3 порядка меньше, чем в метеоритах, и поэтому она может служить очень чувствительным индикатором степени космогенности исследуемого вещества. Наличие этих элементов в океанических осадках однозначно указывает на то, что неорганическая составляющая слагается в значительной степени из материала, попадающего на Землю из космоса.

Брокас и Пиччиото в 1967 г. определили содержание никеля в антарктическом льде и показали, что отношение натрия к никелю в нем составляло  $\leq 2$ , что примерно в 100 раз ниже, чем в базальтах или изверженных породах. Это обогащение никелем указывает на значительную долю космического материала. В последующих работах приводились несколько завышенные величины натрий-никелевого отношения. Скорость аккреции из этих данных можно оценить в  $1,2 \cdot 10^5$  т/год. Эту оценку можно увеличить, если учесть, что в результате атмосферной циркуляции в средних широтах выпадает примерно в три раза больше космического вещества.

В течение последнего столетия ученые находили загадочные шарики микронного и даже миллиметрового размера в самых различных осадочных породах. Эти шарики бывают силикатные или металлические. В 1884 г. Муррей и Ренард впервые провели химический анализ магнитных шариков, извлеченных из глубоководных океанических глин. Вскоре происхождение этих шариков было объяснено тем, что они представляют собой продукт абляции (сдувание расплавленного верхнего слоя) железных метеоритов при их вторжении в атмосферу. Шарики заинтересовали ученых и их стали исследовать. Собирали ша-

рики различными способами, например открытыми лотками, установленными на поверхности Земли (лучше на высотах в горной местности), дно которых для улавливания пыли было покрыто слоем этиленгликоля в несколько миллиметров. Другие ученые топили гренландский лед и фильтровали большие объемы воды через бумажные фильтры.

Автор с сотрудниками проводил осаждение взвесей и коллоидов из талой воды ледников Алибек и Гарабаши на гидроокиси железа. Ледник Алибек расположен на высоте примерно 2000 м над уровнем моря. В средней части ледника была выбрана и расширена трещина глубиной около 5 м и объемом  $\sim 20 \text{ м}^3$ . Она служила емкостью, в которую собирали талые воды и проводили осаждение гидроокиси вводимого железа. После осаждения и созревания осадок фильтровался под давлением. Таким образом было пропущено порядка  $500 \text{ м}^3$  воды. Гидроокись железа затем растворялась либо в лимонной, либо в разбавленной соляной кислоте, остаток центрифугировался на ультрацентрифуге и взвешенные частицы сепарировались по размеру и удельному весу. Ледник Алибек расположен на небольшой высоте, поэтому в талых водах очень много терригенного материала и большой солевой фон, достигающий 150 мг/л. Для получения более чистого материала, содержащего больший процент космического вещества, пробы брались с ледника Гарабаши, который спускается с Эльбруса и располагается на высоте 3400 - 4200 м над уровнем моря. Солевой фон его составляет всего 2 мг/л. Талые воды этого ледника содержат ничтожное количество взвесей. На этот раз выделение взвесей, коллоидов и гидролизующихся элементов солевого слоя производилось на специальной проточной установке, сконструированной в Радиевом институте им. В.Г.Хлопина АН СССР, изготовленной и работающей по типу обычных водоочистных сооружений. В качестве коллектора использовалась гидроокись железа, а также никеля. При растворении гидроокиси железа часть металлических или магнетитовых шариков растворяется, а гидроокись никеля растворяется в избытке аммиака, который не взаимодействует с металлическим или окисным железом.

Темные магнитные шарики, аналогичные найденным на ледниках и в морских отложениях, обнаружены в концентратах ильменита плейстоценовых и современных прибрежных осадков в Бразилии, Флориде (США), Южной Каролине (США), в Крыму и других местах. Для их вы-

деления слой песка толщиной в несколько сантиметров пропускался через магнитный сепаратор.

Советский ученый К.П.Флоренский нашел такие же шарики в нижнепермских соляных отложениях. Для выделения их из соли отмытый с поверхности блок соли растворялся в воде и осадок, состоящий в основном из гипса, обрабатывался раствором нитрата магния для увеличения растворимости сульфата кальция (гипса). Оставшийся нерастворимым материал подвергался магнитной сепарации.

Шарики, найденные во льдах, океанических осадках, собранные из атмосферы, выделенные из ильменитовых концентратов и т.д., имеют, по-видимому, одну и ту же природу. Они состоят в основном из гематита и вюстита и имеют форму шариков, капелек, гантелек, колбочек и другие аэродинамические формы. Есть шарики, почти полностью состоящие из магнетита, и шарики, состоящие из магнетитовой оболочки и металлического ядра с высоким содержанием никеля. Шарики, собранные на ледниках, в основном космического происхождения. Многие из них имеют ядра из чистого металлического железа, никеля или железоникелевого сплава. Единичные зерна представлены титаномагнетитом, ильменитом, гематитом и пироксеном и, вероятнее всего, имеют земное происхождение (вулканические извержения, сильные лесные пожары, индустриальная пыль в современных слоях льда). Так, 30 шариков, выделенных Реилом и Шмидтом из глубоководных осадков Атлантического океана, диаметром 60 - 450 мк были разделены на четыре группы на основе их состава и структуры: I группа - магнитные шарики, содержащие никель и кобальт, окруженные оболочкой, богатой кремнием; II группа - гомогенный магнетит с небольшими количествами кобальта и никеля; III группа - магнетит, богатый кремнием, и IV группа - неправильные частицы с низким содержанием железа, но иногда с включениями (в виде хлопьев), богатыми никелем. Эти авторы полагают, что шарики I и II групп имеют космическое происхождение, а III и IV - земное. Удельный вес космических шариков колеблется в пределах 4,5 - 5,2 г/см<sup>3</sup>. В то же время плотность сферул вулканического происхождения составляет в среднем 2,75 г/см<sup>3</sup>.

В тонкозернистом материале с поверхности Луны содержится большое количество округлых сферических частиц. Это железоникелевые частицы, железные и силикатные, стеклянные частицы, подобные по составу тектитам. Несомненно, что часть этих шариков представляет собой межпланетное вещество.

Поскольку сферулы, выделенные из донных осадков, неоднородны, Шмидт и Реил решили исследовать химический состав оболочки, ядра, "хлопьев" и прочих видимых структурных единиц. В табл. 2 приведены некоторые результаты их исследований для сравнения состава шариков с результатами, полученными для метеоритов и лунного вещества. Как видно из таблицы, основным компонентом является железо, затем никель (иногда наоборот). Все остальные элементы находятся в подчиненном положении.

Отношения никель - железо, никель - кобальт, никель - медь в среднем хорошо согласуются с таковыми для метеоритов. Поэтому есть основания считать, что исследованные шарики имеют космическое происхождение.

В тектитах также найдены магнетитовые шарики, которые включены в стеклообразную массу. Иногда эти шарики содержат ядра из чистого железа.

Космическая пыль оседает на Землю в различных районах земного шара с разной степенью интенсивности. Это зависит как от метеорологических глобальных закономерностей, так и от различных сезонных факторов.

Космогенные изотопы, образующиеся в атмосфере, а также поступающие в виде ядер из космического пространства в земную магнитосферу, выпадают преимущественно на 40-х широтах сев. полушария. Оседание космической пыли, наоборот, имеет тенденцию к увеличению с увеличением геомагнитной широты.

Последнее заключение требует теоретического обоснования и тщательной экспериментальной проверки. Расчеты Шмидта и Когена (1964) показывают, что магнитное поле Земли может вызывать увеличение концентрации в высоких широтах только заряженных частиц диаметром менее 0,01 мк. В связи с этим следует заметить, что глобальное выпадение продуктов ядерных испытаний на 40-х широтах почти на порядок превосходит таковое на высоких широтах. Единственным морфологическим критерием показателя степени 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 же время в океанических осадках их гораздо меньше. Но это может объясняться тем, что в снегу или во льдах шарики сохраняются в первоначальном виде, тогда как океанического дна может достигнуть лишь

Таблица 2

Содержание главных элементов в шариках глубоководных осадков Атлантического океана  
(нехватка до 100% приходится на кислород)

Шарики	Fe	Ni	Co	Mn	Al	Si	p	S	Ca	Ti	Cr
I группа											
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	20,2	0,38	0,09	0,77	2,70	0,36	0,10	0,87	0,30	0,03
ядро	21,6	77,5	1,19	0,08	0,02	0,05	-	0,02	0,03	0,04	0,02
II группа											
срез 2	64,6	1,62	0,38	0,02	0,02	0,03	-	0,02	0,02	0,02	0,02
срез 3	68,2	0,72	0,25	0,02	0,02	0,02	-	0,02	0,02	0,02	0,02
срез I2	64,0	0,41	0,20	0,02	0,06	0,06	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02
III группа											
основная масса	53,3	0,20	0,15	0,07	1,1	1,7	0,35	0,15	0,40	0,06	0,82
IV группа											
основная масса	42,2	0,02	0,08	0,32	2,0	1,8	1,33	0,17	1,0	0,9	0,34
хлопья	48,0	0,47	-	-	2,0	-	-	-	-	-	-

небольшая часть. Как показали наши исследования, скорость вертикальной циркуляции водных масс оценивается несколькими тысячами лет. Если шарики малы по размерам, то время их пребывания в воде будет оцениваться сотнями и тысячами лет. Если же они выпадают на дно, то подвергаясь действию морской воды, они постепенно растворяются или будут служить центрами кристаллизации марганцевых конкреций.

Вероятнее всего изменения концентрации космической пыли на поверхности Земли связаны с общим характером циркуляции атмосферы. Не исключена возможность того, что определенные районы окажутся относительно богатыми космической пылью, а другие — обедненными.

Большинство исследователей, занимавшихся проблемами космической пыли на Земле, обращали внимание главным образом на черные магнитные шарики, причем предполагалось, что они являются продуктом абляции железных метеоритов.

Железные метеориты вторгаются в земную атмосферу сравнительно редко, причем, как показали изотопные исследования, их доатмосферная масса сравнима по порядку величины с выпадающей на Землю. Этот источник металлических шариков вряд ли может быть полностью ответственным за все их огромное количество, выпадающее на Землю ( $10^4 - 10^5$  т/год). По-видимому, основная масса шариков генерируется в атмосфере из мельчайших металлических пылинок, обладающих относительно небольшой орбитальной скоростью относительно Земли.

По вычислениям Латимера (1950) металлическая фаза из газового облака конденсируется в миллион раз быстрее, чем силикатная, за счет как большего удельного веса, так и более простой кристаллической решетки.

Могут возразить, что все, находившееся раньше в газовой фазе, давно уже сконденсировалось. Возможно, это так, но металлическая фаза из астероидного кольца к центру эклиптики должна идти гораздо быстрее, чем силикатная. На пути же к этому центру находится гравитационная зона Земли, поэтому происходит постоянный отсос металлической фазы из пространства за пределами планет земной группы по направлению к Солнцу. В связи с этим утвердившееся мнение о том, что космическая пыль — продукт дробления астероидов, несостоятельно. Действительно, масса астероидов в астероидном кольце составляет  $5 \cdot 10^{23}$  т. На Землю за 4,5 млрд. лет попало



$5-8 \cdot 10^{15}$  т, что составляет  $10^{-6}\%$  всего астероидного вещества. Марс находится значительно ближе, и в данном случае квадрат расстояния приведет неминуемо к тому, что Марс за время своего существования вычерпает порядка  $10^{17}$  т вещества, а Юпитер, обладая к тому же огромной массой, вычерпал бы на 3 - 4 порядка больше вещества, чем Марс. Остальные внешние планеты также черпали бы вещество из астероидного кольца и, по-видимому, последнего давно уже не существовало бы.

Отвергает механизм генерации космической пыли дроблением астероидов и значительная доля металлической фазы. Вряд ли железные астероиды расщепятся на мелкие осколки при своем столкновении.

Остается предполагать, что космическая пыль, попадающая на Землю (и, по-видимому, другие планеты), представляет собой, во-первых, остатки первоначального протопланетного облака, во-вторых, остатки комет и, в-третьих, продукт дробления астероидов.

Скорость аккреции космической пыли Землей определялась различными методами. Наиболее достоверными следует считать химические и особенно изотопные. Размеры космических пылинок могут составлять десятки, сотни, тысячные доли микрона. Никакими фильтрами их невозможно собрать, а если это и удастся, то нельзя выделить из растворов в чистом виде. Нужно использовать либо реперные элементы, либо достаточно долгоживущие космогенные изотопы.

Хорошим критерием степени космогенности атмосферной пыли, осаждающейся на ледниках или глубоководных осадках, являются радиоактивные изотопы  $\text{Be}^{10}$ ,  $\text{C}^{14}$ ,  $\text{Al}^{26}$ . При этом необходимо учитывать, что основная масса  $\text{C}^{14}$ ,  $\text{Be}^{10}$  и  $\text{Al}^{26}$  образуется в верхних слоях атмосферы при ее взаимодействии с космическим излучением. Однако форма нахождения этих изотопов в исследуемых материалах на поверхности Земли будет иметь двойную природу.

Основное количество  $\text{C}^{14}$  вступает в кругооборот углерода и попадает в осадки вместе с органическим или карбонатсодержащим веществом.  $\text{Be}^{10}$  и  $\text{Al}^{26}$ , образующиеся в атмосфере, по-видимому, должны адсорбироваться на аэрозолях, затем на гидроокисях или взвешях.  $\text{Be}^{10}$ ,  $\text{C}^{14}$  и  $\text{Al}^{26}$ , образующиеся по реакциям скалывания на ядрах элементов космической пыли, должны оставаться внутри кристаллической решетки силикатной или металлической фазы космических пылинок.

Поскольку каждая форма нахождения космогенных изотопов в земных материалах в различной степени устойчива к воздействию внешних факторов, то при соответствующих условиях можно их разделить и, основываясь на внутренней части кристалликов, оценить долю вещества космического происхождения в донных осадках, ледниковых взвесах, атмосферной пыли.

При этом необходимо учитывать отношения скоростей образования исследуемых космогенных изотопов, например  $\text{Be}^{10}/\text{Al}^{26}$ . Избыток наблюдаемого отношения по сравнению с теоретическим для атмосферы можно отнести к выпадению  $\text{Al}^{26}$  вместе с космической пылью. Используя именно такой метод, Якояма (1968) по  $\text{Be}^{10}$  нашел для силикатных частиц скорость седиментации в Тихом океане 0,3 - 0,4 мм/1000 лет.

Верхний предел скорости осаждения космического вещества на гренландский лед по  $\text{Al}^{26}$  (данные того же автора) составляет примерно такую же или несколько большую величину. По  $\text{Al}^{26}$  установлена скорость аккреции пылинок I - 500 мк в пределах 100 - 1000 т/день, т.е. не более 360000 т/год.

Следует указать еще на одну сторону проблемы космической пыли - необходимость хотя бы примерно оценить геохимический вклад космического вещества.

По-видимому, наблюдаемая в настоящее время скорость поступления космического вещества на Землю оставалась практически постоянной в течение последних 3 - 4 млрд. лет и составляет несколько миллионов тонн в год. Если скорость вычерпывания вещества из гравитационной зоны Земли подчинялась экспоненциальному закону, то сейчас мы находимся где-то в нижней ветви экспоненты. По данным К.П. Флоренского, в течение последних 450 млн. лет, т.е. практически за весь посткембрийский период, скорость поступления металлических космических шариков оставалась практически постоянной, а если и есть уменьшение со временем, то не более, чем на 30%.

Можно считать, что за всю геологическую историю Земли (4 млрд. лет) на Землю выпало около  $10^{16}$  т космической пыли, а это составляет едва ли десятую часть процента от массы земной коры ( $2,4 \cdot 10^{19}$  т).

Казалось бы, что может изменить в общем вещественном балансе такая небольшая величина, однако космическое вещество в разных районах земного шара будет накапливаться в различных концентра-

циях. Оно будет участвовать в процессах гипергенеза, следовать вместе с денудированным терригенным материалом, значительно увеличивая переносимые массы. Доля дисперсного космического вещества в активном диспергированном транспортабельном веществе Земли может уже достигать целых процентов.

Действительно, если масса всей осадочной оболочки оценивается в  $2 \cdot 10^{18}$  т (это было установлено А.Б.Роновым и А.А.Ярошевским в 1967 г.), то доля космического вещества в ней может достигать 1%. Учитывая значительно большую подвижность космического вещества в каждый данный момент времени, чем земных осадочных образований, можно ожидать скопления космического вещества.

Чтобы оценить правомерность этого положения, мы должны изучать степень космогенности атмосферной пыли в различных районах земного шара и на различных высотах, нам необходимо определить вклад космического вещества в ледниковых взвешах и донных отложениях. Наконец, необходимо детально обследовать лессовые и соляные отложения.

#### МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ АТМОСФЕРНОЙ ПЫЛИ

М.И.Жилкина, С.И.Рибалко, Э.В.Соботович

(Радиовый институт им. В.Г.Хлопина АН СССР,  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

По современным оценкам, на Землю ежегодно выпадают сотни тысяч тонн космической пыли. Попадая в земную атмосферу, эта пыль смешивается с земной пылью, поднимающейся в высокие слои атмосферы, и разносится по всему земному шару.

Оценка роли космического компонента важна как с теоретической, так и практической точки зрения, поскольку космическая пыль играет определенную роль в формировании осадочного чехла земной коры.

Изучением атмосферной пыли занимались такие крупнейшие геологи, как В.А.Обручев, П.А.Тутковский, Б.С.Соколов и др. Именно в трудах В.А.Обручева впервые выдвинута идея о "космическом происхождении лессов". Однако, несмотря на многие слабые стороны данной гипотезы, она вызывает научный интерес к изучению атмосферной пыли.

Первые наблюдения за атмосферной пылью с конца 20-х - начала 30-х годов XX ст. проводились преимущественно в районах развития пылевых бурь. В изучении вещественного состава атмосферной пыли огромную, хотя и не вполне осознанную роль сыграли геологи, отстаивающие эоловую гипотезу образования лессов. К ним следует отнести С.С.Морозова (1932), И.А.Лепикаша (1934), П.К.Замория (1935), М.П.Казакова (1935), И.П.Герасимова и К.К.Маркува (1939), А.И.Москвитина (1940), М.И.Ломоновича (1950), И.Д.Седлецкого и В.П.Ананьева (1954), Г.А.Мовлянова (1958) и др. Эти исследователи изучали атмосферную пыль, переносимую во время пылевых бурь, пытались найти подтверждение эоловой природы лесса.

В 1939 г. И.Д.Седлецким и В.П.Ананьевым в атмосферной пыли обнаружены кварц, полевой шпат и гидрослюда, а в 1959 г. Г.А.Мовляновым - монтмориллонит и каолинит. Вещественный состав атмосферной пыли во время пылевой бури в Киеве (1967 г.) изучался методами рентгеноструктурного и электронно-микроскопического анализов в лабораториях ИГЭМ АН УССР.

В атмосферной пыли были определены кварц, полевые шпаты, кальцит, биотит, мусковит, гидробиотит, гидромусковит, каолинит, монтмориллонит и смешанослойные образования.

Электронно-микроскопический анализ атмосферной пыли, проведенной пылевой бурей 1967 г., позволил установить, что по своим размерам и морфологии частиц минералы, слагающие вещество атмосферной пыли, не отличаются от подобных им минералов лессов, лессовидных пород и почв. Да иначе не могло и быть, поскольку во время пылевой бури в основном выдувались находящиеся на дневной поверхности почвы, лессы и лессовидные суглинки. Огромное количество минералов и обломков пород, переносимых ураганными ветрами во время "пылевых бурь", затушовывали проявления "космического" компонента в атмосферной пыли..

Поэтому, для изучения космической составляющей необходимо изучение атмосферной пыли в обычных условиях. Такие работы проводились американскими учеными на о.Барбадос. В течение четырех лет нейлоновой сетью, установленной на самой высокой вершине острова, улавливали аэрозоль морской атмосферы. Сеть была сплетена из нейлонового волокна диаметром 0,3 мм и имела 50% открытой поверхности. Несколько раз в день сеть омывалась водой. Определяли гранулометрический состав и вес частиц сухого пылевого остатка, а

рентгеновскими дифрактограммами и оптическими методами — их минералогию. Преобладающий минерал атмосферной пыли, как было установлено, — кварц. Он имел форму прозрачных осадочных крупинок в основном размером до 0,2 мм, однако встречались зерна и до 2 мм. Значительна примесь силикатов — каолинита, хлорита, мусковита (определенных рентгеновскими методами). Найдено также большое количество свежих стекловатых осколков, небольшое количество известняка органогенного происхождения и мельчайшие частицы циркона и апатита. Было установлено, что пыль над океаном переносится в главном потоке на высоте 3 — 4 км.

Наблюдения со спутника показали, что пылевая буря в Африке в июне 1967 г. в течение лета переносилась в атмосферу Карибского моря.

Исследования, проведенные учеными на о. Барбадос в Карибском море, явились качественно новым шагом по сравнению с изучением атмосферной пыли, переносимой пылевыми бурями. Однако, по нашему мнению, для изучения космических пылевых частиц наиболее подходят атмосферные осадки, так как они в значительно меньшем количестве содержат твердые минеральные частицы, из которых состоит земная пыль. Поэтому при изучении вещественного состава атмосферной пыли нами использовались образцы дождевой воды, отобранные в различное время года в Ленинграде.

Условия эксперимента исключали возможность загрязнения образца. Всего собрано 800 л дождевой воды. В дальнейшем образцы центрифугировались на скоростной центрифуге. Центрифугирование проводилось от 10 — 15 до 30 мин при скоростях 4000—24000 об/мин. Полученные жидкие остатки сливались в емкости и закрывались плотными крышками.

В каждом из шести образцов количество жидких остатков одинаково. Для исследования минералогического состава образцы отбирались поинтервально с верхней части остатка (10 см от дна), средней (5 см от дна) и нижней (1 см от дна) одинаково во всех шести случаях.

Ниже дается краткая характеристика минералогического состава поинтервально.

Верхний слой. В дождевой воде наиболее развиты гидрослюда и слюды. Г и д р о с л ю д ы представлены четырьмя условно выделяемыми нами по морфологии частиц разновидностями:

1. Очень крупные овальные полуокатанные индивиды с едва заметной слоистостью с размерами  $4,5 \times 3,5 \times 1,3 \mu$ . В некоторых образцах их содержание достигает 50% (рис.1).\*

2. Очень крупные полуокатанные неслоистые без заметной зональности с сильно кородированными краями массивные с размерами  $3,3 \times 3,5 \times 0,3 \mu$ . Содержание их в некоторых образцах достигает 40% (рис.2).

3. Гидрослюды средних размеров неслоистые, без зональности изометричные с сильно кородированными краями. Размеры их составляют от  $1,0 \times 2,5 \times 0,25 \mu$  (рис.3).

4. Гидрослюды мелкие неслоистые, без заметной зональности окатанные и полуокатанные с кородированными краями. Размеры их менее  $1,0 \times 1,2 \times 0,1 \mu$  (рис.4).

Не менее широко развиты в атмосферных осадках слюды, имеющие очень четкие контуры, резкие грани почти не затронутые коррозией, прекрасно наблюдаемую слоистость, число свободно наблюдаемых слоев которой иногда может достигать 20.

У многих слюд хорошо наблюдается зональность. Размеры их достигают  $2 \times 2 \times 0,1 \mu$  (рис.5).

Наряду с крупными кристаллами или обломками слюд в атмосферных осадках присутствуют в большом количестве очень тонкодисперсные их разновидности, размеры которых не превышают  $0,1 \times 0,2 \times 0,01 \mu$ .

Распространены, хотя и в меньшей степени, в атмосферных осадках и тонкодисперсные пылеватые хлопьевидные бесформенные агрегаты монтмориллонита (рис.6).

Не менее интересным, на наш взгляд, является присутствие в атмосферных осадках обломков кристаллов полевых шпатов. Они крупные с хорошо сохранившимися гранями, почти не кородированными. Ребра кристаллов четкие. Углы между гранями типичны для полевых шпатов. Размеры обломков до  $2 \times 2,2 \times 1,3 \mu$  (рис.7).

Иногда среди минералов в атмосферных осадках присутствуют удлиненные конусообразные слабокорродированные обломки труднодиагностируемых минералов. Возможно, это стекла.

Средний слой. В средней части столба атмосферных осадков развиты гидрослюды, монтмориллонит, каолинит, рудные минералы, споры растений.

\* Здесь и далее см. приложение.

Гидрослюда развиты широко. Это в основном очень крупные обломки четырехугольной формы с зализанными краями без заметной зональности и слоистости. Размеры их до  $4 \times 4,5 \times 1,0 \mu$ .

Часто встречаются обломки гидрослюд с менее развитым третьим параметром, однако более удлиненные.

Мелкие тонкодисперсные хлопьевидные бесформенные агрегаты монтмориллонита, коагулируя, образуют комковатые скопления.

В незначительных количествах присутствуют обломки кристалликов каолинита пятиугольной формы с резкими контурами граней.

Для средней части атмосферных осадков характерно постоянное присутствие, хотя и не в большом количестве, обломков рудных минералов. Обломки остроугольной формы. Размеры их до  $3 \times 2 \times 1,5 \mu$ .

Часто среди рудных минералов встречаются гидроокислы железа, образующие агрегаты с натечными формами (рис.8). В нескольких образцах нами встречены прекрасно отпрепарированные споры растений (рис.9).

Однако наиболее интересным, на наш взгляд, кажется присутствие в средней части атмосферных осадков кристаллов тетраэдрической формы с прекрасными свежими гранями, почти не затронутыми коррозией ребрами, слегка овальными вершинами. Размеры их ребер выдержаны почти с идеальной точностью и равны  $1,4 \times 1,3 \times 1,4 \mu$  (рис. 10).

В свете выяснения генезиса этих частиц представляет интерес тот факт, что аналогичные по форме, степени окатанности, чистоте граней, четкости ребер и размерам тетраэдры встречены нами при изучении космической пыли на леднике Алибек, расположенном на северном склоне Главного Кавказского хребта. Размеры этих тетраэдров составляют  $1,1 \times 0,9 \times 1,1 \mu$  (рис.11).

Нижний слой. В нижней части столба атмосферных осадков широко развиты крупные обломки терригенных минералов, скоагулировавшиеся скопления монтмориллонита, в меньшей — гидрослюда и гипс.

Крупные обломки терригенных минералов угловаты с едва заметными одной или двумя реликтами граней бывших кристаллов. Их размеры достигают до  $3,0 \times 5,3 \times 2,0 \mu$ .

Монтмориллонит бесформенный, пылеватый образует крупные скопления. Размеры скоагулировавшихся агрегатов составляют  $3,5 \times 5,0 \times 1,0 \mu$ . Гидрослюда присутствуют в подчиненных количествах. Гидрослюда окатанные с сильно кородированными краями, без зональности и слоистости. Их размеры достигают до  $2,0 \times$

х  $1,5 \times 0,3 \mu$ . Для нижней части столба атмосферных осадков характерно также наличие гипсов.

Данные электронно-микроскопического анализа подтверждены рентгеноструктурными исследованиями, которые проводились на установке "ДРОН-1" на медном антикатоде. Для получения рентгенограммы все жидкие остатки выпаривались до получения 10 мл суспензии. Последняя наносилась на мелкую кювету, на которой после дополнительного испарения образовалась тонкая пленка осадка. После проведения рентгеноструктурного анализа мы получили ряд рефлексов, подтверждающих данные электронно-микроскопического анализа, хотя и несколько ослабленных, что объясняется незначительным количеством исследуемого материала.

Отличительной особенностью нижней части столба атмосферных осадков является присутствие очень мелких шариков, гантелек, пирамидок, призм, возможно, космического происхождения (рис. I2-I4). Отсутствие твердо установленных критериев космогенности не позволило детально изучить эти частицы. Однако шарики как наиболее вероятные представители космической компоненты были изучены более тщательно. Из придонного слоя атмосферных осадков была сделана вытяжка, затем при незначительном подогреве концентрация ее была повышена в 10 раз. В дальнейшем при просмотре в оптическом микроскопе шарики, имеющие размеры до  $10 \mu$ , были отобраны и запрессованы в "зубной" цемент. Приготовленные препараты исследовались на микроанализаторе.

В результате исследований установлено, что шарики по своему составу и распределению элементов не однородны. Были выделены: 1) шарики, состоящие только из Fe; 2) Fe - шарики (полые); 3) Fe-Mn - шарики (50% Fe и 27% Mn); 4) Fe - шарики с кристаллом в центре; 5) Fe - шарики с 84% Fe; 11% Ni; 3% Mn (сложного строения), эти шарики имели вокруг Ca оболочку; 6) Fe-Mn - шарики, включающие в себя более мелкие шарики чисто Fe состава.

Однако, не располагая достаточно четкими критериями космогенности вещества, мы изучаем лишь его незначительную часть, а огромное количество более мелких частиц космической пыли остается не изученным.

По нашему мнению, изучение вещества, находящегося за пределами земной атмосферы, минералогическими, термическими, рентгеноструктурными, спектральными, электронно-микроскопическими и другими

методами и сравнение его с веществом атмосферной пыли - единственный путь выяснения роли космического компонента в строении осадочного чехла земной коры.

#### КОСМИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКАХ

Э.В.Соботович, Н.Н.Ковалюх, Э.Я.Жовинский,  
Е.Ф.Шнюков

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

Изучение скорости осадконакопления в океанах, особенно в местах, достаточно удаленных от побережья, может дать информацию о скорости аккреции космического вещества Землей и влиянии глобальных и местных факторов на мощность отложений космического вещества.

В связи с этим первостепенное значение приобретает изучение скорости осадконакопления в океанах, состава донных осадков и определения степени их космогенности.

Результаты исследований скорости осадконакопления в Тихом океане могут быть использованы для определения закономерностей накопления рудных элементов на океаническом дне, а также для оценки степени привноса космического материала и его значения для формирования целого ряда образований на океаническом дне.

Исследованиями последних лет установлено, что в направлении от континентов к центральным частям океана и с переходом терригенных и кремнистых пелитовых илов в полигенные красные глубоководные глины скорости осадконакопления постепенно падают [1]. Возможно, что в таких осадках доля космического вещества будет максимальной. 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, колеблются в пределах 0,2-2 мм/1000 лет и редко достигают 5-7 мм/1000 лет.

Карбонатные фораминиферовые осадки, наиболее широко распространенные в центральных частях океана, имеют, как правило, более высокие скорости осадконакопления. По данным десяти определений разными методами, темпы отложения этих илов колеблются от 5 - 6 мм до нескольких сантиметров в 1000 лет, т.е. примерно на порядок выше, чем у красных глубоководных глин. В связи с этим новые данные о скорости накопления фораминиферовых илов в цент-

ральной экваториальной части Тихого океана помогут решить вопрос о влиянии активной биологической продуктивности при осадконакоплении илов и аккреции в них космического материала.

Абсолютный возраст донных отложений и условия их осадконакопления изучались на фактическом материале, собранном в период экспедиции IV рейса нис "Академик Вернадский" по западной экваториальной части Тихого океана (рисунок).

Дно Тихого океана и 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, так называемыми "талассократонами" [ 2 ].

По мнению П.Л.Безрукова, И.О.Мурдмаа [ 3 ], формации "талассократонов" или территории нормального океанического ложа представлены формациями океанских котловин, хребтов и поднятий. В западной экваториальной части Тихого океана преимущественно развита карбонатная пелагическая формация. Как показали исследования, здесь преобладает карбонатная формация и лишь в районе, близлежащем к поднятию Лайн - Туамоту, наблюдается переход осадков в кремнисто-карбонатную формацию. Объектом исследования послужили донные океанические осадки, поднятые на геологических станциях с глубин 2750 - 5250 м (таблица). Несмотря на расположение

#### Радиоуглерод в осадках Тихого океана

Номер станции	Местоположение	Осадок	Глубина, м	Интервал отбора проб, см	Средний возраст, тыс. лет	Скорость осадконакопления, мм/1000 лет
274	Центральная Тихоокеанская плита	Ил радиоляриево-фораминиферовый	5250	0-4 4-6,5	16700 23150	3,9
306	Меланезийская плита	Ил фораминиферовый	4475	10-12 12-14	18900 22750	5,2
312	То же	То же	4155	0-1,5 1,5-2	1660 2800	5,8
325	Поднятие Капингамаранги	"	2750	0-5 5-10	3780 12600	6,7

их в различных структурных зонах (ст. 325 - поднятие Капингама-ранги, ст. 306, 312 - Меланезийская плита), почти на всех станциях были подняты фораминиферовые илы и только на ст. 274, расположенной в восточной части Центральной Тихоокеанской плиты у подножия Лайн - Туамоту, были подняты радиоляриево-фораминиферовые илы.

Фораминиферовые илы представлены преимущественно раковинками планктонных фораминифер и их обломками. Кроме того, они в незначительном количестве содержат раковинки и обломки других организмов, пелитаморфный кальцит, обломки вулканического стекла, пемзы, глинистые минералы и единичные зерна терригенных минералов - гематита, пироксена, магнетита и др. Общая карбонатность фораминиферовых илов составляет 73 - 98%. Однако почти везде в них преобладает фракция менее 0,01 мм.

Радиоляриево-фораминиферовые илы в отличие от фораминиферовых илов содержат радиолярии и их обломки. Карбонатность пород составляет до 85%. В осадке преобладает фракция менее 0,01 мм (до 97%), терригенные минералы встречаются только в единичных зернах.

Возраст донных осадков и скорость осадконакопления определяли радиоуглеродным методом. Результаты исследований показали, что донные осадки поверхностной части океана имеют возраст от 1660 лет (Меланезийская плита) до 23150 лет (Центральная Тихоокеанская плита). Скорость накопления карбонатных пелагических осадков изменяется от 3,9 до 6,7 мм/1000 лет. Такая разница обусловлена различной скоростью накопления осадка в разное геологическое время. В целом можно предположить (таблица), что скорость осадконакопления карбонатных (фораминиферовых илов) отложений со временем уменьшается. Для более точного определения средней скорости осадконакопления была установлена разница в возрасте между поверхностными и более глубокими слоями осадка и рассчитана средняя величина скорости осадконакопления (таблица).

Поскольку осаждение карбонатных осадков в первую очередь зависит от физико-химических условий среды ( $pH$ , температура, давление, химический состав морской воды и т.д.), тесно связанных с глубиной, данные о скорости осадконакопления были нанесены на график зависимости скорости осадконакопления от глубины их залегания (см. рисунок). Устанавливается определенная закономер-

ность - с увеличением глубины уменьшается скорость осадконакопления. Это можно объяснить благоприятными физико-химическими условиями среды, в которых выпадают карбонатные остатки организмов, т.е. на меньших глубинах более активно формируются раковинки планктонных фораминифер из океанической двуокиси углерода.

Наименьшие значения скорости осадконакопления получены для радиоляриево-фораминиферовых илов. Так, на ст. 274, расположенной на глубине 5250 м, принятой за критическую для наличия карбонатного материала, возможно некоторое уменьшение скорости осадконакопления, что связано с растворением карбоната кальция на границе вблизи критической. Вынесенные на рисунок данные иных исследователей [ I ] для осадков из других районов Тихого океана, подтверждают полученные нами результаты. На основании изложенного можно сделать вывод о том, что в западной экваториальной части Тихого океана в местах отложения глубоководных карбонатных и кремнисто-карбонатных осадков на глубинах 2500 - 5000 м скорость выпадения осадков прямо зависит от глубины отложения, которая является функцией физико-химических условий среды.

Поскольку в исследованных фораминиферовых илах содержание глинистого и терригенного материала составляет не более 2%, а примесь космогенного - доли процента (космические-металлические и силикатные шарики), точность определения степени космогенности таких осадков очень низкая.

Для решения этого вопроса могут быть использованы данные о содержании никеля в осадках. Как показали исследования, содержание никеля довольно однообразно (0,001 - 0,003%) и в общем не отличается от кларкового. По-видимому, в исследуемой экваториальной части Тихого океана при относительно низкой скорости осадконакопления (таблица), аккумуляция космического вещества незначительна, а содержание его не превышает 1 вес. %.

Степень космогенности донных осадков определялась также по красным глубоководным глинам Атлантического океана.

Исходя из того, что средняя активность  $C^{14}$  в каменных метеоритах составляет 63 расп. мин / кг, а в красной глине - 19 расп. мин / кг, мы получили их степень космогенности, равную  $30,1 \pm 2,7\%$  при скорости осадконакопления около 2 мм / 1000 лет. Из этого следует, что скорость отложения космического вещества в красных глубоководных глинах исследуемой части Атлантического океана составляет 0,7 мм / 1000 лет. Это значение превышает значе-

ния скорости осадконакопления, определенные в некоторых местах океана. Поэтому можно полагать, что степень аккумуляции космического вещества в различных районах Мирового океана может оказаться различной.

### Л и т е р а т у р а

1. Безруков П.Д., Романкевич Е.А. Скорость осадконакопления в Тихом океане. - В кн.: Тихий океан, т. VI, кн.2. "Наука", М., 1970.
2. Муратов М.В. Проблема происхождения первичных и вторичных океанических впадин. - В кн.: История мирового океана. "Наука", М., 1971.
3. Безруков П.Д., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов. - В кн.: История мирового океана. "Наука", М., 1971.
4. Kröll V. Distribution of radium in deep-sea cores, Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948, Repts. 1955, 10, Spec. invest., NI.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПО РАЗМЕРАМ СТЕКЛЯННЫХ СФЕРИЧЕСКИХ МИКРОЧАСТИЦ ИЗ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА АНТАРКТИДЫ

В.Д. Виленский

(Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И.Вернадского АН СССР)

Одним из видов вещества, поступающего, как полагают, на поверхность Земли из космического пространства, являются сферические микрочастицы различного типа. При изучении отложения сферических микрочастиц на поверхности Земли обычно используют три способа отбора образцов: непосредственно из атмосферы, частиц, выпадающих из атмосферы, и частиц, ранее отложившихся на земной поверхности и сохранившихся в ледниковом покрове, донных отложениях, почвах и др. Эти способы, имея определенные преимущества, обладают и недостатками (различная степень сохранности вещества, степень извлечения искомым микрочастиц, методы расчета количества выпавшего вещества), что может приводить к несопоставимости данных, полученных при использовании тех или иных способов отбора образцов.

Для выявления общих закономерностей отложения внеземного вещества на поверхности Земли необходимо использовать лишь сопос-

тавимые значения. Однако даже при использовании одного и того же способа отбора образцов микрочастиц можно получить несопоставимые значения в результате применения различных методик обработки полученных данных.

Влияние методики обработки полученных данных на значения интенсивности выпадения сферических микрочастиц можно рассмотреть на примере стеклянных сферических микрочастиц из ледникового покрова Антарктиды. Последние обнаружены в препаратах микрочастиц, извлеченных из образцов снежного покрова, отобранных в районах станций Новолазаревская, Молодежная, Мирный и Восток в 1969-1970 гг. [ 1 ].

При изучении отложения сферических микрочастиц на поверхности Антарктиды определяется концентрация этих частиц в снежном покрове и скорость накопления снега в точке отбора образцов. Таким образом, можно получить значение интенсивности выпадения сферических микрочастиц в районе изучения, т.е. определить количество таких частиц, отложившихся в ледниковом покрове за определенный период (например, за год). Не останавливаясь на ошибках, которые может внести недостаточная статистическая достоверность определенных значений концентраций и особенно недостаточная представительность точки отбора образцов (последний вопрос требует специального изучения), рассмотрим влияние распределения частиц по размерам. Обычно принимается [ 2 ], что фактически наблюдаемая концентрация сферических микрочастиц связана с их размерами:

$$\bar{N} = C \int_{l_1}^{l_2} l^{-3} dl = \frac{C}{2} \cdot \frac{l_2^2 - l_1^2}{l_1 l_2},$$

где  $\bar{N}$  - концентрация частиц;  $C$  - константа распределения;  $l$  - диаметр частиц;  $l_1$  - минимальный диаметр частиц;  $l_2$  - максимальный диаметр частиц.

При  $l_2 \gg l_1$ ,

$$\bar{N} \sim \frac{C}{2l_1^2}.$$

Из этого следует, что концентрация частиц резко возрастает при уменьшении их диаметра. Таким образом, можно было бы принять, что, если приведены концентрации частиц, превышающих определенный размер, то эти данные можно сравнить между собой, вводя по-

равку на различия минимальных диаметров [3]. Однако надо быть уверенным, что приведенные значения минимального диаметра соответствуют реальной нижней границе размеров частиц, подчиняющихся указанному распределению. При небольшом числе собранных частиц учесть реальную границу размеров частиц не представляется возможным. При достаточно большом числе частиц их концентрацию можно представить в общем виде

$$\bar{N} = C \int_{l_1}^{l_2} l^{-\alpha} dl$$

и определить значение  $\alpha$  из уравнения

$$\lg \frac{\Delta N}{\Delta l} = \lg C' - \alpha \lg l.$$

При этом можно оценить нижнюю границу размеров частиц по отклонению значений  $\lg \frac{\Delta N}{\Delta l}$  от прямой при небольших размерах частиц [4]. Аналогичная картина наблюдается и при рассмотрении распределения кумулятивного числа частиц [5]:

$$N_i = kV^{-m},$$

где  $N_i$  - кумулятивное число частиц объемом более  $V$ ;  $k$  и  $m$  - константы распределения.

В связи с тем что реальное распределение кумулятивного числа частиц имеет верхнюю границу размеров, значение  $\bar{N}$  отклоняется от указанного распределения:

$$\bar{N} = N_i - \rho = k(V^{-m} - V_n^{-m}),$$

где  $\rho$  - ожидаемая концентрация частиц, размер которых больше верхней границы размеров частиц ( $V_n$ ).

Таким образом, при таком подходе не удастся охарактеризовать частицы, не определив ранее параметры их распределения. Однако представление полученных данных в виде кумулятивных кривых [6, 7] обеспечивает наиболее благоприятные условия для сопоставления результатов, полученных в различных исследованиях. На рис. I приведены кумулятивные кривые для стеклянных частиц, отложившихся в различных районах Антарктиды ( $I$  - число частиц, объемом более  $V$ ;  $-I_i = kV^{-m}$  - для частиц диаметром более 20 мкм).

При достаточно большом числе изучаемых микрочастиц можно определить их параметры распределения, причем, как и ранее, наиболее надежно определить параметры можно из распределения числа частиц в единичном объеме в зависимости от объема:

$$\lg \frac{\Delta N}{\Delta V} = \lg k' - (m+1) \lg V_i,$$

где  $V_i$  - средний объем частиц в диапазоне  $\Delta V$ , мкм<sup>3</sup>  
 $(V_i = \frac{V_{m+1} + V_m}{2})$ .

Следует отметить, что приведенное ранее значение  $\alpha = 3m+1$ .

При определении параметров линейного уравнения возникает вопрос о нижней границе размеров частиц. Поскольку при расчете коэффициентов линейного уравнения учитывается статистический вес каждой точки, а в связи с характером распределения микрочастиц статистический вес для мелких частиц обычно значительно больше, чем для крупных, то наблюдается значительное влияние распределения мелких частиц на коэффициенты уравнения. Это обычно приводит к выполаживанию прямой (рис.2). Для устранения такого эффекта признано целесообразным определять оптимальную нижнюю границу распределения, используя в качестве критерия относительную ошибку коэффициента  $(m+1)$  и полагая, что в оптимальном варианте  $\frac{\Delta m+1}{m+1}$  минимально. Такой подход позволил установить нижнюю границу размеров частиц, подчиняющихся указанному распределению, как 20 мкм, хотя фактически наблюдались частицы диаметром 5 мкм.

Аналогичный подход мог быть использован и для установления верхней границы размеров частиц, подчиняющихся указанному распределению. Однако на практике в связи с крайне малым статистическим весом значений  $\lg \frac{\Delta N}{\Delta V}$  в диапазоне максимальных размеров отбрасывание таких значений в большинстве случаев не приводит к уменьшению относительной ошибки коэффициента.

Определив указанным образом значения  $k'$  и  $(m+1)$ , можно получить значения  $k$  и  $m$ , характеризующие кумулятивное распределение частиц:

$$k = \frac{k'}{m}.$$

Получив таким образом параметры распределения кумулятивного числа частиц, можно определить верхнюю границу их размеров, подчиняющихся найденному распределению ( $V_*$ ). Для этого нужно определить

$$\rho = N_i - N$$

и затем

$$V_* = \left(\frac{k}{\rho}\right)^{\frac{1}{m}}.$$

Величина  $m$  не характеризует реальное распределение кумулятивного числа частиц, поскольку фактическое распределение должно быть одновременно охарактеризовано и величинами  $k$  и  $\rho$ . Так как эти величины взаимосвязаны, то можно получить набор значений  $m$  и  $\rho$ , характеризующих одно и то же значение  $\bar{N}$ . Однако при этом значения  $V_n$  остаются практически постоянными, что позволяет считать верхнюю границу размеров одной из важных характеристик распределения сферических микрочастиц.

Таким образом, наиболее целесообразно сопоставлять данные об интенсивности выпадения сферических микрочастиц, выраженной в виде числа частиц, выпадающих в единицу времени, при представлении данных в виде кумулятивных кривых интенсивности выпадения частиц, превышающих определенный размер. При достаточно большом числе изучаемых микрочастиц эти кумулятивные кривые можно представить в виде уравнений, причем необходимо указывать нижнюю границу размеров частиц, для которой получено это уравнение (табл. I). Следует также отметить, что попытка обнаружить различия в характере распределения стеклянных микрочастиц из различных районов Антарктиды по значениям  $m$  не увенчалось успехом в связи с большими ошибками, полученными при определении этих значений (табл. 2).

Одной из основных задач, возникающих при изучении взвешенного вещества, выпавшего на поверхность Земли, является определение веса этого вещества. В связи с этим представляет интерес рассмотреть методы расчета объема сферических микрочастиц с использованием приведенных ранее параметров распределения по размерам.

Объем частиц может быть определен по формуле

$$V = \frac{C\pi}{6} \int_{l_1}^{l_2} l^{\alpha-3} dl,$$

для  $\alpha = 3$

$$V = \frac{C\pi}{6} (l_2 - l_1) = \frac{\pi}{3} \cdot \frac{\bar{N} l_1^2 l_2^2}{l_2 + l_1},$$

при  $l_2 \gg l_1$ ,

$$V \sim \frac{\pi}{3} \bar{N} l_1^2 l_2.$$

Таким образом, объем отложившихся частиц пропорционален верхней границе диаметров (при нижней границе диаметров, соответствующей определенной концентрации частиц).

Интенсивность выпадения стеклянных сферических микрочастиц в различных районах Антарктиды, представленная в виде числа частиц

Район	$I = k (V^{-m} - V_{*}^{-m})$ , частиц/м <sup>2</sup> ·год	
	> 10 мкм	> 20 мкм
Новолазаревская	$1,35 \cdot 10^4 / V^{-0,014} - (1,45 \cdot 10^5)^{-0,014}$ ]	$2,73 \cdot 10^4 / V^{-0,41} - (1,81 \cdot 10^5)^{-0,41}$ ]
Молодежная	$1,20 \cdot 10^4 / V^{-0,37} - (2,04 \cdot 10^5)^{-0,37}$ ]	$1,62 \cdot 10^5 / V^{-0,68} - (2,38 \cdot 10^5)^{-0,68}$ ]
Мирный	$4,93 \cdot 10^3 / V^{-0,064} - (1,31 \cdot 10^5)^{-0,064}$ ]	$1,90 \cdot 10^4 / V^{-0,36} - (1,42 \cdot 10^5)^{-0,36}$ ]
Восток	$7,91 \cdot 10^2 / V^{-0,26} - (1,46 \cdot 10^5)^{-0,26}$ ]	$1,06 \cdot 10^4 / V^{-0,60} - (1,53 \cdot 10^5)^{-0,60}$ ]

Значения параметра  $m$  кумулятивного распределения ( $N_i = kV_i^{-m}$ ) стеклянных сферических микрочастиц в различных районах Антарктиды

Район	$m \pm S_m^*$	
	> 10 мкм	> 20 мкм
Новолазаревская	0,01 ± 0,14	0,41 ± 0,14
Молодежная	0,37 ± 0,08	0,68 ± 0,07
Мирный	0,06 ± 0,12	0,36 ± 0,12
Восток	0,26 ± 0,09	0,60 ± 0,11

\*  $S_m$  - средняя квадратичная ошибка.

При использовании более строгого метода расчета [5]

$$V = \int_p^N V dN = \frac{mk}{m-1} (V_1^{1-m} - V_n^{1-m}) \quad (\text{при } m \neq 1)$$

необходимо отдельно учитывать вклад частиц, объем которых превышает верхнюю границу объемов частиц.

В табл. 3 приведены результаты расчета объемов стеклянных сферических микрочастиц, отложившихся в снежном покрове в районе четырех станций. Расчет произведен на основании данных о количестве микрочастиц, размером превышающих 10 и 20 мкм, причем использовались оба упомянутых выше метода расчета.

Как следует из приведенных результатов, использование параметров кумулятивного распределения для данных частиц приводит к практически одинаковым значениям объемов. Расчет объемов с использованием принятого значения  $\alpha = 3$  дает для частиц размером свыше 20 мкм вполне удовлетворительные значения, хорошо сходящиеся с полученными другим методом. Аналогичный расчет, выполненный для частиц размером свыше 10 мкм приводит к занижению рассчитанных объемов по сравнению с фактическими в два - пять раз. Приведенные данные об объемах частиц в диапазоне 1,2 -  $\alpha_*$  мкм получены в предположении, что все частицы, размером меньше нижней границы диаметров частиц, подчиняются обнаруженным закономерностям распределения, хотя этого фактически не наблюдается. В настоящее время трудно решить, связана ли наблюдаемая нижняя граница размеров частиц с аппаратной ошибкой (ограниченное увеличение и экранирование мелких частиц более крупными) или же, начиная с определенного размера (нижней границы), происходит действительное

Таблица 3

Интенсивность выпадения стеклянных сферических микрочастиц в различных районах Антарктиды, представленная в виде суммарного объема частиц

Район	$d_{min}$ , МКМ	$d_*$ , МКМ	$m$	$I$ , МКМ <sup>3</sup> /м <sup>2</sup> ·год				
				10 - $d_*$ , МКМ	20 - $d_*$ , МКМ	10 - $d_{max}$ , МКМ	20 - $d_{max}$ , МКМ	1,2 - $d_{max}$ , МКМ
Новола- заревская	10	65	0,014	$2,32 \cdot 10^7$	$2,26 \cdot 10^7$	$2,85 \cdot 10^7$	$2,79 \cdot 10^7$	$2,86 \cdot 10^7$
	10	75 <sup>+</sup>	0,67	-	-	$0,56 \cdot 10^7$	$0,48 \cdot 10^7$	$0,64 \cdot 10^7$
	20	70	0,41	-	$2,14 \cdot 10^7$	-	$2,43 \cdot 10^7$	$2,69 \cdot 10^7$
	20	75 <sup>+</sup>	0,67	-	-	-	$1,68 \cdot 10^7$	$2,26 \cdot 10^7$
Молодежная	10	73	0,37	$1,50 \cdot 10^7$	$1,40 \cdot 10^7$	$2,07 \cdot 10^7$	$1,97 \cdot 10^7$	$2,11 \cdot 10^7$
	10	105 <sup>+</sup>	0,67	-	-	$0,90 \cdot 10^7$	$0,80 \cdot 10^7$	$0,98 \cdot 10^7$
	20	77	0,68	-	$1,25 \cdot 10^7$	-	$1,82 \cdot 10^7$	$2,27 \cdot 10^7$
	20	105 <sup>+</sup>	0,67	-	-	-	$1,70 \cdot 10^7$	$2,08 \cdot 10^7$
Мирный	10	63	0,064	$2,18 \cdot 10^7$	$1,98 \cdot 10^7$	$2,38 \cdot 10^7$	$2,18 \cdot 10^7$	$2,39 \cdot 10^7$
	10	90 <sup>+</sup>	0,67	-	-	$0,78 \cdot 10^7$	$0,68 \cdot 10^7$	$0,86 \cdot 10^7$
	20	65	0,36	-	$2,07 \cdot 10^7$	-	$2,27 \cdot 10^7$	$2,51 \cdot 10^7$
	20	90 <sup>+</sup>	0,67	-	-	-	$1,96 \cdot 10^7$	$2,49 \cdot 10^7$
Восток	10	65	0,26	$1,82 \cdot 10^6$	$1,71 \cdot 10^6$	$1,99 \cdot 10^6$	$1,88 \cdot 10^6$	$2,01 \cdot 10^6$
	10	75 <sup>+</sup>	0,67	-	-	$0,75 \cdot 10^6$	$0,64 \cdot 10^6$	$0,85 \cdot 10^6$
	20	66	0,60	-	$1,48 \cdot 10^6$	-	$1,65 \cdot 10^6$	$2,09 \cdot 10^6$
	20	75 <sup>+</sup>	0,67	-	-	-	$1,54 \cdot 10^6$	$2,07 \cdot 10^6$

Примечание.  $d_{min}$  - используемая в расчете нижняя граница диаметров частиц;  $d_*$  - верхняя граница диаметров частиц;  $d_{max}$  - максимальный диаметр частиц, используемый как верхняя граница диаметров частиц в расчете с  $\alpha = 3$ .

уменьшение относительного числа частиц. Тем не менее вклад мелких частиц в общий объем обычно не превышает 20%, причем это значение для стеклянных частиц можно рассматривать как максимальное.

### В ы в о д ы

1. Наиболее полное представление об интенсивности выпадения сферических микрочастиц дают кривые кумулятивного распределения, которые при достаточном числе микрочастиц могут быть выражены соответствующими уравнениями.

2. Параметры уравнения кумулятивного распределения частиц могут быть использованы для определения суммарного объема выпавших частиц.

3. Если указанные параметры не могут быть надежно определены в связи с малым числом изучаемых микрочастиц, для стеклянных частиц из ледникового покрова Антарктиды можно использовать метод определения объема по данным об интенсивности выпадения частиц диаметром более 20 мкм, используя значения  $\alpha = 3$ .

### Л и т е р а т у р а

1. Виленский В.Д. Поиски внеземного вещества в Антарктиде. - Информ. бюлл. Сов. антаркт. эксп. 1970, № 79, 20.
2. Fireman E.L., Kistner G.A. The nature of dust collected at high altitudes. - *Geochim. et Cosmochim. acta*, 1961, v.24, N1/2, 10.
3. Виленский В.Д. Поиски космогенного вещества в атмосфере и атмосферных выпадениях. - *Геофизич. бюлл.*, 1966, № 17, 48.
4. Баранов В.И., Виленский В.Д., Краснопевцев Д.В. Сферические микрочастицы в атмосфере над Тихим океаном. - *Метеоритика*, 1970, вып.30, 63.
5. Bader H. The hyperbolic distribution of particle sizes. - *J.Geophys. Res.*, 1970, v.75, N15, 2822.
6. Schmidt R.A. Rate of spherule deposition on the Antarctic ice cap. - *J.Geophys.Res.*, 1963, v.68, N 2, 601.
7. Hodge P.W., Wright F.W., Langway C.C. Studies of particles for extraterrestrial origin. 3. Analyses of dust particles from Polar ice deposits. - *J.Geophys. Res.*, 1964, v.69, N 14, 2919.

## КОСМИЧЕСКИЕ МИКРООБРАЗОВАНИЯ В КАМЕННОЙ СОЛИ

В.Н.Костров, В.Г.Потапов, А.С.Кривохатский

(Радиовый институт им. В.Г.Хлопина)

О нахождении космических микрочастиц в разнообразных породах имеется много данных [1-3]. Для выделения этих частиц лучше всего использовать соль древних месторождений, которая при невысоком содержании терригенных водонерастворимых примесей позволяет относительно просто концентрировать вещество космических выпадений [4].

Нами исследовалась каменная соль Кунгурского яруса одного из куполов в районе оз. Баскунчак. Керновый материал отобран с различных участков месторождения. Всего исследовано пять проб, добытых с различных глубин. Вес каждой пробы варьировал в пределах 45 - 95 кг. Данная соль отличается высокой степенью чистоты, содержание галита в ней достигает 96-99%, а тенардита - 0,1-1,0%. Содержание нерастворимых в воде минеральных примесей составляет 0,8-4,0%. Они либо равномерно диспергированы по всей массе, либо образуют тонкие до 1 мм прослой или неправильной формы небольшие скопления.

Преобладающими минералами примесей являются доломит, ангидрит и глина. В примесях также присутствуют в количествах 0,01-0,1% глауберит, кварц и окислы железа. В трех пробах обнаружено вулканическое стекло, содержание которого не превышает 0,3% общего веса водонерастворимого осадка. Основная масса зерен нерастворимых в воде минералов имеет размер от 1 мм до нескольких микрон.

Пробы соли растворялись в емкости из плексигласа - материала, не дающего в этих условиях продуктов коррозии. Перемешивание осуществлялось с помощью очищенного компрессорного воздуха. Для растворения использовалась фильтрованная водопроводная вода. После растворения осадок фильтровался и высушивался. Учитывая, что современные промышленные выпадения имеют частицы, внешне похожие на космические [5], соль перерабатывалась в условиях, исключающих проникновение пыли в процесс выделения водонерастворимого осадка. Поэтому для растворения соли использовалась герметичная аппаратура, а для отмывки кернов и их сушки - изолированные боксы.

Ввиду сложности совместного химического растворения доломита и ангидрита полученный после растворения соли осадок перерабаты-

вался на электромагнитном сепараторе. Предварительно он рассеивался на классы по степени крупности: менее 0,056 мм, 0,056-0,12, 0,12-0,25, 0,25-0,5, 0,5-1,0 и более 1,0 мм. Каждый класс осадка пропускался через магнитный сепаратор и из него выделялись магнитная и слабомангнитная фракции. Оставшаяся немагнитная часть осадка измельчалась до размера предыдущего класса и снова пропусклась через сепаратор. Аналогичные операции повторялись, при этом измельчение производилось до размера наименьшего класса. Учитывая, что в классе менее 0,056 мм количество частиц максимального размера не превышает 10%, при данном методе выделения из осадка извлекается основная масса частиц, имеющих размер более 10 мк.

Магнитные и слабомангнитные фракции рассматривались под микроскопом, при этом производились сортировка и измерение диаметров обнаруженных гранул. Эти исследования позволили выявить следующие типы оплавленных сферических микрообразований: "железистые", "силикатные" и "сложного состава" (состоящие из видимых под микроскопом "силикатной" и "железистых" частей). Приведенные названия типов условны. Они характеризуют лишь внешнее сходство с известными веществами. Так, например, гранулы, обозначенные как "силикатные", под микроскопом напоминают стекло, однако обладают заметными магнитными свойствами, что может быть вызвано наличием в них тонкодиспергированных магнитных веществ. Среди указанных типов существуют разновидности (табл. I).

Т а б л и ц а I

Типы и разновидности сферических и оплавленных микрообразований, обнаруженных в каменной соли

Тип	Разновидность	Внешний вид	Характеристика
" ЖЕЛЕЗИСТЫЕ "	Сплошные сферические		Гранулы правильной сферической формы, черного цвета с характерным металлическим блеском. Размер - 15 - 90 мк
	Полые сферические	 	Гранулы правильной сферической формы, полые или заполненные неиндифицированным веществом, черного цвета с металлическим блеском. Размер - 90-150 мк
	Сплошные и полые сложной формы:		Форма гранул различная, свидетельствующая о разных стадиях и условиях

Тип	Разновидность	Внешний вид	Характеристика
	каплевидные		образования застывающих капель. Основной размер - 10-100 мк
	гантелеобразные		
	грушеобразные		
	сросшиеся		
<hr/>			
	Сплошные сферические		Прозрачные бесцветные, серые, темно-серые до черного цвета гранулы с характерным стеклянным блеском. Под микроскопом видно их анизотропное строение. Основной размер - 20-60 мк
"СИЛИКАТНЫЕ"	Полые сферические		Правильной сферической формы гранулы, пустые или заполненные неиндетифицированным веществом, такого же цвета, как и сплошные разновидности. Толщина стенок иногда у них настолько незначительна, что они напоминают "елочный" шар. Основной размер - 15-150 мк
	Сплошные и полые сложной формы:		форма гранул разнообразная, свидетельствующая о различных стадиях и условиях образования застывающих капель. Основной размер - 15-100 мк
	ретортообразные		
	гантелеобразные		
	сросшиеся		
<hr/>			
"СЛОЖНОГО СОСТАВА"	Сплошные сферические:		Гранулы правильной сферической формы, состоящие из силикатной и железистой частей в различных соотношениях. Основной размер - 25-100 мк
	с диспергированным распределением железа		
	с дифференцированным распределением железа		
	Сплошные и полые сложной формы:		По форме гранулы соответствует отдельным видам железистых и силикатных сложной формы. Основной размер - 15-90 мк
	гантелеобразные		
	сросшиеся		

Приведенные разновидности соответствуют разновидностям микрочастиц, обнаруженных в районе падения Тунгусского метеорита [ 6 ]. Однако частицы, обнаруженные в соли, имеют несколько меньшие размеры.

"Железистые" микрообразования присутствуют в магнитной части водонерастворимого осадка, тогда как основная масса "силикатных" и "сложного состава" гранул сосредоточена в слабомагнитной фракции. В магнитной фракции найдены также мелкие, размером 0,1-0,3 мм кусочки магнетита, имеющего "бородавчатую" оплавленную поверхность. В отдельных кусочках отмечены включения "железистых" и "силикатных" гранул. Аналогичный магнетит обнаружен в районе падения Тунгусского метеорита [ 6 ].

Кроме того, в ряде проб в немагнитных фракциях водонерастворимого осадка встречаются белого цвета и правильной сферической формы гранулы размером 0,1-1,0 мм. Рентгеноструктурным анализом и петрографическим исследованием они нами идентифицированы как минерал сирлезит ( $Na(B_2SiO_6) \cdot H_2O$ ). По внешнему виду эти гранулы не отличаются от силикатных, однако в срезе они имеют не характерное для последних лучистое строение.

Затем у отобранных под микроскопом частиц найден объемный вес по методике определения плотности сферических частиц по скорости осаждения их в вязких жидкостях и последующего расчета по закону Стокса [ 7 ]. Вместо рекомендуемого вазелинового масла нами использовалось касторовое, вязкость которого в 6,5 раз больше, чем у вазелинового. Это приводит к более медленному осаждению частиц, что позволяет их легче регистрировать под микроскопом. Для расчета нами применялась не экспериментальная кривая поправок на температуру опыта [ 7 ], а температурная зависимость вязкости, определенная предварительно на вискозиметре. Свойства вязких масел в большой степени зависят от сырья, из которого их получают. Вязкость одного и того же вида масла может отличаться в 1,5-2 раза. Поэтому необходимо проверять вязкость приобретенного масла. В табл. 2 приведены измеренные нами объемные веса шарообразных гранул различного типа. Точность измерений  $\pm 6,5\%$ .

Как видно из табл. 2, объемный вес "железистых" сплошных гранул довольно близок к плотности магнетита (4,9-5,2 г/см<sup>3</sup>). Определенные нами значения "железистых" гранул близки к плотности 4,5 г/см<sup>3</sup>, характерной для гранул космического происхождения [ 8 ].

Т а б л и ц а 2

## Объемный вес сферических гранул

Тип гранул	Количество исследованных гранул, шт.	Диаметр гранул, мк	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>
"Железистые" сплошные	3	68-73,2	4,67-5,05
"Железистые" полные	7	53,0-78,0	3,96-4,20
"Силикатные" сплошные	4	61,1-83,3	2,18-2,20
"Силикатные" полные	4	73,2-85,4	0,98-1,22
Гранулы "сложного состава"	6	62,3-81,4	3,40-3,59

Значения объемного веса "силикатных" образований соответствуют данным работы [5]. В зависимости от сплошности объемный вес этих гранул колеблется в пределах 0,98 - 2,2 г/см<sup>3</sup>.

Исследование магнитных и слабомагнитных фракций под микроскопом позволило определить гранулометрический состав сферических микрочастиц, их общее количество в пробах соли, а также по определенным значениям объемного веса ориентировочно рассчитать их весовые количества. Гранулометрический состав исследованных микрочастиц приведен в табл. 3, 4.

Как видно из табл. 3, преобладающим размером железистых шариков является 15-75 мк. Более крупные встречаются в единичных количествах. Содержание их в различных пробах соли заметно различается, но наблюдается закономерность увеличения их количества с ростом содержания в соли нерастворимых примесей.

Вес сферических частиц, отнесенный к 1 кг соли, для пяти проб варьирует в пределах 0,18-4,6 мкг/кг. Только для пробы № 3 он близок к их содержанию в каменной соли Артемовского месторождения [4], где их количества достигают 0,53-0,60 мкг/кг соли.

По сравнению с "железистыми" "силикатные" гранулы характеризуются более ровным гранулометрическим составом, отвечающим приблизительно Гауссовскому закону распределения. Корреляции между количеством водно-нерастворимого остатка и количеством "силикатных" сферических частиц в пробах не отмечается. Для пробы № 1 определено количественное соотношение всех видов гранул, которые встречаются в пробах: "железистые" : "силикатные" : "смешанные" = 16 : 3 : 1 (см. табл. 3, 4).

Полученные данные позволяют сделать заключение о генезисе обнаруженных в каменной соли сферических микрообразований. Пол-

Таблица 3

Гранулометрический состав "железистых" гранул и их весовые количества

Но- мер про- бы	Вес пробы, кг	Вес* ВНО, г	Общее количе- ство частиц в про- бе, шт.	Размер гранул, мк										Вес час- тиц в пробе, мкг	Вес час- тиц в 1 кг со- ли, мкг/кг
				15	30	45	60	75	90	105	120	135	150		
1	93,6	2581	3361	1443	942	702	201	60	9	3	1	-	-	409	4,40
2	45,0	1963	617	273	139	109	42	41	13	8	6	3	3	206	4,60
3	73,0	743	267	145	50	39	17	6	5	3	1	1	-	54	0,75
4	44,2	1519	875	346	207	115	81	69	46	11	-	-	-	270	6,10
5	95,4	736	185	96	28	21	17	10	6	-	4	2	1	63	0,18

\* ВНО - водно-нерастворимый остаток.

ное соответствие внешнего вида, формы и объемного веса с микро-частицами, найденными в районе падения Тунгусского метеорита, а также наличие в соли космического "бородавчатого" магнетита с включениями в него "силикатных" и "магнетитовых" сферических образований - все это свидетельствует о их космическом происхождении. Однако присутствие в отдельных пробах вулканического стекла и повышенное содержание в них микрообразований, возможно, указывает на то, что какая-то их часть имеет земное, вулканическое происхождение.

Т а б л и ц а 4

Гранулометрический состав силикатных и смешанных микрочастиц в пробах каменной соли

Но- мер про- бы	Тип частиц	Общее коли- чество частиц	Размер гранул, мк					
			15	30	45	60	75	90
1	"Силикатные"	605	142	301	81	60	21	-
1	"Смешанные"	207	-	41	22	83	40	21
5	"Силикатные"	416	69	83	130	69	41	24

Различие содержания микрочастиц в пробах, отобранных с разных глубин и участков месторождения, а также зависимость их содержания от количества присутствующих в соли водонерастворимых минеральных примесей можно объяснить миграцией терригенного материала (вместе с космическими частицами) в период формирования кунгурского соляного бассейна. Кроме того, не последнюю роль при этом играют последующие деформации и перемещения соляной толщи при образовании соляных куполов.

Такие сложные процессы формирования соляных месторождений (куполов) не позволяют с достаточной степенью точности определить количество космических выпадений в различные периоды кунгурского времени.

#### Л и т е р а т у р а

1. Mutsch T.A. Extraterrestrial particles in paleozoic salts. - Ann. N.U. Acad. Sci., 1964, v.119, NI.
2. Schmidt R.A. Microscopic extraterrestrial particles from the Antarctic peninsula. - Ann. N.V. Acad.Sci., 1964, v.119, NI.
3. Вийдинг Х.А. Метеорная пыль в низах кембрийских песчаников Эстонии. - Метеоритика, 1965, вып. 26.
4. Иванов А.В., Флоренский К.П. Мелкодисперсное космическое вещество из нижнепермских солей. - Астр. вестн., 1969, т.3, № 1, 45.

5. Михеева И.В., Коломенский В.Д. Исследование метеорной и индустриальной пыли рентгенометрическим методом. - Метеоритика, 1964, вып. 25.
6. Флоренский К.П. и др. Химический состав космических шариков из района Тунгусской катастрофы и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел. - Геохимия, 1968, № 10.
7. Виленский В.Д. Удельный вес сферических микрочастиц, собранных в атмосфере. - Геохимия, 1966, № 5, 586.
8. Иванов А.В., Флоренский К.П. Интенсивность выпадения мелко-дисперсного вещества на землю. - Геохимия, 1970, № 1, 1365.

#### НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ КОСМОГЕННОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

А.Я. Крылов, Ю.И. Силин, Т.И. Мазина

(Радиовый институт им. В.Г.Хлопина)

Для решения многих важных геохимических вопросов и в частности для поисков далеких сверхтяжелых элементов в природных образованиях, важно знать степень обогащенности данной породы космическим веществом [1].

Сущность вопроса сводится к тому, что наиболее вероятно существование сравнительно устойчивых изотопов в области II0-II4 элементов.

Предполагается, что период полураспада такого элемента порядка  $2 \cdot 10^8$  лет и что он может быть, вероятнее всего, аналогом свинца, а возможно, и  $Pt$ ,  $Au$ ,  $Hg$  и  $Tl$ . А.А. Чайхорский считает, что он должен быть аналогом олова [2]. Поиски сверхтяжелых элементов должны проводиться во всех направлениях, хотя бы в пределах указанных элементов, но пока большинство исследований связывается (возможно, и необоснованно) с экасвинцом.

Задачей данной работы не является обсуждение вопроса о наибольшей вероятности аналогии искомого сверхтяжелого элемента с тем или иным известным элементом. Мы исходим из того, что он космического происхождения, а следовательно, вероятнее всего, его можно найти в породах, обогащенных космическим веществом, чьим бы аналогом он не был.

Для простоты предположим, что это экасвинец. Расчеты для других аналогов будут подобны.

Поиски экасвинца в современных или сравнительно молодых осадках, водах и льдах. Космогенные элементы, выпадая на земную

поверхность, частично оседают на льдах и почвах, растворяются в воде и вместе с мельчайшими взвешями оседают на дно морей и океанов. Наиболее обогащены экаспинцом космическая пыль, ледники, глубоководные илы и марганцевые конкреции и, в последнюю очередь, мелководные отложения (здесь разбавление будет наибольшее).

Для того чтобы определить экаспинец, исходя из его распространенности  $10^{-14}$  г/г и кажущейся константы спонтанного деления ( $10^{-22}$  -  $10^{-23}$  лет), необходимо выделить в весомых количествах обычный свинец. Приведем примерный расчет количества переработанного вещества для выделения 1 г обычного свинца. В переработанных 0,5-500 кг конкреции содержится 2-200 мкг/г, в 10-50 кг красного ила - 20-100 мкг/г, в 5000-10000 м<sup>3</sup> морской воды - 100-200 мкг/м<sup>3</sup>, в 100000 м<sup>3</sup> ледниковой воды - 1-10 мкг/м<sup>3</sup>.

Из илов свинец легко выщелачивается слабыми кислотами и, по-видимому, его извлечение не затруднено. Из дробленых марганцевых конкреций, вероятно, то же. Выделять свинец из вод, по-видимому, целесообразно только при разработке метода его поглощения смолами (нужна большая селективность поглощения). Существующие современные методы малорентабельны. При полном осаждении (поглощении) всех растворенных веществ образуются большие массы осадка, обработать которые труднее, чем выделить свинец из илов.

В 1 м<sup>3</sup> морской, речной и ледниковой воды содержится соответственно 35 кг, 200 г и 10 г солей, а в 10000, 50000 и 100000 м<sup>3</sup> - 350, 10 и 1 т. Это примерный расчет для получения 1 г свинца при 100% извлечении. При соосаждении с гидроокисью железа из 1 м<sup>3</sup> воды получается 10 г осадка, следовательно, для осаждения 1 г свинца будет израсходовано 0,1-1,0 т гидроокиси. Это гораздо больше, чем 10-50 кг ила. Правда, учитывая вероятную значительную, обогащенность экаспинцом ледниковых вод, а следовательно, и необходимость меньшего выделения суммарного количества свинца, выделение свинца из ледниковых вод, возможно, реально уже сейчас при некоторой доработке методов.

Наиболее выгодно извлекать свинец из космической пыли (если ее собрать в значительных количествах, порядка 1 кг) или из медленно осаждающихся глубоководных илов, где космическая составляющая будет велика.

Предполагается, что существует широтный эффект в распределении космических выпадений. Магнитное поле Земли отклоняет их к северу и югу, где плотность космических выпадений наибольшая (есть и другие расчеты, указывающие, что наибольшие выпадения будут в районе 40-х широт). Если верно первое предположение, то северные районы более благоприятны для поисков космогенных элементов. Это могут быть доступные ледники арктического бассейна. Кроме того, космическая пыль, выпадающая на огромную площадь льда Северного Ледовитого океана, концентрируется на сравнительно небольшом участке Гренландского моря. Лед дрейфует с востока на запад в течение нескольких лет и тает в Гренландском море.

Не менее перспективным районом является Антарктида. Здесь на огромной площади льда в течение тысячелетий собирается значительное количество космической пыли. Ледники медленно дрейфуют к краям континента, где в летний период частично тают. Сбор ледниковой воды в неограниченном количестве здесь не представляет трудности. Интересны также исследования айсберговых илов. Преимущество Антарктиды перед северными районами состоит в значительной чистоте выпадений, меньшем количестве континентальной пыли и продуктов ядерных взрывов.

Третьим благоприятным районом для накопления космогенных элементов, по-видимому, будут некоторые глубоководные или центральных частей Тихого океана. Большая отдаленность от материков способствует относительно большому накоплению космогенного вещества в пылях и илах этих частей океана.

Выпадение космогенных пылей на земную поверхность неравномерно не только в пространстве, но и во времени. Наблюдается не только годовой ход выпадения (с максимумом в августе и декабре), но и неравномерность с годовыми и вековыми циклами. Более того, предполагается, что в определенные геологические периоды были катастрофические космические ливни (в *P*, *Cr*, *Kz*). Если мы найдем отложения, образованные в эти эпохи, то они будут перспективны для поисков космогенных элементов.

Таким образом, основная задача этого направления, помимо совершенствования методики выделения свинца или других аналогов, сводится к определению "меры космогенности" вещества как геохимического критерия перспективности нахождения далеких трансураниевых элементов в тех или иных объектах.

Хотя метеоритная пыль может и не быть источником экаспинда, плотность ее выпадения может быть индикатором меры привноса космогенного вещества.

Для определения меры космогенности вещества можно использовать отношение характерных космогенных элементов к земным или соотношение отдельных изотопов, резко различное для космических или земных образований. Таких элементов и изотопов может быть несколько.

Наиболее эффективным будет никель, содержание которого в метеоритном веществе будет в 100-1000 раз большим, чем в земных породах. Таким индикатором может быть также кобальт и некоторые другие элементы.

Но более перспективно, вероятно, использовать изотопные отношения одного и того же элемента, различные в земном и метеоритном веществе. Здесь вопросы селективной концентрации будут иметь наименьшее значение.

Наиболее просто использовать для этой цели отношения изотопов благородных газов, например, такие, как  $Ne^{20}/Ne^{22}$ ,  $Ne^{21}/Ne^{22}$ ,  $Ar^{36}/Ar^{38}$ . Но наибольшего эффекта можно ожидать от отношения  $He^3/He^4$ , которое в земных и космических объектах различается в тысячи раз.

Отношение изотопов гелия в осадках океанов. После того как в Физико-техническом институте АН СССР был разработан магнитный резонансный масс-спектрометр с высокой разрешающей способностью [3], появилась возможность производить точные определения отношения  $He^3/He^4$ , которое может быть использовано для решения ряда геохимических вопросов [3-6].

На основании обобщения в работе [4] полученных данных выведены величины отношений  $He^3/He^4$  в различных природных объектах\*:

Железные метеориты .....	$n \cdot 10^{-1}$	
Железо-каменные метеориты ...	$n \cdot 10^{-2}$	
Каменные метеориты .....	$n \cdot 10^{-4}$	- $n \cdot 10^{-1}$
Лунные породы .....	$n \cdot 10^{-6}$	- $n \cdot 10^{-5}$
Нижние слои атмосферы .....	$n \cdot 1,4 \cdot 10^{-6}$	

\* Авторы выражают признательность Б.Н. Мамырину и Л.В. Хабарину, выполнившим измерения изотопных отношений гелия. Полные данные по этому вопросу опубликованы в работе [9].

Породы земной коры .....	$n \cdot 10^{-7}$	-	$n \cdot 10^{-8}$
Радиоактивные минералы ....	$n \cdot 10^{-9}$	-	$n \cdot 10^{-10}$
Литиевые минералы .....	$n \cdot 10^{-5}$	-	$n \cdot 10^{-6}$
Вулканические газы .....	$n \cdot 10^{-5}$	-	$n \cdot 10^{-6}$

Замечено, что в основных породах отношение  $He^3/He^4$  выше, чем в кислых [ 5 ], а в более древних осадочных породах ниже, чем в молодых.  $He^4$  в земных минералах образуется в больших количествах при распаде радиоактивных элементов рядов урана и тория. Присутствие  $He^3$  связывается либо с ядерными реакциями (преимущественно в литиевых минералах), либо с захватом "первозданного" гелия с высоким процентным содержанием изотопа  $He^3$ . Повышенное изотопное отношение  $He^3/He^4$  в вулканических газах, а также некоторая аналогия метеоритов с глубинными породами Земли допускают предположение об относительно высоком отношении этих изотопов и в веществе мантии [ 4 ]. Несколько повышенное отношение  $He^3/He^4$  в водах Тихого океана также трактуется как признак мантийного газового потока через более тонкую океаническую кору [ 7 ].

Таким образом, привнос гелия в земную кору, в водную и газовую оболочки связывается с гипотетическим мантийным источником.

Не оспаривая такой возможности, рассмотрим вопрос о роли космогенного материала в формировании некоторых земных пород и газов и, в частности, о возможном источнике изотопа  $He^3$  - космической пыли. Проиллюстрировать это можно на анализе отношения  $He^3/He^4$  в океанических илах (таблица).

Для Тихого океана проанализированы только красные глины из различных его районов.

Как видно из таблицы, отношение  $He^3/He^4$  во всех пробах равно  $n \cdot 10^{-5}$ , что в десятки раз выше, чем это наблюдается в различных породах земной коры.

Для красных глин Атлантического океана также наблюдается повышенное отношение  $He^3/He^4 = 2-3 \cdot 10^{-6}$ , но оно на порядок ниже, чем в поверхностных пробах осадков Тихого океана.

Для алевроито-пелитовых и песчаных илов Северной Атлантики отношение изотопов гелия равно  $n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-8}$ , т.е. такое же, как в наиболее распространенных породах земной коры.

Такое распределение отношений  $He^3/He^4$  в океанических осадках можно объяснить присутствием в глубоководных красных

глинах гипотетического "мантийного"  $He^3$  или обогащением илов  $He^3$  за счет космической пыли. И в этом, и в другом случае глубоководные части Тихого океана оказываются наиболее благоприятными зонами, что и подтверждается опытом. Нам кажется наиболее вероятным объяснение повышенного количества  $He^3$  в илах за счет присутствия в них космической (метеоритной) пыли. Если даже допустить диффузию мантийного гелия через океаническое дно, то трудно представить себе механизм удержания его илами.

Номер станции	Глубина, м	Тип ила	$He^3/He^4$
<u>Тихий океан</u>			
5I28	5I26	Красная глина	$2,5 \cdot 10^{-5}$
5I26	5070	"	$1,4 \cdot 10^{-5}$
I566	I0300	"	$1,5 \cdot 10^{-5}$
<u>Атлантический океан</u>			
I606	4955	Красная глина	$3,0 \cdot 10^{-6}$
222	5300	"	$2,2 \cdot 10^{-6}$
I60	2I5	Алеврито-пелитовый ил	$8,7 \cdot 10^{-9}$
4	200	"	$7,0 \cdot 10^{-8}$
49	600	"	$6,0 \cdot 10^{-8}$

Гелий очень подвижный газ, он легко диффундирует из пород. Обычно горные породы теряют 80–90% радиогенного гелия [ 8 ]. Нами определен гелий в различных типах илов, в которых потери радиогенного гелия того же порядка, а в ряде случаев еще больше. Захват и удержание мантийного гелия илами маловероятен, хотя он может проникать с водами в некоторые структуры минералов при их диагенезе или включаться в илы в виде газовых пузырьков мантийной атмосферы. Нами определялись изотопные отношения гелия как в натуральных пробах илов с ненарушенной структурой, так и в илах, обработанных азотной кислотой.

В последнем случае растворялись примеси карбонатов и некоторых легкорастворимых минералов, снимались адсорбированные элементы и вскрывались возможные газовые включения. Отношение  $He^3/He^4$  в обработанных и необработанных илах почти одинаковое.

Если допустить захват илами "мантийного" гелия, то вряд ли он мог войти в кристаллическую структуру терригенных минералов. При менее прочных связях он был бы снят при обработке  $HNO_3$ .

Еще одним важным доказательством того, что  $He^3$  в красных глинах Тихого океана не является мантийным, удерживаемым в породе относительно слабыми связями, а входит в кристаллическую структуру минералов, является анализ отношений  $He^3/He^4$  в различных температурных фракциях одной и той же породы. Так, для красной глины впадины Тонга (глубина 10 км) характерно, что при нагревании одной и той же навески до 400; 600 и 800°C отношение  $He^3/He^4$  равно соответственно  $3,5 \cdot 10^{-6}$ ;  $3,5 \cdot 10^{-6}$  и  $2,7 \cdot 10^{-5}$ .

Следовательно, наибольшее количество  $He^3$  связано со структурой минерала, в которую он входит, а не является привнесенным из мантийного газового потока.

Таким образом, повышенное отношение  $He^3/He^4$  в глубоководных океанических илах, вероятнее всего, объясняется заметной долей в них метеоритного вещества, в котором содержится большое количество  $He^3$ .

Обогащение изотопом  $He^3$  океанических вод [7] и атмосферы может быть функцией его выделения из космической добавки илов и поверхностных пород суши.

Поскольку прямым наблюдением установить присутствие и количество микрочастиц метеоритного вещества в илах трудно, то отношение  $He^3/He^4$  в них может быть чувствительным индикатором космической добавки. Так как оно в метеоритах на пять, шесть порядков больше, чем в породах земной коры, то точность таких определений будет весьма высокой.

Составив карту отношений изотопов гелия для илов океанического дна, получим наглядную картину распределения космогенного вещества в илах. Это очень существенно для выявления путей поступления космогенного вещества через атмосферу, толщу океана, а также решения ряда геофизических и геохимических задач. Космогенность илов — хороший индикатор для поисков участков, где возможно нахождение далеких трансурановых элементов космического происхождения. По предварительным данным такими участками могут быть красные глины глубоководных впадин Тихого океана.

Для более конкретного решения этого вопроса необходимы более широкие исследования.

Отношение изотопов гелия как индикатора космогенности может быть применено не только к океаническим илам, но и к другим природным образованиям. При соблюдении ряда условий это очень чувствительный метод, позволяющий определить доли процента метеоритного вещества.

## Выводы

1. Отношение  $He^3/He^4$  в илах может служить мерой их космичности и быть индикатором примеси космического вещества. В частности, это можно использовать для выяснения районов, наиболее благоприятных для поисков далеких трансурановых элементов космического происхождения.

2. В глубоководных красных глинах Тихого океана наблюдается повышенное отношение изотопов  $He^3/He^4$ , порядка  $n \cdot 10^{-5}$ . В таких же илах Атлантического океана оно тоже повышено ( $n \cdot 10^{-6}$ ), но на порядок меньше, чем в Тихом океане.

3. В алевроито-пелитовых и песчаных илах отношение  $He^3/He^4$  такое же, как в породах земной коры:  $n \cdot 10^{-7} - 10^{-8}$ .

4. Для поисков далеких сверхтяжелых элементов авторы считают наиболее перспективными красные глубоководные глины Тихого океана.

## Литература

1. Флеров Г.Н., Звара И. Химические элементы второй сотни. ОИЯИ Д7 - 6013, Дусна, 1971.
2. Чайхорский А.А. Пятое квантовое число и предсказание химических свойств сверхтяжелых элементов. - Радиохимия, 1972, № 1.
3. Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. Применение магнитного резонансного масс-спектрометра для изотопных анализов природного гелия. - Геохимия, 1969, № 5.
4. Каменский И.Л. и др. Изотопы гелия в природе. - Геохимия, 1971, № 8.
5. Герлинг Э.К. и др. Изотопный состав гелия в некоторых горных породах. - Геохимия, 1971, № 10.
6. Мамырин Б.А. и др. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. - ДАН СССР, 1969, т.184.
7. Clarke W.B., Beg M.A., Craig H. Excess  $He^3$  in the Sea. - Earth and Planetary sci Letters, 1969, v.6, 213.
8. Герлинг Э.К. Миграция гелия из минералов и пород. - Труды Радиового института им. В.Г. Хлопина, 1957, т. VI.
9. Крылов А.Я. и др. Изотопы гелия в осадках океанов. - Геохимия, 1972, № 12.

## АЛМАЗЫ В РОССЫПЯХ

Ю.А. Полканов, Э.А. Витриченко

(Институт минеральных ресурсов МГ УССР,  
Крымская астрофизическая обсерватория АН СССР)

В россыпях Украины обнаружены мелкие алмазы [ 8, 9, 16 ], отличающиеся от алмазов известных месторождений преобладанием кристаллов кубического габитуса, значительным количеством зерен с оранжевой люминесценцией и нелюминесцирующих зерен, существенной ролью микрозернистых агрегатов, наличием необычных деформированных "сланцеватых" разновидностей и другими признаками. Имеющиеся факты не дают однозначного ответа о происхождении этих алмазов и позволяют предполагать, что алмазы представлены разностями различного генетического типа.

Необычность алмазов и отсутствие в большинстве россыпей пирропа и других спутников алмаза по кимберлитам свидетельствуют о возможном космогенном происхождении части этих алмазов.

Долгое время космогенные алмазы были известны лишь в связи с веществом метеоритов. Недавно алмазы обнаружены также в импактитах Полигайской астроблемы [ 12 ]. Таким образом, известны метеоритные и астроблемные космогенные алмазы.

Логично предположить, что алмаз как чрезвычайно устойчивый минерал может, не изменяясь, переходить при выветривании метеоритов и пород метеоритных кратеров в земные осадочные отложения, причем пластические осадки типа титаносных россыпей, являющиеся естественными ловушками тяжелых устойчивых минералов, могли бы содержать повышенное количество космогенных алмазов за счет природного обогащения.

Известная равномерность падений метеоритов на поверхность Земли позволяла ожидать, что космогенные алмазы могут присутствовать в земных осадках различных регионов. Поэтому обнаружение алмазов в пространственно разобщенных титаносных россыпях косвенно подтверждало бы возможность их космогенного происхождения. Таким подтверждением явилось установление мелких алмазов в пятнадцати мелкозернистых титаносных россыпях различных регионов: центральной части Русской платформы (меловые отложения), северо-восточного Казахстана (палеоген) и Западной Сибири (палеоген).

Несмотря на кажущуюся очевидность присутствия космогенных алмазов в земных осадках, количество алмазов, а отсюда и реальность их обнаружения, оставались неясными. В связи с этим мы попытались приблизительно оценить возможное количество космогенных алмазов, которые могли бы попасть в земные осадки.

Алмазы известны в октаэдриках, уреилитах, хондритах [ I, 2, 7, 10, 17, 23, 25, 26 ]. Данные о содержании алмаза во всех алмазоносных метеоритах отсутствуют. Имеющиеся факты свидетельствуют об огромном, по нашим представлениям, количестве алмазов в некоторых метеоритах. В Новом Урее, например, содержится 1-2% алмаза [ 10, 17 ], что составляет в пересчете на 1 т исходного вещества 50-100 тыс. карат. Для сравнения отметим, что кимберлиты считаются богатыми при содержании десятков карат в тонне породы, а разработка их рентабельна при содержании нескольких карат алмаза в тонне породы.

Известно около десяти алмазоносных метеоритов. Вероятно, алмазы в метеоритах распространены шире, чем это считается на основании имеющихся находок, поскольку исследовалось на алмазоносность не более ста метеоритов. Алмазоносными из них оказалось около 10%. Будем предполагать, что такого же порядка процентное содержание алмазоносных образцов от всех метеоритов.

Считается, что ежегодно на Землю выпадает около тысячи метеоритов общим весом 200-2000 т [ 6, II ]. Если принять, что ежегодный прирост Земли за счет метеоритов составляет  $10^3$  т, а содержание алмаза в метеоритах равно  $10^{-4}$ , то количество алмазов, попадающих на Землю с метеоритами, составит 10 кг (50 тыс. карат) в год. Только за четвертичный период на Землю могло попасть  $10^4$  т алмазов.

В приведенном расчете не учтены астроблемные алмазы, количество которых также может быть велико [ 12 ].

Приведенные соображения делают возможным обнаружение космогенных алмазов в россыпях. Для реализации этой возможности необходимо идентифицировать космогенные разновидности среди алмазов титаноносных россыпей на основе сравнения с заведомо космогенными алмазами.

Известно, что метеоритные алмазы представлены микроагрегатными сростками, неправильными зернами, отдельными кристалликами и разностями типа карбонадо. Максимальные размеры агрегатов до нескольких миллиметров. Преобладающая крупность алмазных зерен

оставляет 0,1–0,3 мм. Правильные кристаллы имеют форму куба, октаэдра, кубо-октаэдра. Алмазы бывают серые и черные, часто графитизированные, нелюминесцирующие, реже встречаются бесцветные, коричнево-желтые и люминесцирующие алмазы [ I, 2, 4, II, I7, I8, 26, 27 ]. Общими разновидностями алмаза, присутствующими во всех алмазосодержащих метеоритах, являются темноокрашенные агрегатные зерна (рис. I). К характерным особенностям метеоритных алмазов можно отнести текстурованность многих микроагрегатных зерен и присутствие в ряде образцов гексагональной полиморфной модификации алмаза – лонсдейлита [ 2, 20, 22 ].

Аотроблемные алмазы в литературе подробно не описаны. Судя по имеющимся данным [ I2 ], алмазы из импактитов Попигайского кратера близки к метеоритным алмазам.

В материнских породах земного происхождения лонсдейлит неизвестен. Поэтому достаточно надежным критерием для отнесения алмазов из россыпей к космогенным могло бы явиться обнаружение среди них лонсдейлита.

В нашем первом сообщении о возможном присутствии космогенных алмазов в земных осадочных породах (I конференция молодых ученых Крыма, г. Ялта, 1968), когда алмазы еще не были изучены рентгенографически, о лонсдейлите говорилось лишь предположительно. К настоящему времени в результате исследований, выполненных М.И. Сохор, в наших образцах обнаружен лонсдейлит. Этот минерал однозначно диагностирован на рентгенограммах вращения по отражениям 10-II ( $d = 2,16\text{--}2,17 \text{ \AA}$ ) и 10-II ( $d = 1,93\text{--}1,95 \text{ \AA}$ ). Установлено также, что многие исследованные образцы являются текстурованными агрегатами с искаженной и напряженной кристаллической решеткой составляющих их кристаллитов. Эти данные соответствуют рентгенографическим исследованиям алмазов метеоритов [ I8, 20, 22 ]. Кроме того, в одном из образцов алмаза диагностирована никельсодержащая фаза – тэнит (по линии с  $d = 2,08 \text{ \AA}$ ). В зернах графита, сопутствующего алмазу, установлена ПЦК-фаза на основе никеля с увеличенным периодом решетки ( $a = 3,54 \text{ \AA}$ ). Таким образом, рентгенографические данные также свидетельствуют о возможной космической природе изучавшихся разновидностей алмаза.

Г.П. Вдовыкин, исследовавший несколько переданных нами черных алмазов кубического габитуса из россыпей Украины, также пришел к выводу о возможности их космогенного происхождения [ 3 ].

По внешним признакам и физическим свойствам алмазы импактитов Попигаевского кратера идентичны сильно деформированным "сланцеватым" алмазам из россыпей. Эта разновидность алмаза из россыпей (рис. 2) характеризуется пластинчатой неправильной в плане формой, желтоватым до черного цветом, алмазным блеском с шелковистым или жирным оттенком, повышенным двупреломлением (до 0,01), специфичным узором поверхности в виде систем линий, полос и чередующихся веретенообразных валиков и бороздок. Внешняя морфология и внутреннее строение, выявленное рентгенографическими исследованиями, свидетельствуют о сильной механической деформированности этой разновидности. В кимберлитах подобные алмазы не встречались. Сходство "сланцеватых" алмазов россыпей с астроблемными подтверждается присутствием в обоих видах образцов гексагональной фазы — лонсдейлита.

Космогенные разновидности могут составлять некоторую часть всех исследованных алмазов титаносных россыпей. Наибольшее количество алмазов с примесью лонсдейлита (до 15%) обнаружено в одной из меловых россыпей центральной части Русской платформы. О точном соотношении метеоритных и астроблемных алмазов судить трудно, так как не выявлены четкие типоморфные признаки обоих. К сожалению, мы пока не знаем надежных критериев отличия космогенных алмазов, не содержащих лонсдейлит или представленных не текстурованными агрегатными зернами, от земных алмазов. Поэтому ближайшей задачей является детальное изучение метеоритных, астроблемных и земных алмазов для выявления их типоморфных признаков.

Выявлению количественной роли и распространенности космогенных алмазов способствовало бы изучение алмазности разновозрастных осадков различных регионов и в первую очередь систематическое опробование мелкозернистых песков типа титаносных россыпей, природно обогащенных тяжелыми устойчивыми минералами. Космогенные алмазы могут присутствовать в известных прибрежно-морских месторождениях титана Австралии, Индии, Флориды и других районов.

Дальнейшее изучение космогенных алмазов в земных осадках может способствовать решению некоторых актуальных проблем космогонии. Например, выяснение количественной роли космогенных алмазов в датированных осадочных толщах позволило бы судить о метеоритной активности на различных этапах истории Земли. Имеются

сведения о неравномерности этой активности в различные периоды. По данным Мэтча, в палеозойскую эпоху скорость накопления внеземного вещества могла быть больше современной [15]. Аналогичные результаты получил Гартманн, изучив распределение лунных кратеров по их числу и размерам [21]. Он пришел к выводу о том, что на ранних стадиях развития Луны поток метеоритов был интенсивнее, чем на поздних.

Большой интерес представило бы опробование пород, в которых исключено попадание земных алмазов, например отложений некоторых океанических впадин и горных плато, антарктических льдов, а также осадочных пород (в частности, соляных отложений).

При поисках коренных месторождений алмаза кимберлитового типа по мелким алмазам россыпей следует учитывать возможность присутствия космогенных алмазов в мелкозернистых россыпях, а также обнаружения песчаных отложений, содержащих только космогенные алмазы.

### В в о д ы

В земных осадках, в частности в мелкозернистых прибрежно-морских отложениях, возможно присутствие космогенных (метеоритных и астроблемных) алмазов. В пользу этого предположения свидетельствуют региональная распространенность алмазов в россыпях, сходство морфологии и других внешних признаков (рис. 1, 2) с заведомо космогенными алмазами, сходство внутреннего строения со строением космогенных алмазов и присутствие лонсдейлита и никельсодержащих фаз.

Изучение космогенных алмазов значительно затруднено отсутствием их надежных типоморфных признаков.

Выяснение количественной роли космогенных алмазов земных осадков могло бы способствовать решению некоторых проблем космогонии, в частности определению метеоритной активности на различных этапах истории Земли.

### Л и т е р а т у р а

1. Вдовыкин Г.П. - Метеоритика, 1964, вып. 25.
2. Вдовыкин Г.П. Алмазы в метеоритах. "Наука", М., 1970.
3. Вдовыкин Г.П. Зап. Всес. мин. о-ва, ч. 100, вып. 2, 192-4, 1971.
4. Виноградов А.П., Вдовыкин Г.П. - Геохимия, 1963, № 8.

5. Витриченко Э.А., Полканов Ю.А. - *Астрономический циркуляр*, 1972, № 698.
6. Вуд Дж. *Метеориты и происхождение солнечной системы*. "Мир", М., 1971.
7. Ерофеев М.В., Лачинов П.А. - *Зап. Всес. мин. о-ва*, 1888, 24, 263.
8. Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. - *ДАН СССР*, 1964, т. 157, № 5.
9. Кашкаров И.Ф. и др. - *ДАН СССР*, 1968, т. 179, № 4.
10. Кринов Е.Л. *Основы метеоритики*. Гостехиздат, М., 1955.
11. Кринов Е.Л. *Метеориты*. Физматгиз, М., 1958.
12. Масайтис В.Л., Селивановская Т.В. *Тез. докл. к съезду Всес. мин. о-ва*, 22-23, II., 1971.
13. Масайтис В.Л., Футергендлер С.И., Гневушев М.А. - *Зап. Всес. мин. о-ва*, ч. 101, вып. I, 1972.
14. Полканов Ю.А. - *Инф. бюлл. "Геофизика и астрономия"*, 1967, № II, 227-9.
15. Фесенков В.Г. - *Метеоритика*, 1968, вып. 27, 3.
16. Юрк Ю.Ю., Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. - *Мин. сб. Львовск. ун-та*, 1966, вып. 4, № 20.
17. Carter N.L., Kennedy G.C. - *J. Geophys. Res.*, 1964, v.69, 120.
18. Frondel C., Marvin U.B. - *Nature*, 1967, v.214, N5088, 587-589.
19. Gourinard Y. - *C.r.A ca d.Sci.* 1960, v.251, N22.
20. Hanneman R.E., Strong H.M., Bundy F.P. - *Science*, 1967, v. 155, N3 765, 995-997.
21. Hartmann W. - *Icarus*, 1965, v. 4, N2, 157, 207.
22. Lipshutz M.E. - *Science*, 1962, v. 138, 1266-1267.
23. Lipshutz M.E., Anders E. - *Geochim. and cosmochim. acta*, 1961, v. 24, 83.
24. Lonsdale K., Milledge H.J., Nave E. - *Mineral. Mag.*, 1959, v. 32, N246, 185.
25. Urey H.C. - *Astrophys. J.*, 1956, 124.
26. Urey H.C., Mele A., Mayeda T. *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, v. 13.
27. Wentorf R.N., Bovenkerk H.P. - *Astrophys. J.*, 1961, v. 134, 995-1005.

ПОИСКИ ВЕЩЕСТВА ТУНГУССКОГО МЕТЕОРИТА  
В ТОРФАХ РАЙОНА МЕЖДУРЕЧЬЯ ПОДКАМЕННОЙ  
И НИЖНЕЙ ТУНГУСОК

Н.В. Васильев, Ю.А. Львов, Ю.А. Гришин,  
Б.И. Вронский, Г.И. Иванова, Т.А. Меньяцева,  
П.П. Ваулин, С.Н. Грязнова

(Томский государственный университет,  
Комиссия по метеоритам и космической пыли  
СО АН СССР, Томское отделение Всесоюзного астро-  
номо-геодезического общества)

Многочисленные попытки обнаружения крупных осколков Тунгусского метеорита были безрезультатны. Современное представление о физической картине Тунгусского взрыва с присущими ему специфическими чертами — большая мощность, надземный характер, — позволяет с большой долей вероятности предполагать, что вся или по крайней мере большая часть массы метеорита должна была перейти в мелкодиспергированное состояние, и сохранение крупных его фрагментов поэтому мало вероятно.

Эквивалент Тунгусского взрыва характеризуется оценками, находящимися в интервале 10 — 40 Мт. Поэтому закономерно стремление ряда исследователей искать аналогию между процессами, происходящими при ядерных взрывах, и взрыве Тунгусского метеорита. Эту цель и преследовала экспедиция КМЕТ АН СССР в 1961—1962 гг. Полной аналогии между этими явлениями быть не может, поскольку в механизмах Тунгусского взрыва и надземных ядерных взрывах имеются большие различия. Тунгусский взрыв не является единым центральным точечным взрывом. Наиболее вероятно, что область генерации взрывной волны имела цилиндрическую форму. Иными словами, взрыв был протяженным — тело двигалось, взрываясь, по крайней мере несколько километров.

Очевидно, что и плотность энергии Тунгусского взрыва в таком случае должна быть намного меньше, чем при ядерных взрывах. Этим можно объяснить то, что непосредственно в центре катастрофы (на расстоянии всего 800—1000 м от эпицентра) уцелели старые кедры. Следовательно, вряд ли можно ожидать в центре взрыва тех температур, которые наблюдались в центре огненного шара ядерных взрывов.

Несмотря на отсутствие точных расчетов, не исключено, что не все вещество метеорита перешло в газообразное состояние. Мож-

но ожидать, что значительная часть его расплавилась или была мелко раздроблена и оплавлена. В таком случае огненный шар Тунгусского взрыва напоминал не облако раскаленных газов, а представлял собой скопление взвешенного в воздухе раскаленного шлака. Такое мнение, в частности, высказано Д.Ф. Анфиногеновым (Всесоюзная метеоритная конференция, М., 1968 г.).

Изложенное позволяет допустить, что площадь, на которой осела большая часть вещества Тунгусского метеорита, оставаясь достаточно обширной, все же меньше, чем оцениваемая для "классического" ядерного взрыва с таким же эквивалентом. Кроме того, при взрыве ядерного устройства масса испаряющегося вещества (корпус бомбы и непрореагировавшее ядерное горючее) измеряется десятками тонн. В данном случае речь идет о разрушении тела, масса которого составляла  $10^5$ ,  $10^6$  или более тонн.

Если учесть все сказанное, станет очевидно, что аналогия с ядерными взрывами в нашем случае ограничена. В частности, нельзя переносить на Тунгусскую катастрофу правильный применительно к ядерным взрывам вывод о том, что выпадение значительных масс мелкодиспергированного вещества (остатков бомбы) в непосредственной близости от эпицентра воздушного ядерного взрыва невозможно.

Все это позволило предположить, что, несмотря на относительно большую высоту взрыва, поиски мелкодиспергированного космического вещества на сравнительно небольших (измеряемых километрами и десятками километров) расстояниях от эпицентра не являются абсурдными. Однако, по-видимому, значительные количества материала могли выпасть и на большом расстоянии от места взрыва, образовав шлейф рассеяния.

Для правильной постановки задачи поисков вещества Тунгусского метеорита в стратифицируемых объектах большое значение имеют три обстоятельства: 1) определение направления сноса облака атмосферного аэрозоля, образовавшегося после остывания огненного шара; 2) разработка методик, позволяющих выделять космическое вещество из стратифицируемых объектов, и 3) датировка стратифицируемых объектов (выделение в них слоя 1908 г.).

Приближенный ответ на первый вопрос получен при анализе направлений стратосферных ветров при сходных синоптических ситуациях, проведенном в Гидрометеоцентре СССР. Из него следовало, что вещество могло быть отнесено, скорее, на запад, но

не на восток. Впоследствии этот вывод был подтвержден на большем материале [ 6 ].

Второй вопрос в основном решен в результате методических работ, проведенных в 1964-1968 гг. [ 4, 5 ].

Третий вопрос изучался Ю.А. Львовым на основании анализа состава торфяной залежи и определения нарушений процесса нарастания ее зольности по мере естественного уплотнения составляющих залежь мхов. Все это дало возможность приступить в 1969 г. к широко поставленным поискам вещества Тунгусского метеорита в сфагновых торфах района падения.

Предпосылки для развертывания таких исследований были заложены в 1961-1962 гг. К.П. Флоренским, впервые предпринявшим попытку изучения распределения космической пыли на большой площади. В тот период оперативные методики выделения космической пыли из торфа не были разработаны и поэтому основное внимание было обращено на выделение магнетитовой составляющей метеорной пыли из почв района Тунгусской катастрофы. Результаты этих исследований выявили следующее:

1) в почвах междуречья Подкаменной и Нижней Тунгусок присутствует в заметных количествах метеорная пыль;

2) распределение ее на большой площади неравномерно; наибольшая концентрация имеет место в районе, расположенном в 70-100 км на СЗ от места Тунгусского взрыва.

Таким образом, обнаруженное вещество, вероятно, представляет собой остатки Тунгусского метеорита. С другой стороны, этот вывод подвергался критике на том основании, что, во-первых, естественные колебания земного космохимического фона не изучены, во-вторых, принадлежность найденной экспедицией КМЕТ АН СССР космической пыли к выпадениям 1908 г. не доказана.

К 1968 г. выяснилось, что количество вещества, ежегодно выпадающего на Землю из космоса, измеряется десятками и сотнями тысяч тонн. Верхний же горизонт почвы представляет собой естественный аккумулятор выпадений аэрозоля по крайней мере за последние 100-150 лет.

Все это еще раз подчеркивает, что работы 1969-1971 гг. - это не повторение пройденного, а качественно новый этап исследований.

Работы, развернутые во время экспедиции СО АН СССР, Томского университета и Томского отделения ВАГО летом 1969 г., должны были ответить на следующие вопросы:

1) присутствуют ли в торфяной залежи оплавленные сферулы, аналогичные находимым в почвах и других природных объектах; если да, то каково их количество и как они распределяются по глубине в районах, удаленных от мест крупных метеоритных падений;

2) существуют ли отклонения от хода естественного процесса аккумуляции оплавленного сферического материала в районе падения Тунгусского метеорита;

3) если да, то как эти аномалии распределены по площади и какое отношение имеют они к особым точкам и линиям района Тунгусской катастрофы?

Ответ на первый вопрос был частично дан предварительными методическими разработками 1963–1968 гг., но его следовало уточнить, применив более совершенную методику удаления органического вещества торфяной залежи.

Работы, проведенные в окрестностях одного из городов Западной Сибири, а также в удаленных от источников индустриальных загрязнений северных районах Томской области, показали, что вблизи промышленных центров имеется огромное загрязнение верхних слоев торфа сферическими частицами – как металлическими, так и силикатными. Они весьма разнообразны по цвету, поверхности, структуре. Большая часть из них имеет силикатный состав. Индустриальное происхождение этой пыли не вызывает сомнений.

Ниже, начиная с глубины 18–21 см, содержание шариков резко уменьшается.

Приводим динамику числа сферул в торфе, взятом в районе крупного населенного пункта (слева указан номер слоя):

	Число шариков на 1 дм <sup>2</sup>
I – 6 (суммарно)	> 1 000 000
7	~ 1 000 000
8	~ 750 000
9	7 000
10	3 200
11	1 340
12	250
13	380
14	200
15	60
16	110
17	50

На глубине 35–40 см число шариков не превышает единиц или нескольких десятков на 1 дм<sup>2</sup>. Спад кривой происходит плавно, без вторичных возмущений. Результаты этих экспериментов, прове-

денных на четырех колонках, показывают, что, во-первых, подавляющее большинство сферических частиц, находящихся в воздухе в настоящее время, имеет индустриальное происхождение — и это требует соблюдения правил стерильности при поисках космических сферул в природных объектах; во-вторых, адсорбционная способность сфагнового торфа достаточно велика; в-третьих, выпадение сферической фракции индустриальной пыли даже в окрестностях крупных населенных пунктов в середине прошлого столетия не превышало нескольких десятков частиц на  $1 \text{ дм}^2$  в год.

Эти выводы были подтверждены при изучении колонок, взятых на севере Томской области. Здесь наиболее богатыми сферическими оплавленными частицами оказались верхние слои, хотя число частиц в них несравненно меньше, чем в окрестностях Томска. И здесь, как и в предыдущем случае, имеет место резкий спад числа частиц по мере углубления в торфяную залежь и отсутствуют вторичные возмущения, которые бы формировали дополнительные максимумы.

Все это давало основания считать, что, если в районе падения Тунгусского метеорита в глубине торфяной залежи обнаружится заметное локальное повышение числа сферул в слое, включающем в себя прирост 1908 г., то можно полагать, что этот максимум связан с Тунгусской катастрофой. Делая такое заключение, мы не говорим, что обнаруженные шарики — это частицы, относящиеся к самому Тунгусскому метеориту. Это требует доказательства.

Проведенные методические работы выдвинули необходимость обработки хотя бы части проб в условиях полевого лабораторного стационара, состоящего из химической и минералогической лабораторий. Стационар был развернут в 1969 г. в нежилом поселке Хрустальный (60 км севернее пос. Ванавара) и в 1970 г. на оз. Чехо (80 км к ССЗ от пос. Ванавара, 10 км к СЗ от избы Кулика). Здесь было обработано свыше 100 проб, что позволило получить опорные значения космического фона в условиях, гарантирующих от случайных загрязнений.

Анализ первых же колонок, взятых в районе Тунгусского падения, показал, что распределение шариков в них существенно отличается от того, что имеет место в Томской области. В отдельных точках района верхние слои торфяной залежи и здесь относительно богаты силикатными шариками, — по-видимому, мелкодисперсная фракция индустриальной пыли заносится и сюда, хотя ее количество несравненно меньше, чем в Томской области. Затем, как и в других

местах, на глубине 20–27 см число шариков резко падает. Небольшое число их обнаруживается и в наиболее глубоких слоях колонки (как правило, это единицы шариков на  $1 \text{ дм}^2$  поверхности).

Но на глубине 27–39 см во многих точках района лежит слой, весьма богатый оплавленными сферическими частицами. На рис. 1 приведена типичная для этих мест кривая распределения шариков в торфяной залежи. В отдельных случаях, например в районе выс. Кларк, среднем течении рек Молешко и Макикты, содержание сферул измеряется сотнями, тысячами, а иногда и десятками тысяч частиц в пересчете на 1 г минеральной компоненты торфа.

Распределение шариков по площади выглядит следующим образом. К востоку от эпицентра расположена (рис. 2) зона проб, содержание шариков в которых невелико, и лишь в отдельных пробах значительно превышает фоновые значения. Эту зону с юга, запада и севера окаймляет зона богатых проб, образуя широкую подкову. На севере и на юге наружная граница этой подковы удалена от эпицентра на расстояние 16 – 18 км, тогда как ширина ее не превышает 10 км. За пределами этой полосы к СЗ, З и ЮЗ пробы, содержащие надфоновые количества частиц, весьма редки и, как правило, окружены группами проб, характеризующихся фоновыми значениями. Такая картина прослежена нами на расстоянии до 70 км от эпицентра.

К востоку от эпицентра в полосе проекции траектории прослеживаются пробы с относительно высоким содержанием шариков в слое, включающем прирост 1908 г.

За пределами близких окрестностей района падения (на расстоянии 70 км и более) находятся участки, где содержание шариков в торфе оказывается вновь повышенным (в зоне, включающей в себя прирост 1908 г.). Один из таких районов расположен в окрестностях пос. Ванавара, второй – на северо-западе к югу от пос. Муторай. Зона обогащения в районе Ванавары ввиду малочисленности отобранных проб детально не околонтурена и интерпретация ее затруднительна. Северо-западная зона представляет собой, возможно, начало предполагаемого шлейфа рассеяния. Необходимо проведение сравнительных химических анализов шариков, находимых в центральных пробах и на периферии. Предполагая различные физические условия их образования, можно ожидать различий в их химических и физических свойствах, что может дать ценную информацию о механизме Тунгусского взрыва.

Кроме того, мы располагаем данными по ряду профилей, заложенных на расстояние до 200 км и более от места падения Тунгусского метеорита. В частности, в бассейне р. Таймуры в отдельных колонках, отобранных близ с. Кербо, встречается небольшое число мелких силикатных шариков, сосредоточенных преимущественно в слое, относящемся к 1908 г. На более близких расстояниях, при прохождении профиля Кербо - Муртай, богатых шариками проб торфа не обнаружено.

Таким образом, предварительные данные исследования проб торфа на большой площади свидетельствуют о ее большом отличии от представлений об обычном шлейфе рассеяния.

Характеристика частиц и распределение их по величине. По цвету сферулы, встречающиеся в торфах района падения Тунгусского метеорита, могут быть разделены на четыре группы: 1) бесцветные или серые различных оттенков; 2) голубовато-зеленоватые; 3) черные (включая черные магнетитовые); 4) других цветов (встречаются редко). Чаще других обнаруживаются шарики первой и третьей групп. Такие же шарики, хотя и в меньшем количестве, встречаются и в слоях торфа, не относящихся к 1908 г., что, возможно, указывает на сходство шариков, относящихся к 1908 г., с метеорной пылью. Шарики первых двух типов по структуре могут быть разделены на три подгруппы: а) сплошные аморфные; б) полные аморфные и в) шарики с аморфной наружной оболочкой и кристаллическим ядром. Изредка встречаются двойные спаянные шарики, один из которых иногда бывает магнетитовым, второй - стеклянным. Подобные шарики, хотя и очень редко, присутствуют среди фоновых выпадений. Многие из них содержат внутри полость (или полости), наполненную газом. Полости эти бывают двух типов. В одном случае внутренняя часть шарика пронизана большим количеством мелких пузырьков и имеет как бы губчатую структуру, в других - шарик имеет тонкую (около 2 мк) оболочку и единую внутреннюю полость диаметром до 20 мк. Шарики такого рода обнаружены в образце нестожденного торфа, взятом в бассейне р. Молешко. На таких шариках имеются миниатюрные отростки, окруженные системой концентрических колец.

Распределение по величине шариков, найденных в слоях торфа, относящихся к периодам либо до Тунгусского взрыва, либо после него, практически одинаково. Подавляющее большинство шариков фоно-

вых выпадений имеет размер 20 - 60 мк. В слое торфа, включающем зону 1908 г., процентное содержание относительно крупных (более 80 мк) шариков заметно повышено. Распределение их по площади района в целом соответствует показанному на рис. I.

Физические и химические свойства шариков, а также состав их газовых включений описан нами в работе [3]. Оказалось, что эти силикатные частицы существенно отличаются по своим свойствам от силикатов земного, метеоритного и лунного происхождения, а также от тектитов и индустриальных стекол. Главными особенностями их являются относительно высокое процентное содержание двуоксида кремния и окислов натрия. Газовый состав некоторых шариков похож на состав включений в тектитах, но отождествить обнаруженные шарики с микротектитами пока не удалось. Наиболее интересными образованиями, как нам кажется, являются шарики, содержащие по-лости, богатые водородом. Такие частицы найдены, в частности, в торфах среднего течения р. Молешко (примерно 17 км от места Тунгусского взрыва).

Взаимоотношения зольности и содержания шариков в различных слоях торфа в районе падения Тунгусского метеорита. Высказывается предположение, что обнаруженные в торфах района падения Тунгусского метеорита шарики являются результатом вторичного перераспределения частиц, содержащихся в почве. На первый взгляд это предположение не лишено смысла. Действительно, в момент взрыва в воздух взрывной волной было поднято значительное количество минеральных частиц почвы, причем часть их могла осесть на поверхности болот. Оценки, данные И.В. Антоновым [1], показывают, что количество только магнетитовых частиц на 1 м<sup>2</sup> поверхности в фоновом районе может достигать сотен. Если учесть, что содержание магнетитовых шариков вряд ли составляет более чем 2 - 3% от их общего количества, становится очевидным, что в почвах должно содержаться огромное количество силикатных сферул, представляющих собой результат суммирования выпадений метеорной пыли за многие десятилетия, а то и столетия. Поэтому загрязнения поверхности торфяников минеральными частицами почвы могут привести к обогащению проб силикатными шариками.

Однако анализ полученных данных показывает, что не во всех случаях количество шариков коррелирует с зольностью, т.е. с содержанием в торфе минеральных частиц (рис. I). Кроме того, установлено, что распределение по площади района проб с высоким

содержанием шариков и повышенной концентрацией минеральных частиц (высокая зольность) различно. Например, в юго-западной части обследованного района, в бассейне ручья Далык, имеется группа весьма богатых шариками проб, зольность которых низкая, что относится и ко многим другим торфяным колонкам. Необходимо также иметь в виду, что повышенная концентрация шариков прослеживается на расстояние в несколько десятков километров (учитывая повышенное их содержание в ванаварских и муторайских пробах), в то время как эффект по зольности локализован в относительно небольшой зоне.

Поэтому объяснение наличия в районе падения Тунгусского метеорита зоны повышенного содержания в торфе силикатных оплавленных частиц нельзя объяснить загрязнением последнего минеральными частицами почвы, поднятыми взрывной волной.

Шарики в колонках торфа, подвергнутых химическому озолению. Изложенное относится к колонкам торфа, которые озолены горячим способом (сжигание в муфеле при  $600^{\circ}\text{C}$ ). Наряду с этим Н.Н. Шульгой и А.С. Салиной разработана методика холодного (кислотного) озоления торфа, с помощью которой исследованы более 100 колонок, взятых в тех же точках, что и образцы для сжигания в муфеле. Было подтверждено наличие в торфяной залежи оплавленных силикатных частиц микроскопического размера. Распределение по площади проб характеризующихся повышенным содержанием шариков, в первом приближении соответствует представленному на рис. 2. Морфология шариков, извлеченных из озоленных холодным способом проб, существенно не отличается от морфологии шариков из образцов, обработанных горячим способом. То, что абсолютное число шариков в озоленных холодным способом пробах на два порядка ниже количества их в колонках, обработанных в муфеле, до сих пор не объяснено. Возможно, это указывает на то, что значительная часть шариков при озолении серной кислотой растворяется в последней.

Хотя окончательный вывод о природе найденных в торфах района Тунгусской катастрофы шариков и преждевременен, совокупность полученных данных позволяет предположить, что в их числе имеются частицы, представляющие собой оплавленные или переплавленные остатки Тунгусского тела. Подтверждение этого могло бы сыграть решающую роль в изучении Тунгусского метеорита.

## Л и т е р а т у р а

1. Антонов И.В. Магнитные сферические частицы из проб почвы района падения Тунгусского метеорита. - В кн.: Современное состояние проблемы Тунгусского метеорита. СО АН СССР, Новосибирск, 1971.
2. Анфиногенов Д.Ф. О Тунгусском метеоритном дожде. - В кн.: Успехи метеоритики. СО АН СССР, Новосибирск, 1966.
3. Долгов Ю.В. Химический состав силикатных шариков из торфов района падения Тунгусского метеорита. - ДАН СССР, 1971, 200, № 1.
4. Иванова Г.М. и др. О поисках вещества Тунгусского метеорита. - В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Изд-во Томского у-та, 1967.
5. Львов Ю.А. О нахождении космического вещества в торфе. - В кн.: Проблема Тунгусского метеорита. Изд-во Томского у-та, 1967.
6. Фаст Н.П., Павлова Л.П. Режим ветра в районе падения Тунгусского метеорита. - В кн.: Тунгусский метеорит. "Наука", М., 1972.
7. Флоренский К.П. Новое в изучении Тунгусского метеорита 1908 г. - Геохимия, 1962, № 2.
8. Флоренский К.П. Предварительные результаты Тунгусской метеоритной комплексной экспедиции 1961 г. - Метеоритика, 1963, вып. 23.

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕТАЛЛИЧЕСКИХ СФЕР В ДОКЕМБРИЙСКИХ И ПАЛЕЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ УРАЛА И ИХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Ю.Р. Беккер, Л.С. Миронова,  
Л.Н. Михайловская, А.И. Кукушкин

(Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт);

Космический материал в земной коре изучается главным образом в современных континентальных и глубоководных осадках, а также в гидросфере, атмосфере и на поверхности ледников. Распределение ископаемой космической пыли в дочетвертичных породах изучено весьма слабо, что связано со значительными трудностями, обусловленными небольшим объемом космического материала и большими сложностями его извлечения.

Обычно ископаемый космический материал выделяется в результате растворения древних солей. Сложнее выделить его из карбонатных, кремнистых и обломочных пород, которые в этом отношении весьма слабо изучены.

В литературе имеются немногочисленные указания об отдельных находках космической пыли в кембрийских [2], силурийских, пермских [7, 9, 10], юрских [10] и третичных отложениях. Отмечаются и некоторые другие места нахождения космической пыли, достоверность которых вызывает сомнение [1]. Между тем последние расчеты интенсивности выпадения космической пыли на поверхности земли [4] позволяют предполагать более значительное участие внеземного вещества в строении осадочной оболочки Земли. Специализированные и детальные работы по изучению вещественного состава древних толщ должны устранить это противоречие, если, конечно, космическая пыль не является эфемерным образованием, характерным лишь для современных осадков и теряющим свои особенности при выветривании и перетолжении, а также при дальнейшем преобразовании их в породы.

Новые фактические данные по этому вопросу были получены при изучении перспектив алмазности древних толщ Урала.

#### Методика работы

Выяснение перспектив алмазности осадочных толщ Урала базировалась на многолетнем детальном изучении вещественного состава докембрийских и палеозойских отложений. Большое внимание уделялось изучению минералов тяжелой фракции осадочных и осадочно-метаморфизованных пород. Для этого проводилось систематическое опробование древних толщ Южного, Среднего и Северного Урала массовым точечным отбором проб весом 10-15 кг.

Опробывались преимущественно терригенные и терригенно-карбонатные образования и в меньшей мере чисто карбонатные толщи. Изучены пермские, девонские, силурийские и ордовичские, верхне-, средне- и нижнерифейские отложения, сформировавшиеся в возрастном диапазоне 240-1800 млн. лет. Отложения карбона и кембрия опробывались в незначительной мере, поэтому приводимый по этим срезам материал имеет предварительный характер. Помимо этих преимущественно осадочных комплексов опробованы метаморфические толщи и, в частности, биотитовые и биотит-силлиманитовые гнейсы тараташского выступа на Южном Урале. Изотопный возраст этих образований составляет около 3-3,5 млрд. лет.

Пробы дробились в щековых и валковых дробилках или в чугунных ступах до 1-0,5 мм. После дробления каждой пробы дробилки или чугунные ступы систематически зачищались. Дробленный материал

пробы отмучивался и проходил трехкратную промывку в ковшах для выделения шлиха, который разделялся в тяжелых жидкостях и извлекался по обычной методике.

Было проанализировано более 1000 шлихов, выделенных в результате дробления около 10–15 т породы. Изучение состава тяжелой фракции отложений выявило наряду с преобладающими акцессорными минералами (циркон, рутил, турмалин, гематит и др.) наличие в магнитной части некоторых шлихов проблематичных образований, называемых в литературе метеоритным материалом, магнитными шариками, металлическими шариками, космической пылью, магнетитовыми шариками, блестящими шариками, магнетитовыми сферами и т.д. Состав этих проблематичных образований в древних толщах Урала до последнего времени детально не изучался. Их содержание в пробах обычно небольшое (редкие знаки), хотя в отдельных случаях количество сфер увеличивается и достигает 30–40 и даже 50% веса тяжелой фракции при среднем выходе шлиха в первые сотни грамм на тонну породы. В отдельных редких случаях в пробах из карбонатных пород содержание металлических сфер в шлихах достигает 95–99%.

Если применяемая методика гарантирует относительную полноту извлечения металлических сфер, то этого нельзя утверждать относительно так называемых силикатных шариков. Как показали О.А. Кирова и Н.И. Заславская [ 5 ], при разделении в тяжелых жидкостях только 30% силикатных сфер попадает в тяжелую фракцию, а 70% — остается в легкой фракции, которая в отношении распространения силикатных сфер нами не изучалась. Гистограмма частоты встречаемости проб с металлическими сферами по отношению к общему количеству проб из определенных стратиграфических горизонтов Северного и Южного Урала показана на рис. I.

#### Распространение и морфологические особенности сфер

Хотя металлические сферы отмечаются лишь в отдельных пробах, на различных стратиграфических уровнях установлено их присутствие. На рис. 2 показано распределение металлических сфер в разрезе палеозойских и протерозойских отложений Южного и Среднего Урала. На Южном Урале они отмечены в 15 стратиграфических горизонтах, а на Среднем Урале — в 12 местонахождениях. На отдельных стратиграфических уровнях металлические сферы неизвестны, но эти уровни обычно весьма слабо опробованы, что не исключает их позд-

нейшего здесь обнаружения. В результате исследования устанавливается распространенность металлических сфер в обломочных, карбонатных и терригенно-карбонатных полифациальных отложениях Урала. При этом не отмечается зависимости между составом обломочного компонента породы и наличием металлических сфер. Они распространены как в мономиктовых, олигомиктовых, так и полимиктовых отложениях. Наибольшее их содержание известно в карбонатных породах.

Большинство металлических сфер обладает отчетливо выраженной магнитностью и отмечается в магнитной фракции шлиха, но степень магнитности сфер различная и среди них наблюдались слабо магнитные или почти немагнитные шарики.

По морфологическим особенностям среди металлических сфер обособляются шарообразные, каплеобразные, колбообразные, гантелеобразные формы и их агрегаты.

Шарики имеют идеальную сферическую форму и скорлуповатое строение. Отмечаются стально-серые шарики с блестящей гладкой поверхностью и сильным металлическим блеском и разновидности с шероховатой пористой (ямчатой) поверхностью черного цвета. Внутреннее строение шарика определяется наличием ядра с гладкой блестящей поверхностью и ряда концентрических оболочек. Наружная оболочка шариков в отдельных пробах изменена и образована железистыми охрами. Нередко отмечаются в шлихах агрегатные образования из двух, трех и более сфер.

Каплеобразные разновидности имеют овальную, грушевидную форму с заостренным выступом или несколькими выступами. По особенностям поверхности они не отличаются от шарообразных форм.

Колбообразные формы отмечаются значительно реже шаровидных, обычно они пустотелы или заполнены вмещающей породой, главным образом, песчаным материалом. Поверхность их гладкая или шероховатая.

Гантелеобразные формы отмечаются в древних толщах Урала сравнительно редко, но легко распознаются по весьма характерной форме. Размер этих образований изменяется в пределах от 5 до 70-80 мк с преобладанием объектов 20-30 мк.

Детальное изучение металлических сфер связано с трудностями обусловленными ограниченностью имеющегося материала. Поэтому не для всех местонахождений металлических сфер (рис. 2) удалось провести необходимые рентгеноструктурные и спектральные исследова-

дования. Часть местонахождений показана на основе сравнения с уже исследованными образованиями.

Некоторые наиболее характерные и детально изученные местонахождения металлических сфер на Северном и Южном Урале описаны ниже.

#### Некоторые характерные местонахождения металлических сфер

**Местонахождение:** Северный Урал, Колво-Вишерский край, Волынский карьер.

**Возраст:** средний девон, эйфельский ярус, нижняя часть такатинских слоев.

**Вмещающие породы:** мономиктовые песчаники, гравелиты и расцементированные их разновидности. В этих отложениях установлены магнетитовые сферы в форме шаров, капель, колб и их сростков (рис. 3).

Распределение этих образований по размеру представлено на рис. 4. Преобладают сферы размером 20-40 мк. Выявлено около 100 сфер.

Рентгеноструктурный анализ произведен для трех образцов из Волынского карьера - I2, I3, I6 (табл. I).

По заключению А.И. Комкова, в обр. I2 установлена дебаеграмма, соответствующая кубической фазе со шпинелевой структурой и параметром  $a = (8,41 \pm 0,01) \text{ \AA}$ . Кроме того, эта дебаеграмма содержит ряд слабых линий, которые могут быть приписаны иоциту ( $FeO$ ). Обр. I3 имеет аналогичную дебаеграмму, но линии, отвечающие иоциту, имеют более высокую интенсивность, что указывает на большее количество этой фазы в обр. I3. И, наконец, на дебаеграмме в обр. I6 можно выделить линии кубической фазы со структурой шпинели, линии камасита (никелистого железа), иоцита и кварца.

Результаты полуколичественного спектрального анализа приведены в табл. 2.

Обращает внимание повышенное содержание никеля в обр. I6. В этом же образце рентгеноструктурным анализом установлен камасит.

**Местонахождение:** Южный Урал, верховья р. Белой, г. Дагар-Даеды.

**Возраст:** протерозой, юрматинская серия рифея, зигальгинская свита.

**Вмещающие породы:** серые, светло-серые мономиктовые кварциты с гранобластовой структурой. В магнитной фракции шликера из этих пород установлены многочисленные темно-серые сферы размером 5-10, максимум 30 мк. Эти образования имеют скорлуповатое строение.

Т а б л и ц а I

Образец I2				Образец I6		
I	d/n	hkl шпинеле- вой фа- зы	Эталон вюстита по Михее- ву		I	d/n
			I	d/n		
I	(5,01)	III $\beta$			2	4,26
4	4,73	III			3	(3,66)
4	(3,26)	220 $\beta$			7	3,33
7	2,96	220			2	3,11
5	(2,79)	311 $\beta$			3	2,95
10	2,53	311			5	2,82
I	2,47	-	7	-2,47	8 $\text{ш}$	2,52
3	2,42	222			2	2,41
4	(2,31)	400 $\beta$			2	(2,36)
3	2,15	-	10	-2,14	3	2,29
7	2,10	400			2	2,24
2	1,89	422 $\beta$			7	2,15
5	(1,778)	333 $\beta$			3	2,10
6	1,709	422			7	2,03
5	(1,633)	440 $\beta$			2	1,984
8	1,609	333			4	1,813
I	1,514	-	8	-1,51	7	1,778
9	1,478	440			2	1,701
I	1,411	533 $\beta$			5	1,670
5	1,324	620			2	1,649
I	1,295	-	4	-1,293	3	1,617
6	1,279	533			4	1,536
3	1,264	622			9 $\text{ш}$	1,518
Ip	1,238	-	4	1,238	5	1,484
4	1,210	444			3	1,455
3	1,204	731 $\beta$			4	1,428
2p	1,174	-			2	1,408
2	(1,155)	800 $\beta$			7	1,377
5	1,121	642			2	1,341
9	1,092	731			1	1,323
2	1,069	-			3p	(1,297)
7	1,048	800			2p	1,280
					4	1,256
					3	1,242
					2p	1,205
					3	1,185
					9	1,171

Примечание. Условия съемки: Fe - излучение;  $D = 57,3$  мм;  
 $d = 0,5$  ( $d/n$ ) исправлено по NaCl.

Помимо преобладающих сферических форм отмечаются каплеобразные формы размером 5-20 мк (рис. 5). Рентгеноструктурным анализом, выполненным С.И. Футергендлер по микронавескам, установлено, что сферы образованы главным образом иоцитом. Спектральным анализом в этих образованиях установлено наличие железа, меди, титана, ванадия, кремния и магния.

Т а б л и ц а 2

Элемент	П р о б ы			
	I3	I6	I6a	I2
Si	0,01	0,1-0,3	0,03-0,1	
Fe	I-3	>10	3-10	I-3
Ti	-	-	-	~0,003
Cr	~0,003	0,01-0,03	0,003-0,01	0,003-0,01
Mn	~0,01	0,03-0,1	0,03-0,1	0,01
Cu	~0,001	0,03-0,1	0,003-0,01	0,003
Ni	0,003	0,1	0,003-0,01	0,001-0,003
Co	-	0,003-0,01	0,001	-

**Местонахождение:** Южный Урал, басс. р. Зилаир, пос. Крепостной Зилаир.

**Возраст:** протерозой, средний рифей, курташские кварциты.

**Вмещающие породы:** серые мономиктовые кварциты с гранобластовой структурой. В магнитной фракции шлиха этих пород выявлены немногочисленные стально-серые и темно-серые скорлуповатые сферы размером 5-35 мк и каплеобразные формы размером 5-25 мк. Некоторые из сфер покрыты буровато-коричневой рубашкой гидрокислов железа.

Рентгеноструктурным анализом установлено наличие магнетита и небольшое содержание камасита. Параметр решетки  $a = 8,396 \text{ \AA}$ . Спектральным анализом в этих образованиях установлено наличие железа, меди, титана, ванадия, алюминия, кремния, магния.

**Местонахождение:** Северный Урал, Колво-Вишерский край, басс. р. Рассольной.

**Возраст:** протерозой, верхний рифей, кочешорская свита чурочной серии.

**Вмещающие породы:** серые олигомиктовые песчаники.

В магнитной фракции шлиха установлены стально-серые, серые скорлуповатые сферы с идеально гладкой блестящей поверхностью. Отдельные фрагменты темно-серой скорлупы оболочек просвечивают в тонких сколах. Размер сфер варьирует в интервале 10-30 мк. Сферы полностью лишены окисной железистой оболочки.

Рентгеноструктурным анализом, выполненным по микронавескам, установлено, что сферы полностью образованы иоцитом. Таким образом, по минералогическому составу кочешорские сферы (рис. 6) полностью аналогичны металлическим сферам Южного Урала (рис. 7).

Среди других местонахождений особый интерес представляет наличие металлических сфер в древних метаморфических комплексах и,

в частности, в биотитовых и биотит-силлиманитовых гнейсах татрашского выступа фундамента. Сферы отмечаются в небольшом количестве в виде шарообразных, каплеобразных, колбообразных и вытянутых эллипсоидных форм с серой блестящей пористой поверхностью. Размер сфер 10-30 мк.

Рентгеноструктурное изучение металлических сфер в древних толщах Урала позволяет по минералогическому составу выявить среди них две разновидности: сферы первого типа имеют камасито-иоцитом-магнетитовый состав, сферы второго типа образованы преимущественно иоцитом. Последние обычно отличаются меньшей магнитностью по сравнению со сферами первого типа.

### О происхождении металлических сфер

Образования, близкие к описанным сфероидам, известны среди метеоритного материала [3, 5, 6]. Сравнительный анализ этих образований выявляет идентичность в морфологических особенностях, размере и составе сферических тел.

Вместе с тем близкие по составу и строению сферы наблюдались среди меловых основных вулканогенных образований Армении [8] и в периферической части некоторых гранитных массивов Рудного Алтая [9].

К сожалению, закономерности распределения и условия образования сфер в гранитных и вулканических породах не выяснены, поэтому противопоставление их космической пыли может оказаться иллюзорным.

Отличительные особенности металлических сфер каждой из этих генетических групп пока еще не известны. В связи с этим существенные трудности возникают при установлении генетической природы ископаемых сфер докембрийских и палеозойских отложений Урала.

При определении генезиса этих сфер мы основываемся на следующих фактических данных:

1. Большинство металлических сфер характеризуется идеальной шарообразной формой, которую невозможно достичь при окатывании исходного обломочного материала. Несомненно, это результат оплавления.

2. Поверхность металлических сфер не содержит следов гранпортировки или дальнего переноса. Более того, на поверхности сфер сохраняются столь хрупкие детали скульптуры (см. рис. 5).

которые были бы уничтожены при продолжительной транспортировке металлических сфер.

3. Распределение сфер в разрезе древних толщ Урала не обнаруживает непосредственной связи с распределением по разрезу продуктов размыва вулканогенных и гранитных образований. В породах отдельных местонахождений металлических сфер продукты размыва вулканогенных и гранитных пород отсутствуют. Металлические сферы распространены как в обломочных, так и в хемогенных отложениях различных фациальных зон континента и морского бассейна.

4. Хотя многие отложения, содержащие сферы, образовались при размыве древних кор выветривания, металлические сферы в большинстве случаев лишены окристой оболочки из гидроокислов железа.

5. В составе магнитных сфер установлен нехарактерный для земных пород камасит — минерал, обычный для космической пыли и метеоритного материала. По данным спектрального анализа в этих образованиях отмечается повышенное содержание никеля.

Изложенное позволяет предположить, что магнетитовые сферы с повышенным содержанием никеля и присутствием камасита, выявленные в древних толщах Урала, принадлежат ископаемой космической пыли.

Возможно, что другая часть металлических сфер преимущественно иоцитового состава имеет полигенное космическое и земное происхождение, поскольку они существенно не отличаются от сфер, описанных в вулканогенных и гранитных породах. Близкие образования известны и среди космической пыли.

Проблема происхождения ископаемых металлических сфер весьма сложна и требует дальнейшего изучения и анализа нового фактического материала.

## В ы в о д ы

1. Показано достаточно широкое стратиграфическое распространение металлических сфер в палеозойских и докембрийских отложениях Урала. При этом выявлены наиболее древние докембрийские сферы, ранее не известные в литературе. Таким образом, на новом фактическом материале подтверждается вывод о том, что космическое вещество не эфемерное образование, характерное только для современных осадков, оно сохраняется в разновозрастных ископаемых объектах.

2. Установлено наличие металлических сфер в отложениях разного петрографического состава и фациального облика (континен-

тальных, морских), а также в толщах со значительным метаморфизмом, вплоть до амфиболовой фации.

3. Металлические сферы в древних толщах Урала принадлежат, по-видимому, к числу полигенных образований космического и земного происхождения. Дальнейшее детальное изучение основных местонахождений позволит установить количественное содержание космической пыли в ископаемом состоянии.

#### Л и т е р а т у р а

1. Вронский Б.И. Краткий обзор исследования внеземной пыли. - Метеоритика, 1964, XXV.
2. Вийдинг Х.А. Метеорная пыль в низах кембрийских песчаников Эстонии. - Метеоритика, 1965, вып. XXVI.
3. Заславская Н.И. Сбор и предварительное исследование образцов почвы из района падения Сихотэ-Алинского метеоритного дождя. - Метеоритика, 1970, вып. XXX.
4. Иванов А.В., Флоренский К.П. Интенсивность выпадения мелко-дисперсного космического вещества на Землю. - Геохимия, 1970, № II.
5. Кирова О.А., Заславская Н.И. Некоторые данные о распыленном веществе из района падения Тунгусского метеорита. - Метеоритика, 1966, вып. XXVII.
6. Кринов Е.Л. Метеоритная и метеорная пыль; микрометеориты. Сихотэ-Алинский железный метеоритный дождь. т.П, "Наука", М., 1963.
7. Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, М., 1961.
8. Мнацаканян А.Х. Акцессорно-минералогические и геологические особенности меловых вулканических серий Северной Армении как индикаторы комагматичности и металлогенической специализации вулканических комплексов. - В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. "Наука", М., 1965.
9. Осипов М.А. Иопит из интрузивных пород Рудного Алтая. - ДАН СССР, 1962, т. 146, № 6.
10. Mutch T.A. Extraterrestrial particles in paleozoic salt. Annals of the New York Academy of sciences. v.199, art 1, p.1-368, 1964.
11. Mutch T.A., Garrison R.E. Determination of sedimentation rates by magnetic spherule abundances. - Journ. of sedimentary petrology, 1967, v.37, N4.

## ВЗВЕСИ ТАЛЫХ ВОД ЛЕДНИКА АЛИБЕК

Э.В.Соботович, С.И.Рыбалко, В.А.Савченко

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

Ледники являются одним из перспективных объектов с точки зрения возможности консервирования выпадающей на поверхность Земли космической составляющей атмосферных осадков. Космическая составляющая представляет собой космическую пыль, в том числе продукты абляции метеоритов, и ядра элементов космического излучения. При попадании последних в атмосферу существует большая вероятность их адсорбции на аэрозолях, представляющих собой космическую, индустриальную и терригенную пыль. С этой точки зрения концентрация подобной пыли на земной поверхности должна сопровождаться повышенной распространенностью космогенных изотопов, в том числе и тех, которые пришли к нам из глубин Галактики.

Судя по данным о глобальных выпадениях продуктов ядерных взрывов, метеорологические и другие свойства нашей планеты таковы, что основная масса техногенных изотопов выпадает вместе с осадками на 30 - 50-х широтах Северного полушария с максимумом в районе 40° с.ш. Можно полагать, что в осадках этих районов будут наблюдаться максимальные концентрации космогенных изотопов. Именно на этих широтах располагаются кавказские ледники и поэтому они привлекли наше внимание.

В 1969 г. экспедиция Радиевого Института им.В.Г.Хлопина при участии сотрудников ИГФМ АН УССР изучала возможность выделения взвесей и солевого фона из талой воды эльбрусского ледника Гарабаши в районе "Ледовой базы". На специальной водоочистительной установке было обработано 36 м<sup>3</sup> воды. Для того чтобы уверенно идентифицировать космическое вещество и тем более космогенные изотопы с большими периодами полураспада необходимо выделять солевой фон и взвеси из десятков тысяч кубометров талой воды. Такого количества талой воды в районе "Ледовой базы" собрать невозможно. Если бы нашлось место с интенсивным таянием и соответственно большим дебетом талой воды, испытанный способ водообработки оказался бы слишком громоздким. Необходимо было найти другой метод выделения взвесей и солевого фона из талой ледниковой воды.

В связи с изложенным, летом 1970 г. обследованы кавказские ледники: Безинги, Кашка-Таш, Большой Азау, Башиль, Алибек<sup>\*</sup>). Все они оказались очень запыленными по сравнению с ледником Гаррабаши на Эльбрусе, но обладающими большими дебетами талой воды. В качестве полигона для проведения модельных экспериментов по выделению взвесей и солевого фона из талых ледниковых вод выбран ледник Алибек. Этот ледник долинного типа находится на правом склоне долины Алибек-Ульген Домбайского ущелья на Северо-Западном Кавказе. Располагается он невысоко. Конец языка спускается до 2000 м. Это обстоятельство значительно облегчало проведение работ с точки зрения средней плюсовой температуры. (почти круглосуточное таяние) в сезон и возможности машинного подъезда на расстояние до 1 км от ледника. Длина ледника 4,4 км, ширина языка, упирающегося в так называемый "бараний лоб" (выходы коренных пород) порядка 600 м, площадь 5,4 км<sup>2</sup>. Несмотря на общее уменьшение объема ледника за последние 100 лет, его длина изменилась незначительно.

Как уже указывалось, к недостаткам этого ледника как места сбора космической составляющей взвесей относится большая запыленность его поверхности продуктами химического и физического выветривания близлежащих горных хребтов и склонов Главного Кавказского хребта. Количество взвесей в талой ледниковой воде достигает 180 мг/л. Предполагается, что это в основном моренный материал, однако представляло значительный интерес оценить вклад прилегающих горных районов.

По тектонической схеме расчленения Кавказа район работ находится в глыбово-складчатой зоне передового хребта (центральная часть Северного склона Главного хребта). Район полевых геологических исследований расположен в пределах междуречий рек Теберды и Аксаул.

В геологическое строение района р.Теберды близ с.Нижне-Тебердинского входят песчаники юры, посленижекарбонные порфиры, песчано-сланцевая толща нижнего карбона, серпентиниты, плагиопорфиры и метаморфические сланцы. Согласно данным В.Н.Робинсона, "небольшой выход серпентинитов по р.Теберде у с.Нижне-Тебердинского показывает прорыв этими породами песчано-глинистых от-

<sup>\*</sup> Обследование проводилось совместно с О.С.Цветковым (Радиовый институт им.В.Г.Хлопина) и А.К.Руденко (ИГФМ АН УССР).

ложений 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 цвета, часто содержащими большое количество округлых кварцитовидных стяжений.

Серпентиниты, прорывающие метаморфические сланцы, являются типичными змеевиками. Это плотные, массивные породы темно-зеленого цвета, имеющие раковистый излом. Очень редко встречаются разности, слегка просвечивающиеся в тонких краях.

Плагιοгранит — 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.

Указанные породы трансгрессивно перекрываются песчаниковыми отложениями юры.

На сланцы нижнего карбона надвинуты не только змеевики, но и участки древнего (нижне-палеозойского — до девонского) субстрата из метаморфических сланцев, интродуцированных серпентинитов 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 ее коренного правого берега более древние формации и, по-видимому, зона надвига перекрываются песчаниковыми отложениями нижней юры.

Солевой фон и взвеси из ледниковых вод можно выделить методами водоочистки, используемыми на водоочистительных станциях. Среди них наиболее эффективны ионный обмен и объемная или контактная коагуляция. При использовании катионообменных смол для отделения микроколичества элементов возникает ряд трудностей.

При отдалении этим методом микрограммовых количеств элементов группы платины и золота, на распространенных смолах происходит необратимая сорбция, обусловленная, вероятно, частичным восстановлением этих элементов материалом ионита. В связи с этим смоле необходимо сечь. При этом возможны большие потери тяжелых металлов, а выделение благородных элементов из золы представляет трудную задачу.

Ввиду трудности доставки на ледник ионообменной колонки достаточной емкости, было решено применить метод объемной коагуляции. К процессам, используемым для очистки воды от отрицательно влияющих на ее качество примесей, относят осветление и обесцвечивание воды, осуществляемое естественно и искусственно. Естественное осветление и частичное обесцвечивание воды происходит при длительном отстаивании. При искусственном методе осветления и обесцвечивания воды применяют химическую обработку коагулянтами. Последние обеспечивают более полное и быстрое осаждение взвешенных и коллоидных частиц, содержащихся в воде. В качестве коагулянтов применяют сульфат алюминия, хлорид железа, смешанный алюможелезный коагулянт и другие, которые образуют гидроокислы железа и алюминия. Процесс искусственного обесцвечивания воды можно представить следующим образом. При добавлении к очищаемой воде раствора коагулянтов в первые 30 сек происходит гидролиз и образуются коллоидные гидроокиси алюминия и железа, обладающие 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. Золи гидроокиси железа имеют положительный заряд, а гидроокиси алюминия при низких значениях pH 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 большой степени зависит от анионного состава воды, поскольку для положительно заряженных гидроокисей коагулирующими ионами являются анионы. Так, например, гидроокись железа в момент коагуляции при pH 8-9 захватывает практически все растворенные в воде элементы.

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

В составе молекул полиэлектролитов имеются группы, обладающие кислотными или основными свойствами:  $-SO_3H$ ,  $-COOH$ ,  $-PO_3H$ ,  $-NH$ .

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 удлиненной формы молекулы отдельные звенья, цепочки полимера адсорбируются в различных местах несколькими взвешенными гидрофобными частицами, связывая их между собой. 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 определенное оптимальное количество добавляемого реактива, а также наиболее целесообразный способ перемешивания. Обычно доза флокулянта колеблется от 0,02 до 0,05% от веса твердой фазы или от 20 до 50 г на 1 т сухого вещества взвесей природных вод. В качестве флокулянтов применяются 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.

При проведении полевых экспедиционных работ на леднике Алибек найдена трещина, которая послужила основой резервуара для объемной коагуляции. Трещина на всем протяжении не контактировала с коренными породами. Объем воды, ее заполнявшей, составлял 20 м<sup>3</sup>. На расстоянии 150 м и на 30 м ниже был установлен автоклав, служивший фильтром.

Трещина заполнялась ледниковой водой, затем все ведущие к ней ручьи отводились в сторону. В своеобразный природный резервуар добавляли реактивы для проведения объемной коагуляции в количестве: полиакриламид — 1 г/1 м<sup>3</sup>, FeCl<sub>3</sub> — 25–40 г/1 м<sup>3</sup>, NH<sub>4</sub>OH — до pH 9. Раствор хорошо перемешивали при помощи мотопомпы и отстаивали 8–10 ч. Затем раствор из трещины самотеком подавался в автоклав для фильтрации. Перепад давлений между трещиной и фильтром составлял 2,8–3,0 атм. Раствор фильтровался через бязевый мешок, опущенный в автоклав, 3–5 ч.

Собранный материал в виде гидроокиси железа со взвешенными частицами требовал еще дальнейшей лабораторной обработки.

При лабораторной обработке отобранного вещества нами учитывалось, что гидроокись железа легко растворяется в  $HCl$ ,  $HNO_3$ ,  $H_2SO_4$ , а также различными органическими кислотами: лимонной, щавелевой и т.д. Одной из основных задач, стоящих перед нами, был правильный выбор растворителя, его концентрации, времени действия и последующего выделения взвешенных частиц. Часть гидроокиси растворяли в соляной кислоте (концентрация 1:1) для того, чтобы в дальнейшем использовать ионообменную технику выделения тяжелых гидролизующихся элементов из раствора железа. Взвешенные частицы, выделенные нами, изучались при помощи спектрального, рентгеноструктурного, электронно-микроскопического, химического и термического анализов.

Проведенные исследования позволили получить электронно-микроскопические изображения взвешенных частиц. При этом отмечено, что сферические частицы, как наиболее вероятные тела космического происхождения, имеют значительно меньшие размеры (до  $1\mu$ ), чем приводимые в литературе ( $d$ -космических частиц до 15-30 $\mu$ ). Возникло предположение, что соляная кислота в концентрации 1:1 также является сильным растворителем и кроме растворения  $Fe(OH)_3$  частично растворяет сферические частицы.

Поэтому исследовалось растворение гидроокиси соляной кислотой различной концентрации. При этом изменялась методика отделения взвешенных частиц. Применявшееся нами отделение взвешенных частиц фильтрацией раствора через бумажный фильтр заменено центрифугированием.

Исследования проводились с соляной кислотой 5-, 2- и 1%-ной концентрации. При этом время центрифугирования изменялось от 2 до 5 мин, а количество оборотов от 1000 до 5000 для выбора наиболее оптимальных условий.

При отработке методики выделения взвешенных частиц опробовано воздействие концентрированной и 10%-ной лимонной кислоты при различных условиях: нагрев, охлаждение, различное время центрифугирования и различное количество оборотов.

По мере изменений в методике выделения взвешенных частиц из гидроокиси железа постоянно проводился контроль непосредственно под электронным микроскопом, что позволило с большей степенью достоверности выбрать наиболее оптимальные условия выделения

взвеси из гидроокиси железа: а) растворение гидроокиси железа в 10%-ной лимонной кислоте с подогревом; б) центрифугирование при 2500 об/мин в течение 5 мин.

По выработанной методике выделены взвеси и проведено их электронно-микроскопическое изучение. На электронно-микроскопических снимках (рис. 1 - 4) четко фиксируются частицы, различные по внешнему виду: сферы (так называемые шарики); тетраэдры; удлиненные призмы; спаренные сферы (гантели); эллипсоидные частицы. Размеры этих частиц резко отличны от размеров делювиальных обломков, в большом количестве присутствующих в образцах. Ниже нами приводятся фотографии делювиальных и, возможно, космических частиц.

Размеры взвешенных частиц различны. Незначительное их количество достигает 10-15  $\mu$  в диаметре. Это в основном частицы сферического облика. Частицы тетраэдрического, удлиненно-призматического, эллипсоидного и гантелеобразного облика по размерам значительно уступают сферическим (средний их размер менее 1  $\mu$ ). Среди этих частиц возможны и те, которые имеют космическую природу.

Химический состав взвесей и содержание в них микроэлементов (таблица) не отличаются от распространения их в среднем в земной коре. Распространенность микроэлементов во взвесах очень часто выше кларковой и выше космической. Преобладает мелкий терригенный материал. По данным минералогического анализа в тяжелой фракции пробы, составляющей 0,1 г, содержится 50% гранатов, 25 ильменита, 15 амфибола и 10% циркона.

В знаковых количествах содержатся пирротин, ставролит, пирит, рутил, анатаз, эпидот, сфен, дистен, монацит, силлиманит, лейкоксен, халькопирит. Во фракции содержится около 30 металлических шариков, размер до 200  $\mu$ . Общая доля их в тяжелой фракции составляет примерно 0,2 вес. %.

В легкой фракции и глинистой составляющей определены при помощи рентгеноструктурного, электронно-микроскопического и термического анализов кварц и полевой шпат, затем слюды и гидрослюда, каолинит, монтмориллонит и, наконец, смешано-слоистые образования.

Поскольку доля магнитных шариков в тяжелой фракции составляет всего 0,2 вес. %, а среди них не все имеют космическое происхождение, то эта величина представляет собой верхний предел

Распространенность некоторых элементов во взвесах ледника Алибек (Сев. Кавказ) в сравнении с земной и метеоритной распространенностью, вес. %

Элемент	Кларк (Тэйлор)	Космос (хондриты):	Взвеси	Вклад космоса, %	Примечание
Be	0,00028	0,00034	0,00010	-	
Na	2,86000	0,70000	0,60000	100	Не показатель
Mg	2,33000	14,00000	2,00000	-	"
Al	8,23000	1,300000	8,00000	3,3	"
Sc	0,00220	0,00060	0,00300	0	"
Ti	0,57000	0,05000	0,35000	42	
V	0,07350	0,00700	0,00750	93	
Cr	0,01000	0,25000	0,01000	0	
Mn	0,09500	0,20000	0,03000	0	Не показатель
Fe	0,63000	25,00000	2,50000	7,6	"
Co	0,00250	0,08000	0,00020	0	
Ni	0,00750	1,35000	0,00200	0	Показатель
Cu	0,00550	0,01000	0,00060	-	
Zn	0,00700	0,00100	0,00000	0	
Ga	0,00150	0,00030	0,00100	41	
Ge	$1,5 \cdot 10^4$	0,00100	0,00000	0	Показатель
As	0,00018	$3 \cdot 10^{-5}$	0,00000	?	
V	0,00330	$8 \cdot 10^{-5}$	0,00150	57	?
Zr	0,01650	0,00300	0,03000	-	
Nb	0,00200	$3 \cdot 10^{-5}$	0,00250	-	
Mo	0,00015	$6 \cdot 10^{-5}$	0,00015	0	
Ag	$7 \cdot 10^{-6}$	$9,4 \cdot 10^{-6}$	0,00020	-	
La	0,00300	$3 \cdot 10^{-5}$	0,00800	-	
Pb	0,00125	$2 \cdot 10^{-5}$	0,00060	52	?

содержания космического вещества. Учитывая, что процент тяжелой фракции в общем количестве взвесей также исчисляется долями процента, можно полагать, что доля космической пыли во взвесах ледника Алибек вряд ли больше, чем несколько десятых или целых грамм на тонну.

Ледник Алибек оказался непригодным для сбора космической пыли. Здесь по сути только опробировалась методика выделения ледниковых взвесей и солевого фона.

### Л и т е р а т у р а

1. Волошина А.П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. - "Наука", М., 1966.
2. Лебедева Н.А. Геоморфология Лабино-Зеленчукского междуречья Северо-Западного Кавказа. - В кн.: Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа. Изд-во АН СССР, М., 1956.

3. Паффенгольц К.Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд-во АН Арм.ССР, Ереван, 1970.
4. Плошко В.В. Уруштенский комплекса Северного Кавказа. "Наука", М., 1965.

## СОДЕРЖАНИЕ ДЕЙТЕРИЯ И КИСЛОРОДА-18 В ЛЕДНИКЕ АЛИБЕК

В.Е. Ветштейн, А.Г. Мирошниченко, Э.В. Собонович

(Институт физической химии им. Л.В.Писаржевского  
АН УССР, Институт геохимии и физики минералов  
АН УССР)

В течение последних 15 лет использование стабильных изотопов (D и  $O^{18}$ ) в сочетании с методами прецизионной масс-спектрометрии и ядерными исследованиями позволило получить в области гляциологии уникальную и наиболее объективную информацию о скорости аккумуляции осадков и возрасте ледниковых покровов, законах движения льда и материальном балансе масс льда, вековых изменениях температур и причинах фазовых превращений, влиянии физических процессов на формирование осадков в облаках и т.д. [ 1, 2 ].

Изотопный состав ледников Главного Кавказского хребта не изучен. Данная работа по этому вопросу является первой и ставила перед собой задачу на основе систематического исследования распространённости изотопов водорода и кислорода в ледниках способствовать решению некоторых задач гляциологии, выяснению источников питания и составлению материального баланса вод горных рек и озер (гидрология), а также установлению условий формирования подземных минеральных вод и оценки вклада в них пресных вод (гидрогеология) [ 3 ].

Объектом исследования избран ледник Алибек долинного типа, расположенный в цирке правого склона долины Алибек-Ульген. Длина ледника 4,6 км, площадь 5,4 км<sup>2</sup>. Ниже ледопада длина ледника около 2 км, ширина 500-700 м. Конец ледникового языка заканчивается на высоте около 2000 м. Область питания, расположенная на северном склоне Главного хребта, имеет значительный уклон. Поверхность очень неровная, разбита отдельными трещинами на продольные вали, разделенные на неровные бугры высотой 10-50 см. В области языка наблюдаются трещины во многих местах. Поверхность ледника загрязнена пылевидным моренным материалом, в нижней части ледника количество этого материала увеличивается.

Метеорологический режим изучаемого района характеризуется почти постоянными, довольно сильными юго-западными ветрами, направленными со стороны перевала вдоль ледника в течение суток. Ниже по долине эти ветры не прослеживаются. Летом температурный режим в высокогорной зоне складывается под влиянием периодических вторжений холодного воздуха с севера и его трансформации в областях повышенного давления. При этом большую роль играет прогревание нижних слоев воздуха над обнаженной поверхностью скал. В такие дни различия в температуре воздуха над ледником и свободной от снега и льда поверхностью земли особенно велики. На ледниках в области абляции различие в температуре воздуха над обнаженной поверхностью земли при ясной погоде достигает  $5^{\circ}\text{C}$  и более.

В горных районах решающую роль в таянии снега и льда играет солнечная радиация. Радиационный баланс ледниковой поверхности в летний период колеблется в области ледника в среднем от 250 до  $370 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сутки}$ , причем в течение суток к ледниковой поверхности поступает  $60 - 120 \text{ кал/см}^2$  турбулентным обменом и расходуется на испарение  $40 - 77 \text{ кал/см}^2$ . Поступающая к поверхности энергия расходуется в основном на таяние (78-92%) и лишь некоторая ее часть - на испарение.

Радиационный баланс ледника значительно зависит от степени закрытости горизонта. При этом важную роль играет не только высота окружающих хребтов, заслоняющих поверхность ледника от солнечных лучей, но и экспозиция ледника и ширина долины. Экспозиция ледника Алибек северо-восточная, причем закрытость горизонта везде очень велика (более  $20^{\circ}$ ), кроме восточной части небосклона. Большое значение имеет механический состав пород, слагающих склоны долины, обращенные к леднику, в частности размеры и степень распыленности частиц, загрязняющих поверхность ледника. Такой состав моренных отложений благоприятствует переносу пыли и загрязнению поверхности ледников, вследствие чего таяние возрастает. Поступление на поверхность ледника солнечной радиации в большой степени зависит от условий образования облаков и суточного хода облачности. Летом развивается кучевая облачность, что связано как с интенсивным нагреванием обнаженных поверхностей и мощными восходящими токами воздуха, так и с влиянием высоких хребтов, способствующих поднятию воздушных масс по наветренным склонам. В результате этого в утренние часы образуются мощные

кучевые облака, затягивающие большую часть небосвода, а во второй половине дня выпадают ливневые осадки или облака опускаются до поверхности ледников, их уровни постепенно снижаются и долины заполняются слоисто-кучевыми облаками. Среднее количество осадков, выпадающих в высокогорной области Большого Кавказа, составляет 800 мм. Продолжительность солнечного сияния в пределах ледниковой зоны за летний период составляет в среднем около 50%.

Прозрачность воздуха на Алибеке весьма низкая, поскольку с уменьшением абсолютной высоты прозрачность воздуха убывает.

Напряжение солнечной радиации достигает  $1,48 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ . Большие значения радиационного баланса (до  $1,0 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ ) хорошо объясняют усиленную абляцию ледника.

Пробы льда отбирались по сечению и вдоль языковой части ледника Алибек во время полевых экспедиционных работ в июле 1970 г. Образцы взяты по слоям из двух противоположных стенок естественной трещины глубиной 5 м, заполненной в этот период года ледниковой водой до уровня 3 м. Каждый слой мощностью 40–60 см визуально хорошо выделялся и включал в себя по пять – десять слоев мощностью 2 – 10 см, различаемых значительно хуже и представляющих собой, по-видимому, сезонные слои. Годичные и сезонные слои, к сожалению, четко выделить и отобрать не удалось. Для предотвращения влияния изотопного фракционирования пробы отбирались после предварительной чистки стенок трещины до глубины примерно 30 см (рисунок).

Определение содержания  $D$  и  $O^{18}$  в исследуемых образцах проводилось на масс-спектрометрах МИ-1305, переоборудованных для прецизионных измерений [4, 5]. Результаты анализов представлены относительно международного эталона изотопов воды *SMOW* – средняя проба воды океанов – в виде величины  $\delta$  (‰)

$$\delta(D \text{ или } O^{18}) = \left[ \frac{R_{\text{обр}}}{R_{\text{ст}}} - 1 \right] 10^3,$$

где  $R_{\text{обр}}$  и  $R_{\text{ст}}$  – отношение  $D/H$  или  $O^{18}/O^{16}$  в образце и стандарте. Точность определения отношения  $D/H$  составляет  $\pm 5\%$ , отношения  $O^{18}/O^{16}$  –  $\pm 0,3\%$ .

Результаты изучения изотопного состава водорода и кислорода в образцах ледниковых вод представлены в таблице. В нее же включены абсолютные концентрации  $D$  и  $O^{18}$ , вычисленные на основании

Содержание дейтерия и кислорода-18 в леднике Алибек

Но- мер про- бы (ри- су- нок)	Место отбора пробы	Содержание изотопов, ат.%		Относительно SMOW, ‰	
		$D$	$O^{18}$	$\delta(D)$	$\delta(O^{18})$
По сечению трещины:					
1	стенка А	0,0146 <sub>0</sub>	0,1971 <sub>4</sub>	-70	-11,0
2	"	0,0140 <sub>0</sub>	0,1964 <sub>5</sub>	-107	-14,5
3	"	0,0140 <sub>3</sub>	0,1965 <sub>3</sub>	-106	-14,1
4	"	0,0144 <sub>6</sub>	0,1969 <sub>8</sub>	-79	-11,8
5	"	0,0143 <sub>6</sub>	0,1967 <sub>8</sub>	-85	-12,8
6	"	0,0142 <sub>8</sub>	0,1965 <sub>6</sub>	-90	-13,9
7	стенка В	0,0144 <sub>6</sub>	0,1969 <sub>7</sub>	-79	-11,9
8	"	0,0144 <sub>9</sub>	0,1971 <sub>1</sub>	-77	-11,2
9	"	0,0142 <sub>0</sub>	0,1966 <sub>4</sub>	-95	-13,5
10	"	0,0142 <sub>8</sub>	0,1967 <sub>4</sub>	-90	-13,0
11	"	0,0143 <sub>3</sub>	0,1967 <sub>8</sub>	-87	-12,8
13	"	0,0143 <sub>6</sub>	0,1968 <sub>4</sub>	-85	-12,5
14	"	0,0140 <sub>0</sub>	0,1965 <sub>3</sub>	-108	-14,1
15	"	0,0144 <sub>7</sub>	0,1971 <sub>6</sub>	-78	-10,9
16	Вдоль поверх- ности ледника	0,0145 <sub>2</sub>	0,1972 <sub>2</sub>	-75	-10,6
17	"	0,0145 <sub>0</sub>	0,1971 <sub>4</sub>	-76	-11,0
18	То же	0,0142 <sub>5</sub>	0,1967 <sub>1</sub>	-92	-13,2
19	"	0,0140 <sub>8</sub>	0,1965 <sub>3</sub>	-103	-14,1
20	р.Алибечка	0,0142 <sub>7</sub>	0,1967 <sub>4</sub>	-91	-13,0

данных, представленных в работах [ 6, 7 ]. Как следует из таблицы, для всех исследованных проб содержание  $D$  варьирует в пределах от -70 до -108 ‰ (0,0146<sub>0</sub> - 0,0140<sub>0</sub> ат.%),  $O^{18}$  - от -10,6 до -14,5 ‰ (0,1972<sub>2</sub> - 0,1964<sub>5</sub> ат.%). Установленные (относительно) высокие концентрации  $D$  и  $O^{18}$  и небольшие интервалы их колебаний могут, по-видимому, объясняться достаточно большими значениями  $\delta D$  и  $\delta O^{18}$  в источниках питания атмосферной влаги, формирующихся преимущественно в теплых районах (Атлантический океан и Средиземное море), изотопный состав которых не прошел столь многостадийного процесса фракционирования, как это имеет

место в области полюсов. Это обусловлено также относительно высокими температурами воздуха и незначительным пределом их среднегодовых колебаний, наблюдаемых в этом районе. Для лежащей вблизи станции Бермайт, расположенной на высоте 2583 м, среднегодовая температура составляет  $-0,2^{\circ}\text{C}$  при годовых изменениях от  $-9,0$  до  $+8,5^{\circ}\text{C}$  [ 8 ]. Для сравнения укажем, что для ледников Антарктического материка по кислороду- $^{18}\text{O}$  найдены пределы изменения от  $-11,9$  до  $-55,4\%$  относительно  $SMOW$ , которые являются наибольшими [ 9 ], а величина  $\delta O^{18} = -55,4\%$ , установленная для района Южного полюса, является самой низкой концентрацией  $O^{18}$  в природной воде Земли. Для северных широт в скважине Гренландского ледника глубиной 400 м определены несколько меньшие интервалы, чем для Южного полюса, и параллелизм в вариациях содержания  $D$  и  $O^{18}$  в течение нескольких веков [ 10 ]. Для средних широт (Альпы) недавно установлены [ 11 ] большие пределы и несколько меньшие концентрации  $O^{18}$ , чем найденные нами. Это может быть обусловлено широтным эффектом, большими абсолютными высотами и установленным высотным изотопным эффектом, отвечающим для  $\delta D$  величине  $3\%$ , для  $\delta O^{18} = 0,2\%$  на 100 м.

Распределение концентрации  $D$  и  $O^{18}$  по слоям и вдоль ледника представлено на рисунке (а). Для всех случаев наблюдается параллельность в изменении содержания изотопов водорода и кислорода и направленность к экстремальным значениям  $D$  и  $O^{18}$ . Последние при стремлении к меньшим величинам отражают преимущественно "изотопы зимы", при стремлении к большим - "изотопы лета". Симбатность также обнаруживается по слоям для обеих стенок. При удалении от трещины вдоль ледника концентрация тяжелых изотопов уменьшается. Средневзвешенные значения для исследуемых образцов ледника Алибек, отвечающие величинам  $\delta D = -88$  и  $\delta O^{18} = -12,6\%$ , близки к изотопному составу р. Алибечки ( $\delta D = -91$ ,  $\delta O^{18} = -13\%$ ), которая в этих местах берет свое начало. Установленные для р.Алибечки значения могут быть использованы в качестве реперных при гидрологических и гидрогеологических исследованиях.

Интересно, что средневзвешенное значение для  $\delta O^{18}$  (ледник Алибек) всего лишь на  $0,3\%$  больше, чем найденное для Альпийского ледника за 1951-1962 гг. [ 11 ]. Гипотетическая оценка среднего изотопного состава ледника хорошо согласуется с наблюдаемы-

ми экспериментальными данными. При расчете использовалось значение высотного изотопного эффекта [ II ] и установленные нами среднегодовые величины концентрации  $D$  и  $O^{18}$  в осадках района Ялты ( $\delta D = -40$ ,  $\delta O^{18} = -7,2 \%$ ).

Между содержанием изотопов водорода и кислорода в атмосферных осадках и температурами для разных физико-географических и климатических зон некоторыми авторами установлены зависимости, описываемые линейными соотношениями. К сожалению, наших данных пока недостаточно для выявления подобных зависимостей. Можно лишь говорить, что значения  $\delta D$  и  $\delta O^{18}$  для большинства точек удовлетворительно коррелируют в координатах " $\delta D - \delta O^{18}$ " (рисунок, б) с наклоном, равным 8, свидетельствующим о том, что испарение и конденсация осадков происходили преимущественно в равновесных условиях. Наиболее интересные результаты с использованием метода стабильных изотопов возможны в тех случаях, когда температуры отрицательны и аккумуляция снега происходит систематически без разрушения снегового покрова.

#### Л и т е р а т у р а

1. Lorins C. Isotopes in relation to Polar glaciology. - Polar Record, 1964, v. 12, N77.
2. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna, 1968.
3. Ветштейн В.Е., Горбушина Л.В., Малюк Г.А. Изучение условий формирования Магистинских минеральных источников с помощью изотопных методов. - В кн.: Всесоюзный симпозиум по применению стабильных изотопов в геохимии. Тез. докл. "Наука", М., 1970.
4. Ветштейн В.Ю. Швидкий мас-спектрометричний метод визначення варіацій вмісту  $O^{18}$  в природних водах. - ДАН УРСР, 1966, № 9, 1180.
5. Ветштейн В.Ю. та ін. Прецизійний мас-спектрометр для визначення вмісту дейтерію в природних сполуках. - ДАН УРСР, 1971, № 3, 198.
6. Craig H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. - Science, 1961, v. 133, 1833-34.
7. Hagemann R., Nief G., Roth E. Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW. Tellus, v.22(6), 712-15, 1970.
8. Панов В.Д. Ледники в верховьях Кубани. Гидрометеиздат, Л., 1968.
9. Epstein S., Sharp R.P., Goddard I. Oxygene-isotope ratios in Antarctic snow, firn and ice. - J. Geology, 1963, v.71(6), 698-722.

Ю. Dansgaard W., Nief G., Roth E. Isotopic distribution in a Greenland iceberg. - Nature, 1960, v.185, (4708), 232.

II. Ambach W. et al. The altitude effect on the isotopic composition of precipitation and glacier ice in the Alps. --- Tellus. 1968, v. 20, 4.

### РАДИОУГЛЕРОД В ЛЕДНИКЕ ГАРАБАШИ

Ю.В. Кузнецов, Г.Н. Бондаренко, Г.Н. Голубев  
(Радиевый институт им. В.Г. Хлопина,  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР,  
Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова)

Настоящая работа посвящена изучению распределения  $C^{14}$  в водах ледникового происхождения и определению возраста подморенного льда в районе "105-го Пикета".

Наряду с другими космогенными изотопами  $C^{14}$  находится как во взвешках, так и в солевом фоне ледниковой воды. Радиоуглерод, удерживаемый взвешками, внесен космической пылью, в которой он образуется по реакциям скалывания на ядрах железа, магния, кремния и других элементов. Радиоуглерод, имеющийся 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  $C^{14}$ . Датирование основано на том, что углерод попадает в фирн, затем в лед, каждый слой которого ведет себя как замкнутая система. Концентрация  $C^{14}$  уменьшается со временем в соответствии с периодом полураспада 5570 лет.

Впервые активность  $C^{14}$  во льдах определена американскими учеными [1]. Возраст одного из гренландских айсбергов равен 2320 лет. Эксперимент проводился следующим образом. Напиленный лед загружался в герметические баки, обогреваемые паром. Талая вода подкислялась и барботировалась инертным газом. Выделявшаяся углекислота улавливалась 5%-ным раствором едкого натра. Все установки размещались на корабле.

Спустя 10 лет определили активность радиоуглерода антарктического льда на станции Берг [2]. Выделение углерода проводилось на анионите Амберлайт-400.

Ледник Гарабаша - один из долинных ледников южного склона Эльбруса. Его верхняя часть расположена восточнее скал Приста Девяти на высоте около 4300 м, а "языковая" часть достигает высоты 3250 м. Площадь ледника 2,7 км<sup>2</sup>, длина 4,1 км [3]. Сред-

ная мощность ледника 50 м, т. е. объем его составляет около 140 млн.м<sup>3</sup>.

Наблюдения исследователей за положением конца ледника Гаррабаши позволяют говорить о значительном его отступлении и сокращении объема за последние сто 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 стаивает около 1000 мм снега и льда. С известными допущениями эта цифра может быть принята средней для всего ледника. Тогда годовой объем стаивания окажется равным 2,7 млн. м<sup>3</sup>. Поделив объем ледника на величину его стаивания за год, получим, что время возобновления массы ледника составляет 50 лет.

Используя методику для оценки скорости возобновления природных вод [4], получаем, что эта величина отражает время возобновления 2/3 всего объема ледника. На 99% масса ледника возобновится за 230 лет. Такая оценка справедлива при условии полного перемещения льда. Таким образом, величина возраста практически полного возобновления массы ледника с учетом времени отчленения от него упомянутой боковой части даст возраст последней - 330 лет.

Представляло интерес определить возраст подморенного льда радиоуглеродным методом и сопоставить его с гляциологической датировкой.

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 отбирался с глубины 0,8 - 1,5 м. Всего вырублено около 1,3 м<sup>3</sup> льда.

Углекислоты из ледовых проб выделялись на специально сконструированной легкой разборной установке (рис. 1). Измельченный лед помещали в герметически закрываемые металлические емкости, каждая объемом 135 л, соединенные между собой. Систему продували инертным газом, лед оплавляли с поверхности и образовавшуюся талую воду выливали. Емкость нагревали бензиновыми горелками. Систему вторично продували инертным газом и расплавляли оставшийся

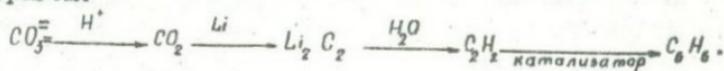
лед. Вода поступала в барботеры, где подкислялась серной кислотой до 0,01 м/л для перевода бикарбонатов в  $\text{CO}_2$ . При помощи барботирования инертным газом углекислоту выделяли и улавливали насыщенным раствором гидрата окиси стронция. Полученный осадок карбоната отфильтровывали и помещали в полиэтиленовые банки для последующей обработки в лабораторных условиях.

Для определения оптимального времени барботирования были поставлены специальные опыты. К установке, описанной выше, присоединяли две параллельные поглотительные склянки и улавливание углерода проводили, периодически меняя их через каждые 0,5 ч. После фильтрования и высушивания полученный осадок карбоната стронция взвешивали. Полученные результаты представлены на рис. 2, из которого видно, что в выбранных условиях достаточно 2 ч для практически полного извлечения  $\text{CO}_2$  из подкисленного раствора.

Определяли содержание  $\text{C}^{14}$  в талой ледниковой воде, из которой предварительно выделялись взвеси и коллоидные частицы для изучения степени их космогенности. Углерод из ледниковой воды выделяли двумя независимыми способами: барботированием подкисленной воды, как описано выше, а также концентрированием углекислоты на синтетическом анионите АВ-17. Схема выделения углекислоты представлена на рис.3.

Углерод в воде представлен, как известно, бикарбонатами, а также свободно растворенной двуокисью углерода. Для перевода  $\text{CO}_2$  в карбонатную форму, воду, поступающую в ионообменную колонку, непрерывно подщелачивали свободным от углекислоты гидратом окиси натрия до pH 9-10.

Регенерацию анионита проводили фильтрованием 15%-ного раствора серной кислоты через смолу (обратным током). При этом поглощенная углекислота выделялась в виде пузырьков газа. Уровень жидкости доводили до верхней части колонки для полного вытеснения газа. Углекислоту улавливали насыщенным раствором гидрата окиси стронция. Ионообменное концентрирование углерода оказалось более удобным для полевых условий. Из полученных проб карбоната стронция в лабораторных условиях синтезировали бензол-счетную форму радиоуглерода. Синтез можно представить следующим образом:



Как видно из этой схемы, ацетилен образуется при взаимодействии углекислоты с металлическим литием с последующим разложением карбида лития водой [ 4 ]. Тримеризация ацетилена производилась на крекирующем катализаторе, активированном мелкодисперсной пятиокисью ванадия. Способ изготовления катализатора отличается от известного [ 5 ] тем, что активация крекирующего алюмосиликата пятиокисью ванадия проводилась не в жидкой, а в газовой фазе. Алюмосиликат насыщается парами окситрихлорида ванадия в вакууме. После насыщения производится гидролиз окситрихлорида ванадия водяным паром. Полученный катализатор высушивается при 120 и прокаливается при 400°C в течение 1 ч. После охлаждения в эксикаторе над  $\text{CaCl}_2$  катализатор готов к работе.

Активность радиоуглерода в пробах измерялась на низкофононовой установке, собранной по схеме быстро-медленных совпадений.

Удельная активность  $\text{C}^{14}$  в образцах льда и воды ледника Гарабаши

Объект отбора проб	Концентрация $\text{HCO}_3^-$ , мг-экв/л	Требуемое количество образца для получения 1 мл $\text{C}_6\text{H}_6$ , л	Удельная активность образца расп./мин/г	Возраст, лет
Талая вода из трещины	0,08	840	22,02	
Фирн	0,05	1330	21,08	
Река Терскол	0,35	193	19,80	
Нарзан	5,25	13	0,33	28200±400
Лед	0,10	680	13,03	340±50

Как видно из таблицы, наибольшей удельной активностью обладает талая ледниковая вода из трещины. По-видимому, она является результатом таяния слоев льда, образовавшихся во время интенсивных ядерных взрывов в атмосфере в пятидесятых - начале шестидесятых 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.

Эти образцы показывают будущий возраст. Они несут в себе следы испытаний ядерного оружия.

Доказательством вероятной подпитки р.Терскол глубинными водами являются данные по удельной активности нарзана, взятого из источника в долине этой реки. Как видно из таблицы, удельная активность  $CO_2$  этой воды довольно низкая и соответствует какому-то возрасту в  $28200 \pm 400$  лет.

Радиоуглеродный возраст подморенного льда оказался равным  $340 \pm 50$  годам.

Это значение минимально, поскольку в данном случае не учитывались три существенных фактора: 1) утяжеление изотопного состава осадков по сравнению с эталоном (древесина); 2) эффект де Фриза; 3) возможность загрязнения реликтового льда современным углеродом.

### Л и т е р а т у р а

1. Scholander P.F. et al. Radiocarbon age and oxygen - 18 content of Greenland icebergs. Kobenhavn. 1962, 263.
2. Osachager H., Staffer B., Langnay C.C. Jr. Carbon Dating of ice and other, isotope at Byrd Station, Antarctica. - Antarct. J.U.S., 1970, v.5, N4, II2.
3. Оледенение Эльбруса. Изд-во МГУ, 1968.
4. Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. Гидрометеиздат, Л., 1968.

### ВЫДЕЛЕНИЕ РАДИОУГЛЕРОДА ИЗ МЕТАЛЛИЧЕСКОЙ И СИЛИКАТНОЙ ФАЗЫ КОСМИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Н.Н. Ковалюх, К.В. Федотов

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

Способ выделения  $C^{14}$  из различных природных образований имеет большое значение для получения достоверных результатов. Форма нахождения  $C^{14}$  в исследуемом образце может быть различной в зависимости от его природы. Так, радиоуглерод обменного резервуара может входить в исследуемые объекты в виде углеродсодержащих веществ органического и карбонатного генезиса.

Радиоуглерод, образующийся по реакциям скалывания в твердых телах (метеориты, космическая пыль), должен находиться внутри кристаллической решетки, и эта форма нахождения будет наиболее устойчивой относительно воздействия внешних агентов. Форма нахождения радиоуглерода, попавшего в исследуемый объект из внешней среды, должна быть менее стабильной.

Радиоуглерод в каменных и железных метеоритах определялся многими исследователями. Существуют также методы выделения  $C^{14}$  из этих объектов.

Впервые  $C^{14}$  обнаружили и выделили из железного метеорита американские ученые Говл и Коман в 1962 г. [ I ].

Эксперимент проводился следующим образом: в кварцевый реактор помещали кусочки железного метеорита, систему продували инертным газом и медленно при нагревании приливали 8 н. азотную кислоту до полного растворения метеорита. Выделившийся  $CO_2$  улавливали раствором щелочи.

Мы решили также использовать метод растворения, но поскольку скорость растворения метеоритного железа в азотной кислоте гораздо меньше, чем в соляной, то представляло интерес изучить возможность выделения  $C^{14}$  при использовании  $HCl$ . Можно было предполагать, что радиоуглерод находится в железном метеорите либо в атомарном состоянии, либо в виде клатратных соединений и карбидов. Этот радиоуглерод при взаимодействии с соляной кислотой может выделяться в виде углеводородных соединений. Подобное предположение оказалось справедливым. Действительно, радиоуглерод выделялся в виде газообразного органического соединения. Выделяющиеся газы пропускались последовательно через склянку с раствором  $NaOH$ , окислялись окисью меди, нагретой до  $500^{\circ}C$ , и вновь пропускались через раствор щелочи.

Углекислота носителя поглощалась в первой склянке (носитель — мрамор), а радиоуглерод концентрировался главным образом во второй (после окисления на  $CuO$ ).

Для определения радиоуглерода в металлической фазе космического вещества нами сконструирована установка (рис. I).

В двухлитровый трехгорлый реактор, снабженный капельной воронкой, соединенный с системой поглотительных склянок, помещали навеску железного метеорита. Всю систему продували инертным газом. Медленно приливали 6 н. соляную кислоту, после чего реакционную смесь нагревали на бане до полного растворения металлической фазы вещества, при этом через систему продували инертный газ. В качестве носителя использовали мрамор.

Газ проходил через систему очистительных склянок, через нагретую до  $500^{\circ}C$  трубку с окисью меди, где  $CH_4$  превращался в  $CO_2$ , полученная углекислота поглощалась 10%-ным раствором  $NaOH$ .

Полученный в результате реакции карбонат натрия разлагался 20%-ной хлорной кислотой.

Углекислоту превращали в ацетилен сплавлением  $\text{CO}_2$  с металлическим литием [ 2 ]. Полученный карбид лития разлагали артезианской водой, а выделенный ацетилен очищали и из него синтезировали бензол, активность которого измеряли на низкофоновой сцинтилляционной установке.

На основе экспериментальных данных можно предположить, что радиоуглерод практически полностью связан в соединение, которое представляет собой тип карбида, промежуточного между карбидами внедрения и ионными карбидами. Этот карбид легко разлагается кислотами и водой с образованием метана.

Для проверки полноты выделения  $\text{C}^{14}$  из металлической фазы космического вещества сопоставляли результаты проведенных анализов в соляной ( $1,73 \pm 0,3$  расп. мин/кг) и азотной ( $1,66 \pm 0,3$  расп. мин/кг) кислотах (Сихотэ-Алинский метеорит). Как видно из приведенных данных, эти результаты совпадают в пределах ошибки опыта.

Углерод из силикатной фазы космического вещества выделяли сжиганием пробы в токе кислорода. Для извлечения органических 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, который использовался в качестве носителя, и помещали в кварцевый реактор (рис.2).

Выделение радиоуглерода происходит в две стадии: 1) удаление углерода, который находится в реакторе, углерода, адсорбированного на поверхности минералов и сжигаемых органических остатков, возможно, оставшихся после кипячения с  $\text{HNO}_3$ ; 2) полное выделение радиогенного углерода космического вещества.

Реактор с пробой помещали в муфельную печь и всю систему продували инертным газом. Температуру в печи доводили до  $350^\circ\text{C}$  и выдерживали пробу 30 мин; при этом пропускали кислород, улавливая выделяющиеся газы 10%-ным раствором щелочи. После сгорания антрацита систему охлаждали, досыпали новую навеску носителя и реактор соединяли с системой поглотительных склянок. Пробу сжигали в токе кислорода при температуре  $1100^\circ\text{C}$  2 ч. Экспериментально установлено, что этого времени достаточно для полного выделе-

ния всего углерода. Углекислота улавливалась рассчитанным количеством 20%-ного раствора едкого натра.

Бензол синтезировали по описанной выше методике. Последняя вполне воспроизводима и может использоваться для получения данных по содержанию  $C^{14}$  в каменных и железных метеоритах, силикатной части ледниковых взвесей и океанических осадках.

### Л и т е р а т у р а

1. Goel P.S., Kohman T.P. Researches on Meteorites. IV, Willey and Sons, 1965.
2. Scharpenseel Von H., Pietig F. Altersbestimmung mit dem Flüssigkeits - Scintillations Spektrometers-Vereinfachte Bensolsynthese, auch aus kleinen  $CO_2$  Mengen. - Atompraxis, 1970, N3.

#### К МЕТОДИКЕ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ИЗ ЛЕДНИКОВЫХ ВОД\*

Ю.В. Кузнецов, В.К. Легия, А.Г. Хорошайлов,  
И.М. Цариковская, О.С. Цветков, М.М. Шац

(Радиевый институт им. В.Г. Хлопина

Ледники являются одним из наиболее перспективных объектов для изучения космического вещества, выпадающего на земную поверхность, поскольку в этом случае разбавление космического вещества земным должно быть меньше, чем в других материалах земной коры. Ледники рассматриваются как одни из перспективных объектов для поисков сверхтяжелых элементов, осуществляемых в нашей стране по единой программе под руководством Г.Н. Флерова [1, 2].

Предполагается, что одним из наиболее вероятных изотопов сверхтяжелых элементов может быть дважды "магический" изотоп с  $Z_{114}$  и  $N_{184}$ , который в соответствии с Периодическим законом должен быть по химическим свойствам наиболее близким к свинцу -- экасвинец. Чтобы извлечь необходимые для исследования количества космического вещества из ледниковых вод, особенно при поисках сверхтяжелых элементов, необходима методика, позволяющая выделять космическое вещество из десятков тысяч тонн ледниковой воды за сезон в условиях высокогорья.

\* Работы в экспедиционных условиях проводились совместно с ИГЭМ АН УССР.

К началу наших исследований в литературе отсутствовали сведения о форме нахождения космогенных изотопов во льду и талых ледниковых водах, в том числе сведения об их распределении между взвесью и водной фазой. Отсутствуют подобные сведения и для тяжелых элементов, в том числе тех, которые, как предполагают, являются возможными химическими аналогами сверхтяжелых элементов ( $Pb$ ,  $Tl$ ,  $Bi$ ).

Поэтому надежная методика концентрирования космического вещества не могла основываться на извлечении только взвешенной фазы ледниковых вод, к тому же извлечение взвешенной фазы из больших объемов ледниковых вод, концентрация взвесей в которых крайне мала (миллиграммы – десятки миллиграммов на литр), представляет собой весьма сложную задачу. Подобная методика должна обеспечивать извлечение всех возможных физико-химических форм элементов: ионов (катионов и анионов), коллоидов, субколлоидов и взвесей.

Известно, что наиболее надежным способом извлечения из воды взвешенных и коллоидных частиц является коагуляция, удаляющая из воды гидролизующиеся элементы [3]. Поэтому она и использована в качестве основного процесса в разработанной нами методике. Для повышения эффективности извлечения ионных форм в качестве второй стадии применена фильтрация через колонны, заполненные ионообменными смолами. Разработка метода проводилась с использованием талой воды ледника Гарабаши (Приэльбрусье), имеющей следующие основные характеристики:  $pH$  – 5,1–5,6; содержание соли – около 2 мг/л; содержание взвесей – примерно 6 мг/л. Отработка режима коагуляции проводилась применительно к условиям работы на ледниках – при температуре воды 3–5°C. Доза коагулянта  $FeCl_3$  составляла 20 мг  $Fe^{+++}$ /л, в качестве флокулянта применялся полиакриламид в концентрации ~1 мг/л. Оптимальная величина  $pH$  осаждения равна 7,0–7,5.

В стадии фильтрации через ионообменные смолы применялись последовательно катионит КУ-2 в  $Na$ -форме и анионит АВ-17 в  $Cl^-$ -форме.

Предварительные испытания в лабораторных условиях эффективности извлечения взвесей в стадии коагуляции показали, что методика обеспечивает высокую степень извлечения взвесей. Контроль производился при помощи метода мембранной фильтрации через биофильтр (диаметр пор – 0,3 мк).

Для оценки эффективности удаления из ледниковой воды гид-  
ролизных форм тяжелых элементов, которые предположительно могут  
рассматриваться в качестве аналогов сверхтяжелых элементов, ис-  
следована эффективность соосаждения при коагуляции изотопов  
 $Pb^{212}$ ,  $Tl^{208}$ ,  $Bi^{212}$ ,  $Th^{234}$ ,  $Pa^{233}$ ,  $U^{233}$ , равная соответст-  
венно 95-100%; 95-98; 95-98; ~100; 98; 84%.

Из полученных результатов видно, что в стадии коагуляции  
извлекается основная часть рассмотренных элементов. В соответст-  
вии с разработанной технологической схемой создана передвижная  
установка (материал - нержавеющая сталь), принципиальная схема  
которой показана на рис. 1.

Коагуляция проводится в баке-смесителе емкостью 130 л при  
перемешивании мешалкой с электроприводом в течение 15 мин, после  
чего содержимое бака-смесителя самотеком переводится в один из  
двух баков-отстойников. Время отстаивания - 30 мин. После разде-  
ления фаз вода перекачивается с использованием поплавковой сис-  
темы на песчаный фильтр для улавливания не осевших частиц гидро-  
оксида, а затем на соединенные с ним последовательно колонки, за-  
полненные катионитом и анионитом. Давление в системе, равное  
 $\sim 2 \text{ кг/см}^2$ , подавалось мембранным компрессором. Концентрат давле-  
нием воздуха переводился в баки-накопители.

После отработки технологии установка доставлена в район  
ледника Гарабаши (высота 3800 м) и установлена на морене в спе-  
циальном фургоне. Талая вода для установки подавалась насосом  
по резиновым шлангам из ледового колодца, вырубленного в лед-  
нике. Схема водозабора приведена на рис. 2. Установка работала,  
как правило, круглосуточно с 11 по 28 августа 1969 г. со средней  
производительностью 130 л/ч. Колебания температуры воздуха при  
этом составляли от +25 до -12°C, атмосферное давление  
400 мм рт.ст.

Всего переработано 36 м<sup>3</sup> талой ледниковой воды в режиме,  
обеспечивающем извлечение всех возможных физико-химических форм  
элементов, и получены концентраты. Переработка таких объемов  
ледниковой воды в условиях высокогорья осуществлена впервые.  
Опыт эксплуатации установки на леднике Гарабаши использован при  
создании установки более высокой производительности.

В результате обработки материалов, полученных во время  
экспедиционных работ 1969 г., установлено, что к взвешенной фазе  
ледниковой воды приурочено 40-70%  $Pb^{210}$ . При последовательном

концентрировании коагуляцией и на катионообменной колонке извлекается 98-100%  $Pb^{210}$ .

Исследование распределения урана между взвесью и водной фазой показало, что основная его часть приурочена к взвешам [5].

Исходя из этих результатов, а также результатов модельных опытов, следует, что основная масса гидролизующихся элементов захватывается гидроокисью железа при коагуляции и поэтому технология выделения из ледниковой воды взвесей и различных форм гидролизующихся элементов может быть основана на одном процессе коагуляции. Это позволяет существенно упростить схему концентрирования космического вещества из больших объемов воды.

Наиболее перспективным представлялось применение метода коагуляции во взвешенном слое [4], поскольку он позволяет создать высокопроизводительные установки непрерывного действия относительно небольших габаритов, что важно при работе на ледниках.

Принцип коагуляции во взвешенном слое состоит в том, что вода с предварительно введенными реагентами проходит через слой, состоящий из хлопьев ранее сформировавшегося осадка гидроокисей.

Принципиальная технологическая схема созданной установки, основанной на использовании коагуляции во взвешенном слое, показана на рис. 3. Основными узлами установки являются два отстойника, система подачи реагентов, включающая бачки с реактивами (растворы  $FeCl_3$ ,  $NaOH$ , полиакриламида), дозаторы постоянного уровня и эжектор, воздухоотделитель и систему сбора концентрата. Дозы реагента использовались те же, что и в описанной выше технологии объемной коагуляции.

Скорость перемещения воды в баках-отстойниках рассчитана так, чтобы граница раздела вода со взвешенной фазой гидроокисей - чистая вода устанавливалась в непосредственной близости от срезов воронок, через которые вода с гидроокисями поступала в бассейны-накопители концентрата. Экспериментально установлено, что при этом скорость перемещения воды близка к 5 мм/сек. Осветленная вода сливалась через специальные лотки.

Производительность установки, работающей в таком режиме, составляет  $\sim 10 \text{ м}^3/\text{ч}$ . Гидроокись железа отстаивалась в бассейнах-накопителях и декантат отбрасывался.

После изготовления и отработки технологического режима установка смонтирована на специально подготовленной площадке в

непосредственной близости от языка ледника Гарабаши на высоте 3400 м. Водозабор осуществлялся из трещины в леднике, расположенной выше установки на 35 м. Перепадом высот создавалось необходимое давление в трубопроводах. Установка функционировала в течение июля - августа 1971 г. В результате получен оксигидратный концентрат, выделенный из 400 м<sup>3</sup> талой ледниковой воды.

### Л и т е р а т у р а

1. Флеров Г.Н., Карамян С.А. Поиски сверхтяжелых элементов в природе: основания и перспективы. Препринт ОННИ, Р6-4902, Дуоба, 1970.
2. Флеров Г.Н. Синтез и поиск трансурановых элементов. IУ Междуна. конф. ООН по использованию атомной энергии в мирных целях. Женева, 1971.
3. Кузнецов Ю.В., Щebetковский В.Н., Трусов А.Г. Основы дезактивации воды. Атомиздат, М., 1968.
4. Клячко В.А., Апельцин И.Э. Очистка природных вод. "Строитель", М., 1971.
5. Елизарова А.Н. и др. О радиоактивности атмосферной пыли из ледниковых вод. (См. наст. сб.).

### О РАДИОАКТИВНОСТИ АТМОСФЕРНОЙ ПЫЛИ, ИЗВЛЕЧЕННОЙ ИЗ ЛЕДНИКОВЫХ ВОД

А.Н. Елизарова, Ю.В. Кузнецов, В.К. Легин,  
О.С. Цветков, М.М. Шац, Ю.Г. Белявский

(Радиевый институт им. В.Г. Хлопина )

Предполагается, что ядра тяжелых элементов, входящие в состав космического излучения [ I-6 ], замедляются в верхних слоях стратосферы и вместе с космической и стратосферной пылью выпадают на земную поверхность в основном с атмосферными осадками. Стратосферная и космическая пыль, особенно ее мелкодисперсная часть, может рассматриваться в качестве коллектора радиоактивных изотопов во время пребывания ее в атмосфере и в условиях ледника.

При изучении глобальных выпадений радиоактивных изотопов экспериментально установлено наличие максимума в кривой широтно-го распределения на земной поверхности таких радиоактивных изотопов, как  $Be^7$ ,  $Sr^{90}$ ,  $Cs^{137}$ , имеющих искусственное и естественное происхождение [ 7-9 ]. Максимальная концентрация указанных изотопов в атмосфере приходится на 30° широты, а в дождевых

водах этот максимум приходится на  $40 - 50^\circ$  широты Сев. полушария [7-9]. Можно полагать, что мелкодисперсная часть космической пыли ( $\leq 1$  мк) и космогенные изотопы будут также преимущественно выпадать в районе 40-х широт Сев. полушария.

Высокогорные ледники Приэльбрусья являются гигантским аккумулятором космической пыли и космогенных изотопов. Вместе с тем Приэльбрусье представляет собой один из наименее загрязненных объектов ( $40^\circ N$ ), что находит свое отражение в ультрамалой минерализации льда и атмосферных осадков (1-10 мг/л), а также в незначительном содержании взвешенных частиц [10].

В настоящей работе приведены результаты радиохимического и радиометрического исследования концентрата, выделенного на гидроксиде железа из  $36 \text{ м}^3$  талой воды ледника Гарабаши (3800 м над уровнем моря), а также результаты изучения распределения  $Pb^{210}$  (RaD) в системе снег - фирн - лед - талая вода. Концентрат получен методом объемной коагуляции в режиме, обеспечивающем эффективное выделение взвешенной фазы и гидролизующихся элементов с помощью специально созданной передвижной установки [II] во время экспедиции 1969 г.

Исследование радионуклидов в концентрате представляет значительный интерес в связи с тем, что некоторые изотопы могут быть использованы в качестве трассеров космогенных изотопов. В частности,  $Be^7$  с  $Cs^{137}$  могут рассматриваться как аналоги космогенных изотопов по механизму выпадения их на земную поверхность, а также могут использоваться для установления возраста отдельных зон ледника и талой воды.

Спектр  $\gamma$ -излучения концентрата, измеренный на полупроводниковом  $\gamma$ -спектрометре с  $Ge(Li)$ -детектором, показан на рисунке. Измерения выполнены через два месяца после выделения концентрата. Радиоактивные изотопы идентифицировались по энергиям  $\gamma$ -линий и периодам полураспада изотопов. Как видно из рисунка, в  $\gamma$ -спектре отчетливо наблюдаются изотопы искусственного происхождения:  $Ce^{144}$ ,  $Ru^{103}$ ,  $Ru^{106} + Rh^{106}$ ,  $Cs^{137}$ ,  $Zr^{95}$  и  $Nb^{95}$ , а также  $Be^7$ , образующийся под действием космического излучения в основном в верхних слоях атмосферы.

\* Работы в экспедиционных условиях проводились совместно с ИГЕМ АН УССР.

Т а б л и ц а I

Содержание и изотопный состав  $\gamma$ -излучателей, обнаруженных в концентрате

Изотоп	Энергия $\gamma$ -излучения, кэВ	Период полураспада	Содержание к моменту отбора пробы, $10^{-12}$ кюри/л	Отношение изотопов
Ce <sup>I44</sup>	144	284 дн.	4,4	Ce <sup>I44</sup> : Cs <sup>I37</sup> = 4
Ru <sup>I03</sup>	497	39,4 дн.	-	
Ru <sup>I06</sup> + Rh <sup>I06</sup>	515	372 дн.	2,9	Ru <sup>I06</sup> : Ce <sup>I44</sup> $\approx$ 0,7
Cs <sup>I37</sup>	661	30 лет	1,1	
Zr <sup>95</sup>	756,722	65 дн.	1,6	Zr <sup>95</sup> : Ce <sup>I44</sup> $\approx$ 0,4
Nb <sup>95</sup>	764	35 дн.	6,9	
Be <sup>7</sup>	477	53 дн.	$\sim$ 5,4	Be <sup>7</sup> : Cs <sup>I37</sup> $\approx$ 5

Данные по содержанию и изотопному составу основных  $\gamma$ -излучателей, обнаруженных в концентрате, приведены в табл. I. Сравнение содержания Be<sup>7</sup>, Cs<sup>137</sup> и Ce<sup>144</sup> в концентрате и пробах свежевывапавших атмосферных осадков позволяет заключить, что талая вода ледника Гарабаши на 9/10 (в среднем) разбавлена водой, образовавшейся при таянии льда, имевшего возраст свыше 30 лет. Отношения изотопов (табл. I) удовлетворительно согласуются с данными по радиоактивным выпадениям в умеренных широтах для осени 1969 г. [ I2 ].

Радиохимическим анализом в концентрате определено содержание урана, иония (Th<sup>230</sup>), Ra<sup>226</sup>, RaD (Pb<sup>210</sup>), Th<sup>232</sup>, Th<sup>228</sup> (MsThI) и Pa<sup>231</sup>. Изотопы тория, урана, радий и протактиний определялись из одной навески. Pa<sup>231</sup> концентрировался на двуокиси марганца и очищался экстракцией диизобутилкетонем [ I3, I4 ]. Изотопы тория выделялись соосаждением с оксалатом кальция. От примесей они очищались на катионите КУ-2 из азотнокислого раствора. Определение концентрации изотопов тория производилось  $\gamma$ -спектрометрическим методом. Уран определялся колориметрически с помощью арсеназо-III. Содержание радия устанавливалось эманационным методом. Изотопы свинца выделялись из концентрата гидрохимическим методом [ I5 ]. Дальнейшая очистка производилась пропусканием 2н солянокислого раствора, содержащего свинец, через

ионообменную колонку, наполненную анионитом ЭДЭ-10п [ I 6 ]. После элктирования водой свинец выделялся дитизиновой экстракцией и для определения  $Pb^{210}$  наносился на тефлоновую мишень.

Содержание  $Pb^{210}$  определялось на низкофоновой  $\beta$ -установке. Радиохимическая чистота препарата контролировалась по кри-вой накопления дочернего  $Bi^{210}$ . Содержание свинца в растворах после пирохимического выделения устанавливалось ионообменно-субстехиометрическим методом. Изотопный состав свинца определялся на масс-спектрометре МИ-1305.

Впервые в геохимической практике для определения содержания изотопов тория,  $Ra^{231}$ ,  $Ra^{226}$ , урана и изотопов свинца в ледниковых водах проведено концентрирование их из нескольких десятков тонн воды.

Т а б л и ц а 2

Содержание естественных радиоактивных изотопов в ледниковых водах Приэльбрусья (ледник Гарабаш)

Изотоп	Содержание, г/л	Количество изотопа, необходимое для поддержания радиоактивного равновесия с обнаруженным в воде ураном, г
$Ra^{231}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
$Th^{230}$	$1,3 \cdot 10^{-12}$	$0,8 \cdot 10^{-12}$
$Th^{228}$	$1,2 \cdot 10^{-17}$	-
$Th^{232}$	$3,4 \cdot 10^{-8}$	-
$U^{238}$	$3,8 \cdot 10^{-8}$	-
$Ra^{226}$	$1,5 \cdot 10^{-14}$	$1,3 \cdot 10^{-14}$
$Pb^{210}$	$1,5 \cdot 10^{-14}$	$1,6 \cdot 10^{-16}$

В табл. 2 приведены данные по содержанию  $Th^{230}$ ,  $Th^{232}$ ,  $Ra^{231}$ ,  $Th^{228}$ ,  $Ra^{226}$ ,  $U^{238}$  в ледниковых водах, рассчитанные на основании радиохимического анализа концентратов, выделенных из этих вод. Для обоснования справедливости подобного расчета нами исследована эффективность извлечения гидролизующихся изотопов из ледниковых вод на гидроокиси железа в условиях, используемых в настоящем исследовании. Установлено, что подавляющая часть  $Th^{230}$ ,  $Ra^{231}$ ,  $Pb$  и  $U^{238}$  соосаждается с гидроокисным коллектором при коагуляции [ II ].

Ледниковые воды по содержанию в них урана относятся к наименее ураносным водам гидросферы (табл. 2). Так, по порядку

величин содержание урана в ледниковых водах почти в 100 раз ниже, чем в океанических, и в 10 раз ниже, чем в речных [20]. В то же время содержание изотопов тория и протактиния ( $Pa^{231}$ ) в ледниковых водах примерно такое же или даже несколько превышает содержание указанных элементов в морских водах.

Из приведенных в табл. 2 данных следует, что в пределах точности определения  $Th^{230}$  и  $Ra^{226}$  находятся в ледниковых водах в радиоактивном равновесии с ураном. Найденное превышение  $Pa^{231}$  над ураном, возможно, связано с погрешностями определения ультрамалых концентраций протактиния и в некоторой степени с погрешностями определения урана. Если изотопы, входящие в состав уранового ряда ( $Th^{230}$ ,  $Ra^{226}$ ,  $Pa^{231}$ ), находятся в радиоактивном равновесии с ураном, содержащимся в ледниковых водах, то это дает основание предположить, что основные количества  $Th^{230}$ ,  $Ra^{226}$ ,  $Pa^{231}$  и  $U^{238}$  в этих водах приурочены ко взвесям терригенного происхождения, для которых характерно существование векового радиоактивного равновесия. Этот вывод следует также из того, что в ледниковых водах абсолютная величина содержания  $Th^{230}$ ,  $Th^{232}$ ,  $Pa^{231}$  и  $Ra^{226}$  близка к содержанию этих изотопов в морских водах, в которых абсолютная величина содержания урана почти на два порядка выше, чем в ледниковых. Но если в морских и океанических водах процессы дифференциации изотопов тория и урана ярко выражены, то в ледниковых водах подобная дифференциация, по-видимому, еще не имеет места и основная часть указанных изотопов связана с твердой фазой ледниковых вод.

Для проверки этого предположения нами изучено распределение урана между твердой и жидкой фазами ледниковых вод: содержание урана определялось в образцах неразделенной на фазы воды, затем в отфильтрованной воде и во взвеси, выделенной из данного объема воды. Полученные результаты указывают на то, что основная часть обнаруженного в ледниковых водах урана приурочена ко взвесям. Но поскольку  $Th^{230}$ ,  $Pa^{231}$  и  $Ra^{226}$  находятся в радиоактивном равновесии с ураном, то эти изотопы должны быть приурочены в основной массе ко взвешенной фазе ледниковых вод. В пользу этого предположения говорят данные по определению соотношения между  $Th^{232}$  и  $U^{238}$  в ледниковых водах, которое близко к 3 (табл. 2), что характерно для терригенных пород и не характерно для вод гидросферы.

Как указывалось выше, в различных зонах ледника, талых ледниковых и речных водах определялось содержание  $Pb^{210}$  ( $RaD$ ). Изучение распределения  $Pb^{210}$  представляет особый интерес в связи с тем, что свинец может рассматриваться как химический аналог элемента — экасвинец. Кроме того, определение содержания  $Pb^{210}$  как удобного естественного индикатора свинца в ледниковых и речных водах, пробах снега, фирна и льда может дать представление о наиболее вероятных местах концентрирования свинца и его аналогов. Для проведения подобного исследования необходимо установить непосредственно на свежестотворенных ледниковых водах наиболее рациональную схему концентрирования взвешенной фазы и других физико-химических форм свинца из ледниковых вод. Для этого предложены и испытаны следующие схемы концентрирования:

1. Удаление взвесей отстаиванием (24 ч), соосаждение на гидроокиси железа при pH 7–8, пропускание осветленного раствора через ионообменную колонку, заполненную катионитом KV-2.

2. Удаление взвесей отстаиванием (24 ч), пропускание осветленного раствора через ионообменную колонку и соосаждение гидрозольных форм элементов из элюата на гидроокиси железа.

Результаты опытов показали, что при обработке воды по первой схеме 98–100%  $Pb^{210}$  захватывается гидроокисью железа и взвесями. При обработке воды по второй схеме  $Pb^{210}$  распределяется следующим образом: 40 – 68%  $Pb^{210}$  содержится во взвеси, 20 – 45% задерживается катионитом и 6 – 30% соосаждается с гидроокисью железа.

Приведенные данные свидетельствуют о целесообразности использования первой схемы, причем для выделения свинца нет необходимости в пропускании осветленного раствора через ионообменную колонку.

Результаты определения  $Pb^{210}$  в различных пробах, отобранных в Приальпьюрье, приведены в табл. 3, из которой следует, что наибольшее концентрирование  $Pb^{210}$  имеет место в поверхностном слое льда (глубина до 3 см), где его содержание приблизительно в 100 раз выше, чем в дождевой воде, фирне ледниковой и в речных водах. Концентрация  $Pb^{210}$  в пробах свежеснеженного снега, собранного на леднике Гарабаш, близка к концентрации этого изотопа в атмосферных осадках [17 – 19]. Наблюдаемый в поверхностной зоне стократный избыток  $Pb^{210}$  обусловлен такими причинами:

1) сорбция свинца мелкодисперсной взвешенной фазой; 2) эффект

Т а б л и ц а 3

Содержание  $Pb^{210}$  во льду, фирне, талой ледниковой и речной водах  
Приэльбрусья

Объект исследования	Номер пробы	Место отбора пробы	Высота над уровнем моря, м	Дата отбора пробы	Содержание $Pb^{210}$ , $10^{-12}$ кюри/л
Снег	ЭД-Ш/7 20	Приэльбрусье Ледник Гарабаши	3750	16.VIII 1971 г.	2,0
				15.IX 1969 г.	3,8
Фирн	5 II	Ледник Гарабаши	3750	18.VIII 1969 г.	6,0
				28.VIII 1969 г.	5,4
Лед (0-5 см)	17 3	То же	3750	5.IX 1969 г.	185,0
				12.VIII 1969 г.	337,0
Лед (5-50 см)	6 8	"	3750	18.VIII 1969 г.	3,8
				23.VIII 1969 г.	6,8
Талая ледниковая вода	9 10 4	"	3750	24.VIII 1969 г.	1,5
				3.IX 1969 г.	5,2
Речная вода	13 1 2 3	Р. Терскол	2150	31.VIII 1969 г.	8,5
		Р. Гарабаши	2150	21.VIII 1969 г.	12,8
		"	2150	22.VIII 1969 г.	10,0
		"	2150	24.VIII 1969 г.	0,3

концентрирования взвешенных веществ и изотопов свинца в поверхностном слое льда на языке ледника, обусловленный таянием и испарением льда.

Обнаруженное различие в содержании  $Pb^{210}$  в разных пробах речной воды можно объяснить внутрисуточными изменениями содержания  $Pb^{210}$  в речной воде. Подобные вариации связаны с изменениями в соотношении дебита грунтовых вод и вод из поверхностных и глубинных зон ледника.

Определение  $Pb^{210}$  в концентрате после переработки 36 т ледниковой воды, собранной за период с II по 28 августа 1969 г., дает усредненную величину, не зависящую от суточных колебаний. Установлено, что содержание  $Pb^{210}$  составляет  $1,5 \cdot 10^{-14}$  г/л (табл. 2). Сопоставление данных по содержанию урана и  $Pb^{210}$  в концентрате показывает, что  $Pb^{210}$  присутствует в ледниковой воде примерно в стократном избытке по сравнению с количеством, необходимым для поддержания радиоактивного равновесия с ураном (табл. 2). Если уран в основном приурочен ко взвесям терригенного происхождения, то подобный избыток  $Pb^{210}$  может быть объяснен приносом его из атмосферы.

Содержание свинца, определенное в концентрате, составляет  $2,2 \cdot 10^{-6}$  г/л. Изотопный состав свинца (определен С.И. Данилевичем) имеет следующий вид:  $Pb^{206} : Pb^{204} = 18,38$ ;  $Pb^{207} : Pb^{204} = 15,86$  и  $Pb^{208} : Pb^{204} = 38,27$ . Поскольку Приэльбрусье сложено как породами мезозойского комплекса, так и широкоразвитыми верхнепалеозойскими гранитами Главного Кавказского хребта, приведенный выше изотопный состав отражает контаминацию свинцов из пород мезозойского и герцинского комплексов.

#### Л и т е р а т у р а

1. Пауэлл С.Ф. - Вест. АН СССР, 1968, т.8, 5.
2. Fawler В.Н. - Science News, 1970, 97, N19.
3. Фаулер Р.Х. Наиболее высокие заряды в космических лучах. Сборник. Междуна. конф. по физике тяжелых ионов, ОИЯИ. Дубна, 1971.
4. Флеров Г.Н., Карамян С.А. Поиски сверхтяжелых элементов в природе, основания и перспективы. Препринт ОИЯИ Р6-4902. Дубна, 1970.
5. Флеров Г.Н., Друян В.А., Плева А.А. - Успехи физических наук, т. 100, вып. 1, 45, 1970.
6. Флеров Г.Н. Синтез и поиск трансурановых элементов. ГУ Междуна. конф. ООН по использованию атомной энергии в мирных целях. Женева, 1971.

7. Лавренчик В.Н. Глобальное выпадение продуктов ядерных взрывов. Атомиздат, М., 1965.
8. Лавренчик В.Н. Глобальное распределение концентраций  $Be^7$  в приземном воздухе. - В кн.: Исследование процессов самоочищения атмосферы от радиоактивных изотопов. "Минтис", Вильнюс, 1968.
9. Радиоактивные загрязнения внешней среды. Госатомиздат, М., 1962.
10. Густова Л.И. и др. Содержание взвешенных веществ и химический состав солевого фона некоторых ледников Приэльбрусья. (См. наст. сб.).
11. Кузнецов Ю.В. и др. О методике концентрирования космического вещества из ледниковых вод. (См. наст. сб.).
12. Cambay R.S. et al. Radioactive fallout in air and rain; results to the middle of 1970. AERE-R-6212, Harwell, 1970.
13. Кузнецов Ю.В., Легин В.К., Симонян З.Н. - Радиохимия, 1964, т. 6, 3.
14. Елизарова А.Н., Кузнецов Ю.В. - Радиохимия, 1964, т.6, 3.
15. Соботович Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. Атомиздат, М., 1970.
16. Шестаков Г.А. - Бюлл. ком. по опред. возраста геолог. формаций, вып. УШ, 1966.
17. Баранов В.И., Виленский В.Д. - Радиохимия, 1962, т.4, вып.4.
18. Joworowski Z. - Nature, 1966, 212, N5065, 886.
19. Исследования по ядерной метеорологии и химии атмосферы. Сб. докл. на Междунар. симпозиуме 15-18 августа 1965 г., Висбю, Швеция. Л., 1969.
20. Старик И.Е. и др. - Труды Радиевого института им. В.Г. Хлопина АН СССР, 1958, т.8.

**СОДЕРЖАНИЕ ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВ  
И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СОЛЕВОГО ФОНА  
НЕКОТОРЫХ ЛЕДНИКОВ КАВКАЗА\***

Л.И.Густова, В.Г. Жерехов, Н.В. Куценко, О.С.Цветков  
(Радиевый институт им. В.Г. Хлопина)

Высокогорные ледники, удаленные от источников индустриальных загрязнений, являются одним из перспективных объектов для поисков космогенного вещества, выпадающего на земную поверхность с атмосферными осадками. Степень космогенности концентрата взвесей и со-

\* Экспедиционные работы были выполнены летом 1971 г. совместно с экспедицией Института геохимии и физики минералов АН УССР, возглавляемой проф. Э.В. Соботовичем.

дей, извлеченного из льда ледников, будет тем больше, чем меньше в нем содержание примесей земного происхождения [ I ]. Минимальное содержание во льду 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 [ I ], а также для оценки влияния среды на внеземное вещество, в частности на возможность перехода части космической пыли в растворенное состояние.

Гидрохимическому исследованию высокогорных ледников Кавказа (в частности, Приэльбрусья) посвящен ряд работ [ 2 — 10 ]. Однако вопрос о содержании взвешенных веществ в ледниках изучен мало.

В настоящей работе приведены результаты определения содержания взвешенных веществ и химического состава проб льда и талой воды некоторых ледников Приэльбрусья, Центрального и Западного Кавказа с целью обоснования выбора объекта и района работ для поисков космогенного вещества в ледниках.

Для более детального изучения были выбраны ледники Гарабаши и Терскол (Приэльбрусье), Кашка-Таш (уц. Адыл-су), София (Архыз), а также вытекающие из них источники.

Отбор проб на леднике Гарабаши производился на высотных отметках около 3800 м (в районе "Ледовой базы") и 3450 м над уровнем моря (язык ледника в районе "105-го Пикета").

Содержание взвесей в талых водах рек и ледников Приэльбрусья и Центрального и Западного Кавказа определялось двумя методами: прямым методом фильтрования взвесей и методом соосаждения взвесей на гидроокиси железа.

По первому методу воду фильтровали через бумажный фильтр "синяя лента" под вакуумом [ II ]. Объем воды составлял 5 — 20 л. Недостатком данного метода является его трудоемкость и низкая производительность, а также малая пригодность для ледниковых вод, содержащих незначительные количества взвешенных частиц, поскольку для определения взвесей требуются большие объемы воды. Кроме того, существует опасность потери тонкодисперсной части взвеси (<5 мк) и коллоидов, которые могут проходить через поры фильтра.

Второй метод определения содержания взвесей заключается в том, что взвешенные в воде вещества и коллоиды полностью соосаждаются на гидроокиси железа [ I ]. Вес взвеси определяется в этом случае по разности весов скоагулированного осадка и введенного

железа. Для осаждения выбраны следующие условия: pH составляет 8 - 8,5, реактивы (из расчета на 1 л воды) : 14 мг железа, ~60 мг едкого натрия или ~ 0,2 мл 25%-ного водного раствора аммиака, 1 мг полиакриламида, 200 - 300 мг хлористого натрия или хлористого аммония. Перед добавлением полиакриламида pH доводился до заданной величины 8 - 8,5. Объем исследуемой воды составлял 150 - 170 л. Полученный концентрат обрабатывали в стационаре из-за трудностей получения в полевых условиях постоянного состава гидроксиси железа. При повышенной минерализации воды в горных реках необходимо учитывать возможность соосаждения гидроксидов ряда гидролизующихся элементов.

Химический состав ледниковых и речных вод определялся по стандартным методикам с помощью полевой лаборатории А.А. Резникова. Контрольные определения ионов  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $Cl^{-}$ ,  $SO_4^{--}$  в маломинерализованных пробах выполнены по специальным методикам [10]. Кроме того, в качестве экспресс-метода определения общей минерализации проб воды использован метод измерения электропроводности, так как зависимость между концентрацией неорганических электролитов и электропроводностью в интервале концентраций вплоть до 0,1 н носит линейный характер [13]. Электрическое сопротивление ледниковых вод измерялось на приборе марки ММ34-59. При работе использовались ячейки погружного типа. Для сведения к минимуму влияния поляризационного эффекта на измеряемые величины сопротивлений использовались платиновые электроды, покрытые платиновой чернью. Постоянная ячейки определялась с помощью стандартного 0,01 н раствора KCl.

Концентрация водородных ионов определялась электрометрически на ламповом потенциометре со стеклянным электродом (ЛПУ-01).

Полученные результаты по содержанию взвесей в пробах льда и талой воды ледника Гарабаши (язык ледника в районе "105-го Пикета", высота 3450 м над уровнем моря) представлены в табл. I.

Некоторые из результатов, характеризующих внутрисуточный ход в изменении содержания взвесей в р. Гарабаши (выше пос. Терскол, при выходе из ущелья) и р. София (на расстоянии приблизительно 2 км от водопада с ледника), представлены на рис. I и 2.

Усредненные данные по содержанию взвешенных веществ в пробах льда, талой ледниковой и речной воды для ряда исследованных источников показаны на рис. I. Результаты усреднения основываются на анализе 75 проб.

Содержание взвесей в талой воде ледника Гарабаши  
(трещина № I)

Дата отбора проб	Время отбора пробы	Метод определения взвеси	Объем пробы, л	Содержание взвеси, мг/л
30.УП	14 <sup>30</sup>	Фильтрование	19	14,6
30.УП	11 <sup>30</sup>	Соосаждение	170	9,8
31.УП	13 <sup>30</sup>	"	150	10,3
31.УП	16 <sup>00</sup>	"	150	3,1
01.УШ	11 <sup>30</sup>	"	150	1,4
01.УШ	13 <sup>30</sup>	"	150	9,6
02.УШ	12 <sup>00</sup>	"	150	44,6
03.УШ	11 <sup>30</sup>	"	150	12,9
08.УШ	7 <sup>00</sup>	Фильтрование	20	2,1
13.УШ	14 <sup>00</sup>	"	20	12,9
13.УШ	18 <sup>00</sup>	"	20	5,6
13.УШ	24 <sup>00</sup>	"	20	10,0
14.УШ	8 <sup>00</sup>	"	20	4,5
-----				
Среднее				10,8

Содержание взвесей в реках ледникового питания может изменяться в течение суток в очень широких пределах, главным образом в зависимости от метеорологических условий и типа подстилающих горных пород (рис. 2, 3). При антициклональном типе погоды вследствие суммарного эффекта воздействия солнечной радиации и температуры происходит усиленное таяние ледника [3], что проявляется (со сдвигом во времени через 2 - 3 ч после максимума в температурной кривой) в отчетливо выраженных максимумах в содержании взвесей в речных водах (рис. 1, 2). В то же время в талой не контактирующей с горными породами ледниковой воде такого отчетливого хода внутрисуточных изменений в содержании взвесей не наблюдается (табл. I), хотя намечается тенденция к увеличению концентрации взвесей в период максимального таяния поверхностных, наиболее загрязненных слоев ледника.

Минимальное содержание взвесей наблюдается в наиболее высокогорных источниках (рис. 1), в частности на водоразделе ледников Гарабаши и Терскюл (высота около 3800 м) и языке ледника Гарабаши (высота 3450 м).

Изменения химического состава, рН и  
в течение

Дата отбора пробы	Время отбора пробы, ч	Температура, °С		Погодные условия	рН	χ, мксим·см <sup>-1</sup>
		воды	воздуха			
7.УШ	11 <sup>00</sup>	-	-	Ясно	7,25	1,0·10 <sup>-4</sup>
"	12	-	-	"	7,40	1,0·10 <sup>-5</sup>
"	13	15,0	22	"	7,35	8,5·10 <sup>-5</sup>
"	14	14,0	20,5	"	7,20	8,2·10 <sup>-5</sup>
"	15	13,5	19,0	"	7,40	7,4·10 <sup>-5</sup>
"	16	12,5	19,0	Облачно	7,35	7,1·10 <sup>-5</sup>
"	17	11,5	18,0	Дождь	7,55	7,6·10 <sup>-5</sup>
"	19	10,0	15,0	"	7,35	8,7·10 <sup>-5</sup>
"	20	9,5	12,0	Облачно	6,75	9,3
"	21	10,0	12,0	Туман	7,20	9,3
"	22	9,0	14,0	"	7,40	9,5
"	23	9,0	13,0	"	7,30	9,5
"	24	9,0	13,0	"	7,40	9,5
8.УШ	1	9,0	12,0	"	7,35	1,0·10 <sup>-4</sup>
"	2	8,5	12,0	"	7,50	1,0·10 <sup>-4</sup>
"	3	8,5	12,0	"	7,37	1,1·10 <sup>-4</sup>
"	4	8,5	12,0	"	7,45	1,1·10 <sup>-4</sup>
"	5	8,2	12,0	Пасмурно	7,40	1,1·10 <sup>-4</sup>
"	6	8,5	12,5	"	7,40	1,1·10 <sup>-4</sup>
"	7	8,5	13,0	"	7,52	1,2·10 <sup>-4</sup>
"	8	9,0	14,0	"	7,55	1,2·10 <sup>-4</sup>
"	9	10,0	14,0	"	7,55	1,2·10 <sup>-4</sup>
"	10	10,5	14,0	Дождь	7,53	1,2·10 <sup>-4</sup>

Таблица 2  
электропроводности воды р.Гарабаши  
суток

Ионный состав,						Сумма ионов, мг/л
Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>'</sup>	Cl <sup>'</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>"</sup>	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup>	
2,8	2,3	28,1	15,3	19,9	24,4	92,8
2,8	0,3	27,5	15,3	19,9	28,5	95,3
2,5	1,8	24,4	16,0	20,5	25,0	90,5
2,5	2,2	29,0	13,2	17,1	22,4	86,4
2,2	1,7	22,6	11,5	15,0	19,1	72,1
2,4	1,7	24,4	6,0	7,5	12,1	54,4
2,4	1,8	22,0	11,0	14,3	13,8	63,3
2,5	1,4	25,0	11,9	15,5	20,8	77,1
-	-	-	-	-	-	-
2,6	2,3	25,5	12,4	16,0	20,0	78,8
2,7	2,2	28,1	13,3	17,3	20,0	83,6
-	-	-	-	-	-	-
2,6	2,2	27,0	11,8	15,3	19,3	78,2
2,9	4,0	28,0	14,2	18,4	22,0	89,5
2,9	2,7	28,0	13,3	17,3	21,0	85,2
3,1	2,2	29,0	14,2	18,4	22,6	89,5
3,1	2,7	30,5	13,3	17,5	21,8	88,9
3,1	2,0	31,1	14,2	18,4	23,8	92,6
3,1	2,9	30,5	13,3	18,4	21,8	90,0
3,1	2,9	31,1	12,4	16,1	20,5	86,6
-	-	-	-	-	-	-
3,3	2,8	30,5	13,3	18,4	21,8	90,1
3,4	3,2	31,7	13,3	18,4	21,3	91,3

Для ледников, расположенных на сравнительно небольших высотах над уровнем моря (ниже приблизительно 3000 м), характерно повышенное содержание взвесей и обломочного материала местного происхождения. Типичным представителем таких ледников является ледник 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 воды этого источника. Так, содержание  $Ca^{++} - 3$ ,  $Mg^{++} - 2,1$ ,  $HCO_3^- - 31$  мг/л, что характерно для вод, контактирующих с вмещающими породами.

Важнейшими объектами гидрохимической съемки были ледник и р. Гарабаши. В табл. 2 и на рис. 4 и 5 приведены данные химического состава, pH и электропроводности воды р. Гарабаши. Как видно из рис. 4, в 16 ч (в ясную погоду) наблюдался минимум как в минерализации воды (90 - 54 мг/л), так и в электропроводности ее ( $1,0 \cdot 10^{-4} - 7,1 \cdot 10^{-5}$  мксим.см<sup>-1</sup>). На рис. 5 показано изменение химического состава р. Гарабаши в течение суток и относительный вклад в общую минерализацию ионов  $Cl^-$  и  $HCO_3^-$ . Очевидно, что резкий спад минерализации речной воды в ясный день 7 августа связан главным образом с уменьшением поступления ионов  $Cl^-$  и  $SO_4^{2-}$ , привносимыми в речную воду с ледника. В ночные часы резко возрастает вклад иона  $HCO_3^-$  в минерализацию воды (за счет грунтовых вод).

На леднике Гарабаши изучены связи между ионным составом, электропроводностью и метеорологическими параметрами (табл. 3, рис. 6), pH ледниковой воды находится в пределах 5,65 - 6,05, что хорошо согласуется с данными работы [3].

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<sup>-1</sup>. Все изменения в минерализации и электропроводности находятся в пределах погрешностей определения.

Дебит источника на языке ледника Гарабаши (трещина № I) в зависимости от времени суток и метеорологических условий составлял 50 - 150 м<sup>3</sup>/ч.

При относительно небольших концентрациях компонентов ионного состава данные электропроводности дают возможность оценить сравнительные уровни минерализации воды различных объектов. На рис. 7 представлены результаты кондуктометрического анализа проб

Изменение химического состава, рН и  $\chi$  талой воды ледника Гарабаши  
в течение суток

Дата отбора сы	Время отбора пробы, ч	рН	$\chi \cdot 10^{-6}$ мксим·см <sup>-1</sup>	Ионный состав, мг/л					Сумма ионов, мг/л
				Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	HCO <sub>3</sub> '	Cl'	Na+K'	
7. УШ	11 <sup>00</sup>	5,65	4,2	0,3	He обн.	0,56	0,30	0,33	1,79
"	12	6,00	3,1	0,4	"	0,74	0,30	0,28	1,72
"	14	5,72	4,7	0,3	"	0,34	0,30	0,28	2,22
"	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	He 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
8. УШ	1	6,02	3,3	0,3	He 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	He обн.	1,12	0,38	0,60	2,40
"	10	5,86	3,1	-	-	-	-	-	-
"	11	5,85	3,1	-	-	-	-	-	-

льда ледниковых и речных вод ряда объектов. Результаты усреднения основываются на анализе 270 проб. Из рис. 7 видно, что пробы речной воды и пробы льда и талой воды резко отличаются по электропроводности и, следовательно, степени минерализации. Последние имеют ультрамалую степень минерализации.

Таким образом, анализ полученных гидрохимических данных показывает, что из изученных объектов минимальными минерализацией и содержанием взвеси при достаточно высоком дебите талой не контактирующей с горными породами воды обладают источники ледника Гарабаши, расположенные на высотах 3800 м над уровнем моря ("Ледовая база") и 3450 м ("105-й Пикет").

Для работы установки по концентрированию космогенного вещества выбран источник на языке ледника Гарабаши (3450 м), поскольку этот район при приблизительно одинаковых гидрохимических показателях обладает большей доступностью и более длительным периодом абляции.

#### Л и т е р а т у р а

1. Кузнецов Ю.В. и др. О методике концентрирования космической пыли из ледниковых вод. (См. наст. сб.).
2. Матвеев А.А. Химический состав снега, льда и атмосферных осадков района Оледенения Эльбруса. - Гидрохимические материалы, 1964, т.ХХХУП.
3. Блинова В.Л. Сток с ледников. - В кн.: Оледенение Эльбруса. Изд-во МГУ, 1968.
4. Оледенение Эльбруса. Под ред. Г.К. Тушинского. Изд-во МГУ, 1968.
5. Куцева П.П., Снежко Е.А., Коновалов Г.С. О связи химического состава воды притоков реки Баксан в высокогорной части с составом вмещающих пород. - Гидрохимические материалы, 1967, т.ХШ.
6. Коновалов Г.С., Куцева П.П. Формирование химического состава природных вод в высокогорных районах Северного Кавказа. - В кн.: Мат-лы XX гидрохимического совещания. Ростов-на-Дону, 1966.
7. Куцева П.П. Зависимость химического состава природных вод от состава пород на примере высокогорных районов Северного Кавказа. Автореф. канд. дисс., Новочеркасск, 1970.
8. Казанчев А.Ч. Распределение подземных и наземных вод высокогорной части КБ АССР по степени минерализации. - Уч. записки Кабардино-Балкарского ун-та, серия физ-мат. наук, вып.19, Нальчик, 1963.
9. Блинова В.Л. Исследование стока реки Гарабаши гидрохимическим методом. Информ. сборник о работах по МГТ (1957-1968), № 9, М., 1962.

10. Коновалов Г.С., Котляровская Г.С., Каталевский Н.И. Об изменении химического состава воды высокогорных рек в течение суток. - Гидрохимические материалы, 1968, т. ХУП.
11. Резников А.А., Миликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. "Наука", М., 1970.
12. Современные методы анализа природных вод. Изд-во АН СССР, М., 1962.
13. Court G.T. - J.Sci. Instr., 1953, т.30, N7, 241.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ГИДРООКИСИ НИКЕЛЯ  
КАК КОЛЛЕКТОРА ВЗВЕСЕЙ АТМОСФЕРНОЙ ПЫЛИ  
ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ЕЕ ИЗ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

А.С. Кривохатский, Ю.А. Коровин, В.Г. Потапов

(Радиовый институт им. В.Г. Хлопина)

Исследование состава и свойств атмосферной пыли как терригенного, так и космогенного происхождения, выпадающей в водоемы, на снег и льды, требует выделения ее в сравнительно больших, граммовых количествах. Известно много способов водоочистки, но все они основаны на увеличении загрязняющих воду взвесей различными осадками: пермутитом, диатомитом и пр. [1, 2]. При этом решается задача осветления воды, но присутствующая в ней взвесь в чистом виде не может быть получена. Нельзя использовать и фильтрование [3] ввиду небольших размеров частиц атмосферной пыли.

По-видимому, единственным методом выделения взвеси является увлечение ее коллектором - гидроокисью металла, которую можно получить в виде осадка в аппаратах периодического и непрерывного действия (метод "взвешенного слоя") [2, 4]. Все известные подобные процессы используют гидроокись железа. Ее последующее растворение можно проводить в кислотах, что однако приводит к частичному или полному разложению извлекаемой взвеси.

Легкость растворения гидроокиси никеля в аммиачных растворах делает это соединение более приемлемым для исследований в указанных целях, поскольку позволит избежать кислотной обработки при отделении макроколичеств коллектора от взвесей.

Свойства гидроокиси никеля приведены в табл. I [5 - 9] (для сравнения приведены также свойства гидроокиси железа). Некоторые свойства, играющие важную роль в процессе осаждения гидроокиси никеля и последующего ее растворения, известны мало и ис-

Т а б л и ц а    I

Свойства гидроокиси железа и никеля

Свойства гидроокиси	$Ni(OH)_2$	$Fe(OH)_3$
Молекулярный 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 pH 4	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-8}$
в воде при pH 6	6,3	$3,8 \cdot 10^{-12}$
в 0,1 M $NH_4OH$	$2,5 \cdot 10^{-7}$	$1,5 \cdot 10^{-29}$
в 0,1 M $NaOH$	$6,3 \cdot 10^{-14}$	$3,8 \cdot 10^{-35}$

следованы нами применительно к переработке больших объемов (десятков и сотен куб. метров) вод различных типов: от талых до сильно засоленных. Изучены условия осаждения гидроокиси никеля, фильтрование и растворение ее в водных растворах аммиака.

Основной раствор соли никеля, из которого приготавливались исходные растворы, готовился растворением навески  $Ni(NO_3)_2 \cdot 3H_2O$  марки ХЧ в дистиллированной воде с содержанием 5 и 50 мг/мл металла. Для осаждения гидроокиси  $Ni$  применялись 0,2 и 2,0 M растворы  $NaOH$ , ЧДА. Опыты проводились при температурах  $0,1 \pm 0,1^\circ C$ ,  $20 \pm 0,5^\circ C$  и  $75 \pm 1^\circ C$  в цилиндрах емкостью 50 мл. Концентрация никеля в исходных растворах составляла 0,01–12 г/л по металлу.

Предварительными опытами установлено, что наиболее полное осаждение гидроокиси  $Ni$  в дистиллированной воде достигается при pH 9–10 (полнота осаждения  $Ni$  определялась диметилглиоксимом, чувствительность которого равна  $2,5 \cdot 10^{-6}$  г/мл [10]). Увеличение концентрации  $Ni$  в исходном растворе смещает pH начала осаждения гидроокиси в более кислую область от  $pH \approx 7$  при концентрации 0,01 г/л до  $pH \approx 5$  при концентрации 12 г/л (рис. 1).

В солевых растворах с содержанием  $NaCl = 300$  г/л, pH начала осаждения также смещается в кислую область (pH 4 – 4,5 для всех исследуемых концентраций) и полнота осаждения гидроокиси никеля достигается при более низком значении pH 7,5 – 9, чем при осаждении из дистиллированной воды.

Данные по седиментации гидроокиси никеля, осажденной из дистиллированной воды, представлены на рис. 2 - 4, из которых видно, что при концентрации  $Ni$  в исходных растворах 0,01 - 0,4 г/л для всех температур в интервале 0 - 75°С уплотнение осадков происходит практически за 10 ч. Коэффициент сжатия колеблется от 40 до 7. Для больших концентраций коэффициент сжатия значительно меньше. График зависимости объема осадка гидроокиси  $Ni$  от температуры показан на рис. 5, из которого видно, что изменение температуры мало влияет на коэффициент сжатия. Для определения удельного объема гидроокиси  $Ni$  растворы с осадками выдерживались 48 ч. Уменьшения объема гидроокиси для всех концентраций через 24 ч практически не наблюдалось. Следовательно, как следует из рис. 2-4, удельный объем гидроокиси  $Ni$  (в мл/г  $Ni$  металлического) составляет: 80 мл/г - для концентрации 0,01 г/л (при 75°С), 2,2 мл/г - для концентрации 12 г/л (при 0°С), 10 мл/г металлического никеля - для концентрации 0,4 г/л (при 20°С).

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

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

Для проверки предлагаемого метода использования гидроокиси никеля как коллектора атмосферной пыли при ее выделении из водных

растворов нами совместно с Институтом геохимии и физики минералов АН УССР проведены опыты в полевых условиях по обработке талой воды одного из ледников горы Эльбрус. Концентрирование взвесей проводилось на установке непрерывного действия, сконструированной и изготовленной в Радиовом институте им. В.Г. Хлопина Ю.В. Кузнецовым с сотрудниками. На установке используется высокопроизводительный метод "взвешенного слоя", позволяющий перерабатывать до 6 м<sup>3</sup> воды в 1 ч. Рабочая концентрация никеля составляла 35 - 40 мг/л по металлу, рН среды поддерживалось равным 8,5 - 9,5. Осаждение проводилось с добавлением *NaCl* и полиакриламида в количествах 30 - 40 и 2 - 4 мг/л соответственно, что значительно ускоряет процесс образования гидроокиси. Во избежание привнесения посторонних веществ использовались реактивы марки ЧДА. Всего переработано 100 м<sup>3</sup> талой ледниковой воды (температура опытов от 0 до +3<sup>0</sup>С) и получено 12 м<sup>3</sup> шлама, который затем порциями отфильтровывался на бязевом фильтре. Объем полученного концентрата составил 80 л.

Т а б л и ц а 2  
Основные характеристики концентрата

Вес пробы концентрата, г	Вес сухо-го вещества, г	Вес гид-роокиси, г	Вес из-влекаемых из кон-центрата взвесей, г	Захват взве-си гидро-окисью, г взвеси/г <i>Ni(OH)<sub>2</sub></i>	Содержание влаги в концентрате, %
55,20	4,40	2,30	2,10	0,91	92,0
56,84	3,54	2,09	1,46	0,70	93,8
53,19	4,10	2,55	1,55	0,61	92,3
56,86	2,30	1,40	0,90	0,64	96,1
53,64	2,20	1,16	1,04	0,89	96,0

Исследование отдельных проб концентрата (табл. 2) показало, что 1 г гидроокиси никеля может захватывать 0,6 - 0,9 г взвесей, что свидетельствует о ее высокой рабочей емкости. Полученный коэффициент концентрирования взвесей, равный 1250 (100 м<sup>3</sup>:80 л), может быть дополнительно увеличен в несколько раз удалением излишней влаги из концентрата при его сушке.

Таким образом, показана возможность применения гидроокиси никеля как коллектора взвесей атмосферной пыли при выделении ее из водных растворов; определены оптимальные условия осаждения гидроокиси никеля и последующего ее растворения; изучены законо-

мерности седиментации гидроокиси никеля для различных температур и концентраций; определены коэффициенты сжатия и удельного объема для различных исходных концентраций никеля.

Полученные данные использовались при наладке и работе высокопроизводительной установки по концентрированию взвесей атмосферной пыли из больших объемов ледниковой воды.

#### Л и т е р а т у р а

1. Шкроб М.С. Современные методы водоподготовки котловой воды: "Наука", М., 1947.
2. Цибаровский Я. Процессы химической технологии. "Наука", Л., 1969.
3. Жутиков В.А. Фильтрование, "Химия", М., 1968.
4. Кожин В.Ф. Очистка питьевой и технической воды. "Наука", М., 1964.
5. Пешкова В.М., Савостина В.М. Аналитическая химия никеля. "Наука", М., 1966.
6. Алексеев В.Н. Курс качественного химического полумикроанализа. Госхимиздат, М., 1958.
7. Филалов Я.А., Аксельруд Н.В. - УХЖ, 1950, т.16, 75, 238.
8. Маковская Г.В., Спиваковский В.Б. - ЖНХ, 1969, т. XIV, вып.6, 1478.
9. Gmelins, Handbuch der anorganischen Chemie, Nickel, Teil A II, Irg.2., 8., Aufl.
10. Чугаев Л.А., Вер., в.38, 2520, 1949.

#### СТЕПЕНЬ КОСМОГЕННОСТИ, МИНЕРАЛОГИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЗВЕСЕЙ ЛЕДНИКА ГАРАБАШИ

Г.Н. Бондаренко, А.В. Смирнова, Т.И. Коромысличенко,  
Л.И. Густова, Ю.В. Кузнецов

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР,  
Радиевый институт им.В.Г.Хлопина)

Одним из предполагаемых коллекторов космической пыли являются ледники. Летом 1971 г. ИГФМ АН УССР совместно с Радиевым институтом им. В.Г. Хлопина проводил работы по выделению взвесей и гидролизующихся элементов из талых вод ледника Гарабаша. В настоящей работе сделана попытка оценить степень космогенности выделенных ледниковых взвесей.

Из всей массы космической пыли, выпадающей на Землю (от  $3 \cdot 10^4$  до  $2 \cdot 4 \cdot 10^2$  т ежегодно), удается индивидуализировать по морфологическим признакам лишь черные магнитные шарики размером 10 - 100 мк, доля которых составляет 2 - 10% [1]. Поэтому определение степе-

ни разбавления космической пыли земным материалом представляет известные трудности.

Мелкодисперсное космическое вещество можно идентифицировать по содержанию в нем космогенных радиоактивных изотопов, таких как  $Be^{10}$ ,  $C^{14}$ ,  $Al^{26}$  [ 2 ]. Эти изотопы образуются по реакциям скалывания при взаимодействии космических лучей с веществом пыли в космосе. При оценке степени космогенности материала за исходные величины принимают содержание этих изотопов в объектах явно космического происхождения - метеоритах. При этом содержание, например, радиоуглерода в каменных метеоритах найдено в среднем  $63 \pm 10$  расп. · мин/кг [ 3 ]. Для железных метеоритов эта величина составляет 1,66 - 1,8 расп. · мин/кг. Из этого следует, что определение космогенности по радиоуглероду более приемлемо для силикатной части изучаемого материала. Однако при этих оценках необходимо учитывать неопределенность, обусловленную образованием  $C^{14}$  в верхних слоях атмосферы. Некоторое количество  $C^{14}$  образуется также в результате продолжающихся испытаний ядерного оружия.

Известны оценки космогенности по химическому составу материала. Наиболее широко используется концентрация никеля. Так, для доказательства космического происхождения магнитных шариков использовалось отношение  $Fe$  к  $Ni$  [ 4 ], отношение  $Ni$  к  $Co$  и  $Ni$  к  $Cu$  [ 5 ]. Глобальные выпадения космического материала по содержанию никеля во льду Антарктики определены в работе [ 6 ], а по содержанию железа, никеля и кобальта в гренландском льду - в работе [ 7 ]. При оценке содержания мелкодисперсного космического вещества в земном необходимо учитывать фоновое содержание никеля, а также частичное растворение никельсодержащего космического материала в воде.

Возможна оценка степени космогенности изучаемых объектов по концентрации плавитоидов, поскольку, например, в основных породах содержание  $Os$  на два порядка ниже его распространенности в метеоритах [ 8 ].

Ледник Гарабаши, из талой воды которого выделялись взвеси, стекает с южного склона Эльбруса (рис. I). Последний расположен в центральной части Большого Кавказа, в геологическом отношении находится в северной части кристаллического ядра Кавказа [ 9 ]. На юге Эльбрус обрывается очень крутыми высокими склонами с высоты 3100 - 3300 м к верховьям долин, днища которых расположены на высоте 2100 - 2300 м. Ледник Гарабаши расположен между грядями,

поднимающимися над поверхностью ледника не более чем на 200 м. Конец ледника висит на уступах лав в виде широких расчлененных лопастей.

Ниже ледника обнажаются коренные породы: андезито-дацитовые лавы; морены ледниковые XIX-XX в.; морены верхнего плиоцена.

Ниже повсеместно распространены породы нижнего палеозоя-протерозоя, метаморфические породы, прорванные палеозойскими интрузиями.

В районе ледника Гарабаши встречаются лавовые потоки. По составу это роговообманковый андезит ( $62, 42\% SiO_2$ ) с вкрапленниками плагиоклаза (андезита), базальтической роговой обманки, гиперстена, реже авгита и биотита.

Между голоценовым лавовым потоком и откосом боковой морены ледника Гарабаши находятся два довольно обширных озерных котлована, заполненных гранитным материалом. Образование озер связано с подпруживанием речных долин лавовыми потоками и моренными валами. Осадки, заполнившие озера, представлены чередующимися прослойми слабоокатанных обломков андезито-дацитовых лав и вулканических песков и пеллов, а также тонких серых песчанистых глин. Мощность озерных отложений достигает, вероятно, 30 - 40 м.

Схема выделения взвесей и гидролизующихся элементов из талой ледниковой воды представлена на рис. 2.

Процесс концентрирования взвесей основан на адсорбции взвешенных частичек, коллоидов и псевдоколлоидов на высокоразвитой поверхности гидроокиси железа. Поступавшая из трещин ледниковая вода подавалась на установку, где при концентрации железа, равной приблизительно 20 мг/л, концентрации  $NaOH$  - до pH 8 - 8,5, полиакриламида - до 2 мг/л и с добавкой  $NaCl$  проводилось осаждение в динамических условиях с последующим отстаиванием и декантацией осветленной части или с последующей фильтрацией.

Для учета химического и минералогического фона отобраны пробы коренных пород и делювиальных отложений со стоков ледника Гарабаши.

Гидроокись железа, полученная в результате обработки 100 м<sup>3</sup>, в дальнейшем исследовалась в лабораторных условиях. Для выделения магнитной части взвеси пульпа гидроокиси железа подвергалась магнитной сепарации. Для этого сконструирован сепаратор, имеющий такие характеристики: при отношении T : K, равном 1 : 10, и скорости 50 мл/мин выделялось приблизительно 70% магнитных частиц

(рис. 3). После высушивания магнитная взвесь обогащалась. При этом получена сильномагнитная и слабомагнитная фракции.

Гидроокись железа после обработки на магнитном сепараторе растворяли в азотной кислоте и отстаиванием, центрифугированием и промывкой бидистиллированной водой выделяли силикатную часть взвесей с размером частиц более 5 - 10 мк.

Таким образом, в результате обработки пульпы гидроокиси железа выделено 8,03 г магнитной взвеси и 880 г силикатной. Это соответствует содержанию их в ледниковой воде около 9 мг/л.

Анализ никеля, кобальта и меди проводился спектральным методом и железосаналитическим весовым. Для определения содержания осмия навеску взвеси растирали в агатовой ступке и осмий возгоняли в токе кислорода при температуре 800-900°C (рис. 4). Выделяющуюся четырехокись осмия улавливали смесью едкого натра и этилового спирта (45 мл  $NaOH$  55 г/л и 5 мл спирта). Количественно определяли периметрическим методом [10].

Для определения  $C^{14}$  навеску прокаливали в герметическом реакторе, через который продували инертный газ. Из выделявшегося углекислого газа синтезировали бензол. Активность измеряли на низкофоновой сцинтилляционной установке.

В магнитной части взвеси, которая составляла меньше 1%, содержание никеля оказалось равным 0,083%. Химические составы образцов туфа (усредненный для трех образцов), дельвия из р. Гарабаши и силикатной части взвеси по содержанию железа, никеля, кобальта и меди идентичны (табл. I).

Аналогичны эти материалы и по минералогическому составу (табл. 2). В основном он представлен обломками пород с включениями магнитных минералов.

В незначительных количествах содержится биотит, турмалин, рутил, ильменит, пироксены. Во взвеси ледниковой воды обнаружены также магнитные шарики. Шлифы показали, что некоторые из них являются полими. Содержание никеля в магнитной части взвеси, как уже упоминалось, составляет 0,083%. Необходимо вычесть фон, привносимый продуктами выветривания коренных пород. Таким образом, при весе магнитной части 8,03, всей взвеси 868 г, космической распространенности никеля 1,35% степень космогенности взвеси по никелю составляет около 0,05%. Степень космогенности, полученная по концентрации  $C^{14}$  в силикатной части взвеси, составляет  $0,17 \pm 0,15\%$ . Однако эту цифру нужно рассматривать как верхний

Т а б л и ц а 1  
Химический состав взвесей, дельвия и коренных пород

Образец	Э л е м е н т , %				
	Fe	Ni	Co	Cu	Os
Туф	-	$6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-7}$
Дельвий	1,4	$6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5,25 \cdot 10^{-7}$
Силикатная взвесь	1,4	$6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-7}$
Магнитная взвесь	17,2	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$17 \cdot 10^{-7}$

Т а б л и ц а 2  
Минералогический состав ледниковых взвесей

Фракция	Минерал	Содержание, %
Магнитная	Продукты коррозии металла	85
	Обломки пород с включениями магнитных минералов	15
	Рутил	Зн*
	Ильменит	"
	Амфиболы	"
	Слюда	"
	Плагиоклазы	"
Слабomagнитная часть	Обломки пород с включениями магнитных минералов	94,5
	Платоклазы	5
	Амфиболы	0,5
	Слюда	Зн
	Турмалин	"
	Рутил	"
	Ильменит	"
	Магнитные шарики	"
	Пироксены	"
Силикат	Обломки пород с включениями магнитных минералов	94
	Платоклазы	5
	Амфиболы	1
	Биотит	Зн
	Турмалин	"
	Рутил	"
	Ильменит	"
	Пироксены	"
		Магнитные шарики

\*Зн - знаковые количества минерала.

предел, поскольку атмосферная пыль может содержать продукты активации, образовавшиеся в результате ядерных взрывов. Магнитная часть обогащена осмием (табл. I). Если принять содержание осмия в хондритах, равное  $5,6 \cdot 10^{-5}\%$  [ II ], за его среднюю космическую распространенность, то доля космического вещества в ледниковой взвеси составляет 0,025%.

Интересно оценить степень космогенности, исходя из литературных данных. Для этого примем, что средние ежегодные выпадения космической пыли на землю составляют 3,5 млн. т [ I ]. Далее учтем, что площадь ледника Гарабаша составляет  $2,7 \text{ км}^2$ , масса ледника возобновляется в течение 50 лет, объем ледника - около 140 млн.  $\text{м}^3$  [ 9 ]. В этом случае при концентрации взвесей 9 мг/л космическое вещество в них должно составить 0,07%.

Оценки степени космогенности взвесей ледника Гарабаша для никеля, осмия и активности радиоуглерода составляют соответственно 0,05; 0,025;  $0,14 \pm 0,12\%$ . При этом расчетные данные равны 0,07%.

Степени космогенности по порядку своих величин удовлетворительно согласуются. Экспериментальные данные получены для частиц более 5 - 10 мк. Поэтому для всей массы ледниковых взвесей можно ожидать несколько большую степень космогенности.

### Л и т е р а т у р а

1. Иванов А.В., Флоренский К.П. Интенсивность выпадения мелко-дисперсного космического вещества на Землю. - Геохимия, 1970, № II, 1365-1372.
2. Vohoyama V. Accretion rate of cosmic dust estimated from cosmogenic AL-206. - Nature, 1968, v. 220, N 7, 1016-1017.
3. Goel P.S., Konman T.P. Cosmogenic carbon-14 in meteorites and terrestrial age of "Finds" and craters. - Science, 1962, v. 136, 11.
4. Hecht, Patzak - Astronaut Acta, v.3, 47-51, 1957.
5. Smalls A.A., Mapper D., Wood A.V. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958.
6. Brocas G., Picciotto E. Nickel content of Antarctic snow; implications of influx rate of extraterrestrial dust. - J. Geophys. Res., 1967, v.72, 18.
7. Corkell R.M., Fireman E.L., Langway C.C. Jr. Dissolved ice, nickel and cobalt in Greenland ice. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, v.48, 11.
8. Bate G.L., Huizenga J.R. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1963, v.27, 345-351.

9. Оледенение Эльбруса. Изд-во МГУ, 1968.
10. Миллер А.Д. Новые методические исследования по анализу редко-металльных минералов, руд и горных пород. "Наука", М., 1970.
11. Origin of distribution of the elements. Pergamon Press, N-W, 1969.

### УРАН И ТОРИЙ В ЛЕДНИКОВЫХ ВЗВЕСЯХ

Н.С. Вардзелашвили, Г.Н. Бондаренко, Э.В.Соболевич  
(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

На протяжении жизни ледников на их поверхности оседает атмосферная и космическая пыль. Ежегодно поверхность ледников покрывается снегом, который, уплотняясь, превращается в лед. При таянии ледника осевшая ранее пыль оказывается в талой воде.

Содержание урана и тория в хондритах и ахондритах колеблется от  $n \cdot 10^{-7}$  до  $n \cdot 10^{-8}$  г/г [1]. Можно полагать, что в космической пыли содержится такое же количество, поскольку материал хондритов представляет собой среднее нелетучее космическое вещество. В среднем космическая распространенность урана и тория приближается к таковой в ультраосновных породах и на 1-2 порядка меньше содержания этих элементов в основных и осадочных породах [2]. Поскольку атмосферная пыль в основном состоит из осадочных пород, то содержание урана и тория в ледниковых взвесях может стать показателем степени космогенности.

Мы выделяли взвесь ледника Гарабаша (Приэльбрусье) сосаждением ее с гидроокисью железа. Из полученной пульпы при помощи блока постоянных магнитов выделяли магнитную часть взвеси. Гидроокись железа далее растворяли в азотной кислоте. Нерастворившийся остаток обрабатывали при нагревании концентрированной азотной кислотой, промывали водой и высушивали. Отношение магнитной и силикатной частей взвеси составило 1:108.

Для получения корректных данных распределения урана и тория механическим путем отобраны образцы пыли с уступов трещин ледника Гарабаша, образцы дельвиальных отложений со стоков ледника, образцы коренных пород в прилегающем районе.

Определение урана. Образцы пород, дельвия, силикатной части взвесей разлагали в концентрированной плавиковой кислоте с добавкой щавелевой кислоты. Навеску магнитной взвеси разлагали в соляной кислоте при нагревании. После упаривания добавляли новую порцию кислоты. Операции повторяли многократно.

Раствор, полученный в результате растворения образцов, упаривали досуха, сухой остаток обрабатывали концентрированной азотной кислотой. Операцию повторяли три раза. Сухой остаток растворяли в 8 н. азотной кислоте. Уран экстрагировали диэтиловым эфиром, насыщенным азотной кислотой. Резистант (бидистиллированная вода) упаривали досуха, остаток растворяли в соляной кислоте, добавляли формальдегид для разложения остатков азотной кислоты. После восстановления урана до четырехвалентного состояния гранулированным цинком в присутствии аскорбиновой кислоты добавляли арсеназо-III и раствор колориметрировали на СФ-16.

Определение тория. Образцы пород силикатной части взвесей разлагали дважды плавиковой кислотой. К остатку добавляли плавиковую кислоту и жидкость декантировали на фильтр. Оставшиеся фториды промывали водой и последовательно обрабатывали (до сухого остатка) соляной кислотой, смесью хлорной и соляной кислот, соляной кислотой.

Магнитную часть взвесей разлагали в соляной кислоте. Упаривание повторяли до получения прозрачного раствора.

К сухому остатку, свободному от фтор-иона, добавляли раствор соляной кислоты. Если визуально по окраске обнаруживали присутствие  $Fe^{+3}$ -иона, добавляли аскорбиновую кислоту. Оптическую плотность комплекса  $Th^{+4}$  с арсеназо-III измеряли на фоне щавелевой кислоты. Полученные данные представлены в таблице.

Содержание  $U$  и  $Th$  во взвесах, делювии и коренных породах

Образец	$U \cdot 10^{-6}$ , г/г	$Th \cdot 10^{-6}$ , 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
Туф	1,50	9,6	6,4
Гранит	1,60	7,8	4,9
Мусковитовый гранит	1,02	5,9	5,8

В силикатной части взвесей, в коренных породах, прилегающих к району ледника Гарабаши, содержание тория и урана, а также отношение этих элементов, различается незначительно. Последнее на-

ходится в пределах 8,2-4,5. В магнитной части взвесей отношение  $Th/u$  в два-три раза выше по сравнению с отношением основной массы ледниковой пыли. Приводим минералогический количественный состав магнитной фракции взвесей (%):

Продукты коррозии металла .....	85
Обломки пород с включениями магнитных минералов ...	15
Рутил .....	Незначительное
Ильменит .....	"
Амфиболы .....	"
Слюда .....	"
Плагиоклазы .....	"
Магнитные шарики .....	"

Обращает на себя внимание наличие магнитных шариков, происхождение которых считают часто космическим. Для других компонентов не характерно отношение  $Th/u$  выше 10. Однако магнитная фракция составляет лишь 0,01% от всей взвеси, для которой, следовательно, отношение  $Th/u$  находится на уровне окружающих пород.

Полученные данные по распределению урана и тория во взвесах, дельвии, коренных породах не свидетельствуют о присутствии заметных количеств космического вещества в ледниковых взвесах.

#### Л и т е р а т у р а

1. Собонович Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. Атомиздат, М., 1970.
2. Основные черты геохимии урана. Изд-во АН СССР, М., 1963.

#### КОМПЛЕКС ПРИБОРОВ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ КОСМОГЕННЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ $A-39$ и $A-37$

Е.М. Колесников, А.В. Фисенко, А.К. Лаврухина

(Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского АН СССР)

При исследовании метеоритного, а также другого космического вещества большое значение имеет измерение так называемых космогенных изотопов, образовавшихся в веществе метеоритов под действием космических лучей. Космогенные изотопы помогают восстановить историю эволюции метеоритного вещества и информируют о составе, интенсивности, энергетическом спектре, временных и пространственных характеристиках космических лучей [1, 2].

Очень важны исследования космогенных радиоактивных изотопов аргона, особенно в свежевывавших метеоритах. Так, изотоп  $Ar^{37}$  имеет период полураспада 35 дней и характеризует интенсивность космических лучей за последние 50-70 дней до падения метеорита на Землю, а  $Ar^{39}$  с периодом полураспада 270 лет - среднюю интенсивность космического излучения вдоль орбиты метеорита за последние несколько сот лет. С помощью измерений  $Ar^{37}$  и  $Ar^{39}$  в метеоритах с различными орбитами удается получить сведения о величине градиента космических лучей с энергией  $> 400$  Мэв в окрестностях Солнца, а также восстановить некоторые элементы орбит для метеоритов, у которых они неизвестны [3 - 6]. Измерения радиоактивности изотопов аргона отдельно в силикатной и металлических фракциях каменных метеоритов позволяют раздельно исследовать компоненты космических лучей разных энергий, особенно в сочетании с исследованием тех же изотопов в лунном грунте [7, 8]. По радиоактивности  $Ar^{39}$  и содержанию космогенного  $Ar^{38}$  получают надежные данные о радиационных (космических) возрастах метеоритов, т.е. времени освобождения (выкальвания) данного экземпляра из большого родительского тела [9].

Для решения указанных задач в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР создан комплекс приборов для выделения и измерения космогенных  $Ar^{39}$  и  $Ar^{37}$ . Уровень радиоактивности изотопов аргона даже в свежевывавших метеоритах не превышает десятков распадов в минуту на 1 кг образца. Вещество метеоритов крайне ценно. Это потребовало сконструировать специальные низкофонные установки, позволяющие использовать для анализа минимальное количество метеоритного вещества. Комплекс приборов включает:

- а) вакуумную установку для выделения, очистки и разделения инертных газов, имеющую систему для откачки и заполнения счетчиков выделенным аргоном и рабочей смесью;
- б) низкофонные радиометрические установки со счетчиками малого объема. Для получения хорошей статистической точности (не хуже  $\pm 5\%$ ) измерения проводятся довольно длительное время: порядка нескольких недель круглосуточно, поэтому для увеличения производительности измерений мы используем две электронные установки аналогичного типа.

Вакуумная установка. При работе с радиоактивными газами нет необходимости бороться с примесями воздушного аргона, который со-

держит только стабильные изотопы, поэтому за основу принята схема обычной стеклянной установки с кранами на вакуумной смазке с рабочим вакуумом  $\sim 10^{-6}$  мм Нг. Подобные установки используются в  $K/Ar$  -методе определения абсолютного возраста горных пород [10, 11]. В данном случае резко возрастают требования к степени очистки аргона от примесей водорода и тяжелых инертных газов. Она должна быть значительно выше, чем для обычного масс-спектрального анализа стабильных инертных газов. Действительно, радиоактивность космогенного  $H^3$  в метеоритах часто в десятки раз больше радиоактивности  $Ar^{39}$  и поэтому в аргоне должна отсутствовать даже малейшая примесь водорода, в особенности при работе счетчиков в гейгеровском режиме, когда  $\beta$ -излучения не разделяются по энергиям. Чрезвычайно важное значение имеет также очистка аргона от ничтожных примесей радона, который выделяют нагретые детали вакуумной установки, а также анализируемый образец. Как показали наши опыты, особенно большое количество радона выделяется из нагретых молибденовых спиралей и экранов (в реакторе для расплавления образцов), которые, по-видимому, содержат ощутимые количества урана. Примесь только 0,004%  $Rn^{222}$  к содержанию  $Ar^{39}$  дает из-за большого различия в периодах полураспада такую же радиоактивность, как и сам  $Ar^{39}$ . Если учесть, что выделяемый из 10-20 г образца метеорита  $Ar^{39}$  составляет всего  $\sim 10^{-12}$  см<sup>3</sup>, то радон, попадающий в счетчик, не должен превышать  $10^{-18}$  -  $10^{-19}$  см<sup>3</sup>.

Исходя из указанных требований, сконструирована установка с двухступенчатой очисткой аргона на нагретых  $CuO$ ,  $Ti$  и охлажденных ловушках и тремя ступенями отделения аргона от тяжелых инертных газов с помощью активированных углей. Схема вакуумной системы установки приведена на рис. 1. Аргон выделяется при расплавлении образца в металлическом реакторе с внутренним нагревом (разрез реактора приведен на рис. 2). Конструкция реактора подобна разработанной в ИГЕМ АН СССР. Реактор выполнен из нержавеющей стали и имеет дополнительную резиновую прокладку для создания форвакуума между ножевым уплотнением реактора и атмосферой, что исключает подтекание воздуха в реактор при недостаточно хорошей алюминиевой прокладке ножевого уплотнения. Навеска образца помещается во внутреннюю кварцевую пробирку. После откачки реактора через молибденовую спираль ( $\varnothing$  0,8 мм) пропускается ток до 36 а от автотрансформатора РНО-10. Мощность, подводимая к спирали, дости-

гает 2 квт, что позволяет расплавлять навески до 40–50 г. Реактор имеет внутренний тепловой экран из молибдена, а его основание и верхняя крышка охлаждаются одетыми сверху медными "рубашками", по которым пропускается вода. При плавлении в систему добавляется несколько куб. миллиметров аргона-носителя дозированием аргона из атмосферы обычным стеклянным дозирующим краном по описанной ниже методике с последующей очисткой воздушного аргона вместе с аргоном, выделяющимся из образца.

Дозировка небольших количеств атмосферных газов. В практике масс-спектрометрических измерений содержания изотопного состава  $Ar$ ,  $Ne$ ,  $Kr$ ,  $Xe$ ,  $N_2$  и других газов в образцах горных пород и в природных газах часто возникает необходимость дозировать небольшое количество газов из атмосферы, состав которой хорошо изучен. Воздушный аргон используется в качестве "трассера", например в некоторых вариантах метода изотопного разбавления при измерении содержания  $Ar^{40}$  для определения абсолютного возраста минералов по накоплению радиогенного  $Ar^{40}$  из  $K^{40}$  [10, 11]. Обычные стеклянные вакуумные дозирующие краны (кран  $K_1$  на рис. 9) не позволяют дозировать воздух в количестве, меньшем  $1,0-0,5 \text{ см}^3$ . Дальнейшему уменьшению объема дозирующего крана  $V_1$  препятствует вакуумная смазка, попадающая в отверстие пробки крана, что значительно снижает точность результатов. Для дозировки меньших количеств газов обычно используются сложные в изготовлении дозирующие системы с малыми калиброванными объемами и запорными вентилями, а также ртутные манометры Мак-Леода.

Однако можно дозировать небольшие количества воздуха, используя обычные дозирующие краны с объемом  $V_1$  в несколько куб. сантиметров при скачивании строго определенной, известной части газа. После впуска воздуха в объем  $V_1$  поворачивают кран  $K_1$  и дают газу распределиться между объемами  $V_1$  и  $V_2$ . Затем закрывают кран  $K_1$  и откачивают объем  $V_2$  через кран  $K_2$ . Количество оставшегося газа зависит от соотношения объемов  $V_1$  и  $V_2$ . Такую операцию можно повторить несколько раз, уменьшая остаток газа в  $(V_1 + V_2) / V_1$  раз. Калибровку дозирующей системы проводят, например, заполнением водой объемов  $V_1$  и  $V_2$  и взвешиванием (перед припаяванием к остальной системе). Измеряя температуру и атмосферное давление впускаемого воздуха, по известному составу атмосферы легко рассчитать количество дозируемого

элемента. Атмосферное давление удобно измерять серийно выпускаемым инспекторским барометром ИР (ошибка в определении атмосферного давления на этом приборе не превышает  $\pm 0,03\%$ ). Точность описанного способа дозирования при дозировании атмосферного аргона в количестве  $4 \cdot 10^{-4}$  см<sup>3</sup> не хуже  $\pm 1\%$ .

Выделившиеся при плавлении метеорита газы пропускаются через охлажденную до  $-78^{\circ}\text{C}$  (смесью сухой лед - ацетон) ловушку  $L_1$ , а затем через нагретую до  $550^{\circ}\text{C}$   $\text{CuO}$  и охлажденную до  $-196^{\circ}\text{C}$  ловушку  $L_2$ . В систему предварительной очистки входит также  $T_1$ , работающий при  $t = 750 + 800^{\circ}\text{C}$  и охлажденный до  $-78^{\circ}\text{C}$  активированный уголь  $C_1$ , поглощающий тяжелые инертные газы. Окислитель  $\text{CuO}$  выполнен в виде барботера из кварцевого стекла с переходами кварц - молибденовое стекло. Конструкция титанового очистителя  $T_1$  разборная, выполнена из нержавеющей стали и подобна конструкции реактора, но с наружным нагревом  $T_1$  от печи сопротивления.  $T_1$  помещается в верхней части крышки, а ее нижняя часть имеет водяное охлаждение. Такая конструкция очистителя обеспечивает быструю замену отработанного  $T_1$ . Контроль очистки осуществляется с помощью датчиков вакуумметра ЛТ-2 и ЛМ-2. После охлаждения  $T_1$  до  $300^{\circ}\text{C}$  (поглощение  $\text{H}_2$ ) аргон поглощается углем  $C_2$  (при  $-196^{\circ}\text{C}$ ) и переводится на окончательную очистку на  $T_2$ . Очиститель  $T_2$  изготовлен из коваровой трубки, один конец которой заглушен, а к другому напаяется стекло. Нагрев  $T_2$  наружный, а спай ковар-стекло имеет водяное охлаждение.  $T_2$  также работает в двух режимах - при  $750-800$  и  $300^{\circ}\text{C}$ , а углем  $C_2$  при  $-78^{\circ}\text{C}$  поглощается радон вместе с остатками тяжелых инертных газов. Далее углем  $C_3$  при  $-196^{\circ}\text{C}$  аргон вытягивается из системы очистки, после чего  $C_3$  также переводится на  $-78^{\circ}\text{C}$ . После каждого забора аргона на уголь при температуре жидкого азота с угля скачивается  $\text{He}$  и  $\text{H}_2$ .

Очищенный от примесей аргон с угля  $C_3$  насосом Теплера переводится в счетчик с внутренним наполнением. Счетчик предварительно откачивается на высокий вакуум. На этой же установке в счетчик закачивается рабочая смесь, состоящая из 90% аргона и 10% пропанбутана. Смесь подобрана так, чтобы счетчики хорошо работали как в гейгеровском, так и в пропорциональном режимах. Давление в счетчиках ( $\sim 450$  мм  $\text{Hg}$ ) измеряется ртутным манометром, подключенным к нижнему баллону насоса Теплера. После заполнения счетчик переносится на радиометрическую установку.

Для определения и сравнения между собой эффективности счетчиков, а также отработки методики измерения  $Ar^{37}$  и  $Ar^{39}$  в свежвыпавших метеоритах мы используем приготовленные облучением в реакторе трассеры  $Ar^{37}$  и  $Ar^{39}$ . На установке предусмотрены устройства для их получения и перевода в счетчики. Изотоп  $Ar^{37}$  получается по реакции:  $Ar^{36}(n, \gamma) Ar^{37}$ , для чего облучается воздушный аргон. Способ дозирования аргона из атмосферы описан выше. Очищенный аргон переводится в кварцевую ампулу. Перед облучением нижняя часть ампулы с активированным углем нагревается и отплавляется [Г2]. После активации ампула раздавливается в давилке и аргон дополнительно очищается и закачивается в счетчик.

Изотоп  $Ar^{39}$  получен облучением соли  $KBr$  по реакции:  $K^{39}(n, p) Ar^{39}$ . Соль выбиралась следующим образом.

Выбор соли для приготовления эталона  $Ar^{39}$ . Как отмечалось, для калибровки счетчиков нами используется  $Ar^{39}$ , приготовленный облучением в реакторе калиевой соли. Применение эталона в твердой фазе очень упрощает его дозировку, которая проводится взвешиванием соли на аналитических весах. Однако при выборе соли для облучения необходимо было руководствоваться такими требованиями:

- 1) при облучении соль не должна давать долгоживущих изотопов (т.е. должна быстро "охлаждаться");
- 2) соль должна иметь минимально возможную примесь  $Ca$  во избежание образования  $Ar^{37}$  по реакции:  $Ca^{40}(n, \alpha) Ar^{37}$ ;
- 3) при повышении температуры соль не должна бурно растрескиваться ("взрываться"), что может привести к неполному выделению аргона из навески и засорению установки;
- 4) температура плавления или разложения соли должна быть не менее  $300^{\circ}C$ , чтобы она не теряла аргон при небольшом нагревании во время облучения в реакторе и при хранении;
- 5) температура плавления соли должна быть не слишком высокой (желательно ниже  $1000^{\circ}C$ ), чтобы можно было выделять аргон при ее расплавлении в кварце (см. устройство "шлюза" для соли);
- 6) соль не должна быть сильно гигроскопичной, т.е. должна сохранять свой удельный вес при взвешивании на воздухе;
- 7) концентрация калия в соли должна быть по возможности больше.

Для выполнения первого требования просматривались все изотопы элементов, входящих в состав калиевых солей, с целью установить, какие радиоактивные изотопы и в каком количестве будут образовываться при облучении нейтронами из различных элементов. При этом учитывалось, что в состав нейтронного потока будет входить  $\sim 10\%$  быстрых нейтронов и рассматривались реакции:  $(n, \gamma)$ ;  $(n, \rho)$ ;  $(n, \alpha)$  и  $(n, 2n)$ . Установлено, что в состав солей не должны входить азот, хлор, водород и углерод, дающие при облучении долгоживущие изотопы.

Нами выбрана соль  $KBr$  ( $t_{\text{плавл}} = 728^{\circ}\text{C}$ , устойчива на воздухе, процент  $Ca$  г реактиве ЧДА  $\approx 0,002\%$ ). Эта соль практически полностью "охлаждается" через месяц после облучения. При активации в течение 10 ч в потоке  $1,2 \cdot 10^{13}$  нейтр./см<sup>2</sup>·сек получен эталон с радиоактивностью  $Ar^{39}$  в 1,55 расп./мг.

Устройство "шлюза" для ввода соли внутрь установки показано на рис.3. Навеска соли, завернутая в алюминиевую фольгу, помещается в углублении крана  $K_I$ , после чего пробка II закрывается и "шлюз" откачивается. После поворота  $K_I$  соль попадает в нагретый кварцевый отросток и расплавляется. На две отростка находится тигель из нержавеющей стали для предотвращения разъедания кварца нагретой солью. Очистка и заполнение  $Ar^{39}$  проводится обычным образом.

Методика работы на вакуумной установке отлажена и многократно опробована как на образцах земных пород, так и на метеоритах с известным содержанием  $Ar^{39}$ . Холостные опыты на образцах земных пород, минералов и различных металлов показали полное отсутствие загрязнений аргона какой-либо другой радиоактивностью. Параллельные опыты, проведенные нами на образцах Сихотэ-Алинского метеорита, дали совпадающие в пределах ошибки измерения значения радиоактивности  $Ar^{39}$  [I3, I4]. Проведены опыты по повторному выделению аргона из оставшихся расплавов метеорита, которые показали полное отсутствие  $Ar^{39}$ , выделившегося при повторном расплавлении образца. Это свидетельствует о надежности разработанной методики работы на установке.

Радиометрическая установка. Изотопы  $Ar^{37}$  и  $Ar^{39}$  измеряются газовыми счетчиками внутреннего наполнения в пропорциональном или гейгеровском режимах [3 - 8]. Несмотря на некоторые преимущества пропорционального режима при одновременном измерении

этих изотопов (возможность разделения изотопов по энергиям), мы выбрали гейгеровский режим работы. Основные достоинства его заключаются в том, что, во-первых, при измерении только одного изотопа  $Ar^{39}$  (в метеоритах, где  $Ar^{37}$  уже распался) эффективность его регистрации в несколько раз больше, чем при измерении в пропорциональном режиме; во-вторых, это надежность работы электронной системы ввиду отсутствия таких сложных блоков, как усилитель с большим коэффициентом усиления и анализатор. В подавляющем большинстве имеющихся в коллекциях метеоритах  $Ar^{37}$  уже распался и работа в гейгеровском режиме значительно увеличивает производительность измерений. При измерении  $Ar^{37}$  и  $Ar^{39}$  в свежевывапших метеоритах эти изотопы могут быть идентифицированы по периодам полураспада. Однако на данной установке в случае необходимости переход от одного режима к другому не вызовет больших затруднений, так как при конструировании счетчиков обращалось большое внимание на их хорошую работу в обеих областях, а в схеме установки имеются блоки, позволяющие использовать ее в пропорциональном режиме.

Блок-схема радиометрической установки показана на рис. 4. Установка имеет основной и защитный каналы. Защитный электронный тракт выполнен по схеме антисовпадений на основе пластического сцинтиллятора, в колодец которого помещается счетчик. При работе установки в гейгеровском режиме импульсы со счетчика поступают на схему гашения, представляющую собой ждущий мультивибратор, собранный на лампе 6Н1П. Чувствительность схемы 300 - 400 мв. Амплитуда гасящего импульса 250 в, длительность 350 мксек. Стандартный прямоугольный импульс поступает на логическую схему (совпадения и антисовпадения) и на пересчетный прибор типа ПС-20, регистрирующий общее число импульсов со счетчика.

Защитный электронный канал, служащий для срезания жесткой компоненты космического излучения, дающей основной вклад в фон счетчика, имеет в качестве датчика ФЭУ-13 с пластическим сцинтиллятором размером 100 x 60 мм с внутренним колодцем 80 x 20 мм. Сигнал с ФЭУ через катодный повторитель, собранный по каскадной схеме [15], поступает на интегральный дискриминатор типа БД-9. С выхода дискриминатора импульсы подаются на блок логики. Логические схемы совпадения и антисовпадения собраны на основе блока совпадений БС-6. Стандартные блоки БС-6 рассчитаны на работу в режиме либо совпадения, либо антисовпадения. После некоторых из-

менений и дополнений в блоке БС-6 (рис. 5), возможно получение одновременно в одном блоке совпадений и антисовпадений. При срабатывании этих схем сигналы с их выхода поступают на регистрацию (приборы ПС-20). К пересчетному прибору, считающему антисовпадающие импульсы, подключен самописец для контроля распределения импульсов во времени. Использование трех пересчетных приборов, регистрирующих импульсы как антисовпадения, так и совпадения и все импульсы, поступающие со схемы гашения, позволяет эффективно контролировать работу всей электронной системы. Контроль проводится по выполнению в любой момент времени равенства:  $A = B + C$ , где  $A$  - число зарегистрированных импульсов со схемы гашения;  $B$  и  $C$  - число импульсов, поступающих со схемы соответственно совпадения и антисовпадения.

На блок-схеме установки показана также система блоков, состоящих из предусилителя, усилителя, дискриминатора и амплитудного анализатора, которая подключается вместо схемы гашения при работе счетчика в пропорциональном режиме. Предварительный усилитель собран по типу "тройка" на лампах 6ЖП с сильной отрицательной обратной связью [ I5 ]. Коэффициент усиления равен 10. В качестве основного усилителя используется спектрометрический усилитель типа УИС-2. С выхода усилителя импульсы поступают либо на амплитудный анализатор типа АИ-50, либо на дифференциальный дискриминатор ПД-2, схема которого несколько изменена. Заводской вариант прибора имел только фиксированную ширину "окна", равную 1, 2, 5 и 10 в. В результате переделки "окно" дискриминатора может смещаться от 1 до 100 в, каждый раз изменяясь на 1 в, что позволяет легко выбрать наиболее удобное для регистрации  $Ar^{37}$  "окно" дискриминатора.

В качестве блоков питания радиометрической установки используются следующие блоки: для высоковольтного питания счетчика и ФЭУ - соответственно блоки ВС-22 и БВ-5; для транзисторных блоков БС-6 и БД-9 - низковольтный блок питания БН-100; для питания катодного повторителя, предусилителя и схемы гашения - источники питания УИП-2 и УИП-1.

При выборе режима работы защитного тракта, т.е. при выборе таких параметров, как напряжение на ФЭУ и порога интегрального дискриминатора, мы исходим из следующих соображений. Поскольку электронная защита предназначена для срезания главным образом жесткой компоненты космического излучения, в основном  $\mu$ -мезонов,

то она должна срабатывать при прохождении мезонов минимум через 2 см пластического сцинтиллятора, что соответствует ионизационным потерям около 4 Мэв. Если при определенном напряжении на ФЭУ ( $V_{\Phi}$ ) выбрать минимальное значение порога интегрального дискриминатора ( $V_n$ ), при котором фотоэлектроны, возникающие в пластическом сцинтилляторе под действием  $\gamma$ -излучения от источника  $Co^{60}$  ( $E_{\gamma} = 1,33$  Мэв), не будут регистрироваться, то это означает, что в данном режиме работы защитный тракт срабатывает при ионизационных потерях не менее 1,33 Мэв. Такой режим работы осуществляется, например, при  $V_{\Phi} = 1400$  в и  $V_n = 80$  мв. Эти данные получены из снятой зависимости скорости счета  $\gamma$ -излучения  $Co^{60}$  от порога интегрального дискриминатора при различных напряжениях на ФЭУ (рис. 6). Для более надежной работы защиты при  $V_{\Phi} = 1400$  в мы выбрали порог  $V_n = 50$  мв.

В низкофоновой радиометрической установке очень важным узлом является счетчик. Как отмечалось, при измерении радиоактивности изотопов аргона, выделенных из уникального метеоритного вещества, необходимо иметь установку с очень низким фоном. Выбор конструкции счетчика во многом определяет уровень фона. Поэтому рассмотрим составляющие фона и конструкцию счетчика более подробно.

Как известно, фон счетчика обусловлен тремя основными компонентами: 1) радиоактивными примесями в конструктивных материалах счетчика (это так называемый собственный фон счетчика); 2) фоном от излучения окружающей среды и 3) фоном от космических лучей. Последние два компонента значительно ослабляются "активной" и "пассивной" защитами. "Активной" защитой служит рассмотренная выше сцинтилляционная защита. В качестве "пассивной" мы используем большую защитную камеру, стены которой сложены из стали и смеси парафина с борной кислотой. Общая толщина стенок камеры 50 см. Собственный фон счетчика зависит главным образом от его размеров и радиоактивной чистоты используемых материалов. Размеры счетчика в нашем случае в основном ограничиваются технологическими трудностями изготовления тонкостенных трубок для катодов малого диаметра с хорошей внутренней поверхностью (лучше 7 класса чистоты). При выбранных внутреннем диаметре катода 6 мм и его рабочей длине 45 мм чувствительный объем счетчика равен  $1,2 \text{ см}^3$ .

Конструкция изготавливаемых нами счетчиков (рис.7) подобна конструкции пропорциональных счетчиков [16, 17]. Такая конструкция позволяет резко уменьшить нечувствительный объем счетчика по сравнению с низкофоновыми счетчиками Дэвиса [18]. Для уменьшения вклада в собственный фон счетчика от электронов, возникающих при взаимодействии  $\gamma$ -излучения окружающей среды с веществом катода, мы стремились делать катоды как можно тоньше. Разработанная методика изготовления тонкостенных трубок позволяет получать катоды толщиной всего до 50 мк. Такая толщина катодов позволяет не использовать специальные калибровочные "окна" при проверке работы счетчика в пропорциональной области. Калибровка с помощью радиоизотопа  $Fe^{55}$  производится непосредственно через стенки счетчика. Торцы счетчика выполнены из плексигласа, а его кран - из кварцевого стекла, содержащего значительно меньше калия, чем обычные стекла. Для уменьшения нечувствительного объема кран для заполнения счетчика соединяется с его остальной частью через капилляр диаметром 1 - 1,5 мм. Анодом служит вольфрамовая нить диаметром 0,02 мм. Для достижения хорошего разрешения в пропорциональной области было уделено большое внимание центровке анода, так как при таких размерах счетчиков незначительный эксцентриситет нити приводит к резкому ухудшению разрешения [17].

Нами предложен метод центровки анода при помощи часовых камней, которые впрессовываются в торцы счетчика [19]. Поскольку внешний диаметр используемых камней равен 1,2 мм при внутреннем 0,09 мм, то их впрессовывание в торцы с большой точностью не вызывает затруднений. Все соединения счетчика выполнены с помощью эпоксидной смолы. Длина плато различных счетчиков в гейгеровской области составляет 100 - 200 в. При указанном составе рабочей смеси и хорошей откатке счетчиков перед заполнением удается получить наклон плато в гейгеровской области, не превышающий 0,5% на 100 в. Благодаря описанной методике центровки анода и тщательной обработке внутренней поверхности катода получено разрешение в пропорциональной области в пределах 15 - 18% для энергии 5,9 кэВ.

Для выбора материалов катодов нами изготовлены идентичные счетчики из нержавеющей стали, меди и железа армко. Резкого различия в величине фона счетчиков, изготовленных из указанных материалов, не обнаружено, но лучше изготавливать катоды из меди или железа армко. Поскольку внутренний диаметр счетчиков равен 6 мм, а рабочее напряжение в гейгеровской области достигает

1300 в, то не исключена возможность микропробоев по внутренним торцам счетчиков. Для выяснения вклада микропробоев в величину фона, сконструирован счетчик с "охранными" электродами (рис. 7). Как показали фоновые измерения с различными потенциалами, на "охранных" электродах при данной конструкции счетчиков микропробоями можно пренебречь [19].

Эффективность счетчиков для регистрации  $Ar^{39}$  определялась полуэмпирически. На величину эффективности в гейгеровском режиме влияют три основных фактора: геометрический фактор, концевой и стеночный эффекты. Первый определяется отношением чувствительного к полному объему счетчика. Для нашей конструкции это отношение равно 0,975. Поправка на концевые эффекты находилась по зависимости этого эффекта от соотношения  $L/D$ , где  $L$  - длина счетчика;  $D$  - его диаметр [20]. При  $L:D = 45:6$  величина концевого эффекта равна 3,5%. Поправка на стеночные эффекты получена экспериментально измерением зависимости количества отсчетов счетчиков в единицу времени от величины, обратной давлению газовой смеси [21]. Эта зависимость приведена на рис. 8. Экстраполируя прямую до  $I:P = 0$ , мы получили значение стеночного эффекта равным 4% для рабочего давления 450 мм  $H_2$ . Полученная таким образом эффективность счетчиков при регистрации  $Ar^{39}$  равна 90%.

Измерения показали, что фон данной установки для различных счетчиков находится в следующих пределах: для гейгеровского режима 5 - 8 имп./ч, для пропорционального режима в области регистрации  $Ar^{37}$  - 0,5 - 1,0 имп./ч.

#### В ы в о д ы

При достигнутом уровне фона счетчиков и благодаря отработанной методике выделения и очистке изотопов аргона, исключающей загрязнение радиоактивными примесями, можно измерять  $Ar^{37}$  и  $Ar^{39}$  из навесок, не превышающих 10 - 20 г метеоритного образца. Проводятся регулярные измерения радиоактивности  $Ar^{39}$  в метеоритах, что позволило, в частности, уточнить "космическую историю" железного метеорита Сихотэ-Алинь, а также расположение отдельных экземпляров, размеры и величину абляции этого метеорита [13, 14].

## Л и т е р а т у р а

- I. Лаврухина А.К. Эффекты ядерных реакций, вызванных быстрыми протонами в метеоритах. - В кн.: Ядерная химия. "Наука", М., 1965.
2. Лаврухина А.К. Энергетический спектр и область модуляции галактических космических лучей. - Вестник АН СССР, 1970, № 9.
3. Fireman E.L., Goebel R. Argon 37 and argon 39 in recently fallen meteorites and cosmic-ray variations. - J. Geophys. Res., 1970, v.75, N II.
4. Fireman E.L., Spannagel G. Radial gradient of cosmic rays from Lost City meteorite. - J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 17.
5. Forman M.A., Stoenner R.W., Davis R. Jr. Cosmic-ray gradient measured by the argon 37/ argon 39 ratio in the Lost City meteorite. - J. Geophys. Res., 1971, v.76, N 17.
6. Fireman E.L., Spannagel G. Fresh meteorites in 1970 and cosmic-ray gradient. - Chem. Erde, 1971, v.30, N I-4.
7. Begemann F., Vilcsek E., Rieder R., Born W., Wänke H. Cosmic-ray produced radioisotopes in lunar samples from the Sea of Tranquillity (Apollo II). - Proc. of the Apollo II Lunar Science Conference, 1970, v.2.
8. D'Amico J., DeFelice J., Fireman E.L. The cosmic-ray and solar-flare bombardment of the Moon. - Proc. of the Apollo II Lunar Science Conference, 1970, v.2.
9. Andres E. Meteorite ages. - Rev. Mod. Phys., v.34, N 2, 1962.
10. Герлинг Э.К. Современное состояние аргонового метода определения возраста и его применение в геологии. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1961.
- II. Старик И.Е. Ядерная геохронология. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1961.
12. Sorciv M., Cerei M. New developments in radiogenic argon determination by neutron activation analysis. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, v.31, N 8.
13. Kolesnikov E.M., Lavrukhina A.K., Fisenko A.V., Levsky L.K. Radiation ages of different fragments of the Sikhote-Alin meteorite fall. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1972, v.36.
14. Кринов Е.Л. Метеоритная и метеорная пыль; микрометеориты. Сихоте-Алинский метеоритный дождь, т.П. "Наука", М., 1963.
15. Санин А. Экспериментальная ядерная электроника. "Наука", М., 1964.
16. Барабанов И.Р., Вешников В.В., Поманский А.А. Установка для измерения ультрамикрочастиц радиоактивного  $Ar^{37}$ . - ПТЭ, 1967, № 2.
17. Кочаров Г.Е., Найденов В.О. Разработка и исследование свойств низкофоновой установки, предназначенной для регистрации сверхмалых количеств  $Ar^{37}$  и  $H^3$ . Препринт ФТИ, № 133, Л., 1968.

18. Stoenner R.W., Schaeffer O.A., Davis R. Meteorites as space probes for testing the spatial constancy of cosmic radiation. - *J. Geophys. Res.*, 1960, v.65, N 10.
19. Фисенко А.В., Колесников Е.М. Миниатюрные низкофононые счетчики для измерения  $Ar^{37}$  и  $Ar^{39}$ . - ПТЭ, 1971, № 6.
20. Engelkemeir A.G., Libby W.F. End and wall corrections for absolute beta - counting in gas counters. - *Rev. Sci. Instrum.*, 1950, v.21, N 6.
21. Mann W.B. et al. Recalibration on the NBS carbon-14 standard by Geiger-Müller and proportional gas counting. - *Rev. Sci. Instrum.*, 1960, v.31, N 7.

## ВОПРОСЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЯЖЕЛЫХ ИЗОТОПОВ ВОДОРОДА В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И КОСМОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

А.В. Касьянов

(Морской гидрофизический институт АН УССР)

Тяжелые изотопы водорода - дейтерий и тритий находят все большее применение в качестве трассеров и меток при исследовании различных физических процессов, протекающих в земных сферах и космическом пространстве. Однако в информации о физико-химических свойствах дейтерия и трития, накопленной за 35-летний период со времени их открытия, имеется ряд неопределенностей:

1) нет единой теории происхождения этих изотопов во Вселенной, и в частности, на Земле; 2) нет достоверных данных по распространенности и концентрациям дейтерия и трития естественного происхождения в различных сферах Земли и в Космосе. Выяснение этих вопросов весьма важно не только для эффективного использования этих изотопов в экспериментальных исследованиях глобальных процессов, но и для решения некоторых космологических проблем.

Дейтерий и тритий содержатся во всех природных водах. Установлено, что концентрация дейтерия (выражаемая отношением D/H) для пресных водоемов мало колеблется и в среднем составляет 1/6800; в морских водах 1/5000 - 1/6000; в осадках (дожде и снеге) - около 1/9000 [4, 6, 16, 18]. Относительная распространенность дейтерия в природных водах составляет 0,0139 - 0,0151%, а распространенность трития весьма неопределенна, так как первые данные получены лишь в начале 50-х годов [7]. Дальнейшие измерения трития естественного происхождения неточны из-за внесения в атмосферу больших количеств трития при испытаниях мощного термоядерного оружия. За счет внесения в атмосферу термоядерного три-

тия концентрация его в атмосферных осадках увеличилась почти в 100 раз [12, 15, 18].

Источником образования естественного трития является расщепление ядер азота и кислорода под действием космического излучения в верхних слоях атмосферы [11, 18]. Большая часть атомарного трития соединяется с водородом и кислородом, образуя молекулу Н<sub>2</sub>O, и затем участвует в круговороте воды. Данные по скорости образования естественного трития неточны и весьма противоречивы, поскольку не согласуются с измеренными экспериментально концентрациями его в водах Мирового океана. На основе новейших представлений рассчитана скорость образования трития, равная 0,35 атом/см<sup>2</sup>·сек (по геохимическим данным) и 0,25 атом/см<sup>2</sup>·сек (по данным исследований космических лучей и сечений ядерных реакций) [10], по данным других авторов эта величина дается в пределах 0,1 - 1 атом/см<sup>2</sup>·сек [15, 18].

Определение естественного содержания трития в атмосфере или атмосферных осадках, а также в природных водах невозможно из-за вклада искусственного (термоядерного) трития. Сделаны попытки определить естественные концентрации трития при анализе льдов Гренландии [2], но из-за малого периода полураспада трития (приблизительно 12 лет) эти анализы не дали достоверных данных, а также не удалось установить естественное содержание трития в атмосферных осадках измерением концентраций дейтерия [10]. Однако здесь имеется существенное противоречие - если источник образования трития известен, то происхождение дейтерия не установлено, и можно ли считать отношение D/H постоянным, чтобы по нему рассчитывать концентрацию трития в различных объектах.

Источником поступления трития в земные сферы является космическое излучение и, по мнению некоторых авторов [9, 15, 18], эмиссия корпускулярного излучения Солнца ("солнечный ветер"). Возможно образование трития в фотохимических реакциях в верхних слоях атмосферы [17]. О космическом происхождении трития свидетельствуют данные по исследованию изотопного состава метеоритов и наличие трития в обшивках искусственных спутников Земли, вернувшихся на Землю [13, 18].

Вопрос о происхождении дейтерия на Земле и в Космосе остается открытым. По гипотезе холодной нейтронной модели Вселенной образование дейтерия при эволюции первичной нейтронно-протонной материи не соответствует действительному соотношению концентраций

изотопов водорода. Вероятно, источником происхождения дейтерия является термоядерный синтез из обычного водорода в недрах звезд, что не противоречит гипотезе горячей нейтронной модели Вселенной, согласно которой основным продуктом эволюции является протий - обычный водород.

О космическом происхождении дейтерия на Земле свидетельствует ряд фактов. Так, на территории США (шт. Висконсин) в 1955 г. упал ледяной метеорит весом 5,44 кг [13]. Изотопный анализ показал, что содержание дейтерия в нем составляло 2,29%. Это единственный случай, когда ледяной метеорит был проанализирован на дейтерий. Вероятно, все метеориты имеют повышенное содержание его. Наличие дейтерия в атмосферных осадках также говорит в пользу космического происхождения его. Не исключено, что дейтерий поступает на Землю в корпускулярных потоках галактических лучей, поскольку ряд звезд нашей Галактики "генерируют" его [13]. Кроме того, дейтерий может образовываться в атмосфере под воздействием космического излучения при нейтронной реакции с протием, находящимся в водяных парах.

Поскольку дейтерий устойчивый изотоп, то со временем должно наблюдаться его накопление на Земле (пропорционально росту массы планеты).

Исследование вариаций содержания дейтерия и трития в земных и космических сферах может быть эффективным индикатором протекания ядерных процессов в космическом пространстве. Например, по ряду геогенных формаций установлена прямая зависимость образования повышенных концентраций трития с хромосферными вспышками на Солнце (солнечной активностью) [15, 18]. С другой стороны, известна антикорреляция между интенсивностью космического излучения и относительным числом солнечных пятен [14]. Советскими физиками доказано, что между повышением концентраций трития в земных сферах и активностью Солнца (по числам Вольфа) существует прямая корреляция [15]. Это еще раз свидетельствует о космическом происхождении трития на Земле и о протекании на Солнце термоядерных реакций синтеза с образованием трития.

Данные по концентрации трития (выражаемой в тритиевых единицах, 1 Т.Е. =  $10^{-18}$  Т/Н) в водах Мирового океана весьма неопределенны. В перемешиваемом слое океанических вод концентрация трития колеблется от 0,2 до 10 Т.Е. [8, 18]. Эта неопределенность, очевидно, связана с тем, что распространенность трития имеет "ши-

ротный эффект" вследствие наличия у Земли радиационных поясов. Концентрация трития в океанической воде под термоклинной поверхностью резко уменьшается примерно до 0,25 Т.Е., а с большей глубиной уменьшается до величин, не поддающихся измерению [8].

Концентрация дейтерия в океанической воде практически не изменяется с глубиной [6, 16, 18].

Характерно, что даже в перемешиваемом слое морской воды концентрация трития неравномерна. Так, в бухте канадского порта Галифакс установлено [3], что на глубине 0; 79,55; 155,86 м концентрация трития равна соответственно 10,8; 9,21; 4,56 Т.Е. Согласно этим данным, в перемешиваемом слое морской воды с увеличением глубины до 150 м концентрация трития уменьшается почти в 2 раза. Такое распределение трития соответствует возрасту глубинных вод, равному примерно 12 - 13 годам, что мало вероятно. По мнению многих авторов, основная масса трития сосредоточена в поверхностном слое вод Мирового океана до глубин 40 - 75 м [6]. Такое распределение трития кажется странным, так как не соответствует теоретической модели перемешивания вод Мирового океана [5].

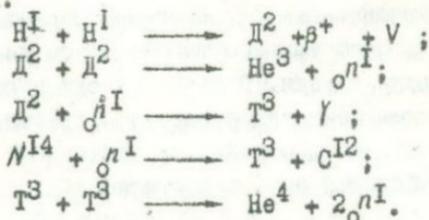
Возможно, тритий обладает свойством диссипировать из областей с повышенным давлением в сторону уменьшения его. В толще океанической воды давление увеличивается пропорционально высоте столба воды, поэтому тритий (если он обладает указанным свойством) должен концентрироваться в поверхностных водах, освобождаясь из молекулы НТ<sub>2</sub> при диссоциации воды. Возможно, тритий обладает "антигравитационными" свойствами в средах с повышенным давлением, тогда в поле земного тяготения он должен стремиться выходить из больших глубин. В этих случаях в поверхностных слоях вод океана должен концентрироваться и тритий, образующийся на глубинах по нейтронной реакции из дейтерия и по другим реакциям синтеза под действием высокоэнергетического космического излучения.

Для проверки этих гипотетических соображений был поставлен следующий эксперимент. Резиновый шланг длиной 20 м был подвешен вертикально к водосточной трубе здания, затем в шланг заливалась морская вода. С нижнего конца шланга была выпрыснута доза тритиевой воды, удельная активность которой предварительно определена. Кроме того, определена удельная активность такой же дозы тритиевой воды, разбавленной тем объемом морской воды, который вошел в шланг. Контроль за диффузией трития по столбу воды проводился от-

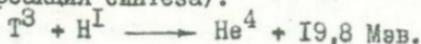
бором и анализом проб с верхнего торца шланга. Было установлено, что полное разбавление тритиевой воды по всему объему шланга произошло за десять суток. Превышения активности воды по тритию в верхней части шланга не наблюдалось. Однако эмпирическая скорость диффузии трития по высоте столба воды оказалась намного больше теоретически рассчитанной величины с учетом диссоциации и гидратации оксония  $\text{H}_3\text{O}^+$ . Очевидно, для установления новых свойств трития поставленный эксперимент не пригоден.

Если "антигравитационное" свойство трития удастся эмпирически установить, то это позволило бы решить многие геофизические и астрофизические задачи. Рассмотрим, как пример, возможное использование этого аргумента в расчетах моделей звезд. Как известно, в таких расчетах встречаются противоречия между светимостью и процессами передачи энергии из недр, где согласно общепринятой теории происходят процессы термоядерного синтеза [ I ]. Так, теоретические значения светимости Солнца с учетом протон-протонной реакции синтеза получаются в пять-шесть раз больше наблюдаемых, вследствие чего нарушается соотношение масса - светимость.

При наличии у трития "антигравитационных" свойств можно задаться такой схемой модели Солнца. Центральная масса большой плотности имеет углеродно-азотный состав ("шлак" циклической углеродной реакции синтеза) с содержанием водорода, дейтерия, гелия. Температура центральной части I4 - 20 млн. градусов. При этом протекают реакции:



Значительная часть энергии, выделяемой при этом процессе, затрачивается на поддержание условий протекания реакций синтеза. Сиятезируемые ядра трития "антигравитационной" диссипацией достигают конвективной зоны, где содержание трития принимается равным 74,4%. Приобретая в этом процессе большие скорости, ядра трития взаимодействуют в конвективной зоне с протием (протекает самая мощная водородная реакция синтеза):



Характерно, что в описанных процессах выход нейтрино минимальный, что не противоречит данным известных экспериментальных измерений солнечных нейтрино. Обнаружение в "солнечном ветре" ядер трития и установленная корреляция количества поступающего на Землю трития с солнечной активностью говорят в пользу высказанных предположений. В связи с этим необходимо отметить, что соизмеримость II-летнего цикла солнечной активности с периодом полураспада трития, который по различным данным оценивается в пределах II - 13 лет, может быть не случайной.

Таким образом, рассмотренные вопросы свидетельствуют об актуальности задач по дальнейшему изучению физико-химических свойств изотопов водорода, измерению естественных концентраций дейтерия и трития на Земле и в Космосе. Решение этих задач можно поставить на уровень с нейтринным методом астрофизических исследований.

### Л и т е р а т у р а

1. Бете Г.А. - Успехи физических наук, 1968, т.96, вып.3.
2. Bege mann F. Z.Naturforsch, 1959, v. 14a, p.334
3. Brown R.M., Grummitt W.F. Canadian J. Chemistry, 1956.
4. Бродский А.И. Химия изотопов. Изд-во АН СССР, М., 1959.
5. Broecker F. et al. - J.Geophys. Res., 1960, v.65, 2903.
6. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана, "Наука", М., 1967.
7. Grosse A.V., Johnston W.H., Wolfgang R.L., Libby W.F.: - Science, 1951, v. 113, I.
8. Giletti B.F. et al. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1958, v.39, 307.
9. Graig H. - Phys.Rev., 1957, v. 105, II25.
10. Graig H., Lal D., - Tellus, 1961, v. 13, 85.
11. Currie L.A., Libby W.F., Wolfgang R.L., - Phys.Rev., 1956, v.101, I57.
12. Лавренчик В.Н. Глобальное выпадение продуктов ядерных взрывов. Атомиздат, М., 1965.
13. Лаврухина А.К. Изотопы во Вселенной, Атомиздат, М., 1965.
14. Meyer P., Simpson I.A. - Phys.Rev., 1957, v.106, 562.
15. Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. - В кн.: Материалы научн. конф. по ядерной метеорологии. Атомиздат, М., 1965.
16. Ранкама К. Изотопы в геологии. ИЛ, М., 1956.
17. Harteck P. - J.Chem.Phys., 1954, v.22, 1746.
18. Ядерная геофизика. Под ред. Х. Израэля, А.Крепса. "Мир", М., 1964.

## НИЗКОФОНОВАЯ СЦИНТИЛЛЯЦИОННАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ КОСМОГЕННОГО РАДИОУГЛЕРОДА

А.К. Руденко, Ю.Г. Здесенко

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

Сцинтилляционный метод широко применяется при регистрации слабой  $\beta$ -активности радиоуглерода  $C^{14}$  [1-3]. На основе этого метода возможно построение двух типов установок: одноканальных и двухканальных. До недавнего времени преимущественное распространение имели одноканальные системы, которые при простоте и низкой стоимости обладают высокой абсолютной эффективностью регистрации, а при определенных условиях (специально отобранный ФЭУ, низкая температура и пр.) обеспечивают неплохое отношение эффект/фон. Но приведенные достоинства одноканальных счетчиков сводятся на нет необходимостью применения высококачественных ФЭУ с уникально низким уровнем шумов. Двухканальные устройства, работающие на совпадении импульсов от двух датчиков, позволяют при сравнительно умеренных требованиях к качеству ФЭУ избавиться от значительной части как тепловых шумов, так и ложных импульсов, обусловленных фосфоресценцией, и обеспечивают поэтому более высокие показатели [4 - 6].

Исходя из этих соображений, в ИГМ АН УССР разработана и изготовлена двухканальная сцинтилляционная радиоуглеродная установка, блок-схема которой показана на рис. 1.

Основой установки являются два фотоэлектронных умножителя типа ФЭУ-93, расположенных фотокатодами друг к другу на расстоянии 10 мм. Кювета специальной конструкции, изготовленная из фторопласта или алюминия, обеспечивает прямой оптический контакт жидкого сцинтиллятора (РРО - 4 г/л, РОРОР - 0,1 г/л в 10 мл бензола) с поверхностью фотокатодов. Сигналы с анодов каждого ФЭУ поступают на транзисторный предусилитель, а затем на основной усилитель. Общий коэффициент усиления электроники регулируется в пределах 1000 - 20000. Отрицательные импульсы с быстрых выходов усилителей подаются на два входа схемы совпадений с разрешающим временем  $\tau = 20$  нсек. Схема совпадений одновременно используется как дискриминатор нижнего уровня со стабильным порогом срабатывания, составляющим 3 в. Изменяя коэффициент усиления основных усилителей, можно выбрать оптимальный уровень отсечки шумов. Для отделения полезных сигналов от импульсов большой амплитуды, вызван-

ных космическим фоном, применены интегральный дискриминатор верхнего уровня и схема антисовпадений. Выходной импульс схемы совпадений вызывает срабатывание схемы антисовпадений только в том случае, если он не совпадает во времени с запрещающим импульсом дискриминатора. Уровень дискриминации устанавливается в области верхней границы  $\beta$ -спектра  $C^{14}$ . Пересчетные приборы, подключенные к выходам схем совпадений и антисовпадений, подсчитывают количество быстрых совпадений и число совпадений с дискриминацией космического фона.

Применение схемы быстрых совпадений с разрешающим временем 20 нсек налагает повышенные требования к блокам электронной аппаратуры в отношении временной дисперсии сигналов. Это означает, что фронт нарастания выходного сигнала усилителя и предусилителя должен быть не более 10 - 20 нсек, т.е. широкополосность этих блоков должна быть порядка 200 - 400 Мгц. Если при этом учесть высокий необходимый коэффициент усиления, то станет понятной сложность создания конструкции с подобными параметрами. На рис. 2 показана схема предусилителя, разработка которой позволила в значительной мере разрешить указанные трудности. В схеме использованы высокочастотные транзисторы ГТ-309, ГТ-311, ГТ-313. Наличие глубокой отрицательной обратной связи, сочетание транзисторов с разной проводимостью, тщательная развязка цепей питания позволили создать экономичный и долговечный предусилитель с высокостабильным коэффициентом передачи, низким выходным и высоким входным импедансом, неплохой температурной устойчивостью. Время нарастания выходного сигнала не более 20 нсек при усилении 50. Остальные блоки электронной аппаратуры стандартные, с некоторыми изменениями: 1) усилитель - блок БУ-2; 2) схема совпадений - блок БС-I-I, в схему которого добавлен инвертор выходного сигнала на транзисторах П416; 3) интегральный дискриминатор и схема антисовпадений объединены в блоке БД-2-I, в котором исключен дискриминатор верхнего уровня и введена дополнительная задержка импульсов в счетном канале; 4) пересчетные приборы типа ПСО2-1еМ.

Датчик с ФЭУ помещен в защитный экран, состоящий из слоя ртути толщиной 2 см и слоя свинца толщиной 10 см.

Параметры установки:

скорость счета "5-кратного эталона", имп./мин...	I45
скорость счета фона, имп./мин .....	6
эффективность регистрации, % .....	42

Многочисленные измерения, проведенные на установке, показали ее высокую стабильность, устойчивость и надежность в работе.

### Л и т е р а т у р а

1. Heibert R.D., Wetts R.I. - Nucleonics, 1953, v.II, 12, 38.
2. Audria B.N., Long I.V.P. - Nature, 1954, v.173, 992.
3. Hayes F.N., Gould R.G. - Science, 1953, v.II7, 480.
4. Алексеев В.А., Смирнов И.В. Материалы всесоюзного совещания по проблеме "Вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли и радиоуглеродное датирование". Вильнюс, 1971.
5. Stram E., Lombaert R. - Anl.Biochem, 1962, v.3, 68.
6. Boyce I.S., Cameron I.F. Symposium on the Detection and Use of Tritium in the Physical and Biological Sciences, International Atomic Energy Agency. Vienna, 1962.

### ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И РАДИОУГЛЕРОД В ЖЕЛЕЗНЫХ МЕТЕОРИТАХ

К.Н. Алексеева, Н.Н. Ковалюх, А.В. Смирнова

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

Объектами исследования явились два железных метеорита: Сихотэ-Алинский и Ярдимлыкский.

Сихотэ-Алинь, железный метеоритный дождь, упавший 12 февраля 1947 г. в Приморье, в западных отрогах Сихотэ-Алинского хребта близ поселка Бейцухэ. Весьма грубоструктурный гексаэдрит. Общая масса выпавшего "дождя" оценивается равной около 100 т [4]. Для исследования выбран осколок I типа [1], представляющий часть индивидуального экземпляра, расколовшегося при ударе о скальный грунт. Размеры осколка 26 x 19,5 x 9 см<sup>3</sup>, вес 9517 г. По форме это компактный неправильный многогранник, ограниченный тремя основными и двумя малыми плоскостями. На поверхности видны характерные выступы, отражающие внутреннюю пластинчато-балочную структуру. Образец покрыт слоем ржавчины (до 1 мм) и слоем грунта. Видимых макроскопических трещин нет.

Ярдимлык, железный метеоритный дождь, упавший 24 ноября 1959 г. в Азербайджанской ССР близ селения Арус. Общий вес метеорита около 150 кг, количество индивидуальных целых экземпляров - 6 [2]. Исследуемый образец представлял собой выпиленный из индивидуального экземпляра брусок размерами 14 x 3 x 2 см<sup>3</sup>. Малые поверхности покрыты темной корой плавления толщиной 0,5 мм с хорошо вы-

раженными регмаглиптами. Остальные поверхности блестящие, неокисленные.

Подготовка образцов к исследованию производилась следующим образом: осколок Сихотэ-Алинского метеорита отмыт, прокипячен в растворе соляной кислоты и обработан спирто-водным раствором. Алмазной пилой спилены наружные части образца, остаток (внутренняя часть) распилен на пять пластинок толщиной 1,5 см каждая. Последние распилены на пять частей (рисунок). Распиловка на пластины производилась перпендикулярно к длинной оси образца. Анализировалась отдельно внешняя и внутренняя части осколка.

Из бруска Ярдимлыкского метеорита выпилены три образца - из центральной части и части, близкой к поверхности. Образцы промывают в соляной кислоте и спирто-водном растворе. Вес образцов равен 193 г (1) и 206 г (2). Подготовленные к исследованию образцы полировались и протравливались парами 28%-ного нитрата. Производилось микроскопическое исследование в отраженном свете, что необходимо, поскольку образцы в конечной стадии исследования растворялись. Структура и минералогический состав подобны описанным для этих метеоритов [2, 4].

Главным минералом обоих метеоритов является камасит (~95%), который имеет вид балок размерами от 0,2 x 2 см<sup>2</sup> до 2 x 10 см<sup>2</sup> для Сихотэ-Алинского и ~0,3 x 3 мм для Ярдимлыкского. Микротвердость составляет 270 - 280 кг/мм<sup>2</sup>.

В значительном количестве присутствует тэнит обычно в форме неправильных включений, размеры которых колеблются в пределах 0,5 - 5 мм для Сихотэ-Алинского и 0,05 - 2 мм для Ярдимлыкского метеоритов. Микротвердость его - 345 кг/мм<sup>2</sup>.

В обоих метеоритах встречаются участки плессита, часто окаймленные тэнитом и раскристаллизованные на камасит и тэнит в средней части. Микротвердость составляет примерно 345 кг/мм<sup>2</sup>. Троилит также встречается в обычной форме округлых, овальных зерен, червеобразных заполняющих трещины включений, шестоватых кристаллических образований.

Шрейберзит присутствует в аншлифах в виде таблитчатых кристаллов, величина которых достигает 3 см для Сихотэ-Алинского и 0,8 см для Ярдимлыкского. Микротвердость составляет приблизительно 900 кг/мм<sup>2</sup>.

После травления парами нитрата хорошо видны неймановы линии и ромбовидные кристаллы радобита.

Других, описанных в литературе минералов железных метеоритов (оливин, хромит) в исследуемых аншлифах не обнаружено.

Таким образом, микроскопическое исследование подготовленных аншлифов не дало противопоказаний к их растворению — они обладают типичными для железных метеоритов структурой и минералогическим составом. Кроме того, исследования показали, что оба метеорита по структуре и минералогическому составу очень сходны, хотя Сихота-Алинский является более крупноструктурным, причем все минералогические образования разнятся по размерам в одном и том же порядке.

Физические свойства. Кроме приведенных удельных весов и величин микротвердости отдельных минералов определены величины остаточной намагниченности  $I_n$  и магнитной восприимчивости  $\chi$  исследуемых образцов и изучена природа их естественной остаточной намагниченности.

Величины  $I_n$  и  $\chi$  определялись методом астатического магнитометра для всех отдельно исследуемых образцов: пластин Сихота-Алиня (внешних и внутренних) и кубиков Ярдымлыка (внешних и внутренних). Для этого брались кубики с ребром 3 см.

Образец	Магнитные свойства	
	$I_n \cdot 10^{-2}$ , гс	$\chi$ cgs/cm
Сихота-Алинский		
внешний	2,6	2,1
внутренний	2,3	2,2
Ярдымлыкский		
внешний	5,1	1,5
внутренний	4,7	1,5

Как известно, в железных метеоритах основным ферромагнетиком является никелистое железо в трех фазах. Точка Кюри для никелистого железа равна  $800^{\circ}\text{C}$ . Методами магнитной и температурной чистки нами определялся удельный вес жесткой и мягкой намагниченности образцов. Исследуемые образцы подвергались чистке действием переменного поля. Полученные кривые показали, что в малых полях (0-40 эрстед) метеориты обладают только жесткой фазой намагниченности, которая имеет термоостаточную (или химическую) природу [1]. Наличие и преобладание жесткой фазы намагниченности вызывает предположение, что в истории их развития был момент, когда они находились одновременно под действием значительных температур (до  $800^{\circ}\text{C}$ ) и магнитных полей (до 4 эрстед).

Нагревание предварительно намагниченных образцов выше точки Кюри для никелистого железа, а затем охлаждение их в магнитном поле Земли позволило найти точку Кюри отдельных фаз никелистого железа. Они оказались равными 780, 600 и 380°C для Сихотэ-Алинского и 760, 580 и 330°C для Ярдымлыкского, что, очевидно, соответствует камаситу, таниту и плесситу(?).

Определение радиоуглерода. После исследования структуры, минералогического состава и физических свойств образцов последние использовались для определения содержания радиоуглерода в них.

Для исследования радиоуглерода взято три пробы Сихотэ-Алинского метеорита и две пробы Ярдымлыкского. Место отбора проб указано на рисунке. Пробы растворялись в 60%-ном растворе соляной кислоты, в выходной части установки, сконструированной в ИГЕМ АН УССР [3]. Получены следующие данные:

Сихотэ-Алинь.

Проба № 1. Взята с поверхностной части, примыкающей к окрестному участку. Вес пробы 1450 г, фон 6 имп./мин; чистый эффект радиоуглерода 1,4 имп./мин, что соответствует 1,94 расп./мин·кг.

Проба № 2. Взята со средней части образца. Вес 1150 г, содержание радиоуглерода - 1,73 расп./мин·кг.

Проба № 3. Взята с наиболее глубокой части. Содержание радиоуглерода - 1,74 расп./мин·кг.

По литературным данным известно содержание в Сихотэ-Алинском метеорите в пробе из центральной части крупного образца 1,66 расп./мин·кг. Как следует из сказанного, количество радиоуглерода убывает в метеорите Сихотэ-Алиня от периферии к центру образца.

Ярдымлык

Проба № 1. Вес 193 г, содержание радиоуглерода - 3,52 расп./мин·кг.

Проба № 2. Вес 206 г, содержание радиоуглерода - 3,21 расп./мин·кг.

Исследование нерастворимой части метеоритов. Силикатная (нерастворимая) часть метеоритов была получена путем фильтрации солянокислого раствора. Из раствора Сихотэ-Алинского метеорита выделено 26 мг нерастворимой фракции, в которой присутствовало около 15% рудной минеральной фракции. Таким образом, чистой силикатной фракции оказалось 22 мг, что составляет  $1,5 \cdot 10^{-3}$  вес.% от общей массы. Фракция была разделена под бинокуляром.

Циркон. Этот минерал в виде четырех зерен обнаружен в растворе внутренней части образца (проба № 2). Размеры зерен  $0,25 \times 0,32 \text{ мм}^2$ ;  $0,1 \times 0,03$ ;  $0,04 \times 0,03$  и  $0,03 \times 0,03 \text{ мм}^2$ . Зерна хорошо окатанные, слабо вытянутые, с нечетко выраженными гранями, имеющие алмазный блеск. Цвет — светло-розовый, показатель преломления —  $1,786$ , наблюдается высокое двупреломление, угасание параллельное. Рентгенограмма одного из зерен практически совпадает с эталонной для циркона.

Кварц установлен в обеих пробах. Определено шесть зерен кварца размером  $0,2 - 0,4 \text{ мм}$ . Зерна окатанные, поверхность зерен тонкошерховатая. В двух зернах наблюдаются небольшие углубления, в которых хорошо виден обычный для кварца раковистый излом. Показатель преломления  $N_g = 1,553$  и  $N_p = 1,544$ . Угасание в большинстве мелких зерен ровное, изредка слабо волнистое.

Стекло. Установлены остроугольные обломки бесцветного прозрачного стекла. В имерсиях изотропно, без включений, однородно. Показатель преломления близок к  $1,460$ . Осколки остроугольные, различной неправильной формы.

Основная масса силикатной фракции представлена мельчайшими недиагностируемыми под микроскопом обломками минералов. Цвет их серый, серовато-белый и желтовато-бурый. Многие из них по внешнему виду напоминают каолинизированные полевые шпаты. Угасание у них неравномерное, двупреломление среднее, показатель преломления колеблется в широких пределах, среднее значение его  $1,525$ .

Из раствора Ярдмлыкского метеорита выделено всего 6 мг нерастворимой фракции и около 5 мг силикатной. В ней под бинокуляром выделено только одно зерно кварца, несколько осколков типа плагиоклаза и стекла, а основная масса представлена обломками, недиагностируемыми под микроскопом.

Анализ изложенных результатов исследования Сихотэ-Алинского и Ярдмлыкского метеоритов позволил сделать некоторые выводы относительно эволюции вещества, физико-химических и термодинамических условий его происхождения и развития.

Данные исследования магнитных свойств и изменение их величин в зависимости от положения образца относительно поверхности общего куска позволили установить, что общая масса Ярдмлыкского и Сихотэ-Алинского метеоритов при доземном (доатмосферном)

существовании нагревалась ниже 800°C. При полете же через атмосферу только внешняя часть нагревалась выше точки Кюри камасита (765 - 770°C).

Подобие структурных и минералогических характеристик обоих метеоритов свидетельствует о сравнительно сходной по составу материнской материи и расхождении только в некоторых термодинамических условиях их образования.

Наличие в железных метеоритах радиоуглерода в указанных количествах является показателем того, что попадавшие в земную атмосферу метеоритные тела имели сравнительно небольшие размеры.

#### Л и т е р а т у р а

1. Гусьякова Е.Г. - Метеоритика, вып. XXVI, М., 1965.
2. Кашкай М.А., Алиев В.И. - Метеоритика, вып. XX, М., 1961.
3. Ковалюх Н.Н., Федотов К.В. Выделение радиоуглерода из металлической и силикатной фазы космического вещества. (См. наст. сб.).
4. Сихотэ-Алинский железный метеоритный дождь. т. II, "Наука", М., 1961.

#### О КОЛИЧЕСТВЕННОМ СПЕКТРАЛЬНОМ АНАЛИЗЕ МЕТЕОРОВ

В.А. Смирнов

(Одесский электротехнический институт связи  
им. А.С. Попова)

Абсолютная фотометрия метеоров позволяет определить распределение энергии определенных участков метеорных спектров. Методика и результаты относительной и абсолютной спектрофотометрии метеоров описаны в работах [1-4].

Как известно, наиболее существенным в задаче относительной спектрофотометрии является определение коэффициента контрастности характеристической кривой, зависящей от скорости перемещения фотографируемого изображения. Фотометрическая шкала освещенностей и шкала выдержек на "звездном" и "метеорном" диапазонах скоростей перемещения изображений легко определяется при использовании метеорного спектросенситометра [3].

Для решения задачи абсолютной фотометрии необходимо определить коэффициент, переводящий относительные значения интенсивностей в абсолютные:

$$k = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{F(\lambda) \nu(\lambda)}{I_{\lambda}} d\lambda,$$

где  $F(\lambda)$  - абсолютное распределение интенсивностей в спектре стандартного источника света;  $S(\lambda)$  - спектральная чувствительность используемой фотографической системы (атмосфера, оптика, фотопленка);  $I_{\lambda}$  - относительные интенсивности.

При использовании прибора типа метеорного спектросенситометра коэффициент  $k$  можно определить с помощью лабораторного фотометрического стандарта с известной силой света, а также по звездным стандартам. Однако коэффициент  $k_*$ , полученный при использовании спектрограммы стандартной звезды, необходимо редуцировать по закону Шварцшильда:

$$\lg \frac{k_i}{k_*} = \rho \lg \frac{V_i}{V_*},$$

где  $V_i$  и  $V_*$  - "метеорная" (2 - 20 см/сек) и "звездная" ( $5 \cdot 10^{-4}$  -  $20 \cdot 10^{-4}$  см/сек) скорости перемещения изображения в фокальной плоскости фотокамеры спектросенситометра (фокусное расстояние  $f = 25$  см);  $k_*$  и  $k_i$  - коэффициенты  $k$ , полученные при "звездной" и "метеорной" выдержках.

Показатель степени в законе Шварцшильда  $\rho$  легко определяется по изопакам, которые строятся по данным шкал освещенностей и выдержек метеорного спектросенситометра [5].

Фотоэлектрическая приставка спектросенситометра дает возможность сопоставить калибровочный сигнал используемого источника света - газосветной трубки - с сигналом стандартного люминофора. При расчетах распределения энергии  $F(\lambda)$  коэффициент  $k$  нужно отнести к используемому диапазону  $\lambda$  и выдержке постоянной интенсивности вдоль движения изображения метеора. Если известно расстояние до метеора  $R$ , можно рассчитать поток световой энергии метеора, приходящийся на сферу радиуса  $R$ . Полная энергия монохроматического излучения выделенных участков постоянной интенсивности вдоль движения метеора определяется как

$$P(\lambda) = k \frac{E}{S},$$

где  $E$  - относительные интенсивности;  $S$  - величины, выражающие спектральные свойства фотографической системы.

Расчет распределения энергии в спектре метеора позволяет оценить числа излучающих атомов различных элементов  $N_i$  в верхнем состоянии возбуждения [3]. Эти числа определяются сравнени-

ем вычисленных интенсивностей  $I_i$  с теоретическими интенсивностями эмиссии атома определенного элемента [ 6 ].

Условия возбуждения и излучения метеорного спектра напоминают условия возбуждения дуговых спектров, исследуемых в лабораторных условиях.

За время движения в атмосфере метеоры резко изменяют яркость. Поэтому несколько поперечных фотометрических разрезов одного метеорного изображения дают различные по характеру излучения спектрограммы.

В практике лабораторного спектрального анализа определения концентраций излучающих элементов исследуемой смеси газов основано на решении уравнения Ломакина-Шайбе [ 7 ]

$$\lg \frac{I_i}{I_0} = \lg a + b \lg \frac{C_i}{C_0},$$

где  $I_i$  и  $I_0$  - интенсивности линий исследуемого элемента и стандарта;  $C_i$  и  $C_0$  - соответствующие концентрации. Зная концентрации элементов и соответствующие интенсивности в эталонах, можно построить зависимость

$$\lg \frac{I_i}{I_0} = f\left(\frac{C_i}{C_0}\right).$$

Измерив величину  $\lg \frac{I_i}{I_0}$  в исследуемом образце, можно определить концентрации элементов в нем. При этом для правильного построения кривых роста необходимо точное воспроизведение условий возбуждения и регистрации спектров эталонов и исследуемой пробы.

В спектроскопии метеоров возможно воспроизведение лишь условий регистрации. В лабораторных условиях полное воспроизведение условий возбуждения до последнего времени оказывалось невозможным [ 8 ]. Поэтому построенная по данным абсолютной фотометрии одного или нескольких метеоров кривая роста  $\lg \frac{I_i}{I_0} = f\left(\frac{N_i}{N_0}\right)$  непригодна для определения концентраций  $C_i$  или чисел излучающих атомов  $N_i$  в спектрах других метеоров. Однако данные излучения метеорных потоков свидетельствуют об одинаковой скорости и идентичном химическом составе метеоров одного потока. Так, высоко-скоростные потоки ( $V = 60 + 70$  км/сек) Леонид, Персеид, Орионид в основном принадлежат типу  $\gamma$  по Миллману [ 9 ] с интенсивными во вспышках линиями  $H$  и  $KCaII$ . Кроме того, в этих спектрах

интенсивны 2, 4I, 42, 43 мультиплеты железа, D - линия натрия, Mg/5177 Å, MgII/4483 Å, SiII/6347 Å, молекулярные полосы азота и др.

Потоки, движущиеся с меньшими скоростями (20-40 км/сек) Геминид, Драконид, спорадические метеоры принадлежат в основном типу X с наиболее интенсивными линиями Mg / 5180 Å и D - линией Na / . Низкоскоростные спорадические метеоры и болиды принадлежат в основном типу Z с наиболее интенсивными линиями Fe / и Cr / в оранжево-зеленой и сине-фиолетовой областях спектра. Таким образом, тип метеорного спектра определяется не только химическим составом метеора, но и различными условиями возбуждения. Последние для метеоров одного потока, очевидно, идентичны. Поэтому построенную для метеоров одного потока кривую роста можно использовать для изучения концентраций элементов других метеоров этого же потока. При этом спектрограммы должны быть получены на одном и том же спектрографе. Идентичный химический состав метеоров одного потока при использовании кривой роста сводит к минимуму возможное влияние "третьих компонент" на излучение смеси метеорного газа.

По данным трех спектрограмм метеоров высокоскоростных потоков построена кривая роста аналитической зависимости по линии  $\lambda$  3968 Å Ca // . На оси ординат отложены логарифмы абсолютных вычисленных интенсивностей  $\lambda$  3968 Å, на оси абсцисс - соответствующие числа излучающих атомов. Такую аналитическую зависимость можно использовать для расчета концентраций элементов других метеоров одного потока, сфотографированных одним и тем же спектрографом.

В некоторых случаях аналитическую зависимость можно построить без применения громоздкого метода абсолютной спектрофотометрии. Как известно, возникновение или исчезновение в спектре так называемых последних линий элементов уже свидетельствует об определенном содержании этих элементов, если известна чувствительность приемной аппаратуры. Последние линии элементов, входящих в состав метеоров, как правило, обнаруживаются в метеорных спектрах. Для построения аналитической зависимости по данным появления или исчезновения последних линий необходимо предварительно определить чувствительность фиксирующей аппаратуры.

Изучение спектрограмм метеоров позволяет судить о физических условиях излучения вещества, недоступных к осуществлению в лабор-

ратории. Последние лабораторные эксперименты позволили изучить свечение стальных шариков при скорости их около 8 км/сек [10]. Как известно, на высоте 100 км быстрый потоковый метеор встречает ток воздуха, равный  $3 \cdot 10^{-4}$  г/сек через  $1 \text{ см}^2$ ; на высоте 80 км —  $1,2 \cdot 10^{-2}$  г/сек. Этим величинам тока воздуха соответствует для атомов азота  $10^{18}$  част./сек на высоте 100 км и  $5 \cdot 10^{20}$  част./сек на высоте 80 км. Очевидно, изменение условий возбуждения с высотой приводит к изменению типа спектра и интенсивности свечения различных линий. Соответственно изменяются эффективности свечения возбуждения отдельных спектральных линий. Определенные сведения об эффективных сечениях возбуждения, соответствующие условиям возбуждения метеорных спектров, дают лабораторные эксперименты. Однако эти эксперименты до сих пор не дали достаточно полных сведений о физических условиях возбуждения атомов метеорного газа. Исследование спектрограмм метеоров дает возможность судить о таких условиях в естественных условиях. Представляется возможным определить эффективные сечения возбуждения, исследовав метеорные спектрограммы с использованием метода абсолютной спектрофотометрии.

#### Л и т е р а т у р а

1. Смирнов В.А. О методах получения и первичной обработке спектрограмм метеоров. — В кн.: Проблемы космической физики, ч. I. "Наука", М., 1966.
2. Смирнов В.А. Некоторые особенности излучения и методы спектрофотометрии метеоров. — В кн.: Проблемы космической физики, ч. I. "Наука", М., 1966.
3. Смирнов В.А. О фотометрической стандартизации и калибровке спектрограмм метеоров. — Астрон. вестник, 1969, т. III, № I.
4. Смирнов В.А. Спектрофотометрическое исследование метеоров с помощью лабораторных и звездных стандартов. — Булл. Кометы и метеоры, 1970, № I7.
5. Смирнов В.А. Секситометрические свойства фотоматериалов и длительность выдержки. — Булл. Кометы и метеоры, 1970, № I8.
6. Cook A.F., Millman P.M. Photometric analysis of a spectrogram of a Perseid meteor. — Astrophys. J., 1955, I, 250.
7. Зайдель А.Н. Основы спектрального анализа. "Наука", М., 1965.
8. Смирнов В.А., Смирнова Я.А. Об изменении спектра метеора за время полета. — Астрон. вестник, 1969, т. III, № 4.
9. Millman P.M. A general survey of meteor spectra. Smithsonian Contribution to Astrophysics, 7, 1963.
10. Givens J.J., Page W.A. Ablation and Yuminosity of Artificial Meteor. — Journal of Geophysical Research, 1971, v.76, N 4.

МЕЖЗВЕЗДНЫЙ УГЛЕРОД И НЕКОТОРЫЕ  
СВЯЗАННЫЕ С НИМ ВОПРОСЫ

Г.П. Вдовыкин

(Институт геохимии и аналитической химии  
им. В.И. Вернадского АН СССР)

В статье кратко рассматривается возможная природа твердых частиц межзвездных пылевых скоплений, которые на основании оптических характеристик идентифицировались как частицы алмаза, графита, силикатов и др. В связи с этим обсуждаются некоторые вопросы возможного образования метеоритных алмазов и происхождения тектитов. Предполагается, что частицы межзвездного углерода могут достигать поверхности Земли и находиться в чистых районах Антарктиды.

Межзвездные пылевые частицы. Распространенность различных форм углерода в космическом пространстве представляет большой интерес в различных аспектах космохимии углерода. Пылевые частицы межзвездных облаков по оптическим характеристикам отождествлялись с графитом [1]. Сэслоу и Гоустэд [2] сравнили спектр поглощения в инфракрасной области, наблюдавшийся для пылевых сгущений  $\mu$ -Цфеи, с инфракрасным спектром поглощения алмаза I типа. Максимумы полос поглощения в обоих случаях находились примерно в одних областях ( $\sim 9$  мк). Сэслоу и Гоустэд предполагают, что частицы в пылевых облаках состоят из алмазных зерен и алмазы в метеоритах могли образоваться при воздействии ударных волн. Это предположение подвергалось разностороннему обсуждению. Было показано, что сходные оптические характеристики могут иметь частицы графита с диэлектрическим покровом, например твердого  $H_2$  [3], частицы, представленные смесью графита и силикатов [4], графита, железа и силикатов [5], графита, силикатов и SiC [6] с температурой графитовых частиц в оптически тонких межзвездных облаках  $5 \cdot 10^{-6}$  см  $54^\circ K$  или  $10^{-7}$  см  $106^\circ K$  [7], причем частицы SiC не могли быть субстратом при кристаллизации алмаза в условиях межзвездной среды [8]. Рассчитанное распределение зерен по размерам может согласовываться с любым составом межзвездных частиц [9].

Трудно ожидать, что межзвездные частицы представлены графитом, поскольку их структура должна была хотя бы частично нарушиться при высокоэнергичном космическом облучении, поглощенная

доза которого, в частности для некоторых метеоритов, по независимым оценкам [10, 11] составляет  $\sim 1 \cdot 10^9$  рад.

Метеоритные алмазы, с которыми сравнивались по спектрам поглощения пылеватые частицы  $\mu$ -Цефеи, не представляют собой монокристаллов, а являются тонкими сростками микрокристаллов ( $< 1$  мк) алмаза с графитом, имеющими черный цвет и по оптическим свойствам сходными с графитом. Если межзвездные частицы — это алмаз-графитовые сростки, то полоса поглощения, обусловленная присутствием донорного  $N$  в структуре алмаза, на спектре не проявится (из-за присутствия графита). Полоса поглощения  $\sim 9$  мк, наблюдавшаяся для частиц  $\mu$ -Цефеи, присутствует на спектрах поглощения полимерного вещества метеоритов [12] и обусловлена ароматической  $C-H$  связью, причем полимерное вещество, как и метеоритный графит, имеет черный цвет. Следовательно, можно предположить, что пылеватые межзвездные частицы представлены не алмазом, а, возможно, полимерным веществом, т.е. ароматическим углеродом с низкой степенью упорядоченности атомов в структуре [13].

Возможность образования в результате химического синтеза многоатомных углеродистых веществ подтверждается: 1) обнаружением особенно в последние годы по эмиссионным линиям в галактическом пространстве многоатомных молекул  $H_2$ ,  $CH$ ,  $CO$ ,  $CN$ ,  $C_2$ ,  $OH$ ,  $H_2O$ ,  $C_2O$ ,  $HCN$ ,  $NH_3$ ,  $H_2CO$ ,  $HCNO$ ,  $HC_2N$ ,  $CH_3CN$ ,  $CH_3OH$ ,  $CNOOH$ ,  $HCONH_2$ ,  $CH_3C_2H$  и более сложных [14, 15]; 2) многочисленными лабораторными экспериментами по синтезу сложных органических соединений из смеси газов, обнаруженных в межзвездном пространстве, при их высокоэнергичном облучении протонами [16], ультрафиолетовом облучении [17, 18], нагревании [19] и др.; 3) присутствием в метеоритах сложных абиогенных углеродистых веществ [12].

О происхождении метеоритных алмазов. Результаты исследования метеоритных алмазов имеют не только научное значение, но в некоторых случаях связаны с технологией их синтеза.

Идея об образовании метеоритных алмазов при высоких статических давлениях внутри родоначального для метеоритов тела планетного типа обоснована в работе [20]. Тогда же (1956 г.) Найнджером [21] изучены явления перекристаллизации алмазосодержащих образцов кратерообразующего железного метеорита Canyon Diablo, вызванных прохождением ударных волн при взрыве во время удара метеорита о Землю, и кристаллизации при этом алмазов

(экспериментально алмазы при взрыве синтезированы только в 1961 г. [22]). Обе эти идеи (относительно статических или динамических условий образования метеоритных алмазов) дискутировались в литературе.

В связи с предположением Сэслоу и Гоустада о возможности кристаллизации алмазов в межзвездных условиях, рассмотрим некоторые вопросы их происхождения в метеоритах. Проблема происхождения метеоритных алмазов связана с проблемой происхождения содержащих их метеоритов. Результаты изучения алмазосодержащих каменных метеоритов - уреилитов [12, 23] свидетельствуют о том, что они образовались, вероятнее всего, при прохождении (в космических условиях) сильных ударных волн через вещество углистых хондритов. О генетических взаимосвязях между этими двумя типами метеоритов свидетельствуют структура, сходство и отличие по минеральному составу, обогащенность углеродом, сходство по изотопному составу общего [  $^{13}C$  и  $O$  ].

Рассмотрим минеральный и химический состав уреилитов и углистых хондритов - переходы минеральных фаз и изменения химического состава в уреилитах по сравнению с углистыми хондритами, которые могли иметь место при прохождении через вещество углистых хондритов ударных волн при  $P = 300 + 600$  кбар, когда из углеродистого вещества углистых хондритов кристаллизовались алмазы уреилитов [12].

Из табл. I, где сопоставлен фазовый состав углистых хондритов и уреилитов, видно, что минеральный состав уреилитов можно объяснить воздействием сверхвысоких давлений на вещество уреилитов в открытой системе космического пространства, когда образующиеся легколетучие соединения при повышении температуры (что неизбежно при сверхвысоком динамическом давлении, аналогичном взрыву) должны были отгоняться из сферы реакции. При воздействии ударных волн должны иметь место дегидратация хлорит-серпентиновых минералов углистых хондритов, переход ортопироксенов (характерных для углистых хондритов) в клинопироксены уреилитов, восстановление магнетита в присутствии углерода, возникновение новообразований (NiCr состава), разрушение "низкотемпературных" минераль-

\*Однако углерод алмаза по сравнению с углеродом полимерного вещества по изотопному составу утяжелен. Возможность фракционирования изотопов углерода, обогащение тяжелым изотопом  $^{13}C$ , при синтезе алмаза в определенных условиях показана экспериментально [24].

Вероятные переходы вещества углистых хондритов  
в вещество уреилитов при воздействии ударных волн

Ф а з ы	Углистые хондриты	Уреилиты
	$Ol + Chl$	$\longrightarrow Ol + H_2O \uparrow$
Силикаты и металлсодер- жащие фазы	$Pu_o$	$\longrightarrow Pu_k$
	$NiFe + NiFe_2O_4$	$\xrightarrow{(C)} NiFe + [Fe(CO)_3, Ni(CO)_4, Co(CO)_4] \uparrow$
	$NiFe + FeS + (Fe, Ni)_9S_8 + FeCr_2O_4$	$\longrightarrow \frac{NiFe + FeS + FeCr_2O_4 + NiCr}{+ NiCr}$
<hr/>		
	$CO_3^{2-}$	$\longrightarrow CO_2 \uparrow$
	$S^0, SO_4^{2-}$	$\longrightarrow SO_2 \uparrow$
Фазы, содер- жащие легко- летучие эле- менты	$NH_4^+$	$\longrightarrow NH_3 \uparrow$
	$C_n H_{2n+x} + C_n H_m O_4$	$\longrightarrow \frac{C_n H_{2n-2}, C_n H_m O_4}{+ C_n H_m O_4} \uparrow$
	$C_{полим}$	$\longrightarrow \frac{C_ч + C_{зр} + C_{алт} + C_{лон}}{(+ H, + N)}$

Примечание. Минеральные фазы, слагающие вещество уреилитов, подчеркнуты.

ных составляющих углистых хондритов, перекристаллизация углеродистого вещества углистых хондритов через гексагональный углерод (чаоит) и графит до алмаза + гексагонального алмаза (донсдейлита). Все эти переходы для каждой фазы в отдельности известны из физики высоких давлений, а для ряда фаз - из петрологии.

Поскольку сильные ударные волны, как известно, инициируют химические реакции, то следует ожидать, что образующиеся легколетучие соединения в процессе возгонки будут реагировать друг с другом и некоторыми минеральными фазами, в результате чего должна наблюдаться потеря ряда химических элементов, вступающих в транспортные реакции. Другими словами, изменение минерального состава должно сопровождаться изменением химического состава.

Т а б л и ц а 2

Сопоставление химического состава углистого хондрита Мигей с уреилитами Новый Урей и Goalpara

Химический элемент	Содержание в углистом хондрите Мигей, вес. %	Содержание в уреилите Новый Урей, вес. %	Изменение содержания в метеорите Новый Урей по сравнению с Мигей, %	Содержание в уреилите Goalpara, вес. %	Изменение содержания в метеорите Goalpara по сравнению с Мигей, %
Mg	11,73	22,23	+ 10,50	22,02	+ 10,29
Cr	0,24	0,47	+ 0,23	0,64	+ 0,40
Mn	0,16	0,31	+ 0,15	0,31	+ 0,15
-----					
Pi	0,05	0,08	+ 0,03	0,07	+ 0,02
Si	12,98	18,57	+ 5,59	19,06	+ 6,08
-----					
Сумма	25,16	41,66	+ 16,5	42,10	+ 16,9
-----					
Fe <sub>обц</sub>	21,24	15,64	- 5,60	16,40	- 4,84
Ni	1,20	0,12	- 1,08	0,09	- 1,11
Co	0,05	0,05	0	0,01	- 0,04
Ca	1,18	0,57	- 0,61	0,31	- 0,87
Al	1,14	0,26	- 0,88	0,47	- 0,67
P	0,13	0,04	- 0,07	0,03	- 0,10
Na	0,47	0,13	- 0,34	0,05	- 0,42
K	0,04	0,03	- 0,01	0,006	- 0,034
-----					
O	41,81	38,69	- 3,12	38,35	- 3,46
S	3,66	0,58	- 3,08	0,61	- 3,05
H	1,44	-	- 1,44	-	- 1,44
C	2,48	2,23	- 0,25	1,54	- 0,94
-----					
Сумма	74,84	58,41	- 16,5	57,87	- 16,9

В табл. 2 сопоставляется химический состав углистого хондрита Мигей (отвечающего среднему химическому составу углистых хондритов II типа) и уреилитов двух типов - метеоритов Новый Урей и Goalpara - по данным химических анализов [ 25 ]. Из табл. 2 видно, что по сравнению с метеоритом Мигей метеорит Новый Урей потерял 16,5% вещества, метеорит Goalpara - 16,9%. Это вещество при воздействии динамических давлений могло быть вынесено в виде легколетучих соединений в космический вакуум (следы вероятных трещин сжатия сохранились в уреилитах в виде вытянутых пустоток). Тогда оставшиеся 83% от первоначального и представляет вещество уреилитов. Принимая это, можно ориентировочно оценить вынесенное количество по каждому химическому элементу (табл. 2, 3).

Таблица 3

Вынос вещества при транспортных реакциях из уреилитов  
Новый Урей и Gosalpara (по сравнению с углистым  
хондритом Мигеи)

Химический элемент	Вынесено из метеорита Новый Урей			Вынесено из метеорита Gosalpara		
	абсолютное количество, %	% от первоначального содержания	% от вынесенной суммы	абсолютное количество, %	% от первоначального содержания	% от вынесенной суммы
Элемент, выносимый при транспортных реакциях						
$Fe_{обц}$	5,60	26	34	4,84	23	28
$Fe_{мет}$	-	88	-	-	76	-
Ni	1,08	90	6	1,11	92	6
Co	-	-	-	0,04	80	0,2
Ca	0,61	50	4	0,87	73	5
Al	0,88	80	5	0,67	59	3
P	0,07	54	0,4	0,10	80	0,5
Na	0,34	70	2	0,42	90	3
K	0,01	25	0,06	0,034	85	0,2
Сумма	8,59		51,5	7,88		46

## Летучий элемент (носители)

O	3,12	7	19	3,46	8	20
S	3,08	80	20	3,05	83	18
H	1,44	100	8	1,44	100	10
C	0,25	10	1,5	0,94	38	6
Сумма	7,89		48,5	8,89		54

Относительное содержание тугоплавких Mg, Cr, Mn в уреилитах, приведенное к их первоначальному содержанию в углистых хондритах практически одинаково. Они входят почти целиком в состав силикатов и как известно почти не образуют низкокипящих соединений. Небольшой дефицит Si и Ti (хотя их соотношение не меняется, табл. 4) в уреилитах по сравнению с первоначальными углистыми хондритами может объясняться образованием и выносом галогенидов этих элементов, температура кипения которых (а также других соединений) приведена по справочным данным (P = 1 атм) в табл. 5 (в метеорите Мигеи содержится 0,02 % F, 0,05 % Cl, а также 0,13% N). Образование этих соединений в небольшом коли-

Соотношение химических элементов (по группам летучести, приведенным в табл. 2) в углистых хондритах и уреилитах

Метеорит	Mg / Cr	Si / Ti	Cr / Ni	C / O
Orgueil (I тип)	42	239	0,22	0,07
Мигей (II тип)	49	259	0,20	0,06
Грозная (III тип)	44	207	0,25	0,03
Новый Урей (I тип)	47	232	4	0,06
Duvalpur (I тип)	36	178	5	0,07
Goalpara (II тип)	34	272	7	0,04

честве возможно происходило в процессе дегидратации и частичного разложения водных силикатов, содержащих 0,09 % Ti [26].

Сидерофильные Fe, Ni (и Co), входившие первоначально в состав металлсодержащих фаз (никелистое железо, сульфиды и др.), при воздействии ударных волн в значительной степени (~90%) потеряны, вероятно, в составе низкокипящих карбониллов (табл. 5). Fe был главным компонентом из всех нелетучих элементов в составе вынесенных паров (табл. 3). О потере Ni может свидетельствовать также высокое отношение Cr / Ni (табл. 4).

Вынесенное количество Fe и Ni может служить дополнительной проверкой данных подсчетов. Условно примем все Fe, кроме силикатного, в метеорите Мигей за "NiFe"; содержание Ni в метеорите составляет 1,20%, т.е. содержание Ni в "NiFe" равно 19%. Для уреилитов I типа в составе паров содержание Ni в "NiFe" в метеорите Новый Урей равно 19 и 17%, в уреилите Duvalpur - 10 и 10%; в уреилите Goalpara (II тип) - 23 и 21% (табл. 3), т.е. с учетом точности химического анализа, относительной точности выбора первоначального вещества и при равновесных условиях сходимость достаточно хорошая.

Другие элементы (Ca, Al, P, Na, K) при воздействии ударных волн вынесены в количестве 25 - 90% от первоначального содержания (табл. 3). В углистом хондрите Мигей они входят в состав сульфатов (Ca, Na), карбонатов (Ca), хлорит-серпентиновых минералов (Ca, Al), ромбического пироксена (Ca, Al, Na, K); в уреилитах оставшаяся часть этих элементов входит в состав клинопироксена. При воздействии сверхвысоких динамических давлений эти элементы образуют ряд легколетучих соединений (возможные примеры их приведены в табл. 5). Из табл. 3 видно, что из

Т а б л и ц а 5  
Температуры кипения некоторых соединений

Элемент	Соединение	Температура кипения, °С	Элемент	Соединение	Температура кипения, °С
S	$S_2$	445	Fe	$Fe(CO)_5$	103
	$H_2S$	- 60,8		$FeCl_3$	320
	$SO_2$	45		$FeSO_4 \cdot 7H_2O$	300
H	$H_2$	-252,8	Ni	$Ni(CO)_4$	-43
	$H_2O$	100		$Ni(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$	137
	$H_2O_2$	80	Co	$[Co(CO)_4]_2$	51
C	CO	-190	Ca	галогениды	700-800
	$CO_2$	- 78,5	Al	$Al_2(SO_4)_3 \cdot (NH_4)_2SO_4$	200
	COС	- 50		$24H_2O$	
N	$NH_3$	- 33,5	P	$P_2O_5$	347 (возг.)
	HСN	25,6		$P_4S_3$	407
	$NH_4OH$	130 (возг.)	PCL <sub>5</sub>		160 (возг.)
	$NH_4Cl$	338 (возг.)			400
Cl	$ClO_2$	10	Na	$NaNH_2$	137
				$Na(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$	
F	$F_2O$	-145	K	$KNH_2$	335 (под давл.)
Ti	$TiF_2$	284		$K_2S \cdot 5H_2O$	150
	$TiCl_4$	136		$KH(C_2H_3O_2)_2$	200 (разл.)
Si	$SiH_4$	-112			
	$SiF_4$	- 65			
	$SiCl_4$	57,6			

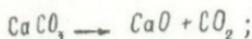
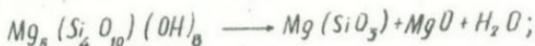
уреилита Goslpara этих химических элементов, а также легколетучих элементов вынесено больше, чем из метеорита Новый Урей. Это согласуется с минералогическими оценками, свидетельствующими о том, что уреилит Goslpara претерпел воздействие более высоких динамических давлений, чем метеорит Новый Урей [12]. Данные, приведенные в табл. 2, 3, 5, позволяют считать, что температура при воздействии сверхвысоких динамических давлений во время образования уреилитов вряд ли достигала 1000°С. При этих условиях возможна сохранность в уреилитах первичных редких газов, адсорбированных на большой поверхности микрочастиц углерода, как это показано для углеродистых включений железного метеорита Saloya Diablo [27].

Таким образом, при сравнительно кратковременном воздействии ударных волн вещество углистых хондритов, первоначальное для уреилитов, должно было испытывать ряд физико-химических изменений.

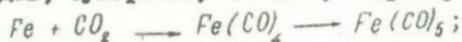
1. Возгонка присутствующих в метеоритном веществе  $S_2$ ,  $CO_2$ ,  $NH_4Cl$ .

2. Образование и вынос газообразных соединений  $H_2S$ ,  $SO_3$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $NH_3$ ,  $HCN$ .

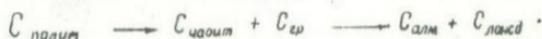
3. Дегидратация хлорит-серпентиновых минералов, разложение минеральных составляющих, восстановление магнетита, переходы фаз, например:



4. Образование и возгонка карбониллов, галогенидов, цианидов, дисульфидов, сульфатов, окислов, например:



5. Разложение и вынос относительно низкомолекулярных органических соединений. Перекристаллизация полимерного углеродистого вещества и образование алмаза



Приведенные выше подсчеты позволяют получить некоторое представление о количественном балансе вещества рассмотренной сложной природной неравновесной системы, в которой при воздействии ударных волн кристаллизовались алмазы.

О происхождении тектитов. При рассмотрении природы межзвездных пылеватых частиц возникает вопрос о происхождении тектитов, поскольку, как считают, межзвездные облака содержат, кроме углеродистых, также Si-содержащие частицы.

На рассматривая этой сложной проблемы, отметим несколько особенностей тектитов.

1. Определения возраста тектитов, сделанные K-Ar-методом или методом треков деления, свидетельствуют о сходстве возраста тектитов и горных пород соответствующих кратеров (в  $10^6$  лет): австралиты, индошниты и др. (0,61) - Маунт Дарвин, Тасмания (0,65);

тектиты Берега Слоновой Кости (I,3) — кратер Босумтви, Гана (I,3); молдавиты (I4,7) — кратер Рис, ФРГ (I4,8); бедиазиты (34,2) — Клируотер, Канада (35,5) [ 28 ]. Это может свидетельствовать о взаимосвязи во времени образования тектитов и соответствующих кратеров. Поэтому вероятно, что с крупными кратерами (например, Попигайским в Сибири) представляется возможным обнаружить ассоциирующиеся с ним поля рассеяния тектитов.

2.  $SiO_2$ -состав тектитов свидетельствует о преобладании Si и в исходном для них веществе.

3. Форма и вещественный состав тектитного вещества свидетельствуют об образовании этих стеклянных тел в результате нагревания при сверхвысоких давлениях (присутствие коэсита в тектитах, желательны также поиски стишовита в них; сравнительно с остеклованными импактитами Аризонского кратера).

4. Расплавление вещества при формировании тектитов сопровождалось фракционированием химических элементов. Повышенная величина  $Cr/Ni$  в них также свидетельствует об этом.

5. Отсутствие в тектитах космогенных изотопов  $Be^{10}$ ,  $Al^{26}$  и др. (их присутствие, отмечавшееся раньше, не достоверно).

Одна из особенностей тектитов — наличие в них органических соединений. Эти вещества отличаются от органических соединений горных пород [ 29 ]. В тектитах, по результатам масс-спектрометрического анализа [ 30 ], они представлены сложной смесью парафинов, ароматическими углеводородами (бензол, нафталин), спиртами, ацетиленом и другими и отличаются от органических соединений углистых хондритов по составу и более низким содержанием. Автор статьи исследовал органические соединения в предоставленном Л.Г. Кваша образце молдавита-влтавина (Ю. Чехия, Врабче) весом 2,2 г. Чистая внутренняя, не контаминированная поверхностным материалом, часть образца содержала 0,0006% органических соединений, представленных главным образом углеводородами. Это вещество по характеру люминесценции несколько напоминает углеводороды в урейлитах [ 12 ], образованные, вероятно, при воздействии ударных волн.

Перечисленные выше и другие особенности тектитов свидетельствуют о том, что они образовались в результате взрыва (при ударе космического тела о Землю), который сопровождался выбросом, расплавлением и фракционированием вещества. Высокие температуры, необходимые для этого (как можно оценить, например, по явлениям

меньшей перекристаллизации в импактатах Арizonского кратера), могли быть обусловлены взрывом при ударе о Землю, вероятнее всего, кометы, содержащей реакционноспособные соединения. Достаточно вспомнить даже глобальное распыление вещества при Тунгусском падении. Кометы же, имеющие параболический характер орбит и галактическое происхождение, могут иметь Si-содержащие межзвездные частицы. Косвенно подтверждает возможную связь комет с образованием тектитов отмечавшаяся иногда связь комет и метеорных потоков. Следовательно, вещество тектитов может быть смешанным и фракционированным веществом горных пород + веществом головы кометы. Это согласуется с известной идеей С.Р. Тейлора и заключениями И.Е. Старика с соавт. [31] по изотопному составу Pb о смешанном происхождении тектитов, а также может подтверждаться экспериментальными наблюдениями В.В. Вдовенко с соавт. [32], которые в продуктах сверхмощных наземных взрывов нашли гранулы, по форме, внешнему виду, структуре, физическим свойствам и химическому составу сходные с тектитами.

О возможности нахождения межзвездных частиц углерода на земной поверхности. Межзвездные пылеватые частицы углерода в виде продуктов дезинтеграции кометных ядер могут поступать на поверхность планет. В земных условиях поиски таких частиц представляются наиболее перспективными в слабо загрязненных районах Антарктиды [33]. Углерод в составе органического вещества во льдах Антарктиды присутствует. Автор статьи исследовал предоставленный В.Д. Виленским чистый образец (10 x 10 x 10 см) антарктического очень плотного льда со станции Молодежная. В ультрафиолетовом свете ( $\lambda = 365$  нм) отчетливо видна голубая люминесценция слоев шириной 5 - 10 мм, обусловленная главным образом неоднородностями кристаллической структуры льда. В разных участках найдено содержание органического вещества в количестве 0,05 - 0,10 мг/кг. В остатках после выпаривания найдены тонкие частицы, среди них - хлопьевидные, черного цвета.

#### Л и т е р а т у р а

1. Borg K. Graphite as interstellar matter. - Nature, 1967, v.215, 145.
2. Saslaw W.C., Gaustad J.E. Interstellar dust and diamonds. - Nature, 1969, v.221, 160.
3. Wickramasinghe N.C. Interstellar dust and diamonds. - Nature, 1969, v.222, 154.

4. Wickramasinghe N.C. Interstellar polarization by graphite-silicate grain mixtures. - Nature, 1969, v.224, 656.
5. Wickramasinghe N.C., Nandy K. Interstellar extinction by graphite, iron and silicate grains. - Nature, 1970, v.227, 51.
6. Gilra D.P. Composition of interstellar grains. - Nature, 1971, v.229, 237.
7. Wickramasinghe N.C. Small dust grains and the heating of HI clouds. - Nature, 1970, v.227, 587.
8. Donn B., Krishna Swamy K.S. On the question of interstellar diamonds. - Nature, 1969, v.224, 570.
9. Landau R. Diamonds and the interstellar extinction curve. - Nature, 1970, v.226, 924.
10. Вдовыкин Г.П. и др. - ДАН СССР, 1969, т.189, № 1.
11. Anders B. Interstellar molecules: formation in solar nebulae. - In: Proceedings of sympos. on interstellar molecules. Ed. M.A. Gordon, 1971.
12. Вдовыкин Г.П. Углеродистое вещество метеоритов (органические соединения, алмазы, графит). "Наука", М., 1967.
13. Vdovykin G.P. Interstellar dust and aromatic carbon. - Nature, 1970, v.225, 254.
14. Buhl D. Chemical constituents of interstellar clouds. Nature, 1971, v.234, 332.
15. Rank D.M., Townes C.T., Welch W.J. Interstellar molecules and dense clouds. - Science, 1971, v.174, 1083.
16. Виноградов А.П., Вдовыкин Г.П. Синтез аминокислот облучением протонами смесей газов с аммиаком и элементарным азотом. - Геохимия, 1969, № 9.
17. Wollin G., Ericson D.B. Amino - acid synthesis from gases detected in interstellar space. - Nature, 1971, v.233, 615.
18. Sagan C., Khare B.N. Long - wavelength ultraviolet photoproduction of amino acids on the primitive Earth. - Science, 1971, v.173, 417.
19. Fox S.W., Windsor C.R. Synthesis of amino acids by the heating of formaldehyde and ammonia. - Science, 1970, v.170, 984.
20. Urey H.C. Diamonds meteorites and the origin of the solar system. - Astrophys. J., 1956, v.124, N 3.
21. Ninninger H.H. Arizona's meteorite crater. Arizona, 1956.
22. De Carli P.S., Jamieson J.C. Formation of diamond by explosive shock. - Science, 1961, v.133, N 3467.
23. Vdovykin G.P. Ureilites. - Space Science Reviews, 1970, v.10, N 4.
24. Федосеев Д.В. и др. О фракционировании изотопов углерода при синтезе алмаза из газа. - Письма ЖЭТФ, 1971, 14.
25. Wiik H.B. On regular discontinuities in the composition of meteorites. Soc. Sci. Fennica, Comment. Phys. - Mathem., 1969, v.34, N 13.

26. DuFresne E.R., Anders E. On the chemical evolution of the carbonaceous chondrites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1962, v.26, 1085.
27. Alexander E.C., Manuel O.K. Xenon in the inclusions of Canyon Diablo and Toluca iron meteorites. - *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1968, v.4, N 2.
28. McCall G.J.H. Tektites - the conflict of evidence. - *Planetarium Magazine*, 1968.
29. Петерсилье И.А. и др. Битуминозное вещество в тектитах. - *Геохимия*, 1967, № 4.
30. Muenow D.W., Steck S.J., Margrave J.L. Mass spectrometric evidence for organic constituents in tektites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, v.35, N 10.
31. Старик И.Е. и др. К вопросу о происхождении тектитов. - *Метеоритика*, 1962, 22.
32. Вдовенко В.М. и др. Об искусственных аналогах тектитов. - *Радиохимия*, 1968, № 6.
33. Вдовыкин Г.П. Метеорит Каньон-Дьябло. "Наука", М., 1971.

# СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие .....	3
Н.П. Семенов. Проблема космического вещества в земной коре.....	5
Э.В. Собонович. Космическая пыль .....	9
М.И. Жилкина, С.И. Рыбалко, Э.В. Собонович. Минералогический состав атмосферной пыли .....	20
Э.В. Собонович, Н.Н. Ковалух, Э.Я. Жовинский, Е.Ф. Шнюков. Космическое вещество в океанических осадках .....	26
В.Д. Виленский. Распределение по размерам стеклянных сферических микрочастиц из ледникового покрова Антарктиды .....	30
В.Н. Костров, В.Г. Потапов, А.С. Кривохатский. Космические микрообразования в каменной соли .....	39
А.Я. Крылов, Ю.И. Силин, Т.А. Мазина. Некоторые геохимические критерии космогенности горных пород. ....	46
Ю.А. Полканов, Э.А. Витриченко. Алмазы в россыпях .....	54
Н.В. Васильев, Ю.А. Львов, Ю.А. Гришин, Б.И. Вронский, Г.И. Иванова, Т.А. Менянцева, П.П. Ваулин, С.Н. Грязнова. Поиски вещества Тунгусского метеорита в торфах района между-речья Подкаменной и Нижней Тунгусок.....	60
Ю.Р. Беккер, Л.С. Миронова, Л.Н. Михайловская, А.И. Кукушкин. Распространение металлических сфер в докембрийских и палеозойских толщах Урала и их минералогический состав ...	69
Э.В. Собонович, С.И. Рыбалко, В.А. Савченко. Взвеси талых вод ледника Алибек .....	79
В.Е. Ветштейн, А.Г. Мирошниченко, Э.В. Собонович. Содержание дейтерия и кислорода-18 в леднике Алибек .....	87
Ю.В. Кузнецов, Г.Н. Бонгаренко, Г.Н. Голубев. Радиоуглерод в леднике Гарабали .....	93
Н.Н. Ковалух, К.В. Федотов. Выделение радиоуглерода из металлической и силикатной фазы космического вещества .....	97

Ю.В. Кузнецов, В.К. Легин, А.Г. Хорошаилов, И.М. Цариковская, О.С. Цветков, М.М. Шац. К методике концентрирования космического вещества из ледниковых вод .....	100
А.Н. Елизарова, Ю.В. Кузнецов, В.К. Легин, О.С. Цветков, М.М. Шац, Ю.Г. Белявский. О радиоактивности атмосферной пыли, извлеченной из ледниковых вод .....	104
Л.И. Густова, В.Г. Жерехов, Н.В. Куценко, О.С. Цветков. Содержание взвешенных веществ и химический состав солевого фона некоторых ледников Кавказа .....	112
А.С. Кривохатский, Ю.А. Коровин, В.Г. Потапов. Об использовании гидроксида никеля как коллектора взвесей атмосферной пыли при выделении ее из водных растворов .....	121
Г.Н. Бондаренко, А.В. Смирнова, Т.И. Коромысличенко, Л.И. Густова, Ю.В. Кузнецов. Степень космогенности, минералогия и химический состав взвесей ледника Гарабаши .....	125
Н.С. Вардзелашвили, Г.Н. Бондаренко, Э.В. Собонович. Уран и торий в ледниковых взвесах .....	131
Е.М. Колесников, А.В. Фисенко, А.К. Лавружина. Комплексы приборов для измерения космогенных радиоактивных изотопов $A^{29}$ и $A^{27}$ .....	133
А.В. Касьянов. Вопросы использования тяжелых изотопов водорода в геофизических и космохимических исследованиях .....	146
А.К. Руденко, Ю.Г. Злесенко. Низкофоновая сцинтилляционная установка для изучения космогенного радиоуглерода .....	152
К.Н. Алексеева, Н.Н. Ковалих, А.В. Смирнова. Физические свойства и радиоуглерод в железных метеоритах .....	154
В.А. Смирнов. О количественном спектральном анализе метеоров. ....	159
Г.П. Вдовыкин. Межзвездный углерод и некоторые связанные с ним вопросы .....	164

## ПРОБЛЕМЫ КОСМОХИМИИ

Печатается по постановлению ученого совета  
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Л.А.Левчук  
Художественный редактор Н.И.Возный  
Технический редактор Р.Э.Хазирова  
Корректор А.Д.Полищук

---

БФ 03565. Зак. № 798. Изд. № 481И. Тираж 500. Бумага  
офс. № 2,60x84 1/16. Уч. изд. л. 11,91. Печ. физ. л. 11,25+  
+2,25 вкл. Усл.-печ. л. 12,8. Подписано к печати  
21.XII 1973 г. Цена 89 коп.

---

Издательство "Наукова думка". Киев, Репина, 3.

Киевская типография научной книги Республиканского  
производственного объединения "Полиграфкнига" Госком-  
издата УССР. Киев, Репина, 4.

ПРИЛОЖЕНИЕ

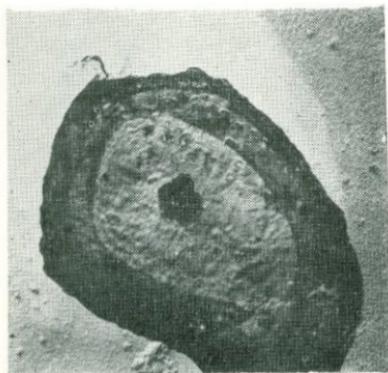


Рис. 1. Электронно-микроскопический снимок крупного овального обломка гидрослюды.  $\times 20\ 000$ .

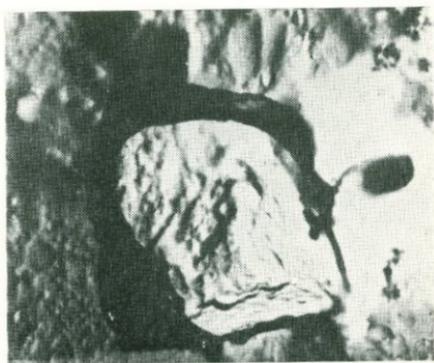


Рис. 2. Гидрослюды полуокатанные, без зональности и слоистости.  $\times 20\ 000$ .

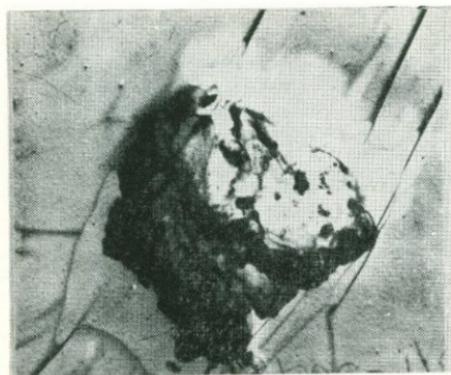


Рис. 3. Гидрослюды средних размеров с сильно корродированными краями.  $\times 12\ 000$ .

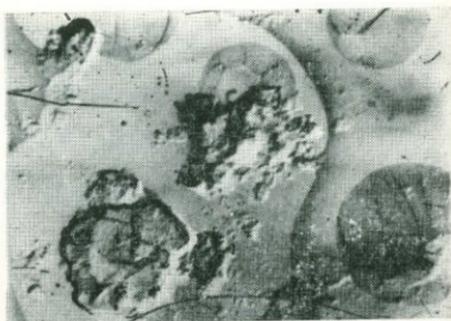


Рис. 4. Мелкие обломки гидрослюды и монтмориллонит.  $\times 15\ 000$ .

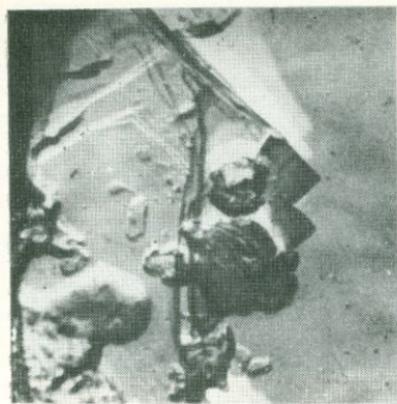


Рис. 5. Пластины слюд.  $\times 20\ 000$ .

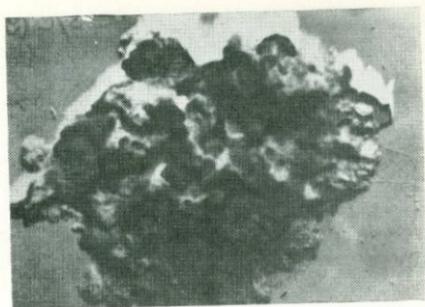


Рис. 6. Монтмориллонит бесформенный, пылеватый, хлопьевидный.  $\times 20\ 000$ .

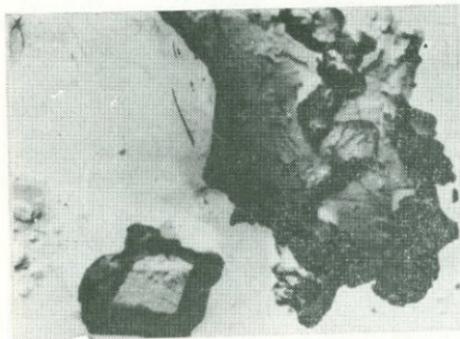


Рис. 7. Обломок кристалла полевого шпата и гидрослюды.  $\times 15\ 000$ .

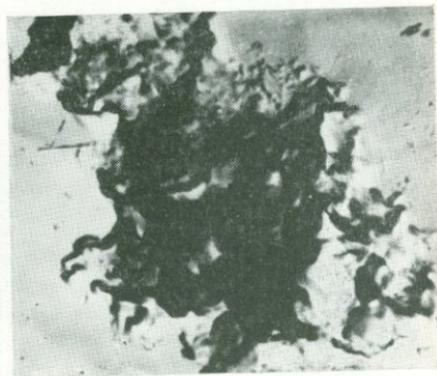


Рис. 8. Скопления гидроокислов железа.  $\times 15\ 000$ .

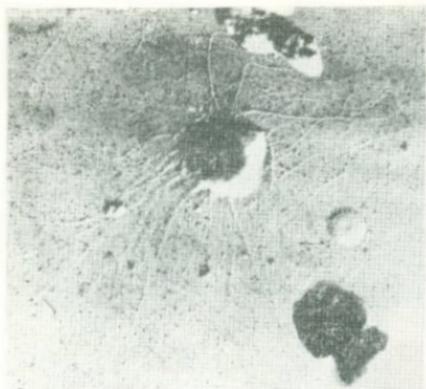


Рис. 9. Споры растений в атмосферных осадках.  $\times 12\ 000$ .

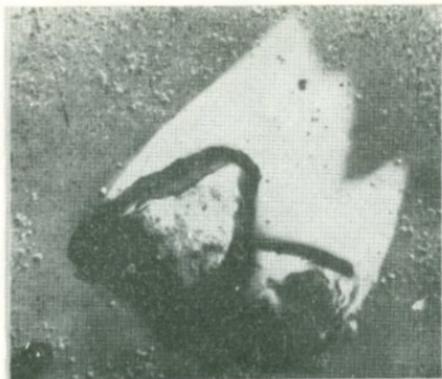


Рис. 10. Кристаллы тетраэдрической формы в атмосферных осадках.  $\times 20\ 000$ .

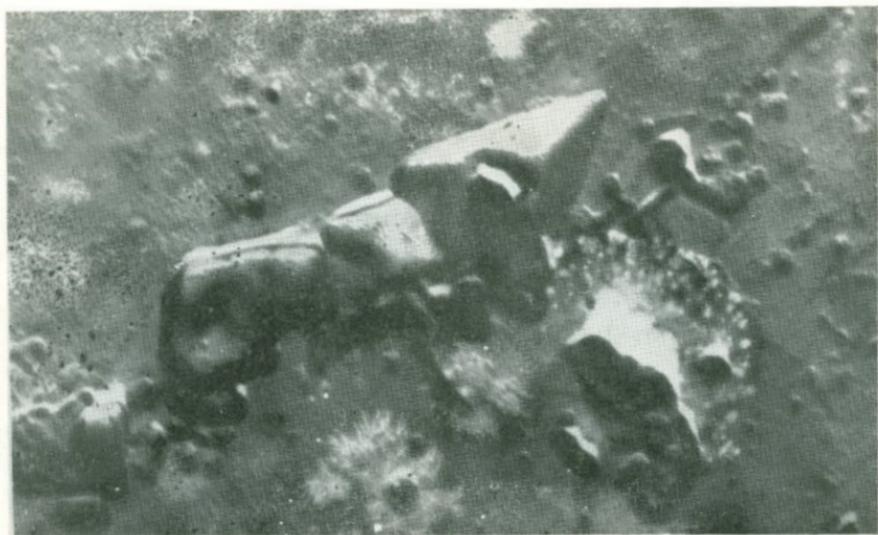


Рис. 11. Тетраэдры со сбитыми вершинами (ледник Алибек).  $\times 20\ 000$ .

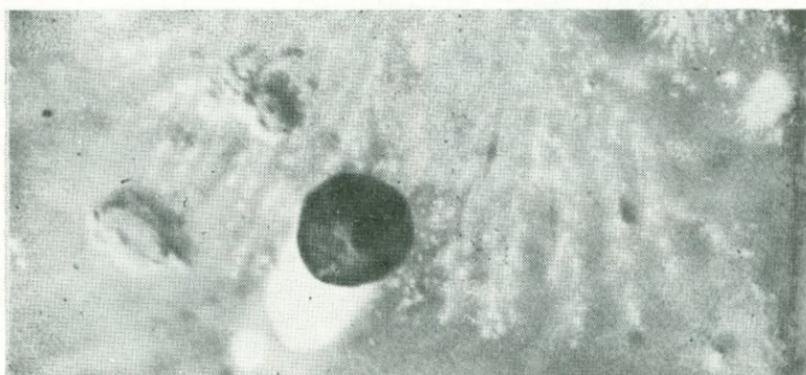
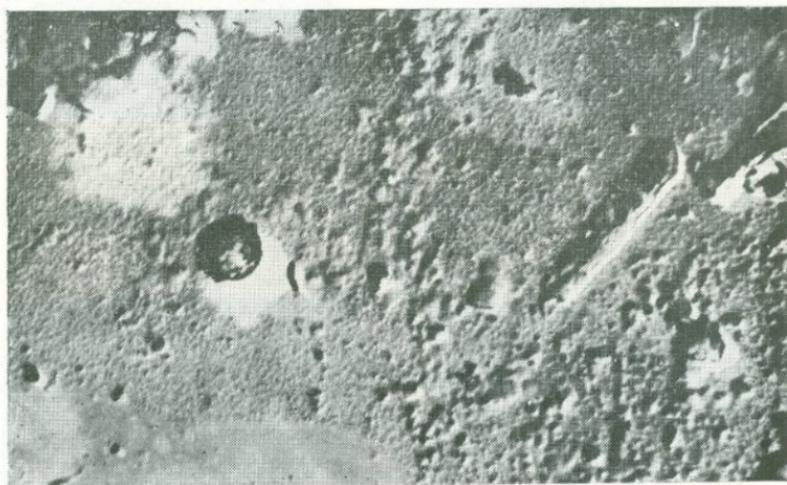
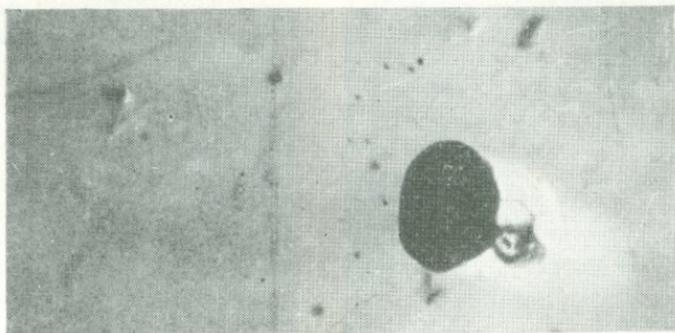
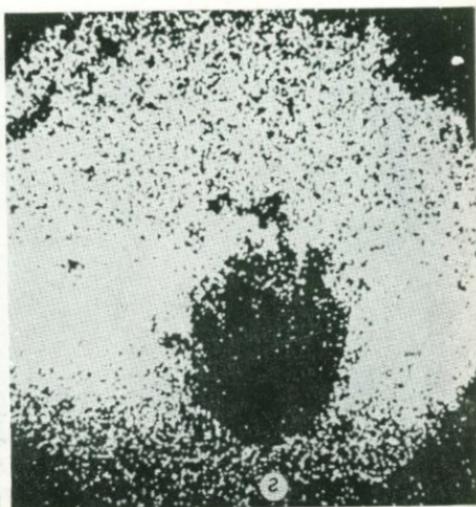
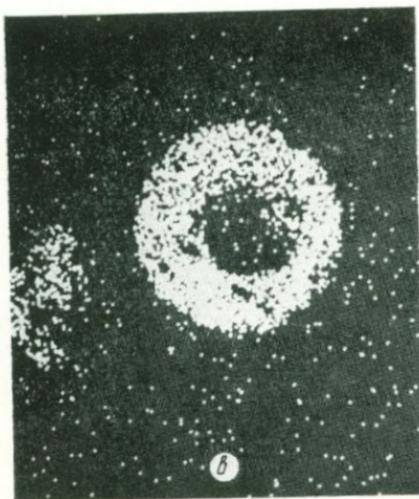
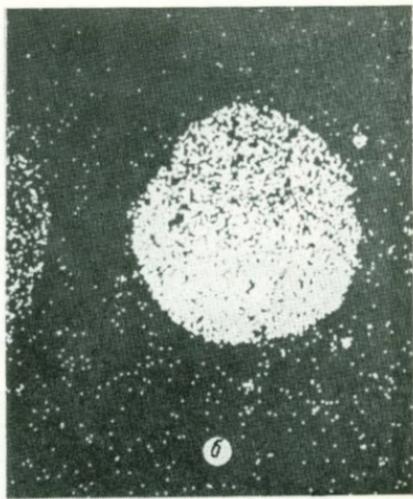
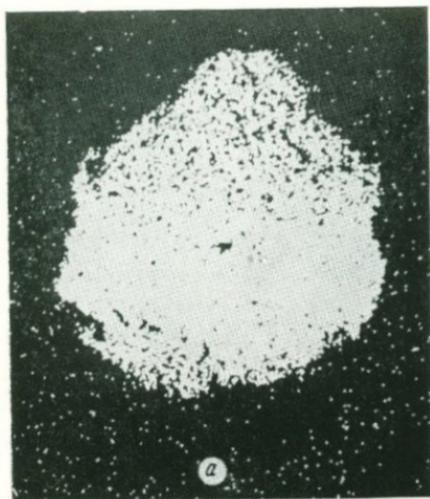


Рис. 12. Сферические частицы в атмосферных осадках.  $\times 20\ 000$ .



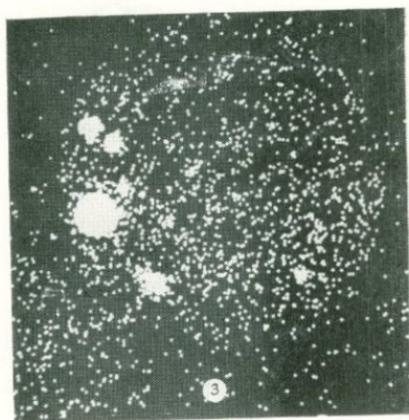
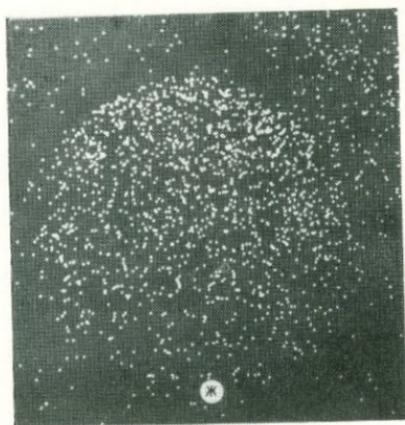
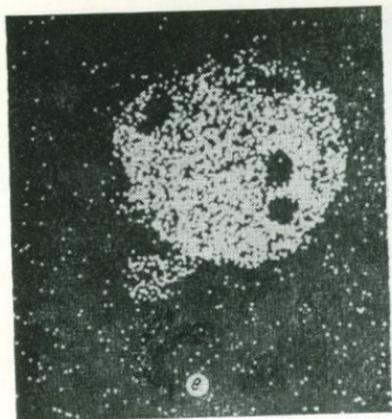
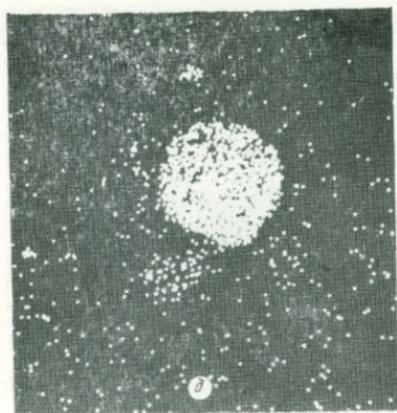


Рис. 13. Распределение элементов в сферических частицах атмосферных осадков.

*a, б* — частицы, полностью состоящие из железа; *в* — железистые сферические частицы с кристаллом в центре, содержащие 99% Fe; *г* — железистые сферические частицы с кристаллом в центре, содержащие 88% Fe, 11% — Mn; *д* — железисто-марганцевые сферические частицы, содержащие до 50% Fe, 27% Mn (распределение Fe); *е* — железисто-марганцевые сферические частицы, содержащие до 50% Fe, 27% Mn (распределение Mn); *ж* — железисто-марганцевые сферические частицы (распределение Mn); *з* — железисто-марганцевые сферические частицы (более светлые участки — мелкие включения чистого железа).

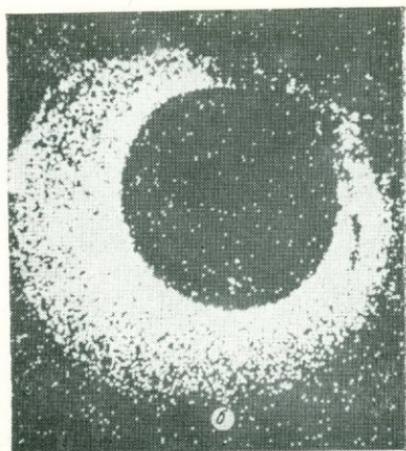
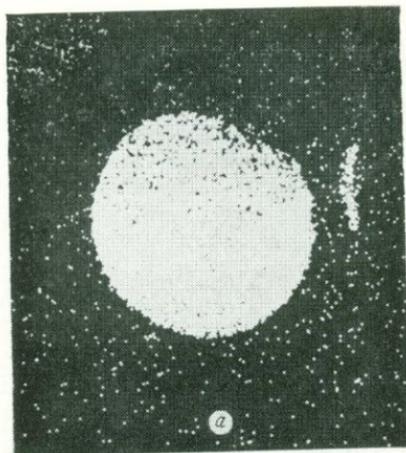


Рис. 14. Распределение элементов в одной сферической частице сложного строения:  
*a* — Fe (содержание 84%); *б* — Ca.

К ст. Э. В. Соболевича, Н. Н. Ковалюха, Э. Я. Жовинского,  
Е. Ф. Шнюкова «Космическое вещество в океанических осадках»

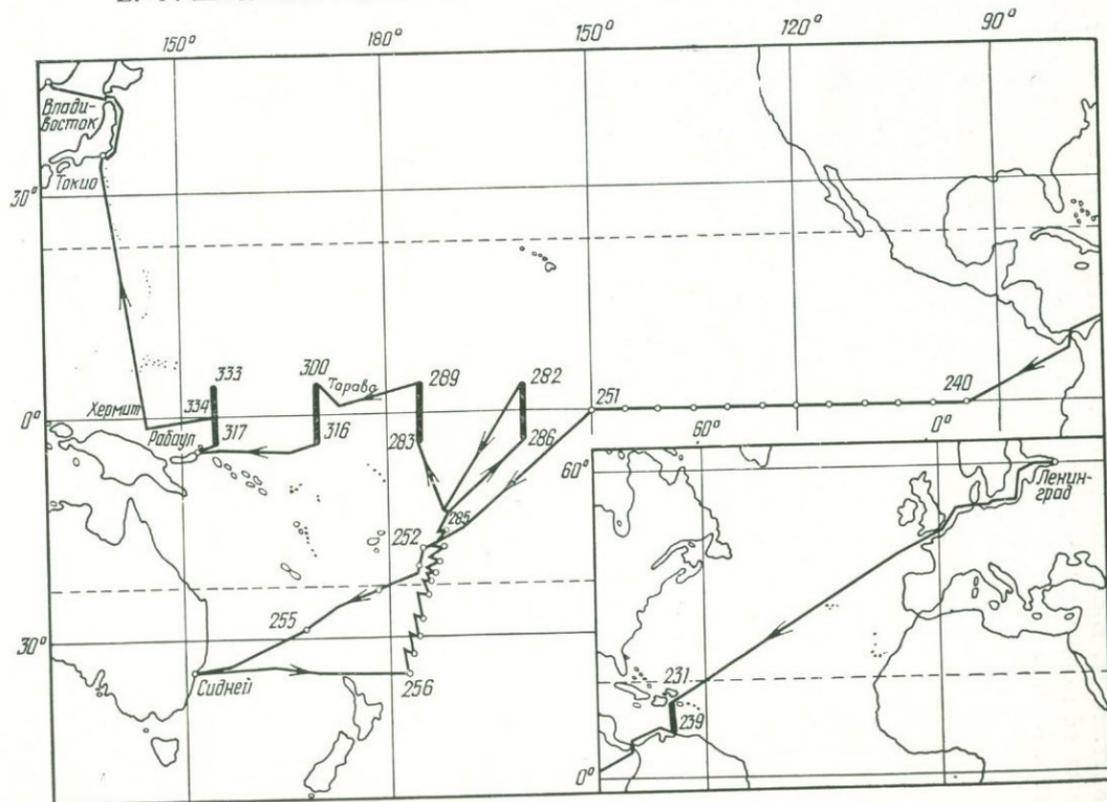


Схема маршрута IV рейса нис «Академик Вернадский».

К ст. В. Д. Виленского «Распределение по размерам стеклянных сферических микрочастиц из ледникового покрова Антарктиды».

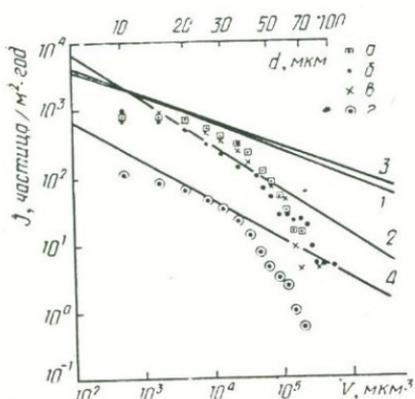


Рис. 1. Интенсивность выпадения стеклянных сферических микрочастиц в различных районах Антарктиды: а — Новолазаревская (1); б — Молодежная (2); в — Мирный (3); г — Восток (4).

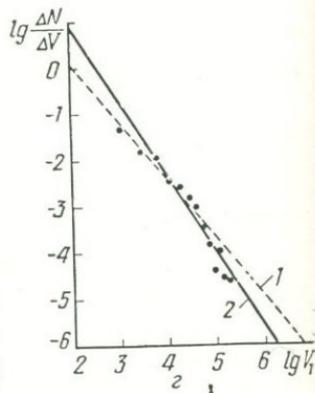
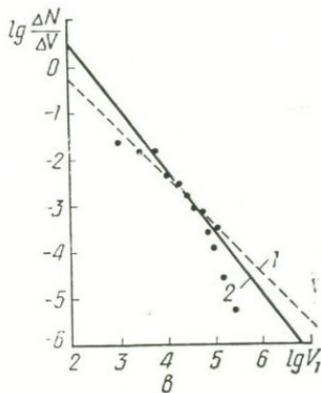
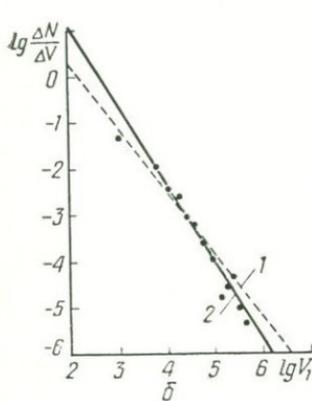
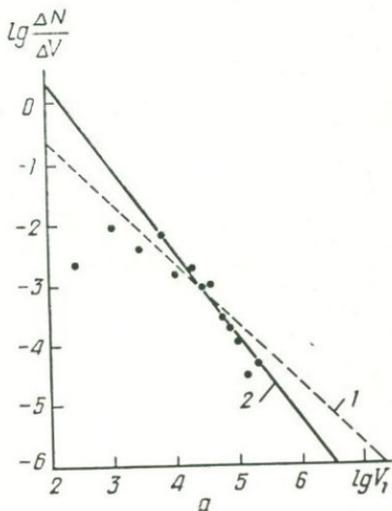


Рис. 2. Распределение по размерам стеклянных сферических микрочастиц из различных районов Антарктиды: 1 — нижняя граница диаметров частиц 10 мкм; 2 — нижняя граница диаметров частиц 20 мкм. а — Новолазаревская; б — Молодежная; в — Мирный; г — Восток.

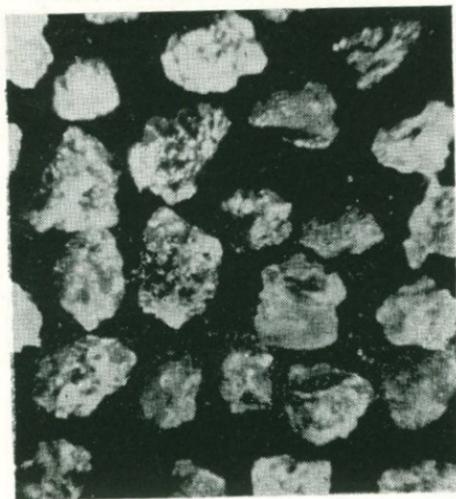


Рис. 1. Микроагрегатные темноокрашенные алмазы из неогеновых россыпей Украины (истинный размер зерен 0,2 мм).

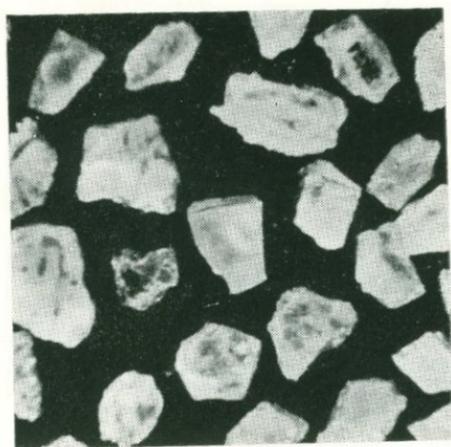


Рис. 2. Уплощенные деформированные «сланцеватые» алмазы с примесью лонсдейлита из неогеновых россыпей Украины (истинный размер зерен 0,2 мм).

К ст. Н. В. Васильева, Ю. А. Львова, Ю. А. Гришина, Б. И. Вронского, Г. И. Ивановой, Т. А. Менявцевой, П. П. Ваулина, С. Н. Грязновой «Поиски вещества Тунгусского метеорита в торфах района междуречья Подкаменной и Нижней Тунгусок»

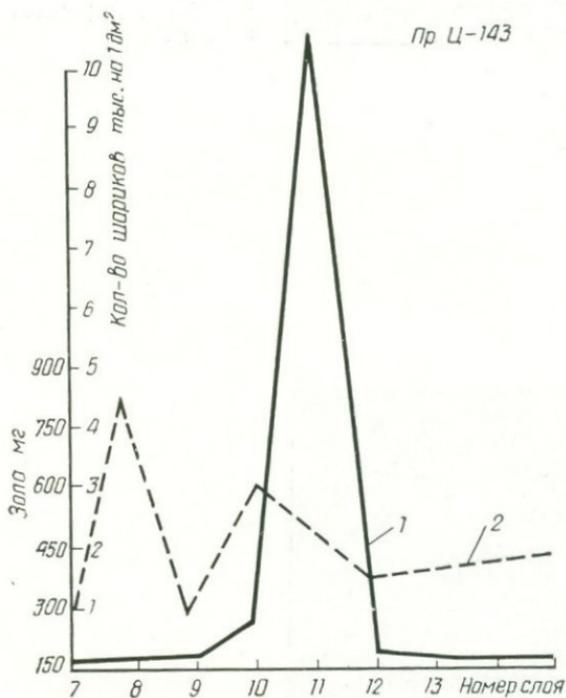


Рис. 1. Типичная кривая распределения числа шариков в различных слоях торфяной залежи в районе падения Тунгусского метеорита:

1 — шарики; 2 — зольность

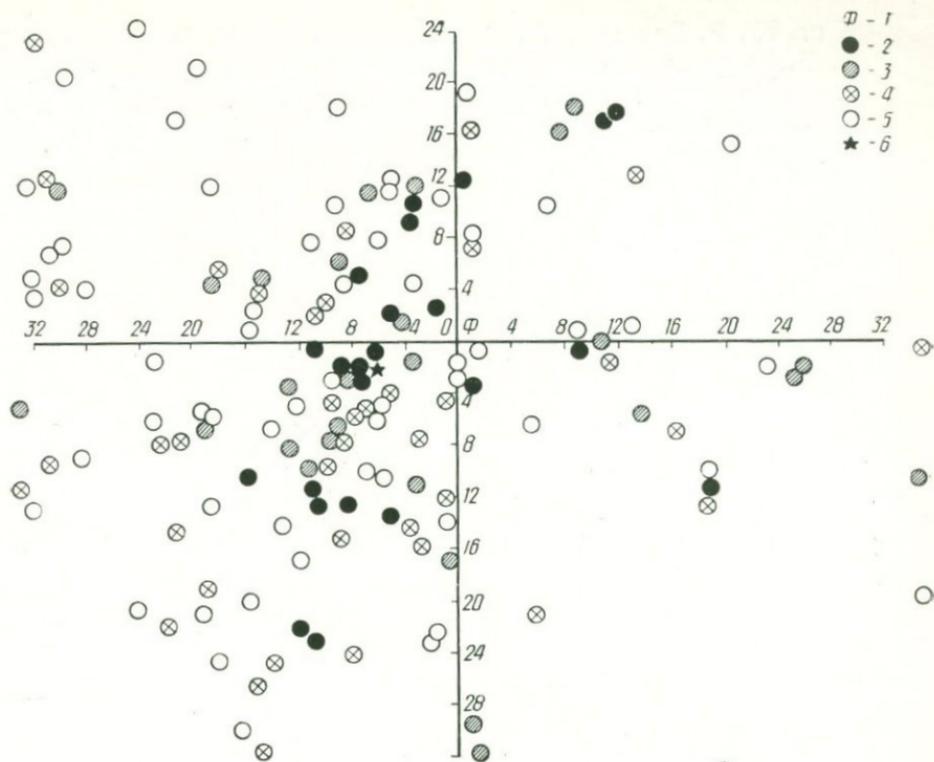


Рис. 2. Распределение по площади колонок, обогащенных силикатными сферами в слое 1908 г., в районе эпицентра Тунгусского взрыва:

1 — гора Фаррингтон; 2 — число шариков более 100 на  $1 \text{ дм}^2$ ; 3 — число шариков от 20 до 100 на  $1 \text{ дм}^2$ ; 4 — число шариков до 20 на  $1 \text{ дм}^2$ ; 5 — пробы, в которых шарики не найдены; 6 — точка района, в которой мысленное продолжение траектории, наклоненной к поверхности под углом в  $30\text{--}35^\circ$ , касается Земли. Шаг сетки — в одном делении 2 км.

К ст. Ю. Р. Беккера, Л. С. Мироновой, Л. Н. Михайловской, А. И. Кукушкина «Распространение металлических сфер в докембрийских и палеозойских толщах Урала и их минералогический состав».

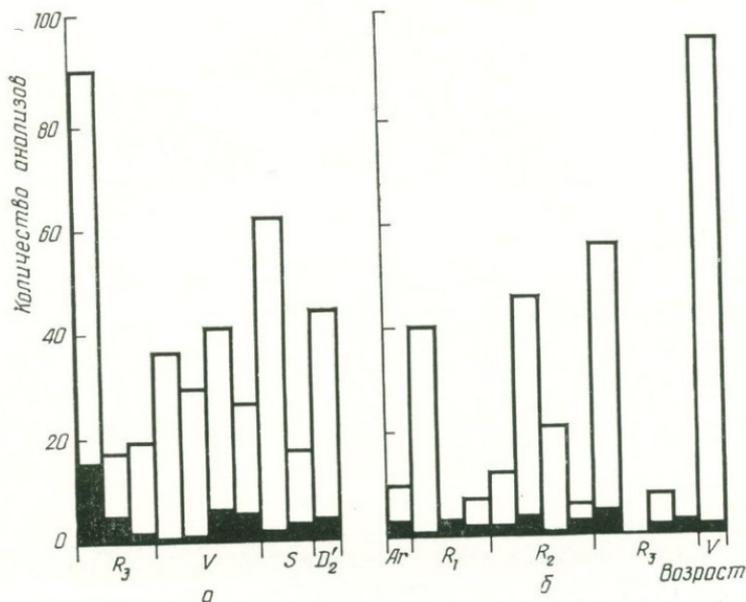


Рис. 1. Гистограмма частоты встречаемости проб с металлическими сферами по отношению к общему количеству проб из определенных стратиграфических горизонтов Северного (а) и Южного (б) Урала.

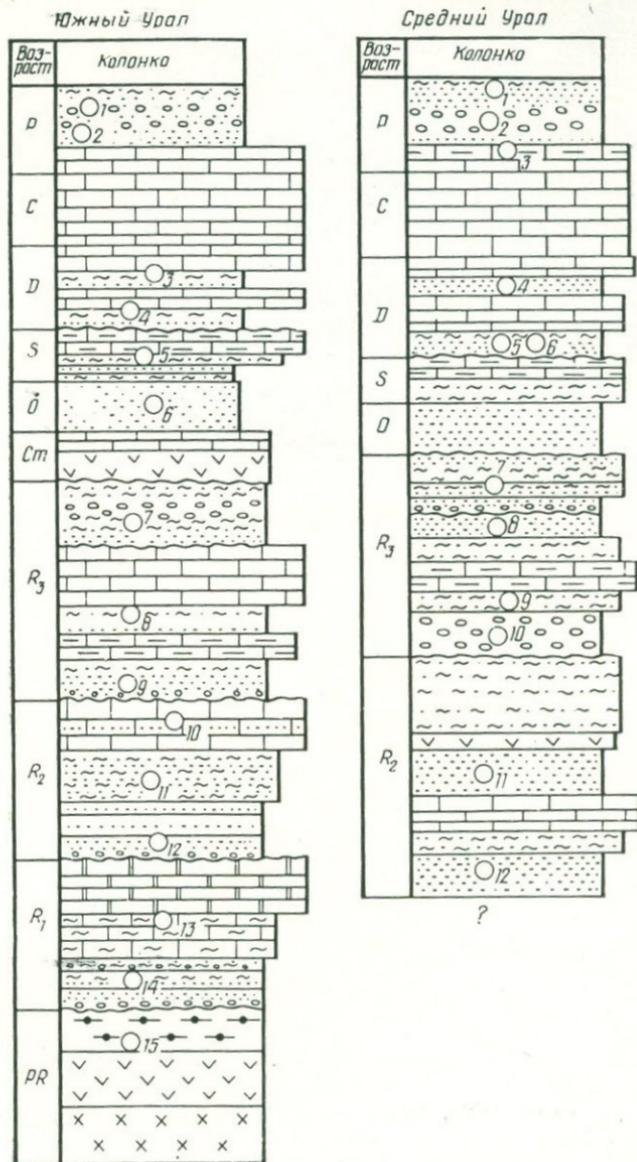


Рис. 2. Стратиграфическое положение основных местонахождений металлических сфер в разрезе древних толщ Южного и Среднего Урала.

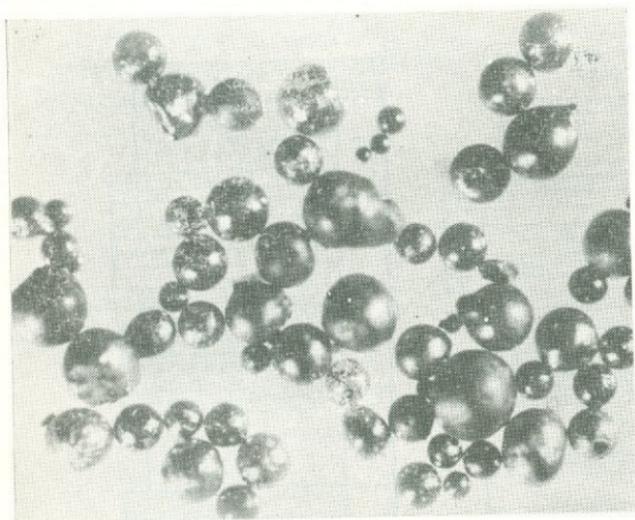


Рис. 3. Общий вид металлических сфер из девонских отложений Колво-Вишерского края.  $\times 30$ .

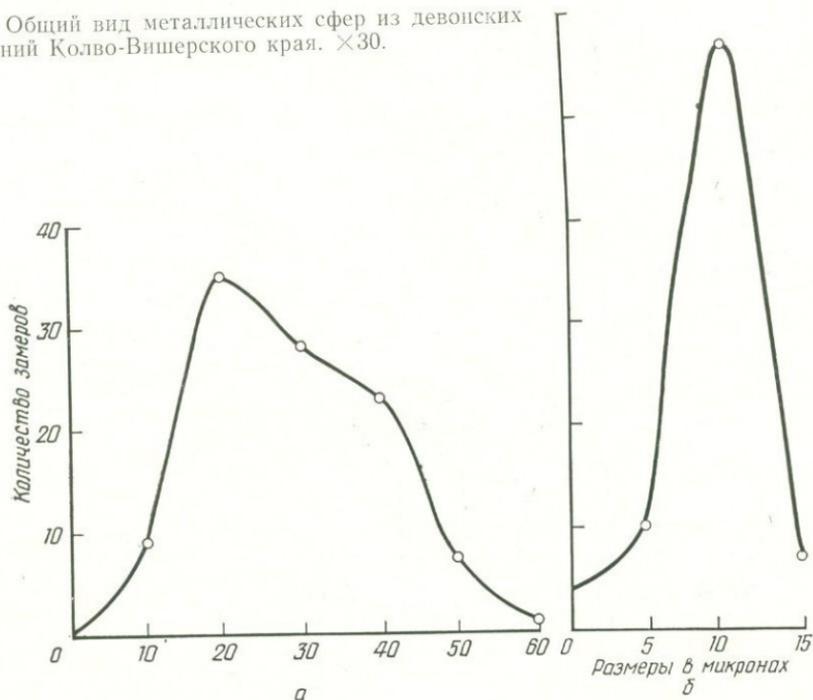


Рис. 4. Кривые распределения металлических сфер по размеру:  
*a* — Девонские сферы. Колво-Вишерский край; *б* — Протерозойские сферы. Средний рифей зигальгинская свита Южного Урала.

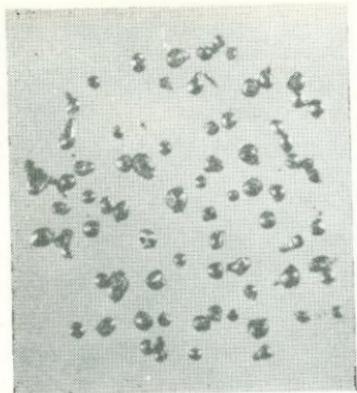


Рис. 5. Общий вид докембрийских металлических сфер Южного Урала. Зигальгинская свита среднего рифея.  $\times 50$ .

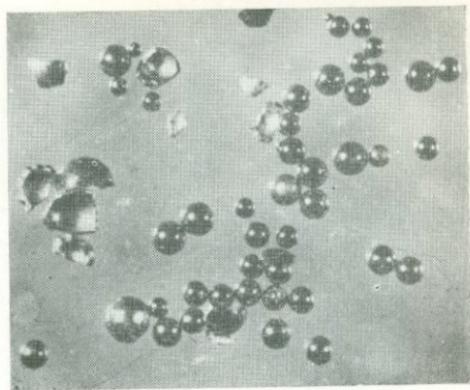


Рис. 6. Общий вид докембрийских металлических сфер Северного Урала. Кочешорская свита чурочной серни.  $\times 30$ .

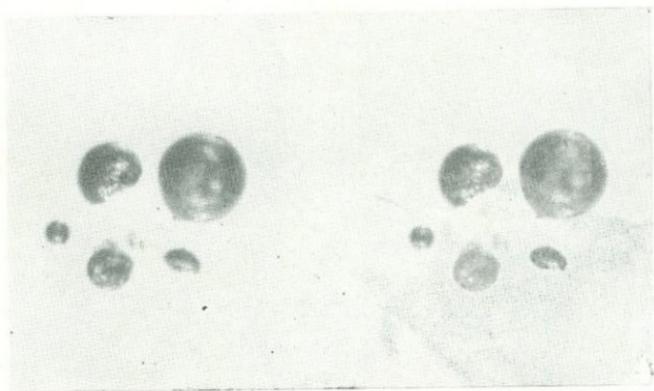


Рис. 7. Общий вид архейских металлических сфер Южного Урала. Тараташский выступ, г. Тагайк.  $\times 45$ .

К ст. Э. В. Собоновича, С. И. Рыбалко, В. А. Савченко «Взвеси талых вод ледника Алибек»

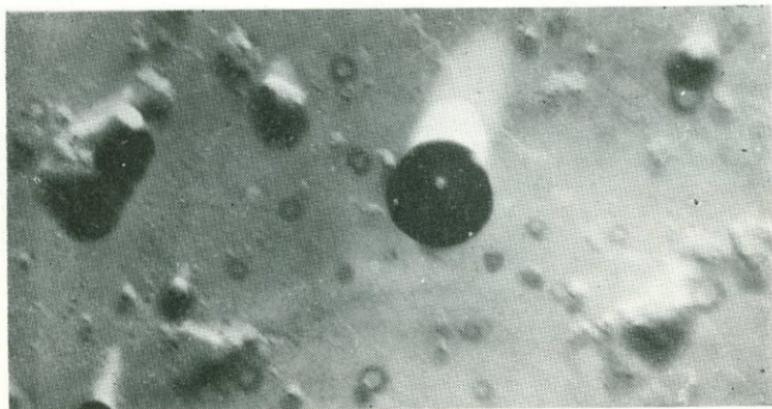


Рис. 1. Космическая составляющая современных отложений ледника Алибек. В центре сферическая частица (шарик).  $\times 26\ 000$ .



Рис. 2. Космическая составляющая современных отложений ледника Алибек. Частицы тетраэдрической формы.  $\times 25\ 000$ .



Рис. 3. Частицы кубической, удлиненно-призматической и таблитчатой формы (возможно, космического происхождения) в центре, по углам — делювиальные обломки современных отложений ледника Алибек.  $\times 20\ 000$ .



Рис. 4. Космическая составляющая современных отложений ледника Алибек (гантельки).  $\times 22\ 000$ .

К ст. В. Е. Ветштейна, А. Г. Мирошниченко, Э. В. Соболевича  
 «Содержание дейтерия и кислорода — 18 в леднике Алибек»

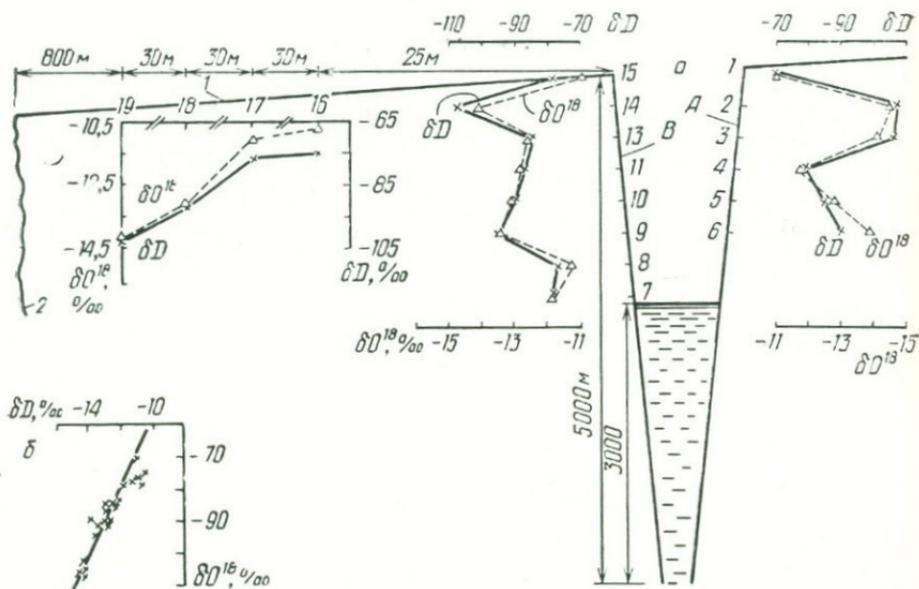


Схема отбора образцов льда в леднике Алибек и распределения концентрации D и O<sup>18</sup>:

а — места отбора проб и содержание в них изотопов водорода и кислорода; А, В — стенки трещины, 1 — поверхность языковой части ледника, 2 — р. Алибечка;  
 б — диаграмма  $\delta(D)$ — $\delta(O^{18})$ .

К ст. Ю. В. Кузнецова, Г. Н. Бондаренко, Г. Н. Голубева «Радиоуглерод в леднике Гарабаши»

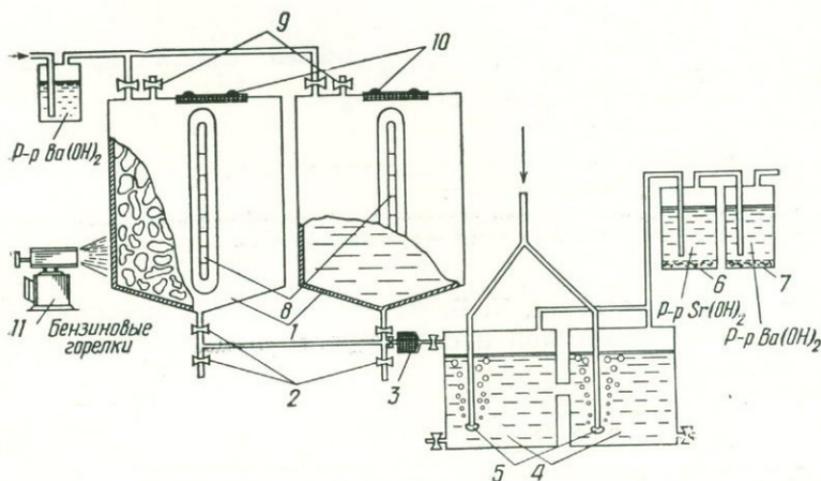


Рис. 1. Схема установки для выделения углекислоты из ледовых проб: 1 — металлические баки; 2 — краны; 3 — фильтр; 4 — сосуды для барботажа; 5 — барботеры; 6 — склянка для поглощения  $\text{CO}_2$ ; 7 — предохранительная склянка; 8 — смотровые стекла; 9 — предохранительный клапан; 10 — крышка; 11 — бензиновая горелка.

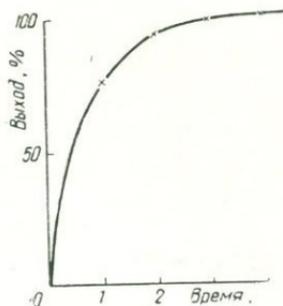


Рис. 2. Зависимость выделения углекислоты из подкисленной ледниковой воды от времени.

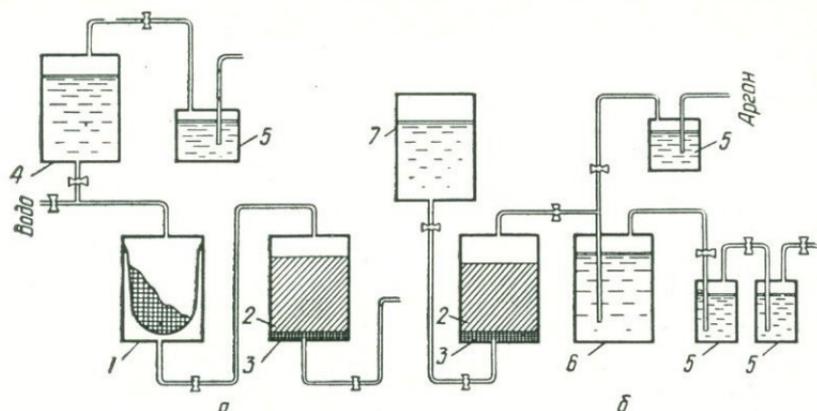


Рис. 3. Схема выделения углекислоты на синтетическом анионите (а — сорбция; б — десорбция):

1 — фильтр; 2 — ионообменная колонна; 3 — фильтрующий слой; 4 — напорная емкость; 5 — щелочная ловушка; 6 — приемная емкость.

### К ст. Н. Н. Ковалюха, К. В. Федотова «Выделение радиоуглерода из металлической и силикатной фазы космического вещества»

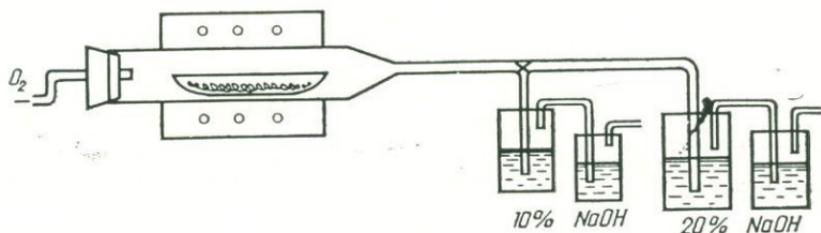


Рис. 1. Схема установки для выделения  $C^{14}$  из металлической фазы космического вещества.

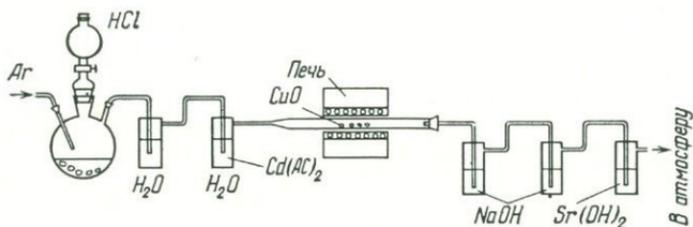


Рис. 2. Схема установки для выделения  $C^{14}$  из силикатной фазы космического вещества.

Ж ст. Ю. В. Кузнецова, В. К. Легина, А. Г. Хорошайлова,  
И. М. Цариковской, О. С. Цветкова, М. М. Шац «К методике  
концентрирования космического вещества из ледниковых вод»

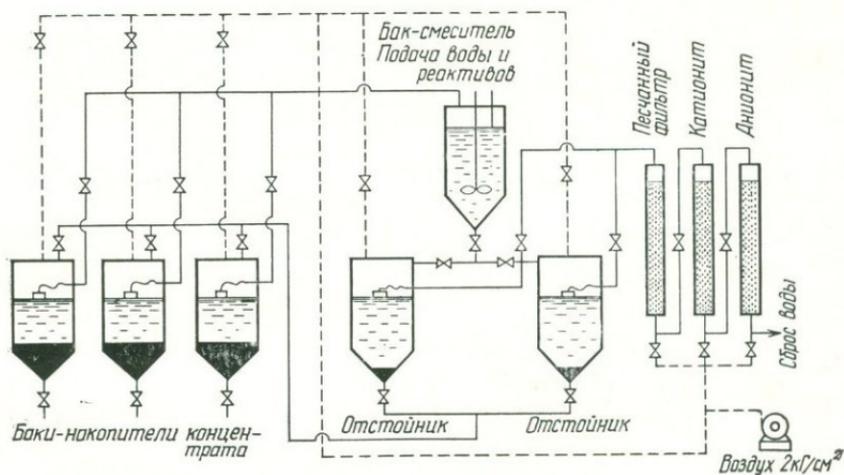


Рис. 1. Принципиальная схема установки, включающая узлы объемной коагуляции и ионного обмена.



Рис. 2. Схема водозабора на леднике Гарабаши.

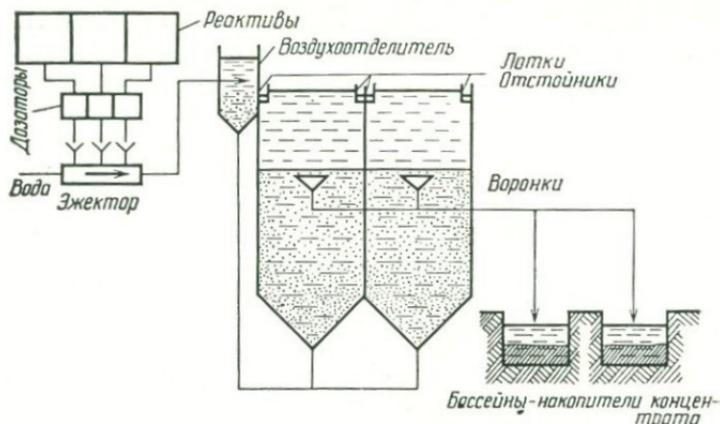
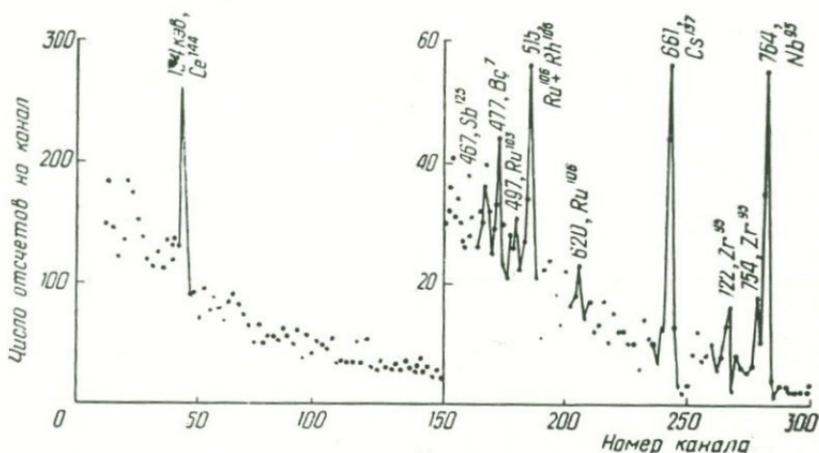


Рис. 3. Принципиальная схема установки, основанной на коагуляции во взвешенном слое.

К ст. А. Н. Елизаровой, Ю. В. Кузнецова, В. К. Легина, О. С. Цветкова, М. М. Шац, Ю. Г. Белявского «О радиоактивности атмосферной пыли, извлеченной из ледниковых вод»



Аппаратурный  $\gamma$ -спектр радиоактивных изотопов, соосажденных с гидроксидом железа из талой воды ледника Гарабаша.

К ст. Л. И. Густовой, В. К. Жерехова, Н. В. Куценко, О. С. Цветкова «Содержание взвешенных веществ и химический состав солевого фона некоторых ледников Кавказа»

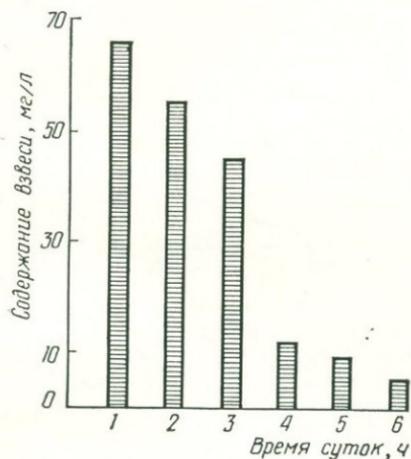


Рис. 1. Содержание взвесей в речной и талой ледниковой воде:

1 — р. Гарабаши; 2 — ледник Кашка-Таш; 3 — р. София (2 км от ледника); 4 — ледник Гарабаши; 5 — ручей Новый Кругозор; 6 — водораздел Гарабаши—Теркол («Ледовая база»).

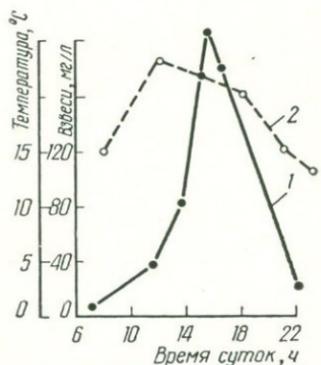


Рис. 2. Содержание взвесей в воде р. Гарабаши и изменение температуры воздуха в течение суток:

1 — взвеси; 2 — воздух.

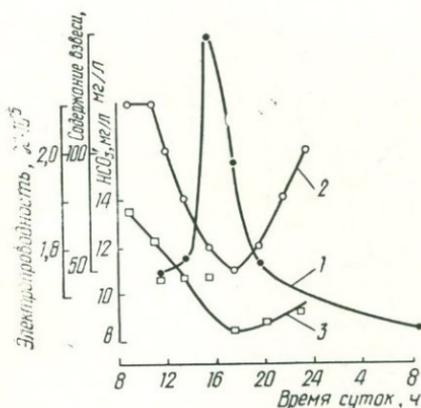


Рис. 3. Изменение содержания взвешенных веществ (1), электропроводности (2) и концентрации  $\text{HCO}_3^-$  (3) в речной воде р. София в течение суток, 25—26 июля.

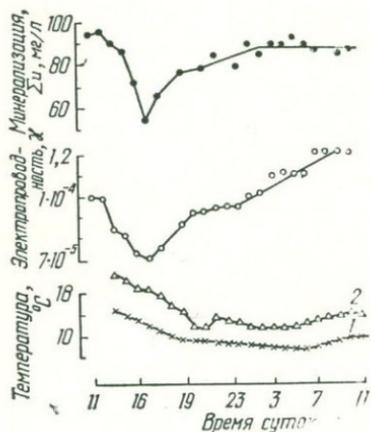


Рис. 4. Зависимость минерализации и электропроводности воды р. Гарабаши от метеорологических условий, 7—8 августа:

1 — вода; 2 — воздух.

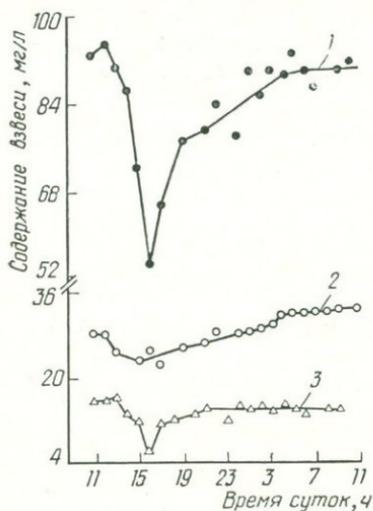


Рис. 5. Изменение химического состава воды р. Гарабаша (1) в течение суток, 7—8 августа, и вклад ионов  $\text{HCO}_3^-$  (2) и  $\text{Cl}^-$  (3) в общую минерализацию.

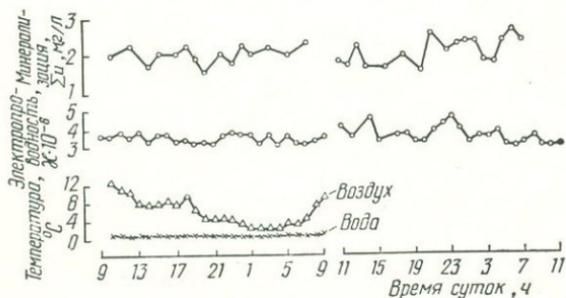


Рис. 6. Изменение минерализации и электропроводности талой воды ледника Гарабаша в течение суток.

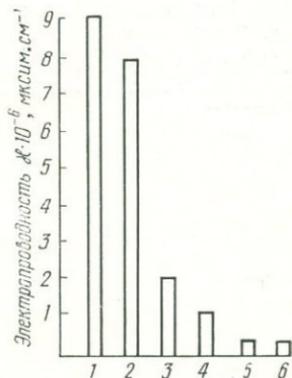


Рис. 7. Усредненные результаты измерений электропроводности проб ледниковой и речной воды различных источников:

- 1 — ручей Новый Кругозор;
- 2 — р. Гарабаша; 3 — р. София;
- 4 — ледник Кашка-Таш;
- 5 — ледник Гарабаша;
- 6 — водораздел Гарабаша — Терскол («Ледовая база»).

К ст. А. С. Кривохатского, Ю. А. Коровина, В. Г. Потапова  
 «Об использовании гидроокиси никеля как коллектора взвесей  
 атмосферной пыли при выделении ее из водных растворов»

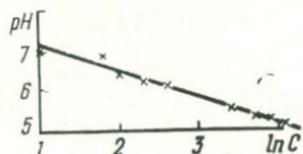


Рис. 1. Зависимость pH начала осаждения гидроокиси Ni от концентрации Ni в исходном растворе ( $C = \text{мг/л Ni}_{\text{металл}}$ ).

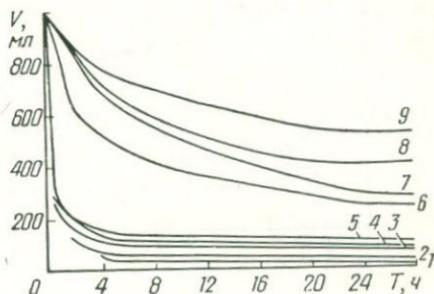


Рис. 2. Зависимость объема осадка гидроокиси никеля от времени отстаивания при температуре  $0,1 \pm 0,1^\circ \text{C}$ : 1 — 0,01 г/л; 2 — 0,05; 3 — 0,1; 4 — 0,2; 5 — 0,4; 6 — 2,5; 7 — 5; 8 — 8; 9 — 12 г/л. Исходная концентрация  $\text{Ni}_{\text{металл}}$ .

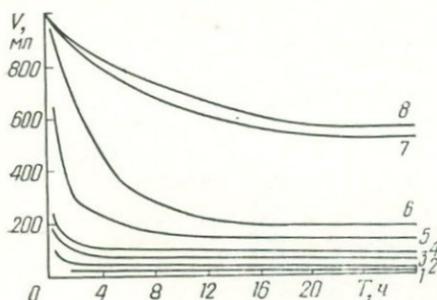


Рис. 3. Зависимость объема осадка гидроокиси никеля от времени отстаивания при температуре  $20 \pm 0,5^\circ \text{C}$ .

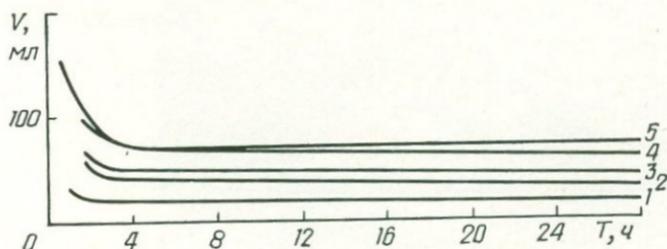


Рис. 4. Зависимость объема осадка гидроокиси никеля от времени отстаивания при температуре  $75 \pm 1^\circ \text{C}$ .

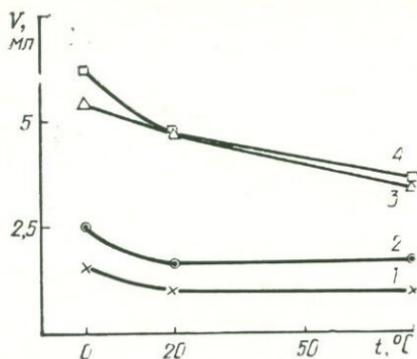


Рис. 5. Зависимость объема осадка гидроокси никеля от температуры через 10 ч после отстаивания: 1 — 0,01; 2 — 0,05; 3 — 0,2; 4 — 0,4 г/л. Исходная концентрация Ni<sub>металл</sub>.

К ст. Г. Н. Бондаренко, А. В. Смирновой, Т. И. Коромысличенко, Л. И. Густовой, Ю. В. Кузнецова «Степень космогенности, минералогия и химический состав взвесей ледника Гарабаши»

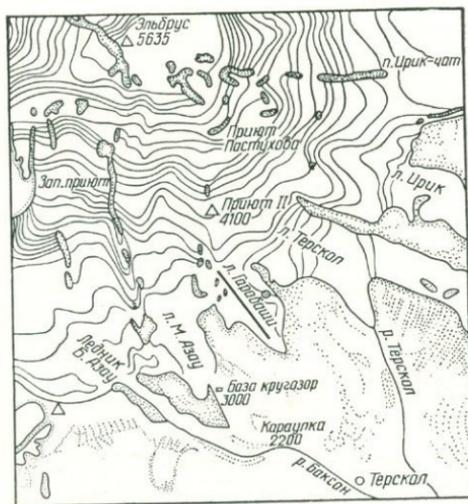


Рис. 1. Схема расположения ледника Гарабаши.

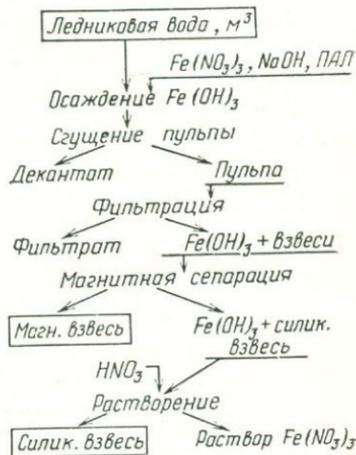


Рис. 2. Технологическая схема выделения взвесей и гидролизующихся элементов из ледниковой воды.

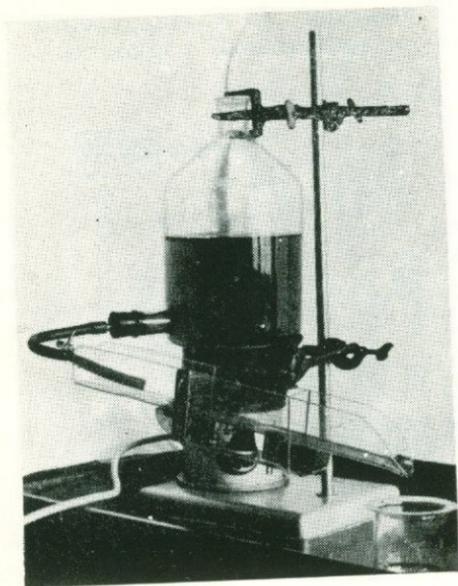


Рис. 3. Лабораторный магнитный сепаратор.



Рис. 4. Установка для выделения осмия из взвесей.

К ст. Е. М. Колесникова, А. В. Фисенко, А. К. Лаврухиной  
 «Комплекс приборов для измерения космогенных радиоактивных изотопов  $Ag^{39}$  и  $Ag^{37}$ »

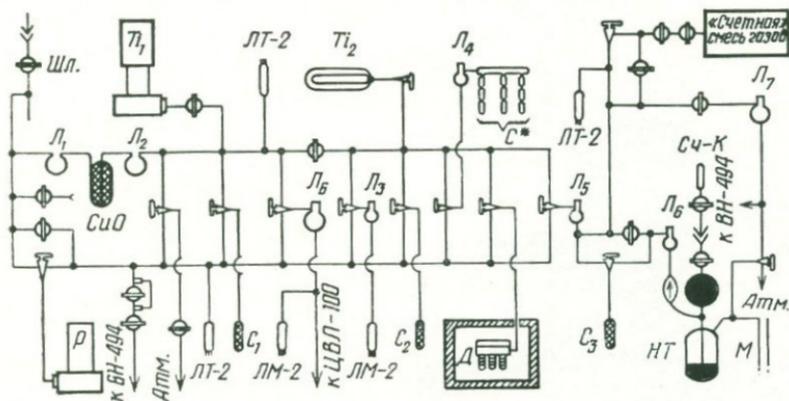


Рис. 1. Схема вакуумной установки для выделения, очистки и переноса аргона в счетчики для измерения:

$P$  — реактор;  $Л_1 - Л_7$  и  $Л_Б$  — охлажденные ловушки;  $СuO$  — окисно-медный окислитель;  $Т_1$  и  $Т_2$  — титановые поглотители;  $С_1, С_2, С_3$  — активированные угли;  $Ш.1$  — шлюз для дозирования облученной соли;  $С^*$  — ампулы с активированными углями;  $Д$  — давилка для ампул;  $НТ$  — насос Теллера;  $СЧ-К$  — газовый счетчик;  $М$  — ртутный манометр.

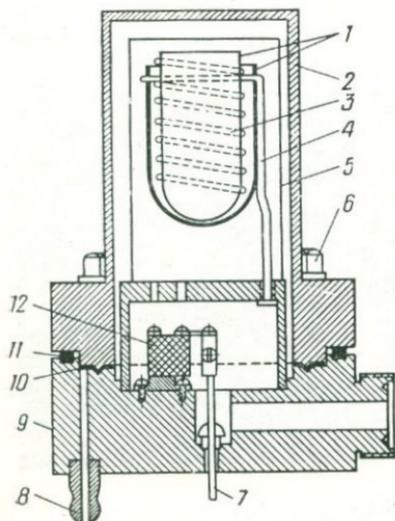


Рис. 2. Разрез реактора для плавления образцов:

1 — кварцевые пробирки; 2 — съемная крышка; 3 — молибденовая спираль; 4 — стойка для крепления пробирок; 5 — молибденовый экран; 6 — болты; 7 — токоввод; 8 — патрубок для откачки резиновой прокладки; 9 — основание реактора; 10 — ножевое уплотнение; 11 — резиновое уплотнение; 12 — изолятор с контактами для спирали.

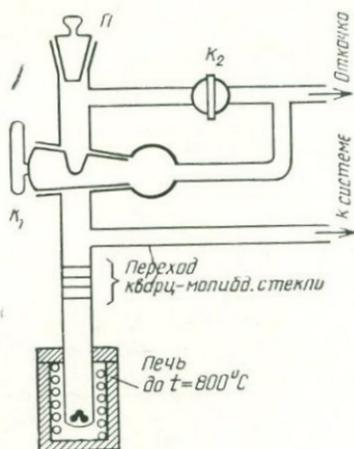


Рис. 3. Шлюз для активированной соли:  
 $K_1$  и  $K_2$  — вакуумные краны;  $\Pi$  — пробка.

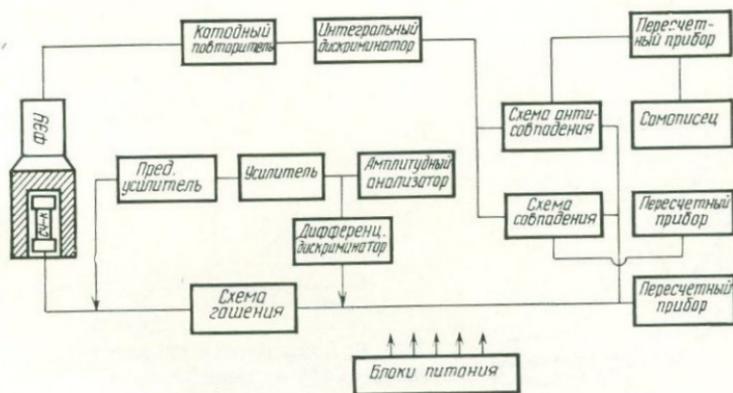


Рис. 4. Блок-схема радиометрической установки.

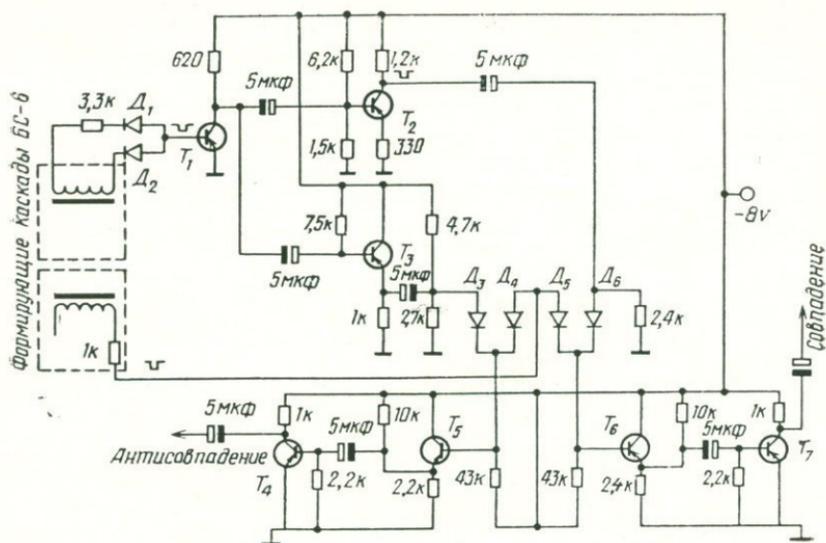


Рис. 5. Принципиальная схема совпадения и антисовпадения:  
 $D_1$ — $D_6$  — диоды Д9Д;  $T_1$ — $T_7$  — триоды 403.

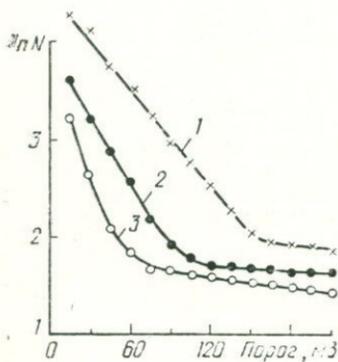


Рис. 6. Зависимость скорости учета  $\gamma$ -излучения  $Co^{60}$  в защитном канале от порога интегрального дискриминатора при различных напряжениях на ФЭУ:  
 1 — 1600; 2 — 1500; 3 — 1400 в.

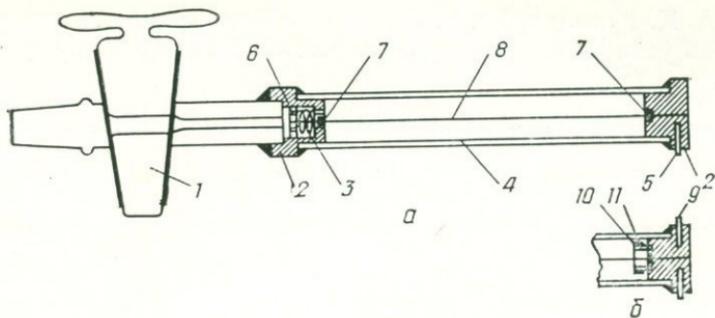


Рис. 7. Конструкция счетчика:

1 — кварцевый кран; 2 — плексигласовые торцы; 3 — пружина; 4 — катод; 6 — вывод для анода; 6 — шайба; 7 — часовые камни; 8 — анод; 9 — вывод для «охранного» электрода; 10 — плексигласовое кольцо; 11 — «охранный» электрод.

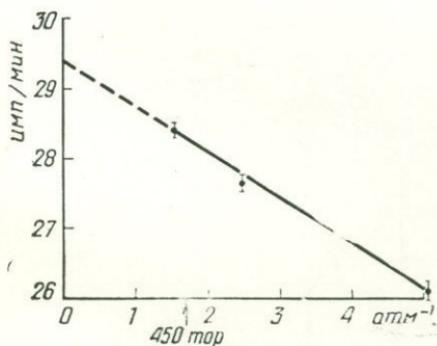


Рис. 8. Зависимость скорости счета  $Ag^{39}$  от величины, обратной давлению газовой смеси в счетчике.

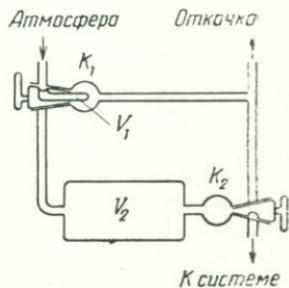


Рис. 9. Схема дозирования воздушного аргона.

К ст. А. К. Руденко, Ю. Г. Здесенко «Низкофоновая сцинтилляционная установка для изучения космогенного радиоуглерода»

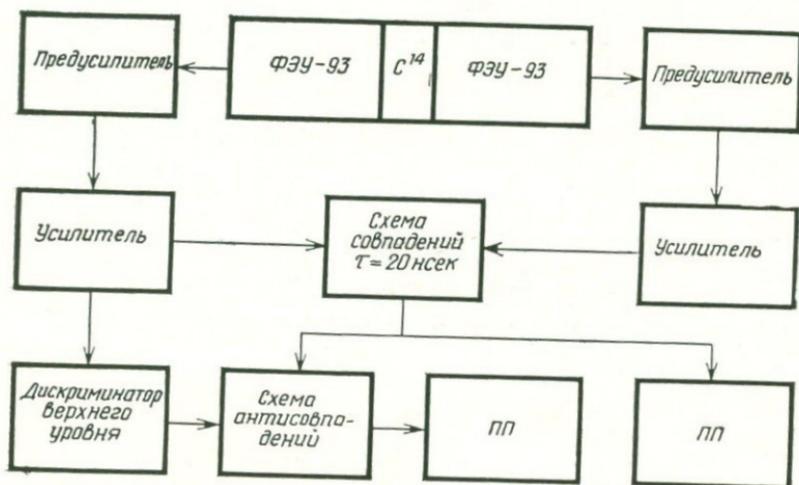


Рис. 1. Блок-схема радиоуглеродной установки.

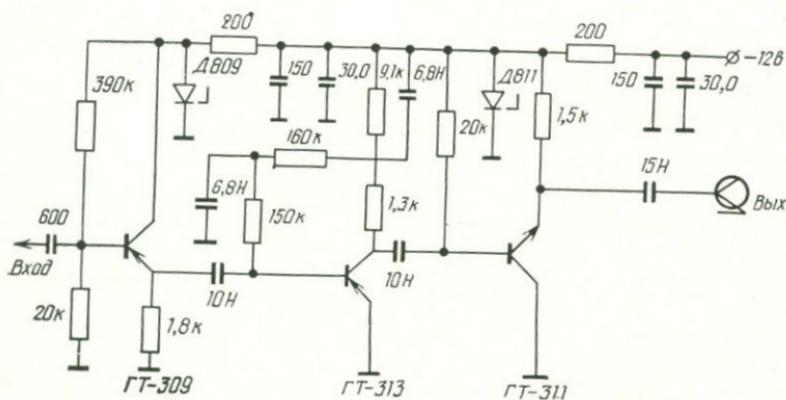
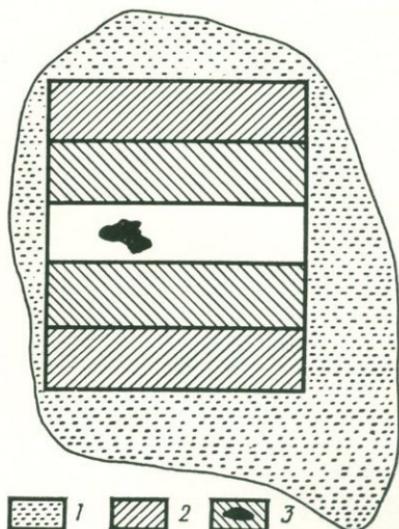


Рис. 2. Схема предусилителя.

К ст. К. Н. Алексеевой, Н. Н. Ковалюха, А. В. Смирновой «Физические свойства и радиоуглерод в железных метеоритах»



Распределение исследуемых проб образца Сихотэ-Алинского метеорита:  
1 — поверхность метеорита; 2 — пластинки для  $C^{14}$ ; 3 — цирконы.

89 коп

942

НАУКОВА ДУМКА