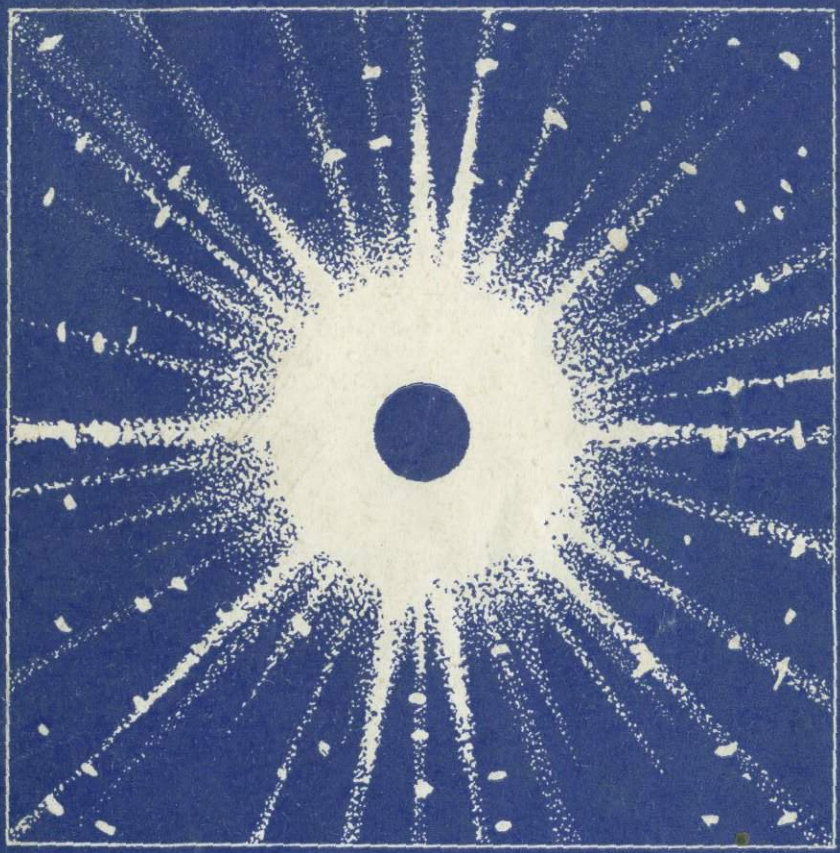


ПРОБЛЕМЫ КОСМОХИМИИ и МЕТЕОРИТИКИ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР

КОМИТЕТ ПО МЕТЕОРИТАМ

КОМИССИЯ ПО КОСМОХИМИИ И МЕТЕОРИТИКЕ
ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ И КОСМОСЕ

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ.

24106 57738

ПРОБЛЕМЫ КОСМОХИМИИ И МЕТЕОРИТИКИ

Издательство "Наукова думка"

Киев - 1971



Под редакцией д-ра геол.-мин.наук
Э.В.СОБОТОВИЧА

Редакция информационных изданий
Зав.редакцией В.И.Гилелах

П Р Е Д И С Л О В И Е

I8-20 февраля 1970 г. состоялся расширенный юбилейный пленум Комитета по метеоритам АН УССР совместно с Комиссией по космохимии и метеоритике при Отделении наук о Земле и Космосе АН УССР. Пленум подвел итоги деятельности КМЕТ АН УССР за 30 лет и заслушал ряд докладов, большинство которых публикуется в настоящем сборнике.

На протяжении ста лет ведутся исследования вещественного состава космического вещества. Вначале они представляли собой спектральные исследования Солнца и рутинное изучение метеоритов - единственных представителей космического вещества, находящихся в руках ученых. За последнее десятилетие накоплено такое количество фактических данных, которое превышает все, что сделано до этого. С каждым годом разрабатываются все новые и новые методы исследования, интерпретации полученных результатов.

Для 70-х годов, на пороге которых мы стоим, характерно то, что в лаборатории ученых находится новое по генетическому положению вещество - вещество Луны, а также другие виды межпланетного материала. Научные учреждения мира, как никогда раньше, получают в единицу времени огромное количество информации, позволяющее пересмотреть многие существующие концепции и теории космогонии, геохимии и астрономии. Темпы эволюции воззрений синхронны темпам накопления экспериментального материала, поэтому многие теории или гипотезы, не успев родиться, тут же оказываются опровергнутыми; наука лихорадочно ищет правильного ответа на поставленные вопросы, апробируя огромное количество вариантов.

Настоящий сборник, помимо информации о новых воззрениях на

систему мира и новых экспериментальных данных, должен показать, что дальнейший прогресс в разработках проблем происхождения и эволюции метеоритов, Земли, Луны и других планет солнечной системы и Вселенной связан с привлечением знаний и опыта ученых самых различных специальностей. Невозможно одному уму охватить всю сумму накопленных знаний о структуре окружающего нас мира, правильно их ассоциировать и произвести непротиворечивый синтез. *Необходима* совместная работа астрономов, физиков, химиков и геологов для того, чтобы можно было приблизиться к *пониманию устройства* и истории нашего космического окружения, чтобы можно было извлечь из нашего понимания определенные *практические выводы*.

Э.В.Соботович

Н.П.Семененко
(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

ПЕРВООЧЕРЕДНЫЕ ЗАДАЧИ КОСМОХИМИИ

Первый удар геологического молотка на Луне возвестил о возникновении целого ряда геологических наук с эпитетом "космический". Вообще этот эпитет не отвечает содержанию наук, начинающихся с приставки гео-, но, по-видимому, пока придется с этим примириться, по крайней мере, до нахождения новых терминов, в большей степени отвечающих существу дела. Один такой термин уже найден - это космохимия - расширенный аналог геохимии.

Космохимия как наука возникла давно, однако она имела очень ограниченную область применения - изучение атмосферы планет, комет и звезд. И только лишь метеориты представляли для исследователей материал непосредственного изучения. В связи с тем, что метеориты поставляли неизмеримо больше информации, чем любое спектральное наблюдение ночных светил, при Академии наук СССР и некоторых республиканских академиях были созданы комитеты по метеоритам и была выделена отдельная отрасль знания - метеоритика. Метеоритика в настоящее время представляет собой сплав космогонии и "космической геологии" со всеми отраслями, начиная от минералогии, геохимии и кончая петрографией и даже тектоникой.

В свою очередь от космохимии отделилась изотопная космохимия, а в качестве важной составной части последней - ядерная космохимия. Если изотопная космохимия имеет дело с изотопами вообще, то ядерная космохимия только с теми изотопами, которые возникают в результате ядерных реакций во время существования космического вещества в виде атомов или фрагментов.

В сентябрьском номере журнала "Сайнс" за 1969 г. приводятся от имени 46 авторов предварительные результаты исследований лунного материала, доставленные "Апóлло-II". А.В.Виноградов в журнале "Геохимия" № I за 1970 г. сопоставляет эти результаты с данными по земным породам и метеоритам различных классов.

Станция "Апóлло-II" приземлилась в юго-западной части Моря Спокойствия (0,67° с.ш. и 23,49°в.д.) в 10 км от кратера Сабина Д. Лунная поверхность здесь покрыта тонким слоем пыли, чего кстати не замечали советские и американские автоматические станции ("Луна" и "Сервейор"). Она сложена фрагментами пород размерами от долей сантиметров до метров. На доставленных образцах видны следы расслаивания и несомненной эрозии. Водная эрозия на Луне исключена (очень низкое содержание воды в породах, отсутствие гидротизированных минералов, большое количество восстановленных соединений, в частности железа). Наблюдаемая же эрозия вызвана ударными действиями космических частиц и солнечным ветром. Дневная поверхность крупных фрагментов покрыта микрократерами, дно которых залито стеклом. В лунной почве найдены стеклянные шарики различного цвета. Предполагается, что эти шарики имеют импактное происхождение, так же как и упомянутые выше микрократеры. Исследованные образцы лунных пород имеют, по-видимому, вулканическое происхождение (кристаллизовавшиеся из расплава). Минеральный состав их такой: пироксен (~50%), полевой шпат (главным образом анорит ~ 30%) и ильменит (до 18%). В подчиненном положении находятся оливин и акцессорные минералы.

Поразительным являются, на мой взгляд, два факта. Первое - это огромное по земным масштабам содержание титана в лунных породах 7-12%, в то время как в земных базальтах его содержание изредка достигает 4%, а в метеоритах и того меньше. Второе - огромное по земным масштабам содержание урана и тория (на 1-2 порядка выше, чем в соответствующих земных породах и метеоритах).

Если даже предположить, что Луна прошла стадию магматической дифференциации, все равно столь огромный кларк титана, урана и тория трудно объяснить. Отметим, что исследуемые лунные породы по своему химическому и минералогическому составу наиболее близки к самым примитивным, обычным земным базальтам. Это ведь не кислые породы, которые могли бы отсосать уран из материнской магмы при своем отторжении.

Еще до высадки Амстронга и Олдрина на Луну ученые предполагали, что недра Луны должны быть богаты радиоактивными элементами.

Измерение потоков внутреннего тепла Луны показывает, что содержание радиоактивных элементов в недрах Луны должно быть в 4-5 раз выше земного. Однако не исключена возможность того, что лунные породы отличаются от места к месту, что поверхность Луны не сложена совершенно однородными породами. И действительно, вскоре после того, как командир корабля "Апóлло-12" Чарльз Конрад вместе с Алланом Бином совершили посадку на Луне, они сообщили, что место их прилунения очень сильно отличается от места посадки "Апóлло-11".

Океан Бурь, куда прилунилась кабина "Апóлло-12", лежит на расстоянии 950 миль от Моря Спокойствия, где высадились Амстронг и Олдрин, и уже известно, что возраст пород Океана Бурь на I млрд. лет древнее пород Моря Спокойствия. Породы Океана Бурь, возможно, существуют столько же, сколько и солнечная система, т.е. 4,6 - 4,7 млрд.лет. Эти данные ставят под сомнение первоначальный вывод ученых о магматическом (вулканическом) происхождении лунного покрова. Вторая лунная экспедиция нашла также, что поверхность Океана Бурь покрыта толстым слоем пыли в отличие от Моря Спокойствия.

Девяносто фунтов камней из Океана Бурь кажутся немного более светлыми, чем камня из Моря Спокойствия, но по виду они вулканического происхождения. Обнаружено магнитное поле Луны, которое примерно в 20 раз больше ожидаемого, хотя и намного слабее, чем у Земли. Высказываются предположения, что в недрах Луны погребены крупные металлические массы типа железных астероидов. Но главной загадкой остается в высшей степени необычная реверберация (остаточное звучание, сохраняющееся после выключения источника звука), регистрирующаяся сейсмографом и продолжающаяся 55 мин после того, как взлетная ступень "Интерпида" (лунного отсека) упала на Луну. М.Ивнинг из Ламонтской обсерватории Колумбийского университета сказал, что никто у нас не может найти достаточно хорошее объяснение этому явлению. Мы не в состоянии представить никакую известную среду, которая передавала бы звук так медленно, чтобы создался подобный эффект. Мы не можем представить себе лунный объем, который был бы столь изолирован, чтобы звук двигался в нем, отражаясь попеременно то в одном, то в другом направлении весь этот длительный промежуток времени.

Полагают, что вибрация может распространяться на Луне по своеобразному "каналу" аналогично тому, как определенные вибрации распространяются на Земле.

Считают также, что Луна может представлять собой твердую

сферу, подобную стальному шару, большая часть массы которой расположена на внешней поверхности, отражающей звуковые волны. Допускают, что Луна может состоять из кристаллической породы или вести себя подобно хрустальному стеклу, которое звучит, когда по нему стучат. Видимо, после того как ученые приблизились вплотную к Луне, перед ними встало гораздо больше необъяснимых явлений, чем тогда, когда единственным инструментом изучения Луны являлся телескоп.

Одним из немногих объективных критериев оценки тех или иных гипотез и представлений о зарождении и эволюции космического и земного вещества являются данные по распространенности элементов и их изотопов в земном и метеоритном веществе и в некоторой степени в атмосферах Солнца и звезд. В то же время новым открываемым закономерностям часто не могут найти объяснение, удовлетворившее одновременно ученых различных специальностей. Каждый специалист, отстаивая свою точку зрения, мало прислушивается к мнению оппонентов других специальностей.

Решение космологических проблем на базе данных по элементарной и изотопной распространенности имеет свою специфику как в методическом, так и в теоретическом плане, поэтому подобные исследования выделяются в самостоятельную отрасль науки - космохимию, сфера интересов которой лежит на стыке астрономии, астрофизики, радиогеологии и геохимии.

Задача космохимии - установление вещественного состава первоначальной материи и реконструкция физико-химических и ядерно-физических условий ее эволюции. Предмет космохимии составляют исследования элементарного и изотопного состава вещества метеоритов, Земли и ее отдельных оболочек, Луны, атмосфер Солнца и звезд. Основным отправным моментом этих исследований является положение о том, что популяции химических элементов и, особенно, их изотопный состав носят в себе отпечатки тех процессов, которые претерпело космическое вещество от своего зарождения до наших дней.

Судьба Земли - лишь незначительная часть истории нашей Галактики, но для нас самая важная. Поэтому основные усилия космохимии должны быть направлены на познание Земли. Здесь смыкаются интересы космохимии и геохимии.

К основным вопросам космохимии относятся:

I) установление первоначальной и современной распространенности изотопов в космической материи;

2) объяснение вариаций или постоянства изотопных составов элементов в космическом и земном веществе;

3) вскрытие физико-химических и ядерно-физических условий образования космического вещества;

4) космохронология;

5) установление вещественного состава первоначальной материи Земли и последовательности формирования Земли как планеты.

Многочисленными экспериментами было показано, что в метеоритах наблюдаются вариации изотопного состава ряда элементов главным образом начала и конца периодической таблицы. В случаях легких элементов эти вариации вызываются как ядерно-физическими, так и физико-химическими процессами (в частности при магматической, гравитационной, магнитной и прочих дифференциациях). Ядерно-физические процессы включают в себя все процессы, идущие на уровне ядра, начиная от нуклеосинтеза и кончая реакциями скалывания под действием космических лучей. В случае тяжелых элементов наблюдаемые вариации обусловлены главным образом спонтанным или индуцированным распадом материнских ядер и накоплением радиогенных или осколочных изотопов. Известны случаи нарушения "изолированности" рассматриваемой системы, поэтому необходимо учитывать возможные преобразования вещества, изменения популяций химических элементов и, следовательно, неадекватного влияния ядерно-физических процессов на распространенность изотопов. В связи с этим, напр'мер, о средней распространенности изотопов в земном веществе можно судить лишь с позиций определенных моделей образования и развития Земли, в том числе моделей дифференциации вещества как в первоначальном облаке, так и в процессе образования земной коры.

Наблюдаемые экспериментальные факты сопоставляются с существующими гипотезами нуклеосинтеза, теориями образования Земли и метеоритов. Оказывается, что накопленным экспериментальным данным удовлетворяют далеко не все гипотезы. В частности, в значительной степени благодаря изотопным исследованиям потерпела крах столетняя гипотеза Бойеа о возникновении метеоритов всех классов в недрах одного или нескольких подобных родительских тел (типа планеты Фаэтон). Более того, показано, что ни метеоритное, ни земное вещество не проходило огненно-жидкой стадии, а консолидировалось максимум из охлажденных жидких капель. В настоящее время обсуждаются и дискутируются многие факты, не нашедшие до сих пор удовлетворительного объяснения: несоответствие содержания радиогенного свинца в каменных и железных метеоритах содержанию в них урана или су-

ществование "главных" ксеноновых аномалий в некоторых метеоритах. Выполненные различными авторами расчеты гравитационной и магнитной дифференциации первоначального газово-пылевого облака отражают лишь качественную направленность процесса и во многих случаях не согласуются с изотопными данными. В.Г.Фесенков, например, высказывает предположение о большой роли вспышек Сверхновых звезд в формировании космического вещества, в том числе и в образовании солнечной системы. Обсуждается механизм образования метеоритов разных классов, высказывается мысль о том, что Сверхновая могла быть тем энергетическим источником, который необходим в качестве "делителя фаз".

Большое внимание уделяется космохронологии, выделению основных этапов существования метеоритного вещества, начиная от нуклеосинтеза и кончая временем падения метеоритов на Землю.

Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что железные метеориты образовались 6-8 млрд.лет назад (аргоновый и свинцово-изохронный методы) и с тех пор существенно не изменялись. С другой стороны, время последней космической катастрофы (взрыв Сверхновой) оценивается в 4,7 млрд.лет назад. Этот парадокс Э.В.Соботович пытается объяснить гипотезой о том, что вторжение высокоэнергетической плазмы Сверхновой в существующую дифференцированную материю не привело к полной переработке последней. Крупные фрагменты, достаточно удаленные от эпицентра, могли сохраниться в виде твердых тел или осколков. Материал, находившийся ближе к эпицентру, и более удаленная распыленная часть были переработаны плазмой и получили дополнительно большое количество радиоактивных изотопов (в том числе урана и тория). После охлаждения, конденсации пара через образование жидких капель (хондры, троилит, металлические фрагменты) вновь начали конденсироваться твердые тела, так сказать вторичного происхождения. Смесь "реликтового" (досолнечного) материала и вторичного (солнечного) в конечном итоге пошла на создание нашей солнечной системы.

В настоящее время существует ряд стройных гипотез, объясняющих "астрономический" этап формирования всех тел солнечной системы (5 - 4,5 млрд.лет назад). Более или менее понятна и "геологическая" стадия эволюции Земли (3,5 млрд.лет). "Планетарный" этап (4,5 - 3,5 млрд.лет назад) пока представляет собой "белое пятно" в науках о Земле. Астрономические теории при объяснении состава планет солнечной системы учитывают процессы гравитационной и магнитной диффе-

ренциации и, в некоторой степени, давление света зарождающегося Солнца; однако при этом предполагают, что дифференцирующаяся материя представляла собой либо атомы, либо частички пыли размером до 1 мк. Поскольку с большой долей вероятности можно говорить о существовании "реликтовых" тел солнечной системы, принятые механизмы дифференциации нуждаются в серьезном пересмотре.

Резюмируя все сказанное, следует подчеркнуть, что в настоящее время космохимия, подобно геохимии, становится земной наукой. Более того, в сферу влияния космохимии входят такие проблемы, как геохимическая модель Земли, в частности способ образования геосфер, и в связи с этим целый ряд геологических дисциплин, которые в своих построениях невольно опираются на ту или иную модель формирования и эволюции Земли. Это уже планетарная геохимия – основополагающее направление всех наук о Земле.

К.Н.Алексеева

(Комитет по метеоритам АН УССР)

30 ЛЕТ РАБОТЫ КОМИТЕТА ПО МЕТЕОРИТАМ АН УССР

Комитет по метеоритам АН УССР был создан 9 декабря 1939 г. по постановлению Президиума АН УССР по инициативе академика В.И. Вернадского и при поддержке президента АН УССР А.А.Богомольца. В то время в Советском Союзе, в Москве, существовал лишь один КМЕТ-союзный под председательством акад. В.И.Вернадского. Первым председателем КМЕТа АН УССР стал действ.чл. АН УССР проф.А.Я.Орлов, в Комитет были избраны чл.-корр.АН УССР Е.С.Бурксер, проф. С.К.Всехсвятский и научн.сотр. ИГН АН УССР П.А.Сушицкий.

На заседании Президиума АН УССР Положением о Комитете было намечено ряд основных задач: 1) объединение работы по метеоритам на территории УССР; 2) организация и руководство научной работой по метеоритам в Институте геологии АН УССР и др. учреждениях; 3) заведывание метеоритной коллекцией Академии наук УССР и использование ее с научно-исследовательской целью; 4) учет всех случаев падения метеоритов, болидов, космической пыли на территории УССР.

На достижение поставленных задач и была направлена работа Комитета. В довоенные 1940-1941 гг. были систематизированы и опи-

саны коллекции метеоритов Геологического музея АН УССР (Киев) и коллекции метеоритов во Львовском университете и Историческом музее. За предвоенное время работы КМЕТа АН УССР на Украине упал только один метеорит. В 1939 г. в Сумской области у с. Червоный кут упал каменный метеорит весом 1734 г, который был передан в КМЕТ АН СССР и только спустя много лет образец его был передан в КМЕТ АН УССР.

Война прервала работу КМЕТа. Коллекция метеоритов в числе особо ценных грузов была вывезена (но к сожалению, не полностью) с оккупированной территории. Крупные образцы (407 кг, 180, 73, 34 кг) были увезены немцами при отступлении и после войны, несмотря на все попытки разыскать их, найдены не были.

По возвращению АН УССР в г. Киев в 1946 г. работа КМЕТа была возобновлена. С 1946 г. председателем КМЕТа АН УССР становится чл.-корр. АН УССР Е.С.Буксер. Были составлены и опубликованы в сборнике статей "Метеоритика" каталоги всех крупных коллекций УССР, находящихся в Геологическом музее при ИГН АН УССР, Харькове, Одессе, Днепропетровске. Все наблюдаемые полеты болидов регистрировались, а о наиболее ярких и интересных были подготовлены печатные работы. Систематически осуществлялись выезды на места падений и предполагаемых падений метеоритов. В 1946 г. коллекция метеоритов АН УССР обогатилась чрезвычайно редким и интересным экспонатом: близ с. Крымка Николаевской обл. упал метеоритный дождь. За два-три последующих года было собрано около 100 экземпляров этого каменного дождя, большинство из которых хранится в коллекции Геологического музея АН УССР. Наличие большого количества образцов этого дождя позволило обменять их на образцы других метеоритов и таким образом пополнить нашу коллекцию.

В 1947 г. прошла защита первой на Украине кандидатской диссертации по метеоритной тематике "Метеориты Украины", в которой было приведено морфологическое, петрографическое, минералогическое описание метеоритов Украины, а также описаны анализы некоторых из них, проведенные в Киевском госуниверситете.

Была составлена библиография метеоритов украинских коллекций.

С 1952 г. в КМЕТе АН УССР под руководством Е.С.Буксера исследовались физические свойства метеоритов и сравнивались с физическими свойствами земных горных пород. Впервые в Советском Союзе был изучен комплекс магнитных, электромагнитных, термических, упругих и некоторых других свойств. Изучалось также содержание урана в каменных метеоритах. Параллельно исследовались свойства наиболее

близких по составу или структуре земных горных пород: перидотитов, пироксенитов, дунитов (по составу), вулканических стекол, пемзы и др. Сопоставление полученных данных позволило сделать вывод о большом различии физико-химических и термодинамических условий образования и эволюции земных горных пород и метеоритов, а также предположить, что последние развивались в телах малого размера в восстановительной среде.

Примерно с 1962 г. исследования физических свойств (в частности электромагнитных) производились в сравнении с данными (косвенными) о лунной поверхности. Электромагнитные константы для поверхности Луны были получены в те годы французскими учеными Зигелем и Сеньером методом отраженных радиолокационных сигналов. Было выяснено, что магнитоэлектрические свойства метеоритов чрезвычайно далеки от подобных свойств лунной поверхности. Наиболее близкими Луне оказались пемза, тальк, кварц. Теперь мы рассчитываем, что в ближайшее время у нас будет возможность изучить физические свойства образцов Луны прямыми, электрическими методами. Сейчас уже возможно провести первые сопоставления наших данных о Земле и метеоритах с прямыми литературными данными о Луне.

С 1962 г. в Комитете (работы ведутся на базе лабораторий ИГФМ) проводятся исследования тектитов. На территории СССР тектиты до настоящего времени найдены не были. Образцы тектитов для исследований были получены от КМЕТа АН СССР и из разных учреждений ЧССР. Существует несколько гипотез происхождения тектитов: лунная, метеоритная, земная. Сравнивались физические свойства тектитов с метеоритами, опять же лунной поверхностью (косвенные данные), искусственными стеклами и некоторыми земными горными породами. Общий вывод, который был сделан при анализе полученных данных и сопоставлении их с литературными, следующий: тектиты по физическим свойствам, которые отражают также состав и структуру их, далеки от вещества лунной поверхности и искусственных и естественных стекол. Несколько ближе они по отдельным свойствам (теплоемкость, пористость, диэлектрическая проницаемость) к каменным метеоритам и некоторым земным горным породам.

Все перечисленные выше работы по изучению неземного вещества при сравнении с земным позволили сделать такой общий вывод: вещество нашей солнечной системы чрезвычайно разнообразно по своему относительному химическому составу, по минералогии и петрографии и особенно по структуре, которая изучалась непосредственно и пу-

тем изучения физических свойств. Нельзя отождествлять лунную поверхность и тектиты, земные горные породы и метеориты и т.п.

В 50 - 60-е годы во Львовском и Харьковском госуниверситетах, в Институте геологических наук УССР, кроме физических свойств, изучалась минералогия метеоритов. Для изучения метеоритного вещества в ИГФМ впервые был применен метод МАР. В 60-х годах начато систематическое изучение кратероподобных образований на территории Украины с целью выявления метеоритных кратеров. В настоящее время обследовано примерно 25% площади около 50 объектов и выявлено три предполагаемых метеоритных кратера. Один из них расположен в Киевской обл., Козелецком районе близ села Стибин, два других - в Закарпатской обл., Перечинском районе, хр. Антакольская поляна. Комитет по метеоритам непрерывно и насколько это возможно проводит сбор метеоритного вещества как с целью пополнения коллекции, так и для экспериментальных исследований. После знаменитого падения метеоритного дождя Крымка на Украине было еще два падения метеорита Еленовка и Звонковое. Образцы собраны и хранятся в Комитете. В 1967 - 1968 гг. на месте падения Сихотэ-Алинского метеорита при участии в комплексной метеоритной экспедиции было собрано большое количество образцов этого метеорита, описано ряд метеоритных кратеров, собраны пробы почвы в районе эллипса рассеяния метеорита; часть образцов находится в КМЕТе АН СССР, часть привезена в Киев и после изучения передана в Украинский национальный музей и музей Киевского госуниверситета. Ведется исследование образований предположительно неземного происхождения. В 1967 г. Комитету по метеоритам АН УССР были переданы металлические шарики, найденные в донных осадках Норвежского моря. Была исследована морфология и химический состав этих шариков и выяснено, что форму свою они приобрели в процессе образования как генетической единицы, т.е. не являются окатанными осколками металла. Об этом говорит наличие пустот в некоторых шариках, пуговичные формы и др. Данные о форме и составе (наличие никеля и др.) шариков позволяют предполагать их космическое происхождение.

На протяжении всего периода существования Комитета члены его-ученые-астрономы ведут большую работу в смежных областях науки, главным образом в области наблюдения за кометами и метеоритами, изучения состава комет, генетической их связи с метеоритами и астероидами (проф. И.С.Астапович, проф. С.К.Всехсвятский, В.А.Чередниченко и др.). Чрезвычайно интересны работы Л.М.Шульмана о радиационно-химических процессах в космосе, работы В.А.Смирнова (Одес-

ская обсерватория) по сравнительному изучению спектров метеоров и спектрограмм метеоритного вещества и др. В свое время очень большую работу по наблюдению за полетом болидов, сбору метеоритов и популяризации метеоритики вел активный член Комитета Дрейзен.

В конце 1969 г. начаты работы по уникальному изучению вещества железных метеоритов. Объектом исследования выбран метеорит Сихотэ-Алинь, потому что этот метеоритный дождь выпал и собран в несоизмеримо большом количестве. Растворение больших масс этого метеорита позволит выделить силикатную фазу, идентифицировать ее, изучить минералы всеми новейшими методами (методом МАР, рентгеноструктурным, ядерного резонанса, оптическими и др.). Первые опыты в этом направлении уже сделаны - проведен модельный эксперимент, выделено небольшое количество силикатной фазы, проведена идентификация ее. Сейчас создается лабораторная база для осуществления полного объема работы. В растворимой части метеорита предполагается выделить и идентифицировать такие элементы, как осмий, рений, ирридий, золото, серебро, а также летучие компоненты, в том числе благородные газы и элементы Pb, Bi, Ga, Ge, Sn, Sb, As и др. Изучение Сихотэ-Алинского метеорита в таком аспекте позволит решить задачу о месте железных метеоритов в ряду малых тел солнечной системы (кометы, метеориты разных классов, космическая пыль и др.). С другой стороны, возникает вопрос о возможности расходования больших масс метеорита. Очевидно, при современном состоянии космогонии, а особенно космонавтики, уместно пересмотреть сложившийся взгляд на необходимость расходования мини-мини количеств метеоритного вещества. Его необходимо расходовать в разумных, но необходимых для науки количествах.

Как видно, большинство перечисленных работ проводилось на базе ИГН, а теперь - ИГФМ. В ИГФМ всячески поощряется развитие комплекса "космо-геологических (если можно так сказать) наук". В июне 1969 г. в Институте создан отдел космохимии и ядерной геохимии. При проблемном совете (Геохимия земной коры) создана Комиссия по космохимии под председательством Э.В.Соботовича. Естественно, что работы Отдела, Комитета и Комиссии тесно переплетаются как по тематике, так и по кадрам: тематику этих трех структурных единиц разделить уже невозможно, потому что она чрезвычайно расширилась. За прошедшие полгода был поставлен и применен к изучению метеоритного вещества активационный анализ (получены первые данные о наличии и распределении золота в метеоритах), разрабатывается трековая

методика определения возраста минералов метеоритов. Надо отметить, что за время существования Комитета по метеоритам АН УССР его работы ведутся в тесном содружестве с КМЕТом АН СССР. Несмотря на большую коллекцию метеоритов, имеющуюся в Украинском геологическом музее, вещество для исследований в значительной части мы получали от КМЕТа АН СССР. Направление работ координировалось с союзным Комитетом. Результаты работ регулярно докладываются на Всесоюзных метеоритных конференциях и публикуются в сборнике "Метеоритика". Практикуется проведение совместных экспедиций.

Научно-популяризационная работа. Метеоритика, как никакая другая наука, нуждается в популяризации, так как сбор метеоритного вещества возможен только при участии широких масс населения. Члены нашего Комитета регулярно читают лекции по метеоритике в вузах, школах, колхозах, воинских частях, публичные лекции. Существует постоянная связь с РАТАУ. Периодически проводятся беседы по телевидению и радио.

Э.В.Соботович

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИЗОТОПНОЙ КОСМОХИМИИ И КОСМОХРОНОЛОГИИ

В последние годы наблюдается проявление активности при исследовании химического и изотопного состава космического вещества. Стимулирование этих исследований обусловлено как прогрессом в области космических полетов и постановкой задачи освоения глубинных сфер Земли и ближайших планет, так и бурным развитием ядерной астрофизики и изотопной космохимии, в значительной степени базирующихся на данных по распространенности изотопов в земном, солнечном и космическом веществах и на теориях, призванных объяснить открытые изотопные аномалии. Метеориты становятся важнейшим источником информации о процессах нуклеосинтеза, о составе Земли в целом, о ранней истории формирования солнечной системы.

Многие исследователи считают, что Солнце и планеты солнечной системы образовались одновременно, вскоре после окончания последнего нуклеосинтеза в нашей части галактики. "...представляется весьма вероятным, что происхождение нашей солнечной системы тесно связано со вспышкой Сверхновой звезды" (Фесенков, 1964).

История существования планет и родительских тел метеоритов достаточно сложна. Можно полагать, что формирование этих тел происходило неодновременно. Оно сопровождалось нагреванием за счет распада короткоживущих и долгоживущих радиоактивных элементов, физико-химических процессов и, возможно, воздействия Сверхновой. В зависимости от размеров этих тел нагревание происходило с большей или меньшей скоростью, а следовательно, переплавление и дифференциация слагающего их вещества могли протекать в различное время. Охлаждение протопланетных тел, их разрушение и вновь созидание также могли различаться во времени.

Изучение распространенности изотопов в земном и космическом веществе - метод познания эволюции этого вещества; изотопные данные проливают свет на ранее неизвестные явления и закономерности; они становятся объективным критерием оценки различных гипотез и представлений.

До недавнего времени основная задача космохимии заключалась в определении космической распространенности элементов либо путем астрономических наблюдений, либо путем изучения химического и элементарного состава метеоритов. Важным этапом в развитии космохимии явилось изучение распространенности изотопов. Наметился новый теоретический подход для установления состава первоначальной материи, основанный на знании изотопного состава и распространенности элементов, использующий определенные законы ядерной физики. Появилась возможность приоткрыть завесу над процессами, приводящими в планетарных и галактических масштабах к образованию ядер элементов, их перераспределению и накоплению, к формированию космического вещества.

Сдвиги, наблюдаемые в изотопном составе элементов земного и космического происхождения, обусловливаются рядом факторов, которые можно подразделить на первоначальные и вторичные. Первоначальные могут быть обусловлены дискретностью процессов нуклеосинтеза во времени и пространстве и захватом консолидирующимися телами фрагментов космического материала различного происхождения. Устоявшихся воззрений по этому вопросу нет. Вторичные факторы обусловлены физико-химическими процессами (особенно в случае легких элементов) и накоплением радиогенных изотопов, в том числе продуктов спонтанного и нейтронного деления ядер, наведенных изотопов, образующихся в результате воздействия естественной радиации (захват медленных нейтронов, реакции скалывания под действием альфа- или космического излучения). Процессы дифференциации вещества в облаках космичес-

кой пыли под действием гравитационных сил могут привести к изотопным сдвигам в случае легких и средних ядер. Дифференциация вещества в пределах родительских тел метеоритов и Земли приводит к перераспределению материнских и дочерних изотопов, что в конечном итоге приводит к смещению изотопных отношений.

Определение элементарного и изотопного составов первоначального вещества является основной проблемой изотопной космохимии. Эта проблема, с одной стороны, тесно соприкасается с ядерной астрофизикой, а с другой – связана с проблемой выявления и использования минеральных богатств и энергетических ресурсов тел солнечной системы.

Проблема состава первоначального вещества тесно связана с установлением сходства или различий между земным, метеоритным, солнечным и галактическим веществами. Вопрос о единстве вещества можно отнести ко второй важной проблеме изотопной космохимии.

Третьей важной проблемой является установление роли гравитационной и магматической дифференциации в процессе образования твердых тел солнечной системы.

Четвертой проблемой может быть установление физико-химических условий консолидации тел и образования их дифференциатов. Например, весьма удивительным является наличие большого количества окисленного железа в хондритах, если правильно представление о восстановительной среде, в которой происходило слипание космической пыли или дифференциация родительских тел метеоритов.

Элементарный и изотопный составы метеоритов носят в себе отпечатки тех процессов, которые претерпевало космическое вещество от момента возникновения ядер элементов до падения метеоритов на Землю. На каждом из этапов жизни космического вещества образуются и перераспределяются радиоактивные, стабильные, радиогенные или космогенные изотопы. Почти полный набор периодов полураспада радиоактивных изотопов в метеоритах, от 28 дней до $6 \cdot 10^{10}$ лет, позволяет оценить во времени или выявить основные этапы истории космического вещества, а также оценить интенсивность тех или иных процессов.

Пожалуй, наибольшее количество сведений о процессах, которым подвергалось космическое вещество с момента своего зарождения до момента исследования, можно почерпнуть из данных по распространенности и распределению в метеоритах изотопов урана и свинца. Это обусловлено тем, что уран состоит из двух изотопов, соотношение между которыми изменяется со временем. Накопление изотопов Pb^{206} и Pb^{207} происходит с различной, но строго определенной скоростью.

Наконец, космохимическое поведение урана и свинца резко различно.

Все известные метеориты делятся на три больших типа: железные, железо-каменные и каменные. Каждый тип делится на классы, группы и подгруппы. Подробная классификация и описание метеоритов приведены в каталоге Прайора и Хея (1958), а для советских метеоритов такая сводка дана Заварицким и Кваша (1952). Мировая коллекция метеоритов постоянно пополняется новыми падениями и находками и в настоящее время насчитывает около 1800 единиц.

Метеориты имеют настолько сложную физическую структуру и настолько озадачивающий химический состав, что ни одна из существующих гипотез происхождения не может объяснить те или иные детали. Более того, точки зрения одних и тех же исследователей со временем меняются на противоположные по сравнению с их же предыдущими построениями.

Возможно, это объясняется тем, что накопленное огромное количество фактического материала относится к самым разным областям науки (астрономии, ядерной физике, химии, минералогии и т.д.) и нет такого энциклопедически образованного ученого, который сумел бы критически оценить и увязать всю сумму знаний о метеоритах в единую стройную теорию, которая удовлетворила бы всех специалистов, занимающихся различными разделами космогонической проблемы.

Широко распространенное понятие "возраст метеоритов" не имеет физического смысла до тех пор, пока не указан нулевой момент отсчета или этап эволюции, с которого начинается отсчет времени. Так, например, свинцовый метод определения возраста может дать оценку времени консолидации свинцово-урановой системы (родительское тело метеоритов) и время отделения свинца от урана (дифференциация вещества родительского тела), аргоновый метод указывает на время охлаждения метеорных тел после последнего прогрева (возможно переплавления). По-видимому, лишь два этапа жизни метеоритов не вызывают существенных разногласий среди ученых: этап их существования в космическом пространстве в виде индивидуальных осколков (космический возраст) и этап падения на Землю (земной возраст).

Таким образом, датирование метеоритов подразумевает установление, по крайней мере, пяти этапов существования слагающего их вещества. К этому следует добавить установление времени образования элементов (нуклеосинтез) или времени окончания нуклеосинтеза в пределах палеосолнечной системы.

Изотопы всех химических элементов, составляющих вещество малых и больших тел солнечной системы, были образованы в результате ядерных процессов, протекающих в недрах звезд различного возраста, при вспышках Сверхновых и под действием быстрых частиц космических лучей солнечного и галактического происхождения. Современная распространенность изотопов в телах солнечной системы отражает относительные вероятности различных ядерных реакций их нуклеогенезиса. Эти вероятности зависят не только от устойчивости атомных ядер, сечений ядерных реакций, энергии частиц, но и от размеров космических тел, их химического состава, времени затвердевания вещества протопланетной туманности и формирования космических тел. Вследствие этого изотопы, образованные преимущественно в каком-нибудь одном ядерном процессе, могут являться индикаторами космических событий, например, вспышек Сверхновых, солнечных вспышек, а также характеризовать физико-химические условия, при которых проходила конденсация вещества протопланетного облака. Наиболее подходящими индикаторами описанных событий являются изотопы свинца и в некоторой степени ксенона, малая распространенность которого в телах солнечной системы с известным нам химическим составом обусловлена улетучиванием при нагревании (вследствие химической инертности).

Оценка времени возникновения элементов тесно связана с принятием той или иной гипотезы нуклеосинтеза. В настоящее время наибольшим признанием пользуется теория Бербиджа (1964), Фаулера и Хойля (1964), которая предполагает, что все тяжелые изотопы (начиная с железа) произошли в результате последовательного захвата тепловых нейтронов. Этот захват мог происходить медленно, в сравнении нии современем последующего β-распада (s-процесс), или быстро, когда ядро, не успевая испустить β-частицу, захватывает следующий нейтрон (r-процесс). Быстрый процесс, как предполагают, может иметь место во время взрывного состояния Сверхновой ($\sim$ 100 сек). В случае тяжелых элементов с $A > 200$, наряду с s-процессом, значительный вклад в распространенность делают r-процессы, а начиная с висмута образование ядер может происходить только за счет r-процесса.

Дж.Фаулер и Ф.Хойль рассчитали, что нуклеосинтез в нашем районе Галактики окончился 4,7 млрд. лет назад. Именно в этот период образовалась солнечная система и слагающее ее вещество. Возраст самой Галактики ими оценен в 15^{+5}_{-3} млрд. лет.

Таким образом, возраст элементов - понятие растяжимое, одна-

ко, если исчислять его со времени окончания последнего нуклеосинтеза, то он будет составлять 4,7 млрд.лет.

Возраст земного урана и соответственно пределы возраста поверхностного земного вещества по данным уранозой космохронологии и с учетом мыслимых процессов нуклеосинтеза оцениваются в пределах 4,4 - 6,5 млрд.лет назад (Соботович, 1968).

Накопленные к настоящему времени факты, особенно данные по изотопному составу свинца, допускают предположение о том, что некоторые (по крайней мере из железных) метеориты могут являться реликтовыми относительно вещества, образовавшегося во время зарождения солнечной системы. Изотопный состав урана в этих реликтовых телах должен быть отличен от земного, а изотопный состав радиогенного свинца зависит от времени, прошедшего с момента образования системы Pb-U , которая генерировала заметные количества радиогенных изотопов Pb до момента отделения урана.

Во время звездного нуклеосинтеза были образованы все ныне существующие изотопы и еще большее количество радиоактивных, распавшихся к настоящему времени. Относительно короткоживущие изотопы (с периодами полураспада до I млн.лет), по-видимому, успели распасться еще до момента консолидации космической пыли в твердые тела. Поэтому вряд ли возможно заметить следы их былого существования. Более долгоживущие изотопы, распадаясь в сформировавшихся телах, могли оставить в качестве своих отпечатков дочерние стабильные изотопы или даже сохраниться сами до настоящего времени.

Результаты определения содержания и изотопного состава свинца в среднем для каждого вида метеоритов приведены в табл.I.Таблица составлена на основании данных Соботовича (I970а) и Оверсби (I970). В ряде образцов железных метеоритов наблюдается неравномерное распределение свинца, что указывает на некоторую гетерогенность химического состава. Из табл.I видно, что существуют две группы метеоритов, отличающихся по изотопному составу заключенного в них свинца. I группа, представленная октаэдритами, содержит паттерсоновский тип свинца, впервые найденный в I955 г. в металлической фазе метеорита Каньон Дьявола. II группа, в которую входят все классы железных метеоритов (октаэдриты, гексаэдриты и атакситы), содержит гораздо более радиогенный свинец (Старик и др., I959, I962). Содержание свинца в метеоритах I группы варьирует незначительно вокруг величины $n \cdot 10^{-7}$ г/г, в то время как во II группе концентрация свинца составляет и $n \cdot 10^{-7}$, и $n \cdot 10^{-8}$ г/г. Троилиты, как правило, содержат свинец того же типа, что и металлическая фаза, од-

Таблица I

Среднее содержание и изотопный состав свинца в метеоритах различных типов

Тип метеорита	Количество образцов	Содержание свинца, 10^{-7} г/г	Средний изотопный состав, $Pb^{204} = 1$		
			Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
Железные I группы	7	I,7	9,7	I0,7	30,I5
Железные II группы	I2	0,9	I7,5	I5,5	37,6
Троилиты железных метеоритов:					
I группа	7	37,6	9,85	10,62	30,04
II группа	I0	42,0	I7,50	I5,43	37,82
Каменные, хондриты	I2	2,9	I9,2	I6,6	39,2
Каменные, ахондриты	2	6,0	86,5	25,8	52,8
Углистые и энстатитовый хондриты	8	I7,0	I0,3	I0,9	30,0
Железо-каменный, Брагин, металлическая фаза	I	0,7	I8,I9	I5,6I	38,72
Железо-каменный, Брагин, оливин	-	8,8	I7,94	I5,49	38,02
Железо-каменный, Брагин, силикатная пыль	-	-	I8,4	I5,8	39,0

нако найдены и исключения: метеориты Биштюбе, Хенбери, Толука, Каньон Дьявола. Распространенность свинца в троилитах на I-2 порядка выше, чем в металлической фазе.

Наличие радиогенного свинца в железных метеоритах не связано ни с наличным ураном, распространенность которого на 8-6 порядков меньше распространенности свинца, ни с загрязнениями земным свинцом в ходе анализа или хранения образцов, или нахождения метеоритов в почве. Вероятность загрязнения I2 из общего числа I9 железных метеоритов свинцом, который на Земле встречается лишь в 0,0I случаев, исчезающе мала.

Распространенности изотопов свинца в металлической и силикатной фазах палассита Брагин близки между собой и сходны с изотопным составом каменных и железных (II группа) метеоритов. Однако один из анализов оливиновой фракции показывает наличие более примитивного свинца, чем в металлической фазе. Этот факт, также как и существование свинцов I и II групп в пределах индивидуальных

осколков метеоритов, свидетельствует о различных свинцово-урановых системах образования этих фаз, лишь позже консолидировавшихся в одно тело.

В пределах каждой группы железных метеоритов наблюдаются вариации изотопного состава свинца (до 20%), значительно превышающие погрешность эксперимента, которая составляла ±2% для I группы и ±I,5% для П группы метеоритов.

Рассмотрение данных изотопного состава свинца железных метеоритов (Соботович, I968) приводит к выводу о том, что накопление косморадиогенной компоненты свинца в метеоритах П группы происходило в течение 0,6-I,9 млрд.лет со времени окончания однородного нуклеосинтеза Бербиджа, Фаулера и Хойля до момента вспышки последней Сверхновой 4,7 млрд.лет назад. Таким образом, возраст железных метеоритов П группы составляет не менее 5,8 млрд.лет. Возраст железных метеоритов I группы (консолидация материнского тела) оказывается таким же или на 0,5-2 млрд.лет древнее, однако оценить пределы возраста с достаточной достоверностью не представляется возможным, вследствие большой ошибки определения коэффициентов уравнения свинцово-свинцовой изохроны (±40%).

Первые определения возраста метеоритов аргоновым методом были сделаны Э.К.Герлингом и Н.И.Павловой (I95I). В настоящее время с помощью этого метода определен возраст более 200 метеоритов. Все доступные данные по содержанию калия, аргона и гелия в метеоритах и вычисленные значения возрастов имеются в обзорах Соботовича (I964, I970а) и Царингера (I964).

Больше половины всех образцов имеет возраст от 3,6 до 4,6 млрд. лет, примерно четвертая часть относится к возрастам от 0,5 до 2,5 млрд.лет. Аналогичным образом группируются данные по ахондритам (Соботович, I964). В последнем случае максимум сдвинут в сторону меньших значений возраста (3,0-4,4 млрд.лет) и всего два образца оказываются моложе I млрд.лет.

Следует отметить, что аргоновый метод в применении к метеоритам обладает большими погрешностями. Расхождения в экспериментальных результатах разных авторов иногда достигают I00%. Это объясняется как чисто методическими трудностями получения необходимых данных, так и объективными факторами. К последним относятся неравномерность прогрева метеоритов при их полете вблизи Солнца, неопределенность поправки на образование аргона (и гелия) за счет реакций скалывания под действием космического облучения, возможное со-

ставное строение метеоритов из материала с различной историей и т.д.

Данные по гелиевому возрасту малонадежны, вследствие большой вероятности низкотемпературных потерь гелия. Кроме того, для большинства метеоритов нет данных по содержанию урана (и тория), и вычисления возраста выполнялись исходя из средних концентраций. Тем не менее, можно заметить, что значения гелиевых возрастов группируются так же, как и аргоновые возрасты. Различие состоит в том, что оба максимума сдвинуты в сторону более молодых возрастов, причем левый максимум (от 0 до 1,6 млрд.лет) слагается из 82% всех имеющихся образцов (Соботович, 1964).

Таким образом, по времени удерживания благородных газов каменные метеориты условно можно разбить на две группы. I группа указывает на время "охлаждения" от 3,6 до 4,6, а II группа – от 0,4 до 2,5 млрд.лет назад. Определенной зависимости установленного времени кристаллизации от класса хондритов не обнаруживается.

Из сопоставления данных по времени дифференциации и консолидации родительских тел метеоритов со временем накопления аргона следует, что в случае, если каменные метеориты I группы являются представителями силикатной фазы, некогда ассоциированной с железными метеоритами I группы, то время их отделения не должно превышать 3500 млн.лет. Аргоновый возраст, т.е. время "охлаждения", оказывается значительно бо́льшим. Если пренебречь возможными экспериментальными ошибками, то напрашивается вывод о том, что либо хондриты I группы не были связаны с железными метеоритами I группы, либо, если и была генетическая связь, то каменные метеориты не переплавлялись и не дифференцировались полностью в пределах тела, давшего начало железным метеоритам I группы. К аналогичным выводам можно прийти, анализируя возрастные данные по каменным и железным метеоритам II группы. Интересно отметить, что аргоновый возраст железных метеоритов оказывается чрезвычайно древним (табл.2). При этом очень большое значение имеет способ введения поправок на космогенные изотопы K^{40} и A^{40}. Так, в первых определениях возраста 5 железных метеоритов Стонером и Царингером (1958) были получены значения от 5,9 до 18 млрд.лет. После введения более обоснованных поправок Маршалл (1962) для трех из них получил значение возраста в 4,6 млрд.лет, а для Каньона Дьявола и Толуки – соответственно 7,0 и 6,9.

В дальнейшем Мюллер и Царингер (1966) подвергли тщательному повторному анализу метеориты Сихотэ-Алинский и Каньон Дьявола,

Таблица 2

Аргоновый возраст железных метеоритов*

Метеорит	Возраст, млрд.лет
Арайсп	6,8 - 6,9
Каньон Дьявола I	5,3 - 8,5
-"- -"- II	I0,5 - I8
-"- -"- III	8,I ± 0,8
-"- -"- 266	5,3 - 8,I
Викеро стэйшн	6,5 - I0,4
-"- -"- силикаты	4,0 - 4,5
Карбо	8,4
Мт. Айлиф	6,9
Картаж 279	6,8 ± 0,2
-"- 30I	5,5 - 7,I
-"- 790	I2,6 ± 3
-"- 527	3,65-6,25
Гундаринг I84	3,6 ± I,2
Сихотэ-Алинский 6,2-2I60	3,8 - I0,8
-"- -"- б/№	I,5 - I,9
-"- -"- 309	6,6 - 8,7
-"- -"- 326	7,0 - 8,I
Одесса 485	4,6 - 7,4
-"- -"- троилит	5,2
-"- -"- шрейберзит	6,25
-"- -"- силикаты	4,4 - 4,85
Толука I	5,9 - 7,I
-"- II	6,88
-"- силикаты	4,6
Трейза I	5,9 ± 0,3
-"- II	3,8 - 6,4
Томбигби Ривер 602	4,85 - 6,85
Черкес	5,9 ± I,2

* Таблица составлена по Соботовичу (I970а), Кайзеру, Царингеру (I968), Ранцителли и др. (I967), Барнету и др. (I968).

а также исследовали два новых метеорита - Картаж и Трейза. При этом контролировалось количество A^{40} и K^{40}, образующихся по реакциям скалывания на ядрах железа. Полученные ими результаты демонстрируют крайнюю неоднородность содержания калия в пробах одного и того же метеорита при общем сверхдревнем возрасте. Кайзер и Цаpингер (1968), предполагая более легкую миграцию калия по сравнению с аргоном для трех железных метеоритов: Картаж 527, Одесса 485 и Томбигби Ривер 602, вычислили значения возраста, лежащие в пределах от 3,65 до 5,2 млрд.лет. Однако механизм преимущественной потери калия в условиях существования метеорных тел в космосе пока совершенно не ясен, поэтому полученные более низкие значения возраста нельзя считать истинными. Приходится учитывать факт, что возраст большинства железных метеоритов составляет 6-8 млрд.лет.

Любая гипотеза происхождения метеоритного вещества должна объяснять такие экспериментальные факты:

I) наличие двух групп железных метеоритов, резко различающихся по изотопному составу заключенного в них свинца;

2) несоответствие содержания урана содержанию и изотопному составу свинца в каменных метеоритах;

3) существование в пределах одного и того же метеорита свинцов I и П групп (Биштюбе, Хенбери, Толука, Каньон Дьявола);

4) "нормальный" A_r - возраст каменных метеоритов и "сверхдревний"; A_r - возраст железных метеоритов;

5) вариации изотопного состава свинца в пределах данного образца данной группы метеоритов (Толука, Одесса, Каньон Дьявола, Сихотэ-Алинский);

6) существование радиогенного свинца, не поддержанного ураном, в силикатной и металлической фазах палласита Брагин;

7) несоответствие изохронных возрастов железных метеоритов их модельным возрастам и изохронным возрастам каменных метеоритов.

Ниже мы попытаемся объяснить эти факты как с точки зрения солнечного происхождения вещества метеоритов (под веществом в данном случае мы понимаем не атомарное состояние, а нахождение в виде пыли или фрагментов), так и с точки зрения его досолнечного происхождения.

Из табл.3, например, видно, что отношение Pb^{206}/Pb^{204} в метеорите Одесса варьирует до 20%. Во всех метеоритах данной группы вариации Pb^{208}/Pb^{204} малы, а отношение Pb^{207}/Pb^{204} практически остается постоянным. Эти вариации во многих случаях выходят за пре-

Таблица 3

Вариации изотопного состава свинца в пределах одних и тех же железных метеоритов и заключенных в них троилитах

(из сводки Соботовича, 1970а, и данных Оверсби, 1970, последние отмечены звездочкой)

Метеорит	Изотопный состав $Pb^{204}=1$		
	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
Одесса (металлическая фаза)	10,80	9,96	27,99
	12,04	11,04	29,41
	9,80	10,55	29,88
	10,38	10,39	29,5
Одесса (троилит)	9,86	10,65	30,17
	9,86	10,58	30,17
	9,88	10,62	30,07
Каньон Дьявола (металлическая фаза)...	9,57	10,04	28,54
	9,88	10,21	29,03
	9,86	10,30	28,98
	10,08	10,30	29,45
	10,11	10,65	30,12
	10,16	10,65	30,11
	10,15	10,76	30,31
	9,43	10,58	29,80
	9,7	10,5	28,3
Каньон Дьявола (троилит)	9,41	10,27	29,16
	9,85	10,28	29,02
	9,33	10,20	28,91
	9,70	10,47	29,44
	10,10	10,82	30,62
	18,60	15,55	38,16
	17,3±0,8	-	38,0±1,7
Толука (металлическая фаза)	9,87	10,70	30,36
	9,68	10,31	29,45
Толука (троилит)	-	-	29,88
	9,31	10,30	29,60
	9,2	10,1	28,7
	16,94	15,14	37,15

Продолжение табл.3.

Метеорит	Изотопный состав $Pb^{204}=1$		
	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
Толука (троилит)	I6,86	I5,02	37,06
	I6,82	I4,92	37,I3
	I7,22	I5,64	37,42
	I7,I5	I5,33	38,5I
Толука (троилит)	I0,II	I0,64	29,59
	I2,80	I2,85	35,0I
Хенбери (металлическая фаза)	I8,I2	I5,72	38,55
Хенбери (троилит)	I8,4I	I5,79	39,00
	9,50	I0,30	29,26
Биштюбе (металлическая фаза)	9,80	I0,74	30,38
Биштюбе (троилит)	I7,92	I5,47	38,40

делы погрешности эксперимента (Старик и др., 1962; Соботович, 1964; Марти, 1964). Как отмечают Маршалл и Фейтknехт (1964), вариации среди свинцов железного метеорита Одесса не являются отражением радиоактивности в обыкновенных свинцово-урановых и ториевых системах. Например, одна из проб метеорита Одесса лежит ниже прямой линии в координатах Pb^{207}/Pb^{204} - Pb^{206}/Pb^{204}, отражающей смесь первоначального свинца с современным земным свинцом. Согласно модели Гейса (1954), никакого земного свинца ниже этой линии не должно существовать.

Аналогичным образом вариации в пределах метеоритов П группы (так же как и сам факт существования радиогенного свинца) не могут быть объяснены загрязнениями земным свинцом*/ (весь этот свинец размещается в основном выше геохроны, указывая на избыточное количество Pb^{207}).

*/ В.Оверсби (1970) провела определения изотопного состава свинца в троилитах из 7 железных метеоритов: 2 из них содержат свинец I группы, 4 - П группы и один (Толука) - промежуточный. Последнее вполне понятно, поскольку метеорит Толука содержит оба типа свинца (см. табл.8). Непонятным остается лишь вывод, сделанный на этом основании В.Оверсби, о том, что все метеориты П группы заражены земным свинцом.

Андерс (1962) считает, что избыток Pb^{207} может быть обусловлен систематической ошибкой Старика и др. (1959). Однако метеорит Толука был измерен несколькими исследователями и его расположение относительно геохроны достаточно точно. Точно так же изотопный состав свинца в метеорите Богуславка не может носить в себе ошибку этого типа. Большинство обычных земных свинцов (99% всех известных в кристаллических материалах) лежит либо на геохроне, либо, что более часто, в стороне геохроны, показывающей избыток Pb^{206}. Поэтому любые данные загрязнения почти наверняка сместят метеоритные свинцы в сторону избытка Pb^{206}, что не наблюдается в данном случае. Земной свинец с избытком Pb^{207} встречается только в 1% случаев из всех известных свинцов в земной коре и поэтому легко заметить, что вероятность того, что десять из общего числа 15 железных метеоритов загрязнены такого типа свинцом меньше, чем одна миллионная. Поэтому предположения Андерса о том, что наличие такого свинца обусловлено главным образом земными загрязнениями, не имеют оснований (Марти, 1964).

Марти полагает, что вариации изотопного состава свинца обусловлены какими-то "доземными событиями в последние несколько сотен миллионов лет", причем резервуаром радиогенного свинца являлась каменная фаза.

Несоответствие свинцово-изохронных возрастов каменных и железных метеоритов можно объяснить следующим образом.

1. Металлическая фаза не была связана с веществом хондритов в одном теле. Ее образование могло происходить в результате гравитационной и электромагнитной дифференциации пылеобразного вещества, давшего начало металлической фазе и, возможно, ахондритам.

2. Металлическая фаза была связана с веществом хондритов, но ее отделение затронуло это вещество в незначительной степени. Переплавление железа происходило без расплавления основной массы хондритного вещества. Отделение относительно небольшой части железа не сказалось на общем древнем возрасте хондритов.

3. Можно принять также "составное" происхождение метеоритов. Марти (1964) предполагает, что "перенос" радиогенного свинца в железные метеориты может быть обусловлен процессами столкновения между каменными и железными метеоритами или с помощью какого-либо другого коллизионного механизма. Легко показать, что столкновения между телами при умеренной скорости (2-5 км/сек) вызывают существенный толчок и "термальный эффект". Таким образом, можно допустить

отсутствие генетической связи между каменными и железными метеоритами.

Однако, если столкновение между каменными и железными метеоритами может привести к переплавлению материала и созданию новых металлических и силикатных фаз, то образовавшиеся вторичные тела можно рассматривать в качестве прототипа родительских тел метеоритов, давших начало железным метеоритам П группы. Если же переплавления не происходило, то радиогенный свинец каменной фазы не мог усвоиться металлической иначе, как путем фракционной конденсации металла из облака или паров, в которых к этому моменту был свинец, обогащенный радиогенными изотопами. Примером возможности "составного" строения метеоритов (в противоположность точке зрения о едином железо-силикатном родительском теле) служат данные по изотопному составу свинца в металлической и силикатной фазах палласита Брагин. В обеих фазах существует радиогенный свинец, который, по-видимому, не поддержан ураном, причем оливиновая фаза обогащена радиогенными изотопами в несколько меньшей мере, чем железная. Это говорит о том, что металлическая фаза существовала отдельно от данной каменной фазы в другой системе Pb/U , в которой урана было даже относительно больше, чем в теперешней каменной фазе. Можно предположить аккрецию готовых силикатных и металлических фрагментов.

Используя подобные рассуждения (Соботович, 1964), рассматривалось предположение о двухстадийном развитии вещества солнечной системы вначале в виде мелких тел, затем более крупных - вторичных. Эта гипотеза возникла в результате комбинации двух теорий происхождения метеоритов: Юри (1959) в части образования вторичных тел и Фиша и др. (1960) - образование первичных родительских тел метеоритов.

К сожалению, пока еще не накоплено достаточно экспериментальных данных для того, чтобы можно было с приемлемой вероятностью сопоставить их со структурными особенностями метеоритов различных классов или хотя бы данными изотопного датирования для каждого класса метеоритов между собой. С точки зрения изотопной космохимии слабым местом этой гипотезы является.

I. Допущение существования крупных родительских тел примерно лунного размера в эпоху, отдаленную от нуклеосинтеза, так как мелкие тела не могли бы за счет долгоживущей радиоактивности нагреться в достаточной степени, чтобы могла произойти дифференциация.

2. Расхождение модельных и изохронных возрастов железных метеоритов П группы. Модельный возраст железных метеоритов П группы составляет несколько сот миллионов лет, в то время как изохронный указывает на миллиарды. Кроме того, отношение U^{238}/Pb^{204} в системах, откуда деривативался свинец метеоритов П группы, варьирует от 7,8 до 9,8, что не согласуется с экспериментальными данными по каменным метеоритам.

3. Факт существования свинца с первоначальным (I группа) и радиогенным (П группа) изотопным составом в пределах одного и того же метеорита (Хенбери, Толука, Биштюбе, Каньон Дьявола). Трудно себе представить механизм дифференциации в пределах одного или нескольких подобных тел, который привел бы к подобному явлению.

4. Сверхдревний аргоновый возраст железных метеоритов и "нормальный" каменных.

5. Расхождение в значениях аргонового возраста металлической фазы (6-10 млрд.лет) и силикатных включений в тех же железных метеоритах (3,8-5,0 млрд.лет).

Перечисленные факты можно объяснить, если предположить существование генетически разнородного консолидированного вещества в протопланетном облаке. Сейчас пока трудно однозначно решить вопрос о природе этой гетерогенности, однако можно построить некую рабочую гипотезу для того, чтобы можно было представить общий ход событий. В частности можно полагать, что процесс консолидации вещества, приведший к образованию нашей солнечной системы, должен был происходить и при образовании всех иных солнечных систем; что консолидированное вещество в пределах нашей Галактики образовывалось во все времена ее существования, в том числе и в досолнечный период.

Возражением против досолнечного происхождения вещества железных метеоритов может явиться соображение о том, что в этом случае Земля должна состоять из смеси солнечного и досолнечного материала, прямых доказательств чему пока нет. На Земле имеется масса примеров нахождения более примитивного свинца, чем свинец П группы метеоритов. Можно допустить, что Земля формировалась из гетерогенного материала протопланетного облака, и при этом металлические фрагменты служили центром конденсации Земли. Металлическое ядро Земли содержит свинец, представляющий собой нечто среднее между свинцом I и П групп железных метеоритов (Соботович, 1970б), в то время как периферические части Земли (верха мантии - протокора)

складывались из материала, содержащего первоначальный свинец, аналогичный I группе железных метеоритов, т.е. материала последнего звездного нуклеосинтеза, не успевшего обогатиться косморадиогенным компонентом.

В земных образцах пока не найдены колебания изотопного состава урана, не найдены они и при единичных исследованиях метеоритов, однако последние нельзя считать достаточно прецизионными.

Если будет доказано, что каменный материал достаточно гомогенен относительно отношения U^{235}/U^{238}, то, например, нехватку урана в каменных метеоритах (относительно свинца) можно объяснить его гипотетической потерей и, следовательно, допустить возможность концентрирования его где-то в другом месте либо предположить примешивание "древнего" материала, содержащего свинец, который квалифицируется нами сейчас как радиогенный. Последнее предположение тесно связано с концепцией о досолнечном происхождении основной массы вещества солнечной системы*/. При этом главным энергетическим источником, приведшим к образованию агломератов, в том числе железных фрагментов, шариков троилитов и, возможно, хондр разного размера, предполагается взрыв последней Сверхновой, внесшей небольшой вклад вещества в уже существовавшее к тому времени, но значительно переработавшей последнее.

Так в хондрах присутствует окисленное железо, которое могло не успеть восстановиться за столь короткое время. Известны также фрагменты ранее долго кристаллизовавшегося металлического железа.

Зюсс (1964) в своем обзоре данных по содержанию окисленного и металлического железа, отношения Mg/Si и Fe/Si и т.д. заключает, что многие хондры должны были бы образоваться путем переплавления небольших фрагментов ранее образованных оливина и пироксена в различных пропорциях. Мгновенное действие Сверхновой снимает ограничения, налагавшиеся на гипотезу А.П.Виноградова (1965) о конденсации хондр (через расплав) из солнечной плазмы.

Предположение о том, что досолнечный материал мог консолидироваться в твердые тела и "пережить" вспышку Сверхновой в пределах палеосолнечной системы, по-видимому, не менее достоверно, чем предположение о солнечном происхождении железных метеоритов. Изотопный состав заключенного в них свинца может являться отражением действия этой последней космической катастрофы, если допустить,

---

*/ Гипотеза о "составном" строении метеоритов не противоречит этой концепции.

что каменная фаза консолидировавшихся тел была при этом в значительной степени распылена и лишь после образования Солнца вновь консолидировалась, а металлическая фаза могла в значительной степени сохраниться до наших дней*/, а частично образоваться путем конденсации из раскаленной металлической пыли и газа**/. Двухстадийная модель нуклеосинтеза (однородный + внезапный) качественно объясняет наблюдаемые экспериментальные изотопные данные (Соботович, 1968).

Верхней границей возраста элементов звездных систем является величина 15–20 млрд.лет, значение которой получено на основании оценки скорости звездной эволюции и степени удаления звезд от главной последовательности. Именно в то время за счет гравитационных флуктуаций водородно-гелиевой смеси в нашей Галактике формировались массивные звезды. Если масса звезды составляла несколько десятков солнечных, то в них сравнительно быстро ($\sim 10^8$ лет) в более тяжелые ядра преобразуются водород и гелий и они взрываются в виде Сверхновых (I и II типа). Начало этой звездной активности Хойл и Фаулер относят к 13 $\pm$ 2 млрд. лет назад. Во время взрывного состояния ($\sim$ 100 сек) продуцируются тяжелые и сверхтяжелые ядра. Разбросанный взрывом материал смешивается с межзвездным веществом, вновь образуются сгущения, вспыхивают звезды 2-го поколения и т.д. Каждое последующее поколение звезд содержит все бо́льшую долю тяжелых элементов. Исследования спектров звезд показывают, что достаточного перемешивания материала Сверхновых с существующим не происходит. Об этом свидетельствуют значительные вариации отношения тяжелых ядер к водороду в пекулярных звездах. Возможно, что нуклеосинтез в разных частях Галактики идет с различной скоростью, в общем уменьшаясь со временем по экспоненциальному закону (в настоящее время в нашей Галактике вспыхивает одна Сверхновая за 300 – 400 лет).

Гравитационные, электромагнитные и другие неоднородности в Галактике обусловливали образование скоплений пыли и газа, формирование туманностей, которые давали начало новым поколениям звезд.

Известно, что протосолнечная туманность не могла самопроизвольно преобразоваться в солнечную систему без какого-то "толчка извне". Некоторые исследователи полагают, что такой толчок могла

*/ Измеряемый возраст может значительно превышать возраст солнечной системы (см., напр., табл. 2).

**/ Возраст совпадает с возрастом солнечной системы.

бы обеспечить вспышка Сверхновой звезды в окрестностях первоначального газо-пылевого сгущения. Эта первоначальная туманность состояла из вещества более ранних нуклеосинтезов, и поскольку более ранние Сверхновые в общем синтезировали меньше тяжелых элементов (в частности урана и тория), чем последующие на единицу массы вещества, то более "древнее" вещество содержало меньше радиоактивности, чем более "молодое" (конечно, при условии, если оно находилось в консолидированном состоянии в значительной степени). Кроме того, чем древнее вещество, тем больше сказывается фактор радиоактивного распада.

Учитывая изложенное выше, космохронологическая последовательность событий, приведших к обособлению вещества солнечной системы, образованию Солнца, планет, родительских тел метеоритов и, наконец, тех метеоритов, которые попадают в руки исследователей, могут быть представлены следующим образом:

16 ± 4 млрд. лет назад - начало формирования звезд первого поколения, образование в них первых ядер элементов за счет *S*-процессов. Синтез в звездах продолжается и поныне.

18 ± 2 млрд. лет назад - начало синтеза тяжелых и сверхтяжелых ядер (в том числе урана, тория и др.) в Сверхновых звездах I типа за счет *r*-процессов. Начало формирования звезд 2-го и последующих поколений. Образование мелких консолидированных тел.

5,0 - 4,7 млрд. лет назад - вспышка последней Сверхновой в окрестностях протосолнечной туманности и вывод ее из равновесного состояния. "Заражение" вещества туманности материалом, обогащенным радиоактивностью. Часть тел туманности "пережила" вспышку Сверхновой (оптический эффект).

4,7 - 4,6 млрд. лет назад - консолидация зародышей и тел из смеси "зараженного" радиоактивкостью и реликтового вещества. Образование Солнца, планет и мелких тел солнечной системы типа астероидов.

4,6 - 4,0 млрд. лет назад - дифференциация вещества наружных частей планет и вторичных родительских тел метеоритов, консо-

лидировавшихся из материала, обогащенного радиоактивностью.

2,5 - 0 млрд. лет назад – развал родительских тел метеоритов, существование осколков в виде индивидуальных мелких тел.

* *
*

Рассмотрены лишь некоторые проблемы изотопной космохимии и показано, что космохронология является важнейшим инструментом изотопной космохимии, дающим возможность количественно и во времени оценивать те или иные процессы, апробировать существующие гипотезы и представления и выдвигать новые.

При рассмотрении хронологии метеоритов мы старались изложить фактический материал по возможности в доступной форме и не вдаваясь в гипотезы, объясняющие те или иные закономерности. Последнее особенно относится к ранней истории метеоритного вещества. Действительно, концепция солнечного происхождения вещества всех метеоритов, господствующая в течение полустолетия, в настоящее время получает удар за ударом со стороны изотопной космохимии. Возражение против досолнечного происхождения вещества части метеоритов базируется главным образом на том, что Земля в этом случае должна состоять из смеси солнечного и досолнечного материала, прямых доказательств чему пока нет.

Если будет доказано, что каменный материал достаточно гомогенен относительно отношения урана U^{235}/U^{238}, то, например, нехватку урана в каменных метеоритах (относительно свинца) можно объяснить гипотетической потерей урана и, следовательно, допустить возможность концентрирования его где-то в другом месте, либо предположить примешивание "древнего" радиогенного свинца, квалифицируемого нами сейчас в качестве "радиогенного". Последнее суждение тесно связано с концепцией досолнечного происхождения основной массы вещества солнечной системы и гипотезой о "составном" строении метеоритов.

Различия в значениях возраста различных фаз и включений метеоритов, различия в изотопном составе свинца (нигде не поддержанного ураном) не только в этих фазах (например, троилит-силикаты -

металл в железных метеоритах), но даже в отдельных фрагментах металлической или троилитной фазы одного и того же метеорита, по-видимому, свидетельствует о разной генетической принадлежности этих материалов, лишь впоследствии объединившихся в единое целое. Поскольку в ходе дальнейшей истории полной гомогенизации таких составных объектов не происходило, отдельные их фрагменты сохранили присущие им изначально возрастные и изотопные соотношения. На наш взгляд, например, факт нахождения троилита с радиогенным свинцом внутри монолитной металлической фазы, содержащей примитивный свинец, проще объяснить аккрецией готовых сульфидных и металлических фрагментов, чем выплавлением сульфидной фазы из металлической в ходе существования первоначально гомогенного объекта, поскольку этот процесс никак не мог бы привести к фракционированию изотопов свинца.

В настоящее время существует много противоречивых гипотез, пытающихся объяснить те или иные этапы существования космического вещества, в том числе эволюции родительских тел метеоритов, формирования и развития Земли, Луны и других планет солнечной системы.

Одно можно констатировать, что идея первоначальногомогенного протопланетного облака получает удар за ударом. Об этом уже открыто говорят исследователи метеоритного и лунного вещества. Мы полагаем, что и наша Земля образовывалась путем последовательного "наслоения" разнородного вещества (Соботович, 1970а,б). Построение любых космогонических гипотез должно учитывать гетерогенность протопланетного облака по физико-химическому и фазовому составу.

По-видимому, ближайшими задачами космохимии и геохимии изотопов следует считать.

1. Изучение распределения и распространенности радиоактивных, радиогенных и некоторых стабильных изотопов в метеоритах различных классов с целью получения информации, необходимой для развития теорий нуклеосинтеза, установления состава первоначального вещества и основных этапов его эволюции, выяснения роли процессов дифференциации при образовании метеоритного вещества.

2. Изучение распространенности радиоактивных, радиогенных изотопов и наведенной радиоактивности в глубинных земных породах в сравнении с теоретической космической и метеоритной распространенностями с целью выяснения таких основных проблем геохимии, как внутреннее строение Земли и состав геосфер, время и степень разде-

ления Земли на оболочки, дифференциация химических элементов в процессе этого разделения и, наконец, установление общих для планет земной группы геохимических закономерностей.

3. Изучение космогенных изотопов в метеоритах, материалах искусственных и естественных спутников с целью оценки распределения интенсивности и степени постоянства космического излучения и в поверхностных земных образованиях (осадках, ледниках, дневных породах) для решения ряда геохимических и геохронологических проблем.

4. Развитие радиоактивных методов определения возраста геологических формаций метеоритов и Земли.

5. Исследование проблемы тектитов на базе изотопных данных для выяснения их природы и пока неизвестного процесса, приведшего к образованию обширных полей тектитов на земном шаре.

6. Использование изотопных данных для построения космохимических моделей формирования солнечной системы, включая Землю, планеты и малые тела.

Перечисленные направления могут внести большой вклад не только в область познания закономерностей мира, о котором нам известно чрезвычайно мало и где можно ожидать таких открытий, которые создадут новую техническую эру. Они уже сейчас имеют практическое значение. Например, прогнозирование радиационной опасности при полете человека в космосе, решение проблемы утилизации глубинного тепла Земли и в недалеком будущем Луны, решение вопроса о глубинности полезных ископаемых и т.д.

Литература

Андерс. Anders E. Meteoritex ages. - Mod. Phys., 1962, 34, 287.

Андерс. Anders E. Origin, Age and Composition of Meteorites, Space sciece review, ed. Jager, N-Holland publ., 1964.

Барнет и др. Burnet D.S., Wasserburg G.J., Bogard D.D., Eberhardt P. Ages of Silicate Inclusions in Iron Meteorites. - In.: Origin and Distribution of the Elements, ed. L.H.Ahrens, p.399. Pergamon Press, 1968.

Дж. Бербидж. Ядерная астрофизика. "Мир", М., 1964.

Виноградов А.П. Вещество метеоритов. - Геохимия, 1965, №.

Гейс. Geiss J. Isotopic analysis of ordinary lead. - Z. Naturi., 1954, A/9, 218.

Герлинг Э.К., Павлова Н.И. Определение геологического возраста двух каменных метеоритов аргоновым методом. - ДАН СССР, 1951, I, 77.

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

Зюсс. Suess H.F. The Urey-Graig groups of chondrites and their states of oxidation. - Isotopic Chemistry, ed. H. Graig et al., N-Holland publ., 1964.

Кайзер, Царингер. Kaiser W., Zähringer J. K/Ar age determinations of iron meteorites IV. New results with refined experimental procedures. Earth and Planetary Science letters, 4, 84, 1968.

Марти. Murthy V.R. Stable studies of some nearly elements in meteorites. - Isotopic and Cosmic Chemistry, ed. H.Graig et al., N-Holland publ., 1964.

Марти, Паттерсон. Murthy V.R., Patterson C.C. Primary isochon of zero age for meteorites and the Earth. - Geophys. Res., 1962, 67, 3.

Маршалл. Marshall R.R. Cosmic radiation and the $K^{40} - Ar^{40}$ "ages" of iron meteorites. - Geoch. et Cosm.Acta, 1962, 26, 981.

Маршалл, Фейткнехт. Marshall R.R., Feitknecht J. Primitive lead from iron meteorites. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, 28, 365.

Мюллер, Царингер. Muller O., Zähringer J. K - Ar-Alterbestimmungen von Eisenmeteoriten. - Geoch. et Cosm. Acta, 1966, 30, 1075.

Оверсби, Oversby V.M. The isotopic composition of lead in iron meteorites. - Geoch. et Cosm. Acta, 1970, 1, 34.

Панет и др. Paneth F., Reasbeck P., Mayne L. Helium content and age of meteorites. - Geoch. et Cosm. Acta, 1952, 2, 5/6, 300.

Прайор и Хей. Prior G.T., Hey M.H. Catalogy of Meteorites, British Museum, London, 1953.

Ранцителли и др. Rancitelli L., Fisher D.E., Funkhouser J., Schaeffer O.A. Patassium: Argon age dating of iron meteorites, Science, 1967, 155, 999.

Рейнольдс. Reynolds J.H. I-Xe dating of meteorites. - J. Geophys. Res., 1960, 65, 3848.

Старик И.Е., Соботович Э.В., Шац М.М., Ловцюс А.В., Ловцюс Г.П. Определение изотопного состава свинца в железных метеоритах. - ДАН СССР, 1959, 4, 128.

Старик И.Е., Ловцюс Г.П., Соботович Э.В., Гращенко С.М., Шац М.М., Ловцюс А.В. Изотопный состав свинца в метеоритах в связи с проблемами их происхождения. - Бюлл. Ком. по опр. асб. возраста геол. формаций, вып.У , 1962, 12.

Соботович Э.В. Радиогенные и космогенные изотопы в метеоритах и космохронология. - Метеоритика, вып.ХХУ, 1964.

Соботович Э.В. Урановая космохронология. - Метеоритика, вып.ХХУШ. "Наука", М., 1968.

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

Соботович Э.В. Гетерогенность земного вещества и возраст Земли. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970б, 2.

Стоеннер, Царингер. Stoenner R.W., Zähringer J. Potassium-Argon Age of Iron Meteority. - Geoch. et Cosmoch. Acta, 1958, 15, 40.

Фаулер, Хойл. Hoyle F., Fowler W.A. Nuclear cosmochronology. - Ann. Phys., 1960, 10, 280.

Фаулер, Хойл. Hoyle F., Fowler W.A. On the abandances of uranium in solar system material. - Isotopic and Cosmic Chemistry, ed. H.Graig et al., N-Holland publ., 1964.

Фиш и др. Fich R.A., Goles G.G., Anders E. The possible role of short lived radioactivity in the development of meteorites. - Astrophys. J., 1960, 132, 243.

Царингер. Zähringer J. Isotope chronology of meteorites. - Ann. Rev. of Astronomy and Astrophysics, 1964, 2.

Юри. Urey H.C. Primary and secondary object. - J. Geophys. Res., 1959, 64, 1721.

Я.А.Виньковецкий

(Всесоюзный геологический институт)

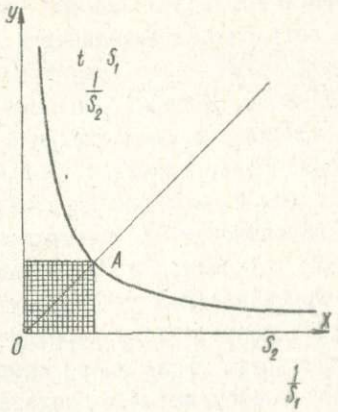
ОБЩИЙ ЗАКОН СОХРАНЕНИЯ В ЭВОЛЮЦИИ ВСЕЛЕННОЙ

Данные космохимии и астрофизики о росте относительного содержания тяжелых элементов в более молодых звездах (Аллер, 1963; Зельдович, Новиков, 1967; и др.) свидетельствуют о том, что структурно-организационная направленность эволюции не может быть локализована в пределах Земли, солнечной системы или нашей Галактики. Анализ геологических данных (Рундквист, 1968; Виньковецкий, 1968) также с достаточной убедительностью показывает, что эта направленность характерна не только для биосферы, но и для неживой природы. Согласно "закону возрастания сложности" (Тейяр де Шарден, 1965) эволюция рассматривается как закономерное возрастание некоторой структурной характеристики.

Конфликт между концепцией развития, основанной на втором законе термодинамики, и "биологической" теорией восходящей эволюции обычно пытаются разрешить путем пространственно-временной локализации последней. В свете новых данных подобное решение не может более считаться приемлемым.

По мнению автора, конфликт является кажущимся, так как обе теории имеют различные сферы применимости. Суть гипотезы, являющейся основой предлагаемой концепции, заключается в том, что для достаточно полной характеристики замкнутой системы необходимо рассматривать две различные энтропии – энергетическую и структурную: перераспределение энергии приводит к возрастанию энергетической энтропии (второй закон термодинамики), но наряду с этим сопряженно происходит усложнение структур – уменьшение структурной энтропии в соответствии с законом возрастания сложности. При положительном ответе на вопрос о применимости к Вселенной в целом понятия замкнутой системы эта гипотеза дает выход из создавшейся ситуации. Она равнозначна (в самой общей форме) постулату о сохранении в ходе эволюции Вселенной обратной пропорциональности между величинами энергетической (S_1) и структурной (S_2) энтропий: $S_1 \cdot S_2 = \text{const}$ (общий закон сохранения). Эти соотношения выражаются гиперболой (рисунок), поскольку обеим величинам запрещаются нулевые значения. Приняв координаты точки пересечения равнобочной гиперболы с ее осью

симметрии X = Y = 1 , получим $S_1 \cdot S_2 = 1$; $1/S_1 \cdot 1/S_2 = 1$. Энергетическая антиэнтропия $1/S_1$ выражает величину актуальной энергии, которая еще может перейти в работу при самопроизвольных процессах; ее уменьшение в эволюции ($\Delta S_1 > 0$; $\Delta 1/S_1 < 0$) выражает второй закон термодинамики. Эволюционное возрастание структурной антиэнтропии или структуры $1/S_2$ ($\Delta/S_2 < 0$; $\Delta 1/S_2 > 0$) – выражение закона возрастания сложности.



Величины S_1 и S_2 в общем законе сохранения (как и обратные величины) являются взаимно сопряженными, но не аддитивными.

Рассмотрение истории Вселенной как эволюции двух сопряженных системных параметров затрагивает проблему соотношения между понятиями энтропии в термодинамике и в теории информации, являющуюся предметом продолжительной и далеко не завершенной дискуссии. Когда К.Шеннон, получив в 1948 г. формулу для количества информации, сразу же увидел ее математическую тождественность термодинамической формуле энтропии Больцмана - Планка, он назвал выведенную им величину энтропией информации (Шеннон, 1963), не придавая этому какого-либо дополнительного содержания в рамках своей теории. В дальнейшем возникли терминологические разногласия: Н.Винер (1958) и Л.Бриллюэн (1960) величину, которую К.Шеннон назвал энтропией, называют количеством информации или просто информацией, а собственно энтропией называют ту же величину с обратным знаком; тем самым между величинами энтропии и информации постулируется аддитивное соотношение. Л.Бриллюэн, автор широко известного "негэнтропийного принципа информации", является сторонником мнения о тождественности понятия энтропии в термодинамике и теории информации. С этим не согласен ряд авторитетных специалистов: Д.Пирс (1967), последователь К.Шеннона, настойчиво подчеркивает, что "термодинамическая" и "информационная" энтропии представляют совершенно различные вещи.

С точки зрения автора, они действительно представляют различные вещи; однако нельзя, вслед за Д.Пирсом, игнорировать тождественность их математических выражений как случайное совпадение.

Если в термодинамике речь всегда идет о перераспределении энергии, то энтропия (в понимании К.Шеннона), с которой имеет дело теория информации, - это структурная энтропия. Нельзя не согласиться с Н.Винером, который отмечает, что "...процессы, ведущие к потере информации, весьма сходны с процессами, ведущими к увеличению энтропии (энергетической - Я.В.). Они состоят в слиянии областей вероятностей, которые были первоначально различными" (Винер, 1958). Но вероятности, рассматриваемые в термодинамике и в теории информации, относятся к "событиям" разных классов - соответственно "энергетическим" и "структурным". Такое разделение может представиться достаточно искусственным, так как в действительности любая структурная связь имеет энергетическую природу, однако оно оказывается необходимым и плодотворным для построения непротиворечивой эволюционной картины.

Тождественность формул энтропии в термодинамике и теории информации - факт фундаментального общенаучного значения. Считать ее доказательством тождественности самих этих величин (как это делает Л.Бриллюэн и склонен делать Н.Винер) - значит совершать непроизвольную недооценку значения этого факта, представляющего одно из наиболее ярких свидетельств структурно-динамического единства мира.

Справедливость этих утверждений можно проиллюстрировать на примере, рассмотрение которого представляет и самостоятельный интерес (пример разработан автором совместно с В.Г.Навроцким). Представим развертывание натурального ряда чисел, как самопроизвольный процесс, в котором все события априори равновероятны; под событием имеется в виду появление любого натурального числа. Перед нами пример чисто "структурного" процесса, не имеющего ничего общего с термодинамикой.

Исходя из определений (Шеннон, 1968; Бриллюэн, 1960; и др.), энтропия любого отрезка натурального ряда от 1 до N

$$S = k \cdot \ln N .$$

Поскольку от выбора постоянной k зависит только единица измерения, мы вправе выбрать $k = 1$ и получить

$$S = \ln N . \qquad (I)$$

Отрезок ряда от 1 до N представляет множество натуральных чисел, состоящее, в частности, из двух подмножеств - простых и составных чисел. В теории чисел со времен Гаусса известен следующий закон (Хассе, 1953):

$$\pi(N) \sim N/\ln N, \qquad (2)$$

то есть количество простых чисел $p = \pi(N)$, $p \leq N$ асимптотически равно элементарной функции $N/\ln N$ (выполняется соотношение $\lim_{N\to\infty} \frac{\pi(N)}{N/\ln N} = 1$). Отсюда

$$N/\pi(N) \sim \ln N. \qquad (3)$$

Из равенств (I) и (3) следует, что

$$S = N/\pi(N),$$

то есть энтропия отрезка натурального ряда от 1 до N определяется как отношение количества всех натуральных чисел к количеству простых чисел. Отсюда можно получить обратную энтропии величину меры структурности

$$1/S \sim \pi(N)/N,$$

которая определяется как относительное количество простых чисел в пределах отрезка.

В приведенной интерпретации развертывание натурального ряда чисел представляет идеальную (структурную) модель энергетического эволюционного процесса в замкнутой системе. Реальные процессы спонтанной эволюции относительно замкнутых систем обычно имеют три основных характеристики: некоторую периодичность, направленность и флуктуации. При развертывании натурального ряда чисел периодичность, в частности, выражается в смене простых чисел составными. Направленность проявляется в том, что в общем случае при возрастании N простые числа встречаются все реже. Тем не менее, как угодно далеко от начала натурального ряда, можно встретить "сгустки" – два, три или больше простых чисел, расположенных близко одно от другого (Хассе, 1958). При этом, чем больше величина такой флуктуации (размеры и плотность "сгустка"), тем реже она встречается. Наличием флуктуаций обусловлен асимптотический характер равенств (2) и (3). Как второй закон термодинамики, так и соответствующий закон в теории информации имеют не абсолютный, а вероятностный характер: чем больше величина флуктуации, тем реже она встречается. Вероятностный характер этих законов, таким образом, в точности соответствует асимптотическому характеру равенств (2) и (3).

В предлагаемой общеэволюционной концепции мы в основном оперируем двумя математическими понятиями: понятием энтропии, неразрывно связанным с понятием логарифма, и изменением энтропии во вре-

мени, которое описывается равнобочной гиперболой. Интересно отметить, что эти два понятия характеризуются теснейшей взаимосвязью: натуральный логарифм числа N определяется как площадь фигуры, ограниченной равнобочной гиперболой, осью X и двумя вертикальными прямыми $X=1$ и $X=N$ (Курант, Роббинс, 1967).

На рисунке ось OY является также и осью времени. Точка О представляет начальный, сингулярный момент в космологическом понимании. В раннюю эру эволюции (нижний асимптотической участок гиперболы) огромным затратам актуальной энергии соответствует малый прирост структуры. В позднюю эру небольшому уменьшению актуальной энергии соответствует колоссальный прирост структуры; в "среднюю" эру затраты актуальной энергии как бы компенсируются соизмеримым приростом структуры. Различные способы или механизмы, посредством которых осуществляется возрастание сложности структуры Вселенной в различные эры, определяются возникновением и развертыванием в ходе развития все новых структурных уровней.

Гиперболу (см.рисунок) можно рассмотреть как график уменьшения скорости убывания актуальной энергии: из общего закона сохранения следует закон эволюционного уменьшения скоростей "энергетических" процессов (процессов перераспределения энергии). Наиболее фундаментальным из частных выражений этого закона является уменьшение в эволюции величины скорости света в вакууме С. Изменяющаяся величина С, тем не менее, сохраняет свой универсальный характер: в любой момент времени она остается конечной, "абсолютной", максимально возможной скоростью перемещения тождественных объектов. Общая теория относительности приобретает значение частного случая по отношению к общей теории эволюции: ее положения остаются справедливыми в любой фиксированный момент эволюции, в любом пространственном трехмерном "сечении" четырехмерного пространственно-временного континуума. Необходимо исследовать возможность реализации эволюционной концепции, в рамках которой с течением времени физические законы остаются неизменными, но меняются величины входящих в них универсальных "констант". Мысли о реальности подобной эволюции высказывались А.Пуанкаре, П.Дираком, Г.Гамовым, К.П.Станюковичем и др.

Универсальность "постоянной" Планка h также заключается не в постоянстве ее величины, а в том, что изменяющийся квант действия в любой момент эволюции определяет минимальную возможную порцию энергии. Поскольку энергия фотона с конкретной длиной волны

зависит только от внутриатомной или внутриядерной структуры излучающего элемента, она остается постоянной. Из $E = h \cdot \nu = h \cdot C/\lambda$ (где ν - частота; λ - длина волны) в связи с эволюционным уменьшением C величина h (при C = const, λ = const) увеличивается ($\Delta h > 0$).

В рамках данной концепции космологическое красное смещение объясняется тем, что мы получаем свет из отдаленных эпох прошлого, когда величина C была больше (см. также модель де Ситтера с "искривленным" временем в книге А.Эддингтона, 1934). Если не учитывать эффект рассеяния фотонов на межгалактических электронах, можно считать, что энергия однажды испущенного фотона остается неизменной. Тогда, согласно формуле Планка $E = h\nu$, из эволюционного возрастания постоянной Планка однозначно следует уменьшение частоты - происходит красное смещение, в точности имитирующее эффект Допплера. Тем самым принцип относительности приобретает большую общность, распространяясь на состояние Вселенной: эффект разбегания галактик (исходя из $C = const$) невозможно отличить от эффекта эволюционного уменьшения скорости света ($C = kT^{-1}$, где T - мировое время; k - константа), так как данные наблюдений инвариантны по отношению к обеим гипотезам.

Поэтому мы вправе от расширяющихся и осциллирующих космологических моделей вернуться к стационарной модели Эйнштейна с космологической постоянной, основанной на принятии постулата об однородности и изотропности пространства. Однако при введении предложенных дополнительных условий понятие стационарности Вселенной радикально ограничивается: неизменными остаются лишь ее объем и усредненная плотность космологического субстрата, в структурном же отношении "модернизированная" модель Эйнштейна становится существенно нестационарной.

Анализ апорий Зенона неизбежно приводит к отрицанию бесконечной делимости пространства и времени по аналогии с "геометрическим атомизмом" демокритовской школы. В то же время экстраполяция общерелятивистских и квантово-механических закономерностей на область ультрамикроскопических процессов (взаимодействие элементарной частицы с вакуумом) приводит к парадоксальной ситуации, выход из которой многие исследователи (Амбарцумян и Иваненко, 1980; Коиш, 1959; Шапиро, 1960; и др.) видят в отказе от представления о непрерывности мировых линий. По существу, *оба требования* являются тождественными и приводят к представлению о **дискретной**,

квантовой структуре пространства и времени. Во всех вариантах такого рода представлений (см. пред. ссылки, а также Френкель, 1949; Кузнецов, 1961, 1969) величина С означает скорость, равную 1 кванту расстояния за квант времени. Отсюда в рамках принятой квазистационарной космологической модели эволюционное уменьшение С происходит вследствие уменьшения кванта пространства. Это уменьшение может быть рассмотрено как с т р у к т у р и з а ц и я пространства: при постоянном конечном объеме происходит возрастание количества квантов, возрастание возможностей появления локальных неоднородностей и анизотропий, все более разнообразных и структурно-сложных объектов. По физическому смыслу структуризация пространства отвечает закону возрастания сложности.

В то же время в условиях конечной массы-энергии Вселенной Эйнштейна эволюционное возрастание постоянной Планка означает уменьшение количества минимальных, неделимых далее, порций энергии. Происходит д е с т р у к т у р и з а ц и я энергии; по физическому смыслу это адекватно второму закону термодинамики в применении к Вселенной в целом: энергия как бы стремится, лишившись каких бы то ни было признаков неоднородности, превратиться в единый квант.

Поскольку в эволюции возрастание кванта действия h (деструктуризация энергии) и уменьшение кванта пространства l_Q (структуризация пространства) происходят совместно, их совокупность дает квантовое выражение общего закона сохранения: $h \cdot l_Q = const$ ($\Delta h > 0$, $\Delta l_Q < 0$ при $0 < h, l_Q < \infty$).

В рамках квантовой эволюционной концепции родоначальное поле интерпретируется как совершенный вакуум; в "сингулярный" момент происходит его разделение на мир и антимир с образованием энергетических полей ("частиц" без массы покоя). Затем в ходе связывания сверхвысоких энергий (порядка MC^2) образуются частицы с массой покоя, при взаимодействии которых в условиях растущей неоднородности гравитационного и электромагнитного полей возникают химические элементы (в первую очередь, водород). С этой позиции возможна непротиворечивая интерпретация астрофизических данных, полученных в последнее время в связи с открытием особых радиогалактик, квазаров и реликтового космологического излучения с $T = 3^{\circ}K$, представляющих свидетельства о самых ранних стадиях эволюции космоса и являющихся наиболее удаленными объектами. Наблюдаемый "разрез мира" является не пространственным, а временным: внешний мир развернут перед нами во времени в прошлое.

Исходя из предлагаемой концепции, можно рассчитать величину скорости света в прошлом C^I для объектов с космологическим красным смещением (δ): $C^I = (I + \delta) C_0$, где C_0 – современная скорость света. Например, для квазара 3С9, $\delta = 2$ (Дж.Бербидж, М.Бербидж, 1969); $C^I = 3C_0$. Поскольку $C = k \cdot T^{-I}$, можно составить пропорцию $C_0/C^I = k \cdot T^I / k \cdot T_0$, где T_0 – "абсолютный возраст" современной Вселенной, который по существующим данным принимается приблизительно равным 10^{10} лет (Гинзбург, 1967), а T^I – мировое время в момент излучения удаленным объектом наблюдаемого нами света с красным смещением; отсюда $T^I = C_0/C^I \cdot T_0$. Следует учитывать, что все расчеты величины T_0 (исходя из теории расширения Вселенной и др.) базируются на постулате $C = const$, в то время как в рамках данной концепции соответствующие расчеты должны содержать поправку на эволюционное уменьшение величины С. Правильность подобных расчетов может быть проверена с появлением какого-либо независимого (не по красному смещению) метода определения расстояний до сверхудаленных объектов.

Из соотношения $C = k \cdot T^{-I}$ можно рассчитать величины C^I для любого момента в прошлом. Поскольку скорость света является фундаментальной величиной, от которой зависит множество других физических "констант", существует возможность предсказания различных особенностей процессов в отдаленном прошлом.

При любом обсуждении процессов, происходящих в значительных пространственно-временных масштабах, неизбежно затрагивается проблема одновременности удаленных событий, которая является в действительности более сложной, чем может показаться при поверхностном рассмотрении аргументации теории относительности. Совершенно очевидно, что утверждение совместного существования объектов реального мира (независимо от конкретной осуществимости эйнштейновской процедуры установления единого времени) автоматически предполагает и возможность наличия между ними отношения одновременности (Молчанов, 1968). Помимо этого, представление об "абсолютной" одновременности необходимо присутствует в каждом суждении о Вселенной в целом и в рамках релятивистской космологии (не исключая модели Эйнштейна) в частности. Эта необходимость становится совершенно явной в любой гипотезе об эволюции Вселенной. Так, для возможности описания процесса расширения Вселенной А.А.Фридманом введено понятие единого мирового времени – собственного времени, сопутствующего наблюдателю в грандиозном мысленном эксперименте

("сопутствующего" космологическому субстрату). Мы видим, как изгнанное теорией относительности "абсолютное" время с неизбежностью проникает "через черный ход" в круг созданных ею же космологических представлений. Создается очевидное внутреннее противоречие.

В рамках развиваемой эволюционной концепции рассмотренное противоречие представляется кажущимся. Само его возникновение говорит о неправомерности распространения эйнштейновского процесса установления единого времени для разных систем отсчета на процессы в космологическом времени. Как и другие основные положения теории относительности, этот процесс вполне справедлив для любого момента эволюции или при решении конкретных задач для пренебрежимо малых интервалов космологического времени. Если рассматривать проблему при этих условиях, противоречия не возникает.

В разрешении проблемы характера изменения свойств процессов во времени важнейшую роль, несомненно, будет играть изучение геологических процессов на базе интенсивно развивающегося в настоящее время формационного анализа. При всех различиях существующих представлений об объеме и значении понятия "геологическая формация" в основе формационного анализа лежит возможность сопоставления разновозрастных гомологичных объектов различных порядков; степень гомологичности должна выявляться путем применения системно-структурного анализа. Введем представление о формирующих процессах, приводящих к образованию формации в рамках данного геотектонического цикла, и наложенных процессах, происходящих после консолидации подвижной области; в общем случае последними во многих аспектах можно пренебречь (интенсивно преобразованные наложенными процессами участки следует исключить из настоящего рассмотрения). Если в течение космологически значительных промежутков времени происходили закономерные изменения характера формирующих процессов, то сведения об этих изменениях можно получить путем изучения разновозрастных гомологичных геологических формаций. Объекты различных структурных уровней - минералы, горные породы, геологические тела, геосферы и др. можно рассматривать как материализованное время, а саму геологию - как науку о закономерностях изменения свойств процессов в ходе эволюции.

Целый ряд геологических данных свидетельствует в пользу предложенной эволюционной концепции. Выявлена организационная направленность процессов геоэволюции (Рундквист, 1965, 1968; Виньковец-

кий, 1968), аналогичная направленности эволюции биосферы. Формационный анализ таких важнейших формирующих процессов, как метаморфизм (Василевский, 1966; Хорева, 1968) и гидротермальное рудообразование (Рундквист, 1968; Василевский, 1966; и др.), приводит к заключению, что в различных масштабах геоэволюции происходит закономерное снижение интенсивности процессов перераспределения энергии: гомологичные процессы происходят при все меньших температурах и давлениях, во все более "приповерхностных" условиях. К такому же выводу приводит, например, и анализ эволюции складкообразования в пределах любого геологического цикла.

В то же время происходит ускорение (акселерация) процессов структурообразования: снижается продолжительность геологических циклов (Балуховский, 1966; Гришкян, 1968; Гроздилов, 1968; и др.), закономерно сокращается длительность металлогенических эр, эпох, этапов и т.д. от древних периодов к молодым (Рундквист, 1968). На более поздних этапах эволюции (в различных масштабах) относительно меньшие энергетические затраты дают больший "прирост структуры".

Таким образом, сопоставление разновозрастных гомологичных геологических формаций в принципе позволяет подойти к решению общенаучного вопроса об изменении характера процессов во времени. Выявляется уникальное положение и большая роль геологии в семье естественных наук. Важнейшая, принципиальная особенность материала геологии заключается в том, что при образовании геологических формаций фиксируются и накапливаются именно результаты с д в и г о в динамических равновесий формирующих процессов, происходивших в течение значительных промежутков времени. Время действует как система отбора, сохраняющая лишь материал, свидетельствующий о динамической направленности процессов (как и при биологическом естественном отборе). Никакая наука, кроме геологии, не располагает материалом, подобным геологическим формациям, представляющим собой как бы само материализованное время далекого прошлого.

Если уподобить историю Вселенной многосерийному фильму с большим числом участников, то можно сказать, что астрофизика с ее данными об удаленных объектах располагает лишь моментальными фотографиями отдельных участников, в то время как геология обладает данными об одном участнике, но зато в виде полной ленты. Такое положение в принципе сохранится и в будущем, независимо от сохранения наших знаний о космосе. Несомненно, что только путем сравнительного анализа этих двух групп научных данных можно составить

представление о действительном ходе событий. Геология как наука о времени выдвигается на первый план.

Литература

Аллер Л. Распространенность химических элементов. ИЛ, М., 1963.

Амбарцумян В.А., Иваненко Д.Д. Ambarzumian V. und Iwanenko D. Zur Frage nach Vermeidung der unendlichen Selbstzurückwirkung des Elektrons. - Zeitschrift für Physik, 1930, B.64.

Балуховский Н.Ф. Геологические циклы. Львов, 1966.

Бербидж Дж., Бербидж М. Квазары. "Мир", М., 1969.

Бриллюэн Л. Наука и теория информации. Физматгиз, М., 1960.

Василевский М.М. О понятии "пропилит" и процессе пропилитизации. - Записки Всесоюзн. минер. об-ва, 1966, ч.95, вып.6.

Винер Н. Кибернетика, или управление и связь в животном и машине. "Советское радио", М., 1958.

Виньковецкий Я.А. Организационные и энтропические геологические процессы. - В кн.: УІ Совещание по проблемам планетологии. Тезисы докладов, вып.2. Л., 1968.

Гинзбург В.Л. Космические исследования и теория относительности. - В кн.: Эйнштейновский сборник. "Наука", М., 1967.

Гришкян Р.И. К проблеме геотектонических циклов докембрия. - В кн.: УІ Совещание по проблемам планетологии. Тезисы докладов, вып.2, Л., 1968.

Гроздилов А.Л. О сокращении продолжительности циклов и этапов осадконакопления. - В кн.: УІ Совещание по проблемам планетологии. Тезисы докладов, вып.2. Л., 1968.

Зельдович Я.Б., Новиков И.Б. Релятивистская астрофизика. "Наука", М., 1967.

Кузнецов Б.Г. Эволюция картины мира. "Наука", М., 1961.

Кузнецов Б.Г. Дополнительность и относительность. - В кн.: Эйнштейновский сборник. "Наука", М., 1969.

Курант Р., Роббинс Г. Что такое математика. "Просвещение", М., 1967.

Молчанов Ю.Б. О различных смыслах отношения одновременности (к истории вопроса). - В кн.: Эйнштейновский сборник. "Наука", М., 1968.

Пирс Д. Сигналы, символы, шумы. "Мир", М., 1967.

Рундквист Д.В. Об одной общей закономерности геологического развития. - В кн.: Общие закономерности геологических явлений, вып.1. Л., 1965.

Рундквист Д.В. Вопросы изучения филогенеза месторождений полезных ископаемых. - Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, 1968, ч.97, вып.2.

Тейяр де Шарден П. Феномен человека. "Прогресс", М., 1965.

Френкель Я.И. Понятие движения в релятивистской квантовой теории. - ДАН СССР, 1949, 4, 64.

Хассе Г. Лекции по теории чисел. ИЛ, М., 1953.

Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и метаморфические комплексы Юго-Западного Памира и Иртышской зоны смятия. ВСЕГЕИ, Л., 1968.

Шеннон К. Работы по теории информации и кибернетике. ИЛ, М., 1963.

Эддингтон А. Теория относительности. ГТТИ, Л.-М., 1934.

Э.В.Соботович, В.А.Рудник

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Вместо введения

Вопрос о способе образования земных оболочек является основной проблемой всех наук о Земле. Любые модели геологической, петрологической и геохимической эволюции земной коры в целом и отдельных ее структурных элементов неизбежно исходят из определенных представлений о закономерностях формирования литосферы и других геосфер.

Сейчас уже не вызывает сомнения несостоятельность идей об образовании земной коры и других оболочек Земли в процессе так

называемой первичной дифференциации земного вещества из "горячего" звездного материала протопланеты, которые развивались, например, Д.Джинсом, А.Эукеном, В.Гольдшмидтом, Г.Джеффрисом и другими исследователями (Виноградов, 1959а). Совершенно не вызывает сомнения и тот факт, что наша планета никогда не проходила огненно-жидкой стадии, а земная кора не является, как некогда допускали, "накипью" на поверхности Земли (Левин, 1957).

Господствующими на современном этапе развития геолого-астрономических наук являются представления о первоначально "гомогенной" по вещественному составу Земле, образовавшейся путем аккумуляции первично холодных космических тел и частиц. Эти представления отражены и развиты в работах многих ученых. Согласно данным этих исследователей, современное оболочечное строение Земля приобрела лишь в ходе своей дальнейшей эволюции, выразившейся в саморазогревании с частичным плавлением и дифференциацией вещества. Химические аспекты этих процессов рассмотрены в работах А.П.Виноградова, Г.Юри, Дж.Брауна, В.В.Кесарева и др. Геофизическими исследованиями установлено, что Земля состоит из твердого центрального ядра, окруженного внешней пластичной оболочкой (внешнее ядро), нижней и верхней мантии и, наконец, земной коры (Гуттенберг,1949; Джеффрис, 1960; Белоусов, 1966; Деменицкая, 1967; Рикитаки,1968). Установлено также, что земная кора и верхняя мантия имеют состав, постепенно меняющийся с глубиной, в то время как нижняя мантия химически однородна (Белоусов, 1966; 1968; Левин, Маева, 1968).

С планетарной точки зрения относительно просто показать, что внутренние процессы могут быть причиной как тектонических движений и деформации земной коры, так и частичного плавления вещества Земли. Земля, находящаяся в состоянии термического равновесия, ежегодно теряет около 10^{28} эрг энергии в виде тепла, просачивающегося сквозь земную кору (Виноградов, 1959а); причем, как показывают расчеты, за все время развития Земли выделяемая тепловая энергия значительно превосходит энергию, затрачиваемую на формирование складчатых систем (Гогель, 1969, стр.398). Г.Джеффрис (1960, стр.368) указывает на то, что весь тепловой поток может быть обеспечен энергией, генерируемой радиоактивными элементами гранитного слоя мощностью порядка 20 км. Расчеты В.Г.Хлопина (1957), Е.А.Любимовой (1952) свидетельствуют о том, что тепловой энергии, генерируемой радиоактивными элементами в современную и прошедшие эпохи, вполне достаточно для общего или частичного плав-

ления вещества земной коры и подкоровых масс. Согласно современным представлениям, ведущая роль в термальном режиме Земли принадлежит таким радиоактивным источникам тепла, как уран, торий и калий (Любимова, 1968). Остальные возможные источники энергии: химические реакции, сжатие Земли, полиморфные фазовые превращения минералов, вращение Земли и др. не являются определяющими в эволюции Земли, так как имеют резко подчиненное значение сравнительно с энергией радиоактивного распада (Левин, Маева, 1968; Сафронов, 1969).

Если считать достоверным положение об однородности состава космического вещества, пошедшего на образование Земли, независимо от размера его тел и частиц*/, то разделение Земли на геосферы будет возможным лишь после накопления достаточного количества радиогенного тепла во всем объеме Земли. Как показывают расчеты, основанные на данных теплового баланса Земли, дифференциация земного вещества с образованием геосфер могла начаться не ранее, чем через 1-2 млрд.лет после формирования Земли как планеты (Левин, Маева, 1960; Любимова, 1968; 1968а,б). Это означает, что начало образования земной коры следует отнести к 2,5 - 3,5 млрд.лет назад, поскольку возраст Земли оценивается в 4,5 млрд.лет (Старик, Соботович, 1961; Соботович, 1970).

Однако подобный вывод находится в явном противоречии с результатами достоверных экспериментальных определений радиологического возраста древнейших горных пород, который приближается к 4 млрд.лет (Николайсен и др., 1958; Шубер, 1968; Олдрич и др., 1964; Рамдор и др., 1965; Саркар и др., 1969; Рудник, Соботович, 1969б; Рудник и др., 1969; Волобуев и др., 1969). Примерно 0,5 млрд. лет, которые прошли со времени формирования Земли до образования магматических протопород земной коры, совершенно недостаточно для введения в действие механизма дифференциации вещества Земли под влиянием тепловой энергии, генерируемой радиоактивными элементами при разумно выбранных пределах их распространенности (Гуттенберг, 1963; Любимова, 1968а,б; Сафронов, 1969).

Если допустить, что глубинные части Земли содержали столько тепловыделяющих элементов, что они обеспечили бы запуск механизма дифференциации ранее, чем через 1 млрд.лет после сформирования

---

*/ Следовательно, и равномерное распределение во всей массе земного шара радиоактивных элементов.

Земли, т.е. "...что если бы породы глубинных слоев Земли были столь же радиоактивны, как и поверхностные, то Земля никогда бы не затвердела, тогда как сейсмологические данные совершенно ясно указывают, что Земля твердая" (Джеффрис, 1960, стр.368). Наконец, если вопреки хронологическим данным предположить, что начало процесса дифференциации вещества Земли в результате аккумуляции тепла радиоактивного распада все же имело место 2,5 - 3,5 млрд.лет назад, а не раньше, то из-за низкой теплопроводности горных пород Земли (Гогель, 1969) процесс накопления радиогенного тепла продолжался бы на протяжении всей истории Земли, в результате чего к настоящему времени наша планета опять-таки была бы в огненно-жидком состоянии.

Расчеты показывают, что для аккумуляции в земной коре того количества радиоактивных элементов, которое имеется в настоящее время, путем дифференциации первично-гомогенного вещества Земли потребовалось бы извлечение его из объема мантийного материала*/ глубиной свыше 5000 км (Смыслов, 1969), а мантия, как известно, кончается на глубине 3900 км и в то же время, начиная примерно с глубины 1500 км (нижняя мантия), она однородна как по составу, так и по строению (Белоусов, 1968). Хотя приведенные данные и имеют приближенный характер, но тем не менее они однозначно свидетельствуют о том, что нельзя объяснить чрезвычайно высокую концентрацию урана и тория в земной коре выплавлением и дегазацией мантии на основе существующих представлений о ее составе и строении. К этому следует добавить, что не хватило бы всей термальной истории Земли (4,5 млрд.лет), чтобы подобное количество элементов переместилось в область коры любым из возможных способов. А если бы каким-то образом и произошла подобная дифференциация вещества, то мощность земной коры в результате ее выплавления была бы не менее, чем в 7-10 раз больше имеющей место в действительности**/. Все эти несоответствия еще в большей степени усугубляются данными, свидетельствующими о том, что "...в твердом теле теплопроводность осуществляется столь медленными темпами, что за 4 млрд.лет ... практически никакая часть скрытой тепловой энергии внутренних слоев,

*/ Исходя из данных по распространенности радиоактивных элементов в метеоритах, т.е. такой максимальной величины удельной радиоактивности, при которой еще не произойдет расплавления вещества земного шара в результате его саморазогревания и превращения в огненно-жидкое тело.

**/ Предполагается, что материковая земная кора мощностью порядка 35 км представляет собой результат выплавления из слоя верхней мантии мощностью около 200 км (Белоусов, 1966).

расположенных ниже глубин в несколько сотен километров, не могла достигнуть поверхности" (Гогель, 1969, стр.403). Заметим, что эти же данные свидетельствуют и о невозможности использования для объяснения термической эволюции Земли в целом, энергии, освобождающейся в результате адиабатического сжатия планеты (Деменицкая, 1967).

Создавшиеся противоречия между расчетными данными теплового баланса Земли и экспериментальными исследованиями, в том числе и геофизическими, между ее составом и строением Б.Хизен пытается преодолеть, предполагая, что "...либо радиоактивность должна концентрироваться в верхней мантии, так чтобы большая часть тепла генерировалась в верхних 200 км мантии, либо должен существовать какой-то более эффективный, чем теплопроводность, процесс переноса тепла из больших глубин к поверхности. Такой механизм могут обеспечить конвекционные течения в мантии" (Деменицкая, 1967)*/. Возможность изначального концентрирования радиоактивных элементов на периферии Земли Б.Хизеном не рассматривается; привлеченный же им гипотетический механизм конвекционных токов в мантии, невозможных в условиях твердого состояния горных пород, требует допущения их предварительного размягчения или даже расплавления**/. Создается замкнутый круг: для того, чтобы радиоактивные элементы могли быть вынесены из всего объема Земли на ее периферию для получения имеющих место их концентраций в земной коре, требуется расплавление вещества Земли. А для того, чтобы весь объем Земли мог расплавиться (или размягчиться), да к тому же еще за сравнительно короткое время, требуется удельная радиоактивность среднего вещества Земли, сопоставимая с таковой в земной коре, в результате чего, как указывалось ранее (см. стр. 51 об.), Земля к настоящему времени должна была бы находиться в расплавленном состоянии, что в действительности, однако, не имеет места.

*/ Аналогичный вывод сделан также Тернером и Ферхугеном (1961, стр.380).

**/ По Вайнинг-Мейницу (1943) глубина подкоровых течений не может превышать 1200 км, другие авторы ограничивают зону подкоровых течений глубиной 475 км (Гогель, 1969). Дж.Карр (1968) на основании изучения физических свойств мантии, природы границы Мохо и сейсмических явлений пришел к выводу о несостоятельности гипотезы о современных процессах конвекции в мантии. Детальное сравнение тектонической истории ряда континентов привело к выводу о том, что, по крайней мере, в течение последних 900 млн. лет конвекция в мантии отсутствовала. Этот вывод, естественно, не распространяется на потоки вещества незначительной мощности.

Стремясь найти выход из создавшегося положения, Б.Ю.Левин и С.В.Маева (1968) привлекают механизм В.С.Сафронова (1959) о нагревании поверхности зародыша Земли за счет кинетической энергии падающих тел и указывают: "...для столь раннего начала образования земной коры (3,5 млрд. лет - прим. авт.) начальная температура верхней мантии должна быть 1000 - 1200°С. Подобная температура не могла возникнуть ни от накопления радиогенного тепла во время аккумуляции вещества Земли, ни от сжатия внутренних слоев нарастающими внешними слоями, а только от нагревания ударами тел, формировавших Землю". Однако этот механизм начального этапа термического режима Земли не рассеивает имеющиеся противоречия: действительно, если принять гипотезу нагревания вещества верхней мантии за счет кинетической энергии падающих тел, то подобный же процесс должен был иметь место и при формировании слоев вещества, слагающих ныне и нижнюю мантию, т.е. в любом случае геофизические исследования показали бы наличие пластичного вещества внутри Земли, чего не наблюдается[*] (Магницкий, 1953). Но даже и при формальном принятии подобной гипотезы невозможно объяснить имеющую место концентрацию радиоактивных элементов в земной коре из-за необходимости допущения процесса извлечения их из нижерасположенных оболочек земного шара (нижняя мантия, ядро) и, как следствие, принятия модели о дифференциации протовещества Земли, которая, как было показано выше, не находит сколь-нибудь удовлетворительного объяснения.

Некоторые исследователи для объяснения раннего формирования земной коры и процессов дифференциации вещества Земли предполагают наличие какого-то энергетического источника кратковременного действия, например, короткоживущей радиоактивности (Фиш и др., 1960; Андерс, 1962; и др.). Рассмотрение всех возможных изотопов показывает, что таковых может быть около двадцати, например, Be^{10}, Al^{26}, Si^{32}, Cl^{36}, Ca^{41}, Fe^{60}, Np^{237}, Cm^{245}, с периодами полураспада от сотен тысяч до сотен миллионов лет. Расчеты показывают, что короткоживущая радиоактивность могла бы представлять собой эффективный источник тепла лишь в течение первых десятков миллионов лет после конца нуклеосинтеза[**]. Однако известно (например,

---

[*] Исключение составляет внешнее ядро, пластичное состояние вещества которого принимается на основе характера прохождения через него сейсмических волн.

[**] Имеется в виду последний всплеск звездной активности, реализованный в виде взрыва Сверхновой 4,7 млрд.лет назад (см.наст.сб.), и захвативший область галактического пространства, занятого нашей солнечной системой, когда были синтезированы радиоактивные изотопы, пошедшие на ее строительство.

данные "ксенологии"), что от конца нуклеосинтеза до начала формирования Земли прошло не менее 100 - 200 млн. лет (Рейнольдс, 1960а; Рингвуд, 1966). Естественно, что подавляющая масса короткоживущих изотопов за это время распадется и, следовательно, Земля не получит необходимого количества тепла для выделения геосфер, развития процессов плавления и дифференциации вещества. Но даже если и допустить возможность генерации тепла в результате спонтанного деления трансурановых элементов на самых ранних этапах эволюции Земли, то скорость этой генерации не может быть заметной по сравнению с другими ядерными процессами радиоактивного распада урана, тория, калия, а роль нейтронно-индуцированного деления урана-235 в генерации тепла на Земле также пренебрежимо мала (Шуколюков, 1969). Наконец, если бы Земля и была расплавлена в результате выделения тепловой энергии, связанной с короткоживущей радиоактивностью, то за 4,5 млрд. лет внутренние зоны Земли в силу низкой теплопроводности горных пород (см. стр. 54 ~~выше, с6~~.) не успели бы охладиться и геофизики фиксировали бы их пластичное состояние, т.е. мы опять приходим к модели первоначально жидкой Земли, несостоятельность которой не вызывает сомнения (Виноградов, 1959а; Магницкий, 1965; и др.).

Таким образом, приходится констатировать, что в настоящее время не имеется сколь-нибудь удовлетворительной модели формирования не только зонального (оболочечного) строения земного шара в целом, но даже и способа образования земной коры, поскольку накопленные космогонические и геологические данные и основанные на них теоретические расчеты в большинстве случаев не согласуются между собой. Необходим пересмотр имеющихся гипотез и теорий в свете новейших экспериментальных данных, фактов и наблюдений для создания непротиворечивой модели эволюции земной коры и реконструкции процесса формирования Земли как геологического тела. Становится ясным, что суждения об образовании и ходе эволюции солнечной системы и, в частности, о характере эволюции Земли можно вывести только на основании сопоставления данных астрофизики, космохимии, геохимии и геологии, что в свое время особо подчеркивалось И.И.Заславским (1937). Наилучшим выходом из создавшегося положения явилась бы концепция об изначальном существовании протогеосфер, которая не противоречила бы как данным космохимии и планетологии, так и результатам геолого-геофизических и петролого-геохимических исследований.

Космохимические соображения

В 1944 г. О.Ю.Шмидт постулировал захват Солнцем космической пыли, представлявшей собой некий метеорный рой, аккумуляция которого в планеты и привела к образованию солнечной системы. В дальнейшем представления О.Ю.Шмидта (1955) несколько изменились. Он предположил существование газово-пылевого облака, состоящего из роя льдистых частиц, загрязненных пылью (Шмидт, 1957). "Пылинки" газово-пылевого облака по нашим масштабам могли быть огромными, достигая в диаметре десятков и сотен километров. Как известно, гипотеза О.Ю.Шмидта имела ряд слабых мест, среди которых наиболее существенными являются: 1) невозможность захвата Солнцем газово-пылевой туманности без участия третьего тела; 2) невероятность предлагаемого механизма дифференциации земного вещества в результате радиогенного разогревания первоначально холодного вещества, в процессе которого более легкое вещество "всплывало" на поверхность, а более тяжелое "тонуло", перемещаясь к центру Земли. Поскольку о составе такого вещества ничего не говорилось, то предположение О.Ю.Шмидта о первоначальной гетерогенности вещественного состава Земли (в догеологическую эпоху) было подвергнуто жесткой критике, и даже его последователи постарались забыть об этой детали гипотезы.

В.Г.Фесенков (1950) выдвинул свою гипотезу, согласно которой Солнце и планеты образовались одновременно из газово-пылевой туманности; при этом Солнце представляло собой центральное сгущение, из которого происходил выброс материи, а зарождение планет представлялось как часть общего процесса образования звездных систем. Слабостью гипотезы В.Г.Фесенкова (1953), так же как и ранее предложенной планетозимальной гипотезы Ф.Р.Мультона и Т.С.Чемберлена и других сходных с ними представлений, является вытекающий из них вывод о первично очень высокой температуре Земли. Однако идея образования Солнца и планет одновременно из единого газово-пылевого сгущения принимается в настоящее время как наиболее достоверно отражающая ранний этап формирования солнечной системы, являясь основой современных космогонических гипотез, другим фундаментальным представлением которых является представление о первоначально холодном состоянии тел и частиц газово-пылевой туманности. Подобного мнения в настоящее время придерживаются К.Саган, Фред Хойл, Б.Ю.Левин, В.С.Сафронов и многие другие исследователи. Тем

не менее и подобные гипотезы не в состоянии удовлетворительно объяснить закономерности формирования геосфер Земли (см.наст.сб.).

Механизм формирования геосфер и эволюции вещества можно удовлетворительно объяснить в рамках известных фактов и доказанных положений, если допустить возможность существования к моменту формирования солнечной системы в протопланетном облаке разнородного по характеру и возрасту материала и принять гипотезу образования Земли как планеты из космически холодного вещества с различным содержанием в нем радиоактивного вещества, что не противоречит установленным, особенно в последние годы, данным.

Действительно, астрономы и астрофизики давно уже пришли к выводу о том, что в пределах нашей Галактики существует, по крайней мере, пять поколений звезд (Фесенков, 1964). Чем моложе звезда, тем больше в ней тяжелых элементов*/. Каждое последующее поколение образуется из материала все более обогащенного тяжелыми ядрами (остатки предыдущих звезд). Недавно установлено, что в составе тяжелой компоненты галактического космического излучения отношение тяжелых ядер (например, урана и тория) и более легких (например, железа) почти на порядок превышает подобное соотношение, характерное для Солнца (Вдовенко, Соботович, 1969). Это может означать лишь то, что нашу солнечную систему бомбардируют частицы, исторгаемые в общем более молодыми солнцами (как известно, Солнце относится к звездам третьего порядка).

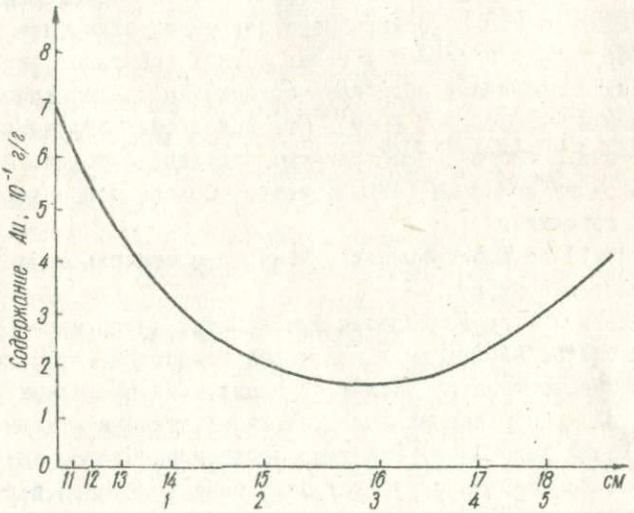
Не претендуя на достоверность, можно представить себе такую картину "сотворения мира".

Первоначальная газово-пылевая туманность, аналогичная тем, которые мы и сейчас наблюдаем в просторах Галактики, представляла собой, по всей вероятности, "остатки" звезд и их планетных систем I и II поколений, разбавленных в значительной степени межзвездным газом, в основном водородом. Эта туманность, или облако, находилась в равновесном состоянии до тех пор, пока не попала в сферу действия Сверхновой звезды, а может быть и взрыва сверхзвезды. При вспышке Сверхновой звезды выделяется громадная энергия, исчисляемая величинами порядка $10^{51} - 10^{52}$ эрг. Это в 100 млрд.раз больше энергии, которую выделяет в год наше Солнце. Недавно открытые сверхзвезды по массе во много миллионов раз превышают Солнце. Пред-

*/ Так, согласно Шварцшильду, доля тяжелых элементов увеличивается от звезд с возрастом в 6 млрд.лет до звезд, образовавшихся 0,1 млрд.лет назад, более, чем на порядок (цит.по Л.Аллеру, 1968).

полагают, что энергия взрыва тела, который явился причиной выброса огромных облаков газа в радиогалактике Лебедь А, могла достигать 10^{63} эрг (Лаврухина, Колесов, 1965). Дж.Бербидж и Фред Хойл предполагают, что в ядре нашей Галактики около $n \cdot 10^7$ лет назад произошел взрыв сверхзвезды, который привел к образованию в ней гало. Не вдаваясь в детали гипотез и представлений о происхождении Сверхновых и сверхзвезд, а тут еще очень много загадочного и неясного, отметим важный для нас факт, что взрыв подобного космического объекта является поставщиком в межзвездную среду новых ядер элементов и импульса, необходимого для инициирования процессов упорядочения существующих скоплений газа и пыли, приводящих в конечном итоге к образованию новых массивных твердых тел.

Для наглядности приведены основные этапы эволюции первоначального газово-пылевого облака (рис. I, здесь: I - первоначальная га-



на стр. 168

Рис. I.

зово-пылевая туманность попала в сферу действия Сверхновой, получила внешний импульс и обогатилась радиоактивными изотопами как за счет наведенной радиоактивности, так и непосредственно за счет вещества Сверхновой; П - в выведенной из равновесного состояния

газово-пылевой туманности начались процессы ее упорядочения и конденсации слагающего ее вещества; III - уплощение газово-пылевой туманности привело к образованию протосолнечного газово-пылевого облака с явно выраженными сгущениями в центре (будущее Солнце) и в районах орбит будущих планет; IV - центральное сгущение превратилось в Солнце, началось формирование солнечной системы и, в частности, планеты Земля, завершившейся в конечном итоге образованием солнечной системы и, в частности, Земли).

Сейчас почти не вызывает сомнения представление о том, что законы развития вещества Вселенной и во времени, и в пространстве едины, формирование звезд и планет из газово-пылевых вихрей и туманностей является характерной чертой развития Вселенной как в прошлые астрономические эпохи, так и в настоящее время. То, что произошло с нашим Солнцем и планетами 4,6 - 4,7 млрд.лет назад, могло происходить как гораздо раньше, так и позднее и продолжает происходить в настоящее время в других частях нашей Галактики и в других галактиках. Различия в формировании космических тел будут заключаться лишь в постоянных и незначительных изменениях состава консолидирующейся материи со временем.

Поскольку наша солнечная система формировалась из материала, созданного в процессе звездной эволюции, то и состав его является некой смесью изначально различного вещества. По-видимому, это различие проявляется и в элементарном составе вещества, слагающего космические тела солнечной системы, но оно столь ничтожно, что вряд ли может быть выявлено на базе современной аналитической техники. Однако различия содержания в космическом веществе радиоактивных элементов, изменение концентрации которых является функцией времени, могут быть установлены уже и при настоящем ее уровне. Выявление генетических различий вещества, слагающего нашу солнечную систему, открывает новые возможности в развитии космогонии. Объектом подобных исследований является метеоритное и лунное вещества - пока единственно доступные представители космической материи, не считая нашу Землю.

Одним из немногих объективных критериев оценки тех или иных гипотез и представлений о путях и способах образования и эволюции космического вещества являются экспериментальные данные по распространенности элементов и их изотопов в земном, метеоритном и лунном веществе и в некоторой степени в атмосферах Солнца и звезд. Если бы имелись сведения об элементарной и изотопной распростра-

ненности в этих объектах, в том числе и в земных недрах вплоть до центрального ядра, то, по-видимому, были бы однозначно решены многие кардинальные проблемы геохимии, космохимии, астрофизики и космогонии. Поскольку подобные данные отсутствуют, то о распространенности элементов и их изотопов в земных недрах и в веществе других планет и даже звезд можно судить лишь на основе определенных моделей образования, развития и дифференциации вещества, начиная от таковых для исходного газово-пылевого облака и кончая моделями формирования земной коры.

Так как земные недра недоступны непосредственному изучению, нередко проводится аналогия с данными о составе метеоритов, при которой постулируется заключение об идентичности земного и среднеметеоритного вещества. При этом предполагалось (Кларк, 1924), что железные метеориты являются представителями железного ядра гипотетической планеты, хондриты - остатки ее мантии, ахондриты - подкоровое вещество, а углистые хондриты - ее поверхностная пленка. Именно существование железных метеоритов привело к торжеству представлений Ранкорна - Чандрасекара, развивавшихся В.Г.Гольдшмидтом (1922) и обоснованных Г.Тамманом (1923-1924), относительно выделения железного ядра Земли в результате магматической (гравитационной) дифференциации, которые в той или иной стемени поддерживались и разделялись такими исследователями, как Г.Вашингтон, В.Гоббс, Р.Гуттенберг, Р.А.Дели, И.И.Заславский, Э.Зюсс, Г.Линк, П.Ниггли, Д. и В.Ноддаки, Э.Ог, Р.Д.Олдгем, А.Е.Ферсман и др. Многие геологи и до сих пор представляют Землю в виде некой "домны", в которой железо опускается "вниз" - к центру, формируя ядро, а шлак уходит "наверх"*/. Эти идеи неоднократно подвергались сомнению, однако, по-видимому, смертельный удар им нанес крах столетней гипотезы Бойса о непременном зарождении метеоритов всех классов в недрах единого родительского тела, сомнение в правильности которой высказывалось уже В.И.Вернадским (1909, стр.183).

Накопленные данные свидетельствуют в пользу того, что в ранней солнечной системе не существовало тел землеподобного типа. Более того, ни хондриты, ни железные или железо-каменные метеориты

---

*/ Данные расчетов, выполненных в последнее время (Артюшков, 1968, 1970), показывают несостоятельность подобного механизма формирования железного ядра Земли (см. наст.сб.).

не являются продуктами дифференциации каких-либо крупных тел (Левин, 1965; Виноградов, 1965; Соботович, 1968). Историю метеоритов нельзя отождествлять с историей Земли, даже ранняя история метеоритного и земного вещества могла быть различной. Существует много неясностей и в проблеме метеоритов: так, ни одна современная гипотеза не в состоянии объяснить несоответствие в содержании урана и радиогенного свинца как в каменных, так и в железных метеоритах. В каменных метеоритах нехватка урана определяется фактором 5-6, а для некоторых железных метеоритов - в несколько порядков. Нет также приемлемого объяснения существованию "главных" ксеноновых аномалий в некоторых из железных метеоритов. Состав метеоритов различных классов, как правило, интерпретируется с большим трудом; имеются прямые доказательства различного генезиза метеоритов даже в пределах одного и того же класса или группы.

На основании данных по распространенности радиоактивных, радиогенных и космогенных изотопов выделяется ряд этапов существования метеоритного вещества в интервале времени от последнего нуклеосинтеза до падения метеоритов на Землю (Андерс, 1964; Соботович, 1964, 1968). Эти данные изотопных исследований ставят под сомнение постулат космогонических теорий образования всех твердых тел солнечной системы из практически однородного газово-пылевого облака. Экспериментальные данные показывают, что, по крайней мере, значительная часть железных метеоритов образовалась 6-8 млрд. лет назад и с тех пор существовала в виде достаточно изолированной системы (Стоеннер, Царингер, 1958; Мюллер, Царингер, 1966; Соботович, 1968, 1970а).

Время последней космической катастрофы - взрыв Сверхновой*/, предшествовавший образованию солнечной системы и имеющий непосредственное отношение к ее зарождению из газово-пылевого облака, оценивается в 4,7 млрд.лет назад (Фесенков, 1964, 1965; Хойл, Фаулер, 1964; Бербидж, 1964). К моменту взрыва Сверхновой звезды, по-видимому, уже существовали твердые тела в виде пыли, фрагментов или

---

*/ Сверхновая, или Сверхновая звезда, - это взрывающаяся звезда, взрыв которой носит более катастрофический характер, нежели взрыв Новой, и сопровождается потерей от 1/100 до 1/10 своей массы для Сверхновых типа II и от 1/10 до 9/10 массы - для Сверхновых типа I. Согласно оценки Ф.Цвикки, Сверхновые появляются в каждой галактике по три на тысячелетие. За 5 млрд.лет существования солнечной системы в нашей Галактике должно было вспыхнуть порядка 15 млн. Сверхновых.

даже планетообразных тел*/ , которые, попадая в сферу действия Сверхновой, могли в той или иной степени сохраниться. Вследствие оптического эффекта значительная часть туманности вообще не была переработана, а возможно даже и не затронута воздействием Сверхновой, но в целом облако было выведено из равновесного состояния и в нем начались процессы интенсивной консолидации вещества (например, по механизму, разработанному В.С.Сафроновым (1969).

Сверхновая во время своего взрывного состояния синтезировала ощутимые количества тяжелых радиоактивных ядер, в том числе урана и тория. Первоначальная туманность получила дополнительно около 2-3% нового вещества, обогащенного этими элементами (Соботович, 1968, 1970а). Вторгшееся вещество Сверхновой могло представлять собой плазму или, в крайнем случае, атомы в отличие от вещества первоначального облака (протовещество), которое в значительной степени находилось в консолидированном состоянии. Не исключена возможность, что Сверхновая явилась тем энергетическим источником, который необходим, например, для образования хондр или фрагментов металлического железа, так сказать, "нового издания".

Вследствие оптического эффекта вторжение высокоэнергетической плазмы Сверхновой в первоначальное газово-пылевое облако (протооблако) не привело к его полной переработке: сохранились ассоциации атомов, пыль, крупные фрагменты. При этом ассоциации атомов и мелкая пыль протооблака получили дополнительно значительно большее количество радиоактивных изотопов, в том числе и таких долгоживущих, как уран и торий, чем крупные фрагменты**/ (из расчета на единицу их веса). Таким образом, газовая фаза и пыль по сравнению с первоначальными относительно крупными фрагментами***/ должны были стать значительно более обогащенными радиоактивными

---

*/ Находились в пределах некоторой, достаточно уплотненной газово-пылевой среды, окружавшей первоначальное Солнце (Фесенков, 1958), которое образовалось "...в области, где перед этим существовала другая звезда, погибшая во взрыве" (Азимов, 1969, стр.205).

**/ Если представлять процесс агломерации атомов подобным коллоидообразованию или по механизмам, рассматриваемым Латимером (1950) и В.С.Сафроновым (1969).

***/ В дальнейшем вещество первоначального досолнечного облака (протооблака) будет именоваться "реликтовым".

изотопами. Среди реликтового вещества наиболее устойчивыми фрагментами, по-видимому, были металлические, в силу чего их удельное значение среди реликтового вещества различного состава должно быть наибольшим, что и имеет место в действительности и объясняет большую встречаемость именно реликтовых железных метеоритов.

Результатом воздействия на газово-пылевое протооблако взрыва Сверхновой явилась консолидация в его пределах новообразованных твердых тел, которые вместе с реликтовыми в конечном итоге и пошли на строительство нашей солнечной системы. При этом, чем больше реликтовой пыли и (или) фрагментов захватывалось этими консолидировавшимися телами, тем меньше в них содержалось радиоактивных элементов. Примером этому может служить ряд повышения радиоактивности в метеоритах: железные < хондриты < ахондриты < углистые хондриты. Последние содержат наибольшее количество радиоактивных (и летучих) элементов и, возможно, являются продуктом конденсации чистой газовой фазы.

Считается, что масса газовой фазы в первоначальной туманности в несколько сотен раз превосходила массу твердой фазы. Облако, из которого конденсировалась наша Земля, располагалось (на средней стадии формирования солнечной системы) где-то между орбитами теперешних Марса и Венеры. Предположим, его поперечник был в два раза меньше расстояния между орбитами этих планет, т.е. составлял величину порядка $5 \cdot 10^{12}$ см.

При конденсации имели место два важных процесса: потеря газообразного материала и конденсация частиц железа в центре массы. Потеря газов происходит даже если общая масса облака (газ + твердое) в несколько сот раз превышает современную, потому что гравитационные силы на поверхности массы были недостаточны для того, чтобы их удерживать до тех пор, пока диаметр сжимающегося облака соответственно не уменьшился. При температуре облака 400-600°К газ с молекулярным весом до 40 не может удерживаться силами гравитации до тех пор, пока радиус облака не сократится в 100 раз и не достигнет величины менее $5 \cdot 10^{10}$ см. На основании этого Г.Юри, А.П.Виноградов, Ф.Уипл и др. полагают, что Земля не имела первичной атмосферы.

Во время конденсации частицы "падали" через газ значительной концентрации. По закону Стокса скорость "падения"

$$v = \frac{2a^2(d - d_м)G}{9\xi}$$

где a - радиус частицы; d - плотность частицы; $d_м$ - плотность среды; G - ускорение силы тяжести; ξ - коэффициент вязкости. Плотность частиц варьирует от 8 для железа, никеля до 3,5 для оливина и 2,9 для базальта. Из-за различия плотности железо-никелевые частицы будут "падать" в 2-3 раза быстрее, чем силикатные материалы. Кроме того, железо-никелевые частицы, обладая наиболее простой решеткой, конденсируются до гораздо большего размера в единицу времени по сравнению с более сложными силикатами. А так как скорость "падения" пропорциональна квадрату радиуса, этот фактор приводит к еще большим ее различиям в v. Железная частица размером в 10^{-2} см будет падать в три миллиона раз быстрее, чем силикатная размером 10^{-5} см. Подобные рассуждения привели В.Латимера (1950) к выводу о том, что в процессе аккреции металлы должны конденсироваться в центре Земли, а тяжелые ортосиликаты и более легкие составляющие, возможно базальтового состава, образовывать последующие слои Земли.

Общая гравитационная энергия гравитации твердых частиц составлнет $2{,}6 \cdot 10^{29}$ эрг, или 10^4 кал/г. Это огромная энергия и ее конечно хватило бы на то, чтобы расплавить конденсирующийся материал. Однако значительная ее часть уносилась улетучивающимися газами, а на конечной стадии вязкость облака становится весьма значительной и частицы теряют свою тепловую скорость, отдавая часть энергии в виде радиации (частицы с радиусом менее 10^{-3} см будут падать на растущую Землю настолько медленно, что не вызовут существенного поднятия температуры поверхности). Например, из кинетической теории, коэффициент вязкости системы частиц с тепловой скоростью $v_к$, массой M и радиусом a равен $\xi = \frac{Mv_к}{16\pi a^2}$. Принимаем термальную скорость для температуры внутри облака равной 600°K, т.е. температуры, при которой гидратированные силикаты еще не теряют воду; величина коэффициента вязкости для частиц с радиусом 10^{-5}см равна 10^{-4}. При плотности $\rho = 3$

$$v_t = \frac{2a^2 \cdot \rho G}{9\xi} = 6{,}5 \cdot 10^{-4}, \text{ см/сек.}$$

Таким образом, с космохимических позиций вероятность того, что железное ядро образовалось в процессе роста Земли и что оно практически не содержало радиоактивности, очень велика. По крайней мере эта гипотеза не противоречит законам термодинамики. Точно также вполне обосновано представление о том, что чем крупнее частицы, тем большая скорость их аккреции и что значительная часть консолидированной материи образовалась задолго до образования солнечной системы.

Геологические соображения

В пределах земного шара установлена определенная зональность (неоднородность) в виде ряда оболочек, выделяемых по характеру и скорости прохождения через них сейсмических волн, отражающих их физические свойства. Наиболее близко отвечает действительному строению Земли модель А Гуттенберга - Буллена (рис.2, здесь: А - земная кора (средняя мощность 33 км); В + С - верхняя мантия по В.В.Белоусову (1966); А + В - тектоносфера (Белоусов, 1966); В - слой Гуттенберга (мощность около 300 км), включающий в своем составе "волновод" (на глубине от 50-100 до 200-400 км); по А.Рингвуду (1966а,б) и Б.Гуттенбергу (1963) - это верхняя мантия; С - слой Голицына (мощность около 600 км); по А.Рингвуду - это переходная зона, а по Б.Гуттенбергу - средняя мантия; $D' + D'' = D$ - нижняя мантия (мощность около 1900 км); слой D' имеет мощность около 1700, а слой D'' - порядка 200 км; Е - внешняя оболочка ядра (мощность около 2080 км); Р - переходная зона от внешнего к внутреннему ядру (мощность около 140 км); С - центральное, или внутреннее ядро (мощность, т.е. радиус около 1250 км). (Буллен, 1966; Паньков, Жарков, 1967; и др., стр. 2). На основании обработки сейсмических данных, наблюдений гравитационного эффекта приливов и наклономерных измерений приливов в твердой Земле высказывается мнение о неоднородности земного шара и в горизонтальных направлениях

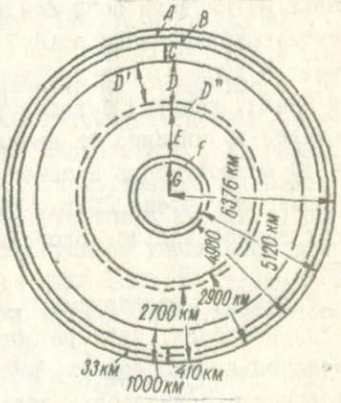


Рис. 2.

(Магницкий, 1965; Саваренский, 1940, 1955; Парийский, 1968), которое в последнее время подтверждено вычислениями на основании внешнего гравитационного потенциала средних плотностей вещества внутри Земли (Мещеряков, 1970), убедительно показавшими наличие в теле нашей планеты достаточно больших широтно-долготных неоднородностей.

Ядро и нижняя мантия

Центральная часть земного шара - ядро подразделяется на внутреннее (центральное) ядро и внешнюю оболочку (внешнее ядро), в пределах которой выделяется переходная зона (рис.2, зоны G, E, F). Для внешней оболочки (E) устанавливается пластичное состояние, в то время как для внутреннего ядра (G) - твердое. Вопрос о составе и фазовом состоянии внутреннего и внешнего ядер чрезвычайно важен для понимания процессов формирования Земли и ее эволюции, включая и геологический этап, а также для объяснения самого факта существования магнитного поля Земли и закономерностей его эволюции. С момента опубликования в 1897 г. работы Э.Вихерта и обобщений Э.Зюсса в 1909 г. в науке утвердилось представление о железном ядре Земли, которое безоговорочно принималось большинством исследователей независимо от предлагаемой ими модели строения и формирования земного шара и самого ядра, а многими учеными принимается и в настоящее время (Берч, 1965; Виноградов, 1962; Альтшулер и др., 1968); первоначально подобных представлений придерживался и О.Ю. Шмидт.

Расчеты, проведенные Е.Н.Люстих (1948), а затем и Г.Юри (1952), показали, что при формировании железо-никелевого ядра из первоначально однородного материала в результате гравитационной дифференциации высвобождается потенциальная энергия, переходящая в тепловую в количестве порядка $2 \cdot 10^{38}$ эрг, которой достаточно для дополнительного разогревания Земли на 2000-3000°С, результатом которого явилось бы полное ее расплавление. Для проявления подобной дифференциации (за счет "конвекции") требуется предварительное расплавление или размягчение вещества Земли, невероятность чего была показана ранее. Следует принимать во внимание также, что "...освобождающаяся потенциальная энергия опускающихся включений должна превращаться в тепло во всем теле Земли и не создает преимущественного нагревания ядра по сравнению с оболочкой. Желез-

ное ядро, обедненное радиоактивными элементами, в дальнейшем не могло стать горячее нижней мантии. Это приводит к трудностям в объяснении магнитного поля Земли, которое обычно связывается с конвективными движениями в жидкой наружной части ядра" (Сафронов, 1969). На основании соответствующих расчетов Е.В.Артюшков (1970, стр.29) приходит к заключению о том, что "преимущественно железный состав ядра*/ совместим с современным состоянием мантии, только если первичная Земля была сильно неоднородной", но так как большинство исследователей в настоящее время принимают за основу своих построений модель первичногомогенной по составу и строению Земли, то они вынуждены искать какой-то иной материал ядра, обладающий повышенной плотностью (плотность пород внешнего ядра составляет 8-10, а внутреннего - 10 - 12,5 г/см^3).

Еще в 1939 г. В.Н.Лодочников, а затем В.Рамзей (1948) высказали предположение о том, что ядро Земли не железное, а состоит из тех же пород, что и мантия, но находящихся в металлизованном состоянии за счет огромного давления, а следовательно, обладающих резко повышенной плотностью. В.Рамзей (1949), опираясь на данные физики высоких давлений, показал, что при давлении 1,4 млн. атм силикаты должны переходить в металлизованное состояние и что условия на границе ядра Земли как раз соответствуют таковым, в результате чего происходит резкое изменение плотности горных пород. Это изменение является следствием фазового превращения их вещества под давлением, которое сопровождается изменением характера упаковки атомов, вызывающим, в свою очередь, двойное увеличение плотности пород и установление температуры порядка 10000°С (температура плавления железа при таких давлениях должна составлять около 4000-5000°С).

Основываясь на этих представлениях**/, С.В.Маева (1967) показала, что ядро Земли, состоящее из металлизованных силикатов, к современному моменту должно оказаться расплавленным***/. При этом

---

*/ Предполагается, что масса железа, содержащегося в настоящее время в ядре, составляет порядка 26% массы Земли, что соответствует 10-15% содержания железа в первичногомогенной Земле.

**/ Предполагалось, что ядро состоит из металлизованных силикатов, имеющих металлическую теплопроводность, не зависящую от температуры и давления и равную 0,1 кал/см·сек·град; теплоемкость, равную 0,2 кал/г·град (соответствует теплоемкости мантии); теплоту плавления 70 кал/г; температуру, постоянную для данной глубины.

***/ При условии, что отток тепла из центра Земли был пренебрежимо мал и что температура в центре Земли возросла в 1,5 раз в результате сжатия вещества под давлением растущих снаружи слоев в соответствии с расчетами Е.А.Любимовой (1955).

для концентрации тепловыделяющих элементов в ядре, соответствующей таковой в хондритах ($U = 1{,}1 \cdot 10^{-8}$ г/г и $K = 8 \cdot 10^{-4}$ г/г), частичное плавление наступает лишь при повышении начальной температуры вещества до 1000°К через 1,9 млрд. лет, а полное - до 1500°К - через 1,1 млрд. лет. Подобное повышение температуры, согласно расчетам В.С.Сафронова (1965), может быть достигнуто за счет кинетической энергии падающих крупных тел на формирующуюся Землю, которая высвобождается на больших глубинах, не успевая в силу этого излучиться в пространство; причем допускается повышение температуры до 1000 - 1500°К и ее более или менее равномерное распределение от центра до глубин 500 - 600 км от поверхности. Для рассматриваемой модели характерно возникновение теплового потока в направлении из мантии в ядро через его поверхность (обратное направление теплопотока будет иметь место в случае, если теплоемкость вещества ядра будет меньше таковой для мантии (Маева, 1967).

В последнее время получила определенную популярность гипотеза формирования ядра Земли из металлизованных силикатов в результате гравитационной конвекции (Шейнманн, 1970а, б), которая исходит из того, что "существование жидкого ядра более плотного, чем мантия, означает, что происходит (или происходила) интенсивная дифференциация первичного вещества Земли... Все вещества более тяжелые, чем вещество внешнего ядра, должны тонуть в нем. Все вещества более легкие, чем первичное вещество Земли, должны подниматься во внешние слои" (Артюшков, 1970, стр. 29). Однако "процесс дифференциации вещества Земли предполагает наличие области, где происходит разделение вещества с разной плотностью. Дифференциация любой породы по плотности оказывается возможной только после ее эффективного разжижения. Это означает, что должно быть расплавлено примерно от нескольких десятков процентов до половины объема породы... При меньшей концентрации жидкости основная доля частиц заперта в твердой среде и скорость их движения в поле силы тяжести пренебрежимо мала" (стр. 18). Таким образом, и эта гипотеза не находит объяснения предварительному расплавлению вещества Земли, а только лишь декларирует его (см. стр. 1 - 8). Более того, в силу установленной твердой природы нижней мантии конвекция вещества через всю оболочку Земли идти не может (Жарков, Магницкий, 1970, стр. 18).

К тому же, вычисления Рамзея, допускающие металлизацию силикатов, не подтверждены экспериментально и противоречат температу-

рам, рассчитанным другими исследователями на границе ядра (Жарков, Магницкий, 1970, стр. 22). Гипотеза металлизации силикатов не может быть принята в силу следующих причин: "а) в экспериментах с мощными ударными волнами[*] большинство силикатов было сжато до давлений, намного превышающих давление на границе земного ядра (1,4х х10^6 атм), а соответствующий фазовый переход обнаружен не был. Если даже этот переход "медленный", то все равно он должен был произойти, так как фактор, определяющий неравновесность $\Delta V_{\Delta P}$ (ΔV - скачок объема; ΔP - передавление), столь велик, что он практически "занулит" любое конечное время перехода; б) в принципе можно представить себе металлизацию силикатов в условиях земного ядра, но она не может сопровождаться уменьшением объема примерно в два раза, как того требуют геофизические данные... С другой стороны, свойства железа, по лабораторным данным, очень близки свойствам земного ядра, по геофизическим данным. Это заставляет предполагать, что ядро состоит из железа с добавкой некоторых достаточно распространенных легких элементов (например, кремния)" (Жарков, Магницкий, 1970, стр. 20, 22)[**].

Наконец, допущение столь значительных давлений на больших глубинах Земли (порядка 1,5 млн. атм) геологически совершенно не обосновано, так как все расчеты об увеличении давления с глубиной основаны на гидростатическом законе, т.е. на предположении, что никаких боковых давлений не существует и что верхние слои давят на нижние своим полным весом. То, что это предположение не соответствует действительности, вытекает даже из факта существования сверхглубоких шахт и скважин (эффект "свода"). Энергия связи в кристаллической решетке при относительно низких температурах достаточна для того, чтобы противостоять давлению со всех сторон в миллионы атмосфер, на что в свое время указали П.Н.Чирвинский и В.К.Черкас (1930), согласно данным которых следует, что если отдельные зоны Земли (геосферы) на большой глубине отвердели, то вообще не будет никакого давления, а геосферы Земли в этом случае подобны стальным сферам[***]. К выводу об отсутствии сверхвысоких давлений в пределах,

---

[*] См., например, Л.В.Альтшулер (1965), В.А.Магницкий (1965).

[**] Так, в последнее время предложена модель железо-кремниевого ядра (Альтшулер и др., 1968) с содержанием кремния порядка 18%, температура верхних слоев которого должна быть порядка 3500-4000°С (Магницкий, 1965).

[***] Это положение в последнее время особо подчеркивал Н.Е.Мартьянов (1968), хотя многие другие его представления вызывают серьезные возражения.

в частности нижней мантии, в последнее время пришел В.А.Магницкий (1968а, б). С определенностью можно говорить о гидростатическом давлении лишь в отношении внешнего ядра, поскольку оно находится в пластичном состоянии; но давление пластичного ядра на твердое внутреннее никак не может превысить 1,5 млн. атм, в связи с чем гипотеза металлизованных силикатов не находит подтверждения и с этих позиций.

Б.Ю.Левин и Е.А.Любимова полагают, что фазовый переход на границе внутреннего и внешнего ядер обусловлен повышением температуры плавления с давлением; однако этот механизм приемлем лишь при допущении внутри Земли температуры порядка 3000 - 5000°С (Любимова, 1968), что трудно достижимо, исходя из модели гомогенного состава протоземли. Подобный сверхадиабатический градиент, необходимый для объяснения пластичного (расплавленного) состояния вещества внешнего ядра, Я.И.Френкель, У.Эльзассер, Е.У.Буллард, С.К.Ранкорн и др. объясняли на основе предположения об увеличенной первоначальной концентрации радиоактивных тепловыделяющих элементов в веществе внешнего ядра по сравнению с нижней мантией.

Нижняя мантия, находящаяся на глубине от 900 - 1000 до 2900 км (см. рис. 2, слой Д), согласно современным геофизическим данным, сложена веществом в твердом состоянии (Жарков, Магницкий, 1970), плотность которого плавно возрастает с глубиной. Однако последние данные о распространении волн от землетрясений позволили установить в ее пределах крупные неоднородности (Винник, Николаев, 1970). Сейсмические исследования указывают также на существование неоднородности в плотности пород нижней мантии и в области ее перехода к ядру (см. рис. 2, слой Д"; Винник, Дашкова, 1968), которая на основании определенных геофизических параметров может интерпретироваться, как область разуплотнения вещества (рис. 3, 4). В пользу подобной неоднородности слоя Д" говорят и результаты исследований

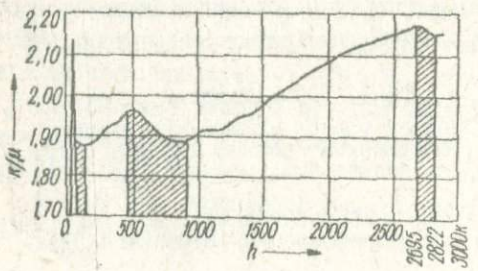


Рис. 3. График изменения отношения модуля всестороннего сжатия (k) к модулю сдвига (μ) в зависимости от глубины (h); заштрихованы области, где отношение k/μ уменьшается (Мартьянов, 1957).

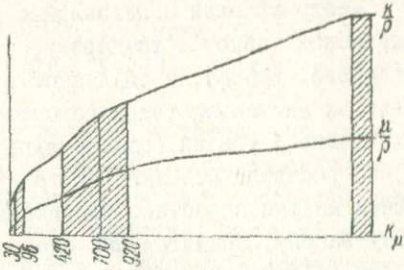


Рис. 4. График изменения отношения модуля всестороннего сжатия (K) и модуля сдвига (μ) к плотности (ρ) в зависимости от глубины; заштрихованы области разуплотнения (Мартьянов, 1968).

вековых вариаций направления магнитного поля Земли (Петрова, Храмов, 1970, стр. 73).

Состав нижней мантии на основе сопоставления данных о строении земного шара с составом метеоритов предполагается близким к составу хондритов (Виноградов, 1959б). На основе "закона соответственных состояний" (Андерсон, 1966), экспериментальных данных о физических параметрах вещества нижней мантии (например, модуля сжатия - К) и результатов исследования вещества при высоких давлениях, установлено, что нижняя мантия, по-видимому, состоит из плотноупакованных минералов типа шпинели, гранатов, периклаза, корунда (Рингвуд, Мейджор, 1968а, б). Для вещества верхней части нижней мантии (на глубине порядка 1200 км) рассчитанный средний атомный вес (m) составляет 21,9, у ее подошвы - 23,1, а в среднем по слою Д - 22,5, что хорошо согласуется как с соответствующими данными по минералам[ж], так и с результатами сейсмологических исследований (Магницкий, 1968а). Незначительный прирост среднего атомного веса ($\Delta m = 1{,}2$) свидетельствует об увеличении плотности в нижней мантии с глубиной на величину порядка 0,14 г/см^3, а близость рассчитанных значений m к среднему атомному весу хондритов и эклогитов[ж] противоречит представлениям о сверхвысоких давлениях в нижней мантии[жж] (см. наст. сб.).

[ж] Для силикатной фазы хондритов m составляет 21,8, для перидотитов - 21,6, для дунита - 21,5, а для эклогита - 22,1.

[жж] В.А.Магницким (1968б) с учетом наблюдаемого замедления вращения Земли была оценена вязкость нижней мантии (Мак-Кензи, 1966). Полученное значение вязкости нижней мантии в 10^{26} пуаз позволяет рассматривать нижнюю мантию при решении большинства задач практически как упругое тело, что согласуется и с данными сейсмологии о том, что модуль твердости мантии Земли везде очень велик, не меньше, чем у лучших сортов легированной стали..." (Магницкий, 1968б, стр. 10).

Между кровлей и основанием нижней мантии предполагается адиабатическая разность температур в пределах порядка 1500 - 2200°С (Любимова, 1968а), а по данным расчетов Дж. Ферхугена (1955), основанных на теории твердого состояния вещества и сейсмических данных, температура на границе ядра не должна превышать 2500°С. Однако, по расчетам В.А.Магницкого (1968), температура в верхней части нижней мантии нарастает значительно быстрее, нежели по адиабатическому закону; значительный сверхадиабатический градиент порядка 1°С/км (dT/dp = 2,5 - 3,6 град/кбар) предполагается им и для нижней мантии в целом. В противовес адиабатической модели распределения температуры в пределах нижней мантии (1500 - 2200°С) представления о сверхадиабатическом градиенте предполагают наличие разности температур между кровлей и основанием нижней мантии в пределах порядка 1500 - 3500°С (Магницкий, 1965, 1968).

Не находят логического объяснения и представления, вытекающие из факта существования магнитного поля Земли и закономерностей его эволюции в пространстве и во времени, что связано главным образом с процессами в ядре земного шара, так как: а) нижняя мантия является магнитопассивной, что следует из соображений геомагнитного поля, связанных с физической природой его источников, а также из математического анализа аномалий геомагнитного поля (В.Н.Луговенко, Ц.Р.Алдредж, Т.Н.Симоненко, Е.Н.Розе и др.); б) вклад земной коры и верхней мантии в магнитное поле на поверхности Земли определяется характером изменения температурного градиента, являющегося одной из возможных причин инверсии знака магнитного поля и возникновения его возмущений*/ (по теории Ильзиса - Эльзассера). Следовательно, такие фундаментальные явления, как факт существования самого магнитного поля, его асимметрия по напрвлению и напряженности, вековые постоянные вариации главного магнитного поля, дрейф магнитного поля в западном направлении, отсутствие систематичности в изменении частоты инверсии знака магнитного поля и продолжи-

*/ Устанавливается совпадение по времени неустойчивых режимов магнитного поля, т.е. частых инверсий его знака, с изменением тектонической деятельности на Земле (Храмов, 1967), что связано с изменением характера распределения и интенсивности тепловых потоков (Смыслов, 1969). Поле одного знака существовало десятки миллионов лет в позднем карбоне и перми, в части юры и мела; плиоцен, поздняя пермь и ранний триас характеризуются равномерным чередованием прямого и обратного поля, каждое из которых существовало около 1 млн. лет; имеют место эпохи, где магнитное поле меняет знак каждые 100000 лет, при этом в каждом таком промежутке времени бывают значительные возмущения и кратковременные изменения полярности (Петрова, Храмов, 1970).

тельности существования поля одного знака, а также изменения его магнитного момента, начиная с докембрия, и другие феномены могут быть связаны только с закономерностями строения, состава и эволюции ядра Земли.

Сам факт существования магнитного поля, а также асимметрия его по направлению и напряженности указывают на существование движений[*] в ядре и их асимметричный характер, имеющих постоянно действующую причину возникновения как самих движений, так и их асимметричности и проявляющихся столько времени, сколько существует магнитное поле Земли, т.е., согласно палеомагнитным данным, не меньше 1000 млн. лет (Петрова, Храмов, 1970). Такой причиной несимметричности движений в ядре может быть асимметрия самого ядра, хотя бы чисто геометрического характера; геомагнитные явления дают, по меньшей мере, три независимых указания на асимметрию ядра Земли.

В течение нескольких десятилетий, с момента предложения Я.И. Френкелем в 1947 г. модели земного динамо, считалось, что движения вещества в ядре Земли осуществляются путем тепловой конвекции. Однако К.И.Брагинским (1967) было показано, что при всей своей физической безупречности тепловой механизм конвекции не выдерживает количественной оценки. Им была предложена модель теплогравитационной конвекции, являющаяся на сегодняшний день одной из наиболее состоятельных. Согласно этой модели, в пределах внешнего ядра существует критический уровень, где происходит распад железо-силикатных твердых растворов с опусканием железистого компонента на твердое железное ядро и с подъемом силикатного компонента к границе ядра с мантией. На границе ядра и мантии образуются новые твердые железо-силикатные растворы как результат взаимодействия этого силикатного компонента с железом, просачивающимся из мантии. Таким образом, в результате этого процесса происходит разрастание твердого (внутреннего) железного ядра при относительном постоянстве железо-силикатного состава внешнего пластичного ядра за счет притока железа из нижней мантии.

Исследование "вековых" вариаций направления главного магнитного поля Земли показало, что они являются нормой его состояния (а не отклонением от нормы) с главным периодом порядка 600 лет[**].

---

[*] К настоящему времени предложено три принципиально различные модели движения в ядре Земли (Б.А.Тверской, Е.Ц.Буллард).

[**] Имеются, тем не менее, периоды как порядка 1000, так и 350 лет и даже более короткие.

Эти "вековые" вариации, также как и более короткие возмущения направления магнитного поля ("шумы"), связываются с указанными процессами на границе жидкого ядра и мантии. В результате палеомагнитных исследований было установлено, что за последние 1000 млн. лет величины напряженности магнитного поля Земли и его магнитного момента в целом оставались на уровне одного порядка*/, а имеющие место их изменения в различные геологические эпохи не закономерны, так же как отсутствует какая-либо систематичность в частоте инверсии магнитного поля Земли и в продолжительности существования поля одного знака. Результаты этих исследований позволили сделать вывод о том, что за последние 1000 млн.лет внешнее ядро находилось в состоянии динамического равновесия: температурные условия, состав и распределение вещества не претерпели сколь-нибудь значительных изменений, так же как и размер жидкого ядра существенно не изменился за счет теплогравитационной конвекции, ибо, согласно расчетам, за последние 1000 млн.лет внутреннее ядро могло увеличиться за счет осаждения железа не более, чем на 10% (Петрова, Храмов, 1970).

В то же время на основании установленного западного направления дрейфа магнитного поля со скоростью порядка $0{,}28^{\circ}$ в год сделан вывод об отставании скорости вращения ядра от таковой мантии под воздействием электромагнитного торможения ядра со стороны последней, а не под влиянием тормозящего действия приливов, как считалось ранее (Петрова, Храмов, 1970). Однако Г.Барта (1964) на основе предположения неоаксиальности твердого ядра по отношению к жидкому делает вывод о неустойчивости такого твердого неоаксиального вращающегося ядра и о возникновении гравитационных, приливных и тепловых вековых изменений в процессе достижения им устойчивого состояния.

Таким образом, факт высокой плотности ядра Земли, наличие в нем внешней пластичной оболочки, которая заключена между центральным ядром и нижней мантией, вещество которых находится в твердом неметаллизованном состоянии, установление наряду с вертикальной

---

*/ В последнее время установлены вариации магнитного момента с главным периодом порядка 7000 лет и вторым около 1000 лет; величина его составляет 0,5 - 1,5 современного значения магнитного момента. Установлено также, что напряженность древнего магнитного поля составляет для различных эпох 0,2 - 1,2 от современного его значения. Однако для докембрия напряженность магнитного поля превышала современную не менее, чем в два раза.

также и горизонтальной неоднородности нижней мантии, а также феномен магнитного поля Земли и пространственно-временной его эволюции, требующий для его объяснения признания железного состава внутреннего и железо-силикатного состава внешнего ядер, наличие теплогравитационных конвекционных процессов в пределах внешнего ядра и асимметрии внутреннего и, наконец, различия в угловой скорости вращения ядер и их оболочки (нижней мантии) не находят сколь-нибудь удовлетворительного и непротиворечивого объяснения, исходя из существующих гипотез и концепций строения и формирования Земли и ее оболочек, которые основаны на представлениях о ее первично-гомогенной природе.

Тектоносфера

Тектоносфера - это зона земного шара, обладающая наибольшей активностью тектонических процессов, в состав которой одни исследователи включают земную кору и слой Гуттенберга (см. рис.2, слои A + B; Белоусов, 1966), а другие распространяют ее до глубин проявления наиболее глубокофокусных землетрясений, включая в этом случае в ее состав всю верхнюю мантию (до глубин 900-1000 км), т.е. и слой Голицына (см. рис.2, слои A + B + C). Подробная характеристика строения тектоносферы и ее эволюции дана в обобщающих работах В.В.Белоусова (1966, 1968), поэтому ниже анализируются или положения, особо важные для предлагаемой модели формирования Земли, или данные, установленные после опубликования указанных работ.

Верхняя мантия. Нижняя часть тектоносферы - верхняя мантия, находящаяся на глубине 33 - 1000 км (см. рис.2), ее верхней сейсмической границей является поверхность Мохоровичича (Мохо, или M), выше которой залегает верхний твердый слой земного шара - земная кора, представляющая собой область развития основных процессов, вызывающих движение и деформации земной коры, а также первичного магмообразования, обусловливающего магматическую деятельность Земли, и наконец процессов, ведущих к формированию очагов землетрясений (не существует землетрясений с очагами глубже 700 км; Магницкий, 1968б). Верхняя мантия характеризуется значительной неоднородностью как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях: в ее составе выделяются два слоя - слой Голицына (рис.2, слой C, на глубине от 400-410 до 900-1000 км) и расположенный выше слой Гуттенберга (см. рис.2, слой B, на глубине от 10-50 до

400–410 км). Однако некоторые исследователи в состав верхней мантии включают только слой В (Гуттенберг, 1968; Рингвуд, 1962), а слой С выделяют под названием средней мантии (Гуттенберг, 1968), или переходной зоны (Рингвуд, 1962).

Относительно химического и минерального состава верхней мантии (см. рис.2, слои В + С) прямых сведений имеется очень немного. К таковым могут относиться данные о составе перидотитовых включений в продуктах базальтовых магм и алмазоносных трубках, которые могут рассматриваться как остаток (остаточная, вторичная мантия) после выплавления из мантии базальта (Рингвуд, 1962; Магницкий, 1968б). Главнейшей предпосылкой к установлению состава верхней мантии является предположение о том, что она должна состоять из вещества остаточной (вторичной) мантии с добавлением тех компонентов, которые пошли на формирование земной коры, т.е. ее состав в целом должен быть такой, чтобы обеспечить выделение из нее земной коры, в особенности базальтовых магм (Виноградов, 1961, 1962; Йодер, Тилли, 1965; Рингвуд, 1962; Грин, Рингвуд, 1968б). Другой предпосылкой является предположение о соответствии состава верхней мантии составу каменных метеоритов (Виноградов, 1959а, 1967б, 1969), а также результаты опытов зонной плавки. Эти результаты показали, что в результате кристаллизационной дифференциации первичногомогенного вещества Земли – силикатной фазы хондритов происходит его фракционирование с выплавлением жидкости базальтового состава до 8–10% от исходного объема (Виноградов, 1961), обогащенной сравнительно с исходным составом Si, Na, K, Ca, Al, Ti, Li, Rb, Cs, Be, Sr, Y, TR, Th, U, Zr, Hf, V, Nb, Ta, и формированием минералов, образующих остаточное вещество – "тугоплавкий остаток" (оливин, пироксен ромбический, пироксен моноклинный кальциевый), которое обогащено Mg, Fe, Ni, Mn, Cr (Виноградов и др., 1970). Выводы подтверждаются наблюдаемыми закономерностями по распределению элементов в горных породах Земли в сопоставлении с силикатной фазой хондритов (рис.5), что доказывает принципиальную справедливость принимаемого состава верхней мантии и предложенный механизм ее фракционирования, а также вывод о формировании земной коры, гидросферы и атмосферы за счет веществ, выделяющихся в процессе кристаллизационной дифференциации верхней мантии, по составу отвечающей составу силикатной фракции хондритов. А.Е.Рингвуд (1962, 1966) предполагает, что состав верхней мантии соответствует пиролитовому, представляющему собою смесь 75–80% перидоти-

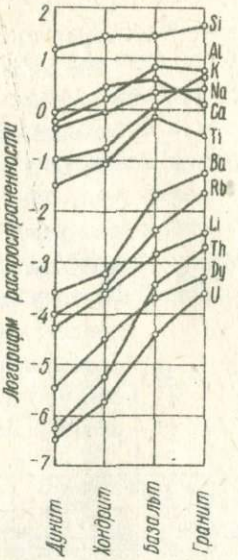


Рис. 5. Распределение элементов в системе силикатная фаза хондритов – дуниты – граниты – базальты земной коры (Виноградов и др., 1970).

тов-дунитов и 20 – 25% вещества базальтового состава, которая в соответствии с встречающимися в природе породами разделяется на четыре основных вида: амфиболовый, плагиоклазовый, пироксеновый и гранатовый пиролит. При этом плагиоклазовый пиролит может играть существенную роль лишь в областях с огромным тепловым потоком (порядка 25°С/км), так как поле его существования лежит в области температур выше 1000°С при глубине меньше 40 км*/. Пироксеновый пиролит устойчив до глубин порядка 200 км для температурного градиента, близкого к указанному на

*/ Наличие среди ультраосновных пород рифтовых зон лерцолитов и плагиоклазовых лерцолитов Л.Д.Дмитриевым (1969) объясняется как проявление продуктов комплементарного ряда пород, возникших в результате постепенно уменьшающейся степени фракционирования базальта из пиролита в самом верхнем слое мантии (от раздела М до глубин 30 км). Заключение Л.Д.Дмитриева, так же как и выводы других исследователей о том, что перидотиты Аравийско-Индоокеанского хребта являются либо первичными породами мантии (пиролитом), из которых формировались базальты, либо остаточными образованиями (вторичная мантия) после отделения базальтов (Удинцев, 1969; Фишер, Энгель, 1970), подтверждается на основе установления под дном рифтового ущелья этого хребта на глубине примерно 15 км слоя повышенных скоростей, свидетельствующего о подъеме вещества верхней мантии в рифтовой зоне (Непрочнов, Рыкунов, 1970).

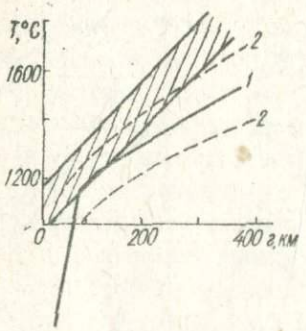


Рис. 6.

рис. 6[*], а для больших глубин характерен гранатовый пиролит (Рингвуд, 1966). Однако, по минералогическим (Соболев, Соболев, 1964) и экспериментальным данным (О'Хайра, Иодер, 1963) и расчетам скоростей (Магницкий, 1965), гранатовые перидотиты должны залегать непосредственно под земной корой (рис. 7[**]; Магницкий, 1968б). Поэтому именно гранатовый перидотит представляется наиболее вероятной преобладающей составной частью верхней мантии (Белоусов, 1966). "Тугоплавкий остаток" (вторичная мантия),

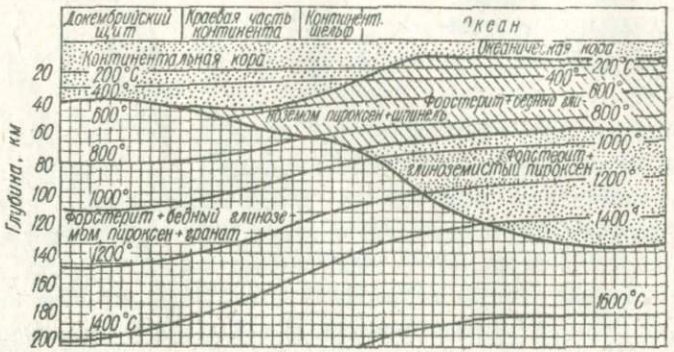


Рис. 7.

---

[*] На рис. 6 изображено распределение температуры в верхней мантии Земли (Магницкий, 1968б): 1 – вероятная температура в недрах Земли (Магницкий, 1965); 2 – вероятные пределы неопределенности для температуры в недрах Земли, исходя из величины геотермического градиента у поверхности Земли в среднем 20°С/км и на глубине 100 км – 10°С/км (Магницкий, 1965); 3 – интервал плавления базальта (Иодер, Тилли, 1965).

[**] На рис. 7 показан гипотетический разрез земной коры и верхней мантии в океанических областях и на докембрийских щитах (Бойд, Мак-Грегор, 1968): разрез иллюстрирует устойчивость ассоциаций с пиролитовым валовым химическим составом на различных глубинах в верхней мантии, изотермы (тонкие линии, °С) проведены на основании экстраполяции геотермических градиентов (Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968); при этом допускается изменение валового состава вещества под континентами в результате магматической дифференциации.

согласно А.Е.Рингвуду, располагается непосредственно под границей М до глубин порядка 400 км (для континентальной коры), будучи представленным ультраосновными породами типа дунитов, оливинитов, перидотитов, пироксенитов и гранатовых перидотитов (Белоусов, 1966; Магницкий, 1965), однако А.П.Виноградов и др. (1970) считают, что ":..тугоплавкие продукты дифференциации приурочены не непосредственно к подкоровым участкам мантии, а находятся на значительно больших глубинах...", по-видимому, не менее, чем на глубине 500 км. На рис. 8 изображена глубина дифференциации мантии при выплавлении из нее базальтов, требующаяся для накопления в земной коре

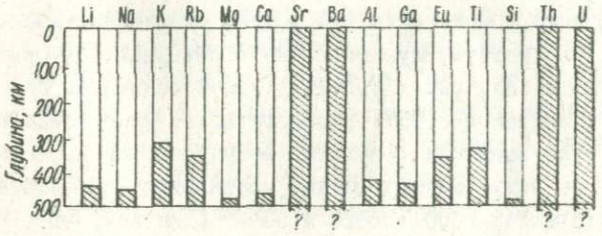


Рис. 8.

различных элементов и устанавливаемая на основе модели рис. 4 и данных о составе земной коры (Виноградов и др., 1970). При расчете глубины дифференциации мантии суммарная мощность базальтов принята равной 20 км, средняя плотность коры - 2,8, а мантии - 4 г/см^3. Глубина дифференциации обозначена заштрихованной областью, для *Sr* она составляет порядка 580 км, для Ba - 1870, для *Th* - 1100, для *U* - 550 км.

Слой Голицына (рис. 2, слой С) - слой, где скорости продольных и поперечных волн имеют максимальную величину (соответственно 9 - 13,6 и 5,0 - 7,3 км/сек, увеличиваясь от его кровли к подошве), совершенно постепенно нарастающие от слоя С, но резко уменьшающиеся в нижней мантии (см. рис. 2, слой Д). Однако коэффициент динамической вязкости слоя С, равный порядка 10^{26} пз (Красс и др., 1969), близок к таковому нижней мантии (10^{26} пз), в то же время увеличивается сравнительно с его величиной в слое В; при этом для слоя Голицына (слой С) предполагается чисто диффузионный механизм вязкости. Предполагается также, что слой Голицына представляет собой слой с переходным состоянием вещества в его химическом составе или к более плотной упаковке (Бернал, 1936; Берч, 1952;

Магницкий, 1965). Согласно последним данным статистических и динамических экспериментов, в условиях зоны С происходят фазовые изменения вещества слоя В с образованием более плотных модификаций и с частичным разделением его на окислы, при этом нижняя граница слоя С при подобной интерпретации может рассматриваться как граница окончательного превращения силикатов в окислы плотнейшей упаковки. Предполагается также возможность соответствия верхней границы слоя С границе смены кристаллических решеток алюмосиликатов (Галактионов, Белов, 1967) с изменением координационного числа кремния с 4 на 6, вследствие превращения кремнезема в стишовит (Стишов, Белов, 1963).

В.Г.Магницкий (1958, стр. 165) на основе исследования отношения модуля всестороннего сжатия к модулю сдвига выделяет аномальную область, соответствующую оболочке в интервале глубин примерно от 450 до 800 км (см. рис. 3), что в общем совпадает со слоем Голицына. Н.Е.Мартьянов (1957) интерпретирует уменьшение отношений модулей для этой зоны как результат разуплотнения вещества, выделяя подобные же зоны разуплотнения (растяжения - по Мартьянову) также и в интервалах 2700 - 2820 и 80 - 96 км (см. рис. 3). Эти же зоны устанавливаются и на основе изменения отношения модуля всестороннего сжатия и модуля сдвига к плотности горных пород (см. рис. 4). При этом нижняя из указанных зон соответствует подзоне Д" нижней мантии на границе с внешним ядром, а верхняя - находится в верхней части мантии на границе с земной корой и астеносферным слоем, т.е. соответствует подкоровой части литосферы.

Верхняя часть верхней мантии - слой Гуттенберга (см. рис. 2, слой С) характеризуется значительной неоднородностью состава и строения (Магницкий, 1968б; Деменицкая, 1969; Резанов, 1970; Непрочнов, Рыкунов, 1970; и др.). Так, на основании пересчета аномального поля силы тяжести на территории СССР установлено (Фотиади и др., 1965), что наименьшие плотности в верхней мантии (ее разуплотнение) соответствуют положительным формам ее рельефа (океаническим впадинам), а наибольшее уплотнение в ее пределах характерно для участков с депрессией ее поверхности, отвечающих областям с наибольшей мощностью земной коры (горные области с неотектонической активизацией); в платформенных районах, где мощность земной коры меньше, уменьшается и плотность верхней мантии. Неоднородность верхних частей слоя В устанавливается и в вертикальном измерении. Так, например, на основании данных ГСЗ в пределах верхней мантии

Черноморской котловины на глубине 30 км выявлен слой повышенной скорости, свидетельствующий о процессах уплотнения вещества верхней мантии, в результате которого происходило длительное и интенсивное прогибание впадины и накопление мощных осадочных толщ. Подобный вывод об уплотнении вещества верхней мантии под Черным морем и на гораздо большей глубине был сделан также и на основе анализа силы тяжести и сейсмических данных о мощности и строении земной коры (Субботин, 1965). Более того, как теперь выяснено, неоднородность строения верхних частей слоя В связана, в частности, с погружением в область мантии земной коры, первичную структуру которой она в значительной степени унаследует (Резанов, 1970). Устанавливается значительная неоднородность и в положении поверхности верхней мантии (т.е. границы Мохо), а также большие колебания температуры (от 150 до 1000°С) и давления (от 1 до 20 кбар) на ее поверхности; однако на подавляющей части площади температура кровли мантии (границы Мохо) варьирует на континентах в пределах 150 - 400°С, а давление 1 - 10 кбар (Деменицкая, 1969).

Между подошвой и кровлей верхней мантии (рис. 2, слои В + С) предполагается существование сверхадиабатической разности температур порядка 1000 - 1500°С (Любимова, 1968а, б). При этом выяснено, что в пределах континентов на глубине порядка 100 км температура должна быть близка к точке плавления ультраосновных пород (см. рис. 6), а с возрастанием глубины в диапазоне 60 - 200 км материал мантии становится все более пластичным в силу повышения температуры, но с дальнейшим увеличением глубины давление повышает точку плавления быстрее, чем растет температура, и материал мантии становится все более упругим (Деменицкая, 1969). Этот пластичный подкоровый слой, обладающий пониженными скоростями сейсмических волн (Магницкий, 1968б), интерпретируется большинством исследователей как слой размягчения вещества и рассматривается как область зарождения глубинных (мантийных, подкоровых) магматических расплавов.

Рассматриваемый слой пониженных скоростей сейсмических волн, выделенный впервые Б.Гуттенбергом в 1926 г., был назван Д.Барреллем, предположившим его существование еще в 1914 г., астеносферой. Позднее он получил название "волновод" благодаря способности канализовать сейсмическую энергию и проводить ее вдоль оси: наличие слоя низких скоростей для поперечных волн теперь не вызывает сомнений, однако, возможно, что в ряде районов волновод в продольных

волнах может и не существовать (Магницкий, 1968б). Верхняя граница волновода под материками в среднем приближается к 100 км от поверхности Земли, а под океанами – в среднем к 50 км, нижняя его граница под материками предполагается на глубине 200 – 250 км (рис. 9,

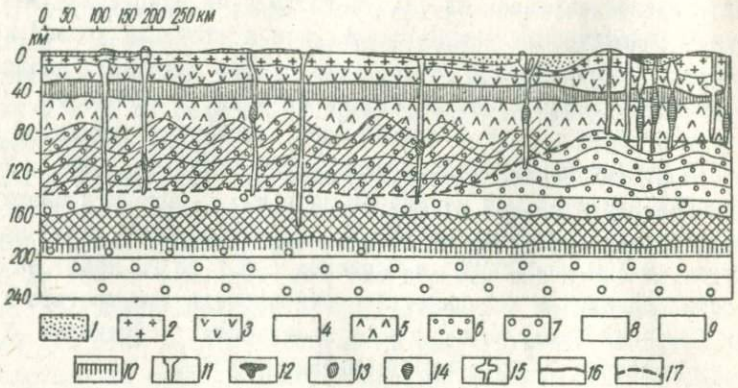


Рис. 9.

здесь сравнивается глубинное строение коры и верхняя мантия платформенных и геосинклинальных областей (Белоусов, 1966): 1 – осадочный слой; 2 – гранитный (гранито-гнейсовый) слой; 3 – базальтовый (гранулито-базальтовый и гранулито-гнейсовый) слой; 4 – эклогитовый слой; 5 – перидотиты верхней мантии; 6 – геосинклинальный этаж волновода (астеносферного слоя); 7 – платформенный этаж волновода (астеносферного слоя); 8 – зона охлаждения волновода (астеносферного слоя); 9 – слой антиастенолитов внутри платформенного этажа волновода (тугоплавкий остаток перидотитов после выплавления из них базальта приближается по составу к дунитам); 10 – нижний уровень неустойчивости; 11 – глубинные разломы, служащие каналами для подъема магмы; 12 – эффузии; 13 – всплывающие астенолиты платформенных (толеитовых и щелочных) базальтов; 14 – всплывающие астенолиты геосинклинальных базальтов; 15 – промежуточные резервуары, в которых происходит дифференциация глубинных магм; 16 – раздел Мохо; 17 – условная геоизотерма верхнего предела выплавления базальтов), а под океанами – порядка 400 км от поверхности Земли (Белоусов, 1966, 1968). Однако в последнее время уста-

новлено, что свойства верхней мантии меняются в горизонтальном направлении значительно сильнее, чем считалось ранее. Так, слой пониженных скоростей под континентами (его верхняя граница) может находиться на глубине 100 - 150 км, а местами даже 200 км (максимальная глубина для континентальных платформ), в то время как под дном Тихого океана он залегает на глубине 50 - 60 км, а под дном Атлантического и Индийского океанов - всего лишь на глубине 20 км (Деменицкая, 1969). Наконец, под тектонически наиболее активными областями, где земная кора утолщена (Исландия и прилегающие части Атлантики, некоторые районы в области Курильской и Японской островных дуг),слой низких скоростей в мантии практически начинается прямо под земной корой, однако в этом случае он не обладает свойствами волновода (Магницкий, 1968б).

Анализ природных процессов в пределах астеносферы привел к выводу об уменьшении вязкости вещества астеносферы ($10^{19} - 10^{21}$ пз; Артюшков, 1966; Красс и др., 1969) как по сравнению с таковой для литосферы ($10^{21} - 10^{23}$ пз; Красс и др., 1969), так и для мантии в целом (10^{26} пз; Магницкий, 1968б), в том числе и для слоя С (20^{26} пз; Красс и др., 1969). Анализ физической природы вязкости показывает, что вязкость астеносферы, впрочем, как и слоя С, диффузионная, но в то время как в слое С наиболее вероятен чисто диффузионный механизм вязкости, в пределах астеносферы, кроме него, возможно также перемещение значительных масс вещества как целого*/ (Красс и др., 1969). Высказанное еще Гуттенбергом предположение о том, что слой низких скоростей вызван аморфизацией**/ вещества мантии в связи с эффектом высоких температур, подтверждается результатами последних геофизических и экспериментальных исследований (см. рис. 6). Однако ожидать полной аморфизации вещества астеносферы, на что указывает В.А.Магницкий (1968б), вряд ли возможно, так как ряд составляющих мантии таких, как оливин, шпинель, имеет достаточно высокие точки плавления, в силу чего, даже при наличии эвтектик, более или менее значительная часть общей массы вещества, не отвечающая условиям расплавления, останется в кристаллической фазе (Грин, Рингвуд, 1968а). При этом эффективная вязкость смеси из

---

*/ В противовес этому в пределах литосферы (коры и верхней мантии, залегающей выше астеносферного слоя) деформация осуществляется преимущественно по разрывным нарушениям и поэтому вязкость литосферы в основном кажущаяся (Красс и др., 1969).

**/ Температура перехода точки вещества в аморфное состояние всегда примерно на 10% ниже температуры разжижения (Магницкий, 1968б).

кристаллов и аморфной массы может быть значительно выше, чем вязкость самой аморфной прослойки: так как вязкость базальта в рассматриваемых условиях оценивается величиной $10^{10} - 10^{12}$ пз, то его доля в веществе астеносферы в целом должна быть невелика, чтобы дать устанавливаемую для астеносферы вязкость в 10^{20} пз (Магницкий, 1968б). В пользу указанной природы астеносферы свидетельствует и приуроченность к нему очагов первичных источников магмы и минимума числа очагов землетрясений.

Выяснено также, что верхняя мантия имеет не только сложное слоистое, но и блоковое строение, а астеносферный слой изменяется по плотности, глубине залегания и даже разделяется на ряд этажей. Так, например, в пределах зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану установлены ослабленные слои (астеносферы) на глубинах 60-80, 110-150, 280-300 и 400-470 км (Федотов, 1966), что указывает на состав верхней мантии в этом районе в виде чередования уплотненных и ослабленных (с повышенной пластичностью) слоев. Наряду с этим в локальных областях мантии рассматриваемой зоны устанавливаются даже скопления жидкого вещества, например, Г.С. Горшковым на основе результатов интерпретации сейсмических данных по землетрясениям в вулканической зоне между Японией и Камчаткой (Деменицкая, 1969).

Результаты экспериментальных геофизических исследований положения волновода в пределах верхней мантии не противоречат расчетным данным о локализации в пределах последней наиболее вероятной области плавления, формирование которой связывается с теплом радиоактивного распада. Расчеты, основанные на допущении колебаний в содержании радиоактивных элементов в широких пределах (при концентрации урана $0{,}2 \cdot 10^{-7} - 0{,}5 \cdot 10^{-7}$ г/г; Вассербург и др., 1964), приводят к заключению, что такой областью плавления является промежуточный слой в верхней мантии на уровне 100 - 400 км (Ли, 1968; Любимова, 1956, 1968а,б; 1970; Маева, 1967; Рейнольдс и др., 1966), что находится в полном согласии с результатами сейсмологических и геотермических исследований, последние из которых указывают на совпадение положения в верхней мантии волновода и минимума теплопроводности земного вещества, фиксируемого на глубине 50-100 км (Любимова, 1957, 1970; Магницкий, 1968б). Однако процесс плавления, согласно принятым исходным граничным условиям*), мог

*) В этих расчетах за основу принималась модель гомогенного по составу протовещества и, как следствие, равномерного распределе-

начаться только спустя I,7 – 2 млрд.лет после образования Земли, что противоречит результатам наиболее древних значений радиологического возраста докембрийских горных пород.

Результаты расчета глубины дифференциации мантии, необходимой для формирования земной коры в процессе выплавления из нее базальтов, проведенные на основе данных о содержании каждого из элементов в земной коре (Виноградов, I959а, I96I), исходя из геохимического моделирования процесса дифференциации мантии в системе силикатная фаза хондритов – базальт – остаточный дунит (см. рис.5), не противоречат установленной глубине переработки мантии – ее астеносферному слою (см. рис.7). При этом, если для создания соответствующих содержаний в земной коре таких элементов, как Si, Mg, Ca, Na требуется извлечение их из объема первичногомогенного мантийного вещества на глубину I0 – 50 км, то для Li, Al, Ga, Ti – эта глубина уже составляет интервал от 60 до I50 км, а для K, Rb, Sr, Ba, Eu, Th, U – от I50 до I900 км (Виноградов и др., I970).

По данным же А.А.Смыслова (I969), глубина переработки мантийного вещества для извлечения из него необходимого количества радиоактивных элементов составляет свыше 5000 км (Смыслов, I969, стр.4). Следовательно, устанавливаемая локализация астеносферного слоя в пределах верхней мантии Земли вполне удовлетворительно объясняет механизм формирования земной коры из существующих представлений о первичногомогенном характере земного вещества в отношении главнейших петрогенных элементов (достаточная глубина переработки мантийного вещества составляет порядка 200 км; Белоусов, I966), но она не в состоянии обеспечить механизм поступления таких элементов, как U, Th, Ba, Sr и, по-видимому, ряда других.

Земная кора. К земной коре относятся образования, залегающие выше сейсмической границы первого порядка – поверхности Мохоровичича (Мохо, граница М), которая отделяет ее от верхней мантии (см. рис.2, слой А; рис.7, 9, I0-I8). В пределах земной коры устанавливается еще одна важная сейсмическая поверхность раздела – поверхность Конрада, отделяющая базальтовый слой от гранитного,

ния в нем радиоактивных тепловыделяющих элементов при их концентрации, соответствующей таковой в хондритах (см. наст. сб.). Плавление, невозможное при столь низком содержании тепловыделяющих элементов, связывалось с допущением повышения начальной температуры Земли до I500°С за счет преобразования кинетической энергии падения крупных тел в тепловую на глубинах 400 – 500 км от поверхности Земли (Сафронов, I969, стр.6).

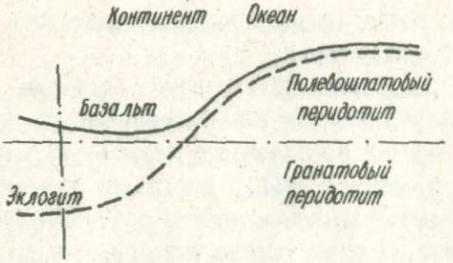


Рис. 10. Взаимное расположение в Земле химической границы (пунктир), зоны фазового перехода (штрих-пунктир) и границы Мохо (сплошная линия)(по Уайлу, 1963; Деменицкая, 1969).

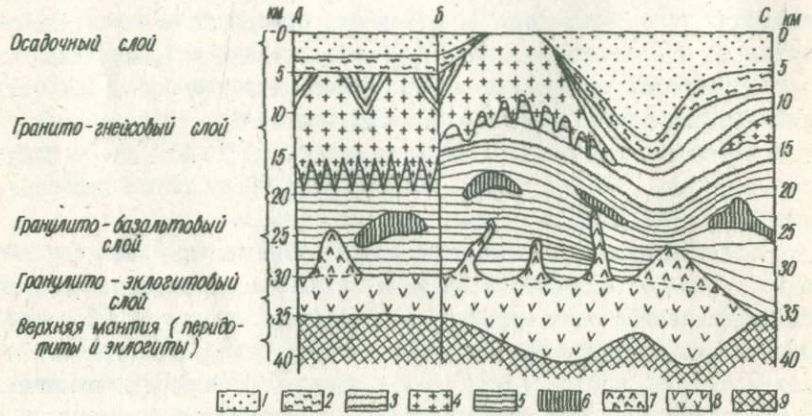


Рис. II. Схематическое строение материковой земной коры (Белоусов, 1966):
А - В - усредненная модель строения коры; В - С - имеющие место пределы колебания мощности отдельных слоев земной коры в зависимости от ее геотектонических элементов. 1 - осадочные породы; 2 - метаморфические породы зеленосланцевой фации; 3 - метаморфические породы амфиболитовой фации; 4 - граниты; 5 - метаморфические породы гранулитовой фации, дегранитизированные; 6 - анортозиты и чарнокиты; 7 - габброидные интрузии; 8 - смесь пород гранулитовой фации и эклогитов (гранатовые гранулиты - по Рингвуду и Грину, 1968); 9 - верхняя мантия (перидотиты и эклогиты). 2 - 4 - гранитный или гранито-гнейсовый слой; 5 - 8 - базальтовый слой.

которая, однако, устанавливается только в пределах земной коры континентального типа (рис. 9, II - I3).

На основании наличия или отсутствия границы Конрада, т.е. наличия или отсутствия гранитного слоя в пределах земной коры, последняя подразделяется на материковую, или континентальную, - салического типа (см. рис. 9, II - I3) и океаническую - фемического типа (см. рис. 7), между которыми нередко выделяется кора переходно-

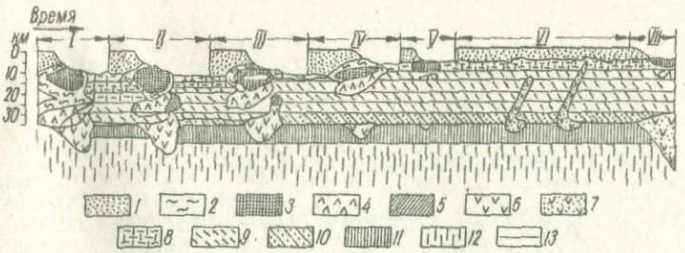


Рис. I2. Эволюция строения материковой коры от одного тектонического цикла к другому (Белоусов, 1966): I - IУ - четыре цикла геосинклинального развития; У - парагеосинклинальное (субплатформенное) развитие; УI - платформенное развитие; УII - тектоническая активизация; I - накопление осадочных пород, 2 - метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций; 3 - гранитизация; 4 - дегранитизация; 5 - образование анортозитов и чарнокитов; 6 - внедрение базальтов геосинклинального типа; 7 - внедрение щелочных базальтов; 8 - "гранитный" (гранито-гнейсовый) слой; 9 - гранулито-базитовый слой; I0 - гранулито-эклогитовый слой (гранатовые гранулиты - по Рингвуду и Грину, I968); 9-I0 - "базальтовый" слой; II - верхняя мантия (эклогиты); I2 - верхняя мантия (перидотиты); I3 - раздел Мохо.

го салическо-фемического и фемическо-салического типов (см. рис. I8). Работами последних лет установлена новая форма существования земной коры - системы рифтовых зон, развитых как в пределах океанической, так и материковой коры, а также в их переходных частях и занимающих лишь в пределах океанов площадь, равную континентам (например, рис. I8-I5); для рифтовых зон устанавливаются подчас сложные специфические взаимоотношения мантии и коры, которые нередко характеризуются отсутствием границы Мохо.

Раздел Мохоровичича (поверхность Мохо). Раздел Мохо фиксируется на том основании, что сейсмическими методами обнаруживается скачок скоростей упругих продольных и поперечных волн в веществе земного шара на глубине I0 - 50 км от его поверхности. При этом считалось, что чем больше высота земной поверхности над уровнем моря, тем больше мощность континентальной коры от этого уровня до раздела Мохо, т.е. что горные образования имеют "корни", глубина которых примерно пропорциональна высоте гор; и, наоборот, чем глубже океанические впадины, тем меньше под ними мощность коры (Григгс, I960; Деменицкая, I96I; Кропоткин и др., I956; и др.). Представление о существовании "корней" под молодыми горными сооружениями привело к выводу о том, что современный рельеф поверхности Мохо опре-

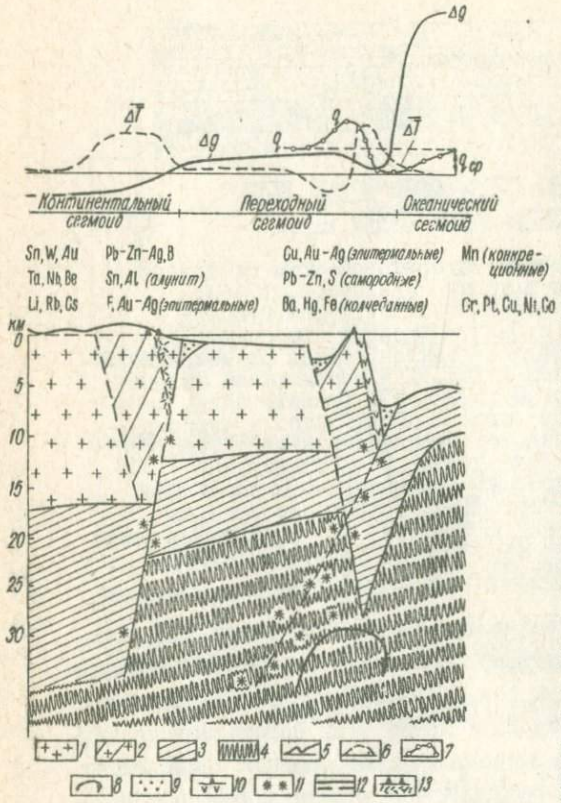


Рис. I3. Схематический обобщенный геолого-географический разрез переходной части коры от океанической к континентальной (переходного сегмоида от континентального к океаническому): I – "гранитный" (сиалический) слой земной коры; 2 – блоки фундамента древней консолидации; 3 – "базальтовый" слой земной коры; 4 – верхняя мантия (подкоровый субстрат); 5 – аномалия силы тяжести (в редукции Буге); 6 – региональная осредненная магнитная аномалия ΔT; 7 – мощность теплового потока q; 8 – вероятный конвекционный поток в веществе верхней мантии Δq; 9 – осадочные породы во впадинах; I0 – вулканогенный пояс с магмоактивным разломом "андезитовой" линии; II – очаги землетрясений; I2 – разломы; I3 – вулканогенный пояс с магмоактивным разломом "риолитовой" линии.

деляется направленностью и интенсивностью новейших (неотектонических) движений, а увеличенная мощность коры под горными сооружениями – есть результат недавнего ее утолщения (Борисов, I963; Николаев, I962; Рихтер, Вальковский, I966). При этом наличие прогибов в рельефе поверхности Мохо под горными хребтами рассматривается многими исследователями как доказательство увеличения мощности земной коры в процессе роста гор (Крестников, Некрасов, I962; Рихтер, Вальковский, I962; и др.). Эти представления являются основой изостазической гипотезы и концепции о наличии вещественного раздела на границе земной коры и верхней мантии, фиксируемой поверхностью Мохо (Григгс, I960).

Однако выводы о том, что на Земле всюду существует определенная зависимость между мощностью земной коры, ее рельефом и анома-

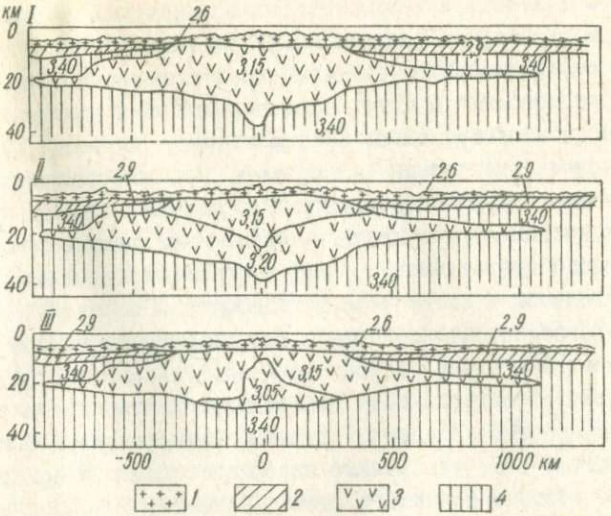


Рис. I4. Различные модели строения срединных океанических хребтов (Белоусов, I968):
1 – второй слой океанической коры; 2 – основной слой океанической коры; 3 – измененная мантия (смесь материала коры и мантии); 4 – нормальная мантия. Цифры – плотность в г/см^3. I, II, III – возможные модели.

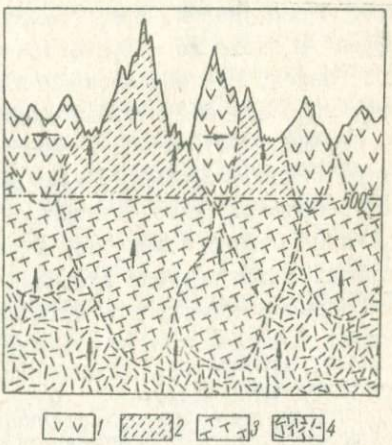


Рис. I5. Схематический разрез коры в рифтовой зоне (Виноградов, Удинцев и др., I969):
I – блоки коры океанического типа: близкое к типично океаническому глубинное строение, ощутимый осадочный покров, преобладают базальтовые лавы, габбро, долериты, сейсмическая активность относительно низкая, тепловой поток по величине нормальный для океанического ложа; 2 – блоки мантийного происхождения: почти лишены покрова осадков, в глубинном строении заметную роль играют породы "второго" слоя со скоростями около 5 км/сек, преимущественно ультраосновные в различной степени серпентинизированные породы, на гребнях имеют место базальтовые лавы, сейсмическая активность в 2 – 3 раза выше, а тепловой поток – в 3 – 5 раз выше, чем (I); 3 – блоки мантийного вещества, разуплотненные и частично серпентинизированные перидотиты, плотность которых по сравнению с породами верхней мантии уменьшается от 3,3 до 2,7 – 2,6 г/см^3; 4 – вещество верхней мантии – пиролит (пунктиром показано положение изотермы 500°С, стрелками – направление движения масс вещества). Разрез типичен для георифтогеналей (Удинцев, I969), в частности, Срединно-океанических хребтов Индийского океана, обнаруживающих большое сходство с рифтовыми зонами Срединно-атлантического хребта.

лиями силы тяжести, а также что рельеф поверхности Мохо является зеркальным отражением рельефа Земли, основанные на анализе карты аномалий силы тяжести и на несовершенных определениях мощности земной коры методами сейсмологии, как показали последние исследования (Резанов, 1968, 1970; Краснопевцева, Резанов, 1968), верны лишь в первом приближении*/, например, при сопоставлении континентов и океанов. Новейшие результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры существенно изменяют прежние, ставшие уже традиционными представления. Так, образование прогибов в рельефе Мохо под горными хребтами рассматривается как результат главным образом прогибания земной коры в предшествующий горообразованию геосинклинальный период (Краснопевцева, Резанов, 1968), в связи с чем не может рассматриваться как доказательство увеличения мощности коры в процессе орогенной стадии. Накапливаются факты, свидетельствующие о том, что рельеф поверхности Мохо в основном сформировался до неотектонического этапа (Резанов, 1968).

И.А.Резанов (1970) показал, что в большинстве случаев величина "корня" примерно соответствует мощности накопившихся вулканогенно-осадочных пород; возникший в эпоху прогибания "корень" в рельефе Мохо обычно сохраняется в течение 100 - 200 млн. лет, в том числе и в случае формирования на месте геосинклинального бассейна горного сооружения, при этом не исключается некоторое увеличение "корня" в эпоху горообразования, но оно рассматривается как процесс, далеко не повсеместный и дающий лишь незначительный вклад в конечный результат в сравнении с ростом "корня" в геосинклинальную стадию. И.А.Резанов привел убедительные данные, свидетельствующие о подъеме границы Мохо вследствие погружения "корня" в мантию**/, происходящего, однако, значительно медленнее, чем процесс опускания этой сейсмической границы, иногда даже в течение всего геологического периода развития Земли. Иногда в ряде случаев процесс подъема поверхности Мохо приближается по времени к скорости ее погружения, например, в корнях некоторых срединных массивов, рас-

---

*/Одним из наиболее существенных противоречий изостазической гипотезы является несогласуемость срока жизни горных систем и материков в целом со скоростью их эрозии: континенты существуют более 2000 млн. лет при наличии процессов эрозии, которые могли бы их снивелировать за 26 млн. лет (Кеннеди, 1961).

**/К подобному же выводу о нахождении корней крупнейших платформенных структур в пределах верхней мантии, но выше астеносферного слоя пришли М.Г.Клушин, В.Д.Наливкин, Н.В.Шаблинская (1969).

положенных в непосредственной близости от участков прогибания в альпийских геосинклиналях (Субботин и др., 1968). Данными, свидетельствующими о подъеме границы Мохо, являются следующие факты: "...1) несогласное положение рельефа границы Мохо по отношению к сейсмическим границам внутри коры; 2) неоднородность строения верхних частей мантии, которая, как теперь выясняется, в значительной степени сохранила первичную структуру, свойственную коре до ее погружения в мантию; 3) уменьшение мощности коры при переходе от областей архейской складчатости к палеозойской, а затем альпийской" (Резанов, 1970, стр.8). Энергетическая причина подобного подъема границы Мохо может заключаться в переходе пород базальтового слоя в эклогиты (Белоусов, 1966, 1968; Рингвуд, Грин, 1968), в метасоматическом преобразовании под воздействием железо-магнезиальных растворов мантийного происхождения (Тихомиров, 1958, 1960) и др.

Наряду с областями четкой фиксации границы Мохо, каковыми являются абиссальные равнины океанов (глубина залегания ее достаточно устойчива, составляя порядка 6 км) и континенты (глубина от поверхности варьирует в широких пределах - от 10 до 50 км), имеют место области Земли, в которых кора отделена от мантии зоной пород с неотчетливо выраженным разделом Мохо и упругие волны распространяются со скоростью 7-8 км/сек, т.е. при переходе от мантии к коре не обнаруживают никаких признаков скачка скоростей. К таким областям относятся океанические хребты и некоторые океанические поднятия, островные дуги, окраины континентов, районы рифтовой тектоники на континентах и участки, где сравнительно недавно развивались процессы складчатости и горообразования. Существование подобных переходных зон в строении литосферы К.Л.Кук объясняет наличием зон, в которых механически перемешан материал мантии и коры, фон Герцен - существованием необычно высокой температуры мантии, Л.Ц.Пакизер - преобразованием габбро в эклогит, А.Э.Рингвуд и Д.Х.Грин - преобразованием базальтоидов вначале в гранатовые гранулиты, а затем в эклогиты (Рингвуд, Грин, 1968). Для континентов, наряду с неоднородностью положения раздела Мохо, вблизи его поверхности устанавливаются большие колебания температуры, составляющие от 150° для одних районов до 1000°С - для других (на подавляющей части площади в пределах 150 - 400°С), и давления - от 1 до 20 кбар (чаще в пределах 1 - 10 кбар) (см. наст.сб.).

Предполагалось, что граница Мохо, по которой производится разделение литосферы на земную кору и верхнюю мантию, является грани-

цей фазового перехода базальта в эклогит в результате повышения температуры (Ловеринг, 1958), что нашло выражение и в представлениях В.В.Белоусова (1966), отраженных на рис.9, 11 и 12. При этом ряд исследователей (Мак-Дональд, Несс, 1960) представляют, что изменение температуры в земных недрах может приводить к изменению условий фазового перехода в районе границы Мохо, что влечет за собой изменение объема вещества в зоне перемещения границы от базальта к эклогиту; это же изменение объема глубинных пород может привести к смещению всей массы коры в районе изменения температуры, чем могут быть объяснены вертикальные перемещения участков коры. Д.Кеннеди (1961), в частности, на основе более крутого профиля геотермического градиента под океанами пытается объяснить различия в глубине расположения границы Мохо на континентах и под океанами.

Согласно представлениям А.Э.Рингвуда, верхняя мантия континентов непосредственно под поверхностью Мохо по составу близка к дунитам и альпийским перидотитам, представляющим собой тугоплавкий остаток, сформированный в результате фракционного плавления и последующих процессов дифференциации пиролита верхней мантии (см. наст. сб.), а выплавлявшаяся при этом базальтовая магма шла на формирование земной коры. В океанических же районах верхняя мантия не подверглась существенной переработке и дифференциации, в силу чего первичный пиролит располагается вплоть до раздела Мохо (Рингвуд, Грин, 1968).

П.Уайл (1963) показал, что граница фазового перехода, имеющая место в литосфере, совпадает с поверхностью Мохо только на континентах (переход базальта в эклогит), а под океанами разделяет различные фазовые состояния перидотита верхней мантии (плагиоклазовый - гранатовый). Таким образом, граница базальт - перидотит является нижней границей земной коры, но под океанами она фиксирует лишь химическое изменение пород, а в пределах материков, опускаясь на значительную глубину и отделяя эклогит верхней мантии от нижележащего перидотита, совпадает как с фазовыми, так и с химическими изменениями пород (см. рис. 10).

С.М.Стишов (1962) также пришел к заключению, что характер поверхности Мохо на континентах и в океанах различный, однако он считает, что под океанами раздел Мохо представляет собой границу химическую, отделяющую основные породы коры от ультраосновных пород мантии, а на материках является границей раздела фаз, имеющих

одинаковый химический состав, но находящихся в различном физическом состоянии. В то же время, согласно представлениям К. Буларда (1959) и Л.Кинга (1962), поверхность Мохо скорее фиксирует изменение пород по минеральному составу, нежели по физическому состоянию.

Гипотеза формирования земной коры из первичногомогенного вещества мантии хондритового состава в результате ее термической дифференциации по механизму зонного плавления (Виноградов, 1959а, 1961; Виноградов, Ярошевский, 1965; Шимазу, 1959; Магницкий, 1964; Ярошевский, 1964) в принципе не противоречит представлениям о разделе Мохо как о химической границе, особенно если учитывать результаты моделирования процесса плавления в пределах астеносферного слоя Земли (Тихонова и др., 1969; Любимова, 1970). Однако авторы модели дифференциации мантии по механизму зонного плавления (Виноградов и др., 1970), основываясь на закономерностях распределения элементов в процессе его, подчеркивают, что "...тугоплавкие продукты дифференциации приурочены не непосредственно к подкоровым участкам мантии, а находятся на значительно больших глубинах", что находит, в частности, отражение на схеме (см.рис.9) и также не противоречит указанной химической природе раздела Мохо.

Наиболее существенной особенностью раздела Мохо является его кристаллохимическая сущность, выражающаяся в смене кристаллических решеток минералов с изменением координационного числа алюминия с 4 на 6 и обратно, что согласуется как с моделью фазового (базальт-эклогит), так и химического изменения пород (базальт - ультраосновная порода), а также не противоречит представлениям об одновременном существовании в глубинах планеты слоев с разным химическим составом и гомогенных зон, подвергающихся фазовой перестройке (Уайл, 1963; Стишов, Белов, 1963). Н.П.Семененко (1965) указывает, что выше раздела Мохо развиты типичные минералы земной коры с довольно рыхлой структурой, содержащие крупные катионы типа Na, K, Ca (средний атомный объем $\bar{V} > 7$), а ниже - минералы с плотнейшей упаковкой ионов кислорода такие, как оливин, шпинель, гранаты и др. ($\bar{V} < 7$).

Таким образом, наличие отдельных очагов расплавленного вещества, расположенных преимущественно на глубинах 100-300 км, и отсутствие таковых на глубинах свыше 700 км (см. наст. сб.) могут свидетельствовать в пользу представления о первоначальном обогащении периферических частей Земли радиоактивными элементами. В случае гомогенности это явление должно было бы быть повсеместным.

Заключение о том, что земная кора есть продукт дифференциации мантии в определенной степени справедливо (см.наст.сб.). По-видимому, более точным было бы утверждение о том, что первоначальная неоднородность в вертикальном измерении была усугублена процессами дифференциации верхов верхней мантии, причем последняя начиналась "сверху", а не "снизу"*/. В противном случае необходимо привлекать механизмы конвекции, которые немыслимы в условиях определенно твердой мантии на больших глубинах (см. наст. сб.) и опять пытаться увязать противоречия, возникающие при сопоставлении фиксированного древнего возраста ядер континентов и отдельных пород, с расчетным временем разогревания земных недр (см. наст.сб.).

Установленные в настоящее время неоднородности верхней мантии как в горизонтальном, так и в вертикальном измерениях невозможно объяснить с позиций первоначальной гомогенности слагающего ее вещества. Эта неоднородность не могла быть вызвана особенностями эволюции земного вещества в геологическую стадию существования Земли, ибо опять возникают трудности корректного объяснения наличия избранных районов существования расплавов в глубинах Земли, не говоря уже о таких "мелочах", как, например, необходимость принятия положения о повышенной теплоотдаче некогда расплавленных зон в условиях ничтожной теплопроводности окружающих пород, или хотя бы объяснения факта геологической активности вещества, слагающего самые верха Земли, но никак не ее глубины. Заметим еще раз, что гидростатического давления в условиях жесткой мантии быть не может.

Космохимическая модель формирования геосфер

Существующие стройные космогенические гипотезы хорошо объясняют механизмы дифференциации протопланетного облака под действием магнитных, гравитационных сил, а также под действием давления света зарождающегося Солнца. Они детально разбирают процесс аккумуляции вещества газово-пылевого облака, приводящего к образованию солнечной системы. Однако в этих гипотезах не учитываются воз-

---

*/ Следует учесть также новейшие данные, свидетельствующие о том, что, вероятно, увеличение мощности земной коры происходит не в процессе орогенной стадии. Ее наращивание скорее всего связано с геосинклинальным этапом развития за счет накопления вулканогенно-осадочных пород (см. наст.сб.).

можности существования в протопланетном облаке генетически разнородного вещества, да к тому же находящегося в различном фазовом состоянии. Отсюда их беспомощность при попытках реконструкции механизма образования геосфер. Поскольку с большой долей вероятности можно говорить о существовании реликтовых тел относительно среднего вещества солнечной системы (см. раздел "космохимические соображения", а также статью "Некоторые вопросы изотопной космохимии и космохронологии" в настоящем сборнике), следует пересмотреть или уточнить эти гипотезы. Например, согласно современным представлениям, крупные фрагменты протопланетного облака должны были располагаться ближе к центру уплощающегося пылевого диска, но так как они в значительной степени могли быть реликтовыми (вторичные тела только еще начали консолидироваться), то, следовательно, должны обладать ничтожной радиоактивностью* по сравнению с мелкой пылью и газовой фазой, а значит образовавшееся протосолнце захватило меньше радиоактивности, чем планеты. Более того, планеты земной группы с этой точки зрения в общем должны содержать меньше урана и тория, чем планеты-гиганты, а не наоборот, как это следует из соображений гравитационной дифференциации газового облака.

В связи с изложенным, и оболочное строение Земли следует рассматривать в свете общих законов формирования Земли как планеты. Геосферы, представленные ядром, мантией и корой, образовались в результате последовательного поглощения растущей Землей протопланетного материала различного происхождения, различного физического состояния, с различным содержанием тепловыделяющих элементов (Соботович, 1970а,б). Центром конденсации Земли служили крупные реликтовые фрагменты типа железных (а возможно, в какой-то степени и каменных) астероидов, практически не содержащих радиоактивности (с возрастом 6-10 млрд. лет**). В самом начале процесса консолидации удельный вес крупных реликтовых тел (см.наст.сб.) был значительно больше вторичных***(так сказать "солнечного" про-

*/ В веществе, образовавшемся 6-10 млрд.лет назад, удельное содержание урана и тория вообще было меньше на порядок (см.сноску на стр. 59), а то,что было, успело в значительной степени распасться к началу формирования солнечной системы.

**/ См.статью в настоящем сборнике "Некоторые вопросы изотопной космохимии и космохронологии".

***/ Имеется в виду вещество, консолидировавшееся одновременно с Солнцем и планетами из газово-пылевого облака, разбавленного веществом Сверхновой 4,7 млрд.лет назад. В дальнейшем оно будет именоваться "солнечным".

исхождения), поэтому центральные части Земли (и, по-видимому, других планет) складывались главным образом из фрагментов, практически не содержащих радиоактивных элементов. По мере расходования крупных реликтовых тел в околоземном пространстве удельный вес мелких частичек, космической пыли, атомов (газов) и вторичных тел "солнечного" происхождения, захватывавшихся растущей Землей, повышался. Наконец, формирование наружных слоев Земли (часть верхней мантии, протокора) происходило из материала, в наибольшей степени обогащенного радиоактивностью. Поэтому по мере роста Земли ее радиоактивность повышалась, дойдя до максимума в протокоре. Рис.16 иллюстрирует указанное положение*/ (ломаная прямая I). На рисунке

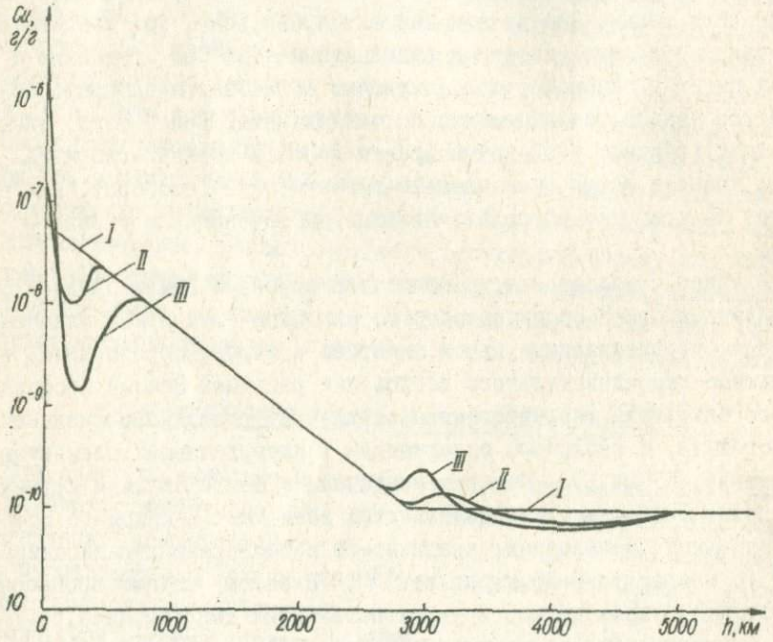


Рис.16.

*/ График построен в произвольном допущении логарифмического распределения радиоактивных элементов (на примере урана), начиная от границы мантии с пластичным ядром до поверхности Земли. Не исключена возможность более резкого повышения содержания активности, начиная с глубины порядка 1000 км, когда началось интенсивное "вычерпывание" пыли и газа из околоземного пространства растущей Земле

изображено распределение радиоактивности в земных глубинах (на примере урана):

I - начальное распределение (4,5 - 4,6 млрд.лет назад) получено в предположении его подчинения логарифмическому закону путем экстраполяции распространенности урана от границы ядра с мантией (3000 км), т.е. с глубины, после которой мыслится примерно постоянная распространенность урана в $n \cdot 10^{-11}$ г/г (железные метеориты), до поверхности земли, где распространенность урана принята равной $8 \cdot 10^{-8}$ г/г (каменные метеориты - ахондриты). Средняя концентрация урана в первичной мантии $8 \cdot 10^{-9}$ г/г. Земной коры в то время не было;

II - распределение во время глобального основного магматизма 4,2 - 3,7 млрд.лет назад, захватившего глубины вплоть до 300-400 км. Началось наращивание земной коры и дополнительное ее обогащение радиоактивностью за счет дифференциации нижележащих слоев. Проходит также дифференциация вещества пластичного ядра, приводящая к обогащению его периферии салическими элементами (разуплотнение), в том числе калием, ураном и торием;

III - современное распределение. Магматические очаги опустились до глубины 600 - 700 км. Кора обогащена радиоактивностью почти на два порядка по сравнению с первоначальным содержанием. Содержание урана достигает величины $2 \cdot 10^{-6}$ г/г. Распространенность урана в мантии в среднем уменьшается до $3 \cdot 10^{-9}$ г/г, что согласуется с расчетами И.Е.Старика и Э.В.Соботовича (1963). Содержание урана на периферии пластичного ядра может превышать таковое в низах нижней мантии.

Максимальная обогащенность протокоры радиоактивными элементами, ее "наслпной" характер, создающий термоизоляционную покрышку, обеспечивающую аккумуляцию тепла, позволили довольно быстро (уже через десятки или первые сотни миллионов лет) привести в действие механизм дифференциации вещества протокоры либо за счет кристаллизационного фракционирования расплавов, либо путем зонной плавки, либо за счет того и другого вместе, но по направлению не от внутренних слоев Земли к наружным, а наоборот, - от периферических вглубь. Так начала формироваться земная кора, представляющая собой продукт совокупности сложных процессов преобразования вещества протокоры под действием многократно повторяющихся переплавлений, анатектической дифференциации, регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и т.д. В этом случае резонно предполагать, что атмосфера и гидросфера начали формироваться вместе с

корой. И действительно, оценки возраста атмосферы указывают на значения порядка 4 млрд.лет, а существование гидросферы в столь ранний период доказывается наличием на Земле первичных хемогенных осадочных пород и образований коры выветривания (типа глиноземистых кварцитов) с радиологическим возрастом, приближающимся к 3,5 млрд.лет. Распределение радиоактивности в земных глубинах к этому времени иллюстрируется графиком на рис.16 (кривая П).

Для мобилизации вещества более глубинных горизонтов Земли требуется большее количество времени, так как содержание тепловыделяющих элементов понижается в направлении глубинных частей Земли (см.рис.16). Можно полагать, что к настоящему времени процесс дифференциации Земли (частичным расплавлением) достиг нижней границы верхней мантии на глубине порядка 700 - 800 км (слой Голицына). Что касается нижней мантии и центрального ядра Земли, то эти геосферы вообще могут не нагреться радиогенным теплом до стадии плавления за любое мыслимое время. Толщина пластичного ядра должна со временем уменьшаться до тех пор, пока концентрация радиоактивности в переходной зоне не достигнет величины, компенсирующей потерю тепла за счет теплопроводности выше- и нижележащих горизонтов. К этому вопросу мы вернемся несколько позже.

Согласно развиваемой модели формирования геосфер, ядро должно было быть первоначально холодным и не содержать тепловыделяющих элементов. Тогда наиболее вероятной причиной пластичного состояния внешнего ядра может быть аккумуляция кинетической энергии падающих тел в соответствии с механизмом Сафронова (1959, 1965, 1969) и Е.Л.Рускол (1965), предполагаемым ими для верхней мантии. Зародыш Земли складывался из крупных фрагментов, обладающих ничтожной относительно друг друга скоростью и не содержащих радиоактивности. Этот процесс происходил на той стадии строительства Земли, когда еще не успели в достаточном количестве образоваться крупные вторичные тела солнечного происхождения, обогащенные тепловыделяющими элементами. Первичные крупные тела, слипаясь, не выделяли тепла. При достижении зародышем Земли определенной критической массы начали захватываться тела с такой орбитальной скоростью, которая обеспечивала выделение тепла падающими на зародыш телами вплоть до температуры плавления. По мере вычерпывания крупных реликтовых тел уменьшается вызываемый ими общий термальный эффект на поверхности растущей Земли и над расплавом (пластичное ядро) образуется термоизоляционная покрышка (нижняя

мантия)[*]. В результате образуется твердое холодное внутреннее ядро и твердая холодная нижняя мантия, между которыми, как в термосе, сохраняется расплав. Поскольку теплопроводность твердого силикатного вещества ничтожна, остывание промежуточного ядра (за счет выравнивания температур) происходит очень медленно на протяжении всей истории Земли. Возможно, именно этим постепенным затвердеванием пластичного ядра ("затуханием" динамо) и можно объяснить постепенное уменьшение общего магнитного поля Земли, особенно ускорившееся за последние десятки или даже единицы миллионов лет. К аналогичному результату может привести не общее повышение вязкости вещества пластичного ядра, а более резкая по вязкости его дифференциация за счет повышения температуры в переходной зоне и понижения таковой в зонах, примыкающих к центральному ядру. На рис.16 (кривая Ш) показано гипотетическое обогащение радиоактивными элементами переходной зоны между нижней мантией и внешним ядром за счет процессов магматической дифференциации.

В процессе образования Земли независимо формировались и другие вторичные тела протопланетного облака. Можно предполагать, следуя В.С.Сафронову (1969), что к тому времени, когда на зародыше Земли стала наращиваться верхняя мантия, доля крупных вторичных тел, обогащенных радиоактивностью, была уже достаточно велика, чтобы вызывать локальный разогрев отдельных участков. При общем повышенном содержании радиоактивности в верхах мантии (согласно основной идее рассматриваемой модели) эти падающие тела, обладающие большой кинетической энергией, могли служить как бы спусковым механизмом для запуска процессов дифференциации наружных слоев Земли. Помня о подобном механизме, уже легко объяснить экспериментально наблюдаемые неоднородности в верхней мантии. Локальные участки верхов мантии, нагретые ударом крупного тела и сразу же термоизолированные насыпным веществом растущей Земли, за счет накопления радиогенного тепла образовывали расплав, часть которого была излита на поверхность Земли. Застывший монолит уже не

[*] Последовательность "вычерпывания" вещества протопланетного облака растущей Землей на ранних этапах определяется формулой Ньютона: $M_1 \cdot M_2 / r^2$. Когда $M_1 \gg M_2$, т.е. масса Земли значительно больше массы притягивающегося тела (при прочих равных условиях), Земля начинает захватывать все вещество своей гравитационной зоны, независимо от размеров тел или частиц. Наконец, когда Земля достигает массы, близкой к современной, начинают захватываться летучие элементы и газы вплоть до кислорода и азота.

обеспечивал хорошей изоляции от потерь тепла лучеиспусканием и происходило общее остывание расплава магматического очага со всеми атрибутами дифференциации вещества. По истечении определенного времени расплавы начали возникать на больших глубинах, поскольку там было меньше тепловыделяющих элементов и требовалось больше времени для накопления достаточного количества радиогенного тепла. По мере выветривания и денудации первично-вулканогенных пород (обогащенных радиоактивностью по сравнению с насыпным веществом протокоры за счет рутинных процессов дифференциации) вновь образовывался осадочный чехол, который опять мог служить термоизолятором, опять образовывался расплав*/ и цикл повторялся. Общая направленность дифференциации протокоры и верхней мантии - сверху вниз, но каждый раз все более легкоплавкие составляющие выдавливаются на периферию земного шара, наращивая земную кору.

Докембрийский этап развития земного шара характеризуется значительной сложностью развития земной коры, что устанавливается на основе геологических и изотопно-геохимических исследований. Кроме вероятного нуклеарного этапа развития, схематический фрагмент которого был изложен выше, устанавливается развитие крупных геосинклинальноскладчатых систем, начиная, как минимум, с 3500 млн.лет назад, различные этапы которых совмещены во времени (при естественном разобщении в пространстве) (Рудник, Соботович, 1969б; Рудник и др., 1969). Это подтверждает правомочность выделения про- и протогеосинклинальноскладчатых систем (Шуркин, Митрофанов, 1968) и некоторые принципиальные черты сходства докембрия с фанерозоем (Сидоренко, 1969; Семененко, 1965).

Значение вулканогенно-осадочных пород в качестве термоизолятора, показанное А.А.Смысловым (1969), особо велико для послеархейских образований. Формирование такого чехла является необходимым условием для развития прогрессивной метаморфической зональности, процессов гранитоидного магматизма и перемещения очага магмообразования из базальтового слоя в различные части гранитного слоя; роль такого чехла все возрастает по мере уменьшения количества тепловыделяющих элементов в процессе их радиоактивного распада. Механизм магмообразования и возникновения расплавов, рас-

*/Отсутствие первоначального повышения температуры за счет кинетической энергии падающих тел компенсируется повышенным содержанием радиоактивности за счет предшествовавшей дифференциации.

сматриваемый А.А.Смысловым для объяснения возникновения тех или иных геологических формаций, в еще большей степени приложим ко времени формирования земной коры из первичного насыпного вещества. Этот этап эволюции приводит к глубоким преобразованиям вещества (ультраметаморфизм) – аналог привычного для нас геосинклинального этапа развития. По мере накопления радиогенного тепла возникали расплавы, в том числе гранитные, а следовательно, обогащенные ураном, торием и калием. Таким образом, из относительно однородного по вещественному составу субстрата протокоры и верхней мантии возникла дифференцированная система с закономерным распределением вещества от периферии до глубин в несколько сот километров по составу, плотности, температуре плавления минеральных ассоциаций и т.д. И действительно, в строении литосферы наблюдаются те же элементы сферической симметрии, которые характерны для мантии и ядра. Земная кора и часть верхней мантии, входящие в литосферу, состоят из концентрических слоев вещества, различающихся по своим химическим и физическим свойствам*/.

Изложим некоторые соображения, касающиеся состава внешнего и внутреннего ядер. Примем, что внутри Земли отсутствует гидростатическое давление, исчисляемое миллионами атмосфер, до глубины в 3000 км. Лишь наружное пластичное ядро давит на внутреннее с силой примерно 1,5 млн.атм**/. Если бы внутреннее и внешнее ядра были бы железо-никелевыми (зародыш – железные астероиды), то в силу высокой теплопроводности металла, очень быстро (через несколько десятков миллионов лет) произошло бы выравнивание температур между внешним и внутренним ядрами с образованием единого ядра; в зависимости от начальной температуры внешнего пластичного ядра это ядро было бы либо твердым, либо пластичным. Примерно тот же результат был бы получен, если бы внутреннее ядро было бы железным, а внешнее – представляло бы собой расплав силикатов. Неметаллизованные силикаты не могли представлять эти ядра в силу своей небольшой плотности. Нахождение же вещества обоих ядер в металлизованном состоянии – вещь довольно проблематичная (см. наст.сб.).

---

*/Континентальная кора состоит из набора резко различных пород в противоположность более однородной океанической коре. Причины этого явления до сих пор не установлены.

**/Вопрос о существовании твердого внутреннего ядра в качестве изолированной системы до сих пор остается проблематичным.

Можно предположить, что и внутреннее и внешнее ядра имеют одинаковый химический состав (в среднем) и представляют собой смесь железо-никелевых и силикатных реликтовых тел, находящихся в наиболее плотной упаковке за счет гидростатического давления пластичного ядра. Возможно, поэтому не наблюдается слой разуплотнения на границе внешнего и внутреннего ядер. Как уже упоминалось, на границе нижняя мантия – внешнее ядро сейсмограммы фиксируют слой разуплотнения, который может быть обусловлен разогреванием и эффектом "свода" вещества вышележащей твердой нижней мантии. Не исключено, что слой разуплотнения представляет собой своеобразную кору внешнего пластичного ядра и обогащен салическими элементами, в том числе калием, ураном и торием, по сравнению со средним веществом пластичного ядра.

Таким образом, с позиции предлагаемой к рассмотрению модели можно объяснить не только особенности строения и развития земной коры и литосферы в целом, но и представление о разуплотнении вещества в астеносфере и на границе нижней мантии с наружным ядром, о пластичном характере пород в различных слоях Земли. Находит объяснение и направленность в эволюции вещественного состава земного шара, в частности связь тектонического развития земного шара с его ротационным режимом, приуроченность очагов магматизма к литосфере и астеносфере и многие другие факты геологического строения и развития Земли.

Заключение

В настоящее время можно утверждать, что вещество протопланетного облака было генетически неоднородно, причем эта неоднородность была связана с различным фазовым и химическим составом консолидирующихся тел. Подтверждением этому теоретическому предположению служит открытие двух типов изотопного состава свинца в железных метеоритах (Старик и др., 1959, 1960), в обоих случаях не поддержанного наличным ураном. В дальнейшем было показано, что железные метеориты (или по крайней мере их значительная часть) могли образоваться задолго до формирования солнечной системы (Маршалл, 1962; Мюллер, Царингер, 1966; Соботович, 1964, 1968, 1970а).

Давно установленная зональность земного шара до последнего времени не находила непротиворечивых объяснений. Единой теории формирования оболочек, которая устраивала бы хотя бы большинство

естествоиспытателей, нет. На наш взгляд, наиболее прогрессивна точка зрения о том, что зональность земного шара сингенетична времени его формирования и наружные его части были с самого начала обогащены радиоактивными элементами по сравнению с внутренними. Это заключение основано на установленной неоднородности космического вещества и данных радиологического исследования пород и метеоритов, оно наилучшим образом объясняет накопившиеся в космогонии и теоретической геологии противоречия и позволяет связать воедино накопленные экспериментальные данные в геологии, геохимии, геофизике, космохимии и астрофизике.

Следует отметить, что привлечение "реликтовых тел" протопланетного облака для объяснения изначального формирования геосфер не является обязательным. Материалы, не содержащие радиоактивности, могли сформироваться и в результате физико-химической дифференциации газового облака или первичной плазмы. Такие предположения делались некоторыми учеными. Однако даже приблизительно мы не в состоянии придумать схему подобного механизма, тем более, что этот механизм должен приводить к совместному отделению таких тяжелых элементов, как уран и торий, и таких легких, как калий*/.

Недавние исследования лунного материала, доставленного "Аполлоном-II" (см. статью в наст.сб.), неожиданно упрочили идею о первоначальной природе геосфер. Так, на основании данных по распространенности ряда элементов и их изотопов в лунном веществе Харлей и Пинсон (1970) пришли к следующему выводу: "Таким образом, эти анализы подтверждают, что Луна сделана из ассортимента материала, происходящего из различных конденсационных режимов в солнечном облаке..." Многие другие исследователи лунного вещества также утверждают, что оно произошло, по крайней мере, из двух различных источников и что кора Луны не могла образоваться за счет выплавления из всего объема Луны (Компстон и др., 1970).

Можно полагать, что вопрос о первоначальной природе геосфер и, в частности, о существовании изначальной обогащенности периферии земного шара радиоактивностью будет решен положительно в самом недалеком будущем, даже если это доставит неудобство некоторым ученым, привыкшим к рутинным гипотезам формирования Земли с ее дифференциацией на геосферы в ходе длительной эволюции.

*/ Калий на ранних этапах существования Земли являлся внушительным поставщиком радиогенного тепла (0,27 кал/г в год, или примерно треть всего радиогенного тепла) относительно других радиоактивных элементов.

Литература

Азимов А. Вселенная. "Мир", М., 1969.

Аллер Л. Распространенность химических элементов. ИЛ, М., 1968.

Альтшулер Л.В., Симаков Г.В., Грунин Р.Ф. К вопросу о химическом составе ядра Земли. - Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1968, 1.

Андерс. Anders E. Meteorite ages. - Revs. Mod. Phys., 1962, 34, 2.

Андерс. Anders E. Origin, age and composition of meteorites. - Space Sci. Revs., 1964, 3, 5.

Андерсон. Anderson O.L. A proposed law of corresponding states for oxide compounds. - J. Geophys. Res., 1966, 71, 20.

Артюшков Е.В. О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной. - Физ. Земли, 1966, 8.

Артюшков Е.В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. - Изв. АН СССР, сер.физ. Земли, 1968, 9.

Артющков Е.В. Дифференциация по плотности веществ Земли и связанные с нею явления. - Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1970, 4.

Барта. Barta G. The secular variation in the geomagnetic field and other geophysical phenomena. - Ann. Universitatis Scientirarum Budapestinensis de Poland Eötvös Nominatae, Section G.VII, 1964.

Белоусов В.В. Земная кора и мантия материков. "Наука", М., 1966.

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. "Наука", М., 1968.

Бербидж Дж. Ядерная астрофизика. "Мир", М., 1964.

Бернал. Bernal Y. Выступление на геофизической дискуссии в Астрономическом обществе 24 апреля 1936 г. - Observatory, 1936, 59.

Берч. Birch F. Elasticity and constitution of the Earth's interior. - Jour. Geophys. Res., 1952, 57, 2.

Берч. Birch F. Speculation on the Earth's thermal history. - Geological Society of America Bulletin, 1965, 76, 2.

Борисов А.А. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, 2.

Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, М., 1960.

Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию. "Мир", М., 1966.

Булард. Boolard G.P. Crystal structure from gravity and seismic measurements. - Journ. Geoph. Res., 1959,64,10.

Вайнинг-Мейнец Ф. Vening-Meinesz F. Convection currents in the Earth and the origin of the continents.-Proc.,Konike.Nedere.Akad.Wet., ser.B, 1943, 4, 4.

Вассербург и др. Wasserburg G.I. et al. A relative contribution of uranium, thorium and potassium to heat production in the Earth. - Science, 1964,143, 465.

Вдовенко В.М., Соботович Э.В. К вопросу о возможном существовании сверхтяжелых элементов в природе. - ДАН СССР, 1969, 189, 5.

Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии, т.I, вып.2, Спб., 1909.

Винник Л.П., Дашкова Г.Г. Волна Д-С-Р при атомных взрывах и характер границы ядромантии. - Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1968, 11.

Винник Л.П., Николаев А.В. Скоростной разрез нижней мантии по прямым измерениям $dt/d\Delta$. - Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1970.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, М., 1959а.

Виноградов А.П. Метеориты и земная кора. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1959б, 10.

Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры.- Геохимия, 1961, 1.

Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, 11.

Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. - Геохимия, 1965, 7.

Виноградов А.П. Вещество метеоритов. -Геохимия, 1965, 11.

В и н о г р а д о в А.П. Введение в геохимию океана. "Наука", М., 1967.

В и н о г р а д о в А.П. Геохимия. - В кн.: Развитие наук о Земле в СССР. "Наука", М., 1967.

В и н о г р а д о в А.П. Метеориты и земная кора. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, 10.

В и н о г р а д о в А.П., Я р о ш е в с к и й А.А., И л ь и н Н.П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии. - Геохимия, 1970, 4.

В о л о б у е в М.И., З ы к о в С.И., С т у п н и к о в а Н.И. Сравнительная геохронология докембрийских образований Енисейского кряжа и Восточного Саяна. - В кн.: IУ научно-отчетная конф. геологич. ф-та МГУ, М., 1969.

Г а л а к т и о н о в В.А., Б е л о в Н.В. Граница Мохоровичича и строение силикатов. - Геохимия, 1967, 12.

Г о г е л ь Ж. Основы тектоники. "Мир", М., 1969.

Г о л ь д ш м и д т. G o l d s c h m i d t V.M. Über die Mussenverteilund im Erdinnern, verglichen mit der Struktur gewisser Meteorite. - Naturwissenschaften, 1922, 1, 42.

Г р и г г с. G r i g g s D.T. Isotopic compensation and origin in continents and mountains. - Am. Geophys. Union, 1960, 41, 2.

Г р и н Д.Х., Р и н г в у д А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Петрология верхней мантии. "Мир", М., 1968а.

Г р и н Т.Х., Р и н г в у д А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. - В кн.: Петрология верхней мантии. "Мир", М., 1968б.

Г у т т е н б е р г В. Внутреннее строение Земли. ОНТИ, М.-Л., 1949.

Г у т т е н б е р г В. Физика земных недр. ИЛ, М., 1963.

Д е м е н и ц к а я Р.М. Основные черты строения земной коры по геофизическим данным. Гостоптехиздат, М., 1961.

Д е м е н и ц к а я Р.М. Кора и мантия Земли. "Недра", М., 1967.

Д е м е н и ц к а я Р.М. Строение земной коры и верхней мантии территории СССР и новые проблемы в ее изучении. - В кн.: Геологическое строение СССР, т.У. "Недра", М., 1969.

Д ж е ф ф р и с Г. Земля, ее происхождение, история и строение. Ил, М., 1960.

Дмитриев Л.В. К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовых зон Индоокеанского хребта. - Геохимия, 1969, 10.

Жарков В.Н., Магницкий В.А. Эволюция геофизики. - Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1970.

Заславский И.И. Химический состав земного шара. "Природа", 1987, 8.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. "Мир", М., 1965.

Карр. Carr J.B. When was cessation of Convection in the mantly. - Tectonophysics, 1968, 6, 5.

Кеннеди Д. Происхождение континентов и гор хребтов. - В кн.: Физ.-хим. пробл. формиров. горных пород и руд. Изд-во АН СССР, М., 1961.

Кинг. King I.C. The Morphology of the Earth. London, 1962.

Кларк. Klarke F.W. The data of geochemistry. 5 ed. Washington, 1924.

Клушин И.Г., Наливкин В.Д., Шаблинская Н.В. О возможных глубинах корней платформенных структур. - Геотектоника, 1969, 1.

Компстон и др. Compston W., Arriens P.A., Vernon M. Rubidium-strontium chronology and chemistry of Lunar Material. - Science, 1970, 167, 3918.

Краснопевцева Г.В., Резанов И.А. Зависимость мощности коры от высоты рельефа на примере Кавказа и Альп. - ДАН СССР, 1968, 179, 6.

Красс М.С., Ушаков С.А., Фадеев В.Е. О реологических свойствах тектоносферы. - Геол. и геофиз., 1969, 6.

Крестников В.Н., Некрасов И.А. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. - Сов. геол., 1962, 11.

Кропоткин П.Н., Люстих Е.Н., Повало-Швейковская Н.Н. Аномалии силы тяжести на материках и океанах и их значение для геотектоники. Изд-во МГУ, М., 1956.

Лаврухина А.К., Колесов Г.М. Изотопы во вселенной. Атомиздат, М., 1965.

Латимер. Latimer W.M. Astrochemical problem of Earth formation. - Science, 1950, 112, 101.

Левин Б.Ю. Происхождение и состав Земли. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1957, 11.

Левин Б.Ю. Происхождение метеоритов. - Успехи физ. наук, 86, 1965, 1.

Левин Б.Ю., Маева С.В. О термической истории Земли. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1960, 2.

Левин Б.Ю., Маева С.В. Межд. геол. конгресс, XXIII сессия, доклады советских ученых. - В кн.: Верхняя кора и мантия Земли. "Наука", М., 1968.

Ли. Lee W.H.K. Effects of selective fusion on the thermal History of the Earth's mantle. Earth and planetary. - Science Letters, 1968, 4.

Ловеринг. Lovering I.F. The nature of the Moporovicic discintinuity. - Trans. Amer. Geoph. Un., 1958, 39, 5.

Любимова Е.А. Влияние радиоактивного распада на тепловой режим Земли. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1952, 2.

Любимова Е.А. О нагревании земных недр в процессе образования Земли. - Изв. АН СССР, сер.геофиз.,1955, 5.

Любимова Е.А. Влияние перераспределения радиоактивных источников на тепловую историю Земли. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, 10.

Любимова Е.А. О роли лучистого теплообмена в тепловом режиме Земли. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1957, 5.

Любимова Е.А. Распределение термоупругих напряжений внутри Земли и скорость их накопления. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, 3.

Любимова Е.А. Источники внутрипланетного тепла. - В кн.: Химия земной коры, т.1. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Любимова Е.А. О связи распределения теплового потока с тектоническими структурами. Межд. геол. конгресс, XXIII сессия. - В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. "Недра", М., 1968а.

Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. "Наука", М., 1968б.

Любимова Е.А. Тепловые потоки и динамика земных недр. - Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1970, 5.

Люстих Б.Н. О возможности использования теории Ю.И.Шмидта в геотектонике. - ДАН СССР, 1948, 59, 8.

Магницкий В.А. Основы физики Земли. Геодезиздат, М., 1958.

Магницкий В.А. Зонная плавка как механизм образования земной коры. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, II.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. "Наука", М., 1965.

Магницкий В.А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. "Наука", М., 1968а.

Магницкий В.А. О температуре и составе нижней мантии Земли. - Изв. АН СССР, сер. физ.Земли, 1968б, II.

Маева С.В. О термической истории Земли. - Изв. АН СССР, сер.физ. Земли, 1967, I.

Мак-Дональд, Несс. MacDonald G.I.F., Ness N.F. Stability of phase transitions within the earth. - J. Geophys. Res., 1960, 65, 7.

Мак-Кензи. McKenzie D.P. The viscosity of the lower mantle. - J. Geoph. Res., 1966, 71, 16.

Мартьянов И.Е. Области растяжения в оболочке Земли. - ДАН СССР, 1957, II6, 6.

Мартьянов Н.Е. Энергия Земли. Зап.-Сиб. книжное изд-во, Новосибирск, 1968.

Маршалл. Marshall R.R. The composite origin of heavy elements and iron meteorites. - Icarus, 1962, 2, 95.

Мещеряков Г.А. О наличии горизонтальных неоднородностей в теле Земли. - Изв. АН СССР, сер.физ. Земли, 1970, 3.

Мюллер, Царингер. Müller O., Zahringer J. K/Ar-Alterbestimmungen. III-Kalium und Argon Bestimmungen. - Geoch. et Cosm. Acta, 1966, 30, 10.

Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н. Экспериментальные данные о слое повышенной скорости верхней мантии Земли. - ДАН СССР, 1970, 194, I.

Николайсен и др. Nicolaysen L.O., Aldrich L.T., Doak J.B. Age measurements of African micas by the strantium-rubidium method (abstract). - Trans. Am. Geoph. Un., 1953, 34, 342.

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.

Олдрич и др. Aldrich L.T. et all. Annual report of the director of the department of terrestrial magnetism. Carnegie Institution. Washington, 1964.

О'Хара, Йодер. O'Hara M.J., Yoder H.S. Partial melting of the mantle. Carnegie Inst., Year Book 62, Washington, 1963, 161.

Паньков В.А., Жарков В.Н. О распределении плотности в недрах Земли. - В кн.: Земные приливы и внутреннее строение Земли. "Наука", М., 1961.

Парийский Н.Н. Земные приливы и внутреннее строение Земли. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1968, 2.

Петрова Г.Н., Храмов А.Н. Палеомагнетизм и внутреннее строение Земли. - Физика Земли, 1970, 4.

Рамдор и др. Ramdohr P., Ottenmann J., Schidlowsky. Max-Plank-Institute für Kernphysik, Heidelberg, 1965, 12.

Рамзей. Ramsey W.H. On the constitution of the terrestrial planets. - Monthly Notices Astron. Soc. Geophys. Suppl., 1948, 108, 5.

Рамзей. Ramsey W.H. On the nature of the Earth's core. - Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 1949, 5, 9 (409).

Резанов И.А. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости и размах новейших движений. - Изв.вузов, сер. геол. и разв., 1968, 8.

Резанов И.А. О направленности и скорости эволюции земной коры. - Изв. вузов, сер. геол. и разв., 1970, 2.

Рейнольдс. Reynolds J.H. Isotopic composition of primardial Xenon. - Phys. Rev. Letters, 1960a, 4, 351.

Рейнольдс и др. Reynolds R.T., Triches P.E., Summers Al. Effects of melting upon thermal models of the Earth. - J. Geophys. Res., 1960b, 71, 2.

Рейнольдс. Reynolds J.H. Determination of the age of the elements. - Phys. Rev. Letters, 1966, 4, 8.

Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. "Недра", Л., 1968.

Рингвуд. Ringwood A.E. A model for the Upper Mantle. - J. Geophys. Res., 1962, 67, 2.

Рингвуд. Ringwood A.E. Mineralogy of the mantle. Advances in Earth Sciences. Cambridge, Mass., 1966a.

Рингвуд. Ringwood A.E. Genesis of chondritic meteorites. - Revs. Geophys., 1966b, 4, 2, 113.

Рингвуд А.Э., Мейджор А. Превращение в пироксенах при высоких давлениях. - В кн.: Петрология верхней мантии. "Мир", М., 1968а.

Рингвуд А.Э., Мейджор А. Синтез твердых растворов Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4 со структурой типа шпинели. - В кн.: Петрология верхней мантии. "Мир", М., 1968б.

Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. - В кн.: Петрология верхней мантии, "Мир", М., 1968.

Рихтер В.Г., Вальковский И.С. Неотектоника как показатель аномальных мощностей земной коры. - Сов. геол., 1966, 12.

Рудник В.А., Соботович Э.В., Терентьев В.М. Об архейском возрасте древнейших пород Алданского щита. - ДАН СССР, 1969, 188, 4.

Рудник В.А., Соботович Э.В. О возрасте пород тимптонской и джелтулинской серий Алданского щита. - ДАН СССР, 1969а, 189, 3.

Рудник В.А., Соботович Э.В. О возрасте полиметаморфических комплексов иенгрской серии Алданского щита. - ДАН СССР, 1969б, 189, 4.

Рускол Е.Л. О природе температурных неоднородностей в недрах Земли. - Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1965, 4.

Саваренский Е.Ф. К вопросу о неоднородности и глубинном строении Земли по сейсмическим данным. - ДАН СССР, 1940, 27, 1.

Саваренский Е.Ф. Строение оболочки Земли по сейсмическим данным. - В кн.: Тр. Геофизич. ин-та АН СССР, 1955, 26 (158).

Саркар и др. Sarkar S.N., Saha A.K., Miller A. Geochronology of the Pre-Cambrian rocks of Singhbhum and adjacent region, Eastern India. - Geol.Mag., 1969, 106, 1, 15.

Сафронов В.С. О первоначальной температуре Земли. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, 1, 139.

Сафронов В.С. О первичных неоднородностях мантии Земли. - Изв. АН СССР, сер.физ. Земли, 1965, 7.

Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. "Наука", М., 1969.

Семененко М.П. Метаморфизм подвижных зон. "Наукова думка", К., 1965.

Сидоренко А.В. О едином историко-геологическом принципе докембрия и постдокембрия. - ДАН СССР, 1969, 186, 1

Смыслов А.А. Значение данных о радиоактивности и теплопроводности горных пород при металлогенических исследованиях. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, 7.

Смыслов А.А. Радиоактивность земной коры и проблема происхождения радиоактивных элементов. - В кн.: Геологическое строение СССР, т.1. Основные проблемы геологии, ч.Ш. "Недра", М., 1969.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. - ДАН СССР, 1964, 158, 1.

Соботович Э.В. Радиогенные и космогенные изотопы в метеоритах и космохронология. - Метеоритика, вып.ХХУ, 1964, 40.

Соботович Э.В. Урановая космохронология. - Метеоритика, вып.ХХУШ. 1968, 30.

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

Соботович Э.В. Гетерогенность земного вещества и возраст Земли. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970б, 2, 3.

Старик И.Е., Соботович Э.В. и др. Определение изотопного состава свинца в железных метеоритах. - ДАН СССР, 1959.

Старик И.Е., Соботович Э.В. и др. Изотопный состав свинца в железных метеоритах. - ДАН СССР, 1960.

Старик И.Е., Соботович Э.В. Возраст метеорных тел и Земли по радиоактивным данным. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, 10, 40.

Старик И.Е., Соботович Э.В. К геохимии изотопов свинца. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, 3, 40.

Стишов С.М. Фазовые превращения в глубинах Земли. - "Природа", 1962, 9.

Стишов С.М., Белов Н.В. Природа границы Мохоровичича. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, 1.

Стоеннер, Царингер. Stoenner R.W., Zahringer J. Potassium-Argon Age of Iron Meteority. - Geoch. et Cosmoch. Acta, 1958, 15, 40.

Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и связь и тектогенез. "Наукова думка", К., 1968.

Субботин С.И. - В кн.: Строение земной коры и физические свойства горных пород. - Геофизический сборник, вып.I (12). "Наукова думка", К., 1965.

Тамман. Tamman G. Zur Analyse die Erdinnern. - Z. anorg. Chem., 1923, 1, 131.

Тамман. Tamman G. Zur Analyse die Erdinnern. - Z. anorg. Chem., 1924, 2, 134.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, М., 1961.

Тихомиров В.В. К вопросу развития земной коры и природы гранитов. - Изв.АН СССР,сер. геол., 1958, 8.

Тихомиров В.В. К вопросу о развитии земной коры и значении в этом процессе явлений метасоматоза. МГК, XXI сессия, пробл.14. Гранито-гнейсы. Изд-во АН УССР, К., 1960.

Тихонова А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. - ДАН СССР, 1969, 118, 2.

Уайл. Wylle P.Y. The Nature of the Mohorovicic discontinuity a compromise. - J. Geoph. Res., 1963, 68, 15.

Удинцев Г.Б. - ДАН СССР, 1969, 185, 4.

Федотов С.А. Глубинное строение свойств верхней мантии, вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 г. - В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли, т.Ш, "Наука", М., 1966.

Ферхуген. Ferhoogen I. Thermal expansion of soluls and temperature at the boundary of earth. - Trans., Am. Geophys. U., 1955, 36.

Фесенков В.Г. Проблема эволюции Земли и планет. Алма-Ата, 1950.

Фесенков В.Г. Происхождение и развитие небесных тел по современным данным. Изд-во АН СССР, М., 1953.

Фесенков В.Г. О формировании солнечной системы. - Метеоритика, 1964, вып. XXIУ.

Фесенков В.Г. Роль метеоритов в решении проблемы происхождения солнечной системы. - Метеоритика, 1965, вып. XXУI.

Фиш и др. Fish R.A., Goles G.G., Anders E. The possible role of short lived radioactivity in the development of meteorites. - Astrophys. J., 1960, 132, 243.

Фишер Ф.Л., Энгель С.Дж. Лерцолит, анортозит, габбро и базальт, изолированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского срединного океанического хребта. - Геохимия, 1970, 6.

Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Моисеенко Ф.С. Некоторые региональные особенности глубинного строения земной коры территории СССР в свете геофизических данных. - Геология и геофизика, 1965, 10.

Харлей, Пинсон. Hurley P.M., Pinson W.H. Rubidium-strontium relations in tranquillity base samples. - Science, 1970, 167, 3918, 473.

Хлопин В.Г. Радиоактивность и тепловой режим Земли. - Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1987, 2, 207.

Хойл, Фаулер. Hoyle F.W., Fowler W.A. On the abundances of uranium and thorium in solar system material. Isotopic and Cosmic Chemistry, ed. by H.Craig et al., N-Hol. publ., 1964.

Храмов А.Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое. - Изв. АН СССР, сер.физ.Земли, 1967, 1.

Чирвинский П.Н., Черкасс В.К. К вопросу о распределении масс и плотностей в земном шаре. Средний химический состав земного шара. Мироведение, 1930, 19, 2.

Чирвинский П.Н., Черкасс В.К. О распределении масс, давлений и плотностей в земном шаре и его среднем химическом составе. - В кн.: Тр. Мин. ин-та АН СССР, 1981, 1.

Шейнманн Ю.М. Об условиях образования магмы. - Изв. АН СССР, сер.физ.Земли, 1970а, 5.

Шейнманн Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. - Геотектоника, 1970б, 4.

Шейнманн Ю.М. Об энергетике некоторых глубинных геологических процессов. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1970в, 5.

Шимазу. Shimazu I. A hermodynamical aspect of the earth's interiorphysical interpretation process. - J.Earth Sci., Nagoya Univ., 1959, 7.

Шмидт О.Ю. Метеоритная теория происхождения Земли и планет. - ДАН СССР, 1944, 6, 14, н.с.

Шмидт О.Ю. Происхождение и ранняя эволюция Земли. - В кн.: Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, 26 (158).

Шмидт О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. Изд-во АН СССР, М., 1957.

Шубер. Shoubert. - Bull. Soc. Geol. France, 1967 (1968), 9, 6.

Шуколюков Ю.А. О роли деления ядер в генерации тепла на Земле. - Геохимия, 1969, 12.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Эволюция магматизма в раннем докембрии. Геология докембрия. МГК, ХУП сессия. Докл. сов. геол. "Наука", Л., 1968.

Юри. Urey H.C. The planets. University of Chicago Press. Chicago, 1952.

Ярошевский А.А. Принцип зонной плавки и его применение при решении геохимических вопросов. - В кн.: Химия земной коры, т. П. "Наука", М., 1964.

Е.Л.Кринов

(Комитет по метеоритам АН СССР)

НОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАДЕНИЯ И СБОР ЧАСТЕЙ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО МЕТЕОРИТНОГО ДОЖДЯ

Свыше двух десятков лет прошло с тех пор, как 12 февраля 1947 г. в 10 ч 38 мин утра по местному времени в Приморском крае, СССР, выпал Сихотэ-Алинский железный метеоритный дождь (Кринов, 1948). Падение метеоритного дождя сопровождалось полетом по небу ослепительного яркого огненного шара-болида. После исчезновения болида, пронесшегося приблизительно с севера на юг, в течение нескольких секунд на небе оставался пылевой след, похожий на дымную серую полосу. След был виден на протяжении нескольких часов и постепенно исчез только к вечеру. Через несколько минут после исчезновения болида раздались удары, подобные взрывам, грохот и послышался гул.

Все эти световые и звуковые явления наблюдались многочисленными очевидцами на территории, поперечником в несколько сотен километров. В селениях же, расположенных в пределах нескольких десятков километров от места падения метеоритного дождя, ощущалось

сотрясение почвы и построек, наблюдалось дребезжание стекол в окнах, качание висячих предметов и другие механические явления.

Обстановка падения Сихотэ-Алинского метеоритного дождя изучалась с 1947 по 1950 г. четырьмя последовательными экспедициями Комитета по метеоритам Академии наук СССР (Кринов, 1952). В результате было установлено, что метеоритный дождь рассеялся по гребню нескольких сопок в западных отрогах Сихотэ-Алиня на площади около 2 км^2. Этот метеоритный дождь был обусловлен раздроблением в атмосфере первоначально единого метеорного тела, вторгшегося в земную атмосферу из межпланетного пространства со скоростью около 15 км/сек. На основании обработки показаний очевидцев болида, опрошенных Н.Б.Дивари и М.Г.Каримовым, акад. В.Г.Фесенкову удалось установить, что метеорное тело в межпланетном пространстве двигалось по астероидальной орбите (Фесенков, 1951а, б). Иными словами метеорное тело представляло собой один из множества астероидов или их обломков поперечником около 5 м и весом в несколько сотен тонн.

После раздробления метеорного тела во время его движения в атмосфере с космической скоростью на поверхность грунта упали тысячи его обломков, так называемые индивидуальные экземпляры, весом от долей грамма до нескольких тонн. Более крупные индивидуальные экземпляры, упавшие в южной части эллипса рассеяния, при падении раздробили скальные породы, образовав в них кратеры и крупные воронки; раскололись на многочисленные осколки и сами метеориты. Было обнаружено 24 кратера диаметром от 9 до 26 м, 98 воронок диаметром от 0,5 до 9 м и 78 лунок диаметром менее 0,5 м. Как правило, в кратерах и их окрестностях были рассеяны многочисленные, относительно мелкие, метеоритные осколки, в то время как заметно выделяющиеся по размерам крупные осколки, так называемые главные массы, отсутствовали. Этим кратеры и отличаются от крупных воронок (различие, конечно, условное). В крупных воронках метеориты хотя и были расколоты, однако среди осколков сохранились главные массы, весившие сотни килограммов. Нужно сказать, что при падении даже самых крупных метеоритов взрывов не последовало и поэтому все кратеры Сихотэ-Алинского падения можно отнести к типу ударных (Кринов, 1962, 1963). В небольших воронках и лунках сохранились совсем целые метеориты весом десятки и сотни килограммов.

В тыловой части эллипса рассеяния метеоритного дождя, т.е.

к северу от кратерного поля, в тайге рассеялись на поверхности грунта многочисленные мелкие индивидуальные экземпляры. Во время первой экспедиции в 1947 г. был собран 181 такой экземпляр весом от 0,18 г до нескольких килограммов. Поскольку метеоритный дождь выпал зимой на метровый слой снега, мелкие экземпляры завязли в снегу и лишь постепенно опускались на грунт. Поэтому во время сбора метеоритов, начатого ранней весной, сейчас же после схода снега, эти метеориты легко обнаруживались на поверхности грунта. Этому способствовало и еще то обстоятельство, что поверхность метеоритов была покрыта корой плавления, не запачканной почвой и не имевшей ржавчины. Кора была серого цвета с синеватым оттенком и в результате цветового контраста метеориты четко выделялись на буром фоне лесной подстилки. Однако, как только появились молодая трава и листья на деревьях и кустарниках, заметить метеориты стало практически невозможно и сбор их был прекращён. Благоприятный для сбора метеоритов период был очень непродолжителен и длился всего лишь 20 дней. За этот срок удалось собрать лишь очень небольшую часть метеоритов и тысячи их остались лежать в тайге. Тем не менее ни один из мелких индивидуальных экземпляров не был найден ни в одну из последующих экспедиций. Это объясняется главным образом тем, что в первую же после падения осень метеориты закрылись опавшими древесными листьями и сухой травой, а частично поржавели. Поэтому заметить их стало уже невозможно. С каждым последующим годом метеориты покрывались новым слоем опавших листьев и различным мусором и почвенный слой над метеоритами непрерывно нарастал, они как бы уходили в грунт.

Нужно, однако, заметить, что именно мелкие индивидуальные экземпляры, поднятые в 1947 г. с поверхности грунта совершенно или почти совершенно незагрязненными почвой и не покрытыми ржавчиной, оказались особенно ценными для изучения механизма разрушения метеорного тела, его дробления и абляции во время движения в атмосфере с космической скоростью. Дело в том, что на чистых поверхностях таких метеоритов, имеющих очень разнообразные и интересные формы и рельеф, видны резко выраженная поверхностная структура коры плавления и самые разнообразные следы абляции: струйки, натечность, разбрызганные капельки-шарики и т.п. (Кринов, 1949, 1950). Собранные в 1947 г. мелкие индивидуальные экземпляры представляют собой уникальную коллекцию метеоритов. Ни в одном музее мира нет подобной коллекции.

Из сказанного видно, что части Сихотэ-Алинского метеоритного дождя состоят из двух основных категорий. К первой категории относятся целые индивидуальные экземпляры, образовавшиеся в результате раздробления метеоритного тела в атмосфере. Эти обломки подвергались атмосферной обработке, на поверхностях обломков образовался регмаглиптовый рельеф и они покрылись корой плавления. Ко второй категории относятся осколки крупных индивидуальных экземпляров, расколовшихся при ударе о скальные породы. Осколки имеют рваные и изогнутые края, линии скольжения и различные другие следы ударов и деформаций. Осколки в крупных кратерах подверглись значительному давлению, в результате чего они приобрели еще и линзовидную, сдавленную форму.

Интенсивному раздроблению метеоритного тела в атмосфере и более крупных индивидуальных экземпляров при их ударах о грунт сильно способствовала особая, кусковато-балочная, структура метеорного тела и его обломков - индивидуальных экземпляров. Они были как бы спрессованы из отдельных балок и кусков размерами от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Между этими структурными элементами имеются тончайшие прослойки из минералов троилита и шрейберзита, которые, несомненно, ослабляют связь между кусками и балками.

В кратерах, а также в крупных воронках и в окрестностях тех и других еще первой экспедицией в 1947 г. было обнаружено распыленное метеоритное вещество (Кринов, Фонтон, 1952, 1953), которое легко извлекалось из грунта с помощью магнита. Вторая и третья экспедиции, работавшие в 1948 и 1949 гг., собрали несколько сотен образцов грунта для изучения этого распыленного метеоритного вещества. Изучение образцов показало, что распыленное вещество представляет собой мельчайшие осколочки-пылинки метеоритов, образовавшиеся при расколе крупных метеоритов. Эти частицы-осколочки названы нами м е т е о р и т н о й пылью. Среди частиц метеоритной пыли в значительно меньшем количестве были обнаружены магнитные шарики черного или темно-серого цвета, иногда с гладкими и блестящими, реже с матовыми или даже шероховатыми поверхностями. В еще меньших количествах были обнаружены каплевидные частицы и пустотелые колбочки. Шарики, капли и колбочки имеют размеры от нескольких микрон до десятых долей миллиметра. Эти сфероидальные частицы представляют собой окислившиеся в атмосфере капельки никелистого железа, сдутые встречными потоками воздуха с плавившихся поверх-

ностей метеорного тела и его обломков. Таким образом эти частицы являются продуктом абляции и были названы нами м е т е о р н о й пылью. Наконец, в распыленном метеоритном веществе крайне редко встречаются одиночные м и к р о м е т е о р и т ы - мельчайшие оплавленные с поверхности осколочки метеорного тела, отколовшиеся от него во время движения в атмосфере с космической скоростью. Вес микрометеоритов колеблется от тысячных долей грамма до десятых долей миллиграмма (Кринов, 1960).

Основные условия и обстановка падения Сихотэ-Алинского метеоритного дождя были выяснены уже первой экспедицией 1947 г. Последующие три экспедиции в 1948 - 1950 гг. уточнили некоторые детали: было изучено геологическое сложение в районе падения, произведены аэрофото- и топографическая съемки, на основе которых были составлены карты; при сборе метеоритного вещества (крупных индивидуальных экземпляров и их осколков в кратерах и воронках) применялся магнитометрический метод определения точек залегания метеоритов и их осколков. Кроме того, были произведены раскопки почти всех воронок и лунок, а также частично расчищены крупные кратеры, из которых были извлечены целые метеориты или их осколки. Всего было собрано и доставлено в Комитет по метеоритам АН СССР около 8500 образцов общим весом свыше 23 т. По приближенной оценке должно было выпасть около 70 т метеоритного вещества, в том числе и в распыленном состоянии. Таким образом, после окончания работ всех четырех экспедиций в районе падения осталось не собранным около 40 - 50 т метеоритного вещества.

В 1950 г. полевые работы в районе падения метеоритного дождя были временно прерваны, и в течение ряда лет в Комитете по метеоритам производилась обработка собранного научного материала. Результаты этой работы были опубликованы Комитетом по метеоритам в двухтомной коллективной монографии "Сихотэ-Алинский железный метеоритный дождь", первый том которой вышел в свет в 1959 г., а второй - в 1963 г. М.И.Дьяконовой был определен валовый химический состав метеоритного вещества, оказавшийся следующим: железо 93,29%, никель 5,94, кобальт 0,88, медь 0,08, фосфор 0,46 и сера 0,28%. В ничтожных количествах обнаружены и многие другие химические элементы. Л.Г.Кваша определила минеральный состав метеоритного вещества, оказавшийся таким: камасит 98,70%, шрейберзит 1,32, троилит 0,30%. Встречаются в виде редких зерен хромит и оливин. Л.Г. Кваша установила также , что камаситовые балки в метеоритах обычно имеют октаэдрическое расположение.

Экспедиция 1967 г. состояла из 15 человек, подразделенных на четыре отряда: разведывательный, геологический, почвенный и метеоритный. В итоге проведенных экспедицией работ были получены следующие результаты: разведывательным отрядом было опознано на местности по карте, замаркировано, описано и сфотографировано около 100 (из 122) кратеров и воронок.

Геологическим отрядом, работавшим под руководством известного советского специалиста по метеоритным кратерам геолога А.О.Аалое, был изучен кратер № 12 диаметром 11,4 м и глубиной 1,9 м, который совсем не был вскрыт предыдущими экспедициями. От центра кратера через южный борт до наружного края прорыта траншея длиной 10 м, шириной 1 м и глубиной до 3 м. В материале, заполняющем склоны и дно кратера, удалось собрать рассеянные на разных глубинах многочисленные мелкие осколки метеорита. Под внутренним южным склоном кратера, вблизи дна траншеи и недалеко от центра кратера, были обнаружены четыре крупных осколка метеорита общим весом около 200 кг. Конечно, собранное в этом кратере метеоритное вещество составляет только часть того количества метеоритного вещества, какое находится в кратере, так как обнаружено и собрано только то, что встретилось при прокладке траншеи. Однако перед данной экспедицией не стояла задача полного сбора всего метеоритного вещества, находящегося в данном кратере. Это - задача будущих экспедиций. Пока изучалось только строение кратера и его вертикальный разрез.

Далее геологическим отрядом была вскрыта воронка № 61 диаметром 2,2 м, которая ранее также не была вскрыта. Эта воронка образована в мягком грунте рядом с бортом кратера № 14 диаметром 11,7 м. Через центр этой воронки от северного до южного борта также была прорыта траншея. Под южным бортом воронки на глубине около 1 м был обнаружен целый метеорит весом свыше 100 кг.

Наконец, в южном борту воронки № 27 диаметром 7,0 м, теперь заполненной водой (воронка расположена в низинном месте), был заложен небольшой шурф. Он позволил исследовать строение борта этой воронки, образованной в мягком грунте.

Почвенным отрядом под руководством Н.И.Заславской было собрано для изучения распыленного метеоритного вещества более 200 образцов почвы общим весом около 200 кг. Следует сказать, что еще до начала сбора при опробовании грунта магнитами в кратерах и их окрестностях была обнаружена столь же обильная метеоритная пыль, как и в первые годы после падения метеоритного дождя. Более де-

тальное исследование под бинокуляром магнитной фракции, выделенной из грунта, показало присутствие и метеорной пыли, т.е. черных магнитных шариков, и других сфероидальных частиц.

Образцы грунта были собраны в ряде кратеров и воронок, а также по эллипсу рассеяния вдоль меридиана и в перпендикулярном направлении, через центр эллипса, приблизительно в тех точках, в которых были собраны образцы грунта экспедициями 1948 и 1949 гг. Каждый образец брался с площади поперечником 10 см, слоем толщиной около 5 - 7 см и весил около 1 кг.

В задачу метеоритного отряда входили поиски и сбор мелких индивидуальных экземпляров, выпавших в тайге в тыловой части эллипса рассеяния. Работа эта производилась с помощью миноискателей и магнитных посохов. Нужно сказать, что дело это оказалось довольно трудным, особенно в самом начале работы, потому что мелкие метеориты оказались закрытыми слоем перегнивших древесных листьев, травы и различного мусора, толщина которого составляла от 2 до 8-10 см. Чтобы найти метеорит, нужно подвергнуть обследованию каждый метр площади посохом и миноискателем. Между тем даже просто ходьба по тайге представляет известные трудности, так как значительные участки тайги представляют собой густые заросли, завалы старых деревьев с вывороченными корнями и т.д. Кроме того, не было точно известно, где и как часто рассеяны метеориты. Однако еще в 1947 г. было установлено, что метеориты рассеялись по тайге очень неравномерно: в одних местах их было много, а в других - они совсем не встречались. Из-за указанных трудностей поиски метеоритов в первые несколько дней оказались бесплодными. После того как был найден первый метеорит, работа пошла успешно: каждый день собирались десятки метеоритов. На всем обследованном за время работ экспедиции участке поперечником около 150 - 200 м было обнаружено и собрано 226 индивидуальных экземпляров. Среди них оказались такие маленькие, вес которых не превосходил 1 - 2 г. С помощью магнитных посохов было найдено несколько микрометеоритов весом в сотые и тысячные доли грамма. Некоторые метеориты были обнаружены под корнями растущих папоротников и кустарников, другие - в полусгнивших деревьях, засыпанных землей. Самый крупный индивидуальный экземпляр имел вес 2,278 кг. Чаще всего попадались метеориты весом в десятки и сотни граммов.

Несмотря на то, что метеориты пролежали в грунте двадцать лет они хорошо сохранили, нередко очень причудливые, формы с резкими

выступами и четко выраженный регмаглиптовый рельеф. Многие экземпляры имели поверхности с крупными регмаглиптами, представлявшие собой части наружных поверхностей расколовшихся в атмосфере метеоритов. В то же время часто наблюдались и поверхности дробления, покрывшиеся корой плавления, но сохранившие четкую шероховатость излома. Это свидетельствует о том, что метеориты, частями которых являются собранные экземпляры, раздробились вблизи области задержки. Ярким доказательством этого служит сложение между собой двух индивидуальных экземпляров весом 178 и 217 г. Оба экземпляра были найдены на расстоянии около 200 м друг от друга. На обоих образцах имеются резко выраженные части поверхностей первого рода, т.е. представляющие собой части наружных поверхностей расколовшегося метеорита. Имеются и столь же резко выраженные поверхности второго рода, т.е. показывающие четкую шероховатость. Поверхности покрыты корой плавления и являются поверхностями дробления. При сложении между собой этих поверхностей сложились оба экземпляра, плотно примыкая друг к другу. При дальнейшем изучении морфологии собранных образцов, вероятно, удастся сложить и многие другие экземпляры и таким образом восстановить, если не полностью, то хотя бы частично, раздробившиеся метеориты. Нет надобности говорить о том, насколько все это важно для изучения механизма разрушения метеорных тел во время движения в атмосфере с космической скоростью и насколько важно в связи с этим собрать индивидуальные экземпляры Сихотэ-Алинского метеоритного дождя и подвергнуть их морфологическому изучению.

Собранные целые индивидуальные экземпляры за двадцать лет пребывания в грунте все же покрылись тонкой пленкой окислов и приобрели коричневую окраску. Тем не менее на многих из них наблюдаются участки, не покрывшиеся окислами и сохранившие первоначальный темно-серый цвет коры плавления. Местами даже наблюдаются резко выраженные струйки, натечность, разбрызганные капельки-шарики и т.д. Таким образом и для изучения поверхностей структуры коры плавления, имеющего значение для изучения абляции метеорных тел, индивидуальные экземпляры также представляют богатейший материал.

Новая Сихотэ-Алинская экспедиция 1968 г. состояла из 20 человек и подразделялась на пять отрядов: разведывательный, геологический, почвенный и два метеоритных. Кроме того, к экспедиции были прикомандированы еще три человека. Двое из них - сотрудники Ленинградского отделения Института земного магнетизма, ионосферы и распро-

странения радиоволн АН СССР составили еще один, магнитный, отряд, а третий - научный сотрудник Института геохимии и физики минералов АН УССР причимал участие в работах для ознакомления с характером работ последовательно во всех отрядах.

Разведывательным отрядом, продолжавшим работу по отождествлению кратеров и воронок, проводившуюся в предыдущем году, было отождествлено, замаркировано и описано еще около 10 воронок. Теперь эту работу следует считать полностью выполненной, а все кратеры и воронки отождествленными, замаркированными и описанными. Разведывательным отрядом были далее расчищены просеки по заранее составленной сетке, предназначенные для использования их в качестве троп к кратерам и воронкам. Наконец, в северном участке района падения отрядом была произведена беглая разведка с целью выявления возможных новых метеоритных воронок и выпавших там мелких индивидуальных экземпляров. Однако разведка не дала положительных результатов.

Геологическим отрядом были прорыты траншеи глубиной до 3 м, шириной около 1 м и длиной 4 - 12 м (в зависимости от поперечника кратера или воронки) и изучено строение следующих кратеров и воронок (таблица).

Номер	Диаметр, м	Глубина, м
1	26	6 (наибольший кратер)
14	11,2	2,4
28	6,8	1,6

Кроме того, были начаты раскопки воронки № 36 диаметром 5,1 м и глубиной 1,3 м, однако вследствие дождей воронка наполнилась водой и раскопки были прекращены. Очень интересные результаты были получены при изучении самого крупного кратера № 1 диаметром 26 м. Оказалось, что этот кратер был образован падением не одной метеоритной массы, а группой метеоритов. При прокладке траншеи в центральной части кратера были обнаружены, по крайней мере, четыре места удара метеоритов.

Почвенным отрядом в границах эллипса рассеяния по специальной сетке было собрано 35 образцов почвы общим весом около 300 кг. Затем, для изучения влияния индустриальной пыли и нормального метеорного фона были взяты за пределами эллипса рассеяния образцы: в Шкодовском районе Приморского края - 2 общим весом около 15 кг, в окрестностях с. Рощино Красноармейского района Приморского края - 1 весом около 10 кг и вблизи с. Сибичи, километрах в 80 на восток от района падения метеоритного дождя - 1 весом около 10 кг. Всего

таким образом было собрано 39 образцов общим весом около 335 кг. Метод сбора образцов был изменен. Образцы в каждом отдельном случае брались с площадки в I м^2 слоем в 3-5 см, причем предварительно с площадки удалялся верхний дерновый слой толщиной 2-3 см. Кроме основного образца брался еще контрольный с площадки, сторона которой составляла 10 см, причем площадка примыкала к одному из углов основной площадки. Наконец, почвенным отрядом было отмыто шлифов из 7 образцов общим весом около 110 кг, взятых из кратеров № I, 4, 5 и 14; два образца весом около 30 кг, взятые из кратера № I, доставлены в Комитет по метеоритам в целом виде.

Метеоритные отряды, продолжая обследование тыловой части эллипса рассеяния с помощью миноискателей, собрали еще 450 индивидуальных экземпляров общим весом около 48 кг. Обследование производилось в пределах того же участка, в котором производились поиски и сбор метеоритов в 1967 г. В работе использовались непрерывно три, а иногда четыре миноискателя. Почти в самом начале работы экспедиции метод сбора метеоритов пришлось изменить. Как было сказано выше, во время экспедиции 1967 г. при извлечении из грунта обнаруженного миноискателем метеорита применялся магнитный посох. Однако магнитологом Э.С.Горшковым было установлено, что под воздействием магнитного посоха метеорит дополнительно сильно намагничивался и оказывался непригодным для использования его при изучении естественного намагничения метеоритов. Поэтому от использования магнитных посохов пришлось отказаться и обнаруживавшиеся с помощью миноискателей метеориты в дальнейшем вынимались из грунта руками.

Участие в работе магнитологов позволило расширить программу работ экспедиции включением измерений магнитных свойств метеоритов. Были также произведены опыты измерения так называемой мягкой намагниченности метеоритов, приобретенной ими в результате нахождения в грунте в постоянном положении относительно магнитного поля Земли в течение двух десятков лет.

Третья Сихотэ-Алинская экспедиция была в 1969 г. и состояла из 20 человек и подразделялась на три отряда: геологический, метеоритный и магнитный.

Геологическим отрядом, продолжавшим изучение строения кратеров и воронок, работа была начата с прокладки траншеи в кратере № 4 диаметром 19,2 м. Над этим кратером еще в 1950 г. был построен защитный шатер, который предохранил кратер от заростания деревь-

ями и кустарниками. Однако шатер пришел в негодность, в результате кратер обвалился и засорился. Поэтому работу в кратере пришлось начать с его расчистки. После того, как из кратера был удален весь строительный материал, стала заметной его четко выраженная конусообразная форма. Изучение этого кратера показало, что в отличие от кратера № I, изученного в 1968 г., кратер № 4 был образован падением одной метеоритной массы. Очень интересным оказалось обнаружение в кратере на обломках горных пород структур конусов сотрясения.

Далее геологическим отрядом были вскрыты еще две воронки: № 36 диаметром 5,I м и № 37 диаметром 4,8 м. В первой была прорыта крестообразная траншея (с севера на юг и с востока на запад через центр воронки), позволившая обнаружить два крупных метеоритных осколка весом около 80 и 20 кг. Кроме того, было собрано много мелких метеоритных осколков, рассеянных вокруг воронки и в насыпном материале внутри воронки. В другой воронке на глубине около 2 м под южным бортом был обнаружен и извлечен почти целый метеорит весом около 300 - 350 кг. Мелкие метеоритные осколки в этой воронке почти не встречались.

Метеоритным отрядом, работавшим с помощью пяти миноискателей, было собрано 282 целых индивидуальных экземпляра и 129 осколков, выброшенных из воронок № 28 и 54. Было найдено семь относительно крупных индивидуальных экземпляров весом от 5,5 до 40,I кг. Обследованная площадь расширена к востоку на 150 - 200 м, вплоть до границы рассеяния метеоритов.

Магнитный отряд продолжал измерения магнитных свойств как целых индивидуальных экземпляров, так и осколков, собранных в кратерах и воронках.

В итоге полевых исследований, выполненных тремя последними экспедициями (1967 - 1969 гг.), были собраны обширные научные материалы. Получены детальные сведения о строении 9 кратеров и воронок разного размера и образованных в разном грунте; собрано метеоритных осколков и целых крупных метеоритных масс, обнаруженных при раскопках кратеров и воронок, общим весом около 800 кг; собрано 250 образцов почвы общим весом около 750 кг, обнаружено и поднято 958 целых индивидуальных экземпляров общим весом около 200 кг. Таким образом, за три года работ собрано метеоритного вещества общим весом около I т. Наконец, измерены магнитные свойства почти тысячи образцов, в том числе целых индивидуальных экземпляров и осколков.

Собранные научные материалы в настоящее время всесторонне обрабатываются, хотя полевые работы далеко еще не окончены. Потребуется еще 5 - 6 лет, чтобы полностью выполнить изучение обстановки падения знаменитого Сихотэ-Алинского метеоритного дождя и собрать его части.

Литература

К р и н о в Е.Л. Некоторые характерные черты Сихотэ-Алинского железного метеоритного дождя. - ДАН СССР, 1948, 59, 3.

К р и н о в Е.Л. Итоги четырехлетних полевых работ по изучению падения и сбору Сихотэ-Алинского железного метеоритного дождя. - Метеоритика, 1952, X.

Ф е с е н к о в В.Г. О движении Сихотэ-Алинского метеорита в атмосфере. - Метеоритика, 1951а, IX.

Ф е с е н к о в В.Г. Орбита Сихотэ-Алинского метеорита. - Метеоритика, 1951б, IX.

К р и н о в Е.Л. Метеоритные кратеры на поверхности Земли. - Метеоритика, 1962, XXП.

К р и н о в Е.Л. Метеоритные кратеры на поверхности Земли. - Труды Института геологии АН ЭССР.-Метеоритика, 1963, XI.

К р и н о в Е.Л. Структура коры плавления индивидуальных экземпляров Сихотэ-Алинского метеоритного дождя. - ДАН СССР, 1949, 64, 4.

К р и н о в Е.Л. Форма и поверхностная структура коры плавления индивидуальных экземпляров Сихотэ-Алинского железного метеоритного дождя. - Метеоритика, 1950, УШ, 78.

К р и н о в Е.Л., Ф о н т о н С.С. Обнаружение метеорной пыли на месте падения Сихотэ-Алинского железного метеоритного дождя. - ДАН СССР, 1952, 85, 6.

К р и н о в Е.Л., Ф о н т о н С.С. Метеорная пыль с места падения Сихотэ-Алинского железного метеоритного дождя. - Метеоритика, 1958, II, 122.

К р и н о в Е.Л. К вопросу о распылении метеорных тел. - В кн.: Исследования ионосферы и метеоров. "Наука", М., 1960.

Сихотэ-Алинский железный метеоритный дождь. Под ред. акад. В.Г.Фесенкова и Е.Л.Кринова. Изд-во АН СССР, М., т.I, 1959.

Сихотэ-Алинский железный метеоритный дождь. Под ред. акад. В.Г.Фесенкова и Е.Л.Кринова. Изд-во АН СССР, М., т.П, 1963.

К р и н о в Е.Л. На Сихотэ-Алинь-за метеоритами. - Земля и Вселенная, 1968, 5.

К.Н.Алексеева, Т.М.Фока

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ШАРИКИ ИЗ ОСАДКОВ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

В процессе геологических исследований донных осадков южной части Норвежского моря на нис "Михаил Ломоносов", совершавшем в 1965 г. свой XУШ рейс, на ст. 1423, расположенной в Норвежском желобе в 800 км к северо-западу от г. Бергена, с глубины 270 м дночерпателем "Океан-50" был поднят желтовато-серый фораминиферовый ил. Последний еще в судовых лабораториях, кроме общего визуального описания, подвергался исследованию на содержание в нем микрофауны, предварительному изучению минералогического состава, физико-механических свойств, геохимических констант и др.

При изучении микрофауны донные осадки были промыты через сито с размером ячей 0,05 мм и освобождены от илистых частиц. В промытых таким образом донных осадках обычно остаются раковины фораминифер, острапод, птеропод, моллюсков и других придонных обитателей моря, а также терригенный и вулканический материал, имеющий размеры более 0,05 мм.

Очень интересными в этом отношении оказались осадки из упомянутой ст. 1428, в которых, кроме раковин различных микроорганизмов и обломков вулканогенных пород, содержались металлические шарики, в диаметре равные 1 – 3 мм. Всего было найдено 24 шарика на площади 2500 $см^2$ (или ~ 1 шарик на 100 $см^2$ площади дна).

Описание объектов

Исследование проводилось под бинокуляром, увеличение 8 х 2.

№ 1. Диаметр максимальный – 3,9 мм, минимальный – 3,4 мм. Металлический блеск, цвет белый с желтоватым отливом. С одной стороны шарик слегка оплюснутый, с другой – видна воронкообразная вмятина. Около 80% поверхности покрыто черной блестящей корой (блеск смолистый). Толщина коры 0,0025 мм. Вокруг участков черной коры видны налеты ржавого (красноватого) цвета.

№ 2. Максимальный диаметр – 2,5 мм, минимальный – 2,1 мм. Форма правильного шара. Поверхность почти полностью покрыта тонкой (~ 0,002 мм) черной корой. Только в отдельных местах проблескивает белый металл. Примерно половина сферы покрыта "толстой" тоже черной корой (~ 0,012 мм).

№ 3. Образование грушевидной формы. $d_{макс}$ -2,7 мм, $d_{мин}$ - I,75 мм. Белого цвета, блеск металлический. Поверхность шарика (~70%) покрыта черной тонкой корой, на которой видны ржаво-красные налеты. В утолщенной части скол величиной ~ I/3 диаметра. На плоскости скола отверстие ~ 0,3 мм. Края отверстия неровные.

№ 4. Шарик белого цвета, блеск металлический. Примерно 20% поверхности покрыто тонкой черной корой. Форма шара с выступающей сферой меньшего диаметра (~ I,35 мм).

№ 5. Два "слипшихся" шарика. Размеры большего - $d_{макс}$ - 2,65 мм, $d_{мин}$ - 2 мм, меньшего - $d_{мин} = d_{макс} = I,65$. Большой шарик с очень неровной бородавчатой поверхностью черного цвета с ржавыми налетами. Шарик полый. Толщина стенки ~ 0,4 - 0,2 мм. Меньший шарик правильной круглой формы. Белого цвета, металлический блеск, почти 60% поверхности покрыто тонкой черной корой, около 80% - ржавыми налетами.

№ 6. Шарик представляет собой объединение двух сфер, покрытых общей оболочкой (корой) черного цвета, толщина коры 0,005 мм. Сами шарики белые с металлическим блеском. Размеры шариков - $d_{макс}$ - 2,35 мм, $d_{мин}$ - 2,I мм. На поверхности шарика видны три полусферических выступа под корой (d = 0,8, 0,2 и 0,07 мм).

№ 7. Два слипшихся шарика. Размеры шариков - большего $d_{макс}$ - 2,0 мм, $d_{мин}$ - I,7 мм; меньшего - $d_{макс}$ - I,5 мм, $d_{мин}$ - I,0 мм. Белый, блеск металлический. Корой (черной тонкой) покрыто 80%. Поверх коры видны налеты ржавчины.

№ 8. Пуговицеобразная форма. Диаметр равен 2 мм. Внутренняя сфера черного цвета, внешняя - белого, блестящая, блеск металлический. В большей сфере есть отверстие, шарик полый. Стенки замерить не удалось.

№ 9. Полый, грушевидный, состоящий из двух слипшихся сфер. Размеры сфер: меньшей диаметр - I мм, большей - диаметр - 2,25 мм (сферы правильные). Меньшая сфера как бы лопнувшая. Видна общая полость для обоих шариков. Толщина стенок 0,02 - 0,I5 мм. Шарик блестящий, белый, блеск металлический. Черной тонкой корой и ржавыми налетами покрыто около 40% поверхности.

№ I0. Шарик белый, блестящий, блеск металлический. Около 20% поверхности покрыто толстой (0,2 мм) черной корой и ржавыми налетами.

№ II-I5. Круглые мелкие шарики. Белого цвета, блеск металлический,

частично покрыты тонкой черной корой. Поверхность гладкая. Отверстий нет. Диаметры у всех примерно I мм. Минералогическое исследование шариков в отраженном свете положительных результатов не дало. Были подготовлены аншлифы (в шашке) из двух шариков диаметром I,2 и 3 мм. Цвет вещества шарика в отраженном свете белый, вещество изотропно. По данным рентгенометрического анализа кристаллической решетки не обнаружено.

Физические свойства. Удельный вес определялся пикнометрическим методом в бензоле. Использовались пикнометры объемом 2 $см^3$. Удельный вес бензола, измеренный большим пикнометром, равен 0,88 $г/см^3$.

Определялся отдельно удельный вес трех групп шариков и общий: I) крупных (диаметр 3 - I,5 мм) правильной формы без отверстий; 2) полых, разных диаметров; 3) мелких (диаметр I мм), правильной формы без отверстий; 4) всех шариков вместе.

Удельный вес определялся по формуле

$$d = \frac{P_н - P}{(P_в - P) - (P_{нв} - P_н)} \cdot 0{,}88,$$

где P - вес сухого пикнометра;

$P_н$ - вес сухого пикнометра с навеской;

$P_{нв}$ - вес пикнометра с навеской и жидкостью;

$P_в$ - вес пикнометра с жидкостью.

Получены следующие данные:

I-я группа d = 5,28 $г/см^3$

2-я группа d = 6,I6 $г/см^3$

3-я группа d = 6,8I $г/см^3$

4-я группа d = 6,05 $г/см^3$.

Как видно, удельный вес шариков велик. Его можно сравнивать с удельным весом железных метеоритов. Несколько меньший удельный вес шариков первой группы можно объяснить тем, что они полые и не имеют отверстий.

Магнитные свойства. Небольшие размеры шариков позволили из всего комплекса магнитных свойств определить только магнитную восприимчивость. Измерения производились при помощи астатического магнитометра обычной методикой, применяемой при исследовании физических свойств горных пород (Наставление по определению физических свойств образцов горных пород, I958). Магнитная восприимчивость шариков оказалась очень высокой и мало изменяющейся от объекта к объекту.

По величине магнитной восприимчивости вещество шариков можно отнести к ферромагнитным материалам. Как видно из спектрального анализа, в состав их входит основным компонентом железо, в значительных количествах присутствуют никель, кобальт, магний, хром. Точка Кюри для вещества шариков равна ~ 800°С, т.е. близка точке Кюри для железа. Величину остаточной намагниченности измерить не удалось.

Теплоемкость. Методом ледяного калориметра (Алексеева, 1958) определялась удельная теплоемкость трех вышеуказанных групп и общей массы (разделение по удельному весу см. выше) шариков. Выявилась прямая зависимость величины теплоемкости от удельного веса.

	С , кал/г·град
I-я группа	0,148
2-я группа	0,150
3-я группа	0,152
4-я группа	0,147

Был проведен качественный анализ одного из шариков на содержание никеля и кобальта. Реакция Чугаева показала, что в пробе присутствует значительное (более I%) количество никеля. Реакция с роданистым аммонием (NH_4SCN) в амиловом спирте указала также на присутствие в пробе кобальта.

Спектральный анализ образца следующий: Fe ->I0%; Mn - 0,03; Al - 0,00I; Ni - 0,03 - 0,06; Co - 0,0I; Ti - 0,005; V - 0,005; Cr - 0,03; Cu - 0,03 - 0,06; Sn - 0,006%; Ge - 0,00I%.

Данные о форме и составе шариков позволяют предполагать их космическое происхождение. Форма их - пустотелые образования, луковичные формы говорят о ее (формы) первичногенетическом происхождении. Нельзя представить себе, что исследуемые объекты являлись окатанными осколками. Подобные формы могут образовываться при расплавлении макротел и срыве капель встречными потоками воздуха. Не исключена возможность образования описанных шариков при полете через атмосферу тел искусственного происхождения.

Литература

I. Наставление по определению физических свойств образцов горных пород. Гостехиздат, М. - Л., I953.

2. Алексеева К.Н. Досвід порівняльних досліджень фізичних властивостей кам"яних метеоритів та деяких гірських порід. Вид-во АН УРСР, К., I958.

Г.П.Вдовыкин

(Институт геохимии и аналитической химии
АН СССР)

ОРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ УГЛИСТЫХ ХОНДРИТОВ

Введение

Углистые хондриты представляют редкую, но очень интересную группу каменных метеоритов: в них содержится до 7% сложных органических соединений. Выяснение происхождения этих соединений - одна из основных проблем космохимии углерода.

Органические соединения в метеоритах были обнаружены еще в прошлом веке, но их систематические исследования начались в 1960 г., обзоры которых представлены в работах [1, 2]. Особенно подробно органические соединения в углистых хондритах с применением различных методов изучались в последние годы. Особенности органических веществ в метеоритах позволяют рассматривать некоторые вопросы происхождения углистых хондритов и химической эволюции ранних органических соединений. В данном сообщении приводится обзор недавних работ, выполненных автором и другими исследователями 1965 - 1969 гг., по изучению органических веществ в углистых хондритах.

Особенности углистых хондритов и содержащихся в них органических веществ описаны в монографии [3] и в ряде статей [4-13]. Известно около 80 углистых хондритов, которые от других метеоритов отличаются целым рядом особенностей строения. В углистых хондритах присутствуют петрографически разнородные участки. Хондры в этих метеоритах либо отсутствуют, либо имеют маленькие размеры (до 0,5 мм). Слагаются углистые хондриты в основном железо-магнезиальными силикатами (оливин, пироксены), находящимися в неравновесной смеси с минералами, характерными только для углистых хондритов, водными железо-магнезиальными силикатами (типа хлорита-серпентина), карбонатами, сульфатами, элементарной серой и т.д. К последним относится и высокомолекулярное углеродистое вещество, распределенное в межхондровом пространстве. Некоторые углистые хондриты почти полностью состоят из "низкотемпературных" минералов. Вещество углистых хондритов в процессе своего формирования было окислено, поэтому никелистое железо, всегда встречающееся в хондритах, в этих метеоритах часто отсутствует.

Углистые хондриты содержат много O, H, S, H_2O и повышенное количество относительно легколетучих элементов - примесей (F, Cl, In, Hg и др.), а также первичных редких газов. Содержание этих компонентов и другие особенности углистых хондритов коррелируются с содержанием в них C и органического вещества, которыми особенно обогащены эти метеориты [3 - 14].

Содержание C в углистых хондритах колеблется от 0,1 до 4,8% [16]. Недавно Мур и Левио [17 - 19] определили содержание общего углерода в разных классах хондритов. Среднее содержание углерода в оливин-бронзитовых хондритах - 0,09%, оливин-гиперстеновых - 0,08%. Энстатитовые хондриты обогащены углеродом и содержат в среднем 0,40% C.

В углистых хондритах, в отличие от всех метеоритов, присутствует внеземная вода (в виде OH-группы), впервые обнаруженная Л.Г.Кваша в метеорите Старое Борискино [20]; вода обогащена дейтерием.

По содержанию C, S, H_2O Виик [16] подразделил углистые хондриты на три типа (Orgueil, Cold Bokkeveld, Felix), характеризующиеся постепенными изменениями особенностей строения. По недавно разработанной химико-петрологической классификации Ван Шмуса и Вуда [21] эти метеориты подразделены на типы C1, C2, C3, и C4.

Падение каждого метеорита, представляющего эту редкую группу, имеет исключительный интерес. Недавно упало несколько углистых хондритов. В 1957 г. в Конго (Киншаса) упал метеорит Essebi, содержащий 8,7% C, 2,95% , 13,5% H_2O [22]. В том же 1957 г. в Аравии упал метеорит Al Rais весом 2,52 кг, он содержит 2,49% C. В 1961 г. в США упал углистый хондрит Bells весом 80 г. Все эти три метеорита [8] относятся к углистым хондритам типа C2.

В 1962 г. в Казахской ССР в почве нашли окисленный при земном выветривании метеорит Ефремовка весом 21 кг [23]. Метеорит содержит 0,74% C; его относят к углистым хондритам C4. В 1968 г. опознан как углистый хондрит метеорит Pollen (вес его 250 г), упавший еще в 1942 г. в Норвегии. Он классифицируется [8] как углистый хондрит типа C2.

В Канаде в 1965 г. наблюдался яркий болид. Найдено хрупкое метеоритное вещество (метеорит Revelstoke) весом только около 1 г, но несмотря на это метеорит подробно исследовался [24]. Он состоит в основном из хлорит-серпентиновых минералов; C в нем достигает 4%. Метеорит относится к углистым хондритам C1. 8 февраля

1969 г. в Мексике выпал метеоритный дождь Pueblito de Allende. В метеорите изучалось [25] органическое вещество. Метеорит содержит 0,85% С и относится к углистым хондритам С8 или С4. В Австралии 28 сентября 1969 г. в виде метеоритного дождя упал метеорит Murchison [26]. Общий вес метеорита 4,5 кг. Метеорит относится к углистым хондритам типа С2 или С8.

Углеводороды

Содержание органического вещества, извлекаемого из углистых хондритов органическими растворителями, по исследованиям автора [8], достигает 0,5% от веса метеоритов. Органическое вещество характеризуется высокой степенью окисленности и повышенным содержанием гетероатомов, среди которых особый интерес представляет хлор. По инфракрасным спектрам поглощения битумообразного вещества метеоритов Старое Борискино, Мигеи, Гровная отмечаются СН-группы (2960 - 2850 $см^{-1}$), $-CH_3$ (1460 $см^{-1}$) и $=CH_2$ (1380 $см^{-1}$) группы, карбонильная группа -С=О (1730 $см^{-1}$). Битумообразное вещество представляет смесь органических соединений как углеводородного, так и неуглеводородного характера.

Углеводороды в трех образцах метеорита Orgueil специально исследовал Мейншейн [27] методами хроматографии и масс-спектрометрии. Содержание n-парафинов в бензольных экстрактах метеорита составило 17,6%, циклоалканов соответственно 28,9% (моно-), 17,2 (би-), 11,8 (три-), 11,3 (тетра-), 6,4 (пента-), 6,8% (гексациклоалканы). На хроматограммах отмечено преобладание углеводородов с нечетным числом атомов углерода в области $C_{21} - C_{29}$, отношения высот пиков для n-парафинов имели следующую последовательность: $C_{27}/C_{26} > C_{25}/C_{24} > C_{28}/C_{22}$. Пики в области C_{17} и C_{18} соответствовали пикам изопреноидных углеводородов пристана и фитана. В бензол-метанольных экстрактах внутренних участков образцов трех обыкновенных хондритов (Holbrook, Homestead, Waconda) Мейншейн [27] также нашел алканы $C_{16} - C_{28}$, среди которых присутствовали пристан и фитан.

При изучении углеродистого вещества [3] в алмазосодержащих уреилитах и в графитовых желваках железных метеоритов были обнаружены органические вещества, состав которых отличался от органических соединений углистых хондритов. На инфракрасном спектре поглощения битумообразного вещества, выделенного из углеродистого желвака Ярдымлинского метеорита, проявились полосы поглощения при

2980 и 2857 $см^{-1}$, свидетельствующие о присутствии парафиновых углеводородов. Ароматические углеводороды отсутствовали. В битумообразном веществе уреилитов Новый Урей и Goalpara, по нашим данным [29], также присутствовали парафиновые углеводороды; кроме того, по спектрам отмечались C – N – H-группы.

Масс-спектрометрическое изучение органических соединений в углистых хондритах Orgueil, Cold Bokkeveld, Murray провели Стадир, Хаяцу и Андерс [30], не выделяя эти вещества из метеоритов. Эти авторы идентифицировали в метеоритах ароматические и алифатические углеводороды (ароматические преобладали), а также хлорсодержащие органические вещества, эфиры сульфокислот и газообразные соединения (H_2, CH_4, CO, CO_2, NO, N_2, SO_2, CS_2 и др.). Не были установлены C_2H_6 и NH_3. Следует заметить, что при нагревании в масс-спектрометре образцов метеоритов, в которых анализировалось органическое вещество, имеют место новообразования, учесть которые очень трудно [31]. Сходный метод анализа органического вещества углистого хондрита Murray и обыкновенного хондрита Holbrook использовали Хэйес и Биемэн [32]. Они нашли в метеоритах большое разнообразие органических соединений, среди них углеводороды, а также алкилфенолы, фураны, алкилбензофураны, алкилбензотиофены, дибензотиофены, индол и т.д.

Стадир с соавторами [33], используя комбинированный газовый хроматограф-масс-спектрометр, подробно исследовали особенности распределения углеводородов в углистых хондритах Orgueil и Murray, а также в продуктах абиогенного синтеза. Причем в углистых хондритах углеводороды анализировались и в экстрактах, выделенных органическими растворителями, и непосредственно в образцах метеоритов. Спектрограммы несколько отличались, в частности в экстрактах не обнаруживались тиофены, в метеоритах отмечались лишь следы циклоалканов. Исследователи считают, что вторичные реакции новообразования при нагревании начинаются при температуре 180°С. В метеоритах идентифицированы n-алканы (от n-нонана до n-октадекана), разветвленные алканы, олефины, ароматические углеводороды (бензол, толуол, ксилолы, пропил- и метилбензолы, нафталин и др.). Эти же углеводороды, иногда с таким же распределением [33, 34], найдены и в продуктах абиогенного синтеза из CO и D_2 по реакции Фишера – Тропша. Особенно важным было то, что и в продуктах абиогенного синтеза, и в органическом веществе метеоритов обнаружены изопреноидные углеводороды, которые раньше считались характерными только для живого вещества. В метеорите Murray [33] идентифицированы

изопреноидные углеводороды C_{11}, C_{13} и, возможно, C_{14}, а в синтетических продуктах – C_9 – C_{14} и, кроме того, C_{15}, C_{19}.

Подробное изучение алифатических углеводородов в 20 углистых хондритах и в других метеоритах выполнили Оро с сотрудниками [35 – 38]. Они экстрагировали органическое вещество в аппарате Сокслета бензол/метанолом (3:1), разделяли на фракции элюентной хроматографией, далее фракции n-гептана изучали методами газовой хроматографии и масс-спектрометрии. Было показано [35], что во всех углистых хондритах содержатся n-алканы C_{15} – C_{25} и насыщенные изопреноидные углеводороды пристан C_{19} и фитан C_{20}.

Общее содержание алифатических углеводородов в метеоритах Orgueil, Murray и Mokoia колебалось от $6 \cdot 10^{-4}$ до $336 \cdot 10^{-4}$%. Разные образцы одного и того же метеорита отличались содержанием алканов, но качественный состав был сходен.

Дальнейшие исследования [36, 37] показали, что в некоторых метеоритах алканы представлены рядом C_{15} – C_{31}. Из изопреноидных углеводородов найдены, кроме пристана и фитана, также норпристан C_{18}. В разных углистых хондритах типа С2 алканы C_{15} – C_{21} были качественно сходны. Метеориты, в наибольшей степени обогащенные углеродом, меньше всего содержали алканов; в углистых хондритах типа С1 их содержалось в среднем $7{,}3 \cdot 10^{-4}$%, причем $0{,}35 \cdot 10^{-4}$% представлено изопреноидными углеводородами, в метеоритах типа С2 – соответственно $50 \cdot 10^{-4}$ и $9{,}3^{-4}$%, а в метеоритах типа С3 – $72 \cdot 10^{-4}$ и $8{,}1 \cdot 10^{-4}$%.

В других хондритах найдено в среднем $1{,}8 \cdot 10^{-4}$% всех алканов и $0{,}06 \cdot 10^{-4}$% изопреноидных. Исследовались углеводороды в графит-троилитовых желваках железных метеоритов Canyon Diablo и Odessa, содержание всех алканов в среднем было $8{,}9 \cdot 10^{-4}$, изопреноидных – $0{,}79 \cdot 10^{-4}$%. Однако во внешней части графитовых желваков алканов оказалось в 5 раз больше, чем в срединной части. Оро и Нунер отмечают, что исследованные алканы в метеоритах имеют сходство с алканами горных пород и с продуктами абиогенного синтеза. Они не исключают контаминационное происхождение некоторой части алканов. К сожалению, такая возможность действительно реальна, поскольку исследовались образцы метеоритов (весом 0,1 – 0,8 г, в редких случаях до 5 – 6 г), полученные из различных источников и, вероятно, не очищенные перед анализом. В метеорите Грозная (тип С3), например, было найдено $415 \cdot 10^{-4}$% алканов [37], тогда как в другом, неконтаминированном, образце этого метеорита Оро и Гелпи [38] нашли $< 7 \cdot 10^{-4}$% алканов.

Алканы изостроения специально изучались в углистых хондритах

[38, 39]. В метеоритах Orgueil, Essebi, Murray, Грозная, Мокоіа, Vigarano показано присутствие n-алканов $C_{II} - C_{26}$ и 9 классов изомеров. Последние включали пять монометилалканов $C_{I8} - C_{22}$, два изопреноидных гомолога (фарнезан $C_{I4} - C_{I9}$ и пристан $C_{I9} - C_{2I}$), два моноциклоалкана (циклогексил и циклопентил $C_{I6} - C_{20}$). В следах найдены олефины. Оро и Гелпи в углистых хондритах Мокоіа и Vigarano нашли два изопреноидных углеводорода C_{I9}, не известные в земном органическом веществе: 2,6,I0- и 4,7,II-триметилгексадеканы. Общее количество углеводородов составляло 6,63 - 82,8·$I0^{-4}$%. Содержание отдельных классов уменьшалось в следующем направлении: n-алканы, изопреноиды, метилалканы, циклоалканы. Алканы с нечетным числом атомов углерода несколько преобладали над алканами с четным числом. Такие же углеводороды, как и в углистых хондритах, найдены и в графитовых желваках железных метеоритов Canyon Diablo, Odessa, Cosby's Creek в количестве 0,82 - 9,86·$I0^{-4}$%. По сравнению с поверхностными частями в центральных частях желваков углеводородов содержалось в 3 - 7 раз меньше, здесь увеличивалось количество изопреноидов и низкомолекулярных алканов. Интересно, что сходные особенности распределения углеводородов отмечены [40] и при изучении I8 образцов земного графита из разных месторождений.

В бензольных элюатах битумообразного вещества, выделенного из 2I углистого хондрита, Олсон с соавторами [4I] методом газожидкостной хроматографии изучали ароматические углеводороды. Их содержание в разных образцах одного и того же метеорита колебалось, например, в метеорите Orgueil от 0,3·$I0^{-4}$ до I80·$I0^{-4}$%. Во многих же метеоритах они отмечены лишь в следах. Углеводороды представлены большим количеством соединений, среди них нафталин, метилнафталин, дифенил, аценафтилен, аценафтен, флуорен, фенантрен и др. В метеоритах типа CI (Orgueil) присутствовали относительно низкомолекулярные углеводороды по сравнению с углеводородами в метеоритах типа C2 и C3 (Murray, Santa Cruz, Старое Борискино, Мокоіа). Однако содержание ароматических углеводородов не было связано ни с содержанием алканов, ни с типами углистых хондритов. В обыкновенном хондрите Bruderheim и в графит-троилитовых желваках Canyon Diablo и Odessa ароматические углеводороды в заметных количествах не были найдены.

Ряд ароматических полициклических индивидуальных углеводородов в бензольных экстрактах углистых хондритов Orgueil и Cold Bokkeveld был определен Комминсом и Харингтоном [42] методами хроматографии и ультрафиолетовой спектрофотометрии.

Таким образом, углеводороды в метеоритах являются сложной смесью соединений: алканов (среди которых присутствуют даже изопреноиды), олефинов, ароматических. Распределение углеводородов в метеоритах довольно сходно с их распределением в земных горных породах. Поэтому Г.Юри [43, 44] предположил, что органическое вещество в метеоритах, возможно, имеет биогенное происхождение, но специально подчеркнул [45], что это не окончательное заключение, а лишь предположение. Э.Андерс с соавторами [33] показали, что по характеру распределение углеводородов в метеоритах, включая изопреноиды, сходно с распределением в продуктах химического синтеза.

Неуглеводородные органические соединения

В углистых хондритах найден целый ряд S-, Cl-, N-, O-содержащих органических веществ [8, 7, 11, 30, 32, 44].

Марфи и Надь [46] изучали серусодержащие вещества в липидах метеорита Orgueil методами хроматографии, спектрофотометрии, масс-спектрометрии и др. Они нашли сульфиды с открытой цепью и серусодержащие гетероциклические соединения, длинноцепочечные тиолы если и присутствовали, то в очень малом количестве. Распределение этих соединений отличалось от их распределения в нефтях и согласовалось с предположением об их образовании при относительно низкотемпературных условиях на родоначальном для метеоритов теле.

Значительный интерес представляет распространенность аминокислот в углистых хондритах. Андерс с соавторами [47] изучали аминокислоты в неконтаминированном и явно контаминированном образцах метеорита Orgueil и определили присутствие аминокислот в обоих образцах. Однако в контаминированном образце аминокислот содержалось значительно больше. По результатам своих исследований Дегенс [48] определил, что в метеоритах содержатся такие же аминокислоты, что и в современных осадках. Однако на хроматограммах органического вещества метеоритов отмечался ряд нингидрин-положительных соединений, известных только среди продуктов абиогенного синтеза. Аминокислоты в образце метеорита Orgueil (весом 11,38 г) исследовал Дж.Валлентайн [49]. Солянокислый гидролизат метеорита он разделял хроматографическим методом на аминокислотном анализаторе. В метеорите обнаружены аспарагиновая и глутаминовая кислоты, глицин, аланин, серин, пролин, валин, треонин, лейцин, изолейцин, тирозин, фенилаланин, цистин и метионин при общем содержании 20,4 мкг/г и кроме того 3,0 мкг/г карбамида. Аминокислотный экстракт не показал оптической активности в области 436 и 546 ммк.

Исследовались аминокислоты в углистых хондритах Старое Борискино, Мигеи, Грозная и для сравнения в некоторых земных объектах. Образцы метеоритов весом 2 г, взятые из внутренних частей больших кусочков, после раздробления обрабатывались 2 н. HCl и HF при небольшом длительном подогревании для выделения углеродистого вещества. Остаток гидролизовался в течение 24 ч 6 н. HCl при 110°С. Гидролизаты изучались на содержание аминокислот методом хроматографии на бумаге. В метеорите Старое Борискино отмечены аминокислоты: лизин, аспарагиновая, глутаминовая, глицин, аланин, серин, валин, треонин. В метеорите Мигеи установлены лизин, гистидин, аспарагиновая, глутаминовая, глицин, аланин, серин, валин, треонин, следы лейцина. В углистом хондрите Грозная найдено шесть аминокислот: аспарагиновая, глутаминовая, глицин, аланин, серин, валин. Во всех трех метеоритах наиболее распространены глицин и аланин. Исследованные образцы метеоритов не были контаминированы и следовательно обнаруженные аминокислоты присущи метеоритам.

При масс-спектрометрическом изучении метеорита Murray Хейес и Биемэн [32] нашли в нем ряд азотистых циклических соединений.

Ранее азотистые вещества в метеорите Orgueil подробно исследовал Хаяцу [52] методами хроматографии, спектрофотометрии. В этом метеорите после гидролиза органического вещества он обнаружил пурины, аминопроизводные триазина и гуанидина, количество которых составило: меланина – 85 мкг/г, аммелина – 28, аденина – 15, гуанина – 20 мкг/г. Особенно интересно присутствие производных триазина, которые не являются биохимически важными соединениями. Всего из 16 г метеорита Orgueil Хаяцу выделил 1 – 2 мг азотистых оснований. Эти вещества при их изучении с помощью поляриметров (чувствительность 0,001° и 0,0005°) не показали оптической активности. Впоследствии Хаяцу с соавторами [53] провели новое подробное изучение азотистых соединений в образце метеорита Orgueil (весом 5,28 г). Они подтвердили присутствие этих веществ в метеорите, идентифицировали кроме того гуанилкарбамид. Спирто-бензольные экстракты органического вещества фракционировались и исследовались методами хроматографии на бумаге и инфракрасной спектрофотометрии. В отличие от предыдущей работы анализ проводился без ацетилирования, при котором не исключалось изменение вещества. После гидролиза органического вещества в спирто-бензольных экстрактах идентифицированы аденин 20 мкг/г, меламин 45, гуанилкарбамид 270 мкг/г. На хроматограммах присутствовали пятна, R_f которых характерно для амидинов и производных гуанидина. Эти же вещества были получены

химическим путем в серии экспериментов по синтезу органических соединений из CO, H_2, NH_3. Исследователи считают, что в метеоритах азотистые соединения, как и углеводороды [83], образовались химическим путем на ранней стадии развития солнечной системы.

Из азотсодержащих органических веществ Ходсон и Бейкер [54] в углистых хондритах обнаружили порфирины. Содержание порфиринов в четырех углистых хондритах было следующим (в 10^{-1}%): Orgueil - 0,01, Murray - 0,003, Cold Bokkeveld - 0,001, Мокоіа - 0,0005. В других исследованных метеоритах (Vigarano, Индарх, Peace River и Bruderheim) порфирины отсутствовали. На спектрах поглощения полосы Соре́ находились в области 390 - 418 ммк, будучи иногда расщепленными на два пика; другие полосы наблюдались при 490 - 615 ммк. Вероятно, порфирины представлены различными видами от незамещенных до сильнозамещенных и скорее всего содержат Fe. По своим особенностям порфирины в метеоритах приближаются к порфиринам, синтетически полученным из простых соединений [55].

Полимерное вещество

Преобладающая часть углеродистого вещества (до 90%) в углистых хондритах представлена высокомолекулярным веществом. Оно может быть выделено из метеоритов их обработкой HCl и HF кислотами. По нашим данным, это вещество представляет сложную смесь высокомолекулярных соединений, имеющих ароматическую конденсированную структуру и содержащих свободные органические радикалы. Полимерное вещество метеорита Старое Борискино [3] состоит в основном из C, а также содержит 5,47% H, 2,56% Cl и др. Шульц и Элофсон [56] определили состав полимерного вещества, выделенного сходным образом из метеорита Orgueil . При расчете на бензольную часть химический состав был следующим: C - 64,5%, H - 3,9, гетероатомы - 31,6%. Хейес [11] определил химический состав полимерного вещества этого же метеорита: C - 70,39%, H - 4,48, Cl - 1,22, P - 1,25, N - 1,59, S - 6,91, O - 9,80, зола - 4,58%. На инфракрасных спектрах поглощения полимерного вещества метеоритов Мигеи и Грозная, по нашим данным [3], отмечаются полосы поглощения, обусловленные C - H-связями, OH- и -C=O-группами. Это вещество представляет ароматическую конденсированную систему с боковыми группировками.

Для уточнения фазового состава углистого вещества метеоритов, определения степени кристалличности углеродистых частиц его исследовали [3] рентгенометрическим и электронографическим методами, а

также методом термического анализа. Подробное электронографическое и микродифракционное изучение углеродистого вещества нами [57] проведено на 400-киловатном электронном микроскопе - электронографе. Преобладающая часть углеродистого вещества углистых хондритов представлена полимерами, имеющими аморфную и кристаллическую структуру. В отдельных случаях присутствовала примесь частиц с более упорядоченной структурой. Полимерное вещество метеорита Мигеи по микротвердости (41 - 64 кГ/мм^2) отличалось от асфальтита, гильсонита, антраксолита и приближалось к фюзену каменного угля [58].

Биц и Кадь [59] исследовали продукты окисления полимерного вещества метеорита Orgueil, образующиеся при обработке перекисью водорода и озоном. Продукты окисления разделялись на фракции, в которых при масс-спектрометрическом исследовании найдены бензолтри-, бензолтетра-, бензолпентакарбоновые, пиридинкарбоновая, адипиновая кислоты. Общее содержание метиловых эфиров органических кислот, выделенных из 10,1 г образца метеорита, составило 28,27 мг/г. В обыкновенном хондрите Holbrook при его пиролизе в вакууме Хэйес и Биемэн [32] отмерили 100 мкг/г полимерного органического вещества. При масс-спектрометрическом исследовании в продуктах пиролиза найдены ароматические углеводороды, O-, N-, S -содержащие соединения.

Свободные радикалы, присутствующие в составе полимерного вещества углистых хондритов, приобретают особое значение при выяснении происхождения органических соединений этих метеоритов [60, 61]. В наших исследованиях свободные радикалы в 1964 г. были обнаружены в углистых хондритах Orgueil, Старое Борискино, Мигеи, Cold Bokkeveld [27]. На спектрах ЭПР они фиксируются в виде довольно интенсивных линий парамагнитного поглощения, имеющих сходные параметры; их g-фактор (2,002 - 2,008) близок к g-фактору дифинилпикрилгидразила, $\Delta H \approx 6$ э. Это свидетельствует о том, что в сложной ароматической структуре полимерного вещества делокализованы неспаренные π-электроны. Свободные радикалы в метеоритах возникли вероятнее всего при космическом облучении во время образования органического вещества. Присутствие свободных радикалов в метеоритах дополнительно подтверждает заключение о том, что преобладающая часть углеродистого вещества углистых хондритов является высокомолекулярным органическим веществом с ароматической конденсированной структурой. Исследовались свободные радикалы так-

же в нефтях, углях и других земных образцах [3, 62]. Здесь свободные радикалы главным образом унаследованы от живого вещества. Следовательно, свободные радикалы, как и другие органические соединения [3, 63 - 65], имеют сходные формы проявления независимо от происхождения.

Одновременно свободные радикалы в углистых хондритах обнаружили Дюшен с соавторами [66 - 69] в метеоритах Alais, Мигеи, Cold Bokkeveld, Nogoya. Концентрация свободных радикалов составляла 10^{15} - 10^{17} центров/г. На спектрах ЭПР метеоритов Мигеи и Cold Bokkeveld, помещенных в вакуум, сигналы несколько сужались. Для метеорита Cold Bokkeveld, облученного рентгеновскими лучами, отмечено увеличение интенсивности сигнала, что свидетельствовало об увеличении концентрации свободных радикалов при облучении. Сравнительное изучение эффектов насыщения сигналов ЭПР, проведенное для метеорита Мигеи и земных углеродистых образцов, показало, что для метеорита и каменного угля насыщение практически совпадает. Этим также подтверждалось сходство структуры углистого вещества метеоритов и структуры каменного угля. Шульц и Элофсон [56] оценили концентрацию свободных радикалов в метеорите Orgueil $1{,}3 \cdot 10^{19}$ центров/г. Они исследовали поведение свободных радикалов полимерного вещества, выделенного из этого метеорита, при карбонизации этого вещества в процессе нагревания в вакууме (400 - 700°С) и отметили довольно сходное поведение сигналов ЭПР для полимерного вещества метеорита Orgueil и каменного угля.

Таким образом, свободные радикалы в углистых хондритах по своим параметрам, концентрации и поведению при нагревании сходны со свободными радикалами каменных углей. Это подтверждает сходство структуры полимерного вещества метеоритов со структурой высокомолекулярного органического вещества углей. Однако происхождение свободных радикалов различно. В метеоритах они возникли в результате облучения в космическом пространстве, вероятнее всего на ранней стадии развития метеоритного вещества.

Изотопный состав углерода

В углистых хондритах углерод по изотопному составу варьирует даже в одном и том же метеорите. При изучении общего углерода ряда углистых хондритов Боато [70] в 1954 г. показал, что величина δC^{13} колебалась от -0,39 (метеорит Murray) до -1,88‰ (метеорит Мокоia), тогда как для обыкновенных хондритов Richardton и Forest City

она составляла -2,46 и -2,48% (стандарт PDB). Для общего углерода углистых хондритов Боато отметил закономерность: утяжеление по изотопному составу углерода с увеличением количественного содержания углерода. Позже, в 1963 г. Клейтон [71] определил изотопный состав углерода карбонатов, извлеченных из метеоритов Ivuna и Orgueil. Оказалось, что углерод этих карбонатов по изотопному составу на 6% тяжелее углерода земных карбонатов, для карбонатов метеорита Orgueil величина δC^{13} колебалась от 5,86 до 6,44%. Органическое вещество этого метеорита, по данным Надь [73], имеет $\delta C^{13} = -2,38\%$. Для общего углерода метеорита Orgueil, по Боато, величина $\delta C^{13} = -1,14\%$. Следовательно, утяжеление по изотопному составу общего углерода в метеорите Orgueil по сравнению с обыкновенными хондритами происходит за счет углерода карбонатов.

В наших исследованиях [72] был определен изотопный состав углерода ряда углистых хондритов и показано, что углерод органического вещества действительно содержит больше изотопа C^{12}, чем общий углерод метеоритов. Например, для метеорита Мигеи величина δC^{13} (приведено к стандарту PDB) общего углерода равна -1,11%, битумообразного вещества -2,20, полимерного вещества -2,11%; для метеорита Грозная соответственно -2,05%, -2,87, -2,28%. Дальнейшее выяснение условий фракционирования изотопов углерода в метеоритах поможет установить условия образования метеоритного вещества.

Возможность контаминации

Оптически активные соединения. Наиболее важным критерием биогенной природы органического вещества является оптическая активность. Поэтому предпринимались неоднократные поиски оптически активных соединений в органическом веществе метеоритов. В 1964 г. Надь с соавторами [73] при изучении на спектрополяриметре органического вещества метеорита Orgueil отметили левое вращение, которое в двух образцах метеорита составляло $\alpha = -0,023^0$ (при $\lambda = 435$ ммк) и $\alpha = -0,020^0$ (при $\lambda = 440$ ммк). Эта работа вызвала большую дискуссию. Выше мы видели, что фракции органического вещества метеоритов, исследованные другими авторами, не имели оптической активности. Ее не смог отметить также автор данной статьи [3] при изучении органического вещества метеорита Мигеи. Экстракты, выделенные бензолом, хлороформом, метанолом из 20 г образца метеорита Orgueil, Хаяцу [74] изучал на спектрополяриметрах с чувствительностью $0,001$ и $0,0005^0$ и нашел, что наибольшая величина $\alpha =$

= -0,0024°, обусловленная присутствием коллоидальной серы, оказалась даже ниже, чем для контрольных оптических неактивных образцов. Надь [75] привел новые значения оптической активности омыленного экстракта метеорита Orgueil, которые колебались (при точности ±0,0008°) от -0,0017 до -0,0041° при λ от 588 до 417 ммк. Он проанализировал источники возможных ошибок и исследовал оптическую активность в липидах метеорита Orgueil и земных образцах [76]. Экстракты почв и морских осадков были преимущественно правовращающими, тогда как липиды метеорита показали небольшое левое вращение. Однако микробиологическая проверка образцов показала их контаминацию анаэробными микроорганизмами. Исследуя спектрополяриметрическим методом органическое вещество обыкновенных хондритов Holbrook и Homestead, Мейншейн с соавторами [77] нашли, что почти все экстрагируемое вещество находится в приповерхностной части образцов и оптически активные соединения являются результатом контаминаций. Кроме того, при изучении метеоритных экстрактов органического вещества, имеющих низкую степень пропускания, на результатах сказываются погрешности, связанные с самим поляриметром [78, 79].

"Организованные элементы". В углистом хондрите Orgueil и в других метеоритах отмечались микрочастицы, морфологически напоминающие ископаемые микроорганизмы [80, 81]. Предполагалось, что эти "организованные элементы" являются остатками внеземной жизни. Ванландингхем [82] проверил присутствие "организованных элементов" в образцах метеоритов Orgueil (весом 0,47 г) и Alais (0,67 г). Порошки метеоритов обрабатывались HF, HCl, $KClO_3$ + HNO_3. В препаратах было отмечено около 30 форм "организованных элементов", имеющих пластинчатую, удлиненную и другие формы, размером 10-31 мк, а также современные споры и пыльца. В электронном микроскопе было видно, что удлиненные частицы в метеорите Orgueil содержали 5-14 линейно ориентированных тел [83]. Ботэн [84] исследовал "организованные элементы" в метеорите Orgueil методом флуоресцентной микроскопии. В препаратах, подготовленных из кусочков метеорита размером 0,5 - 5 мм, были найдены клеточноподобные микроструктуры, флуоресцирующие желтовато-зеленым цветом. В препаратах метеоритов Orgueil и Ivuna Таш [85] нашел частицы, которые встречались только в метеоритах и не обнаруживались в контрольных препаратах. По данным Клауса и Суба-Си [86], "организованные элементы" в метеорите Orgueil чаще всего имеют размеры 3, 4, 5 и 9 мк. Но

такое распределение микрочастиц в действительности характерно для минеральных зерен метеорита [87].

Природа "организованных элементов" и их значение для выяснения внеземной жизни широко обсуждались в литературе. Метеорит Orgueil исследовали Андерс с соавторами [47] и выяснили, что он был загрязнен современной пылью, которую и описывали раньше как "организованные элементы". Действительно, контаминация образцов могла иметь место при их хранении [88] и даже во время падения метеорита [89].

На основании исследования [3], был сделан вывод о том, что "организованные элементы" в метеоритах в действительности являются разнородными образованиями, а не остатками внеземных форм жизни. Это минеральные частицы, присущие метеоритам (зерна оливина, магнетита и т.д.), и земные контаминационные включения (микроорганизмы, споры и др.). Последнее показывает, что метеориты перед исследованием должны быть особенно тщательно очищены, а изучение органического вещества в них необходимо проводить в очень чистых условиях.

Таким образом, оптически активные соединения в метеоритах и некоторая часть "организованных элементов", отмеченные в некоторых работах, имеют земную контаминационную природу; они не связаны с метеоритным органическим веществом.

Происхождение органических соединений

Органические соединения в углистых хондритах распространены по всему объему образцов, находясь в межхондровом пространстве и даже внутри хондр и отдельных минеральных зерен. Преобладающая часть углеродистого вещества представлена полимерным органическим веществом. Следовательно, органические вещества присущи метеоритам. Особенности метеоритных органических соединений (повышенное содержание Cl, O, присутствие триазинов, свободных радикалов, отсутствие оптической активности и др.) свидетельствуют об их внеземной радиогенной природе. Действительно, практически все органические соединения, найденные в метеоритах, получены в многочисленных экспериментальных работах по абиогенному синтезу из простых исходных соединений. Более того, распределение органических веществ в метеоритах имеет больше сходства с их распределением в продуктах синтеза, чем в органическом веществе осадочных горных пород. Наиболее хорошо изучен абиогенный синтез, проводимый по реакции Фишера - Тропша из CO и H_2.

Андерс с соавторами [33, 53] провели серию экспериментов по синтезу органических веществ при нагревании из CO, H_2, а также CO, H_2, NH_3 в присутствии вещества железного метеорита Canyon Diablo как катализатора и показали, что распределение полученных органических соединений было таким же, как в метеоритах. Причем распределение органических веществ в углистых хондритах отвечало равновесным условиям, теоретически рассчитанным Дейхофф с соавторами [90-92].

Однако при возникновении органических соединений в метеоритном веществе на ранней стадии его развития основную роль как энергетический источник играло не столько нагревание, сколько облучение космическими лучами. Кроме того, в состав ранних простых соединений, исходных для образовавшихся сложных органических веществ, входило большое разнообразие легколетучих соединений. Об этом свидетельствует их присутствие в метеоритах.

А.П.Виноградов и Г.П.Вдовыкин [93] экспериментально исследовали радиогенный синтез аминокислот из простых исходных веществ (CO_2, CO, C, CH_4, NH_3, N_2, H_2O и др.) при их облучении протонами на синхроциклотроне с энергией 600 Мэв ($I = 5{,}4 \cdot 10^{14}$ протонов/см^2). В продуктах синтеза аминокислоты определялись методом хроматографии на бумаге. Во всех пробах были обнаружены аминокислоты. Наибольший выход аминокислот найден в пробах, в которых исходный углерод был в форме CH_4, а азот – в виде NH_3. Распределение аминокислот в продуктах синтеза было сходно с их распределением в углистых хондритах; наиболее распространены глицин и аланин. Эти эксперименты свидетельствуют о том, что в метеоритах органические вещества также могли возникнуть при радиогенном синтезе на ранней стадии развития метеоритного вещества.

Обогащенные органическими соединениями углистые хондриты большинством исследователей рассматриваются как наименее измененное вещество, из которого образовались другие метеориты [94, 95]. Андерс [33] предполагает, что эти метеориты могут иметь кометное происхождение, а Юри [18] не исключает возможность, что углистые хондриты являются образцами пород Луны.

Из различных гипотез о происхождении метеоритов, как нам представляется, наиболее убедительна гипотеза А.П.Виноградова [96] о наименее измененном со времени образования веществе хондритов и о первичном характере хондр в хондритах. Результаты изучения органических соединений и содержащих их углистых хондритов позволяют [3] распространить эту гипотезу применительно к происхождению уг-

листых хондритов, сложные органические соединения в которых вероятнее всего образовались во время агломерации всего вещества углистых хондритов из простых легколетучих соединений. Особенности распространения органических веществ, особенности минерального, химического состава и структуры углистых хондритов действительно показывают, что во время формирования их вещество подвергалось воздействию легколетучих соединений, обусловивших вторичное замещение. Определенное значение имела рекомбинация свободных радикалов, присутствовавших в замороженном состоянии в раннем веществе [3]. Возможно, что часть органических соединений могла образоваться еще до агломерации вещества в результате реакций протонов галактических и солнечных лучей с твердыми частицами [97].

Органические соединения метеоритов в связи с возникновением живого вещества. Подробное изучение органических соединений в углистых хондритах несомненно имеет значение для выяснения вопросов происхождения живого вещества. Во многих статьях, посвященных этой проблеме [98 и др.], чаще всего обсуждается вопрос - присутствуют ли следы внеземной жизни в метеоритах. В действительности же значение углистых хондритов заключается в ином. Эти метеориты, содержащие радиогенные органические вещества, позволяют получить представление о химической (добиологической) эволюции ранних органических соединений в условиях Земли и на других планетах [51].

На ранней стадии развития Земли углеродистые соединения входили и в состав ее вещества. Во время агломерации и последующей дифференциации вещества Земли они могли разрушиться и далее в процессе дегазации реагировать с образованием сложных органических веществ, обогащающих верхние оболочки Земли. Здесь, на поверхности, сложные органические соединения дали начало живому веществу.

Еще недавно в экзобиологии высказывались предположения, что формы внеземной жизни, если она существует, могут быть основаны на углероде, азоте, кремнии либо даже на германии. Однако в метеоритах сложные абиогенные органические вещества довольно сходны с земными биогенными органическими соединениями. Следовательно, возможные формы внеземной жизни должны быть основаны именно на углероде и иметь белковый характер [61, 63, 64, 99].

Важным аспектом значения метеоритов для возникновения земной жизни является возможность переноса микроорганизмов в космическом пространстве, и в частности, принос микроорганизмов внутри метеоритов на Землю. Эта гипотеза панспермии теоретически обсуждается еще с прошлого века, но какие-либо способы экспериментально ее прове-

рить, кроме поисков непосредственных следов жизни в метеоритах, не известны. Как видно, в метеоритах отсутствуют признаки внеземной жизни, однако теоретически можно допустить, что углистые хондриты - это поверхностные образцы Луны, на которой, как предполагали некоторые исследователи, могли существовать микроорганизмы. Можно также предположить, что жизнь существовала на родоначальных для метеоритов телах, поверхностные зоны которых, по нашему мнению, были представлены веществом углистых хондритов [3]. Остается открытым вопрос, могли ли сохраниться при высокоэнергетическом облучении во время переноса в космическом пространстве жизнеспособные микроорганизмы и могли ли они поступить в углистых хондритах на Землю?

Была выполнена [100] экспериментальная работа по проверке выживаемости микроорганизмов Micrococcus radiodurans (радиоустойчивая культура) и Sarcina flava, искусственно помещенных в образец метеорита Мигеи (поперечник образца 10 мм) и образцы туфа при облучении протонами на синхроциклотроне (E = 600 Мэв). После облучения протонами дозой $1 \cdot 10^8$ рад микроорганизмы в метеорите и сходном образце туфа погибли. После облучения микроорганизмов в бо́льших образцах туфа (70 мм) дозами $2 \cdot 10^4 - 5 \cdot 10^4$ рад выяснилось, что толщина экрана для сохранности микроорганизмов в данном случае решающего значения не имеет. Чем выше доза, тем быстрее гибнут микроорганизмы. Проведенные эксперименты показали сомнительность выживания микроорганизмов при их возможном переносе в космическом пространстве и сомнительность присутствия микроорганизмов в простерилизованных космическими лучами породах поверхности Луны.

Органические соединения в породах планет

Углерод и его простейшие соединения широко распространены в космическом пространстве. Они обнаруживаются спектральными астрофизическими методами в межзвездном пространстве в составе звезд, комет, атмосфер планет и т.д.. Предполагают, что межзвездные пылеватые сгущения μ-Цефеи могут состоять даже из частиц алмаза [101]. При сравнении инфракрасного спектра поглощения пылеватых частиц μ-Цефеи со спектрами поглощения полимерного вещества углистых хондритов [102] Мигеи и Грозная пришли к заключению, что на спектрах частиц μ-Цефеи в действительности отчетливо фиксируется только CH-связь и что эти частицы вероятнее всего представлены ароматическим углеродом с довольно низкой степенью упорядоченности

атомов в структуре. Присутствие подобных частиц углерода возможно на поверхности Луны, лишенной атмосферы, и в слабо загрязненных районах Антарктиды [108].

Отождествления состава космических тел с помощью спектральных методов часто не являются однозначными. Особую важность представляют данные результатов проводимого в последние годы прямого исследования планет. С помощью советской автоматической станции "Венера-4", а затем "Венера-5" и "Венера-6" были впервые непосредственно определены параметры и химический состав атмосферы Венеры, в которой найдено $CO_2 > 90\%$, а также $N_2 \sim 2,5\%$, O_2 - 1%, H_2O - 1 - 8 мг/л [104].

В литературе обсуждается [105] возможность непосредственного изучения органического вещества в породах Марса с помощью автоматического портативного прибора, который может быть послан на эту планету. В приборе предусмотрен автоматический анализ органического вещества методами пиролиза (при нагревании до 500°С), газовой хроматографии и масс-спектрометрии. Этот прибор испытывался при изучении органического вещества различных земных почв, сланцев и метеоритов Murray и Mokoia. В углистых хондритах [105] идентифицировали n-алканы, циклоалканы, ненасыщенные углеводороды, ароматические, а также О-, N-, S-содержащие соединения. Авторы считают, что, по крайней мере, часть полимерного органического вещества в процессе пиролиза разрушается. Следовательно, хотя полученные данные согласуются с другими результатами [32] по анализу органического вещества без его выделения из метеоритов, однако, здесь также не исключена возможность новообразования при нагревании. Кроме того, таким методом анализа не удастся получить сведения об абиогенной или биогенной природе органического вещества в образцах пород Марса.

Наилучшим приближением к марсианским условиям, по мнению Горовица с соавторами [106], является почва долины Королевы Виктории в Антарктиде, где можно отрабатывать предварительные биологические эксперименты. Авторы нашли, что почва здесь на глубине 15 - 25 см стерильна. В почве содержится 0,29% С, входящего в состав ископаемого рассеянного органического вещества. Химический состав этого полимерного органического вещества: С - 66,7%, Н - 2,67, N_2 - 0,27, S < 0,002%. По изотопному составу углерода оно сходно, как отмечают авторы, с биогенным веществом, величина δC^{13} - 2,4‰.

Методы исследования, применяемые при анализе малых количеств органических веществ углистых хондритов, недавно использовались

[107] при лабораторном анализе углеродистого вещества образцов Луны, отобранных и доставленных на Землю в результате полета в июле 1969 г. американской лунной станции "Аполлон-II". Программа, разработанная для изучения органических соединений лунных образцов [108], включала изучение (методами пиролиза, газовой хроматографии, масс-спектрометрии, спектрофотометрии, электронной микроскопии и т.д.) микроколичеств органических веществ, полимерного вещества, общего углерода, проверку лунных образцов на присутствие в них живых микроорганизмов и фоссилизированных остатков возможной прошлой жизни. Особое внимание уделено изучению малых количеств "биологических меток", являющихся продуктами преобразования живого вещества (ситостан, гаммацеран, изоарборинол, пристан, фитан). Поскольку некоторые из этих веществ могут синтезироваться и абиогенным путем, предполагалось изучение оптической активности соединений. Подчеркивается [108], что при отборе образцов и их транспортировке возможна контаминация посторонним органическим веществом.

Возможность контаминации образцов в земных условиях специально исследовалась [109] на образце метеорита Pueblito de Allende, пролежавшем 7 дней на месте его падения. С помощью газовой хроматографии и масс-спектрометрии в элюатах спирто-бензольного экстракта найдены алифатические углеводороды, фенилалканы, жирные кислоты и др. Количественное содержание органических соединений в срединной части образца было $0{,}001 - 0{,}002 \cdot 10^{-4}\%$. Поверхностная же часть была контаминирована и содержала $0{,}1 - 0{,}5 \cdot 10^{-4}\%$ органических веществ.

Доставленные на Землю при полете "Аполлона-II" образцы лунных пород проверялись [107] на патогенность с отрицательными результатами. В образцах не найдены ни живые, ни фоссилизированные микроорганизмы, но в небольшом количестве отмечено углеродистое вещество.

По предварительным данным [107], образцы пород Луны в большинстве были контаминированы при их ручном отборе и транспортировке. Это отчетливо выявилось при анализе. При исключении фона контаминации содержание органического вещества, присущего породам, было определено при пиролизе до 0,001%, но при масс-спектрометрическом анализе - до 0,0001%. Оно было представлено ароматическим полимерным веществом. Конечно, по предварительным данным трудно судить о происхождении углеродистого вещества в лунных породах,

так как оно могло образоваться в результате дегазации Луны. Не исключено, кроме того, что это вещество метеоритов, которые при ударе о поверхность Луны распылились, либо это частицы межзвездного ароматического углерода.

Таким образом, результаты изучения органических соединений метеоритов позволяют рассматривать превращения углеродистых веществ в космических условиях.

Литература

I. Вдовыкин Г.П. - Метеоритика, 1964, 24, 194.
2. Вдовыкин Г.П. (Сообщение 2). - Метеоритика, 1966, 27, 41.
3. Вдовыкин Г.П. Углеродистое вещество метеоритов (органические соединения, алмазы, графит). "Наука", М., 1967.
4. Mason B. - Space Sci. Rev., 1963, 1, 621.
5. Вдовыкин Г.П. - Метеоритика, 1965, 26, 151.
6. Boström K., Fredriksson K. - Smithson. Misc. Collect. USA, 1966, 151, 3.
7. Nagy B. Geol. fören. Stockholm förnandl., 1966, 88, 2.
8. Nagy B. - Endeavour, 1968, 27, 81.
9. Kerridge J.F. - Intersci. Publ., 1967, 35.
10. Orcel J. Biogenese. Paris, 1967, 110.
11. Hayes J.M. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, 1395.
12. Кваша Л.Г. Абиогенез и начальные стадии эволюции жизни. "Наука", М., 1968.
13. Urey H.C. - Naturwissenschaften, 1968, 55, 49.
14. Мюллер Д. - Метеоритика, 1966, 27, 8.
15. Otting W., Zähringer J. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, 1949.
16. Wiik H.B. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1956, 9, 5-6.
17. Moore C.B., Lewis C.F. - Science, 1965, 149, 317.
18. Moore C.B., Lewis C.F. - Earth and Planet. Sci. Letters, 1966, 1, 376.
19. Moore C.B., Lewis C.F. - J. Geophys. Res., 1967, 72, 6289.
20. Кваша Л.Г. - Метеоритика, 1948, 4, 88.
21. Van Schmus W.R., Wood J.A. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, 747.

22. Corin F. - Bull. seances Acad. roy. sci. outre-mer, 1967, 3, 535.
23. Кваша Л.Г., Харитонова В.Я. - Метеоритика, 1966, 27, 158.
24. Folinsbee R.E., Douglas J.A.V., Maxwell J.A. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, 1625.
25. Han J., Simoneit B.R., Burlingame A.L., Calvin M. - Nature, 1969, 222, 364.
26. Метеоритный бюллетень Постоянной комиссии по метеоритам Междунар. союза геол. наук. М., 1969, 48.
27. Meinschein W.G. - Life Sci. and Space Res., 1965, 3, 165.
28. National Academy of Sciences: Abstracts of paper presented at the autumn meeting, Seatle, Washington, 11 - 13 October 1965. - Science, 1965, 150, 368.
29. Виноградов А.П., Вдовыкин Г.П., Карякин А.В., Зубрилина М.Е. - Геохимия, 1966, 9, 1106.
30. Studier M.H., Hayatsu R., Anders E. - Science, 1965, 149, 1455.
31. Organic matter in carbonaceous chondrites. Discussion. - Science, 1966, 152, 102.
32. Hayes J.M., Biemann K. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, 32, 239.
33. Studier M.H., Hayatsu R., Anders E. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, 32, 151.
34. Studier M.H., Hayatsu R. - Analyt. Chem., 1968, 40, 1011.
35. Oró J., Nooner D.W., Zlatkis A., Wikström S.A. - Life Sci. and Space Res., 1966, 4, 63.
36. Oró J., Nooner D.W. - Nature, 1967, 213, 1085.
37. Nooner D.W., Oró J. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, 1359.
38. Oró J., Gelpi E., Nooner D.W. - J. Brit. Interplanet. Soc., 1968, 21, 83.
39. Oró J., Gelpi E. Meteorite Research. Ed. P.M.Millman, 518. Holland, 1969.
40. Gelpi E., Nooner D.W., Oró J. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1969, 33, 959.

41. Olson R.J., Oró J., Zlatkis A. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, 1935.
42. Commins B.T., Harington J.S. - Nature, 1966, 212, 273.
43. Urey H.C. Unmanned Exploration of the Solar System. 19. Washington, 1965.
44. Urey H.C. - Science, 1966, 151, 157.
45. Urey H.C., Meinschein W.G., Nagy B. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, 32, 665.
46. Murphy M.T.J., Nagy B. - J. Amer. Oil Chemists Soc., 1966, 43, 189.
47. Anders E., DuFresne E.R., Hayatsu R., Fresne A., Cavaille A. - Science, 1964, 146, 3648.
48. Degens E.T. - Nature, 1964, 202, 1092.
49. Валлентайн Дж. Происхождение предбиологических систем. "Мир", М., 1966.
50. Вдовыкин Г.П. 2 Всесоюзн. биохим. съезд. Тезисы докл. на симпоз. Изд-во ФАН Узб.ССР, 4, 1969.
51. Вдовыкин Г.П. - В кн.: Жизнь вне Земли и методы ее обнаружения. "Наука", М., 1970.
52. Hayatsu R. - Science, 1964, 146, 1291.
53. Hayatsu R., Studier M.H., Oda A., Fuse K., Anders E. - Geochim.Cosmochim.Acta, 1968, 32, 175.
54. Hodgson G.W., Baker B.L. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1969, 33, 943.
55. Hodgson G.W., Ponnamperuma C. - Proc. Nat. Acad. Sci., 1968, 59, 22.
56. Schulz K.F., Elofson R.M. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1965, 29, 157.
57. Виноградов А.П., Вдовыкин Г.П., Попов Н.М. - Геохимия, 1965, 4, 387.
58. Вдовыкин Г.П. - Метеоритика, 1969, 29, 104.
59. Bitz M.C., Nagy B. - Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1966, 56, 1383.
60. Вдовыкин Г.П. - В кн.: Успехи метеоритики. Тезисы докл. на 12 метеоритн. конф. Новосибирск, 12, 1966.
61. Vdovykin G.P. 3d Internat. meet. organic geochim., Abstracts. London, 1966.
62. Вдовыкин Г.П., Дубров Ю.Н., Маров И.Н. - Геохимия, 1967, 7, 859.

63. В д о в ы к и н Г.П. - В кн.: Физика планет. "Наука" Каз. ССР, 151, 1967.
64. В д о в ы к и н Г.П. - В кн.: Абиогенез и начальные стадии эволюции жизни. "Наука", М., 1968.
65. V d o v y k i n G.P. - Advances in Organic Geochim. Amsterdam, 1969.
66. D u c h e s n e J., D e p i r e u x J., L i t t C. - C. r. Acad. sci. Paris, 1964, 259, 1891.
67. D u c h e s n e J., D e p i r e u x J., L i t t C. - C.r. Acad. sci. Paris, 1964, 259, 4776.
68. D u c h e s n e J., C o r n i l P., R o a d M., D e l t o u r - L i t t C. - C. r.Acad.sci.Paris,1965,260,2879.
69. D u c h e s n e J. Biogenese. Paris, 1967, 102.
70. B o a t o G. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1954, 6, 209.
71. C l a y t o n R.N. - Science, 1963, 140, 3563.
72. В и н о г р а д о в А.П., К р о п о т о в а О.И., В д о в ы к и н Г.П., Г р и н е н к о В.А. - Геохимия, 1967, 3, 267.
73. N a g y B. et al. - Nature, 1964, 202, 228.
74. H a y a t s u R. - Science, 1965, 149, 443.
75. N a g y B. - Science, 1965, 150, 1846.
76. N a g y B. - Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 1966, 56, 389.
77. M e i n s c h e i n W.G., F r o n d e l C., L a u r P., M i s l o w K. - Science, 1966, 154, 377.
78. H a y a t s u R. - Science, 1966, 153, 859.
79. R o u y A.L., C a r r o l l B. - Nature, 1966, 212, 1458.
80. N a g y B., C l a u s G. - Advances in Org. Geochim., 1964, 109.
81. S t a p l i n F.L. Current aspects of exobiology, 1965, 77.
82. V a n L a n d i n g h a m S.L. - Nature, 1965, 208, 947.
83. T a n W.C., V a n L a n d i n g h a m S.L. - Geophys. J. Roy. Astronom. Soc., 1967, 12, 237.
84. B o t a n E.A. - Aerospace Medicine, 1965, 36, 1069.
85. T a s c h P. - Ann. N.Y. Acad. Sci., 1964, 105, 927.
86. C l a u s G., S u b a E.A. - Nature, 1964, 204, 118.
87. M u e l l e r G. - Nature, 1965, 205, 1200.
88. C l a u s G. - Ann. N.Y. Acad. Sci., 1969, 147, 365.
89. M u e l l e r G. - Nature, 1964, 204, 567.
90. D a y h o f f M.O., L i p p i n c o t t E.R., E c k R.E.- Science, 1964, 146, 1461.

91. Eck R.V., Lippincott E.R., Dayhoff M.O., Pratt Y.T. - Science, 1966, 153, 628.
92. Dayhoff M.O., Lippincott E.R., Eck R.V., Nagarajan G. Preprint, SP-3040. Washington, 1967.
93. Виноградов А.П., Вдовыкин Г.П. - Геохимия, 1969, 9, 1085.
94. Wood J.A. - Icarus, 1967, 6, 1.
95. Anders E. - Accounts of Chem. Res., 1968, 289.
96. Виноградов А.П. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, 10.
97. Zeller E.J., Dreschhoff G. Meteorite Res., Holland, 1969.
98. Gordon I.R. - Southern Stars, 1968, 22, 177.
99. Вдовыкин Г.П. - В кн.: Возникновение органического вещества в солнечной системе. "Мир", М., 1969.
100. Вдовыкин Г.П., Абызов С.С., Вдовыкина Т.И. - ДАН СССР, 1969, 189, 192.
101. Saslaw W.C., Gaustad J.E. - Nature, 1969, 221, 160.
102. Vdovykin G.P. - Nature, 1970,
108. Вдовыкин Г.П. Метеорит Каньон - Дьябло. "Наука", М., 1970.
104. Виноградов А.П. - Вестник МГУ, серия геология, 1969, 4, 3.
105. Simmonds P.G., Shulman G.P., Stembridge C.H. - J.Chromatogr. Sci., 1969, 7, 36.
106. Horowitz N.H., Bauman A.J., Cameron R.E., Geiger P.J., Hubbard J.S., Shulman G.P., Simmonds P.G., Westberg K. - Science, 1969, 164, 1054.
107. Anderson D.H. et al. - Science, 1969, 165, 1211.
108. Draffan G.H., Eglinton G., Hayes J.M., Maxwell J.P., Pillinger C.T. - Chem. Brit., 1969, 5, 296.

К.Н.Алексеева, А.В.Смирнова

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ МЕТЕОРИТА DALGETTY DAWS

Метеорит Dalgetty Daws, гиперстеновый хондрит, найден в 1941 г. в Восточной Австралии, в штате Гаскония. В 1966 г. мистером Кларком (США, Вашингтон) был передан Комитету по метеоритам АН УССР образец этого метеорита весом 223 г. Образец имеет вид полированной пластины толщиной 0,3 см, площадью ~70 $см^2$. На полированной поверхности образца невооруженным глазом хорошо видны округлые, овальные и с "размытыми" границами хондры. В большинстве случаев хондры окружены мелкими рудными включениями. Видно большое количество металлических и троилитовых включений различных размеров. Два наиболее крупных зерна троилита имеют размеры 0,5х0,7 см и 0,4х0,45 см. Цвет образца темно-серый, почти черный.

Минералого-петрографическое описание

От образца метеорита было отколото 2 кусочка и изготовлено два прозрачных шлифа.

Шлиф № I. Структура метеорита типично хондритовая. Хондрит значительно перекристаллизован - большинство хондр утратили свои очертания. Чаще других встречаются хондры колосниковой структуры, состоящие из удлиненных лейст пироксена, отороченных мелкораздробленным межхондровым веществом и мелкими вкраплениями рудных минералов. Встречена в шлифе одна сложноколосниковая хондра и одна полнокристаллическая хондра, состоящая из единого кристалла пироксена. Кристалл имеет характерную форму срезанного ромба, спайность под углом 93^0. В шлифе виден также обломок хондры микропорфировой структуры d = 0,8 мм. Размеры хондр - 0,2 - 0,9 мм. В проходящем свете видно, что почти все силикатные минералы покрыты бурыми окислами железа. Включений рудных минералов - никелистого железа, троилита, хромита - в шлифе очень много. В поперечнике встречается большое количество крупных зерен 0,I - 0,5 мм.

Шлиф № 2. Структура аналогична шлифу № I. Встречена округлая лучистая хондра, выполненная тонкими нитями ромбического пироксе-

на (гиперстена), хондра эксцентрическисложнолучистая, состоящая из нитей пироксена, овальная полнокристаллическая хондра сложена небольшими 0,03 - 0,05 мм в поперечнике видными кристаллами оливина и окружена поясом мелких рудных зернышек. Встречены обломок монокристаллической хондры, состоящей из одного кристалла пироксена, и поликристаллическая хондра - из двух кристаллов. Хорошо видна оливиновая хондра колосниковой структуры, окруженная зернами рудных минералов. Оливин в шлифах представлен изометричными зернами размером до 0,15 мм. Кристаллы бесцветные, сероватые за счет включений мелких зерен непрозрачных минералов. Хондры, состоящие из кристаллов оливина, окружены каемкой из мелкораздробленного вещества межхондрового состава. В промежуточной массе оливин встречается в виде обломков зерен, реже - в виде кристаллического агрегата. Кристаллы оливина иногда содержат мельчайшие частицы раскристаллизованного стекла. Предполагается одна хондра из стекла.

Подсчет вещества в шлифах (площадь 4,74 $см^2$) показал следующий состав: силикатные минералы - 84%; рудные минералы - 16; среди них хондры - 77; межхондровое вещество - 23%. На федоровском столике определен ромбический пироксен. По двум выходам оптических осей угол $2V = 68^0$, в другом определении $2V = 64^0$.

Спектрально определялось содержание элементов в магнитной и немагнитной фракции метеорита. На спектрограмме сильные линии дали: магний, кремний, кальций, алюминий, никель; средние: марганец, кобальт, хром, медь; слабые: цирконий, ванадий, титан, свинец, цинк, олово.

Магнитная часть отличается от немагнитной более сильными линиями железа, марганца, титана, линиями средней интенсивности кремния, магния, марганца, кобальта, слабыми линиями - хрома, алюминия, циркония.

Данные анализа показывают, что химический состав аналогичен составу подобных метеоритов. На протравленной ниталом поверхности метеорита проводились минераграфические исследования: хорошо видны зерна ярко-желтого троилита, на котором после травления появляются видманштетовые фигуры. Никелистое железо встречается в сростках с оливином, отличается в отраженном свете серым цветом с матовым оттенком. Через всю пластинку проходит жилка рудных минералов. Светло-желтый яркий пирротин медленно поддается действию азотной кислоты. Никелистое железо встречается в форме неправильных зерен, выполняющих промежутки между зернами прозрачных мине-

ралов. Очень часто никелистое железо в виде мелких вкраплений окружает хондры, образуя кольца; отражательная его способность очень высокая. Встречено никелистое железо в сростке с троилитом и пирротином.

Среди каплеобразных зерен никелистого железа обнаруживаются мелкие неправильные зернышки хромита в отраженном свете серого цвета. Троилит встречается в виде мелких зерен, размер которых колеблется от 0,01 до 0,05 мм; он оптически анизотропен, 5%-ный нитал как травитель на них не действует. При травлении 6%-ной азотной кислотой растворяется с выделением сернистого водорода.

Для метеорита Dalgetty Daws были определены следующие физические свойства: удельный вес, теплоемкость, электропроводность, общая пористость, магнитная восприимчивость, упругие свойства (скорость продольная и поперечной упругой волны, коэффициент упругости).

Удельный вес определяли в бензоле пикнометрическим методом. При этом использовались пикнометры объемом 5 $см^3$. Удельный вес исследуемого метеорита оказался высоким (среднее из 4 определений) – 3,86 $г/см^3$, что связано с высоким содержанием металла и сульфитов в метеорите.

Теплоемкость определялась методом ледяного калориметра, обеспечивающего точность до третьего знака включительно. Метод основан на определении количества льда, превращенного в воду теплотой, отданной телом при охлаждении от первоначально заданной температуры до 0^oC. Получен C_t = 0,159 кал/г. Такое значение удельной теплоемкости является низким для исследуемых нами ранее метеоритов. Очевидно, это объясняется весьма большим содержанием металлической и троилитовой фаз, обладающих низкой удельной теплоемкостью (приблизительно 0,18 – 0,14 кал/г).

Электропроводность и диэлектрическая постоянная метеорита определялись на двух пластинках (основная масса метеорита и отколотый кусок площадью 17 $см^2$). Удельная объемная электропроводность определялась методом непосредственного отклонения с применением магнитоэлектрического гальванометра. Электропроводность метеорита оказалась высокой, сравнимой с такой же величиной для метеорита Крымка, $1,1 \cdot 10^{-6}$. Диэлектрическая постоянная определялась методом биений и равна 58, что является верхним пределом значений для исследуемых нами ранее метеоритов.

Магнитные свойства. Магнитная восприимчивость (Наставление по определению физических свойств образцов горных пород, 1958) опре-

делялась на астатическом магнитометре и оказалась сравнительно высокой даже для метеорита: эта величина равна $31{,}200 \cdot 10^{-3}$. Остаточное намагничение, измеренное магнитометром "М-2" для исследуемого образца метеорита, равно $14{,}80 \cdot 10^{-3}$. Магнитные свойства этого метеорита были измерены на двух образцах, имеющихся в коллекции Комитета по метеоритам в Москве. Значения $14 \cdot 10^{-3}$ совпадают с измеренными нами.

Пористость. Определение производилось методом вдавливания ртути (Алексеева, Товаренко, 1961). Для двух образцов осколков метеорита Dalgetty Daws общая пористость оказалась различной, очевидно, за счет трещиноватости одного из участков $V_1 = 2{,}75\%$; $V_2 = 8{,}54\%$. Сравнительно низкая пористость метеорита свидетельствует о высокой степени его перекристаллизации, что подтверждается и структурными особенностями вещества.

Упругие свойства. Определение скорости продольной упругой волны ($V = 3800$ м/сек), поперечной упругой волны ($V_1 = 1400$ м/сек) и коэффициента упругости (0,69) (Алексеева, Кравец, 1967) показало, что по этому комплексу свойств метеорит Dalgetty Daws тяготеет к наиболее плотным, глубоко измененным хондритам с большим содержанием никелистого железа (до 10%; Белая Церковь, Крымка и др.).

Каменный метеорит Dalgetty Daws представляет собой оливин-гиперстеновый хондрит, плотно сцементированный, с большим количеством хондр и со значительным содержанием рудных минералов.

Литература

Алексеева К.Н., Товаренко К.А. – Метеоритика, вып. XX. Изд-во АН СССР, М., 1961.

Алексеева К.Н., Кравець В.В. – Геологічний журнал, в.2, т.XXI, 1967.

Наставление по определению физических свойств образцов горных пород. Гостехиздат, М. – Л., 1953.

А.В.Смирнова, О.П.Шаркин

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ СОСТАВЕ МЕТЕОРИТА КРЫМКА

21 января 1946 г. на территории Украины упал метеоритный дождь Крымка. За год было собрано много осколков этого метеорита. В настоящий момент в коллекции музея ИГН АН УССР имеется 71 индивидуальный экземпляр. Общий вес всего найденного вещества составляет 15544,48 г. Все экземпляры имеют неправильную форму. Некоторые напоминают форму обломка горной породы. Почти на каждом экземпляре можно различить два типа поверхности. Одна поверхность более или менее ровная, мелкозернистая, а другая - неровная со многими неглубокими регмаглиптами. Контуры регмаглиптов слабо выражены, глубина их достигает 1 - 2 мм при диаметре от нескольких миллиметров до 1 - 2 см.

Под микроскопом структура метеорита Крымка - хондритовая. Ярко выраженные хондры располагаются неравномерно в межхондровом веществе и состоят из пироксенов, оливина и стекла. Размер хондр различный - от микроскопических до нескольких миллиметров в диаметре. Непосредственными измерениями с помощью микрометрической линейки установлены следующие формы и размеры хондр: 1) эллиптические - 2,9 х 2,15 мм; 2) круглые - 0,84 и 1,38 мм в диаметре; 3) слабодеформированные - 1,01 - 0,85 мм. Количество оливиново-пироксеновых хондр подсчитано в шлифах общей площадью 5,88 $см^2$. Среднее число хондр на 1 $см^2$ составляет примерно 18.

Рудная часть в большинстве случаев неоднородна и состоит из никелистого железа и троилита. Это хорошо заметно при рассмотрении аншлифа в отраженном свете. Троилит определялся как по цвету, так и по реакции с азотной кислотой (вскипание). Структурные взаимоотношения между никелистым железом и троилитом различны. Часто оба минерала находятся совместно в виде внедрений одного из них в другой, но нередки также и изолированные включения в пироксеновой массе раздельно никелистого железа и троилита. Форма этих образований неправильная. При подсчете с помощью окулярной сетки объемное количество троилита (по двум аншлифам) в среднем составляет 10,6%. В прозрачных шлифах оливин с трудом отличается от ромбического пироксена; он обнаружен в виде скоплений кристаллов. При

измерениях на теодолитном столике 2V + 82%, что соответствует форстериту с содержанием фаялитовой молекулы около 10%. Пироксен под микроскопом с жирноватым блеском, двуосный, положительный: n = = I,678 и I,674; I,682 и I,678 (в иммерсионных жидкостях). Путем определения 2V на федоровском столике установлено, что образующий метеорит пироксен представлен энстатит-бронзитом и находится в полном соответствии с данными иммерсионного метода.

Маскелинит встречается редко. Представляя собой плавленный плагиоклаз, он слабо реагирует на поляризованный свет. В проходящем свете он прозрачный, пластинчатой формы. Измерением с помощью иммерсии установлено, что n = I,546 - I,552, интерференционная окраска очень низкая, двуосный, отрицательный.

Таким образом, минералогический состав метеоритного дождя Крымка по данным микроскопических исследований следующий: I) ромбические пироксены состава энстатит-бронзита; 2) оливин с содержанием фаялитовой молекулы; 3) никелистое железо; 4) троилит; 5) маскелинит.

Дополнить и в определенной степени детализировать имевшиеся ранее и полученные новые сведения о химическом и минералогическом составе метеоритного дождя Крымка оказалось возможным при использовании для изучения метеорита электронного микрозонда.

Микроскопические определения проводились на рентгеновском микроанализаторе типа МАР-I в лаборатории рентгеноспектрального микроанализа Института геохимии и физики минералов АН УССР. Методика рентгеновского микроанализа в настоящее время получила достаточно широкое распространение в ряде областей знаний и прежде всего для изучения различных форм твердого тела, в том числе и минерального вещества. Однако сведения об использовании этой методики для исследования космических объектов пока крайне ограничены. В этом свете проведенное изучение химического состава метеорита Крымка представляет определенный интерес, тем более, что использование для аналитических целей микрозонда позволяет не только определить химический состав, но и проследить распределение элементов в шлифе метеорита.

Для эталонирования, как правило, использовались чистые элементы (чистота порядка 99,99) и только лишь для отдельных элементов в качестве эталонов использовались химические соединения (K, Ca). Для снятия наведенного электрического заряда на поверхность анализируемого шлифа (аншлифа) наносился слой углерода. Распреде-

ление элементов исследовалось как в отдельных "точках" шлифа, так и с записи кривых распределения на электронном самописце.

Как отмечалось, минеральная структура метеорита Крымка чрезвычайно сложна: наряду со значительными по размеру участками оливина и пироксена в образцах присутствуют меньшие по размерам (порядка нескольких микрон) включения сульфидов железа, никелистого железа и других образований.

Приведенный в литературе (Сушицкий, 1948) химический состав метеорита: SiO_2 - 40,29; TiO_2 - 0,12; Al_2O_3 - 3,90; Fe_2O_3 - 0,85; FeO - 22,67; MnO - 0,71; CaO - 1,44; MgO - 21,64; P_2O_5 - 0,06; K_2O - 0,35; Na_2O - 1,10; H_2O - 0,21; S" - (8,90); NiO - 1,77; $Ni_{мет}$ - 0,02; $Fe_{мет}$ - 0,33, очевидно, является результатом определения недостаточно представительной пробы. В частности, отмечено присутствие в метеорите значительного количества хромистых образований с содержанием хрома от 2 до 40 вес.%, и притом достаточно больших размеров (до 50 и более микрон). По их составу можно полагать присутствие в метеорите хромита - хромо-магнетита. Данные по хрому в работе Сушицкого (1948) отсутствуют. Широко распространен в виде мелких (5 - 10 мм) зерен троилит состава Fe - 63,5%; Si - 36,5%. Кобальт и марганец, по-видимому, присутствуют лишь в виде примесей, изоморфно замещая другие элементы (прежде всего железо). Никель также входит, как правило, в состав железистых минералов, но отмечены чрезвычайно малые (порядка 2-3) зерна почти чистого никеля с небольшими примесями Fe - до 2 - 5%.

В ряде случаев установлено существование кальциевого минерала, по составу близкого к апатиту. Однако отсутствие количественных данных по содержанию в нем хрома и кислорода не позволяет дать однозначное заключение о его присутствии в изученных образцах.

Полученные результаты представляются интересными, однако требуют последующего изучения и других образцов метеоритного дождя. Полные данные о минеральном составе Крымки могут быть получены лишь при использовании, кроме применявшихся нами методик, других методов физико-химического анализа вещества и прежде всего фазового рентгеновского анализа.

Литература

С у ш и ц к и й П.И. Химико-минералогическое исследование каменного метеорита Крымка. - В кн.: Метеоритика, в.VI, 1948.

Дрейзин Р.Л. Падение и поиски метеоритного дождя Крымка. – В кн.: Метеоритика, в. У, 1947.

Алексеева К.Н., Смирнова А.В. Сравнительная характеристика физических свойств метеоритов, тектитов и лунной поверхности. – Геологічний журнал, в. Ш, 1968.

З.В.Соботович, А.К.Руденко, А.В.Смирнова

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР)

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЗОЛОТА В КАМАСИТЕ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО МЕТЕОРИТА

Содержание золота в метеоритах определялось многими исследователями. В металлической фазе и различных минералах железных метеоритов найдены значительные количества золота, лежащие в пределах от $nx10^{-7}$ до $nx10^{-6}$ г/г.

В табл. I приведены некоторые известные данные по содержанию этого весьма интересного в космохимическом отношении элемента.

Таблица I

Распространенность золота в метеоритах, лунных пробах и земных горных породах*/

Объект исследования	Содержание Au в 10^{-6} г/г	Объект исследования	Содержание Au в 10^{-6} г/г
Хондриты бронзитовые	0,17	Сихотэ-Алинь – грубоструктурный октаэдрит	I,I5
Хондриты гиперстеновые	0,I5	Породы Луны – тип А	0,00I6
Ахондриты	0,0I	тип В	0,0087
Хондриты бронзитовые – металлическая фаза	I,87	тип Д	0,002I
Хондриты гиперстеновые – металлическая фаза	2,32	Эклогит	2,2
Хондриты энстатитовые – металлическая фаза	2,35	Перидотит	0,2
Октаэдриты	0,96	Кимберлит	2,6
Гексаэдриты	0,64		

*/ Таблица составлена по данным: Щербаков, Пережогин (I964); Явнель (I950, I95I); Эманн, Бедекер (I968); Смалс, Маппе, Фуше (1968); Мейсон (I962).

Как видно из табл. I, в железных метеоритах содержание золота примерно такое же, как в земных ультраосновных и основных породах, на один порядок выше, чем в каменных метеоритах, и на три порядка выше, чем в лунных пробах. Для Сихотэ-Алинского железного метеорита отмечается довольно значительный разброс данных, полученных разными авторами.

Для определения содержания золота было выбрано IO образцов Сихотэ-Алинского метеорита из единого кратерного поля, взятых из одной воронки. Поэтому можно ожидать, что исследуемые образцы представляют собой осколки одного индивидуального экземпляра. От каждого образца был отпилен кусочек весом 0,I – 0,5 г, образцы упаковывались в алюминиевый блок-контейнер вместе с эталоном золота. Контейнер облучался в изотопном канале реактора ВВРК с потоком тепловых нейтронов IO^{I2} нейтрон/см^2.сек^2.

Нейтроны взаимодействуют с ядрами Au^{197} по реакции

$$Au^{197}(n, \gamma) Au^{198}.$$

Продукт реакции изотоп Au^{198} радиоактивен и распадается с периодом полураспада 2,7 дня с испусканием β-частицы и γ-кванта с энергией 4I2 кэв. Если после активации измерить энергетический спектр γ-квантов образца, то наличие в γ-спектре линий 4I2 кэв однозначно укажет на наличие золота в образце. Измеряя интенсивность γ-излучения с энергией 4I2 кэв по отношению к интенсивности эталона с известным содержанием золота, можно определить содержание золота в образце с точностью до I – 2%. Метод является весьма чувствительным. В данном случае чувствительность равна примерно 10^{-9} г/г.

После активации образцов Сихотэ-Алинского метеорита были сняты их спектры на сцинтилляционном γ-спектрометре, состоящем из датчика с кристаллом NaJ 40х40 мм и амплитудного 512-канального анализатора. Полученные результаты представлены в табл. 2, из которой видно, что найденные концентрации золота в среднем значительно меньше определенных ранее (см. табл. I) в этом же метеорите. Более того, в осколках, взятых из воронки № 22 (пробы I – IO, табл. 2), обнаруживаются вариации в распространенности золота в пределах фактора 3 (от I,9 до 5,6х10^{-7} г/г). Возникает вопрос о том, чем объяснить наблюдаемые вариации. В случае неравномерного распределения в металлической фазе золота значительный интерес представляет выяснение причин этого явления или хотя бы нахождение связи ме-

жду содержанием золота и какими-нибудь характерными особенностями метеорита или его структуры.

С этой целью проводились специальные исследования. Из образца Сихотэ-Алинского метеорита был вырезан брусок длиной 50 мм и сечением~15 - 25 мм^2 с характерным проявлением структурных особенностей. Этот брусок затем был разделен на 8 примерно равных по длине частей и в каждой части было произведено определение содержания золота. Как видно из табл. 2, наблюдается закономерное изменение содержания золота.

Таблица 2

Осколки из воронки № 22			Пробы, взятые по длине бруска		
Номер проб	Вес, г	Содержание золота, 10^{-7} г/г	Номер проб	Вес, г	Содержание золота, 10^{-7} г/г
I	0,20	4,8	II	0,I4	6,6
2	0,40	3,9	I2	0,2	5,8
3	0,46	3,9	I3	0,26	4,5
4	0,86	3,6	I4	0,45	3,8
5	0,28	I,9	I5	0,80	2,8
6	0,60	3,6	I6	I,I2	I,7
7	0,46	3,5	I7	0,92	I,9
8	0,I6	5,6	I8	0,64	2,5
9	0,35	4,0			
I0	0,86	3,7			

Рентгеноструктурный анализ показал, что все пробы представляют собой камасит (табл. 3). Определение производилось следующим образом: по длине бруска через равные промежутки (2 мм) взято на рентгеновский анализ 24 пробы.

Параметры решеток всех образцов в пределах ошибки эксперимента отвечают кристаллической структуре камасита.

В Сихотэ-Алинском метеорите крупные кристаллы камасита окружены каемкой тэнита. Учитывая полученные данные (рисунок), можно предположить, что золото за счет диффузии в процессе длительной кристаллизации железа приурочено к тэниту. Оно не может концентрироваться в шрейберзите, так как наличие этого минерала в образце № I2 (см.табл.2) не влияет на общий ход концентрации золота (рисунок).

Таблица 3

Расшифровка рентгенометрического определения камасита*/

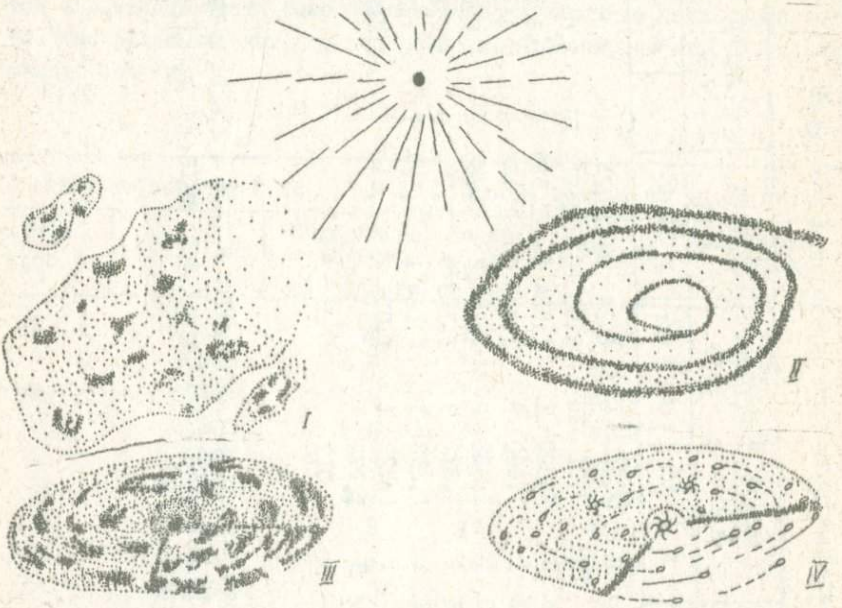
Образец № II		Образец № I2		Образец № I3		Образец № I4		Образец № I5		Образец № I6		Образец № I7		Образец № I8	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
8	2,28	8	2,24	8	2,24	8	2,24	8	2,24	8	2,24	8	2,24	8	2,24
I0	2,04	I0	2,0I	I0	2,0I	I0	2,0I	I0	2,03	I0	2,0I	I0	2,04	I0	2,02
I	I,596	I	I,584	I	I,584	2	I,820	I	I,584	I	I,584	I	I,603	I	I,584
3	I,454	7	I,442	5	I,442	I	I,660	8	I,445	7	I,445	8	I,445	7	I,442
9	I,I78	I	I,290	I	I,290	I	I,533	2	I,296	2	I,286	2	I,300	I	I,290
4	I,0I8	2	I,I73	9	I,I73	I	I,392	9	I,I78	9	I,I70	9	I,I78	9	I,I73
		7	I,0I2	5	I,0I2	I	I,253	I	I,I24	I	I,I24	I	I,I22	I	I,II6
						I	I,222	I	I,0I5	8	I,0I0	7	I,0I5	7	I,0I2
						5	I,I72								
						3	I,0I2								

*/ Параметры кристаллической решетки для № II, a = 2,874; № I2, a = 2,863; № I3, a = 2,870; № I4, a = 2,866; № I5, a = 2,866; № I6, a = 2,870; № I7, a = 2,86I; № I8, a = 2,862.

Параметры решетки камасита равны 2,864.

Возможно, что золото так же, как и железо, образовывало собственную фазу. Конденсация железа сопровождалась захватом частичек золота. Во время последующей истории метеоритного вещества эти включения золота постепенно рассасывались за счет диффузии и к настоящему времени достигли современного распределения золота в камасите, иллюстрируемого графиком на рисунке.

на стр. 60



Распределение золота в камасите Сихотэ-Алинского метеорита.

Полученные данные не позволяют сделать однозначный вывод: либо золото находилось в виде крупинок и диффундировало от периферийной части кристаллов к центру, либо диффундировало вместе с никелем к тэниту.

Конденсация метеоритного вещества непосредственно из газово-пылевого облака в настоящее время принимается большинством исследователей. Механизм этого процесса был впервые обоснован с термодинамических позиций еще Латимером в 1950 г., который показал, что металлы, образующие соединения с наиболее простой структурой, конденсируются в первую очередь, причем скорость конденсации, например железа, в миллион раз больше, чем скорость конденсации различных силикатов. Эти обстоятельства возможно и объясняют многие закономерности фракционирования элементов, следы которых запечатлены в метеоритах.

Литература

Винсент и др. Vincent E.A., Crocket J.H. The gold content of some basic and ultrabasic rocks and stone meteorites. - Studies in the geochemistry, v.II, 1960.
Сихотэ-Алинский метеорит, т. I - 2, 1958.
Смышляев С.И. - Метеоритика, 1966, 14.
Стулов Н.Н. - Метеоритика, 1960, 19.
Щербаков Ю.Г., Перожогин Г.А. - Геохимия, 1964, 6.
Явнель А.А. - Метеоритика, 1950, 8.
Явнель А.А. - Метеоритика, 1956, 14.
Эманн и др. Ehmann W.D. and Baedecker F.A. Distribution of gold and indium in meteoritic and Terrestrial Materials. Origin and Distribution of the Element, 1968.
Саенс. - Sience, 1970, 167, N 3918.

Г.Г.Воробьев
(*Комитет по метеоритам АН СССР*)

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ТЕКТИТОВ НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

Дискуссия о происхождении тектитов, в которой приняло участие несколько поколений исследователей, происходила в несколько стадий. Сначала образование этих стекол рассматривали как чисто геологический процесс и пытались найти им место в существующей систематике минералов и горных пород. Потом стали предполагать их искусственное происхождение, и, когда это мнение было опровергнуто, появились внеземные - космические гипотезы, служащие предметом обсуждения вот уж более 70 лет (Воробьев, 1960).

Рассматривая современное состояние проблемы тектитов, следует учитывать два обстоятельства. Во-первых, определение "земной" употребляют сейчас только в отношении места образования, допуская при этом участие и внеземных процессов. Во-вторых, подавляющая часть авторов (около 80%) написала, по нашим данным, только по 1 - 2 статьи, и поэтому их участие в решении проблемы часто носит случайный характер и, за исключением квалифицированного методического подхода, делаемые выводы не всегда достаточно достоверны.

Все существующие гипотезы и предположения по возможному месту образования тектитов можно разделить на земные и внеземные

(Луна и другие планеты солнечной системы, Солнце, межзвездное или межпланетное вещество); по источнику - на магматические, метеоритные, астероидные, кометные; по механизму образования - на вулканические, взрывные, импактные (удар космического тела, разряд молнии). Все три аспекта дают достаточно много сочетаний, служащих в настоящее время предметом большего или меньшего внимания. При этом одни авторитетные авторы придерживаются (или придерживались) строго определенных взглядов по этому вопросу, а другие стараются занимать объективную позицию, критически оценивая каждую из существующих гипотез и меняя свои суждения по мере появления новых фактов.

Самой давней космической гипотезой является метеоритная. Вполне логично, что в конце XIX в., когда рассеялись последние сомнения по поводу космического происхождения метеоритов, тектиты также стали считать метеоритами, вернее, их самостоятельным классом. Этого мнения придерживались Ф.Зюсс, А.Лакруа, Ф.Гануш, и до сих пор в некоторой части публикаций тектиты именуются "стеклянными метеоритами" или "метеоритным стеклом". Вместе с тем сейчас появилась возможность рассматривать тектиты в качестве продуктов магматической дифференциации, замыкающих генетический ряд: сидериты - хондриты - ахондриты - тектиты. Таким образом, если собственно метеориты могут представлять собой внутренние части разрушившейся планеты, то поверхностная оболочка дала бы начало кислым стекловатым обломкам - тектитам (Давиль, 1964). Совсем недавно метеоритная гипотеза была возрождена в "перлитовом" варианте, рассматривающем тектиты в качестве перлитовых метеоритов, принявших в земной атмосфере форму шаров, как это характерно для некоторых вулканических стекол земного происхождения (Классен, 1967).

Но в общем к этой гипотезе в последнее время прибегают все реже и реже, за исключением тех случаев, когда авторы без достаточных оснований под термином "метеориты" понимают любые наземные объекты внеземного происхождения, в том числе и гипотетические. Главным препятствием, мешающим рассматривать тектиты в качестве обычного класса метеоритов, являются необычные условия их поступления на Землю: через большие интервалы времени (порядка миллионов лет), в виде роев, под небольшими углами к горизонту, с образованием широких полей рассеяния.

Пожалуй, наиболее популярной до последних дней являлась

лунная гипотеза*/. Доказательство незначительного космического возраста тектитов (время их нахождения в космическом пространстве), не превышающего для отдельных групп десятки тысяч - двух миллионов лет, делает более вероятным околоземной источник их образования, и в этом отношении Луна занимает вполне выгодную позицию.

После работ Р.Фербека, Г.Линка, Г.Найнинджера и Н.Варсавского, допускавших и обосновывавших вероятность попадания лунного материала на Землю, лунная гипотеза получила дополнительное обоснование в статьях Дж. О'Кифа и др. При этом параллельно развивались два варианта образования тектитов на Луне: при вулканических извержениях и в результате удара космических тел - метеоритов, астероидов или комет (О'Киф,1964, 1966; О'Киф, Адамс, 1965; Соботович и др., 1967). Физические условия образования (в практическом вакууме и безводной среде) и расчеты аэродинамической абляции также в целом не исключают возможность лунного генезиса. Что касается несоответствия между кислым составом тектитов и основным характером известных нам теперь пород лунной поверхности, то это при желании можно объяснить механизмом глубокой дифференциации лунного вещества при тектитообразовании и кислым составом глубинных пород Луны, которые могут близко подходить к поверхности в районах "морей" и больших цирков. Во всяком случае, наиболее слабой стороной лунной гипотезы является все-таки механизм компактизации тектитного роя с направленной транспортировкой к определенному участку земной поверхности.

Следующая по значимости - земная импактная гипотеза, предусматривающая образование тектитов на Земле в результате удара больших космических тел. Родоначальником метеоритного варианта этой гипотезы является Л.Спенсер, который впервые предположил генетическую связь между метеоритными импактитами и тектитами. В действительности, несмотря на некоторое сходство, эти объекты никогда не достигали даже приблизительной тождественности (Воробьев, 1968). Поэтому со временем стал чаще рассматриваться астероидный вариант. При этом некоторые авторы приводят довольно сложные, но мало убедительные расчеты, чтобы доказать, что тектиты образуются на основе некоторой стандартной смеси земных горных пород. В других работах делаются попытки увязать существующие тектитные

*/ Исследования лунного вещества, доставленного "Аполлоном-II" доказали несостоятельность лунной гипотезы происхождения тектитов (прим. ред.).

поля с известными гигантскими кратерами и местами находок природных силика-глассов. Приведем некоторые из этих генетических пар: молдавиты - кратер Нердлингер-Рис в ФРГ; тектиты Берега Слоновой Кости - кратер Босумтви в Гане и импактиты Ашанти в Западной Африке; австралиты - кратер на Земле Уилкса в Антарктиде (открытый под ледниковым щитом по геофизическим данным) и дарвиново стекло (тасманит); североамериканские тектиты - кратер Клерватер-Лейкс в Канаде и ливийское стекло (О'Киф, 1966; Флейшер и др., 1965).

Родоначальник кометного варианта земной импактной гипотезы - американский астроном Г.Юри. Как известно, в состав ледяного ядра комет входит незначительное количество твердых составляющих, и поэтому их вклад в тектитное вещество мог бы быть меньшим, чем это необходимо в случае метеоритного или астероидного варианта. Факт открытия в тектитах железо-никелевых шариков с типичными космогенными минералами камаситом и шрейберзитом (О'Киф, 1966; Воробьев, 1959) вполне подтверждает этот тезис.

Общий недостаток земной импактной гипотезы - необоснованный механизм гомогенизации разнородного земного материала при плавлении, что опровергается существующими данными (Воробьев, 1968). При этом следует учитывать, что теперь, как известно, все группы тектитов включают не только застывшие и подвергшиеся деформации стеклянные капли, но также и блоки первоначального и такого же однородного стекла (тип Муонг-Нонг). Поэтому исследователи пытаются решить возникшую задачу, исходя из пологой траектории полета продуктов взрыва, которые в известных случаях могут стать временными спутниками Земли и оплавиться во время прохождения ими перигея (Барнс, 1961; Чапмен и др., 1967), либо из навесной траектории, по которой продукты взрыва выбрасываются на расстояние до нескольких диаметров земного шара и возвращаются назад, ограничивая расстояние от места взрыва до поля рассеяния несколькими сотнями или тысячами километров (О'Киф, 1966). Последний вариант вызывает, пожалуй, особенное возражение в связи с необходимостью образования взрывного вакуума и канала, проводящего продукты сквозь атмосферу и в компактном состоянии возвращающего их обратно.

Поэтому в последнее время астрономы и геологи стали отдавать предпочтение кометной гипотезе (Давильe, 1964; Соботович и др., 1967). С этой гипотезой согласуются концентрическая структура полей рассеяния тектитов по данным изучения их состава и физических свойств (Воробьев, 1960б; Барнс, 1964, 1968), а также наложенный

характер этих полей в пределах Индо-Австралийского региона. Однако при этом недостаточно убедительно объясняется процесс разделения кислого и основного вещества, хотя Э.В.Соботович (1970) полагает, что кометы могут явиться носителями более кислого вещества по сравнению со среднеметеоритным.

В 1958 г. В.Барнс (1958) опубликовал логическую таблицу, собрав все факты за и против существующих гипотез происхождения тектитов. Затем эту работу повторил Г.Гаукинс (1963). Нами была проведена более глубокая статистическая обработка литературных данных на ЭВМ (Воробьев, 1965) и в настоящее время проводится стандартное описание музейных образцов тектитов, включающее 280 объективных внешних признаков, сгруппированных по 4-разрядной схеме локальной десятичной классификации, с параллельной обработкой результатов на суперпозиционных перфокартах и ЭВМ. Эти данные в сочетании со всеми имеющимися в настоящее время фактическими данными о свойствах тектитов позволяют представить себе следующий механизм их образования и последующей эволюции (*таблица*).

Этап	Процесс	Термодинамический режим
Планетарный	Образование кислого гомогенного стекла	Сильный продолжительный нагрев и медленное охлаждение под большим давлением
Импактный взрыв	Отделение блоков стекла и жидких капель-пузырей, контаминированных основным веществом и битумом	Сильный короткий нагрев при большом давлении
Межпланетный	Вторичное формообразование: вытягивание или уплощение сфер	Относительно быстрое охлаждение
Атмосферный	Напряжение структуры и дробление с третичным формообразованием	Поверхностный нагрев оплавлением, селективным испарением
Геологический	Дробление, шлифовка	Атмосферный

Исходное прототектитное вещество было достаточно гомогенным, о чем свидетельствует состав тектитов, дисперсия которого очень незначительна по сравнению с изверженными и тем более осадочными породами на Земле. Учитывая вязкостные и другие свойства, возникновение состояния гомогенности можно объяснить длительным высокотемпературным нагревом и большим давлением, сопровождающимися потерей летучих компонентов и воды. Если допустить, что бадделеит в тектонитах образовался путем разложения циркона, то температура этого процесса должна, по-видимому, превышать 2550°С (О'Киф,1966).

Взрывы в условиях вакуума приводили к отторжению от субстрата блоков (тектиты типа Муонг-Нонг), а также капель жидкого расплава в виде больших пузырей. О взрывном характере этого процесса (удар, сопровождающийся коротким, но сильным нагревом) свидетельствуют наличие коэсита, существенно углекислый состав газовых включений (если проводить аналогию с вулканическими процессами эксплозивного характера на Земле), преобладание закисного железа над окисным, магнитные и некоторые другие свойства (Воробьев, 1968). На то, что блоки и капли образовались в одно и то же время, указывает ряд физических свойств, измеренных В.Барнсом (О'Киф, 1966), в частности форма газовых включений. Если полые стеклянные сферы образовались в земной атмосфере из блоков, что очень трудно себе представить, принимая во внимание кратковременность этого процесса, то они должны были унаследовать все свойства блоков или по крайней мере последовательно изменить их. Между тем тектиты Муонг-Нонг содержат газовые включения эллиптической формы, тогда как тектиты нормального типа обычно имеют только сферические включения, которые в процессе вторичного или третичного формообразования становились эллиптическими. Об условиях вакуума свидетельствует не только необычная первичная форма, но и крайне низкое давление в газовых включениях. И еще одна особенность при взрыве: контаминация основным (метеоритным?) веществом и битумом. По нашим данным, присутствие железо-никелевых включений сопровождается повышенным содержанием химических элементов основного ряда при значительной количественной дисперсии (Воробьев, 1968). Битуминозные включения, по-видимому, не сингенетичны прототектитному веществу; в противном случае,они разложились бы при нагревании и обогатили состав газовых включений. Они также не эпигенетичны по отношению к тектитам, так как большое давление при образовании стекла изменило его структуру и сделало стойким по отношению, например, к обводнению в земных условиях (Воробьев и др., 1968).

По Г.Бейкеру (О'Киф, 1966), взрывы обусловливали равное вращательное движение полых форм, которые в процессе полета приобретали вторичные – сплющенные или вытянутые формы. Статистическое соотношение между этими формами является разным для различных территориальных групп тектитов, что указывает на повторяемость взрывных явлений на основе может одного вещественного источника.

Тектиты поступали на Землю в виде роев со скоростью порядка 10 км/сек под небольшими углами к горизонту, что допускает вероятность их временного существования в качестве спутников Земли. В верхних слоях атмосферы тектитное вещество подвергалось повторному нагреву, более значительному с поверхности индивидуальных экземпляров, в результате чего стекло в этих местах приобрело характерное напряжение структуры, постепенно уменьшающееся к центральным частям и в целом отсутствующее в обломочных формах типа Муонг-Нонг (а также, между прочим, в метеоритных импактитах). Радиальные и концентрические формы сколов впервые описаны Г.Кенигсвальдом на примере тектитов Индонезии. Для молдавитов нами описаны исключительно плоские сколы, строго перпендикулярные удлинению образцов. Одновременно с дроблением происходил процесс поверхностного размягчения с образованием элементов абляционного и дегазационного скульптурообразования. Дальнейшее развитие этого процесса приводило к полному размягчению и деформации вторичных форм, превращая их в третичные формы – изогнутые и крученные. При этом резче проявлялось флюидальное строение, а сферические газовые включения становились эллиптическими. О том, что процессы дробления и размягчения накладывались один на другой, говорят описанные нами факты всех стадий развития абляционной скульптуры на поверхностях сколов.

Тектиты выпадали в виде дождей, образуя поля рассеяния площадью от десятков тысяч до миллионов квадратных километров с плотностью, обратно пропорциональной этим площадям. Подобные акты происходили неоднократно в течение геологической истории Земли, во всяком случае не менее 4 раз. При непосредственной близости поля могли накладываться одно на другое.

Каждое поле имеет по физическим и химическим свойствам концентрическое или близкое к таковому строение, не отвечающее петрографической и петрохимической картине данного региона. В целом каждое поле настолько отличается от других полей по ряду признаков (формы, скульптура, развитие процесса дробления, физические свойства, химический состав), указывающих на отличные условия об-

разования и эволюции, насколько обнаруживает с ними в совокупности много общего, позволяя противопоставлять тектиты, с одной стороны, всем геологическим объектам, с другой - известным классам метеоритов, а также метеоритным импактитам.

После выпадения тектиты вели себя как рядовые геологические тела и в зависимости от возраста и местных геоморфологических условий подвергались большему или меньшему перераспределению вместе с другими обломочными объектами, концентрируясь в низинных участках, а в фациальном отношении - в молодых песчаных и песчано-галечных отложениях. Интенсивная геологическая транспортировка приводила к частичному дроблению, нивелированию скульптуры, сопровождающимся уменьшением интенсивности столь характерного для тектитов блеска; и в конечном счете в галечных слоях и в почве тектиты могут не отличаться от обычной гальки. Фактор коррозионного воздействия, по нашим данным, проявляется в незначительной степени.

Описанный механизм для проверки существующих и построения новых гипотез происхождения тектитов приближает нас еще на один шаг к решению столь давно существующей проблемы.

Литература

Барнс. Barnes V.E. Variation of petrographic and chemical characteristics indochinite tectites within their strown-field. - Geochim. et cosmochim. acta, 1964, 28.

Барнс. Barnes V.E. Tektites. - Scient. Amer., 1961, 205, 5.

Барнс. Barnes V.E. Petrography of new tektite localities in Thailand and Philippines. XXII Intern. geolog. congress, 1968, 13.

Барнс. Barnes V.E. Properties of tektites pertinent to their origin. - Geochim. et cosmochim. acta, 1958, 14,4.

Воробьев Г.Г. Проблема тектитов и силика-глассов. - В кн.: Метеоритика, вып. 19, 1960.

Воробьев Г.Г. О геолого-минералогических аспектах природы тектитов. - В кн.: Метеоритика, вып. 28, 1968.

Воробьев Г.Г. Новые данные о тектитах. - ДАН СССР, 1959, 128, 1

Воробьев , Петерсильев И.А., Павлова

М.А. Исследование дисперсного битуминозного вещества в тектитах. - В кн.: Метеоритика, вып. 28, 1968.

Воробьев Г.Г. О химическом составе тектитов в связи с проблемой их происхождения. - Геохимия, 1960б, 5.

Воробьев Г.Г. Химия тектитов в связи с их космическим происхождением. - Тез. докл. на XX Междун. конгр. по теорет. и прикл. химии. Секция С. М., 1965.

Гаукинс. Hawkins G.S. Study of tektites. - J. Geophys. res., 1963, 1968, 3.

Давильье. Dauvillier A. Sur l'origin cosmique des tectites. - Compt. rend. Acad. sci., 1964, 258, 19.

Классен. Classen J. Entstehung der Tektite. - Sterne, 1967, 7-8, 43.

О'Киф, Адамс. O'Keefe J.A., Adams N.W. An explonation of tektite chemistry in terms of lunar and flows. - Trans. Amer. geophys. union, 1965, 46, 1.

О'Киф. - ред., сб. Тектиты. Пер. с англ. М., "Мир", 1966.

О'Киф. O'Keefe J.A. Tektites and impact fragments from the Moon. - Scient. Amer., 1964, 210, 2.

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

Соботович Э.В., Флоренский К.П., Воробьев Г.Г. Происхождение тектитов. - Природа, 1967, 8.

Флейшер и др. Fleischer H.L., Price P.B., Walker R.N. On the simultaneous origin of tektites and other natural glasses. - Geochim. et Cosmochim. acta, 1965, 29, 3.

Чапмен и др. Chapman D.R., Cault D.E. Critique of "Cometary impact and the origin of tektites". - J. Geophys. res., 1967, 72, 10.

Э.В.Соботович, М.М.Шац, А.В.Смирнова, К.Н.Алексеева

(Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Радиевый институт)

МИНЕРАЛОГИЯ, РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ И ВОЗРАСТ ЛУННЫХ ПРОБ "АПОЛЛО-II"

В настоящий обзор (Science, 167, 1891-8, 30 января 1970 г.) вошли почти все работы, посвященные минералогии, распространенности элементов и определениям радиологического возраста лунных

проб (свинцовый, стронциевый, аргоновый и гелиевый методы), доставленных экипажем "Апо́лло-II". Обзор открывается вводной статьей Арнольда и др., дающей представление обо всем комплексе исследований лунного материала. Она излагается почти без сокращения и с некоторыми добавлениями.

Как известно, первые пробы с Луны были доставлены на Землю 24 июля 1969 г. космонавтами Армстронгом, Олдричем и Вином. До этого наши знания о космическом веществе ограничивались метеоритами. В отличие от метеоритов лунные пробы взяты с планетарного объекта, причем известно место взятия. Пробы изучались большим отрядом ученых (около 500 человек) из 9 стран.

Риголит Моря Спокойствия представляет собой слой фрагментарных осколков толщиной 3 - 6 мм. Толщина риголита и экспозиционная история его составных фрагментов может быть сопоставлена при помощи относительно простой модели по наблюдаемым строениям кратеров.

Пробы из лунного Моря Спокойствия состоят из изверженных пород базальтового состава, микробрекчий, механически перемешанных с лунной "почвой" и небольших фрагментов пород, собранных в слипшиеся куски. Почва представляет собой смесь различных кристаллических и стеклянных фрагментов с различной, весьма примечательной формой. Она также включает обломки железных метеоритов. Многие из поверхностных пород несут следы эрозии за счет сверхскоростных ударов (по-видимому, метеоритов).

Исследование поверхностных стеклянных объектов, которые сами образуются за счет импактных процессов, показывает, что в них находятся микроскопические кратеры ($d \sim 10\mu$). Эти кратеры возникли в результате удара мельчайших высокоскоростных частиц. Импактные процессы сопровождаются локальным плавлением, скалыванием, выпариванием и конденсацией.

Кристаллические породы имеют типично изверженную структуру от мелко- до крупнозернистой. Наиболее обычные минералы: пироксен, часто высокозонный, богатый железом, плагиоклаз, ильменит, оливин и кристобалит. Найдено три ранее неизвестных минерала: пироксманганит (триклинпироксеноподобный минерал), ферропсевдобрукит и хромтитановая шпинель. Свободное металлическое железо и троилит, крайне редкие на Земле, являются обычными акцессорными минералами в изверженных породах Луны. Следов гидротермальных изменений минералы не несут. Лабораторные модельные эксперименты показывают,

что лунные минералы могли образоваться в восстановительной среде при давлении кислорода 10^{-13} атм. Это на 5 порядков ниже, чем в случае земной базальтовой магмы. Температура плавления для 98% первичных изверженных кристаллов лежит в пределах 1210 - 10600°С. Некоторые начинают плавиться при 950°С. Интерстиционный расплав (при 950°С) богат калием и алюминием. Расчеты показывают, что плотность лунной магмы была на порядок ниже земной базальтовой магмы.

Химический состав всех изверженных пород более или менее однороден, за исключением калия, рубидия, цезия, урана, тория и бария. В тонкозернистых породах этих элементов больше, чем в крупнозернистых. Все породы содержат необычайно высокие концентрации титана, скандия, циркония, гафния, иттрия и трехвалентных редкоземельных элементов и низкие концентрации натрия. Поразительная особенность - низкое содержание европия по сравнению с другими редкими землями. Отмечается также нехватка летучих, таких как висмут, ртуть, цинк, кадмий, таллий, свинец, германий, хлор и бром, относительно их распространенности в солнечной системе.

Состав почвы и брекчий подобен, но отличается от изверженной породы и явно произошел из других, отличных от тех базальтов, которые исследовались. Почвы обогащены никелем и летучими элементами (кадмием, цинком, серебром, золотом, медью и таллием), что встречается в углистых хондритах. Это обогащение связывается с наличием метеоритного материала в почве.

Многие элементы такие, как калий, рубидий, цезий, хлор и таллий, гораздо меньше распространены в названных выше объектах, чем в земных кристаллических породах. В земных породах эти элементы обогащают продукты магматической дифференциации. Длительные процессы обогащают земную кору этими элементами. Низкая распространенность этих элементов в лунных породах, дериватированных из остаточного лунного расплава, указывает на то, что в целом Луна обеднена рядом летучих элементов. Возможно, что лунный материал отделялся от небулярной пыли при температуре 1000°С и выше.

Химизм магматических расплавов предполагает, что высокая распространенность титана, отделение европия от других редкоземельных элементов и отделение бария и стронция обусловлены тем, что этот расплав представляет собой конечный продукт широкой фракционной кристаллизации. Альтернативой, но менее вероятной, может быть то, что эти расплавы были обусловлены частичным плавлением и последующей сегрегацией расплава в лунных недрах.

Исследованные лунные базальты имеют плотность выше средней плотности Луны, следовательно они не могут являться представительным материалом средней Луны. Базальты образовались 3,7 млрд. лет назад (A) и (Sr-методы). Этот возраст поддерживается U-Th и U-Pb датированием. Следовательно, базальты образовались через I млрд. лет после образования Луны*/.

Единичные фрагменты имеют возраст 4,4 млрд. лет, что указывает на различный возраст различных участков Луны. Некоторые пробы почв и брекчий имеют конкордантный возраст (Pb-U-Th и Rb-Sr) в 4,6 млрд. лет, что, по-видимому, указывает на время образования лунной коры.

Все исследования свидетельствуют о том, что материал поверхности Луны есть продукт значительной геохимической и петрологической эволюции. Таким образом, древняя поверхность планеты создает нам картину раннего этапа истории Земли.

Оптические свойства почв согласуются с телескопическими наблюдениями, указывая на то, что тонкий слой почвы должен покрывать всю Луну. Спектральные наблюдения согласуются с присутствием железа, которое очень неравномерно распределено на лунной поверхности. Изменения диэлектрических констант почвы согласуются с радиолокационными обследованиями Луны и предполагают, что верхние слои Луны электрически прозрачны. Измеренная нормальная проводимость указывает, что вариации температур могут распространяться не глубже, чем на I м лунной почвы. Термолюминесценция двух кусков показала, что имеются существенные вариации в температуре ниже 12 см от поверхности.

Интерпретация сейсмических исследований требует знания свойств материала Луны. Лабораторные исследования P и S волн показывают, что их скорость быстро меняется с давлением до величины, подобной для земных пород при 5 кбар. Ослабление звуковых волн уменьшается с давлением. Скорости при высоких давлениях согласуются с теми, которые наблюдались в сейсмических экспериментах "Апо́лло-I2". Отчетливое увеличение скорости и уменьшение ослабления с давлением предполагает возможность существования сейсмического волновода в небольших глубинах Луны.

Сейсмограф, установленный Армстронгом и Олдричем и работав-

---

*/ Как мы увидим дальше этот вывод Арнольда и др. был основан на предварительных экспериментах и не подтверждается более детальными исследованиями (прим. ред.).

ший 21 день в Море Спокойствия, выделил среди сильных сигналов, произведенных лунным модулем "Апóлло-II", небольшие сигналы, вероятно, естественного происхождения. Кроме того, отмечались длительные колебания, которые интерпретируются как следствие ударов метеоритов или поверхностных лукотрясений. Эти сигналы по характеру могут быть отнесены к взрывным. Естественный фоновый шум намного меньше, чем на Земле, и лунная тектоника, если есть ее проявление вообще, чрезвычайно низкая.

В кристаллических породах и брекчиях найдена природная остаточная намагниченность. Возможно, что древняя Луна имела магнитное поле, составлявшее несколько процентов от земного. Поле, существовавшее 3,7 млрд. лет, могло быть результатом движений жидкостей в глубинах Луны под действием земного поля, в то время как расстояние между Луной и Землей было намного меньше, чем сейчас, или в результате каких-либо иных причин.

Поскольку на Луне нет атмосферы, ее поверхность представляет собой мишень, бомбардируемую солнечной и галактической радиацией. Лунные пробы ценны с точки зрения изучения низкоэнергетической слабопроникающей радиации. Более того, лунные пробы обеспечивают нас газами солнечного ветра. Изотопный состав и относительная распространенность определенных элементов на Солнце (солнечный ветер) могут быть установлены непосредственными экспериментами. Распространенность водорода и благородных газов в лунных пробах дает верхний предел содержания дейтерия и оценку величины He^3/He^4. Эти данные помогут понять эволюцию Солнца. Точный состав инертных газов позволит лучше понять эволюцию земной атмосферы из более примитивного материала Солнца.

Изучение ядерных треков и индуцированной радиоактивности ясно указывает на эффект бомбардировки частицами солнечных вспышек (так же, как и галактическими космическими лучами) и свидетельствует о практическом постоянстве излучения. Внедрившиеся частицы солнечного ветра в брекчии и мелкие частицы почвы указывают на то, что исследуемые зерна пород сейчас лежат ниже (экранированы), чем раньше, когда они экспонировались лучше. Изучение ядерных треков подтверждает внедрение редких газов солнечного ветра. Эти исследования также показывают, что скорость эрозии лунной поверхности около 10^{-7} см/год. Распространенность космогенных изотопов свидетельствует о том, что некоторые породы, взятые в нескольких сантиметрах от поверхности, погребены там 10 млн. лет назад, а находящиеся на

глубине I или 2 м, по крайней мере 500 млн.лет назад, подвергались облучению космическими лучами.

Существование сложных органических соединений во внеземном материале имеет большое значение для выяснения вопроса о происхождении жизни на Земле и других планетах. Поиски таких важных протобиологических соединений, как пуррины и порфирины, проводились на высоком техническом уровне, но безрезультатно (обычная чувствительность менее 10^{-7}%). Замечены были лишь загрязнения от лунного модуля и земных контейнеров. Содержание углерода в почвах, брекчиях и магматических породах составляет 50 - 250·10^{-7}%. Наивысшие концентрации встречаются в тонкозернистых разностях почвы, наинизшие - в магматических породах. Немного метана и окиси углерода было выделено кислотной вытяжкой, однако основная масса углерода выходила при нагревании выше 800°С в вакууме в виде CO и CO_2. Концентрации углерода находятся на одном уровне с теми, которые наблюдаются в солнечном ветре. Был найден графит, но точная природа основной массы углерода остается неясной.

Микропалеонтологические исследования однозначно дают отрицательный результат.

Представленные результаты не решают проблемы происхождения Луны, однако они апробируют существующие теории. Например, если Луна образовалась из Земли, можно утверждать, что это отделение имело место ранее $4{,}8 \cdot 10^9$ лет назад. Более того, эта гипотеза должна объяснить и распространенность элементов на Луне, отличную от земной.

Минералогия лунных пород

Лунные образцы, доставленные "Аполло-II", имеют общий вес 22 кг, из которых II кг - это обломки породы около I см в диаметре, а II кг - мелкораздробленный материал. Все эти образцы могут быть разделены на 4 группы:

I) тип А - хорошо ограненные кристаллические изверженные породы;
2) тип В - среднезернистые пористые изверженные породы;
3) тип С - брекчия;
4) тип Д - мелкозернистые пылеватые породы.

Термин "породы" применяется к обломкам более чем I см в диаметре, а остальные называются "мелкозернистые". Породы содержат парагенетические минеральные образования и газовые пустоты, что указывает на кристаллизацию пород из расплавов.

Породы типа А состоят из таких минеральных компонентов: I) клинопироксен - 58%; 2) плагиоклаз - 27%; 3) темноцветные (больше ильменита, меньше хромита, самородного железа) - 18%; 4) остальные полупрозрачные составляющие - 2%; 5) немного оливина. Эти породы больше всего похожи на некоторые оливинсодержащие базальты.

Темные породы типа В имеют неправильные пустоты. Текстура гранулитовая, в общем похожа на текстуры микрогаббро и земных базальтов. Размеры зерен в породах типа В варьируют от 0,2 до 3,0 мм. Минералогический состав следующий: I) клинопироксен - 46%; 2) плагиоклаз - 31%; 3) темноцветные (ильменит) - 11%; 4) низкий кристобалит - 5%; 5) другие - 4%. Оливин не присутствует в этой породе и в других подобных ей. Три главнейших минерала обнаружены во всех породах: клинопироксен, кальциевый плагиоклаз, ильменит.

Тип С - это брекчии. Все исследуемые брекчии - смесь обломков различных типов пород, цвет их изменяется от серого до темно-серого; встречаются обломки пород белого, светло-зеленого и коричневато-зеленого цвета. Большинство брекчий являются хорошо ограненными, размер обломков меньше I см в диаметре, в большинстве случаев 0,5 см. Встречено небольшое количество окатанных образцов. Обломки состоят либо из пород или минералов, подобных описанным выше, либо сильно девитрифицированных пород. Некоторые брекчии содержат обломки кристаллов более 3 мм в диаметре, указывая таким образом на то, что на Луне существует больше видов (разновидностей) кристаллических пород, чем было доставлено. Самые мелкие обломки брекчий имеют серый цвет и состоят преимущественно из частичек стекла (неправильной формы и округлых). Некоторые брекчии очень слабо консолидированы и являются мягкими и сильно выветрившимися.

Химический анализ образцов лунных пород (табл. I) установил низкое содержание кремния, уникальное содержание титана, низкую окислительную среду. Состав прозрачных минералов указывает на то, что они образовывались в системе, где давление кислорода составляло примерно 10^{-13} атм (в земных базальтах 10^{-6} атм). Экспериментальные условия восстановления подтвердили, что кристаллизация проходила приблизительно при температуре от 1140 до 1070°С. Богатый железом пироксмангит, фаялит и геденбергит встречается в микрогаббро. Ферропсевдобрукит отличается от ильменита содержанием рутила, а хромшпинелиды встречаются в ферробазальте.

Интересные результаты получены при исследовании редкоземельных элементов в минералах Луны. В пироксене, в плагиоклазе и темноцвет-

Таблица I

Химический состав минералов лунных проб (вес. %)

Окислы	Анализы						
	A	B	C	Д	E	F	У
SiO_2	45,6	56	62	78	46	54	43
Al_2O_3	0,8	2	0,85	I,2	0,6	I,0	I0
CaO	I,I	I9	23	I8	24	I7	I0
FeO	45,9	I4	3	2,4	5	I0	I9
MnO	0,6	0,3	-	0,2	-	-	0,4
K_2O	0,6	I	0,I	0,2	0,7	4	6,5
MgO	5,9	8	9	2,I	I5	I4	9,7
Na_2O	0	I,4	I,7	0,5	I	0,I	0,5
TiO_2	0	0,9	2,8	5,5	0,06	0,02	0,I6

Также Cr_2O_3~0,4; ZrO_2 - 0,I6.

А - пироксмангит; В - девитрифицированные стекла в обломках ферробазальтовых брекчий; С - девитрифицированные стекла в ферробазальте; Д - синтетическое стекло, используемое для экспериментов расплавления; Е - девитрифицированные стекла плагиоклазового витрофира; F - стекло (70%) оливинового витрофира в брекчии; У - синтетическое стекло.

ных минералах найдены церий, европий, самарий, гадолиний, лютеций и др. (табл. 2).

Распространенность элементов

Редкоземельные элементы

Содержание и распространенность редкоземельных элементов (РЗЭ) в образцах лунных пород производилось нейтронно-активационным и масс-спектрометрическим (при изотопном разбавлении) методами. Данные исследования в сравнении с метеоритами и земными горными породами приведены в табл. 8. Анализируя их, можно сделать следующие выводы:

а) максимальное количество РЗЭ в ряде лунных образцов приходится на *кристаллические лунные породы по данным одних авторов и*

Таблица 2

Распространенность редкоземельных элементов в минералах

(данные представлены в единицах $x10^{-6}$ *г/г)*

Минералы	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
Проба 44.24									
Пироксен	33,3	29,9	I2,6	0,93	I6,8	2I,3	I2,7	II,6	I,85
Плагиоклаз	I8,5	I5,0	4,34	4,79		4,43	3,04	2,54	0,40I
Темноцветные	33,3	27,2	8,84	0,345		I3,6	9,64	II,8	2,06
Проба 62.29									
Пироксен	I3,0	I7,3	7,7I	0,768	9,7	I3,8	8,I4	7,57	I,I9
Плагиоклаз	9,I9	6,75	2,0	2,75		2,56	I,32	I,29	0,20
Темноцветные	20,2	I7,9	6,42	0,539		9,33	6,04	7,02	I,24

Таблица 3

Распространенность редкоземельных элементов ($x10^{-6}$ г/г)

Элемент	Тип А	Тип В	Тип С	Тип Д	Габбро-лунные	Лунные стеклянные шарики	Лунные грубозернистые кристаллической породы	Базальт лунный	Базальт земной	Метеорит Ангра дос Рейс
La	11-35 [14] ср. 26	6,7-23 [9] ср. 14	13-24 [13] ср. 19	16-22 [6] ср. 19	12-24 [3] ср. 12,7	27	7,9-13,8 [4] ср. 12,1	7,7	20,4-15 [2]	10
Ce	34-107 [11] ср. 77	22-80 [6] ср. 53	42-78 [12] ср. 52	46-79 [5] ср. 53	48-86 [3] ср. 70		26-47 [4] ср. 39	47	61	
Pr	8,7-22 [4] ср. 15,1	7,8-20 [3] ср. 13	12-13 [2] ср. 12	5,3-9 [2] ср. 7,1						
Nd	43-120 [8] ср. 70	40-72 [6] ср. 59	35-82 [8] ср. 58	37-46 [5] ср. 41			24-41 [4] ср. 35			
Sm	14-28 [10] ср. 21	8-23 [7] ср. 16	8-24 [12] ср. 15	8-14 [8] ср. 12	10-18 [3] ср. 15	13	10-17 [3] ср. 13	8-18 [3] ср. 14	15,9	8
Eu	1,6-2,3 [11] ср. 1,9	1,5-3,0 [9] ср. 2,1	1,6-2,5 [12] ср. 1,9	1,7-2,0 [8] ср. 1,9	1,8-3,0 [3] ср. 2,6	2,1	2,6-1,6 [4] ср. 2,0	1,5-2,5 [3] ср. 2,0	4,05	2,0
Gd	17-31 [11] ср. 27	16-29 [8] ср. 19	17-24 [6] ср. 21	15-20 [4] ср. 17			13-23 [4] ср. 18		22	
Tb	3,5-6,8 [8] ср. 4,8	2,1-5,4 [7] ср. 3,8	3,6-6,0 [4] ср. 4,6	2,8-3,6 [3] ср. 3,3		5			3,6	2

186

Продолжение табл. 3

Dy	23-45 [12] ср. 36	14-39 [8] ср. 25	18-41 [12] ср. 25	17-26 [6] ср. 21	22-36 [3] ср. 31	21	16-27 [4] ср. 21	18-37 [3] ср. 29	25	12
Ho	5-10 [11] ср. 8	2-9 [9] ср. 5	4-10 [6] ср. 6	4-6 [5] ср. 5		5			4,5-5,5 [2]	3,5
Er	12-35 [11] ср. 21	9-36 [8] ср. 17	11-30 [8] ср. 17	9-15 [5] ср. 12			10-15 [4] ср. 12		19,6	
Tm	1,2-2,8 [3] ср. 2,1	2,0-1,8 [2] ср. 1,8	1,8-2,1 [2] ср. 1,9	1,2						
Yb	15-28 [11] ср. 20	11-22 [9] ср. 15	9-22 [11] ср. 13	8-12 [7] ср. 10	6-9 [3] ср.8	12	10-15 [4] ср. 12	6,6	14,8	6
Lu	1,5-2,9 [10] ср. 2,4	1,1-2,3 [11] ср. 1,8	1,6-2,1 [12] ср. 1,8	1,3-1,7 [8] ср. 1,5	0,8-1,3 [3] ср. 1,1	1,4	1,4-2,1 [4] ср. 1,7	0,8	2,29	0.7

187

Примечания: Тип А – мелкозернистые кристаллические лунные породы; тип В – среднезернистые кристаллические лунные породы; тип С – брекчии лунные; тип Д – почвы лунные; метеорит Ангра дос Рейс – титано-железистый неравновесный ахондрит.

Цифра в правом верхнем углу клетки означает количество данных, приведенных в различных статьях, из которых выведено среднее значение.

Таблица 4

Распространенность микрокомпонентов ($x10^{-6}$ г/г)

Элемент	Тип А	Тип В	Тип С	Тип Д	Лунные крупнозернистые породы	Базальт лунный	Габбро-лунные	Базальт земной	Габбро-земные
N	10–30 [8] ср. 20	10–70 [2] ср.40	6–20 [2] ср.13	30				0,10–1,3 [2] ср.0,7	0,074
Cl	50–150 [4] ср.65	12–520 [3] ср.170	7–80 [7] ср.24	10–66 [3] ср.34	14	14			
F	70–100 [4] ср.85	50–220 [3] ср.152	30–342 [3] ср.150	60–144 [2] ср.93	271	251			
Br	0,02–0,2 [6] ср.0,08	0,08–0,30 [4] ср.0,16	0,06–0,30 [5] ср.0,13	0,13–0,67 [7] ср.0,24	0,08	0,08		0,10–1,3 [3] ср.0,52	0,074
Nb	20–45 [7] ср.31	21–47 [3] ср.34	14–45 [9] ср.28	18–33 [2] ср.26					
Mo	0,4–0,4 [3] ср.0,4	0,4–0,7 [2] ср.0,55	0,4–0,7 [2] ср.0,55	0,7					
Ta	1,2–2,0 [4] ср.1,6	1,0–2,2 [4] ср.1,7	1,8–2,1 [2] ср.2,0	1,3–2,2 [4] ср.1,7		2,2–1,3 [2] ср.1,7	1,8–2,7 [3] ср.2,0		
W	0,13–0,43 [4] ср.0,35	0,24–0,40 [4] ср.0,33	0,15–0,35 [2] ср.0,25	0,22 [2]					
Pd	0,0015–0,1 [5] ср.0,068	0,022–0,4 [4] ср.0,076	0,002–0,1 [3] ср.0,053	0,008–0,04 [6] ср.0,025				0,013–0,011 [2] ср.0,012	

188

Ag	0,001–0,8 [6] ср.0,13	0,001–0,07 [4] ср.0,028	0,024–0,2 [2] ср.0,098	0,009–0,024 [6] ср.0,010				0,026–0,027 [2]	
Au	0,0016	0,0087–0,0019		0,0021					
Cd	0,003–1,0 [4] ср.0,38	0,002–0,8 [4] ср.0,439	0,078–0,9 [4] ср.0,546	0,028–0,1 [7] ср.0,046				0,099	0,186
Bi	0,00015–0,00073 [5] ср.0,00038	0,00016–0,0022 [3] ср.0,00150	0,00162–0,00279 [2] ср.0,0022	0,00137–0,00371 [6] ср.0,0020				0,040–0,088 [2] ср.0,064	0,005
Tl	0,00033–0,00109 [3] ср.0,00078	0,00033–0,00057 [2] ср.0,00045	0,00283–0,00270 [2] ср.0,0027	0,00147–0,00735 [5] ср.0,00377				0,0202–0,283 [3] ср.0,102	0,024
Sn	0,8–0,4 [2]	0,2	0,3	0,5					
Yr*	0,027–0,023 [2]	4,02–0,007 [2]	0,2–8,88 [2]	10,77–6,28 [6] ср.8,35					
Sb	0,005–0,1 [2] ср.0,008	0,005–0,1 [2] ср.0,0075	0,005	0,005					
Hf	11,0–26 [4] ср.18	11–23 [4] ср.16	11–13 [5] ср.12	12–16 [3] ср.12		10–13 [3] ср.11	6,6		
I		≤0,048–1,44 [2]	≤0,071	0,625	>0,140	0,0059			
Ga	1,9–5,2 [3] ср.4,5	4,2–5,3 [7] ср.4,7	3,8–5,8 [10] ср.5,0	4,4–5,7 [5] ср.5,3				17,1–22,5 ср.20,0	1,4

189

*Данные в единицах 10^{-9} г/г.

Продолжение табл. 4

Элемент	Тип А	Тип В	Тип С	Тип Д	Лунные крупнозернистые породы	Базальт лунный	Габбро-лунные	Базальт земной	Габбро-земные
Ge	0,03–1,34 [4] ср.0,7	0,4–1,2 [2] ср.0,8	0,02–1,4 [7] ср.0,7	0,3–1,4 [3] ср.0,6				1,4–1,7	
In	0,003–0,08 [6] ср.0,028	0,004–0,136 [4] ср.0,065	0,06–0,096 [3] ср.0,084	0,01–2,1 [9] ср.0,93				0,08–0,1 [3] ср.0,1	0,112
As	0,03–0,5 [3] ср.0,04	0,05–0,07 [2] ср.0,06	0,03–0,09 [2] ср.0,06	0,03–0,07 [2] ср.0,05					

190

Примечания. Тип А – мелкозернистые кристаллические лунные породы; тип В – среднезернистые кристаллические лунные породы; тип С – брекчии лунные; тип Д – почвы лунные.

Цифра в правом верхнем углу клетки означает количество данных, приведеных в различных статьях, из которых выведено среднее значение.

не отличается от содержания их в почвах и брекчиях лунной поверхности по данным других. Содержание РЗЭ в почвах Луны, представляющих усредненную лунную породу, ближе всего к базальтовым ахондритам и земным базальтам и значительно отличается от хондритов;

б) лунные породы по сравнению с земными обеднены европием по отношению к самарию и гадолинию. Так отношение Sm /Eu для лунных пород равно 9,7; 7,0; 7,8; 7,4 (соответственно для пород типа А, В, С, Д), а для земных пород - 7,4; 4,5; 5,2 (А, В, Д). Отмечается резкий минимум европия в лунных образцах по сравнению с земными сланцами;

в) определение европия в минералах лунных пород показало следующее: плагиоклаз в них обогащен европием по сравнению с пироксеном и темноцветными минералами, что, очевидно, обусловлено особенностями окислительно-восстановительных условий формирования минералов: вероятно, плагиоклаз, содержащий преимущественно Eu^{+2}, выделяется в первую очередь из лунной магмы (?) и обедняет Eu породы и почвы.

Таким образом, концентрация РЗЭ в лунных образцах, включая аномалию Eu, подобна концентрации этих элементов в титано-железистом неравновесном ахондрите Ангра, в 30 - 100 раз выше, чем в хондритах, и в 3 - 4 раза выше, чем в земной континентальной коре. Содержание РЗЭ в "лунных" тектитах подобно земным горным породам.

Щелочные и щелочноземельные элементы

Данные о распространенности щелочных и щелочноземельных элементов в лунных породах в сравнении с земными и метеоритами приведены в табл. 4 и 5. Анализируя их, можно выявить ряд закономерностей.

I. В лунных образцах (18 обр.) наблюдается низкая распространенность натрия по отношению к главным элементам, а также к калию и рубидию. Для всех типов пород концентрация натрия стабильна и составляет 0,33 - 0,82 вес.%. В данном случае лунные породы оказались подобны хондритам.

2. Калия и рубидия в лунных образцах найдено на порядок меньше, чем в земной континентальной коре. Отмечено, что концентрация калия в кристаллических породах и брекчиях Луны меняется в широких пределах от 0,05 до $0{,}29 \cdot 10^{-6}$ г/г.

По сравнению со всей планетой обогащенным калием оказался поверхностный материал. По отношению к хондритам закономерности выя-

Таблица 5

Распространенность микроэлементов

Элемент	Тип А	Тип В	Тип С	Тип Д	Лунные крупнозернистые породы	Базальт лунный	Габбро-лунные	Базальт земной	Габбро-земные	Ультраосновные породы земные
Li	5–18 [8] ср.14	6–23 [4] ср.13	7–16 [11] ср.13	6–11 [3] ср.9				17		
Cs	0,03–0,30 [13] ср.0,17	0,03–0,30 [6] ср.0,15	0,06–0,2 [5] ср.0,13	0,09–0,20 [8] ср.0,11	0,022–0,032 [3] ср.0,027			745–930 [3] ср.840	104	
Rb	0,8–6,2 [11] ср.4,7	0,6–5,6 [8] ср.2,8	2,9–4,2 [9] ср.3,5	2,8–4,4 [10] ср.3,25	0,5–1,0 [3] ср.0,75			26–48 [3] ср.39	3,31	0,2
Ba	287–470 [8] ср.377	134–265 [4] ср.193	175–270 [12] ср.240	170–210 [4] ср.182	77–117 [4] ср.95			330		0,4
Sr	101–175 [11] ср.144	150–194 [6] ср.173	110–180 [12] ср.144	130–200 [4] ср.166	142–218 [4] ср.166			465		1
B	0,8–4 [4] ср.2,4	0,7–9 [4] ср.3,2	2,0–3 [2] ср.2,5	1,03	2					
Co	5,6–33 [14] ср.25,8	11–42 [8] ср.19	15–35 [12] ср.30	24–40 [12] ср.29		21	13–14 [3] ср.13	35–77 [3] ср.50	76–67 [2]	150
Cu	3,5–14 [12] ср.6,7	4,2–15,2 [7] ср.8,7	3,8–46 [12] ср.16,5	4,8–38 [11] ср.11,9		35–60 [3] ср.48	30–47 [2] ср.38	87	17,6	10
Zn	2,1–30 [11] ср.7,4	1,7–30 [4] ср.11,7	2,7–29,2 [12] ср.23,1	10,6–34,2 [9] ср.21,4	7,4–10 [3] ср.9,1			125–127 [3] ср.126	125	50

192

Se	0,4	0,4	0,9	0,07						
Y	155–165 [4] ср.161	119	89–113 [7] ср.92	81						
Ni	10–70 [8] ср.50	30–80 [3] ср.60	30–240 [10] ср.156	20–320 [4] ср.200		160	37	130		2,000
V	90–78 [7] ср.65	41–90 [4] ср.70	56–66 [9] ср.60	50–78 [3] ср.64				250		40
P	410–700 [3] ср.600	240–1000 [2] ср.620	330–600 [2] ср.460	1,400						
C	122–160 [4] ср.142	109–353 [4] ср.226	227–231 [2] ср.230	70–180 [3] ср.102			15–152 [3] ср.64			
Sc	84–99 [8] ср.91	64–92 [6] ср.92	64–97 [12] ср.71	56–80 [6] ср.65		98	76–109 [2] ср.95	30		15
Be	2,5–5,0 [4] ср.3,4	1,5–6,0 [3] ср.3,1	1,7–3,2 [3] ср.2,2	1,6–4,3 [2] ср.2,8						

193

Примечания. Тип А – мелкозернистые кристаллические лунные породы; тип В – среднезернистые кристаллические лунные породы; тип С – брекчии лунные; тип Д – почвы лунные.

Цифра в правом верхнем углу клетки означает количество данных, приведенных в различных статьях, из которых выведено среднее значение.

Таблица 6

Распространенность главных элементов (вес. %)

Элемент	Тип А	Тип В	Тип С	Тип Д	Габбро-лунные	Лунные стеклянные шарики	Базальт лунный	Базальт земной	Ультраосновные земные	Метеорит Анградос Рейс
O	40–38 [4] ср.39	39–41 [11] ср.40	39–45 [22] ср.41	43–43 [6] ср.41						
Mg	3,7–5,0 [4] ср.4,2	3,4–4,8 [6] ср.4,4	2,8–5,0 [6] ср.4,4	4,6–4,8 [3] ср.4,7		4,0				
Al	3,7–5,9 [5] ср.4,3	4,4–6,3 [17] ср.4,8	5,7–6,6 [25] ср.6,2	6,9–7,3 [8] ср.7,1		7,0				5,7
Si	18,9–21,5 [7] ср.19	18–21 [14] ср.20	19–20 [25] ср.19	17–20 [7] ср.19						
Ca	8,4–11 [6] ср.9,8	5,1–11 [8] ср.7,8	4,6–11 [6] ср.7,9	4,3–9,6 [6] ср.7,5		~10				~17
Na	0,28–0,38 [5] ср.0,33	0,31–0,40 [6] ср.0,33	0,26–0,39 [6] ср.0,33	0,31–0,33 [4] ср.0,32	0,30–0,36 [2] ср.0,33	0,14	0,27–0,46 [3] ср.0,35			0,03
K	0,05–0,29 [5] ср.0,19	0,06–0,21 [6] ср.0,15	0,09–0,17 [6] ср.0,12	0,9–0,12 [4] ср.0,11	0,02–0,11 [2] ср.0,07		0,13–0,36 [3] ср.0,23			
Ti	6,1–6,7 [4] ср.6,5	5,0–7 [7] ср.5,8	4,3–5,6 [6] ср.5,1	3,9–4,7 [4] ср.4,2		4,9				1,7
Fe	14,0–15,7 [4] ср.14,9	13,2–16,2 [7] ср.14,4	11,1–14,8 [7] ср.13,1	12–14 [6] ср.13	12–13 [8] ср.13	12,3	14			6,5
Mn	0,17–0,24 [8] ср.0,20	0,4–0,33 [8] ср.0,21	0,10–0,21 [15] ср.0,17	0,12–0,26 [8] ср.0,16	0,15–0,23 [3] ср.0,20	0,16	0,18–0,21 [3] ср.0,19	0,17	0,16	0,07
Cr	0,21–0,31 [8] ср.0,25	0,15–0,33 [8] ср.0,21	0,14–0,27 [14] ср.0,21	0,16–0,23 [7] ср.0,19	0,16–0,13 [2] ср.0,14	0,23	0,24	0,017	0,16	0,17
Zr	0,072–0,036 [7] ср.0,056	0,038–0,062 [7] ср.0,045	0,041–0,053 [7] ср.0,040	0,039–0,027 [2] ср.0,033						

Примечания. Тип А – мелкозернистые кристаллические лунные породы; тип В – среднезернистые кристаллические лунные породы; тип С – брекчии лунные; тип Д – почвы лунные; метеорит Анградос Рейс – титано-железистый неравновесный ахондрит.

Цифра в правом верхнем углу клетки означает количество данных, приведенных в различных статьях, из которых выведено среднее значение.

вить не удалось: содержание K в лунных образцах колеблется от более низкого, чем в хондритах, до почти в три раза большего. По отношению к ахондриту Ангра дос Рейс содержание калия и рубидия в лунных породах оказалось значительно выше.

3. Концентрация стронция в лунных образцах в 15 раз, а бария в 30 раз больше хондритового уровня. Стронций примерно одинаково распределен между всеми типами пород, но не гомогенно в различных образцах. Барий концентрируется в мелкокристаллических породах типа A.

4. Рубидий и литий распределены неравномерно в лунных образцах: концентрация Rb и Li примерно в 1,5 раз больше в изверженных породах типа A, чем в почвах. В образцах с различных мест Rb распределен не гомогенно. Некоторые исследователи считают, что подобное распределение рубидия не могло произойти за счет фракционирования при кристаллизации родительской магмы, так как вариации главных элементов незначительны. Возможно, родительские магмы относятся к различным регионам или претерпели различные степени парциального плавления.

5. Анализ отдельных минералов показал, что плагиоклаз и пироксен из пород типа A содержат меньше Rb, чем вся порода в целом. В породах типа B Rb распределен более равномерно.

6. При изучении изменения элементарного состава пород по вертикали (в кернах) обнаружено увеличение на 10 - 20% содержания Ti, Ca на глубине 7,8 - 10,5 см, по сравнению с поверхностью Al и Mn распределены "по вертикали" равномерно.

Анализ всех приведенных данных позволил сделать вывод, что лунные породы в основном повторяют по своему составу поздние дифференциаты океанического дна. Некоторые сдвиги в элементарном составе лунных и земных базальтовых пород можно отнести за счет различия физико-химических и термодинамических условий на двух небесных телах, несхожих по своему положению в солнечной системе.

Распространенность главных элементов

Данные о распределении главных элементов во всех видах лунных пород приведены в табл. 6. При анализе их можно увидеть следующие закономерности: 1) главные элементы распределены во всех видах лунных пород более или менее равномерно, отмечается лишь несколько завышенное содержание Ca, K, Ti, Fe, Cr и Zr в породах типа A; 2) по содержанию Ti, Al, Fe, Mn, Ca особенно близки

породы А и В, С и Д; 3) мелкие фракции лунных пород обогащены относительно крупных Na и Al и обеднены Ti, Fe, Mg, Cr, Mn; 4) анализ двух брекчий показал, что в них на 10% больше литофильных элементов, чем в почвах, можно сделать вывод, что брекчии и почвы не являются звеньями одного генетического ряда; 5) сравнение содержания некоторых главных элементов в лунных породах и ахондрите (Ангра дос Рейс) показало, что содержание Ca в ахондрите выше, а Fe, Ti, Mn, Cr ниже; 6) на порядок отличается содержание Ca в лунных породах и земной коре - на Луне оно ниже; 7) явно прослеживается превышение распространенности Ti, Zr и Cr в лунных породах по сравнению с ахондритами и земными ультраосновными породами.

Распространенность по группам элементов выглядит так.

1. Ti, Zr, Hf, Sc. Эти элементы содержатся во всех типах лунных пород в большем количестве, чем в земной коре и ахондритах (см. табл. 3, 5), а также в средних земных базальтах. Особенно обогащены лунные базальты, габбро и риголиты по сравнению с земными породами и метеоритами титаном. Высокая концентрация "тугоплавких" элементов и низкая летучих позволяет предположить, что лунное вещество конденсировалось из примитивного солнечного облака при высоких температурах и претерпело высокую степень дифференциации.

2. Cd, Bi, Ta, Hg, Ag, Au. Элементами этой группы обеднены кристаллические породы Луны (А, В) по сравнению с лунными брекчиями и почвами (С, Д). Около 3% такого распределения элементов может быть отнесено за счет солнечного ветра (верхний предел среднего протонного потока в течение последних $4{,}5 \cdot 10^9$ лет составляет $8 \cdot 10^9$ п/см^2/год). Остальное обогащение, по-видимому, происходит из-за 1,5-2% добавки вещества типа углистых хондритов. Эта величина соответствует средней скорости потока метеоритного материала в районе Моря Спокойствия ($2{,}9 \cdot 10^{-9}$ г/см^2/год). Лунные породы типа А и В содержат на один-два порядка ниже по отношению к земным базальтам такие элементы, как Ag, Au, Zn, Cd, Cl, Ba. Возможно, это происходит из-за улетучивания этих элементов при высоких температурах до или после акреции Луны.

Из табл. 4 видно, что в аналитических данных определения кадмия у разных авторов наблюдаются очень значительные расхождения на 2 - 3 порядка.

3. Ni, Zn, Cu, Co, Mg, Fe. Почвы и брекчии Луны относительно

кристаллических пород обогащены Ni, Zn и Cu. Крупнозернистые породы по сравнению с мелкозернистыми несколько обогащены хромом и марганцем. Содержание Co, Cu и Ni в лунных пробах ниже, чем в средних земных базальтах, а содержание Fe больше, чем в ахондритах (I3 - I5%). Лунные образцы не содержат Fe^{+3}.

4. H, C, S, N, O. Исследование содержания и изотопного состава водорода из лунных проб показало, что распространенность дейтерия и трития в "лунной" воде значительно ниже, чем в земной воде из Антарктиды. Океаническая вода обогащена тритием по сравнению с лунной в 3 - 5 раз. Дейтерием особенно обеднены почвы Луны (для лунных пород содержание Д колеблется от 80 до I30·10^{-6} г/г). δ-дейтерия равна (-580) - (-870), Д/Н равна (-I50) - (-480). Содержание трития составляет 325±17 расп/кг в почвах, 2I9±7 расп/кг в коренных породах и 285±I5 расп/кг в обломках, взятых с поверхности Луны. Повышенное содержание трития в почвах обусловлено, очевидно, захватом почвами трития, поступающего из межпланетного пространства при солнечных вспышках.

В исследуемых образцах лунных проб углерод присутствует в летучей и нелетучей формах. Нелетучий углерод состоит из двух фаз, одна из которых растворима в кислоте. Это могут быть карбонаты, карбиды или CO_2, захваченные минералами при их плавлении. Наибольшая концентрация углерода обнаружена в почвах и брекчиях - 280х х10^{-6} г/г по сравнению со I42·10^{-6} г/г в кристаллических породах. Углерод почв обогащен тяжелым изотопом C^{I3}.

Согласно данным Мур и др. (стр. 495), в почвах обнаружено 225 и I40·10^{-6} г/г общего углерода. В породах типа А и В концентрация общего углерода соответственно равна 70 и 64·10^{-6} г/г. Следовательно, мелкие фракции обогащены по сравнению с кристаллическими породами общим углеродом. Значение $\delta C^{I3}/C^{I2}$ для одного из образцов брекчии составляло I6,I - I8,6 и для запаянной в вакууме брекчии - I0,8 - I0,I. Сера в лунных образцах существует, по-видимому, только в состоянии сульфидов. Почвы содержат незначительное количество серы, которая обогащена наиболее тяжелым изотопом S^{34}. Мелкозернистые базальтовые породы имеют самую большую концентрацию сульфидов, причем заметного обогащения их тяжелыми изотопами не наблюдается. Брекчии занимают промежуточное положение. В лунных габбро отношение S^{30}/S^{28} идентично земным базальтам. Лунные стекла, брекчии и пыль несколько обогащены тяжелыми изотопами серы.

Концентрация азота в различных типах пород достаточно однородна и составляет в среднем 102, 158 и $125 \cdot 10^{-6}$ г/г соответственно для пород типа А, В, С. Отношение N^{15}/N^{14} совпадает с изотопным составом земных образцов. Содержание азота в мелкозернистых брекчиях - $125 \cdot 10^{-6}$ г/г, в грубозернистых брекчиях - $100 \cdot 10^{-6}$ г/г, в породах типа А - $115 \cdot 10^{-6}$ г/г и в породах типа В - $80 \cdot 10^{-6}$ г/г. Мур и другие авторы считают, что общий азот и углерод в почвах возможно являются смесью лунной метеоритной материи и солнечного ветра.

Содержание общего кислорода во всех типах лунных пород одинаково и составляет 39 - 41 вес.% (табл. 6).

Значение δO^{18} для минералов, выделенных из лунных габбро и базальтов, следующее: плагиоклаз +6,06 - +6,33, пироксен 5,70 - 5,95, ильменит 3,85 - 4,12. Анализ всей породы показал вариации от 5,8 до 6,2. Однородность этих результатов говорит об изотопном равновесии в сосуществующих минералах. Порядок обогащения O^{18} такой же, как во многих земных изверженных породах и метеоритах. Тем не менее фракционирование O^{18} между плагиоклазом и ильменитом в лунных габбро составляет 2,0 - 2,8 по сравнению с 3,4 - 4,0 для Земли. Это говорит о том, что отношение O^{18}/O^{16} в сосуществующих минералах лунных габбро было заморожено при более высокой температуре, чем у земных габбро. Можно предположить, что температура замораживания плагиоклаза и ильменита составляет 1850 - 1340°С. Фридман и др. показали, что кристаллизация пород типа В могла протекать при 1100 - 1300°С.

Стекла, выделенные из лунных почв, имеют δO^{18} + 6,2 и значительно обогащены O^{18} по сравнению с кристаллическими фрагментами в почвах.

Общее отношение O^{18}/O^{16} для лунных пород и минералов не отличимо от земных базальтов. Пироксены из большинства каменных метеоритов (обычные энстатитовые хондриты и ахондриты) имеют величину δO^{18}, идентичную лунным пироксенам. Заметно отличаются базальтовые ахондриты, гиперстеновые ахондриты, которые имеют величину δO^{18}, равную (-3,7) - (-4,4).

Если образцы Моря Спокойствия считать представительными для остальной части Луны, то Луна, по-видимому, будет в кислородном отношении ближе всего к хондритам и земной коре в целом, чем к базальтам.

5. Ga, Ge, In. Распространенность галлия в кристаллических

породах, брекчиях и почвах очень постоянна и составляет примерно $5 \cdot 10^{-6}$ г/г (см. табл. 4). Это значение в 3 раза выше, чем в эвкритах, примерно в 8 раз ниже, чем в говардитах, и в 4 раза ниже, чем в земных базальтах.

Для германия средняя концентрация (см. табл. 4) в лунных образцах лежит в пределах $0,6 - 0,8 \cdot 10^{-6}$ г/г. Пределы распространенности германия в отдельных образцах значительно шире: от $\leqslant 0,04$ до $1,4 \cdot 10^{-6}$ г/г. По данным Вадекра, верхний предел содержания германия - $0,4 \cdot 10^{-6}$ г/г. В базальтовых ахондритах распространенность германия аналогична лунным породам, а в земных базальтах составляет примерно $1,4 \cdot 10^{-6}$ г/г.

Концентрация индия в лунных породах лежит в пределах от 0,008 до $0,006 \cdot 10^{-6}$ г/г. Однако следует заметить, что эти результаты являются недостаточно точными; почвы несколько обогащены индием. Земные базальты содержат почти в 30 раз больше индия ($0,1 - 0,08 \times 10^{-8}$ г/г). Базальтовые ахондриты содержат $0,0004 - 0,003 \cdot 10^{-6}$ г/г.

Приведенные данные свидетельствуют, что по содержанию галлия, германия и индия образцы Моря Спокойствия отличаются от богатых кальцием ахондритов и земных базальтов.

Возраст лунных пород

Как известно, наибольшее количество информации, получаемой из радиологических данных, дают уран-торий-свинцовые изотопные исследования. Этим исследованиям было уделено большое внимание в докладах на конференции в Хьюстоне 4 - 8 января 1970 г.

Во многих лунных пробах, представляющих все разновидности пород и ряда минералов, доставленных "Аполло-II", было определено содержание урана, тория, свинца и измерен изотопный состав свинца.

В табл. 7 приведены результаты этих исследований. Прежде всего бросается в глаза аномально высокое отношение U / Pb, неизвестное для обычных земных пород. Пожалуй, только черные сланцы на Земле имеют подобное отношение, но никак не базальты или какие-либо другие изверженные породы. Налицо явно повышенное содержание урана. Отношение урана к торию нормальное и более того удивительно однообразное, что также не характерно для земных пород. Такое однообразие наблюдается в метеоритах различных классов, однако общая распространенность урана и тория в лунных пробах, по крайней мере, на порядок выше, чем в каменных метеоритах. Содержание свинца также выше, чем в хондритах. Самым поразительным фактом является экстре-

мально радиогенный свинец. Отношение тяжелых изотопов свинца и Pb^{204} настолько велико, что на Земле подобное можно наблюдать лишь в радиоактивных минералах. Эта особенность лунных базальтов, брекчий и почвы однозначно указывает, например, на несостоятельность лунной гипотезы происхождения тектитов, выдвинутой в свое время Г.Юри и до последнего времени пользовавшейся большой популярностью.

Отношение $U^{238}/Pb^{204} = \mu = 86-1400$, наибольшее количество значений μ составляет 200 - 500, в то время как для земных базальтов $\mu = 5-10$, а для земных пород вообще редко превышает 30. Отношение $K/U = 2000 - 4000$, т.е. значительно меньше, чем в метеоритах и земной коре. Отношение U^{238}/U^{235} нормальное и составляет $137,8 \pm 0,4$, U^{234}/U^{238} находится в равновесном отношении в пределах ошибки $\pm 1,5\%$. α-активность Th^{228} оказалась на 10% выше равновесной с Th^{232}, хотя Th^{230} находится с последним в равновесии. Причина этого явления совершенно непонятна, особенно, если учесть, что на Луне совершенно нет воды, нет агентов выветривания, которые могли бы избирательно воздействовать на те или иные изотопы, чтобы привести к их преимущественной миграции.

Достоверность приведенных в табл. 7 результатов не вызывает существенных возражений, поскольку применявшиеся методы исследования были достаточно корректны, и почти все авторы пользуются международным признанием. Однако в некоторых случаях вызывают недоумение расходящиеся значения содержаний урана, тория и свинца в одних и тех же образцах. Например, обр. № 10084, представляющий собой лунную пыль, анализировался в четырех лабораториях, но как видно из табл. 7, расхождения весьма значительны, особенно для свинца и его изотопов. Конечно, не исключена возможность того, что при квартовании столь маленькой общей пробы, исчисляемой граммами, части пробы могли быть не аутеитичными. Об этом могут свидетельствовать и данные радиологического возраста, ибо как видно из табл. 8, полученные расхождения в значениях возраста не столь велики, как в распространенности урана и, особенно, изотопов свинца.

Табл. 8 свидетельствует об общем древнем возрасте лунных проб из Моря Спокойствия. Пробы лунной пыли и брекчий имеют возраст, по всем изотопным отношениям превышающий 4 млрд. лет и приближающийся к 4,5 - 4,7 млрд. лет.

Возраст магматических пород - 3,8 - 4,1 млрд. лет (пробы 1-6). Вычисление возраста этих проб проводилось с учетом такой поправки, которая совершенно немыслима в нормальной свинцово-урановой системе, а предпосылки ее вычисления весьма проблематичны.

Таблица 7

Концентрация свинца, урана и тория и изотопный состав свинца в образцах, доставленных "Аполло-II"

Номер образца	Тип	Содержание, г/т			Атомные отношения $Pb^{204} = I$				Th^{232}	Автор
		Pb	U	Th	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	Pb^{238}	U^{238}	
I0003	Кристаллический	0,5I	0,268	I,029	243,9 (3II,9)	I98,0 (I47,6)	448,9 (333,3)	49I,3	3,96	Tatsumoto, Rosholt, стр.46I
I00I7	"	I,56	0,845	3,363	4I0,0 (367,7)	I9I,9 (I73,7)	435,0 (390,2)	492,8	4,07	Там же
I00I7,34	A_I порода	0,735	I,652	2,72	257,0 (206,9)	I22,I (99,8)	290,0 (225,6)		3,7I	Silver, стр.468
I00I7,33	Тип В		0,69	3,05						Hinterberger, стр.543
I0020	Пузырчатая	0,37	0,202	0,694	288,7 (238,9)	I39,0 (II6,3)	289,7 (243,5)	338,3	3,55	Tatsumoto, Rosholt, стр. 46I
I0045,30	А порода	-	-	-	II7,8I (83,20)	6I,24 (45,46)	I35,90 (I02,0)			Silver, стр.468
I0047,34	В порода	0,74	0,259	0,869	79,03 (67,79)	44,4I (39,25)	92,I4 (82,25)		3,36	Там же
I0050	Кристаллический	0,29	0,I56	0,53I	295,8 (I87,7)	I47,0 (95,8)	287,3 (I90,2)	397,2	3,53	Tatsumoto, Rosholt, стр.46I
I0057	Пузырчатая	I,68	0,865	3,4I5	I24I,5 (938,6)	590,I (447,9)	I28I,3 (973,6)	I392	4,08	Там же

202

I0057,40	Тип А		0,80	3,05						Hinterberger, стр.543
I006I	Брекчия	I,74	0,674	2,572	249,I (238,8)	I63,2 (I52,8)	258,2 (242,7)	255	3,94	Tatsumoto, Rosholt, стр.46I
I0060,I5	Брекчия	I,785	0,606	I,466	83,I8 (77,77)	55,29 (5I,97)	86,535 (82,3I)		2,42	Silver, стр.468
I007I	Пузырчатая	I,7I	0,873	3,434	I99,7 (I9I,2)	95,8 (92,0)	206,7 (I98,7)	222,5	4,06	Tatsumoto, Rosholt, стр.46I
I0072,39	A_I порода	I,586	0,884	3,35	563,3 (242,2)	259,0 (II5,8)	594,I (266,7)		3,79	Silver, стр.468
I0084,35	$Д_I$ пыль	I,46	0,562	2,I72	I7I,22 (I4I,I8)	III,I6 (92,80)	I8I,74 (I53,79)		3,86	Там же
I0084	Пыль	I,39	0,544	2,092	26I,9 (237,4)	I7I,0 (I55,3)	270,I (246,7)	239,6	3,97	Tatsumoto, Rosholt, стр.46I
I0084,33	$Д_I$ пыль	2,26	0,530	I,3I	5I,9 (45,8)	37,6 (33,6)	70,6 (64,8)			Wanless et al., стр.479
I0084,45	А	I,7	0,46		7I,2 90,2 99	50,3 62,8 69,0	89,6 I08,0 II7,I	86	3,89	Kohman et al., стр.48I
I0084,25		0,59	0,549	2,08	23I (I08)	I6I (78,5)		>2I0		Gonalan et al., стр.47I

203

Таблица 8

Кажущийся и изохронный свинцово-изотопный возраст лунных образцов, доставленных "Аполло-II" (млрд. лет)

№ п.п.	Номер образца	Кажущийся возраст Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{207}/U^{206}	Pb^{208}/Th^{232}	Изохронный возраст Pb^{208}/U^{238}	Pb^{47}/U^{235}	Pb^{202}/Pb^{206}	Возраст по согласованным разностям Pb^{207}/U^{235}	Автор Pb^{206}/U^{238}
I	I0003[I]	3878	3976	4025	38I2					
2	I00I7[I]	3767	3935	4022	3592				Проба I – 6	
3	I0020[I]	3765	3903	3996	3773				3,8 – 4,I	
4	I0050[I]	3760	3952	405I	3680			4,66 + 0,07 – 0,I6		Tatsumoto, Rosholt, стр. 46I
5	I0057[I]	4089	4I46	4I73	3959					
6	I007I[I]	3794	38I5	3826	3374					
7	I0084[2]	4685	4668	4659	4525	4,66	4,66		4,66	
8[5]	I006I[2]	47I0	4678	4663	4594					
9[5]	I0084,35[3]	4675	4645	4630						
I0[5]	I0060,I5[3]	4635	4500	4600						
		4675	4620	4595						
		4270	4495	4600						
II[5]	I00I7,34[3]	4375	42I0	4I30						Wanless et al., стр. 479
		4275	4I80	4I30						
I2[5]	I0072,39[4]	3865	4045	4I30						
		3825	4030	4I30						
I3[5]	I0045,30[3]	–	–	4I70						
				4I70						
I4[5]	I0047,34[4]	4680	4360	42I0						
		4300	4245	4220						
I5	I0084,33	54I0	4885	4670	8200				4490[6] (4670)[7]	Wanless et al., стр.479
I6	I0084,45			4690						Kohman et al., стр. 48I
I7	I0084,25	4655±I00	4720±I00	4750±50	4720					

[I]Поправка на первичный свинец рассчитывалась из пр. I00I7, предполагая, что она развивалась от 4,7 до 3,7 млрд. лет назад до образования кристаллических формаций в системе, где U^{228}/Pb^{204} = = 70; Pb^{207}/Pb^{204} = 3I,5; Pb^{208}/Pb^{204} = 40,9.

[2]Поправка на первичный свинец: Pb^{206}/Pb^{204} = 9,35; Pb^{207}/Pb^{204} = I0,22; Pb^{208}/Pb^{204} = 28,96.

[3]Поправка: Pb^{206}/Pb^{204} = 9,6; Pb^{207}/Pb^{204} = I0,4; Pb^{208}/Pb^{204} = 29,7.

[4]Поправка: Pb^{206}/Pb^{204} = I0,5; Pb^{207}/Pb^{204} = I2,2; Pb^{208}/Pb^{204} = 3I,0.

[5]Верхние величины проб 9 – I4 исправлены на модельный первичный свинец; нижние – на загрязнения; Pb^{206}/Pb^{204} = I8,2; Pb^{207}/Pb^{204} = I5,6; Pb^{208}/Pb^{204} = 38,0.

[6]Экспериментальная точка соединена с точкой 2300 млн. лет (данные Ar возраста).

[7]Экспериментальная точка соединена с нулем.

Таблица 9

Распространенность рубидия и стронция, их изотопное отношение и возраст (млрд. лет)

Номер образца	Порода	Содержание, г/т		Атомное отношение*		Изохронный возраст, млн. лет	Автор
		Rb	Sr	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}		
I0022,43		6,0	I74	0,099	0,705I		
I0072,25		5;4	I68	0,093	0,705I		
I0020,28		0,77	I52	0,0I46	0,7000	4,5 – 4,6	Hurley, Pinson, стр.473
I0058,36		0,62	I73	0,0I03	0,6998	$(Sr^{87}/Sr^{86})_o$ =	
I0047,24		I,I8	I89	0,0I8I	0,6996	= 0,6990	
Морская вода					0,7090	(ахондриты)	
		Гр. I лава					
I0024,20	Порода в целом	5,75	I69,5	0,0980	0,70464		
I0072,30	"	5,60	I68,5	0,0959	0,70467		
I0072,30	Плагиоклаз	3,87	53I,0	0,02I0	0,70063	3,8 ± 0,3	Compston et al., стр.474
I0072,30	Пироксен	I,87	85,9	0,0629	0,70306		
I00I7,69	Порода в целом	5,59	I67,I	0,0966	0,70460		
I00I7,69	Мезостазис А	I9,5	282,7	0,I993	0,7I034	3,8 ± 0,II	
I00I7,69	Мезостазис В	20,9	292,8	0,2066	0,7I058		
I00I7,69	Плагиоклаз	0,92	499,9	0,0053	0,69970		
		Гр. II лава					
I0003,20	Вся порода	0,63	I59,9	0,0II4	0,69996		
I0062,36	"	0,88	I90,0	0,0I33	0,70003		
I0045,20	"	0,62**	I37,7**	0,0I30**	0,70005		
I0045,20	Плагиоклаз	I,33	299,0	0,0I29	0,69999	3,0±0,7	
I0045,20	Пироксен	0,65	86,7	0,0220	0,70036		
I0047,2I	Порода в целом	I,II**	209,2**	0,0I53**	0,70009		
I0047,2I	Плагиоклаз	0,53	574,6	0,00268	0,69949		
		Брекчии					
I006I,25	Вся порода	3,69	I66,I	0,063I	0,70306		
I00I8,20	"	3,64	I66,I	0,0633	0,70299		
		Почва					
I0084,44	"	2,65	I64,4	0,0466	0,70233		
I0045,23B		0,823	I09	0,02I7	0,69905		
I0044,2IA		I,I5	224	0,0I48	0,69876		
I0058,29B		I,23	20I	0,0I72	0,699II		
I0084,38Д		2,88	I62	0,05I3	0,70093		
I0065,I9C		3,69	I68	0,0639	0,702I2		
I00I7,IIB		5,33	I69	0,09I8	0,70387		
I0022,30A		5,57	I63	0,0990	0,70404		
I0069,22A		5,60	I65	0,0984	0,70397		

3 породы типа В: $4,60 \pm 0,29$ $(Sr^{87}/Sr^{86})_o$ = $= 0,69780 \pm 0,00023$

3 породы типа А: $4,36 \pm 0,02$ $(Sr^{87}/Sr^{86})_o$ = $= 0,69783 \pm 0,00023$

6 крист. пород типа А и В: $4,42 \pm 0,12$ $(Sr^{87}/Sr^{86})_o$ = $= 0,6978 \pm 0,00012$

$4,43 \pm 0,13$ $(Sr^{87}/Sr^{86})_o$ = $= 0,69784 \pm 0,00012$

Murthy et al., стр. 476

$3,91 \pm 0,07$ $(Sr^{87}/Sr^{86})_o = 0,69936 \pm 0,00008$

Вулканич. породы № 24, 72, 6I, I8, 84, 45, 47, 62, 03, I7 3,80 млрд. лет

Compston et al., стр.474

*Нормализовано по $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,II94$.

**Рентгеноспектральный анализ.

Номер образца	Порода	Содержание, г/т Pb	Sr	Pb^{87}/Sr^{86}	Атомное отношение Sr^{87}/Sr^{86}	$(Sr^{87}/Sr^{86})_0$	Изохронный возраст, млн. лет	Автор
I0084, 25	Почва (пыль)	2,83	I64,7		0,70I7			
I0072,38		5,72	I68,8		0,7043			
I0024,24		6,20	I83,9		0,7044			
I00I7,4I		5,80	I74,2		0,7044			
I0050,30		0,788	I88,9		0,7002			
I0022,45		5,66	I65,5		0,7047			
I00I7,4I	Фракция $\rho < 2,296$	9,52	548,3		0,7022		3400±600Ш	Gopaban et al., стр.47I
I00I7,I4	$2,96 < \rho < 3,32$	9,I9	257,3		0,7047			
I00I7,I4	$3,32 < \rho$ грубая	4,0I	77,9		0,7070			
I00I7,I4	$3,I5 < \rho < 3,25$	7,79	I34,0		0,7080			
	$3,25 < \rho$ пыль	2,30	45,8		0,7065			
I0024,24	$\rho < 2,96$	I4,27	598,2		0,7026		4050±700	
I0024,24	$2,96 < \rho < 3,I5$	I9,42	520,0		0,7050			
I0024,24	$3,I5 < \rho < 3,32$	I5,43	286,2		0,708I			
I0024,24	$3,32 < \rho$	2,82	47,7		0,7083			

I00I7						Образец I7,59,67,7I T = 4600	3650	Albec et al., стр.463
I0044								
I0057								
I0069								
I007I								
I0084								
I0085								
I0057,34	Тип А, крист.	5,853	I7I,0	0,099I	0,7050		3200	Wanless et al., стр.479
I0065,35	Тип С, брекчия	3,74I	I65,5	0,0654	0,7034			
I0084	Почва	2,79	I7I,4		0,70I5			
I0073	Брекчия	2,89	I67,5		0,7025			
I0049	Тонкозернистая изверженная порода	6,24	I60,8		0,7043	0,699I	За исключением пр. I7 $3,5 \pm 0,3$	Gast Hublard, стр.485
I00I7	То же	5,63	I74,8		0,7046			
I007I	" "	5,93	I60,9		0,704I			
I0062	Грубозернистая изверженная порода	0,90	I4I,6		0,7002			
I0020	То же	0,63	I49,8		0,7005			
I0003	" "	0,49	I58,6		0,6993			
I0058	" "	0,98	2I8,3		0,6996			

Важно отметить, что поскольку пыль представляет собой смесь различных пород, можно утверждать, что ее общий древний возраст (4,6 млрд. лет) свидетельствует об общей древности поверхности Луны. Тем более удивительно, что базальтические лунные породы оказываются явно моложе. Так как уровень радиоактивности на поверхности Луны настолько велик, что невозможно предположить такой же в ее глубинах (она была бы расплавлена за счет выделения радиогенного тепла), то следует допустить, что эта радиоактивность появилась на поверхности Луны на самой заре ее истории. И не исключена возможность того, что механизм образования лунной протокоры такой, каким он представляется на Земле (см. настоящий сборник, статью Э.В.Соботовича и В.А.Рудника).

Экспериментально установленные отношения Pb^{207}/Pb^{206} свидетельствуют о том, что обогащение поверхности Луны ураном (относительно свинца) имело место на очень ранней стадии существования солнечной системы. Этот факт говорит как против образования лунной коры за счет ее выплавления из всего объема Луны, так и против гипотезы земного происхождения Луны в любое время образования Земли.

Вообще, установление временной шкалы путем датирования значительных событий в "лунной истории" позволяет сопоставлять лунную эволюцию с земной и солнечной системой в целом.

Стронциевый возраст

Измерения отношений Rb^{87}/Sr^{87} дает представление о времени, когда имело место фракционирование рубидия и стронция в их первоначальной химической системе. Исследованные породы характеризуются низким отношением Rb/Sr (табл. 9), что приводит к небольшому относительному количеству радиогенного стронция-87 (~ I%). В то же время наблюдаемые отношения Sr^{87}/Sr^{86} не сильно обогащены первозданным отношением в противоположность тому, как это найдено в метеоритах. Это означает, что подобно Земле, источники лунных пород имеют отношения Rb/Sr значительно более низкие, чем в хондритах или на Солнце на ранней стадии существования солнечной системы. Лишь в некоторых пробах (образцы № I0017, I0022, I0069, I0072) отношение Rb/Sr сравнимо с земным. Это малое обогащение рубидием является "сдерживающим фактором" при интерпретации Rb - Sr возрастных данных. Для лунных пород и минералов нет доказательств их когенетичности. Поэтому полученные результаты можно

интерпретировать лишь как возраст единичных образцов пород, полученный из различных Rb/Sr отношений различных фракций (изохронное датирование).

Как видно из табл. 9, измеренные отношения Rb^{87}/Sr^{87} изменяются в пределах порядка для различных проб, а внутри пробы – в 2 – 4 раза. Поскольку количество радиогенного стронция мало (~I%) и неизвестно первоначальное отношение его изотопов, датировать можно лишь с помощью изохронных методов. Эти методы позволяют установить возраст проб различного типа и первоначальное отношение Sr^{87}/Sr^{86}, которое оказалось близким к таковому в базальтовых ахондритах (0,6990).

Наиболее важный вывод, который можно сделать из рассмотрения данных табл. 9, заключается в том, что образцы из Моря Спокойствия представляют собой два отчетливо различных генетических материала. I группа (например, образцы № I0072, I0017, I0042) однородна и содержит значительно больше рубидия, калия, бария и тория, чем II группа (например, образцы № I0045, I0047, I0062 и I0008). Она содержит больше титана, натрия, фосфора, серы, циркония, иттрия и редких земель, но меньше алюминия и кальция. Образцы № I0022 и I0057 тяготеют к I группе, а № I0020 и I0058 ко II группе.

Невероятно, чтобы сильное обогащение калием, рубидием, барием и торием I группы произошло за счет кристаллизационного фракционирования родительской магмы, так как обе группы имеют ограниченные вариации в главных элементах. Необходимо различие в родительской магме, происходящей или из химически различных исходных систем, или из подобных источников, но с различной степенью парциального плавления. В обеих группах видно, что более легкие редкоземельные элементы находятся с титаном, цирконием и иттрием в тех же отношениях, что на Земле или в космосе. Процесс, приведший к относительной потере рубидия, произошел вскоре после акреции планетной системы (то же самое мы наблюдали и при рассмотрении свинцово-изотопных данных). Лунная поверхность могла возникнуть из материала, который был гетерогенным со времени своего отделения в виде облака и до происхождения солнечной системы.

Исследованный материал по своей природе вулканический, но гетерогенность его сохранилась, несмотря на вулканизм (Харлей, Пинсон, стр. 473). Обогащение нелетучими, но легкоплавкими компонентами (типа редкоземельных и щелочноземельных элементов) и относи-

тельный недостаток летучих таких, как щелочи, требуют комбинационного действия, химического и кристаллизационного фракционирования, а также физических потерь некоторой части элементов в горячем газовом окружении при селективном испарении. Таким образом, анализы, представленные в табл.9 подтверждают тот факт, что Луна построена из ассортимента материала, происходящего из районов первоначального газо-пылевого облака с различными конденсационными режимами. Некоторые пробы сильно обеднены щелочами, что может свидетельствовать о том, что соответствующие вулканические или магматические стадии кристаллического фракционирования могут быть обогащены следовыми элементами, все еще сохраняющими присущую разницу в щелочах. Где этот процесс происходил - на Луне или ранее, неизвестно (скорее всего виновата гетерогенность облака - прим. ред.).

Брекчии по элементарному составу очень близки к лунной почве, что совместимо с их происхождением из почв. Для большинства элементов состав брекчии - почва лежит между I и II группами пород. Исключение составляют железо и титан, которых в почве меньше, и алюминий, которого, наоборот, больше. Различия в содержании железа и титана может объясняться удалением ильменита (~6% по весу) из более примитивной почвы. Этот процесс может также объяснить более высокую распространенность в почвах кремния, магния и кальция. Содержание алюминия тем не менее остается аномально высоким. Почва обогащена также никелем, медью и цинком. Любопытно, что большая часть рубидия в породах находится в пузырчатых образованиях.

Из рассмотрения возрастных данных (см. табл.7-9) вытекает, что значения, полученные разными авторами, в общем сходятся за небольшими исключениями. Однако полученные стронциевые возрастные данные не всегда согласуются со свинцовыми. Так, например, кристаллические породы типа А, В по свинцовым данным имеют возраст 3,8 - 4,0 млрд. лет, а по стронциевым - 4,4 - 4,6 млрд. лет, и, наоборот, лунная пыль по свинцовым данным оказывается более древней. Правда, по данным Марти и Шмитта (стр. 476), брекчии (тип С) и почва (тип Д) имеют стронциевый возраст, превышающий 4,5 млрд. лет, но это всего один случай. В общем стронциевый возраст для всех образцов, в том числе и мономинеральных фракций, в целом меньше, чем свинцовый.

Таким образом, можно принять, что свинцовый и стронциевый возрасты изверженных пород из Моря Спокойствия равны

3,7 ± 0,2 млрд. лет, возраст почвы брекчий значительно древнее – 4,4 – 4,7 млрд. лет. Поскольку почва образовалась из каких-то первичных древних пород за счет импактных процессов, можно полагать, что возраст коры Луны по крайней мере не моложе 4,6 млрд. лет. Молодые породы образовались в результате плавления этой древней коры. Каков механизм этого плавления пока неясно. В целом кора представляет собой закрытую систему без существенных инъекций больших объемов высокодифференцированного материала из глубин Луны после 4,6 млрд. лет назад. Плавление (порода возрастом 3,7 млрд. лет) вызвано либо импактными процессами, либо глубинным источником тепла. Высокое содержание урана и тория поверхностных пород предполагает, что они образовались из пород, более бедных этими элементами, поскольку Луна в настоящее время не расплавлена (еще более вероятно, что поверхность Луны была обогащена радиоактивностью в процессе ее формирования – прим. ред.). Внутри Луны должно быть не более $1 \cdot 10^{-8}$ г/г урана. Это требование предполагает, что материал Моря Спокойствия дериватировался из глубины по крайней мере 100 км. Если 3,7 млрд. лет назад внутренность Луны была расплавлена, то она должна быть расплавлена на глубине больше 100 км и сейчас и должны были бы иметь место вулканические процессы. Если же расплавление явилось результатом последней бомбардировки падающими телами, то Земля также бомбардировалась в это время и следы этой бомбардировки должны остаться на Земле.

Аргоновый и гелиевый возрасты

Аргоновый возраст отмечает время, которое прошло с момента последнего переплавления (и дегазации) исследуемых пород, т.е. со времени их затвердевания. С этой точки зрения удерживание аргона является весьма важным показателем, поскольку может свидетельствовать о процессах термального метаморфизма.

Как видно из табл. 10 – 12, значения возраста пород базальтового типа и пузырчатых (тип А и В) варьируют от 2,2 до 3,9 млрд. лет, а возраст брекчий и пыли (тип С и Д) достигает 4,4 млрд. лет. Эти результаты, несмотря на значительные расхождения между данными разных лабораторий, в общем хорошо согласуются с результатами, полученными при помощи свинцового и стронциевого методов. Некоторое занижение аргонового возраста можно объяснить потерями аргона во время транспортировки пород импактным механизмом. Аргоновые даты так же, как и свинцовые и стронциевые, свидетельствуют о том, что

Таблица 10

Аргоновый возраст проб, доставленных "Аполло-II"

Номер образца	Тип породы	К, г/т	Ar^{40}, 10^{-8} см^3/г	Т к/Ar, млрд.лет	Автор
10017	Неразделенная			2,2*	
10071	"			2,82±0,08	Eberhardt et al.,
10071	Полевой шпат СА 4			3,3±0,08	стр. 558
10071	Полевой шпат СА 6			3,22±0,08	
10071	Неразделенная		4100	Возраст	
10018	Фрагмент		6100	варьирует	Funkhouser et al.,
10020	Неразделенная		1800	от 2,5 до	стр. 561
10022	"		5700	3,8 с мак-	
10024	"		4100	симумом	
10032	"		7400	(3 образца)	
10044	"		2500	около	
10047	"		1500	3,4 млрд.	
10049	"		5600	лет	
10050	"		2500		
10057	"		4800		
10058	"		3700		
10061	Каменный фрагмент		8200		
10069	Неразделенная		6500		
10070	"		2400		
10071	"		6100		
10072	"		7600		
10017	Неразделенная тип В	2430	4080**	2,2±150	O'Kelly, Eedridge,
10057	Неразделенная тип А	2550	5200**	2,5±180	стр. 580
10072	То же	2300	7600**	3,2±230	

* Внесены поправки на космогенный аргон.

** Содержание Ar^{40} взято из работы Funkhouser et al., стр.561.

Таблица II

Аргоновый возраст лунных проб, доставленных "Аполло-II" (млрд. лет).

Номер образца	Тип породы	K, т/т	Ar^{40}, $\times 10^{-8}$ $см^3/г$	$\frac{Ar^{40}}{Ar^{36}}$	T, к/Ar	Общий аргон		Высокотемпературный аргон		Возраст по низкотемпературным потерям	Автор
						Ar^{40}/Ar^{39}	T	Ar^{40}/Ar^{39}	T		
I0053,34	А,крист.	2588	2543	83,988	2,30						Wanless et al., стр.479
I0053,34	"	2467	4646	I60,4I8	2,27						
I0003,43						I85,I±I,4	3,76±0,05	206,2±6,8	3,93±0,07	>I,0	Turner, стр.466
I00I7,49						69,8±0,5	2,3 ±0,05	I32,9±3,0	3,23±0,06	>0,25	
I0022,46						I35,5±0,7	3,26±0,05	I66,3±3,8	3,59±0,06	>0,75	
I0024,26						9I,5±0,5	2,5 ±0,05	I66,2±I,4	3,48±0,05	>0,2	
I0044,40						I82,0±0,9	3,62±0,05	I95,6±2,5	3,74±0,05	>0,8	
I0062,30						I60,3±I,6	3,42±0,05	206,5±3,7	3,83±0,06	>I,0	
I0072.45		Ar^{36}	Ar^{38}	Ar^{40}	Изотропный	I48,2±0,8	3,30±0,05	I72,5±2,6	3,53±0,05	>0,6	

вулканизм в Море Спокойствия, если он был, окончился 3,7 млрд. лет назад.

В табл. 18, в качестве примера приведены данные Хинтенбергера по гелиевому возрасту лунных проб типа А, В, С. Известно, что гелий очень легко теряется из природных образований даже при самых незначительных прогревах. Тот факт, что гелиевый возраст лунных пород *лишь немного меньше аргоновых дат, свидетельствует о* том, что за последние 3 млрд. лет исследованные породы не претерпевали даже незначительного нагревания.

Отмечаются общие закономерности - систематическое уменьшение концентрации редких газов с увеличением крупности зерна. В пыли редкие газы концентрируются преимущественно в верхних слоях. Различие в поведении газов можно отнести либо за счет различных скоростей диффузии, либо за счет различной степени проникновения гелия, неона и аргона из солнечного ветра.

Доля гелия из солнечного ветра в общем его содержании очень велика; из-за большой поправки значения возраста рассчитываются с большой ошибкой. В крупных обломках немного гелия и аргона из солнечного ветра или того, который образуется за счет реакций скалывания под действием космических лучей. В исследованных породах вообще не найдено первозданного или планетарного газа, что подтверждает соображение о том, что к моменту их образования они были полностью обезгажены.

Наиболее тяжелые газы (Ar, Kr и Xe) имеют такой же изотопный состав, как и в ахондрите Старое Песьяное, и в пределах фактора 2 - 8 совпадают с вычисленной космической распространенностью. Неон и гелий в почвах содержат в 2,5 - 10 раз меньше космической компоненты, чем в ахондрите Старое Песьяное.

В лунной пыли отмечается присутствие низкотемпературного Ar^{40} (выделенном при 800 - 900°С). Происхождение его неизвестно. Предполагается (Heymann et al., p.555), что импактная космическая пыль может оказаться значительно старше Луны.

Заключение

Исследование лунных проб вызвало очень много вопросов, которые раньше не могли даже возникнуть.

Данные селенохронологии лишь запутали некогда "ясный" вопрос о происхождении Луны и ходе ее эволюции. Действительно, Луна не может быть сколь-нибудь существенно старше Земли. Луна также не

Таблица I2

Аргоновый возраст лунных проб, доставленных "Аполло-II" (млрд. лет)

Номер образца	Тип породы	A^{36}, 10^{-6} см^3/г	A^{38}, 10^{-7} см^3/г	A^{40}, 10^{-5} см^3/г	Изохронный возраст	Автор
I0084,40	Общее	403	754	49,4	Принято K = 0,I%. Все пробы по данным изохронного метода содержат 7,I2 ± I,086·10^{-5} см^3/г Ar^{40}. Отсюда T = 4,42 $^{+0,24}_{-0,28}$	Heymann et al., стр.555.
I0084,40	"	390	726	48,6		
I0084,40	Фрагмент	I7,2	4I,2	I4,3		
I0084,40	Фрагмент с коры плавления	86,5	I64	I5,9		
I0084,40	8 каменных фрагментов	26,9	56,2	8,72		
I0084,40	29 каменных фрагментов	50,0	I0I	I3,6		
I0084,40	Фракция 70 - I05 мм	I45	275	24,8		
I0084,40	Фракция 70 мм	333	623	4I,2		
I0084,40	Сильномагнитная фракция 70 - I05 мм	277	5I8	34,9		
I0084,40	Слабомагнитная фракция 70 -I05 мм	36,5	70,7	7,74		
I0084,40	Коричневые сферы и вытянутые тела -250 мм	5,87	I2,0	I9,9		
I0084,40	Три черные сферы - 400 мм	76,9	I49	36,4		
I0084,40	Темно-черное стекло - 400 мм	I4,4	28,7	37,6		
I0084,40	Белосахарный фрагмент (полевой шпат) - 550 мм	3,3I	9,9	2,44		
I0084,40	Каменный фрагмент со стеклом и ильменитом - 800 мм	6,96	I3,I	4,I9		

Номер образца	Тип породы	K, г/т	Ar^{38}/Ar^{36}	Ar^{40}/Ar^{36}	Изохронный возраст	Автор
I0084,40	Четыре прозрачных цветных фрагмента - 850 мкм	4,45	I2,6	7,I8		
I0084,40	Желтое стекло 600 мкм	2,02	3,8	3,I5		
I0084,40	Зеленое стекло 500 мкм	9,I9	I9,0	6,05		
I0084,59	Пыль		0,I925 (0,I83)	I,I26 (0,82)		Reynolds et al., стр. 545.
I0057,20	Тонкозернистая кристаллическая порода	I500	0,237	39,I	4,I±0,3*/	
			$Ar^{40}_{см^3/г} \cdot I0^{-5}$			
I00I7,33	Тип В	2060	4,95		2,60	Hinterberger et al., стр. 548
I0044,32	То же	860	4,46		3,90	
I0049,20	Тип А	2280	6,47		3,20	
I0057,40	То же	20I0	4,I9		2,85	

*/ Внесена поправка на солнечный ветер из пробы I0084,59.

Таблица 13

Гелиевый возраст лунных проб, доставленных "Аполло-11"*/

Номер образца	Тип породы	Содержание, г/т		Содержание, $см^3/г$	Возраст, млрд.лет
		U	Th		
10021,20	C	–	–	$4,5 \cdot 10^{-3}$	–
10003,11	B	–	–	$1,41 \cdot 10^{-4}$	–
10017,33	B	0,69	3,05	$4,63 \cdot 10^{-4}$	2,55
10044,32	B	0,33	1,0	$1,44 \cdot 10^{-4}$	1,75
10049,20	A	0,81	–	$7,45 \cdot 10^{-4}$	2,95
10057,40	A	0,80	3,05	$6,32 \cdot 10^{-4}$	2,5

*/ Данные взяты из работы Hinterberger et al., стр. 543.

могла когда-либо находиться в расплавленном состоянии и на ней не могло происходить таких глубоких процессов дифференциации вещества, чтобы могла выплавиться лунная кора. Внутренние зоны Луны не могут содержать столько же радиоактивных элементов, как и ее поверхностные породы, ибо они были бы расплавлены и, следовательно, на поверхности имелись бы следы недавнего вулканизма.

Отсюда можно сделать единственный вывод, что поверхностные зоны Луны (так же, как и Земли – см. наст. сб. статью Соботовича, Рудника) возникли в ходе ее формирования как планеты. А раз так, значит протопланетное облако было неоднородно по своему составу. Захваченное планетами на заключительном этапе формирования вещество содержало повышенное количество радиоактивных элементов.

К подобному выводу приходят Харлей и Пинсон (стр. 473):"... таким образом, эти анализы подтверждают, что Луна сделана из ассортимента материала из различных конденсационных режимов в солнечном облаке, причем некоторые материалы сильно обеднены щелочами..."

Компстон, Арренс и Вернон (стр. 404) отмечают: "Невероятно, чтобы сильное обогащение калием, рубидием, барием и торием I группы образцов происходило за счет кристаллизационного фракционирования родительской магмы, так как обе группы имеют ограниченные вариации в главных элементах. Требуется различие в родительских магмах..."

Некоторые исследователи высказывают мысль о том, что Море Спокойствия образовано при падении гигантского тела на поверхность Луны и поэтому фактически определяется не возраст лунной поверхности, а возраст материала этого тела. Однако экспериментальные данные по элементарной и изотопной распространенности свидетельствуют о весьма удивительном составе такого тела. Например, мы не знаем метеоритов, в которых были бы столь огромные отношения тяжелых изотопов свинца к свинцу - 204, или таких, которые содержали бы столь много урана и тория.

По-видимому, виновато не случайное событие, а закономерное формирование поверхностных зон Луны из материала, обогащенного элементами и изотопами последней Сверхновой звезды, давшей толчок конденсации солнечной системы.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие 3
Н. П. С е м е н е н к о. Первоочередные задачи космохимии . . 5
К. Н. А л е к с е е в а. 30 лет работы Комитета по метеоритам АН УССР 11
Э. В. С о б о т о в и ч. Некоторые вопросы изотопной космохимии и космохронологии 16
Я. А. В и н ь к о в е ц к и й. Общий закон сохранения в эволюции Вселенной 40
Э. В. С о б о т о в и ч, В. А. Р у д н и к. Космогеологические аспекты формирования Земли 51
Е. Л. К р и н о в. Новые исследования падения и сбор частей Сихотэ-Алинского метеоритного дождя 117
К. Н. А л е к с е е в а, Т. М. Ф о к а. Металлические шарики из осадков Норвежского моря 129
Г. П. В д о в ы к и н. Органические соединения углистых хондритов 133
К. Н. А л е к с е е в а, А. В. С м и р н о в а. Некоторые данные о вещественном составе и физических свойствах метеорита Dalgetty Daws. 157
А. В. С м и р н о в а, О. П. Ш а р к и н. Новые данные о минералогическом составе метеорита Крымка 161
Э. В. С о б о т о в и ч, А. К. Р у д е н к о, А. В. С м и р н о в а. О распределении золота в камасите Сихотэ-Алинского метеорита 164

Г. Г. В о р о б ь е в. Проблема происхождения тектитов на современном этапе 169
Э. В. С о б о т о в и ч, М.М. Ш а ц, А. В. С м и р н о в а, К.Н. А л е к с е е в а. Минералогия, распространенность элементов и возраст лунных проб "Апóлло-II" 177

Проблемы космохимии и метеоритики

Печатается по постановлению ученого совета
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Ж.Е.Квятковская
Технический редактор И.М. Баяджиева.
Корректор М.Т.Кравчук

БФ 27512. Зак. № 600. Изд. № 1191. Тираж 500. Формат бумаги 60х84 1/16. Печ. физ. листов 14. Уч.-изд. листов 13,35. Подписано в печать 16.IX.1971 г. Цена 1 руб. 34 коп.

Издательство "Наукова думка". Киев, Репина, 3.
Киевская типография № 5 Комитета по печати при Совете Министров УССР. Киев, Репина, 4.

1 руб. 34 коп.

5738

«НАУКОВА ДУМКА»