МАНТИЯ и ЗЕМНАЯ КОРА

ОБРАЗОВАНИЕ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ

Л. С. Тарасов

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

Область распространения жизни на Земле — биосфера — охватывает только узкую зону вблизи поверхности нашей планеты. Человеком заселена лишь ее средняя часть — он даже не освоил еще глубин океанов. По обе стороны от этого тонкого слоя жизни лежат различные миры — необозримые просторы космоса и совершенно недоступный пока еще взору мир глубоких земных недр. И хотя этот мир рядом с нами, а не отделен тысячами, миллионами и миллиардами световых лет, знаем мы о нем, возможно, меньше, чем о звездных мирах. Уже разработаны классификации звезд и галактик, учитывающие их химические и физические свойства, измерены температуры звезд, и человек приступил к экспериментальному исследованию космоса при помощи ракет-лабораторий. Недра же Земли все еще ждут создания подземного «спутника», который смог бы проникнуть в глубины и, противостояв температуре и давлению, господствующим там, принести пробы вещества и сведения о процессах в этих еще пока таинственных зонах Земли. Недра — это первичный источник всего, что мы видим на поверхности Земли; в них первопричины многих геологических событий; наконец, в веществе самых глубоких зон планеты скрыты тайны ее рождения.

Наше время — время подготовки к широкому исследованию глубин Земли. Для изучения их сейчас применяются не только наземные геофизические методы. Много нового рассказали геофизические приборы, поднятые над планетой искусственными спутниками или, например, земные приливы. Используются многочисленные экспериментальные данные о поведении вещества земных пород в условиях высоких температур и давлений, результаты исследования метеоритов и многое другое. Наконец, впервые намечается переход от косвенных методов познания недр к прямым методам: перестали быть фантастикой скважины сверхглубокого бурения, они уже проектируются.

В наши дни особый интерес представляют специальные геохимические исследования вещества Земли. Большая работа в этом направлении была проведена акад. А. П. Виноградовым и его сотрудниками[1]*. Применение современных методов позволяет по-новому подойти к решению загадки о происхождении и эволюции вещества Земли. Об основных направлениях, методах и результатах этих исследований, о гипотезе эволюции вещества Земли, предложенной А. П. Виноградовым, рассказывается в публикуемой статье.*

---

[1] Подробности об исследованиях по теме настоящей статьи см. в работах *А. П. Виноградова*: Изотопные отношения в магматических горных породах, «Труды симпозиума по геохимии редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Изд-во АН СССР, 1959; Метеориты и земная кора. «Известия АН СССР, Сер. геол.», 1959 № 10; Химическая эволюция Земли. Первое чтение им. В. И. Вернадского, Изд-во АН СССР, 1959; Происхождение вещества земной коры, «Геохимия», 1961, № 1; Происхождение оболочек Земли, «Известия АН СССР, сер. геол.», № 11, 1962.

Галактика, солнечная система, Земля... Явления трех порядков, трех различных масштабов, рожденные из одной общей материи, но не одновременно и поэтому отвечающие разным этапам ее эволюции. Каждая последующая система — часть более общей. И это заставляет нас при изучении собственной планеты постоянно обращаться к свидетелям событий в космосе.

В настоящее время материальный обмен между Землей и космосом достаточно ограничен: космические лучи и метеоритное вещество, выпадающее в виде пыли и метеоритов, не могут сколько-нибудь заметно изменить состав и массу Земли, так же как и медленная потеря земной атмосферой водорода. Однако в прошлом подобный обмен был несравненно значительнее и накопление масс космической материи сыграло решающую роль в формировании Земли. Образовавшаяся как космическое тело, Земля была совершенно непохожа на современную. И лишь длительнейший процесс дифференциации первичного земного вещества привел к возникновению тех физических и химических неоднородностей в ее строении, которые в конечном счете в сочетании с солнечной и внутриземной энергией обусловили современный облик Земли и возникновение на ней жизни. Эти неоднородности земного шара — его характернейшая черта — они служат ключом к пониманию многих процессов, скрытых от нас временем и пространством.

ХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОГО ШАРА

Приповерхностный слой Земли изучен и осмыслен человеком лучше всего. Верхняя часть земной коры — литосфера, а также две другие наружные оболочки — гидросфера и атмосфера, входящие в состав этого слоя,— представляют собой три (твердую, жидкую и газообразную) фазы, постоянно химически обменивающиеся между собой в условиях земной поверхности. Это первый и самый очевидный пример такой неоднородности.

Крайняя химическая неоднородность вещества проявлена в литосфере. Велико разнообразие осадочных пород, возникших в результате химической и физической дифференциации при выветривании, переносе и осадконакоплении. Группа магматических пород включает силикатные и алюмосиликатные породы. В самом общем виде они могут быть подразделены на гранитные (кислые) — богатые щелочами, алюминием, кремнием; базальтовые (основные), для которых характерны повышенные содержания кальция, железа, алюминия, и ультраосновные породы, содержащие особенно большие количества магния и железа и значительно меньше, чем во всех прочих типах пород — кремния (табл. 1).

Таблица 1

Содержание главных элементов в основных типах пород и силикатной фазе каменных метеоритов (в вес. %)

Компонент	Породы				Силикатная фаза		
	Дунит	Базальт	Гранит	Осадочные	Хондритов	Бесполевошпатовых ахондритов	Полевошпатовых ахондритов
Na	0,57	1,94	2,77	0,66	0,85	0,27	0,62
K	0,03	0,83	3,34	2,28	0,085	0,07	0,30
Ca	0,70	6,72	1,58	2,53	1,97	0,09	7,43
Mg	25,9	4,5	0,56	1,34	17,8	18,37	5,95
Fe	9,85	8,56	2,7	3,33	10,0	8,91	12,69
Al	0,45	8,76	7,70	10,45	1,74	0,58	6,19
Si	19,00	24,0	32,3	23,8	22,0	24,55	22,72
O	42,5	43,5	48,7	52,8	43,0	44,10	43,03

Отложенные в виде осадков или застывшие из магматического расплава породы с течением времени могут подвергаться изменениям, часто весьма значительным. Они образуют разнообразную группу метаморфических пород.

На поверхности континентов более всего распространены осадочные, метаморфические и кислые изверженные породы и в меньшей степени основные породы. Но океанические районы сложены в основном породами базальтового типа.

Ультраосновные породы — дуниты, перидотиты — встречаются далеко не всюду. Массивы их вытянуты узкими поясами вдоль глубоких разломов или зон глубокого прогибания земной коры, например на Урале, в Саянах. Встречаются они также среди очень древних пород, некогда находившихся на большой глубине, подобно массивам Кольского полуострова. Наконец, обломки дунитового состава выбрасываются среди лав в виде вулканических бомб при современных извержениях, а кимберлитовые трубки взрыва, принесшие к поверхности Земли алмазы,— свидетелей громадных давлений и температур, также в основном состоят из пород ультраосновного состава. Все это указывает на то, что источники ультраосновных пород располагаются, видимо, за пределами земной коры.

Сведения об этих глубинах можно получить геофизическими методами, использующими электрические, магнитные и гравитационные свойства вещества Земли. Однако главная роль принадлежит сейсмическим методам [1]. Изучение этими методами обнаруженных поверхностей раздела внутри земного шара дало возможность представить себе модель его строения (см. вклейку I). Три главные области — это земная кора (слой А), мантия (В, С, Д) и ядро (Е ,F). Земная кора по скоростям распространения сейсмических волн (V_p и V_s) четко отделяется от мантии. Эта граница — раздел Мохоровичича — названа так по имени ученого, впервые установившего ее. Только с ее открытием понятие «земная кора» вполне определилось — эта поверхность четко ограничивает кору снизу. В областях континентов граница Мохоровичича располагается на значительно бóльших глубинах (от 40 до 70 *км*), чем под океанами, где толщина земной коры достигает лишь 6—10 *км*. Более того, под континентами и океанами строение земной коры оказалось совершенно различным. На континентах повсеместно устанавливается двухслойное строение коры: сверху залегает гранитный слой, а глубже — базальтовый. Под океанами гранитный слой отсутствует, т. е. кора однослойна.

Гранитный слой — понятие условное, так как с поверхности в его состав входят не только граниты, но и осадочные, метаморфические и даже основные, базальтоидные, породы.

Мощность этого слоя изменчива. Особенно значительна она в районах молодых гор — на Кавказе, в Альпах, Гималаях и в некоторых древнейших участках земной коры, таких как Южная Африка. Базальтовый слой, также неоднородный по составу, на континентах достигает мощности 10—15 *км*. К периферии континентальной коры гранитный слой становится менее мощным и на границе с корой океанического типа практически полностью выклинивается. На вклейке II хорошо видно, как на глубине 20 *км* сохраняются лишь корни материков (красные поля), а базальтовый слой подстилает все остальные области континентальной коры (белые поля). Под дном океанов сохраняется только базальтовый слой коры, представляющий собой первую непрерывную оболочку Земли (кроме атмосферы), но мощность его колеблется всего от 6 до 8 *км*. Глубже границы Мохоровичича начинается верхняя мантия, сложенная более плотными, чем кора, породами ультраосновного состава.

Мантия — основная оболочка Земли. Она продолжается до глубин 2900 *км*. Объем ее составляет более 80% объема земного шара, а вес — около 70%. По сравнению с ней объем и вес земной коры составляют очень малую долю — соответственно лишь 1 и 0,5%. В пределах мантии возрастает плотность вещества, температура и давление, достигая у нижней границы 2000—2500° и 1 400 000 *атм*. На глубине 2900 *км* крайне резкая граница отделяет мантию и ядро (см. вклейку I). Судя по непрохождению поперечных волн, ядро Земли, во всяком случае его внешняя часть, по некоторым свойствам отвечает жидкости. Это подтверждается и недавно полученными результатами обработки наблюдений за приливами земного вещества [1].

Намеченной физической неоднородности коры и верхней мантии соответствует и химическая. Даже если говорить о самых общих чертах, то гранитный слой, а значит, и континентальная кора — это концентратор щелочей, алюминия, кремния; базальтовый слой — кальция, алюминия, железа, в меньшей степени кремния, а ультраосновная верхняя мантия — магния и железа (см. вклейку I).

[1] См. «Природа», 1956, № 7, стр. 3.

[1] См. «Природа», 1963, № 4, стр. 106.

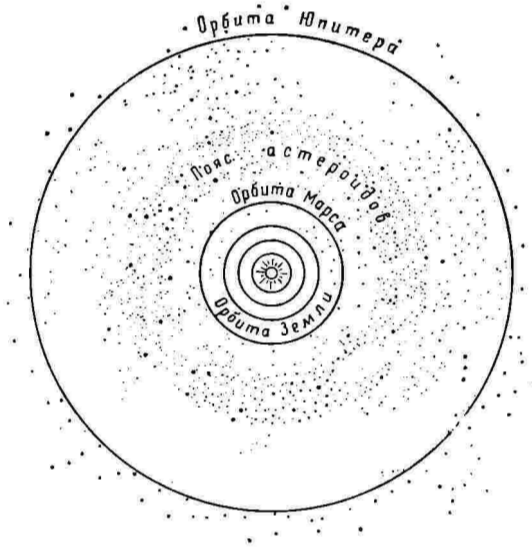


Рис. 1. Расположение пояса астероидов в солнечной системе

Более того, по-разному распределяются также второстепенные и редкие элементы. Например, уран, торий, свинец накапливаются в кислых гранитоидных породах, титан — в основных, а никель и кобальт — в ультраосновных.

ПЕРВИЧНОЕ ВЕЩЕСТВО ЗЕМЛИ

Сейчас уже нет сомнения, что Земля состоит из оболочек и поэтому основные научные интересы переместились в область поисков тех путей и механизмов, которые привели к их образованию.

Относительное расположение земной коры и мантии — неоднородностей первого порядка — и соотношение их химического состава наводит на мысль о каких-то радиальных процессах изменения первичного, видимо, относительно однородного по своему составу вещества Земли. Но для того чтобы представить себе подобный процесс, нужно прежде всего знать исходное вещество.

Обращаться за аналогиями к далеким звездным мирам, очевидно, не стоит, так как сейчас уже достаточно достоверно установлено различие эволюций звезд и различие процессов образования элементов, происходящих в их недрах. Напротив, аналогия с телами солнечной системы должна быть, видимо, наиболее правильной. Такое сравнение может быть проведено, с одной стороны, с Солнцем, с другой — с метеоритами.

Метеориты, падающие на Землю, не могут быть пришельцами из других миров. Пути движения их вокруг Солнца — метеоритные орбиты — очень сходны с орбитами астероидов — многочисленных мелких планетоподобных тел, скопления которых образуют пояс астероидов между орбитами Марса и Юпитера (рис. 1). Очевидно метеориты, как и Земля, принадлежат к телам земной группы планет, а не гигантских планет, подобно Юпитеру и Сатурну, которые характеризуются отличным составом благодаря избытку метана, аммиака и т. д.

Академик А. П. Виноградов, пользуясь наиболее точными экспериментальными данными, сопоставил распространенность химических элементов на Солнце, установлен-

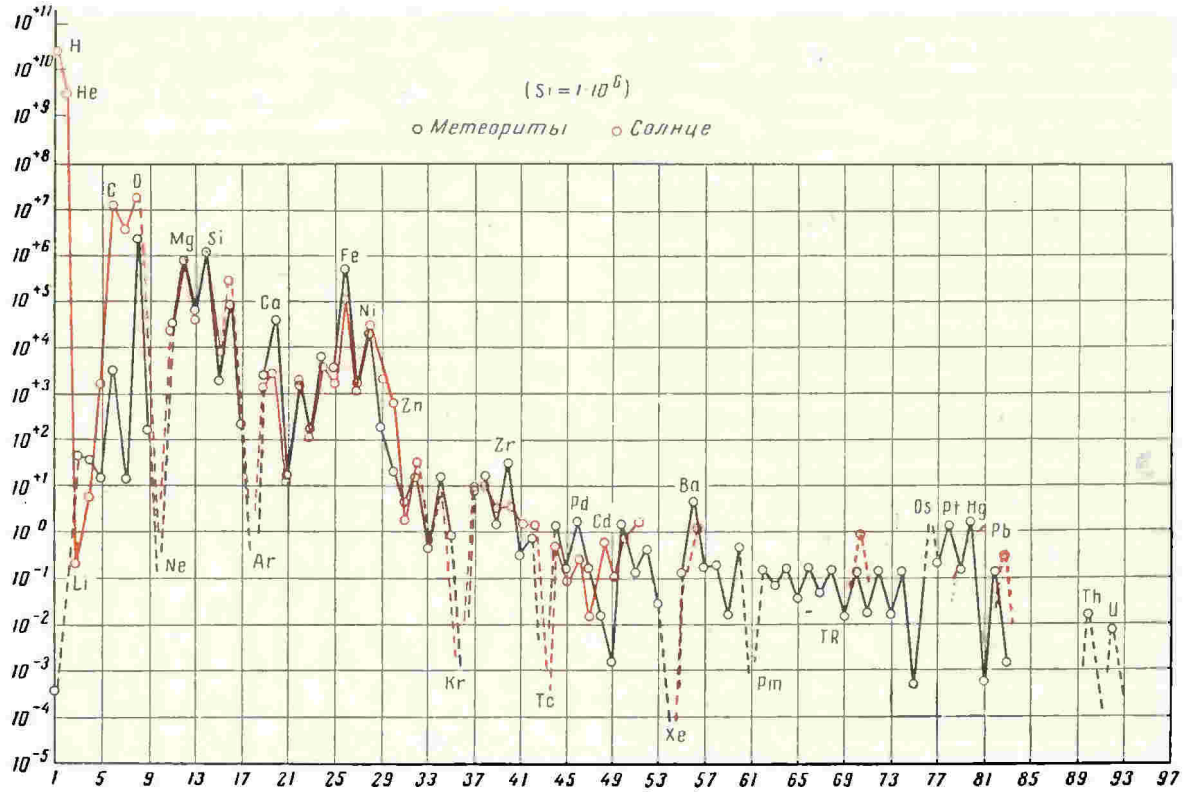


Рис. 2. Атомная распространенность элементов в каменных метеоритах и на Солнце

ную спектрально, с результатами химических исследований каменных метеоритов (рис. 2). Оказалось, что если пренебречь легкими элементами H, He, Li, Be, B, распространенность которых на Солнце сильно изменена реакциями в термоядерных процессах, то кривые распространенности элементов на Солнце и в каменных метеоритах очень близки, а в ряде случаев совпадают. Это указывает на аналогию составов и на единство происхождения солнечного и метеоритного вещества, а поскольку орбита Земли располагается между Солнцем и поясом астероидов,— также и на близость составов каменных метеоритов и вещества Земли. Впервые такую аналогию подметили еще в XIX в. Теперь же ученые располагают новыми доказательствами, подтверждающими это предположение, поэтому в излагаемой далее гипотезе, разрабатываемой А. П. Виноградовым, принято основное допущение — вещество мантии Земли соответствует по составу веществу каменных метеоритов.

Рассмотрим особенности самих метеоритов, среди которых выделяются три класса: каменные, железо-каменные и железные (рис. 3). Более 90% всех известных падений метеоритов приходится на хондриты — разновидность каменных метеоритов (табл. 2).

Таблица 2

Соотношение различных типов метеоритов (по Прайору)

Тип метеоритов	Число падений
Железные	42
Железо-каменные	12
Хондриты	523
Ахондриты бесполевошпатовые	24
Ахондриты полевошпатовые	31
Всего	632

Наиболее интересная особенность, отличающая хондриты от изверженных пород Земли,— это их структура. Сложены они в основном из застывших капелек силикатного вещества (рис. 4, 5) — хондр.

Размеры хондр в хондритах разнообразны — от 0,1 *мм* до нескольких миллиметров в диаметре, но чаще около 0,4 *мм*. Хондры обычно круглые (см. рис. 5), реже эллиптические или чечевицеобразные, иногда имеют оттянутый «носик», как у застывших стеклянных капель. В неизмененных хондритах соседние хондры часто соприкасаются и даже сли-

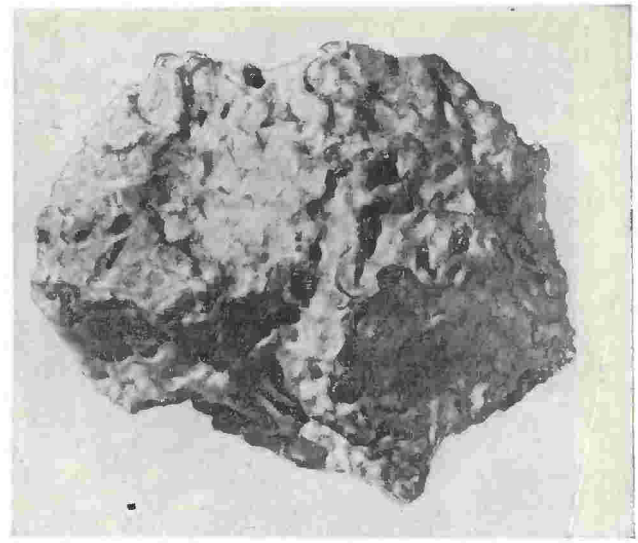


Рис. 3. Внешний вид одного из обломков железного Сихотэ-Алинского метеорита

ваются между собой. Хондры неоднородны и составлены либо оливином, либо магнезиальным пироксеном (энстатитом), либо их смесью со стеклом. Пространство между хондрами заполнено пылью и обломками самих хондр. Среди цемента в заметном количестве находятся зерна и жилки самородного никелистого железа (до 12% от веса каменных метеоритов), троилита, выделения хромита и других минералов. Эти же минералы

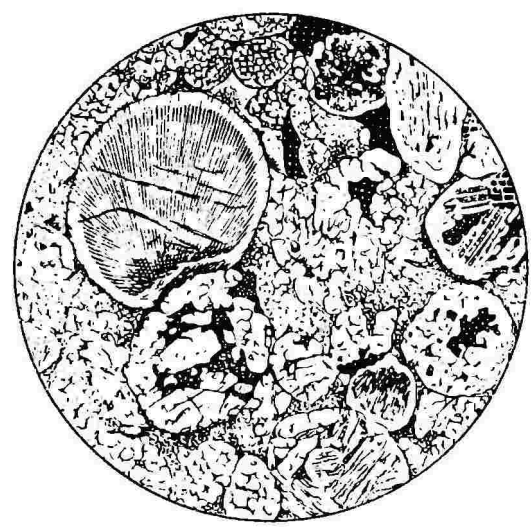


Рис. 4. Участок хондрита под микроскопом, видны хондры

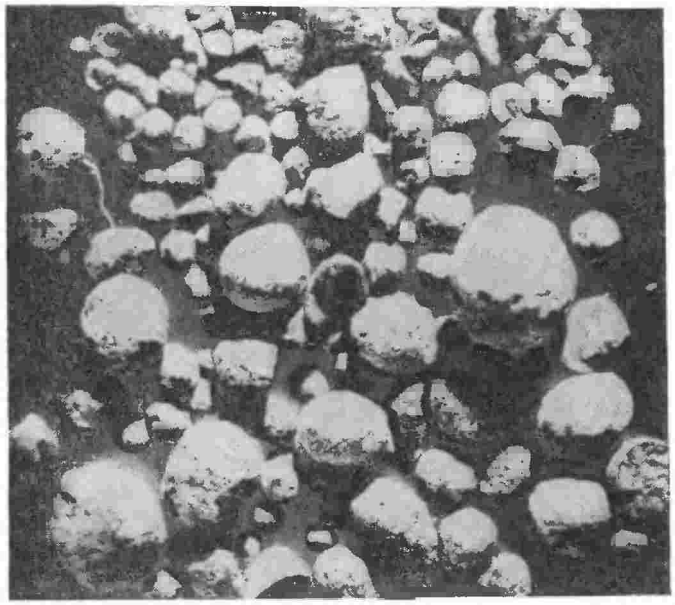


Рис. 5. Отсепарированные хондры

в виде очень мелких включений встречаются и внутри хондр. Попадаются хондры, сложенные никелистым железом и троилитом.

Среди каменных метеоритов выделяется еще группа ахондритов,— не содержащих хондр: последние либо разрушены, либо перекристаллизованы. Ахондриты состоят из более или менее крупных обломков метеоритов, иногда сцементированных в виде брекчий, некоторые — из смеси обломков зерен минералов и бывают с полевыми шпатами и без них.

Железо-каменные метеориты, в частности так называемые палласиты, представляют собой губку металлического железа, в которую включены хондры силикатного вещества (главным образом оливина и пироксена). Железные метеориты состоят целиком из никелистого железа и содержат в среднем около 8% никеля. Наиболее обычные включения в них — троилит FeS, шрейберзит $(Fe, Ni, Co)_3P$ и др.

Таким образом, строение метеоритов подчеркивает образование их путем смешения разнородного материала, или, иначе говоря, их агломерационный характер. Наиболее вероятно, как считает А. П. Виноградов, что железо железных метеоритов и силикатные хондры каменных метеоритов произошли непосредственно из остывающего плазменного околосолнечного облака путем раздельной конденсации силикатов и железа. Капельки железа в силу своих свойств легко сливались в большие массы, которые впоследствии дали начало железным метеоритам. Капельки силикатов, вероятно, многократно перекристаллизовывались в зависимости от температуры, упругости паров, поверхностных свойств вещества.

Возникшие таким образом хондры слипались в тела больших размеров, образуя хондритовые массы. Сформировавшиеся тела сталкивались друг с другом и в результате нагрева и давлений, вызванных столкновениями, разрушались и перекристаллизовывались. При этом, естественно, хондры исчезали, образовывались ахондриты. Опыты, при которых кусочки хондритов подвергали нагреву до 500° и давлению до 250 000 *кг/см*^{2}, привели к картине совершенно подобной той, которую можно наблюдать в измененных хондритах брекчиевидной структуры с реликтами хондр, прожилочками троилита и т. д.

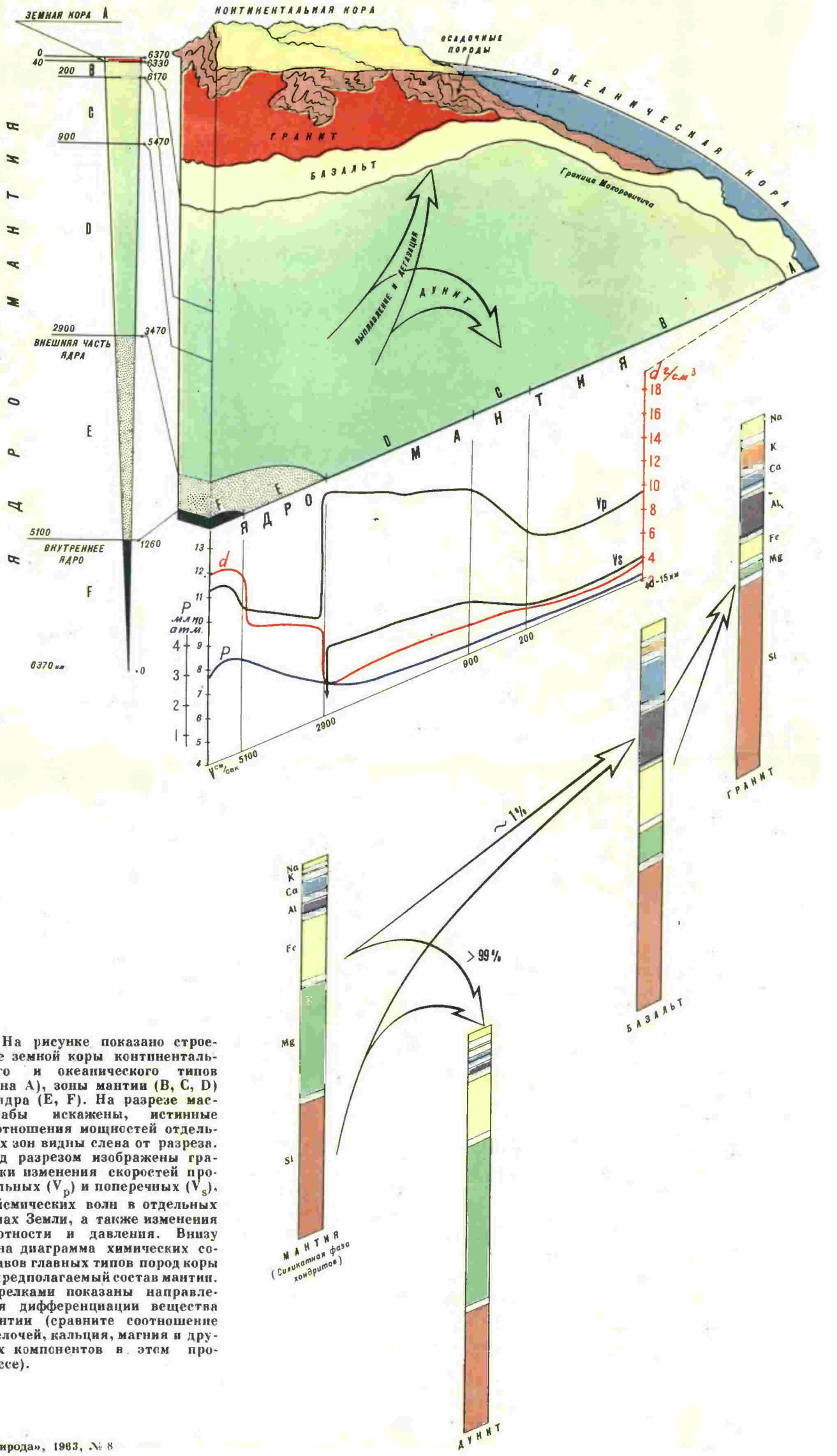
Все это доказывает, что хондры представляют собой капельно-жидкий первичный материал. Они возникли до стадии планет или метеоритных тел и, конечно, поэтому не являются продуктами какого-либо процесса дифференциации вещества в расплавах.

В соответствии с этим можно считать, что хондриты, обладающие пористостью бо́льшей, чем земные породы, образовались в поле слабого тяготения из конденсированных силикатных капелек и никелистого железа. Так же возникли палласиты. Метеориты могли скапливаться в более крупные тела, вещество которых в зависимости от размеров подвергалось значительным изменениям — от метаморфизма до образования разнообразных ахондритов. Сочетание одновременно идущих процессов дробления и агломерации привело к разнообразию типов метеоритов со сложной историей вещества.

Важно отметить, что вещество метеоритов не захватывало газы, которые не могли образовать с ним прочные соединения,— гелий, аргон, неон, водород и др. Этим объясняются небольшие количества их на Земле по сравнению с крупными планетами солнечной системы.

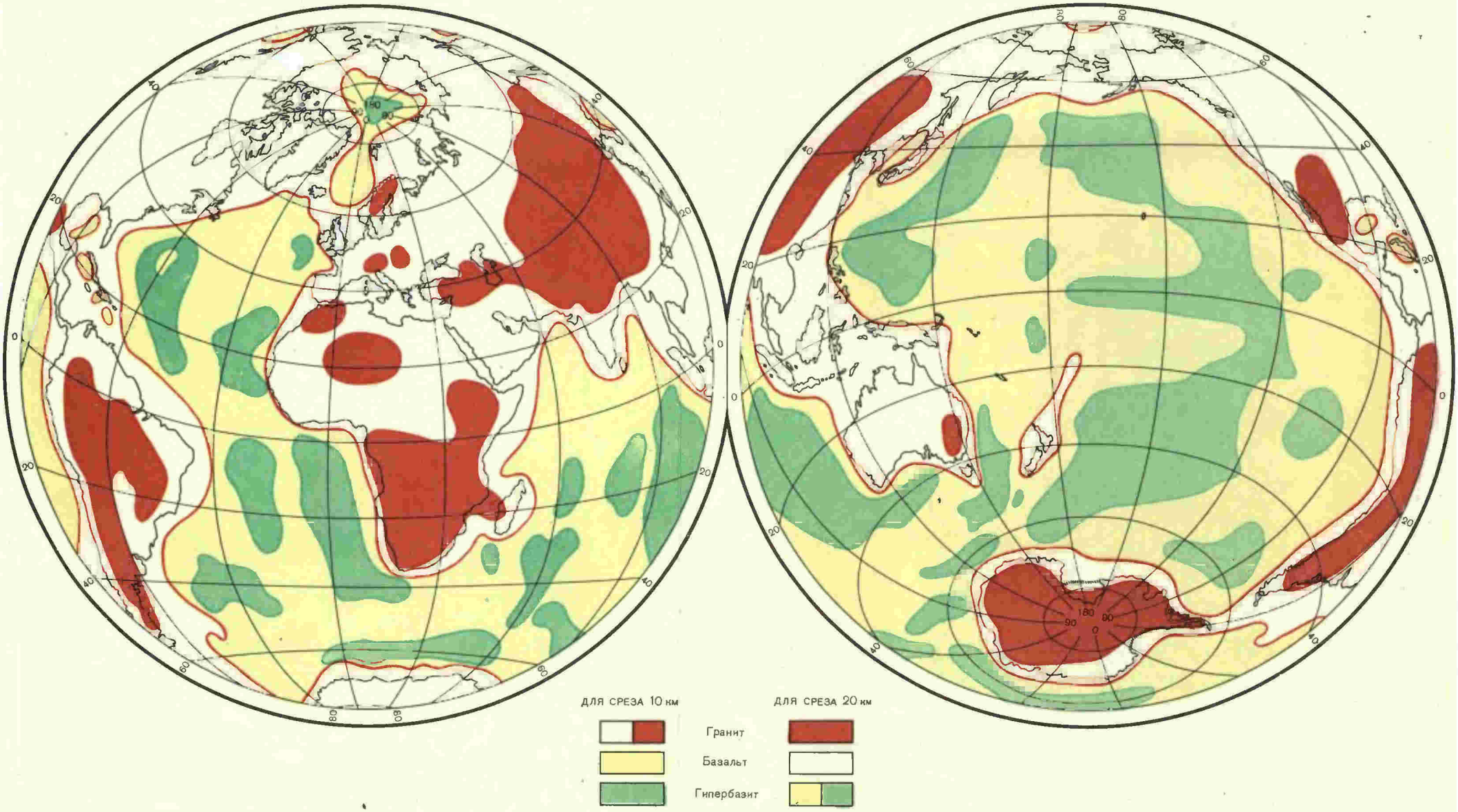
Таким образом, холодное вещество (а не расплав и не газы), заполнявшее некогда

СХЕМА СТРОЕНИЯ ЗЕМНОГО ШАРА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ



На рисунке показано строение земной коры континентального и океанического типов (зона A), зоны мантии (B, C, D) и ядра (E, F). На разрезе масштабы искажены, истинные соотношения мощностей отдельных зон видны слева от разреза. Под разрезом изображены графики изменения скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн в отдельных зонах Земли, а также изменения плотности и давления. Внизу дана диаграмма химических составов главных типов пород коры и предполагаемый состав мантии. Стрелками показаны направления дифференциации вещества мантии (сравните соотношение щелочей, кальция, магния и других компонентов в этом процессе).

СХЕМА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГРАНИТОВ, БАЗАЛЬТОВ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД НА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИНАХ



На рисунке показано распространение гранитов, базальтов и ультраосновных пород (гипербазитов) на земном шаре в срезах на глубинах 10 и 20 км (по Р. М. Деменицкой). Срез 10 км — континентальная «гранитная» кора распространяется еще за пределы материков; базальтическая лишь местами (полярный бассейн, Мексиканский залив) проглядывает в «окна» континентов, а гипербазитовая захватила уже значительные участки под дном океанов. Срез 20 км (приближенно) — от континентальной коры остались лишь корневые участки (показаны красным цветом), где кора наиболее мощная: в основании молодых горных сооружений и некоторых древних и древнейших складчатых областей; на остальную часть континентов распространился базальтический слой, а территория океанов уже полностью занята гипербазитами (верхней мантией)

околосолнечное пространство и связанное теснейшим родством с веществом Солнца, явилось непосредственным материалом для образования метеоритов и планет.

МЕТЕОРИТЫ И МАНТИЯ ЗЕМЛИ

Изучение метеоритов привело к необходимости признать аналогию состава хондритов (как самых распространенных метеоритов) и мантии Земли. Подтверждение этому мы находим при сравнении хондритов и дунитов, которые пока единственные из пород Земли мы можем считать за представителей вещества мантии.

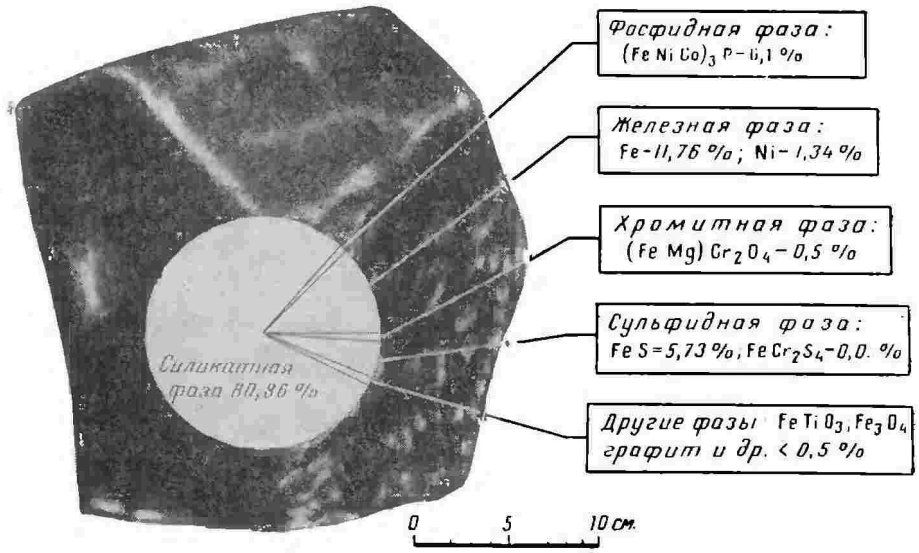


Рис. 6. Минеральные фазы в хондритах и их соотношение: диаграмма на фоне каменного метеорита Тимохина

В состав хондритов в среднем входят: оливин ~40%, пироксен ~27%, полевые шпаты ~12%, никелистое железо ~13% и троилит ~6%. Следовательно, в составе хондритов основную роль играют молекулы оливина — Mg_2SiO_4 (приблизительно с 20% Fe_2SiO_4) и пироксена — $MgSiO_3$ (приблизительно с 20% $FeSiO_3$). Таким образом, главные фазы каменных метеоритов — силикатная, железная и сульфидная — составляют более 98% (рис. 6).

В составе ультраосновных пород Земли — дунитов, перидотитов — также основную роль играют оливины и пироксены. Сульфиды железа (пирротин и др.) и никеля (пентландит) характерны для ряда ультраосновных пород. Свободная металлическая форма никеля в метеоритах заменяется в земных породах сульфидной. Одинаковы минералы-примеси и в каменных метеоритах и в ультраосновных породах: хромит, магнетит, ильменит (в ахондритах), изредка алмазы.

Из всех магматических земных пород только ультраосновные содержат меньше 23% кремния, т. е. те количества кремния, которые характерны для хондритов. То же можно сказать и о содержании магния, кальция, железа, алюминия, щелочей (см. табл. 1). Лишь только редкие полевошпатовые ахонд-

Таблица 3

Изотопный состав кислорода, серы и углерода в метеоритах и породах

Метеориты и породы	Изотопные отношения		
	O^{16}/O^{18}	C^{12}/C^{13}	S^{32}/S^{34}
Каменные метеориты	490,3 (490,1—490,5)[1]	91,56 (91,53—91,60)[2]	22,20
Дуниты	490,0 (489,2—490,7)	91,6	22,20
Базальты	489,2 (488,8—490,4)	91,61—91,66	22,18 (22,16—22,19)
Граниты	488,0 (487,1—488,8)	91,14—91,18	21,78 (21,75—22,00)

[1] Данные для хондритов; для ахондритов — 490,1 (489,4—490,8).
[2] Только для железных метеоритов.

риты, представляющие собой, видимо, наиболее измененную и дифференцированную часть метеоритного вещества, могут быть в какой-то мере сопоставлены с базальтами.

На ближайшие родственные связи каменных метеоритов и ультраосновных пород указывает также изотопный состав ряда легких элементов (табл. 3).

Действительно, отношения изотопов кислорода, углерода и особенно серы практически не отличаются в метеоритах и дунитах (рис. 7). Первые заметные отклонения устанавливаются для базальтов и самые значительные — для гранитов. Эта тенденция к увеличению эффекта разделения изотопов от базальтов к гранитам, безусловно, подтверждает сравнительно ограниченную дифференциацию вещества для пары мантия — дунит и несравненно бо́льшую для линии мантия— базальты и особенно граниты. Вспомним, что только около 1% мантии отторгнуто для образования коры, и станет совершенно

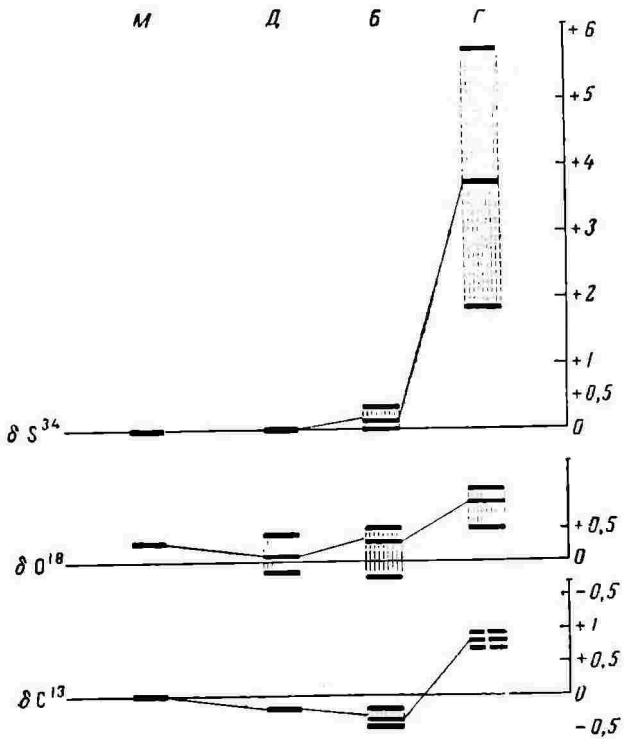


Рис. 7. Изотопные отношения серы, углерода, кислорода в каменных метеоритах, дунитах, базальтах и гранитах (изотопные отношения выражены в отклонениях δ в % от среднего метеоритного значения; заштрихованные полоски — разброс значений по отношению к среднему значению для данной породы)

ясно, что 99% остатка (т. е. вещества современной мантии) действительно не должно иметь значительных отклонений в изотопных отношениях [1].

Сопоставление земных пород и метеоритов позволило А. П. Виноградову уточнить сделанное ранее допущение: не вообще Земля, а только ее мантия и не все вещество хондритов, а только их силикатная фаза, соответствуют по составу друг другу.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАНТИИ И ПРОЦЕСС ЗОННОЙ ПЛАВКИ

Итак, вероятное первичное вещество мантии для нас определилось. Мы знаем и продукты его дифференциации — породы земной коры, обобщенные в два типа — граниты и базальты. Ясна химическая тенденция процесса: накопление в коре кремния, щелочей, алюминия, кальция. Поскольку основа силикатной фазы хондритов — оливин $(MgFe)_2SiO_4$ и пироксен $(Mg, Fe)SiO_3$ — то, очевидно, для расшифровки процессов необходимо знать состояние системы MgO — SiO_2 с примесью щелочей, алюминия, кальция, легколетучих компонентов. Она еще не изучена, но, очевидно, добавление в систему этих примесей будет понижать температуру плавления и образования более легкоплавкой фазы. При температуре свыше 1600° пироксены инконгруэнтно, т. е. с выделением Mg_2SiO_4, расплавляются:

$$2\,MgSiO_3 \rightarrow \underset{\text{и примеси, растворенные в тугоплавкой фазе}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{расплав и примеси, растворенные в легкоплавкой фазе}}{SiO_2}$$

Можно предполагать, что именно подобный процесс идет в мантии. В течение всей геологической истории Земли происходило обогащение земной коры ее более легкоплавким веществом. Однако существовавшие представления о простом расплавлении, о разделении вещества в гравитационном поле Земли и т. д. не могли объяснить интенсивности подобного процесса и его механизма.

Новым подходом явилось предположение А. П. Виноградова о подобии этого процесса зонному плавлению, применяемому в металлургии для очистки вещества от примесей. Механизм этого процесса сводится к специфическому распределению примесей на границе расплав — кристаллизующееся вещество.

[1] Тем более, что существующая разница в отношениях, например, изотопов серы в граните и дуните очень мала: 21,78/22,20=0,98.

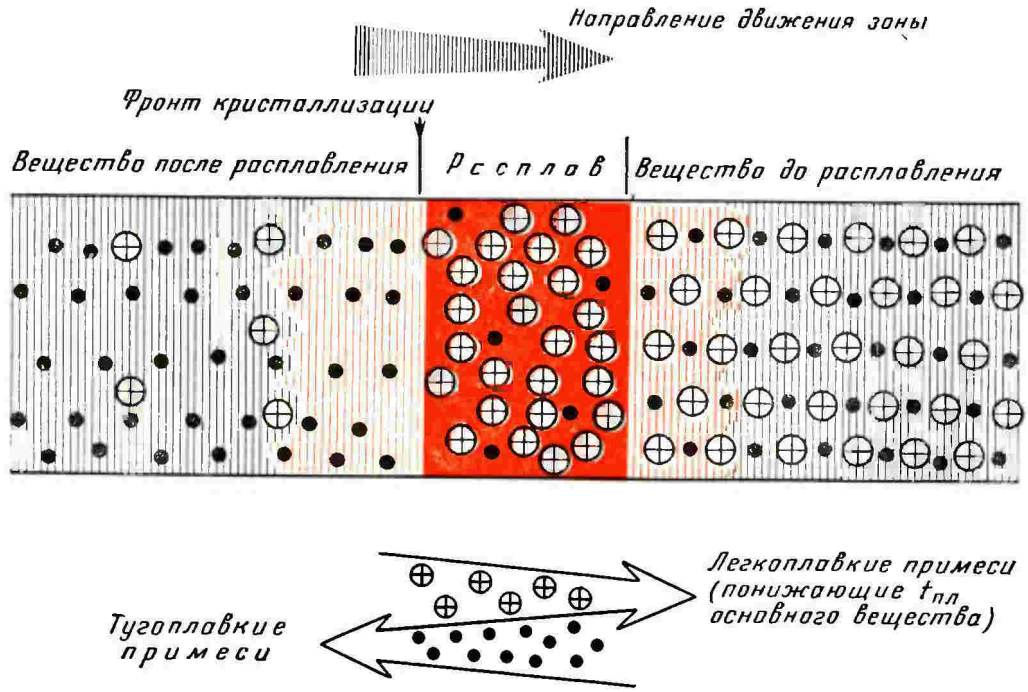


Рис. 8. Схема распределения компонентов при зонном плавлении

Легкоплавкие примеси, понижающие температуру плавления основного вещества (растворителя), в котором они распределены, предпочтительнее концентрируются в расплаве. Кристаллизующееся вещество захватывает преимущественно тугоплавкие примеси, повышающие температуру плавления растворителя. Если в слитке какого-нибудь материала расплавить узкую зону, а затем зону нагрева продвигать в одном направлении, то на фронте расплавления в расплав будут переходить и основные компоненты и содержащиеся в них примеси. Этот передовой участок все время пополняет расплав новыми порциями вещества. В тыловом участке зоны, на фронте кристаллизации, из расплава будут уходить преимущественно тугоплавкие компоненты и примеси, а легкоплавкие станут концентрироваться в расплавленной зоне (рис. 8). В результате одного продвижения зоны через весь слиток в переднем его конце мы получим повышенную концентрацию легкоплавких компонентов. Естественно, что разделение примесей на фронте кристаллизации не происходит так полно, как здесь описано. Часть легкоплавких соединений в силу законов равновесия все же захватывается кристаллизующимся веществом. Наибольшая полнота выделения их в переднем конце слитка может быть достигнута только после неоднократного прохождения расплавленной зоны в одном направлении.

Очень важно, что при процессе зонной плавки не происходит одновременного расплавления всей массы вещества. Перемещается лишь узкая зона расплава, которая и транспортирует легкоплавкие компоненты.

Крайне привлекательной была возможность экспериментальной проверки. Зонное плавление вещества хондрита «Саратов» в течение 40 час. при температуре 1600° $\pm$ 50° (рис. 9) продемонстрировало отчетливую картину дифференциации. В переднем конце содержание SiO_2 достигало 52—65% (в разных опытах), при исходном содержании 44,8%. Здесь преобладала стеклообразная масса с редкими кристаллами пироксена (рис. 10, *слева*). В противоположном конце столбика преобладал оливин в виде шестоватых кристаллов (рис. 10, *справа*), состав же отвечал дунитовому. Хондры исчезли на всем протяжении образца. Опыты с искусственными смесями метеоритного состава с добавкой легколетучих примесей (NaF, UO_3 и др.) также показали перемещение легкоплавких компонентов к переднему концу столбика.

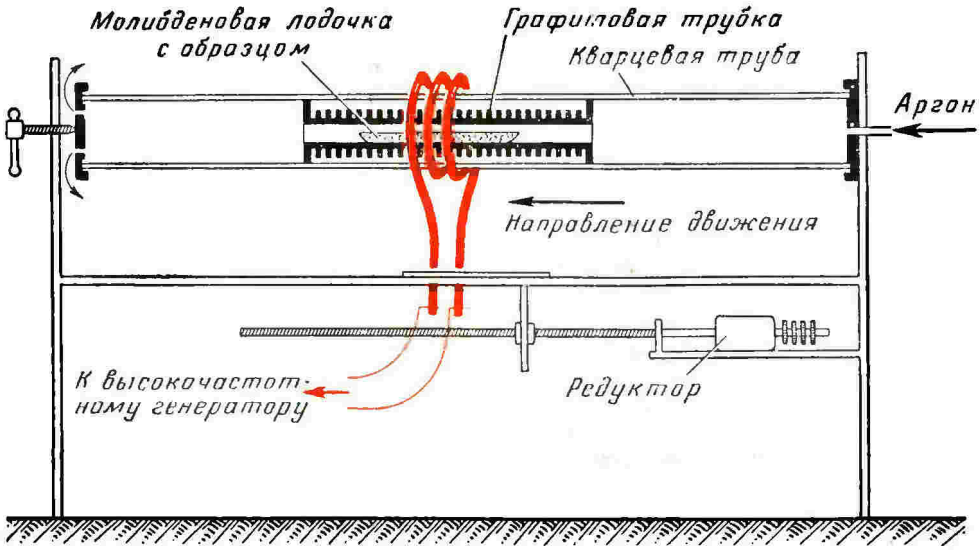


Рис. 9. Схема установки для зонного плавления

При зонной плавке силикатов магния с примесью никеля было также установлено, что никель накапливается в дунитовой фракции (рис. 11).

Таким образом было экспериментально показано разделение вещества каменного метеорита на вещество базальта и дунита, т. е. на вещество земной коры и верхней мантии.

Теоретически рассчитанное возможное количество легкоплавкой фазы при плавлении хондритов составляет около 7%. В опыте выплавлялось лишь около 2% легкоплавкой фазы.

Аналогия между процессом зонной плавки и процессами в верхней мантии, видимо, может быть довольно близкой. Борьба концентрирующегося тепла (температуры) и давления приводит к тому, что на глубине в определенных зонах величина давления оказывается уже недостаточной для того, чтобы препятствовать расплавлению вещества. В результате возникают участки расплавления, которые по мере накопления тепла и оттока его вверх, очевидно, начнут перемещаться в том же направлении. При этом перемещение будет связано не с перетеканием основной массы вещества, а только с перемещением самой зоны нагрева и будет сопровождаться перемещением легкоплавких компонентов. Вероятно, гравитация усилит этот эффект.

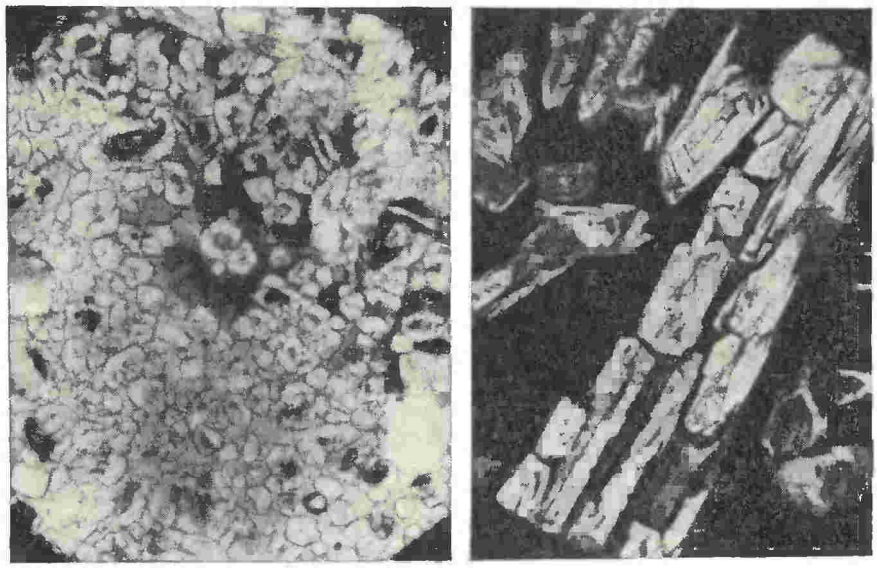


Рис. 10. Метеорит после плавления: шлиф из конца с легкоплавкой фазой (*слева*); шлиф из конца с тугоплавкой фазой (*справа*); увеличение в 75 раз

Как видно, аналогия с процессом зонной плавки полная. В области, где отдача тепла уже настолько велика, что нового расплавления не происходит, процесс затухает. Легкоплавкие компоненты и газы, сконцентрировавшиеся в расплаве и перемещенные на более высокий уро-

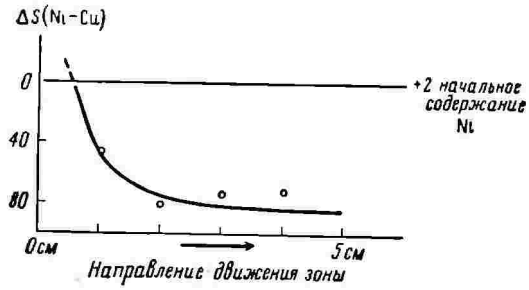


Рис. 11. Распределение никеля в силикате магния до опыта и после шестикратного прохождения зоны (по данным А. А. Ярошевского)

вень в недрах Земли, частично задерживаются на этом уровне, а частично удаляются в еще более верхние горизонты в виде растворов, паров, газов. В течение истории Земли такие зоны перемещающегося тепла и расплавления, видимо, возникали неоднократно.

Механизм зонного плавления достаточно хорошо объясняет суть процессов выплавления и дегазации вещества мантии. В этом свете дуниты — остаток от выплавления, а земная кора, гидросфера, атмосфера — концентраты всех выплавлений и продуктов дегазации (см. вклейку). Этот механизм, кроме того, хорошо объясняет существующее распределение элементов между мантией (веществом каменных метеоритов) и дунитами, с одной стороны, а между мантией и базальтами и гранитами — с другой. Это тоже своего рода экспериментальная проверка гипотезы выплавления и дегазации вещества мантии, которую позволяют сделать многочисленные анализы метеоритов и пород (рис. 12, см. также вклейку и табл. 1).

Исследования показали, что выделяется группа элементов, накапливающихся в остаточном дунитовом веществе — Fe, Mg, Cr, Ni, Co (группа железа), и группа элементов, стремящихся к концентрации в породах земной коры — элементы легкоплавкой фазы— Si, Al, K, Na, Ca, Ba, Rb, U и т. д. Такое строгое разделение геохимических тенденций у элементов обеих групп полностью согласуется с их свойствами и местом в периодической системе (рис. 13). В центре таблицы выделяется группа элементов, стремящихся к накапливанию в дунитовых породах, т. е. в тылу процесса выплавления. Справа и слева к ним примыкают элементы базальтов и элементы совместной концентрации и в базальтах и в гранитах. Обе эти группы с левой стороны и отчасти справа обрамлены элементами гранитных пород. Элементы атмосферы в основном тяготеют к правой стороне таблицы, к концам периодов.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ В МАНТИИ

Если процессы, идущие в земной коре, могут быть оценены на основании хорошо изученных диаграмм состояния или по аналогии с ними, то процессы в глубинных областях мантии, где давление достигает миллиона атмосфер и более, требуют иного подхода.

Господствовавшая в прошлом веке и начале этого гипотеза о первично расплавленной Земле позднее была оставлена. Одновременно с ней потеряли значение представления о сульфидно-металлическом (Fe, Ni) составе промежуточного слоя (мантии). Вместе с тем возникло предположение об относительно химически однородной силикатной мантии. Устанавливаемые геофизиками границы раздела в этом случае объяснялись тем, что под действием громадных давлений происходит изменение в структурах силикатов,

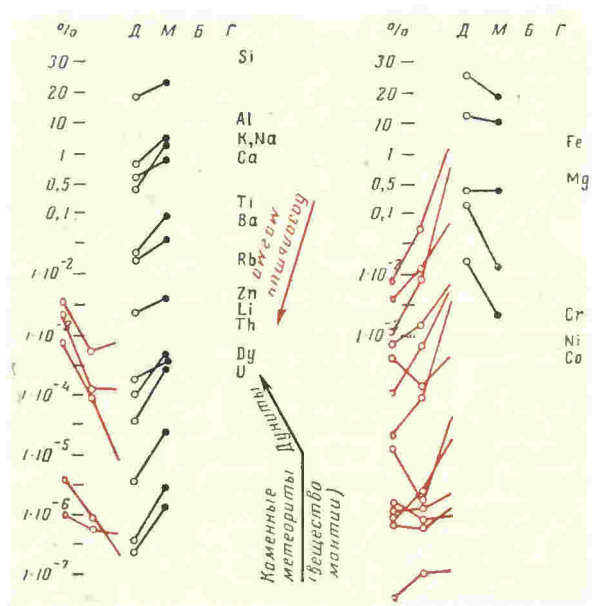


Рис. 12. Распределение главных и редких элементов при дифференциации метеоритного вещества; справа элементы, концентрирующиеся в остатке от выплавления, слева — в земной коре; каждая из групп отвечает одной из генетических ветвей, показанных ниже; М — мантия (метеориты), Д — дуниты, Б — базальты, Г — граниты

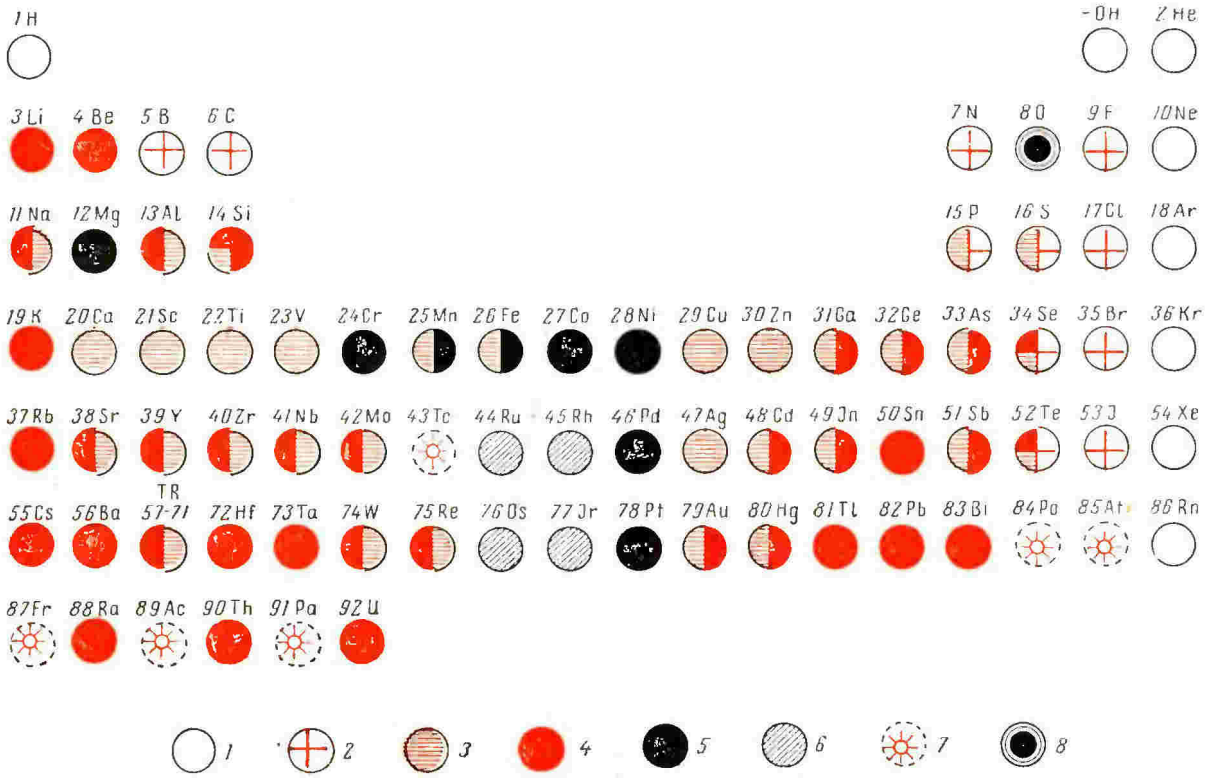


Рис. 13. Группы элементов в периодической системе Д. И. Менделеева в зависимости от их участия в процессах дегазации и выплавления. Условные обозначения: элементы активно участвующие *1* — в дегазации — накапливаются в атмосфере; *2* — то же, но накапливаются в осадочных породах, гидросфере и в меньшей степени в атмосфере; *3* — в выплавлении — накапливаются в базальтических породах; *4* — в формировании «гранитных пород» (кислых магматических, осадочных, метаморфических); *5*— в формировании остаточного вещества от выплавления (дуниты и др.); *6*— видимо относящиеся к предыдущей группе, но это не подтверждено достаточным количеством анализов. *7*— быстро распадающиеся природные и искусственные радиоактивные элементы; *8*— кислород

они уплотняются, другими словами, осуществляются полиморфные переходы. В связи с невозможностью расчета таких состояний вещества единственный путь изучения их в мантии — сопоставление поведения отдельных силикатов и других соединений при экспериментах с полученными для разных глубин Земли сейсмическими данными.

Сейчас уже экспериментально установлено образование более плотных модификаций минералов, например для кремнезема. Обычный кварц с плотностью 2,65 при давлении 35 тыс. *атм* и температуре 800° превращается в разновидность кремнезема — коэсит с плотностью 3,0.

Еще более плотная разновидность кремнезема недавно была получена в Советском Союзе. Она также найдена вместе с коэситом в стенках Аризонского метеоритного кратера. Плотность ее 4,3. Для образования ее в лабораторных условиях потребовалось создать давление до 150 тыс. *атм* и температуру 1500°. Эти условия отвечают глубине около 500 *км*, т. е. условиям в верхней части мантии.

Вернемся к полиморфным переходам. Возможны, например, следующие превращения (в скобках изменение объема в $см^3/гмол$):

$$2\,MgSiO_3 \rightarrow \underset{\text{оливин}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2}\,(+3{,}34)$$
пироксен

$$2\,MgSiO_3 \rightarrow \underset{\text{оливин}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{коэсит}}{SiO_2}\,(+0{,}73)$$

$$2\,MgSiO_3 \rightarrow \underset{\text{структура шпинели}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{коэсит}}{SiO_2}\,(-3{,}3)$$
типа

Из первой реакции следует, что в областях коры и верхней мантии давление благоприятствует устойчивости пироксенов. С наибольшим выигрышем объема идет последняя реакция. Давление (50—175 тыс. *атм*) и температура (1500°), необходимые для нее, соответствуют глубинам 120—500 *км*, т. е. зоне С мантии (см. вклейку I). Большое влияние оказывает содержание в твердом растворе Fe_2SiO_4, которое понижает температуру плавления и переходов в приведенных равновесиях. Поэтому равновесия $Fe + SiO_2$ и $FeO + SiO_2$ имеют громадное значение для понимания поведения системы $MgO — SiO_2$ в мантии.

При давлениях еще более высоких (зона D) увеличивается плотность и уменьшается объем силикатов. Американским геофизиком Ф. Берчем было высказано предположение, что в этих условиях происходит распад оливина на простые окислы MgO и SiO_2 с еще более плотной упаковкой типа периклаза (MgO), корунда (Al_2O_3) или рутила (TiO_2). Это предположение нашло экспериментальное подтверждение в синтезе плотной рутилоподобной модификации SiO_2, о которой говорилось выше. Возможно, в этой обстановке происходит также деформация электронных орбит, возрастает подвижность электронов и вещество приобретает металлический характер (табл. 4).

Следовательно, зоны В и особенно С — это область наиболее активно проявленных процессов превращения вещества. Можно напомнить, что именно здесь аномально быстро возрастают скорости сейсмических волн (см. вклейку I), здесь же расположены очаги наиболее глубокофокусных землетрясений. Наиболее вероятно, что это и есть область, в которой до сих пор происходят выплавление и дегазация мантии.

ДЕГАЗАЦИЯ И ВЫПЛАВЛЕНИЕ — ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Непосредственным материалом для построения Земли послужило холодное сконденсированное вещество — хондры, их обломки, пыль. В то же время высокие температуры земных недр не вызывают сомнения. Не противоречит ли это гипотезе агломерации холодного вещества?

В небольших количествах тепло все время выделяется при распаде природных радиоактивных изотопов калия, урана и тория. Миллионы и миллиарды лет это тепло накапливалось в глубинах Земли и лишь в небольшой доле передавалось через поверхность окружающему космическому пространству. Причем при рождении Земли, около 4,7 млрд. лет тому назад, тепла выделялось в 8—9 раз больше, так как и каждого радиоактивного изотопа было значительно больше. Несомненно, этого тепла было недостаточно для расплавления всей Земли, но в отдельных участках концентрация его могла приводить к расплавлению пород. Во всяком случае это тепло было основным источником энергии, вызвавшей разделение вещества Земли и особенно ее мантии. Существуют и другие источники внутриземной энергии: тепло упругих деформаций, фазовых переходов, гравитационное тепло и т. д.

Накопление тепла в недрах Земли и отток его к поверхности послужили толчком к началу выплавления и дегазации вещества мантии. Легкоплавкая фаза, насыщенная также газами и другими легколетучими веществами, постепенно собиралась в области земной коры. Газы по трещинам и зонам разломов выделялись на поверхность Земли. Здесь часть из них (например, водяные пары) конденсировалась, дав начало водной оболочке — океанам и морям; другие образовали атмосферу.

Таблица 4

Схема строения вещества мантии

Зоны	Глубина (в *км*)	Давление (в *кбар*)	Т (в С°)	Равновесие
А — В	От слоя Мохоровичича до 200 *км*	80	1000	Оливин в равновесии с пироксенами, диопсид
С	От 200 до 400 *км*	150	1500	Оливин — шпинель в равновесии с пироксенами
C_x	От 400 до 900 *км*	350	2000	Оливин — шпинель, богатая Fe
Д	От 900 до 2700 *км*	1200	2500	Шпинель — оливин. Возможно существование плотных окисей SiO_2, MgO и др.

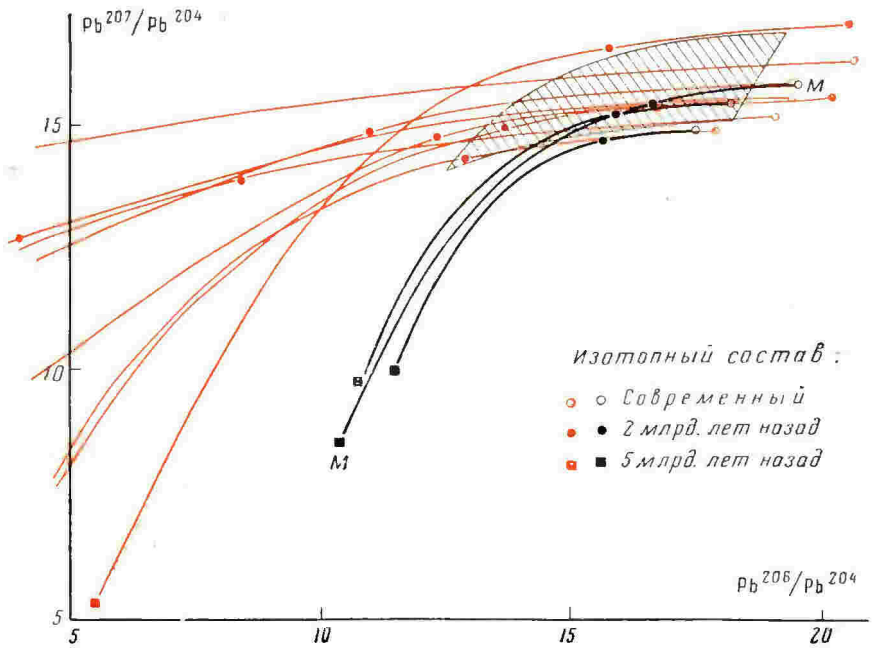


Рис. 14. Кривые изменения изотопного состава свинца в гранитах и в базальтах. Красные — граниты, черные — базальты; М — каменный метеорит; заштрихован обобщенный контур обычных рудных свинцов для всей Земли

Итак, океан и атмосфера — вторичные явления на нашей планете. При дегазации первоначальная атмосфера возникла за счет тех продуктов, которые плохо или совершенно не растворялись в воде. Такими газами были главным образом азот, и, возможно, метан. Позднее, с появлением растительных организмов начался процесс фотосинтеза — солнечные лучи вызывали разложение воды в хлорофилле растений, и в атмосферу стал в больших количествах поступать кислород. Появление масс кислорода привело к окислению аммиака и метана, и атмосфера приобрела постепенно свой современный состав, для которого характерно резкое преобладание азота и кислорода. В формировании атмосферы большую роль играли и другие биохимические процессы — дыхание, гниение, а также взаимодействие между атмосферой и гидросферой, поступление газов из разрушаемых на поверхности Земли горных пород.

Вместе с легколетучими веществами из мантии увлекались такие элементы, как калий, натрий, кремнекислота. Когда процесс завершался под дном океана, значительная часть этих элементов попадала в воду и растворялась. Если же они поступали под континентальные участки земной коры, растворы, содержащие эти элементы, начинали взаимодействовать с породами базальтического слоя и осадочными породами. Происходило преобразование их в породы гранитного типа — так называемый процесс гранитизации земной коры.

Один из способов, позволяющих получать данные о степени дифференцированности вещества коры — изучение изотопов свинца. Если по современным изотопным составам свинца, гранитов и базальтов (используя U/Pb и Th/Pb отношения в них) попытаться рассчитать его составы в этих породах в прошлом, то получится любопытная картина (рис. 14). Кривые изменения изотопного состава свинца современных базальтов и каменных метеоритов очень близки вплоть до 5,0 млрд. лет тому назад. Кривые для гранитов палеозойского и мезозойского возраста, напротив, уже в пределах 0,5—1,5 млрд. лет вырываются за границы обобщенного контура рудных свинцов Земли (в который включены все обычные свинцы от 3,5 млрд. лет до современного времени). Это ясно указывает на то, что вещество этих гранитов возникло, как таковое, сравнительно недавно и в обстановке резко отличающейся по U/Pb и Th/Pb отношениям от базальтов. Кроме того, очевидно, что способы образования базальтов и гранитов по степени дифференциации не сравнимы между собой.

Изучение истории земной коры не было бы сейчас возможно без применения радиоактивных геохронологических методов, которые позволили расставить вехи времени, начиная с 3,5 млрд. лет тому назад и до наших дней.

Общая схема «метеоритное вещество — мантия — земная кора» отражает последовательность этапов и основную линию химической дифференциации вещества Земли. Она

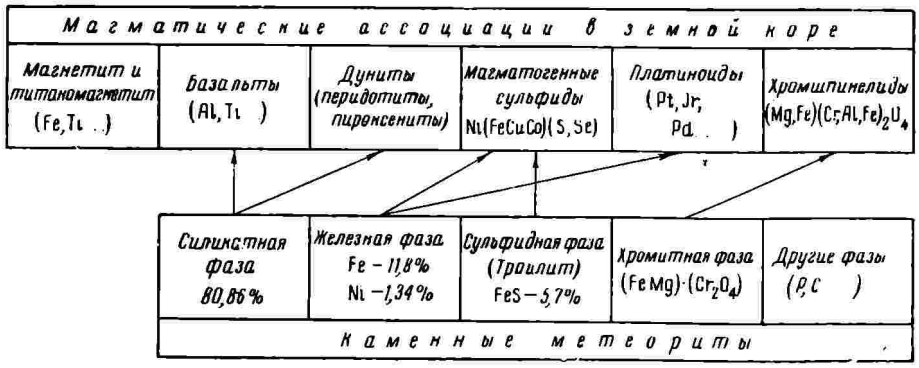


Рис. 15. Возможные соотношения между фазами метеоритного вещества и породами и рудами земной коры

В истории Земли было два периода — начальный, относительно короткий, с интенсивным развитием процессов выплавления и дегазации, и второй — более длительный и относительно спокойный. Эти процессы продолжаются и в настоящее время.

Гипотеза, о которой мы рассказали, — только один из первых шагов в познании вещества и процессов мантии. Вероятно, некоторые ее положения могут встретить возражения со стороны исследователей смежных дисциплин, например геофизиков, в частности, о составе верхней мантии. Однако можно думать, что совместные усилия геохимиков и геофизиков разрешат эти противоречия.

включает в себя концентрацию отдельных элементов на одних этапах и рассеяние их на других. Действительно, например хром и никель, постоянно присутствующие в хондритах, не устремляются вслед за легкоплавкой частью, а накапливаются в остаточном веществе от выплавления — дунитах. Поэтому месторождения руд хрома и никеля приурочены к дунитовым и другим ультраосновным породам. Многие элементы, напротив, следуют за легкоплавкой компонентой и особенно тесно ассоциируют с породами гранитного типа, подобно молибдену, олову, вольфраму, свинцу.

Большой интерес представляла бы возможность проследить эволюцию различных фаз вещества мантии, в том числе железо-никелевой, сульфидной, хромитовой и т. д. Это дало бы возможность протянуть линию развития, заканчивающуюся формированием руд хрома, меди, никеля, кобальта, платины и других элементов. Схема возможных соотношений фаз метеоритного вещества и земных пород, предложенная А. П. Виноградовым (рис. 15), показывает, что это принципиально возможно. Но сейчас еще пока недостаточно сведений о поведении этих элементов в верхней мантии.

* * *

Итак, согласно гипотезе академика А. П. Виноградова, существующие оболочки Земли возникли в результате крайне длительного и сложного процесса разделения первичного земного вещества хондритового состава по принципу зонного плавления.

Чтобы наиболее глубоко и полно познать законы распределения элементов и образования руд в земной коре, необходимо правильно понять предысторию химических процессов, развивающихся в ней, т. е. представить себе химию процессов мантии. Крайне важно изучить поведение отдельных рудных элементов на различных этапах — от нахождения их в хондритовом веществе до распределения их в породах мантии, базальтового слоя и образования ими месторождений в верхних частях земной коры. В изучении последних уже достигнуты значительные успехи.

Практическая геология сейчас направляет свои усилия на поиски месторождений, не выходящих на поверхность. Для этого необходимо установить признаки, по которым можно было бы оценивать перспективность глубоких горизонтов земной коры в отношении рудных месторождений. Проект бурения сверхглубоких скважин сквозь всю кору до мантии, кроме чисто научных задач, предусматривает решение и этих вопросов. Научная теория поведения химических элементов, особенно рудных, в этих зонах сыграет большую роль в правильной ориентировке подобных работ.

550.40