

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

[1] Southwell W. H. // Appl. Opt. 1980. 19. P. 2688. [2] Свешников А. Г., Фурман Ш. А., Тихонравов А. В., Яншин С. А. // Опт. и спектр. 1985. 59, № 5. С. 1161. [3] Гришина Н. В., Тихонравов А. В. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 1985. 26, № 1. С. 11.

Поступила в редакцию
14.08.87

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 3, ФИЗИКА. АСТРОНОМИЯ. 1988. Т. 29, № 6

ГЕОФИЗИКА

УДК 552.1:53

ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ И ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ МАГМЫ

М. В. Авдулов

(кафедра физики Земли)

В режиме периодических изменений температуры происходит разделение земной оболочки на минералогические фракции при температуре ниже температуры солидуса горных пород. Рассматривается физическая модель образования магматических расплавов разного химического состава.

Известно, что в первом тысячекилометровом слое оболочки Земли, получившем название верхней мантии, градиенты плотности и скорости упругих колебаний аномально велики. Теоретические исследования Ф. Бёрча и В. А. Магницкого показали, что аномалии плотности и скорости упругих колебаний в верхней мантии вызваны полиморфными превращениями и химическими реакциями в силикатах [1, 2]. Позднее эта гипотеза была экспериментально подтверждена А. Рингвудом, Д. Грином, А. Мейджером, С. Акимото и др. Опираясь на данные термодинамики и соображения геофизического характера, В. А. Магницкий пришел к выводу, что источником главных тектонических движений в коре и верхней мантии Земли могут служить фазовые переходы и химические реакции [3]. Дальнейшим развитием этих представлений стала работа [4], в которой была рассмотрена модель разделения оболочки земного шара на минералогические фракции под действием полиморфных превращений.

Горные породы, входящие в состав оболочки Земли, — это агрегаты минералов, состоящие из кристаллов двух групп. К первой группе относятся кристаллы, испытывающие полиморфные превращения с изменением объема, ко второй — не испытывающие фазового перехода. Их можно рассматривать как сплошную среду, заполняющую пространство между кристаллами первой группы.

Допустим, что на рассматриваемом участке верхней мантии температура меняется по закону синуса. Тогда вместе с периодическими изменениями температуры будут пульсировать кристаллы 1-й группы, меняя свой объем. В этом случае между пульсирующими кристаллами возникают силы взаимного притяжения (эффект Бьеркнеса), причем кристаллы 1-й группы выжимают в сторону низких давлений минералы, заполняющие пространство между ними, что приводит к разделению оболочки земного шара на минералогические фракции при температуре ниже температуры солидуса горных пород [5—7].

Чтобы рассмотренная схема разделения оболочки земного шара на минералогические фракции имела место, необходимы периодические изменения температуры. Эта задача была рассмотрена в [6], где было

показано, что проблема изучения периодических изменений температуры сводится к численному решению уравнения теплопроводности (1). Ниже дается аналитическое решение этой задачи.

Сейчас известно несколько тысяч минералов, слагающих твердые оболочки земного шара. Из них по крайней мере несколько сот входят в состав верхней мантии. Все указанные минералы вступают между собой в сложные химические взаимодействия. Известно, что при протекании химических реакций происходит выделение или поглощение тепла. Как правило, реакции синтеза идут с выделением, а реакции разложения — с поглощением тепла. Поскольку реакции синтеза и разложения, вообще говоря, равновероятны, в оболочке Земли на фоне некоторого температурного тренда, который и сам может быть функцией от времени, возникает температурный «шум». В тех участках верхней мантии, для которых амплитуда этого шума достигает величины $\sim 0,001^\circ\text{C}$, начинается активный процесс разделения оболочки земного шара на минералогические фракции [7].

Анализ температурного поля в рассматриваемом случае сводится к решению уравнения теплопроводности

$$T_t = a^2 T_{xx} + \frac{1}{C_p \rho} H(x, t), \quad (1)$$

$$T(x, 0) = 0, \quad (2)$$

$H(x, t)$ — суммарный тепловой эффект химических реакций.

Допустим, что реагенты в оболочке земного шара распределены равномерно и суммарный тепловой эффект химических реакций как функция времени определяется выражением

$$H(t) = H_0 \sin \frac{\pi t}{t_p},$$

где H_0 — пока неизвестный параметр, t_p — период суммарного теплового эффекта химических реакций.

В интересующем нас случае (1) можно записать

$$dT = \frac{H_0}{C_p \rho} \sin \frac{\pi t}{t_p} dt. \quad (3)$$

Интегрируя (3), имеем

$$T(t) = -\frac{H_0 t_p}{C_p \rho \pi} \cos \frac{\pi t}{t_p} + C.$$

Постоянную интегрирования определяем из начального условия (2), это дает

$$C = \frac{H_0 t_p}{C_p \rho \pi}.$$

Далее находим

$$T(t) = \frac{2H_0 t_p}{C_p \rho \pi} \sin^2 \frac{\pi t}{2t_p}. \quad (4)$$

В выражении (4) H_0 можно определить из условия

$$H^* = H_0 \int_0^{t_p} \sin \frac{\pi t}{t_p} dt,$$

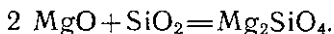
где H^* — суммарный тепловой эффект химических реакций за отрезок времени $[0, t_p]$. Последнее равенство приводит к результату

$$H_0 = \frac{\pi}{2} \frac{H^*}{t_p}.$$

С учетом этого выражения (4) можно записать в виде

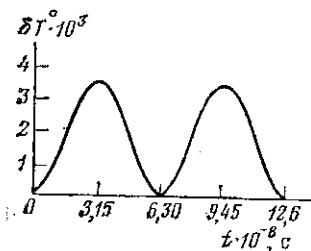
$$T(t) = \frac{H^*}{C_p \rho} \sin^2 \frac{\pi t}{2t_p}. \quad (5)$$

Формула (5) является решением уравнения теплопроводности. Для определенности H^* положим равным тепловому эффекту реакции синтеза форстерита



В этом случае $H^* = 15,1$ ккал/моль при $T = 1400^\circ \text{C}$ или $6,3 \cdot 10^{11}$ эрг/моль, т. е. $4,4 \cdot 10^9$ эрг/г [8]. Если реагенты занимают 10^{-5} общей массы горной породы, имеем $H^* = 4,4 \cdot 10^4$ эрг/г. Полагая $\rho = 4,0$ г/см³, находим $H^* = 17,6 \cdot 10^4$ эрг/см³.

Далее допустим $C_p = 1,2 \cdot 10^7$ эрг/(г·град), $t_p = 3,15 \cdot 10^8$ с. Подставляя эти значения в (5), получим кривую периодических изменений температуры, изображенную на рисунке.



Возможные периодические изменения температуры в верхней мантии Земли: $H^* = 17,6 \cdot 10^4$ эрг/см³, $t_p = 3,15 \cdot 10^8$ с (10 лет)

На основании большого числа экспериментальных данных сейчас принимается следующий минералогический состав верхней мантии: оливины ~ 50%, пироксены ~ 30%, минералы, в состав которых в больших количествах входят К, Na, Ca, Al, SiO₂ и другие элементы и соединения, ~ 20%.

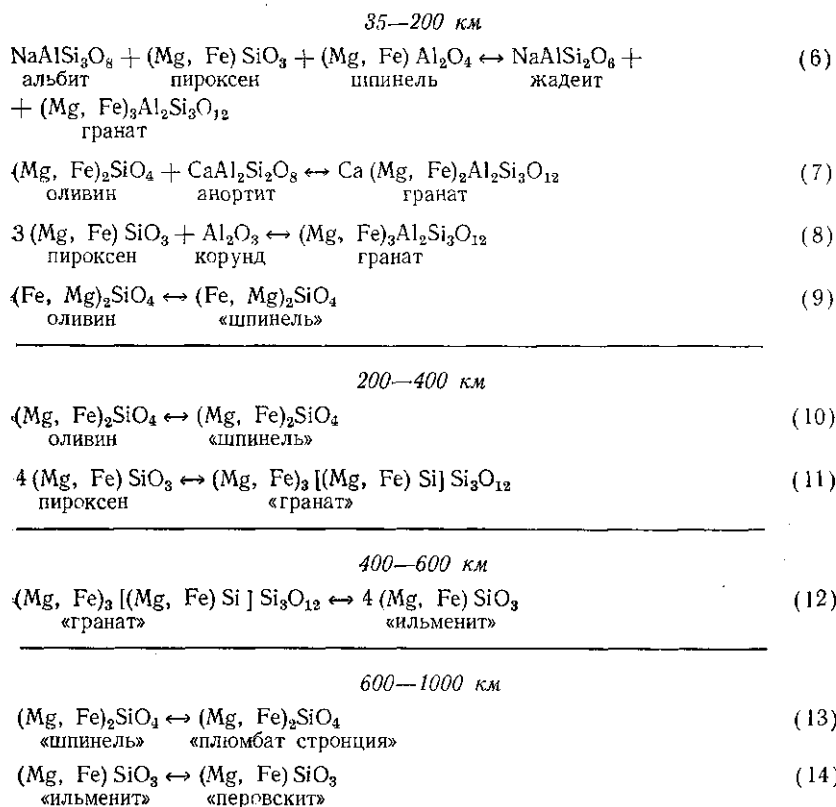
Оливины и пироксены, т. е. минералы с высоким содержанием магния и железа, называются мафическими, минералы с высоким содержанием К, Na, Ca, Al, SiO₂ носят название лейкократовых. Оливины, пироксены и гранаты представляют собой твердые растворы замещения. Эти же минералы в условиях верхней мантии испытывают полиморфные превращения с 10—15%-м изменением объема. Схема важнейших полиморфных превращений в верхней мантии, составленная по данным работы [9], приведена ниже.

Уравнения (6)—(8), строго говоря, не описывают полиморфные превращения — это химические реакции, которые идут с большим изменением объема (10—15%). Формально соединения калия в уравнение (6) не входят. Известно, однако, что в интервале температур 600—1000° соединения NaAlSi₃O₈—KAlSi₃O₈ образуют твердый раствор, поэтому можно ожидать, что соединения калия в какой-то форме все же участвуют в реакции (6).

Допустим, что зона периодических изменений температуры возникла на глубине 35—200 км. В этом случае минералы, принимающие

участие в фазовых превращениях и химических реакциях (6)—(9) (см. схему), выталкивают в сторону низких давлений кристаллы, заполняющие пространство между ними. В результате в земную кору будет выжата горная порода, из которой удалена небольшая часть оли-

Схема важнейших полиморфных превращений в верхней мантии Земли



винов, пироксенов и значительная доля соединений, богатых К, Na, Ca, Al, SiO₂. По своему химическому составу такие горные породы соответствуют перидотитам.

Предположим, что зона периодических изменений температуры охватывает интервал глубин 35—400 км. На глубинах 200—400 км оливины и пироксены оказываются в состоянии пониженной термодинамической устойчивости, и часть из них удаляется из перемещающейся вверх горной породы в процессе фазовых превращений (10), (11). На глубинах 35—200 км из горной породы удаляется другая группа оливинов и пироксенов (6)—(9). В результате в земную кору внедряется горная порода, лишенная значительной части оливинов и пироксенов. По своему химическому составу такая горная порода соответствует базальтам и габбро.

Рассмотрим случай, когда пульсации температуры охватывают интервал глубин 35—600 км. На глубинах 400—600 км горная порода освобождается от первой группы минералов с высоким содержанием железа и магния (12), на глубинах 200—400 км — от второй группы (10), (11), на глубинах 35—200 км — от третьей группы (6)—(9). После чего в земную кору внедряется горная порода, содержащая

ограниченный объем мафических и значительный объем лейкократовых минералов. Такая горная порода по своему химическому составу соответствует андезитам и диоритам.

Допустим, что зона периодических изменений температуры охватывает всю область верхней мантии от глубины 35 км до глубины 1000 км. В интервале глубин 600—1000 км из горной породы удаляется первая часть минералов с высоким содержанием магния и железа (13), (14), на глубинах 400—600 км — вторая часть (12), на глубинах 200—400 км — третья часть, на глубинах 35—200 км — четвертая (6)—(9). В этих условиях в земную кору внедряется материал, почти полностью лишенный мафических минералов и почти целиком состоящий из лейкократовых. Горные породы такого класса носят название гранитов (породы кислого состава).

Горная порода, изверженная в земную кору, стремится к состоянию с равновесными значениями температуры, давления, плотности и объема. Обозначим время, необходимое для того, чтобы давление внутри интрузии стало равным давлению окружающих горных пород, через τ_p , а время, необходимое для того, чтобы температура интрузии опустилась до значений, равных температуре кристаллизации магмы, через τ_T . Тогда возможны два случая:

1. $\tau_T > \tau_p$ — горная порода переходит в расплав.
2. $\tau_p > \tau_T$ — горная порода остывает в кристаллической фазе.

Допустим, что интрузия имеет форму шара с радиусом R . Рассмотрим задачу об остывании тела сферической формы, когда начальная температура T_0 и на его поверхности поддерживается температура T_1 . В интересующем нас случае решение уравнения теплопроводности имеет вид [10]

$$T(r, t) = T_1 + \frac{R}{\pi} (T_0 - T_1) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} e^{-\frac{n^2 \pi^2 a^2 t}{R^2}} \frac{\sin(n\pi r/R)}{r}, \quad (15)$$

здесь $T(r, t)$ — температура шара на расстоянии r от центра в момент времени t .

Ряд (15) является знакопеременным и удовлетворяет признаку сходимости Лейбница. Ограничиваясь первым членом разложения и полагая $r \rightarrow 0$, после простых преобразований получим

$$t = \frac{R^2}{\pi^2 a^2} \ln \frac{T_0 - T_1}{T(0, t) - T_1}. \quad (16)$$

Выражение (16) можно использовать для оценки τ_T . Полагая $T_0 = 1200^\circ \text{C}$, $T_1 = 200^\circ \text{C}$, $T(0, t) = 800^\circ \text{C}$ (температура кристаллизации магмы), $a^2 = 6 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$, $d = 2R$, получаем значения τ_T , приведенные в таблице.

$d, \text{ км}$	1	2	5	10	20	30	40
$\tau_T \cdot 10^{-3}, \text{ лет}$	0,75	3	19	75	300	675	1200

Для оценки τ_p воспользуемся известным реологическим равенством

$$\tau_p = \eta/K, \quad (17)$$

где η — коэффициент объемной вязкости, K — модуль сжатия.

Полагая $\eta = 10^{22} \text{ П}$ (средняя вязкость земной коры), $K = 0,5 \cdot 10^{12} \text{ дин/см}^2$, имеем $\tau_p \approx 1000 \text{ лет}$.

Сравнивая τ_T и τ_p , приходим к заключению: интрузии крупных размеров с поперечником два километра и более, как правило, проходят через фазу магматического состояния. Однако для интрузий малого размера могут возникнуть такие условия, когда $\tau_T < \tau_p$. В этом случае остывание происходит настолько быстро, что горная порода не успевает перейти к своему равновесному состоянию и остывает в фазе высоких давлений с сохранением высокобарических минералов (алмазы, коэсит, гранаты, жадеит, карбиды и т. д.).

Обозначим время, которое горная порода затрачивает на подъем из оболочки к поверхности, через τ и через τ^* обозначим время, за которое запас внутренней энергии релаксирует до равновесного значения. Тогда возможны два случая:

$$\tau^* > \tau \quad (18) \quad \text{и} \quad \tau^* < \tau. \quad (19)$$

В случае (18) горная порода выносит из оболочки сравнительно большой запас внутренней энергии. Если справедливо неравенство (19), движение происходит квазиравновесно, в этом случае механическое, термическое и химическое воздействия интрузии на вмещающие породы малы.

Как это следует из геофизических данных и данных экспериментальной петрологии, на глубинах около 400 км температура, вероятно, не превосходит 1400°C . Температуру, при которой горная порода достигает поверхности земного шара, будем считать равной 1200°C . Среднюю температуру земных недр в интервале глубин 0—400 км примем равной 700°C . Полагая $R=1$ км, с помощью (16) находим $\tau \approx 2 \cdot 10^3$ лет. Для оценки τ^* воспользуемся равенством (17), положив в нем $\eta = 5 \cdot 10^{24}$ П (средняя вязкость верхней мантии), $K = 10^{12}$ дин/см², получим $\tau^* \approx 10^5$ лет, т. е. $\tau^* > \tau$.

Другими словами, при достаточно высоких скоростях движения горная порода способна вынести из оболочки сравнительно большой запас внутренней энергии, которая уже в условиях земной коры расходуется на горообразовательные движения, складчатые деформации, изменения структуры и химического состава минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- [1] Birch F. // J. Geoph. Res. 1952. N 2. P. 57. [2] Магницкий В. А. // Вопросы космогонии. 1952. № 1. С. 15. [3] Магницкий В. А. Основы физики Земли. М., 1953. [4] Авдулов М. В., Семенченко В. К. // ДАН СССР. 1968. 182, № 5. С. 1153. [5] Авдулов М. В. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 1981. 22, № 3. С. 9. [6] Авдулов М. В. // Там же. 1985. 26, № 1. С. 20. [7] Авдулов М. В. // Там же. 1987. 28, № 3. С. 78. [8] Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., 1973. [9] Рингвуд А. Э. Состав и петрология мантии Земли. М., 1964. [10] Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., 1964.

Поступила в редакцию
25.06.87