

МОДУЛИ УПРУГОСТИ, КОЭФФИЦИЕНТЫ ПУАССОНА, ФАЗОВЫЕ ДИАГРАММЫ ЖЕЛЕЗА И ВЕЩЕСТВА ВНУТРЕННЕГО ЯДРА ЗЕМЛИ

Abstract.

Предпринята попытка согласовать опубликованные данные о фазовой диаграмме железа, данные об ударных и статических экспериментах с образцами железа, информацию об адиабатах Пуассона и Гюгонио, и коэффициентах Пуассона, экспериментально определенных для железа и для ядра Земли. Сравниваются величины упругих модулей гексагонально упакованного железа измеренных экспериментально и оцененных теоретически с нашими оценками величинами модулей упругости внутреннего ядра. Показано, что результаты экспериментов и теории плохо стыкуются между собой и весьма неважно совпадают с сейсмическими данными по Земле. Рассмотрена фазовая диаграмма железа. Приводится распределение температуры по глубине Земли не адиабатой Пуассона, как обычно принято, а ударной адиабатой Гюгонио. Пересечение адиабаты Гюгонио с фазовой диаграммой определяет фазовое состояние вещества Земли. Обсуждается проблема затвердевания внутреннего ядра из его расплава (в математической постановке – задача Стефана). Сравниваются коэффициенты Пуассона: железа, внутреннего ядра и пылевой кристаллической плазмы.

Introduction

[1]. Принято считать, что ядро Земли железное, внутреннее ядро - в кристаллическом состоянии, внешнее – в виде расплава. Этот тезис практически не подвергается сомнению, в то время как многочисленные экспериментальные факты не могут быть использованы в поддержку этого мнения. Считается, что знание упругости и реологии железа при давлении характерном для ядра Земли очень важно для понимания сейсмологических наблюдений, таких как малое затухание сейсмических волн, малые величины скоростей сдвиговых волн и анизотропия скорости распространения волн сжатия. Многочисленные группы физиков и геофизиков, экспериментаторов и теоретиков получили значительное количество новых данных по реологии железа и, тем не менее, до сих пор остается не совсем ясным, как устроена Земля и её ядро, в частности.

Считается, что радиус внутреннего ядра увеличивается в течение времени эволюции Земли путем кристаллизации из расплава железа в виде гексагонального монокристалла. Внешнее ядро при этом остается маловязким, жидким и хорошо проводящим субстратом, обеспечивающим возможность гидродинамических течений вполне определенной, заданной конфигурации, необходимых для генерации геомагнитного поля. Следует добавить, что Земля обменивается с космосом энергией и веществом и поэтому её можно считать открытой диссипативной системой, т.к. она генерирует тепловой поток, по её поверхности перемещаются материки, вызывающие явления вулканизма и сейсмичности. Эти, казалось бы, очевидные каноны, тем не менее, содержат весьма значительные внутренние противоречия, которые мы попытаемся вскрыть при тщательном анализе известных, опубликованных данных.

Модули упругости железа и вещества внутреннего ядра Земли

[2]. В последнее время появились работы, в которых рассматривались реология, модули упругости и вязкость железа при давлении и температуре, свойственным ядру Земли [1-5]. Сравнительно недавно определена скорость сдвиговых V_S (РКЖР) волн, проходящих через внутреннее ядро [6, 7]. Этот факт можно считать доказательством того, что внутреннее ядро - твердое. Обнаружена анизотропия внутреннего ядра [8], когда скорость Р-волн (V_P), проходящих через внутреннее ядро вдоль оси вращения, на 1 – 2 % выше, чем скорость Р-волн в плоскости экватора. Явление анизотропии может быть истолковано так, что внутреннее ядро Земли представляет собой гексагональную

структуру. Зная величины скоростей продольных и сдвиговых волн в упругой среде и анизотропию этих скоростей можно судить о величине модулей упругости.

Распространение волн в кристаллической среде описывается законом Гука, согласно которому выполняется соотношение между создаваемым напряжением T и возникшими в среде деформациями S : $T_{ij} = C_{ijkl} S_{kl}$, где $C_{ijkl} = (\partial T / \partial S)$ - тензор модулей упругости. Тензор модулей упругости гексагональной кристаллической структуры:

$$\begin{array}{cccccc} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{1}{2}(C_{11} - C_{12}) \end{array}$$

Скорости продольных V_P и сдвиговых V_S волн гексагональной структуры внутреннего ядра равны соответственно: для волн, распространяющихся вдоль оси вращения: $V'_P = (C_{33}/\rho)^{1/2}$, $V'_S = (C_{44}/\rho)^{1/2}$ и распространяющихся поперек оси вращения: $V''_P = (C_{11}/\rho)^{1/2}$, $V''_S = ((C_{11} - C_{12})/2\rho)^{1/2}$.

Для гексагональной структуры модуль объемного сжатия $K = 1/\beta$ (β - сжимаемость) можно выразить через модули упругости [9]:

$$1/\beta = K = [(C_{33}(C_{11} + C_{12}) - 2C_{13}^2)/C_S], \quad (1)$$

где $C_S = C_{11} + C_{12} + 2C_{33} - 4C_{13}$.

Эти формулы показывают связь между величинами модулей упругости гексагональной кристаллической структуры внутреннего ядра.

Имеет смысл сравнить величины упругих модулей гексагонально упакованного железа измеренных экспериментально [4] и оцененных теоретически [5] с оцененными нами величинами модулей упругости внутреннего ядра. Данные для сравнения приведены в Таблице 1.

Таблица 1.

№	C_{11} GPa	C_{12} GPa	C_{13} GPa	C_{33} GPa	C_{44} GPa	C_{66} GPa	K GPa	μ GPa	σ	
1	1697	809	757	1799	421	444	1085	445	0.28	[4]
2	2130	2010	925	1470	140	60	1425	145	0.45	[5]
3	1630	1284		1660	150	173	1400	170	0.44	

В первой строке Таблицы 1 приведены величины модулей железа [4] измеренные при давлении 211 ГПа и плотности железа $\rho = 12.8$ г/см³. В этой работе применялись статические и динамические методы для определения плотности и объемного модуля гексагонально (h.c.p.) упакованного железа при давлениях от 16 до 220 ГПа. Авторы использовали широкий набор экспериментальных методов, включая дифракцию рентгеновских лучей и сверхзвуковые методы. На одном кристалле определялись: модуль сдвига (μ), тензор упругости (C_{ijkl}), скорости волн сжатия и волн сдвига, и анизотропию этих скоростей в железе. Обнаружено, что скорость объемных и сдвиговых волн в железе при давлении равном 360 ГПа, заметно выше, чем во внутреннем ядре: $V_P = 12.5$ км/с и $V_S = 6.5$ км/с в железе, против $V_P = 11.2$ км/с и $V_S = 3.65$ км/с во внутреннем ядре (см. рис. 1).

Авторы [4] наблюдали в железных образцах сильную решеточную анизотропию напряжения. Коэффициент Пуассона (σ) определен по величинам V_P и V_S :

$$\sigma = 1/2 (3K - 2\mu) / (3K + \mu) = (V_P^2 - 2 V_S^2) / 2 (V_P^2 - V_S^2) \quad (2).$$

Во второй строке Таблицы приведены рассчитанные упругие модули для h.c.p. железа при $\rho = 13 \text{ г/см}^3$ и температуре $T = 6000 \text{ К}$ [5]. Авторы вычисляли энергию Гельмгольца гексагональной решетки в изотермическом приближении и оценивали величины изотермических упругих модулей. Затем, для оценки величин модулей объемного сжатия K и модулей сдвига μ , изотермические модули преобразовывались в адиабатические постоянные. Оценка авторами коэффициента Пуассона σ (при $T = 5700 \text{ К}$) показала хорошее совпадение с величиной этого параметра, принятой для вещества внутреннего ядра.

В третьей строке Таблицы 1 приведены оцененные нами модули упругости вещества внутреннего ядра. Здесь принято, что скорость P-волн, равная 11.2 км/с (рис. 1), соответствует: $V_P'' = (C_{11}/\rho)^{1/2}$. Учитывая анизотропию внутреннего ядра, состоящую в том, что скорость P-волн, проходящих вдоль оси вращения (обозначим их V_P') примерно на 1 – 2 % больше, чем скорость волн, проходящих в экваториальной плоскости (V_P''), примем: $V_P' = 11.3 \text{ км/с}$. Скорость сдвиговых S-волн, проходящих через внутреннее ядро в экваториальной плоскости, равна $V_S'' = 3.65 \text{ км/с}$ [6, 7]. Положим, что величина коэффициента Пуассона во внутреннем ядре анизотропией не обладает, тогда, учитывая, что $\sigma = 0.44$, величина скорости $V_S' = 3.7 \text{ км/с}$. Принимая плотность внутреннего ядра $\rho \approx 13 \text{ г/см}^3$, получаем величины модулей упругости внутреннего ядра, приведенные на третьей строчке Таблицы 1. В этой строке пропущено значение модуля C_{13} , причем, оценить его величину можно было бы по формуле (1). Однако прежде чем это сделать, мы проверили соответствие величин модулей, вычисленных по формуле (1) их истинным значениям. Определение величины модуля K по формуле (1), при подстановке в неё модулей упругости из первой строки Таблицы, дает величину $K = 690 \text{ ГПа}$, хотя его реальная величина $K = 1085 \text{ ГПа}$, а для данных [5] (вторая строка Таблицы): $K = 900$, хотя реальная величина $K = 1425$. По-видимому, этой формулой пользоваться не стоит. Тем не менее, если, к примеру, знать бы точные величины всех упругих модулей, можно было бы, в принципе, определить отношение осей c/a гексагональной решетки вещества внутреннего ядра [9].

Сравнивая величины модулей упругости железа и ядра Земли, приведенные в Таблице 1, видно их несоответствие. Кроме этого, зная величины модулей упругости, можно оценить и сравнить между собой параметры анизотропии для всех трех случаев, представленных в Таблице 1. Параметр анизотропии волн сжатия [9] $\Delta_P = C_{33} / C_{11}$: в экспериментах [4] $\Delta_P = 1.06$; при расчетах [5] $\Delta_P = 0.69$; во внутреннем ядре, как следует из измерений скоростей P-волн, $\Delta_P = 1.02$. Аналогичный параметр для сдвиговых волн - $\Delta_S = C_{44}/C_{66}$. В первом случае $\Delta_S = 0.94$, во втором - $\Delta_S = 2.3$ и в третьем (во внутреннем ядре) - $\Delta_S = 0.87$. Таким образом, параметры анизотропии так же сильно различаются между собой для трех рассмотренных нами случаев.

Анализируя данные по величинам модулей упругости, приведенные в Таблице 1, можно уверенно утверждать, что, во-первых, измеренные модули упругости h.c.p. железа при давлении 211 ГПа , модули оцененные теоретически для того же железа при температуре 6000 К и упругие модули, оцененные по скоростям P- и S-волн во внутреннем ядре, не совпадают; во-вторых, во всех рассмотренных случаях не совпадают и параметры анизотропии модулей упругости; в-третьих, совпадение коэффициентов Пуассона во втором и третьем, случаях является следствием того, что в расчетах [5] железо находилось почти в расплавленном состоянии, а, как известно, величина коэффициента Пуассона при плавлении становится близкой к значению ≈ 0.5 . Поэтому,

подбирая соответствующую температуру твердого тела при заданном давлении, всегда можно получить желаемую величину коэффициента Пуассона.

Скорости Р-волн

[3]. Известно, что скорость Р-волн во внутреннем ядре вдоль радиуса, при увеличении давления от 320 ГПа на границе ядра, до 360 ГПа в его центре, практически постоянна и равна 11.2 км/с (рис. 1). С другой стороны, известно, что скорость Р-волн в железе при изменении давления от 320 до 360 ГПа, возрастает примерно на $\Delta V_P \approx 1$ км/с (прерывистые прямые для V_P и V_S [4]). Следовательно, если бы во внутреннем ядре Земли действительно находилось h.c.p. железо, то скорость V_P в центре ядра должна бы быть равной ≈ 12.2 км/с (см. рис. 1). Этот факт также ставит под сомнение тезис относительно того, что внутреннее ядро состоит из кристаллического железа.

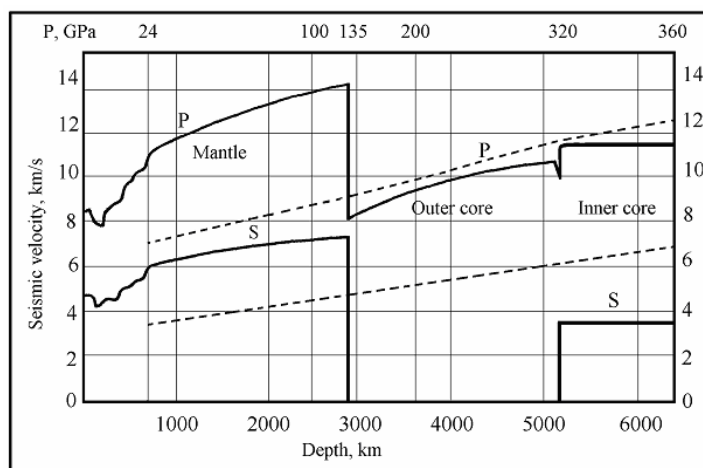


Рис. 1. Распределение скоростей сейсмических Р- и S-волн:

- по глубине Земли [14] – сплошные линии,
- в железе, от давления при статическом сжатии [4] – прерывистые линии.

[4]. В дополнение к выводу, следующему из п. 3, анализ данных Таблицы 1 также показывает, что внутреннее ядро Земли не может состоять из кристаллического h.c.p. железа. В то же время сейсмологические данные говорят о том, что внутреннее ядро твердое, обладает анизотропией упругости и, возможно, гексагональной структурой. В любом случае, для того, чтобы ответить на очень важный вопрос: как устроено ядро Земли, следует рассматривать его как структуру, состоящую из гомогенного вещества, находящегося в состоянии двух фаз: жидкого – внешнего и твердого – внутреннего. Надо заметить, что это общепринятая точка зрения. Также общепринятым считается, что твердая фаза образуется путем кристаллизации из расплава однородного вещества в его центральной части. Рассмотрим этот процесс подробнее. Будем придерживаться канвы рассуждений, высказанных Лангером [10].

Однако прежде чем рассмотреть особенности образования внутреннего ядра из расплава, сошлемся на то, что идея однородности (гомогенности) вещества ядра Земли была подтверждена сравнительно недавним определением величины скорости волн, проходящих через внутреннее ядро как сдвиговые, РКЖР-волны [6, 7]. Как известно, задолго до экспериментального определения скорости этой волны, она была оценена теоретически исходя из учета уравнения Адамса-Вильямсона. Согласно этому уравнению, факт возрастания скорости Р-волны на границе внутреннего ядра, распространяющейся в жидком гомогенном ядре со скоростью $V = (K/\rho)^{1/2}$, до величины $V_P = [(K + 4/3\mu)/\rho]^{1/2}$ в

твердом ядре, интерпретируется как скачек скорости на фазовой границе. Измеренная в [6, 7] величина скорости S-волн во внутреннем ядре практически совпадает с $V_S = (\mu/\rho)^{1/2} = 3.5$ км/с. Есть все основания считать, что вещество ядра Земли однородно по химическому составу и находится в различных фазах, как, например, лед и вода.

Фазовый переход

[5]. В общепринятой (холодной) модели Земли температура вещества внутреннего ядра выше температуры - внешнего, температура во внешнем ядре выше, а во внутреннем – ниже температуры плавления железа. Насколько подобная ситуация физически однозначна и какие могут быть следствия из такого утверждения? Рассмотрим подобную задачу. Возьмем некое тело, состоящее из однородного вещества, находящегося в состоянии двух фаз: в центре тела фаза II, при температуре T^{II} . Фаза II окружена веществом, в состоянии фазы I, при температуре T^{I} , причем, $T^{\text{II}} > T^{\text{I}}$. Для упрощения задачи примем, что тело находится в равновесии с окружающей средой и здесь теплообмена не происходит, в то же время рассматриваемая нами двухфазная система диссипативна, существует тепловой поток dQ от вещества в состоянии фазы II к веществу в состоянии фазы I. При выполнении этих условий, в такой системе продуцируется энтропия:

$$dS = dQ(1/T^{\text{I}} - 1/T^{\text{II}}) \quad (3).$$

Здесь $dQ > 0$ - количество тепла полученного фазой I от фазы II. Так как dS величина положительная (энтропия возрастает), а $(1/T^{\text{I}} - 1/T^{\text{II}}) > 0$, то

$$dQ = C_V dT + L_T dV - U_{TV} d\xi \quad (4),$$

по условию тоже должна быть величиной положительной. Здесь: C_V – теплоемкость при постоянном объеме, L_T – скрытая теплота изменения объема, U_{TV} – теплота фазового перехода (положительна при экзотермической реакции), ξ - степень полноты реакции [11]. Для квазистационарных условий, когда можно считать, что $dT = dV = 0$: $dQ \sim -U_{TV} d\xi$ и, следовательно, для выполнения $dQ > 0$, необходимо чтобы теплота фазового перехода должна быть отрицательной величиной. Если распространить этот вывод на нашу задачу и принять, что фаза II – вещество в твердом состоянии, а I – жидкость (расплав), то условие $dS > 0$ выполняется только в том случае, если в системе происходит плавление. Согласно общепринятой модели Земли внутреннее ядро, в течение его эволюции, - растет и кристаллизуется, а не уменьшается при плавлении. Следовательно, в этой модели, похоже, нарушается второе начало термодинамики, а значит, можно поставить под сомнение и саму модель.

[6]. Задача, связанная с затвердеванием чистой субстанции из ее расплава, например, замораживание льда в образце чистой воды, (в математической постановке – задача Стефана) подробно рассмотрена Лангером [10]. В случае чистого вещества, процесс затвердевания (кристаллизации) управляется тепловым потоком. Скорость затвердевания в любой точке на поверхности раздела “жидкость – твердое”, определяется тем, как быстро скрытая теплота плавления выделяется (или поглощается) в точке, где проводится выборка. Лангер рассматривает две возможных в эксперименте схемы, причем в обоих случаях чистая жидкость содержится в камере, в которой её стенки поддерживаются при заданной температуре, меньшей, чем температура плавления. В случае наиболее близком к рассматриваемой нами ситуации, затвердевание происходит в центре камеры. Жидкость первоначально переохлаждена и её температура ниже температуры плавления, причем, затвердевания, как и следует из предыдущего, не происходит. Этот процесс начинается только в том случае, если в центр камеры вводится специальная затравка - ядро кристаллизации. Скрытая теплота фазового перехода должна быть отведена через жидкость для обеспечения роста кристалла путем конвективной транспортировки. Ситуация с началом кристаллизации из центра камеры нестабильна,

поверхность раздела фаз (фронт кристаллизации) разбивается на дендриты, которые вырастают относительно быстро из центральной части твердого тела. Например, аналогичная ситуация имеет место при росте снежинок.

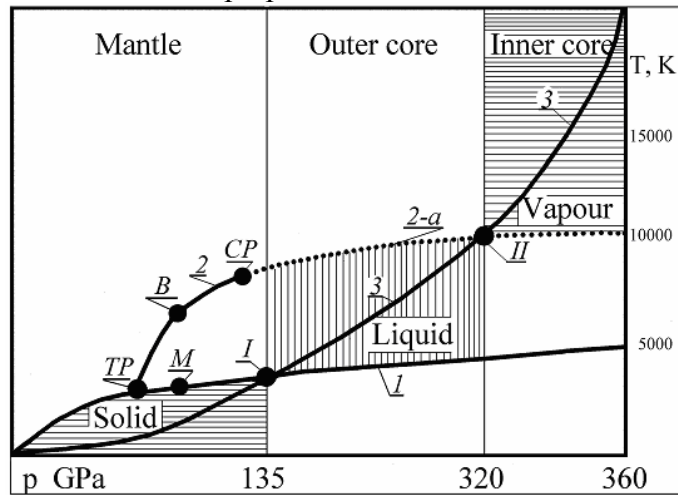


Рис. 2. Фазовая диаграмма железа:

- 1 - линия «плавление – кристаллизация» [1],
- 2 - линия «испарение – конденсация», 2-а – продолжение 2 для $T > T_c$.

Ударные адиабаты:

- 3 - вещества ядра, согласно модели горячей Земли [21],
- 4 - железа [2, 3].

Точки: I и II - границы фаз.

Температура: T_m - плавления, T_b - кипения, T_c - критическая, TP – тройная точка.

Если перенести результаты Лангера на процессы, происходящие в ядре Земли, то можно сделать важный вывод о том, что кристаллизация вещества внутреннего ядра в центре его расплава, возможна только в том случае, если температура расплава ниже температуры плавления, а начало кристаллизации инициировано специальной затравкой. Кроме этого, в такой ситуации фронт кристаллизации неустойчив, а результат кристаллизации представляет собой типичную дендритную структуру. Расплав в такой структуре – это стекло, или переохлажденная жидкость, вязкость которой очень велика. Причем, вязкость жидкости на линии плавления (кривая 1 на рис. 2) повышается с ростом температуры [12]. Так, например, вязкость воды при обычных условиях 10^{-3} Па с возрастает до 10^{12} Па с - в области стеклования [12]. По всей видимости, вязкость железа внешнего ядра, при условии, что кривая распределения температуры будет идти по линии плавления и ниже, должна быть не меньше, чем у воды и составлять не менее 10^{12} Па с.

Вязкость ядра

[7]. Надо сказать, что мнения по поводу величины вязкости вещества внешнего ядра - крайне противоречивы. Так, согласно [13] вязкость вещества внешнего ядра по данным различных авторов составляет от 10^2 Па с до 10^{11} Па с, по оценке Джеффриса - 10^9 Па с [14], по оценке Магницкого - 10^{12} Па с [15]. Наиболее часто употребляемое значение, полученное по анализу астрономических данных, - 10^8 Па с. Сравним эти цифры с величиной вязкости расплава Fe-FeS измеренной экспериментально.

Расплав Fe-FeS принято считать основным кандидатом в состав внешнего ядра [16]. В этой связи величина вязкости расплава, определенная экспериментально при температуре и давлении, соответствующим давлению и температуре внешнего ядра, представляет собой одно из наиболее важных физических свойств. Особую роль величина вязкости играет при исследовании динамики конвекции во внешнем ядре. Авторы [16]

измерили вязкость этого расплава в диапазоне температур 1233-1923 К и давлений 1.5 - 6.9 ГПа, которая изменялась, соответственно, от 0.008 до 0.036 Па с, что не намного больше, чем вязкость воды при нормальных условиях. Итак, вязкость расплава железа при давлении, характерном для ядра Земли, - очень мала (10^{-2} Па с), величина вязкости, полученная из теоретических оценок при отвердевании железа из «стекла», - очень велика (до 10^{13} Па с и более). Величина вязкости внешнего ядра, оцененная по анализу астрономических данных (10^8 Па с), по-видимому, ближе всего к истинной величине вязкости ядра. Всё сказанное ещё раз приводит к выводу, что модель ядра Земли, в которой внешнее ядро – расплав железа, а внутреннее – его кристаллическая фаза - сомнительна.

Фазовая диаграмма железа

[8]. Рассмотрим фазовую диаграмму железа. Для чего приведем термодинамические параметры железа: температура плавления $T_M = 1539^\circ \text{C}$, температура кипения $T_B = 2872^\circ \text{C}$, удельная теплоемкость $C_p = 641 \text{ Дж/кг К}$, теплота плавления $U_{II} = 13.77 \text{ кДж/моль} \approx 0.25 \text{ кДж/г}$, теплота испарения $U_{II} = 350 \text{ кДж/моль} \approx 6.25 \text{ кДж/г}$, критическая температура $T_C = 9600 \text{ К}$, критическое давление $p_C = 0.8 \text{ ГПа}$, критическая плотность $\rho_C = 2.03 \text{ г/см}^3$. Воспользуемся этими данными при построении фазовой диаграммы железа (см. рис. 2). Зависимость температуры плавления железа при давлениях от 50 ГПа до 200 ГПа хорошо изучена экспериментально (кривая 1 на рис. 2) [1]. Кривая 2 – линия «конденсация-испарение» железа может быть продолжена в область температур $T > T_C$ (кривая 2-а на рис. 2) и давлений $p > p_C$, если воспользоваться подходом, развитым в [17], где предложено рассматривать вещество, находящееся при pT параметрах, превышающих критические, как смесь индивидуальных веществ, обладающих различной теплоемкостью C_V : $C_V = 3 R_g$ (конденсированное состояние) и $C_V = 3/2 R_g$ (газ), где R_g - газовая постоянная. Если температура вещества $T > T_p$, то оно находится в газообразном состоянии, если меньше ($T < T_p$), то - в конденсированном. К примеру, для железа нормальной плотности, $T_p \approx 20\ 000 \text{ К}$. При увеличении давления p и сжатии вещества, растет и температура: $T_p \sim p/\rho$ (ρ - плотность). Предельное значение величины T_p , ($T_p \sim U_{II}/R_g$) железа [17] оказывается порядка 70 000 К. Таким образом, можно продолжить верхнюю кривую состояния железа в области температур $T_C < T < T_p$ и получить кривую равновесия фаз железа в области температур и давлений, принятых для центра Земли, где $p \approx 360 \text{ ГПа}$ (кривая 2-а на рис. 2).

Коэффициент Пуассона

[9]. В задаче исследования степени соответствия свойств железа и вещества ядра Земли широко используется величина коэффициента Пуассона σ (см. ф-лу 2). Основной вопрос, который возникает при использовании коэффициента Пуассона для выяснения, может ли внутреннее ядро состоять из кристаллического железа, является выяснение того, зависит ли σ от давления. По этому поводу существует два различных мнения.

Согласно [18], если напряжения σ_{xx} и σ_{yy} - однозначно связаны с сжимающей силой p : $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = p \sigma / (1 - \sigma)$, то коэффициент Пуассона не должен зависеть от величины давления. В работе [19], посвященной определению коэффициента Пуассона в напряженных средах, утверждается, что величина коэффициента Пуассона должна быть постоянной для рассматриваемого материала и независимой от величины действующих внешних нагрузок. С другой стороны, Falzone и Stacey [20] полагали, что давление оказывает весьма заметное влияние на коэффициент Пуассона, причем, настолько, что σ железа во внутреннем ядре может равным 0.445. Экспериментальное исследование упругости и реологии железа вплоть до давления в 220 ГПа путем сжатия образца в

алмазной наковальне [4] показало, что скорости Р и S волн равномерно увеличиваются с ростом давления (рис. 1) таким образом, что коэффициент Пуассона остается постоянным вплоть до 200 ГПа и, по аппроксимации авторов [4], должен оставаться таким вплоть до давления, характерного для центра Земли (прямая 2 на рис. 3). Эта линия практически совпадает с линией 1, показывающей ход коэффициента Пуассона в мантии Земли, и в целом по Земле, где величина σ равна 0.5 во внешнем ядре, и $\sigma = 0.44$ - во внутреннем. Величина коэффициента Пуассона ($\sigma = 0.44$ - во внутреннем ядре) была оценена ранее на основании использования уравнения Адамса и Вильямсона.

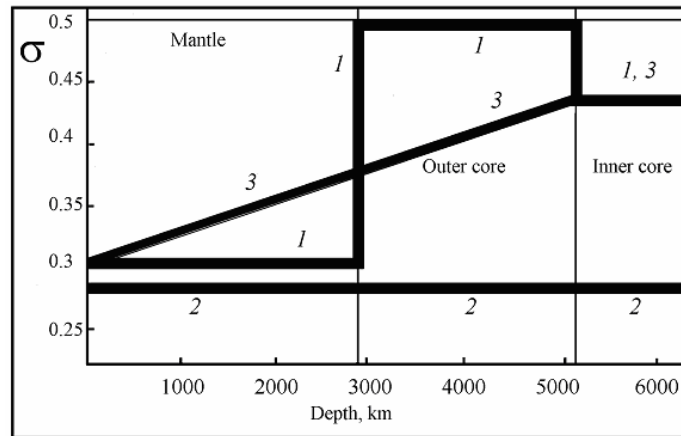


Рис. 3. Коэффициент Пуассона σ :

- 1 - для Земли,
- 2 - для железа [4],
- 3 - для железа по данным [2, 5].

Авторы [6, 7] попытались объяснить слишком высокое значение коэффициента Пуассона ($\sigma = 0.44$) нормальной кристаллической структурой внутреннего ядра без привлечения идеи частичного плавления железа из-за громадного давления в центре Земли, что находится в противоречии с экспериментом [4].

Оценки величины коэффициента Пуассона были выполнены в экспериментах по ударному сжатию железа [2]. Оказалось, что эти данные находятся в противоречии как с данными коэффициента Пуассона Земли, так и статически сжатого железа (см. кривая 3 на рис 3). Изломанная линия 3 получена путем пересчета данных [2], приведенных авторами для зависимости коэффициента Пуассона от плотности железа, а так же с учетом данных [5]. Таким образом, анализируя все доступные данные по величине коэффициента Пуассона железа при давлении, равном давлению во внутреннем ядре, нельзя утверждать, что внутреннее ядро однозначно состоит из кристаллического железа.

Распределение температуры

[10]. Распределение температуры по глубине Земли представляет достаточно сложную задачу. Дело в том, что известны данные о величине и распределении теплового потока, теплопроводности пород земной коры и температурного градиента, измеренных на очень небольших глубинах. С большей или меньшей правдоподобностью оценивается температура на глубине $h = 100$ км. Известно также давление на этой глубине. Дальнейшие рассуждения относительно хода температурной зависимости по глубине, как правило, находятся в тесной связи с используемой авторами моделью строения Земли и ее химическим составом. Принятый путь оценок dT/dh основан на представлении об адиабатическом характере распределения температуры в недрах Земли. Зная pT-условия на глубине 100 км и приняв определенный закон, например, адиабату, вычисляют

распределение температуры по глубине. Для оценки dT/dh используется выражение адиабаты Пуассона ($pV^\gamma = \text{const}$, $TV^{\gamma-1} = \text{const}$, $C_p/C_v = \gamma$): $(\partial T/\partial p)_S = T/C_p (\partial V/\partial T)_p$, которое преобразуется в: dT/dh заменой $dp = -\rho g dh$. Адиабата Пуассона очень близка к кривой плавления. Принято считать, что в модели холодной Земли адиабата пересекает кривую плавления на границе ядра.

Совсем по-другому ведет себя зависимость температуры от давления в модели горячей Земли [21]. Кратко поясним суть модели горячей Земли. Допустим, что Земля, другие планеты и их спутники, образовались одновременно с Солнцем из одного вещества в едином процессе самогравитации. При этом основную роль играли ударные процессы сжатия, сопровождающиеся возникновением ударных волн и фазовых границ. Процесс образования Земли происходил настолько быстро, что её вещество, не успевая охлаждаться за счет излучения, нагрелось до температуры $\approx 30\,000\text{ K}$ [15, 21]. Вещество при такой температуре находится в газообразном, плазменном состоянии. Конечно, это совсем не привычная плазма газового разряда. Вещество внутреннего ядра сжато давлением до плотности, большей, чем у конденсированного тела, но, тем не менее, - это газ. Конденсация этого вещества на границе внутреннего ядра происходит с выделением теплоты фазового перехода порядка $10 - 15\text{ кДж/г}$, обеспечивая Землю источником энергии, достаточным для генерации магнитного поля и теплового потока, движения материков, сейсмичности и вулканизма.

Эволюция Земли сопровождается релаксацией её вещества из метастабильного газообразного к стабильному – жидкому и кристаллическому. Время релаксации вещества: $\tau = l^2/\chi$, где l – характерный размер, χ - коэффициент температуропроводности. Подставляя общепринятые значения, получаем $\tau = 10^{12}$ лет, что значительно превышает возраст Земли. Учитывая то, что охлаждение обязано не только кондуктивным процессам, но и конвективным, и оценивая число Пекле $Pe = 100$, время релаксации уменьшается в сто раз, но все равно остается больше времени существования Земли.

Если принять модель горячей Земли, то для оценки dT/dh (dT/dp) необходимо пользоваться не адиабатой Пуассона, а ударной адиабатой Гюгонио. На рис. 2 (кривая 3) изображена зависимость dT/dp , построенная по адиабате Гюгонио [17]:

$$dT = -T(\Gamma/V)dV + 1/2c_v[(V_0 - V)dp + (p - p_0)dV] \quad (5),$$

здесь Γ - коэффициент Грюнайзена. Ударная адиабата проведена таким образом, чтобы она пересекла кривые равновесия фаз железа в точках, соответствующих фазовым границам: в первом случае "твердое-жидкость" (точка I), во втором - "жидкость-газ" (точка II). Ниже, для примера, приведена ударная адиабата железа (кривая 4 на рис. 2) по данным [2, 3]. Видно, что ударная адиабата железа проходит значительно ниже, чем построенная нами. Этот факт также свидетельствует в пользу того, что ядро Земли не может состоять только из железа. Коэффициент Грюнайзена вещества ядра в нашей модели примерно в 1.5 раза выше, чем коэффициент Грюнайзена железа. (Естественно, если ядро Земли состоит не из железа, то и кривые равновесия фаз должны быть другими).

Закключение

[11]. Анализ известных данных экспериментов и расчетов характеристик вещества внутреннего ядра и кристаллического гексагонально упакованного железа однозначно показывает, что внутреннее ядро не может состоять из кристаллического железа. Однако, с другой стороны, утверждать, что ядро Земли не может быть железным (с примесями, или без них) так же нет достаточных оснований. Кроме этого, необходимо учесть неоспоримый факт, что внутреннее ядро твердое и оно, возможно, имеет гексагональную упаковку. Можно ли найти приемлемое решение обсуждаемой нами задачи? Попробуем ответить на этот вопрос.

Если допустить, что Земля сформировалась путем реализации механизма быстрого сжатия за счет самогравитации, и на начальном этапе представляла собой плотную плазму, то, похоже, в этой ситуации можно попытаться найти приемлемое решение. Известно, что плотная астрофизическая плазма представляется в виде Вигнеровского кристалла [22], который, как известно, сдвиговые волны пропускает. Если в плотной астрофизической плазме выполняются условия, при которых кулоновская энергия частиц плазмы значительно больше (> 178) тепловой энергии, то она считается твердым телом, обладающим квантовыми свойствами. Например, если астрофизическая плазма состоит исключительно из железа, то она становится «твердой» при $\rho \approx 50 \text{ г/см}^3$ и $T \approx 50\,000 \text{ К}$, если плазма – из водорода, то «твердой» она будет при $\rho \approx 1 \text{ г/см}^3$ и $T \approx 1000 \text{ К}$ [23]. Предположим, что внутреннее ядро железное, а в качестве «легкого» элемента к железу «добавлен» водород. Если такую «смесь» нагреть до температуры порядка двух - трех десятков тысяч градусов, то вполне может оказаться, что это «вещество» (FeH_n ?), при давлении большем, чем 320 ГПа, будет «твердым» и способным:

- пропускать сдвиговые волны со скоростью 3.5 км/с,
- обеспечить независимость от давления величины $V_p = 11.2 \text{ км/с}$,
- обладать упругими свойствами, с модулями, приведенными в строке 3 Таблицы 1,
- обладать коэффициентом Грюнайзена, большим, чем у железа примерно в 1.5 раза,
- соответствовать величине коэффициента Пуассона $\sigma = 0.44$,
- обеспечить соответствующую величину вязкости вещества внутреннего ядра,
- обеспечить Землю источником энергии за счет реализации экзотермического фазового перехода на границе внутреннего ядра,

Обратим внимание на то, что использование идеи астрофизической плазмы, как вещества внутреннего ядра Земли – не единственный способ. «Квантовые свойства» были недавно обнаружены в т.н. пылевой кристаллической плазме газового разряда [24, 25]. В область разряда искусственно вводились частицы «пыли». Пылинки в плазме приобретали отрицательный заряд и выстраивались в структуру, напоминающую гексагональную структуру кристалла. В статьях по пылевой плазме обсуждается вопрос: не является ли такая плазма решеткой Юкавы или Вигнеровским кристаллом [26, 27]. В работах [26, 27] впервые измерены скорости V_p и V_s волн, что является прямым подтверждением того, что пылевая плазма, это «твердое» кристаллическое тело. Коэффициент Пуассона «кристаллического», но в тоже время плазменного, вещества ($\sigma \approx 0.47$) близок к коэффициенту Пуассона внутреннего ядра Земли. Этот факт дает основание предполагать, что вещество внутреннего ядра, это твердая, кристаллическая «плазма».

References

1. Boehler R. High-pressure experiments and phase diagram of lower mantle and core materials // *Rev. Geophys.* 2000. V. 38. № 2. P. 221-245.
2. Brown J.M., McQueen R.G. Phase transitions, Gruneisen parameter and elasticity for shocked iron between 77 GPa and 400 Gpa // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91 P. 7485-7494.
3. Зельдович В.И., Литвинов Б.В., Пурыгин Н.П. и др. Квазисферическое взрывное нагружение стали с давлением до 200 ГПа // *ДАН.* 1995. Т. 343. № 5. С. 621-624.
4. Mao H., Shu J., Shen G., Hemley R.J., Li B., Singh A.K. Elasticity and rheology of iron above 220 GPa and the nature of the Earth's inner core // *Nature* 1998. V. 396. P. 741-743.
5. Steine-Neumann G., Stixrude L., Cohen R.E., Gulseren O. Elasticity of iron at the temperature of the Earth's inner core // *Nature* 2001. V. 413. P. 57-60.
6. Кузнецов В.В. Анизотропия свойств внутреннего ядра Земли // *УФН.* 1997. Т. 167. № 9. С. 1001- 1012.

7. Okal E.A., Cansi Y. Detection of PKJKP at intermediate periods by progressive multi-channel correlation // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 23-30.
8. Deuss A., Woodhouse J.H., Paulssen H., Trampert J. The observation of inner core shear waves // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 142. P. 67-73.
9. Steine-Neumann G., Stixrude L., Cohen R.E. First-principles elastic constants for the hcp transition metals Fe, Co, and Re at high pressure // *Phys. Rev. B.* 1999. V. 60. P. N 791-799.
10. Langer J.S. Instabilities and pattern formation in crystal growth // *Rev. Mod. Phys.* 1980. V. 52. P. 1-28.
11. Пригожин И. Введение в термодинамику необратимых процессов. М. Ижевск. РХД. 2001. 160 с.
12. Скрипов В.П. Файзулин М.З. Вязкость жидкостей на линии плавления и в переохлажденном состоянии // *ДАН.* 2001. Т. 378. С. 620-623.
13. Бражкин В.В., Ляпин А.Г. Универсальный рост вязкости металлических расплавов в мегабарном диапазоне давлений: стеклообразное состояние внутреннего ядра Земли. *УФН.* 2000. Т. 170. № 5. С. 535-551.
14. Джеффрис Г. Земля, её происхождение, история и строение. М.: ИЛ. 1960. 484 с.
15. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра. 1965.
16. Terasaki H., Kato T., Urakawa S., et al. The effect of temperature, pressure, and sulfur content on viscosity of the Fe-FeS melt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 190. P. 93-101.
17. Зельдович Я.Б., Райзер Ю.П. Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических явлений. М.: Наука. 1966.
18. Ландау Л.Д. Лифшиц Е.М. Теория упругости. М.: Наука. 1987.
19. Кулиев Г.Г. Определение коэффициента Пуассона в напряженных средах // *ДАН* 2000. Т. 370. № 4. С. 534-537.
20. Falzone A.J., Stacey F.G. Second-order elasticity theory: explanation for the high Poisson's ratio of the inner core // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1980. V. 21. P. 371-377.
21. Кузнецов В.В. Физика горячей Земли. М.: Вузовская книга. 2001. Земля как термодинамическая система // *Геология и геофизика.* 1998. Т. 39. № 7. С. 993-1013.
22. Wigner, E. On the interaction of electron in metals // *Phys. Rev.* 1934. V. 46. P. 1002-1011.
23. Van Horn H.M. Dense astrophysical plasmas // *Science* 1991. V. 252. P. 384-389.
24. Thomas, H., Morfill G.E., Demmel V. et al. Plasma crystal: coulomb crystallization in dusty plasma // *Phys. Res. Lett.* 1994. V.73. P. 652-655.
25. Thomas H., Morfill G. Melting dynamics of a plasma crystal // *Nature* 1996. V. 379. P. 806-809.
26. Nosenko, V., Goree J., Ma Z.W., Piel A. Observation of shear-wave mach cones in 2D dusty plasma crystal. // *Phys. Rev. Lett.* 2002. V. 88 P.135001.
27. Piel A., Nosenko V., Goree J. Experiments and molecular-dynamics simulation of elastic waves in a plasma crystal radiated from a small dipole source. // *Phys. Rev. Lett.* 2002. V. 89. P. 085004.