

COMPOSITION  
AND STRUCTURE  
OF THE EARTH'S MANTLED. Yu. PUSHCHAROVSKY,  
Yu. M. PUSHCHAROVSKY

*The concepts of mantle structure and composition is reviewed. The new mantle model based on the most recent seismotomographic data and on the phase transition studies of mantle minerals is reported. Several concentric layers can be revealed in the mantle, since the previous model divides its subdivision only as upper and lower layers.*

**Рассматриваются строение и состав мантии Земли. На основании анализа сейсмотомографических карт, а также данных о вещественном составе мантии делится на несколько концентрических оболочек вместо традиционно выделяемых двух: верхней и нижней.**

© Пущаровский Д.Ю., Пущаровский Ю.М., 1998

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ  
МАНТИИ ЗЕМЛИД. Ю. ПУЩАРОВСКИЙ,  
Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙМосковский государственный университет  
им. М.В. Ломоносова

## ВВЕДЕНИЕ

Состав и строение глубинных оболочек Земли в последние десятилетия продолжают оставаться одной из наиболее интригующих проблем современной геологии. Число прямых данных о веществе глубинных зон весьма ограничено. В этом плане особое место занимает минеральный агрегат из кимберлитовой трубки Лесото (Южная Африка), который рассматривается как представитель мантийных пород, залегающих на глубине ~250 км. Керн, поднятый из самой глубокой в мире скважины, пробуренной на Кольском полуострове и достигшей отметки 12 262 м, существенно расширил научные представления о глубинных горизонтах земной коры – тонкой приповерхностной пленке земного шара. Вместе с тем новейшие данные геофизики и экспериментов, связанных с исследованием структурных превращений минералов, уже сейчас позволяют смоделировать многие особенности строения, состава и процессов, происходящих в глубинах Земли, знание которых способствует решению таких ключевых проблем современного естествознания, как формирование и эволюция планеты, динамика земной коры и мантии, источники минеральных ресурсов, оценка риска захоронения опасных отходов на больших глубинах, энергетические ресурсы Земли и др.

## СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Широко известная модель внутреннего строения Земли (деление ее на ядро, мантию и земную кору) разработана сейсмологами Г. Джеффрисом и Б. Гутенбергом еще в первой половине XX века. Решающим фактором при этом оказалось обнаружение резкого снижения скорости прохождения сейсмических волн внутри земного шара на глубине 2900 км при радиусе планеты 6371 км. Скорость прохождения продольных сейсмических волн непосредственно над указанным рубежом равна 13,6 км/с, а под ним – 8,1 км/с. Это и есть граница мантии и ядра. Соответственно радиус ядра составляет 3471 км.

Верхней границей мантии служит сейсмический раздел Мохоровичича (Мохо, M), выделенный югославским сейсмологом А. Мохоровичичем (1857–1936) еще в 1909 году. Он отделяет земную кору от мантии. На этом рубеже скорости продольных

волн, прошедших через земную кору, скачкообразно увеличиваются с 6,7–7,6 до 7,9–8,2 км/с, однако происходит это на разных глубинных уровнях. Под континентами глубина раздела М (то есть подошвы земной коры) составляет первые десятки километров, причем под некоторыми горными сооружениями (Памир, Анды) может достигать 60 км, тогда как под океанскими впадинами, включая и толщу воды, глубина равна лишь 10–12 км. Вообще же земная кора в этой схеме вырисовывается как тонкая скорлупа, в то время как мантия распространяется в глубину на 45% земного радиуса.

Но в середине XX века в науку вошли представления о более дробном глубинном строении Земли. На основании новых сейсмологических данных оказалось возможным разделить ядро на внутреннее и внешнее, а мантию – на нижнюю и верхнюю (рис. 1). Эта модель, получившая широкое распространение, используется и в настоящее время. Начало ей положил австралийский сейсмолог К.Е. Буллен, предложивший в начале 40-х годов схему разделения Земли на зоны, которые обозначил буквами: А – земная кора, В – зона в интервале глубин 33–413 км,

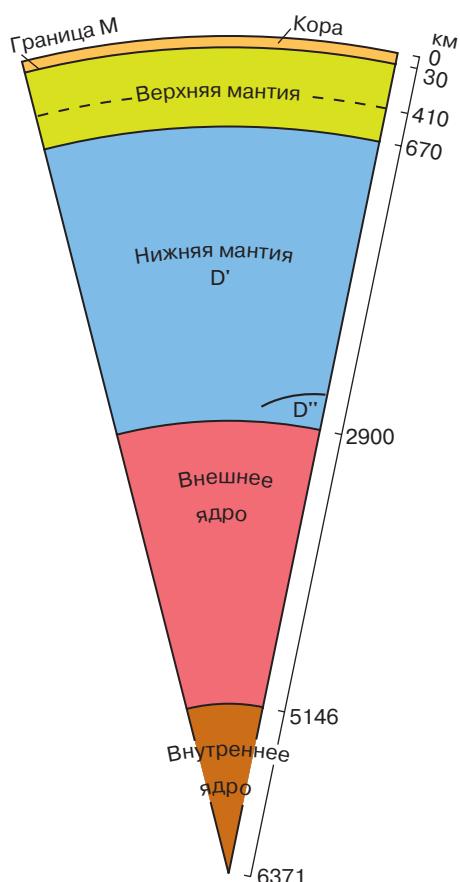


Рис. 1. Схема глубинного строения Земли

С – зона 413–984 км, D – зона 984–2898 км, Е – 2898–4982 км, F – 4982–5121 км, G – 5121–6371 км (центр Земли). Эти зоны отличаются сейсмическими характеристиками. Позднее зону D он разделил на зоны D' (984–2700 км) и D" (2700–2900 км). В настоящее время эта схема значительно видоизменена и лишь слой D" широко используется в литературе. Его главная характеристика – уменьшение градиентов сейсмических скоростей по сравнению с вышележащей областью мантии.

Внутреннее ядро, имеющее радиус 1225 км, твердое и обладает большой плотностью – 12,5 г/см<sup>3</sup>. Внешнее ядро жидкое, его плотность 10 г/см<sup>3</sup>. На границе ядра и мантии отмечается резкий скачок не только в скорости продольных волн, но и в плотности. В мантии она снижается до 5,5 г/см<sup>3</sup>. Слой D", находящийся в непосредственном соприкосновении с внешним ядром, испытывает его влияние, поскольку температуры в ядре значительно превышают температуры мантии. Местами данный слой порождает огромные, направленные к поверхности Земли сквозьмантийные тепломассопотоки, называемые плюмами. Они могут проявляться на планете в виде крупных вулканических областей, как, например, на Гавайских островах, в Исландии и других регионах.

Верхняя граница слоя D" неопределенна; ее уровень от поверхности ядра может варьировать от 200 до 500 км и более. Таким образом, можно заключить, что данный слой отражает неравномерное и разноинтенсивное поступление энергии ядра в область мантии.

Границей нижней и верхней мантии в рассматриваемой схеме служит сейсмический раздел, лежащий на глубине 670 км. Он имеет глобальное распространение и обосновывается скачком сейсмических скоростей в сторону их увеличения, а также возрастанием плотности вещества нижней мантии. Этот раздел является также и границей изменений минерального состава пород в мантии.

Таким образом, нижняя мантия, заключенная между глубинами 670 и 2900 км, простирается по радиусу Земли на 2230 км. Верхняя мантия имеет хорошо фиксирующийся внутренний сейсмический раздел, проходящий на глубине 410 км. При переходе этой границы сверху вниз сейсмические скорости резко возрастают. Здесь, как и на нижней границе верхней мантии, происходят существенные минеральные преобразования.

Верхнюю часть верхней мантии и земную кору слитно выделяют как литосферу, являющуюся верхней твердой оболочкой Земли, в противоположность гидро- и атмосфере. Благодаря теории тектоники литосферных плит термин “литосфера” получил широчайшее распространение. Теория предполагает движение плит по астеносфере – размягченном, частично, возможно, жидкому глубинному слою пониженной вязкости. Однако сейсмология не показывает

выдержанной в пространстве астеносфера. Для многих областей выявлены несколько астеносферных слоев, расположенных по вертикали, а также прерывистость их по горизонтали. Особенно определено их чередование фиксируется в пределах континентов, где глубина залегания астеносферных слоев (линз) варьирует от 100 км до многих сотен. Под океанскими абиссальными впадинами астеносферный слой лежит на глубинах 70–80 км и менее. Соответственно нижняя граница литосферы фактически является неопределенной, а это создает большие трудности для теории кинематики литосферных плит, что и отмечается многими исследователями.

Таковы основы представлений о строении Земли, сложившиеся к настоящему времени. Далее обратимся к новейшим данным в отношении глубинных сейсмических рубежей, представляющих важнейшую информацию о внутреннем строении планеты.

## СОВРЕМЕННЫЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦАХ

Чем больше проводится сейсмологических исследований, тем больше появляется сейсмических границ. Глобальными принято считать границы 410, 520, 670, 2900 км, где увеличение скоростей сейсмических волн особенно заметно. Наряду с ними выделяются промежуточные границы: 60, 80, 220, 330, 710, 900, 1050, 2640 км [1]. Дополнительно имеются указания геофизиков на существование границ 800, 1200–1300, 1700, 1900–2000 км. Н.И. Павленковой недавно в качестве глобальной выделена граница 100, отвечающая нижнему уровню разделения верхней мантии на блоки. Промежуточные границы имеют разное пространственное распространение, что свидетельствует о латеральной изменчивости физических свойств мантии, от которых они и зависят. Глобальные границы представляют иную категорию явлений. Они отвечают глобальным изменениям мантийной среды по радиусу Земли.

Отмеченные глобальные сейсмические границы используются при построении геологических и геодинамических моделей, в то время как промежуточные в этом смысле пока внимания почти не привлекали. Между тем различия в масштабах и интенсивности их проявления создают эмпирическую основу для гипотез, касающихся явлений и процессов в глубинах планеты.

Ниже рассмотрим, каким образом геофизические рубежи соотносятся с полученными в последнее время результатами структурных изменений минералов под влиянием высоких давлений и температур, значения которых соответствуют условиям земных глубин.

## СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Проблема состава, структуры и минеральных ассоциаций глубинных земных оболочек или гео-

сфер, конечно, еще далека от окончательного решения, однако новые экспериментальные результаты и идеи существенно расширяют и детализируют соответствующие представления.

Согласно современным взглядам, в составе мантии преобладает сравнительно небольшая группа химических элементов: Si, Mg, Fe, Al, Ca и O. Предлагаемые модели состава геосфер в первую очередь основываются на различии соотношений указанных элементов (вариации  $Mg/(Mg + Fe) = 0,8–0,9$ ;  $(Mg + Fe)/Si = 1,2–1,9$ ), а также на различиях в содержании Al и некоторых других более редких для глубинных пород элементов. В соответствии с химическим и минералогическим составом эти модели получили свои названия: пиролитовая (главные минералы – оливин, пироксены и гранат в отношении 4 : 2 : 1), пиклогитовая (главные минералы – пироксен и гранат, а доля оливина снижается до 40%) и эклогитовая, в которой наряду с характерной для эклогитов пироксен-гранатовой ассоциацией присутствуют и некоторые более редкие минералы, в частности Al-содержащий кианит  $Al_2SiO_5$  (до 10 вес. %). Однако все эти петрологические модели относятся прежде всего к породам верхней мантии, простирающейся до глубин ~670 км. В отношении валового состава более глубоких геосфер лишь допускается, что отношение оксидов двухвалентных элементов (МО) к кремнезему ( $MO/SiO_2$ ) ~ 2, оказываясь ближе к оливину  $(Mg, Fe)_2SiO_4$ , чем к пироксену  $(Mg, Fe)SiO_3$ , а среди минералов преобладают перовскитовые фазы  $(Mg, Fe)SiO_3$  с различными структурными искажениями, магнезиовостит  $(Mg, Fe)O$  со структурой типа  $NaCl$  и некоторые другие фазы в значительно меньших количествах.

Все предложенные модели весьма обобщенные и гипотетичные. Пиролитовая модель верхней мантии с преобладанием оливина предполагает ее значительно большую близость по химическому составу со всей более глубокой мантией. Наоборот, пиклогитовая модель предполагает существование определенного химического контраста между верхней и остальной мантиями. Более частная эклогитовая модель допускает присутствие в верхней мантии отдельных эклогитовых линз и блоков.

Большой интерес представляет попытка согласовать структурно-минералогические и геофизические данные, относящиеся к верхней мантии. Уже около 20 лет допускается, что увеличение скоростей сейсмических волн на глубине ~410 км преимущественно связано со структурной перестройкой оливина  $\alpha-(Mg, Fe)_2SiO_4$  в вадслеит  $\beta-(Mg, Fe)_2SiO_4$ , сопровождающейся образованием более плотной фазы с большими значениями коэффициентов упругости. Согласно геофизическим данным, на таких глубинах в недрах Земли скорости сейсмических волн возрастают на 3–5%, тогда как структурная перестройка оливина в вадслеит (в соответствии со значениями их модулей упругости) должна сопровождаться

увеличением скоростей сейсмических волн примерно на 13%. Вместе с тем результаты экспериментальных исследований оливина и смеси оливин–пироксен при высоких температурах и давлениях выявили полное совпадение рассчитанного и экспериментального увеличения скоростей сейсмических волн в интервале глубин 200–400 км. Поскольку оливин обладает примерно такой же упругостью, как и высокоплотные моноклинные пироксены, эти данные должны были бы указывать на отсутствие в составе нижележащей зоны граната, обладающего высокой упругостью, присутствие которого в мантии неизбежно вызвало бы более значительное увеличение скоростей сейсмических волн. Однако эти представления о безгранатовой мантии вступали в противоречие с петрологическими моделями ее состава.

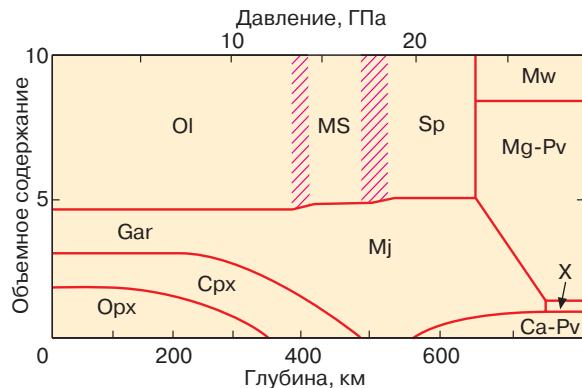
Так появилась идея о том, что скачок в скоростях сейсмических волн на глубине 410 км связан в основном со структурной перестройкой пироксен – гранат внутри обогащенных Na частей верхней мантии. Такая модель предполагает почти полное отсутствие конвекции в верхней мантии, что противоречит современным геодинамическим представлениям. Преодоление этих противоречий можно связать с недавно предложенной более полной моделью верхней мантии [2], допускающей вхождение атомов железа и водорода в структуру вадслеита.

В то время как полиморфный переход оливина в вадслеит не сопровождается изменением химического состава, в присутствии граната возникает реакция, приводящая к образованию вадслеита, обогащенного Fe по сравнению с исходным оливином. Более того, вадслеит может содержать значительно больше по сравнению с оливином атомов водорода. Участие атомов Fe и H в структуре вадслеита приводит к уменьшению ее жесткости и соответственно уменьшению скоростей распространения сейсмических волн, проходящих сквозь этот минерал. Кроме того, образование обогащенного Fe вадслеита предполагает вовлечение в соответствующую реакцию большего количества оливина, что должно сопровождаться изменением химического состава пород вблизи раздела 410. Идеи об этих трансформациях подтверждаются современными глобально–сейсмическими данными.

В целом минералогический состав этой части верхней мантии представляется более или менее яс-

ным. Если говорить о пиролитовой минеральной ассоциации (табл. 1), то ее преобразование вплоть до глубин ~800 км исследовано достаточно детально и в обобщенном виде представлено на рис. 2. При этом глобальной сейсмической границе на глубине 520 км соответствует перестройка вадслеита  $\beta$ –(Mg, Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> в рингвудит –  $\gamma$ -модификацию (Mg, Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> со структурой шпинели. Трансформация пироксен (Mg, Fe)SiO<sub>3</sub> → гранат Mg<sub>3</sub>(Fe, Al, Si)<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub> осуществляется в верхней мантии в более широком интервале глубин. Таким образом, вся относительно гомогенная оболочка в интервале 400–600 км верхней мантии в основном содержит фазы со структурными типами граната и шпинели.

Все предложенные в настоящее время модели состава мантийных пород допускают содержание в них Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в количестве ~4 вес. %, которое также влияет на специфику структурных превращений. При этом отмечается, что в отдельных областях неоднородной по составу верхней мантии Al может быть сосредоточен в таких минералах, как корунд Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> или кианит Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>, который при давлениях и



**Рис. 2.** Изменение объемных пропорций минералов пиролита при возрастании давлений (глубины), по М. Акаоги (1997). Условные обозначения минералов: OI – оливин, Gar – гранат, Cpx – моноклинные пироксены, Opx – ромбические пироксены, MS – “модифицированная шпинель”, или вадслеит ( $\beta$ –(Mg, Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>), Sp – шпинель, Mj – междорит Mg<sub>3</sub>(Fe, Al, Si)<sub>2</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>, Mw – магнезиовюстит (Mg, Fe)O, Mg-Pv – Mg-перовскит, Ca-Pv – Ca-перовскит, X – предполагаемые Al-содержащие фазы со структурами типа ильменита, Ca-феррита и/или голландита

**Таблица 1.** Минеральный состав пиролита (по Л. Лиу, 1979)

Минерал	Химическая формула	Объемное содержание, %
Оливин (Fo <sub>89</sub> )	(Mg, Fe) <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	57
Ромбический пироксен	(Mg, Fe)SiO <sub>3</sub>	17
Моноклинный пироксен (омфацит)	(Ca, Mg, Fe) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> –NaAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	12
Гранат (пироп)	(Mg, Fe, Ca) <sub>3</sub> (Al, Cr) <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub>	14

температурах, соответствующих глубинам  $\sim 450$  км, трансформируется в корунд и стишовит — модификацию  $\text{SiO}_2$ , структура которой содержит каркас из  $\text{SiO}_6$  октаэдров. Оба этих минерала сохраняются не только в низах верхней мантии, но и глубже.

Важнейший компонент химического состава зоны 400–670 км — вода, содержание которой, по некоторым оценкам, составляет  $\sim 0,1$  вес. % и присутствие которой в первую очередь связывают с  $\text{Mg}$ -силикатами [3]. Количество запасенной в этой оболочке воды столь значительно, что на поверхности Земли оно составило бы слой мощностью 800 м.

### СОСТАВ МАНТИИ НИЖЕ ГРАНИЦЫ 670 КМ

Проведенные в последние два-три десятилетия исследования структурных переходов минералов с использованием рентгеновских камер высокого давления позволили смоделировать некоторые особенности состава и структуры геосфер глубже границы 670 км. В этих экспериментах исследуемый кристалл помещается между двумя алмазными пирамидами (наковальнями) [4], при сжатии которых создаются давления, соизмеримые с давлениями внутри мантии и земного ядра. Тем не менее в отношении этой части мантии, на долю которой приходится более половины всех недр Земли, по-прежнему остается много вопросов. В настоящее время большинство исследователей согласны с идеей о том, что вся эта глубинная (нижняя в традиционном понимании) мантия в основном состоит из перовскитоподобной фазы  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ , на долю которой приходится около 70% ее объема (40% объема всей Земли), и магнезиовюстита  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$  ( $\sim 20$  %). Оставшиеся 10% составляют стишовит и оксидные фазы, содержащие  $\text{Ca}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Al}$  и  $\text{Fe}$ , кристаллизация которых допускается в структурных типах ильменита–корунда (твёрдый раствор  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$ ), кубического перовскита ( $\text{CaSiO}_3$ ) и  $\text{Ca}$ -феррита ( $\text{NaAlSiO}_4$ ). Образование этих соединений связано с различными структурными трансформациями минералов верхней мантии. При этом одна из основных минеральных фаз относительно гомогенной оболочки, лежащей в интервале глубин 410–670 км, — шпинелеподобный рингвудит трансформируется в ассоциацию  $(\text{Mg}, \text{Fe})$ -перовскита и  $\text{Mg}$ -юстита на рубеже 670 км, где давление составляет  $\sim 24$  ГПа. Другой важнейший компонент переходной зоны — представитель семейства граната пироп  $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$  испытывает превращение с образованием ромбического перовскита  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$  и твердого раствора корунда–ильменита  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3\text{--Al}_2\text{O}_3$  при несколько больших давлениях. С этим переходом связывают изменение скоростей сейсмических волн на рубеже 850–900 км, соответствующем одной из промежуточных сейсмических границ. Трансформация  $\text{Ca}$ -граната андрадита  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$  при меньших давлениях  $\sim 21$  ГПа приводит к образованию еще одного упомянутого выше важного компо-

нента нижней мантии — кубического  $\text{Ca}$ -перовскита  $\text{CaSiO}_3$ . Молярное отношение между основными минералами этой зоны  $(\text{Mg}, \text{Fe})$ -перовскитом  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$  и  $\text{Mg}$ -юститом  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$  варьирует в достаточно широких пределах и на глубине  $\sim 1170$  км при давлении  $\sim 29$  ГПа и температурах 2000–2800 К меняется от 2 : 1 до 3 : 1.

Исключительная стабильность  $\text{MgSiO}_3$  со структурой типа ромбического перовскита в широком диапазоне давлений, соответствующих глубинам низов мантии, позволяет считать его одним из главных компонентов этой геосферы. Основанием для этого заключения послужили эксперименты, в ходе которых образцы  $\text{Mg}$ -перовскита  $\text{MgSiO}_3$  были подвергнуты давлению, в 1,3 млн раз превышающему атмосферное, и одновременно на образец, помещенный между алмазными наковальнями, воздействовали лазерным лучом с температурой около 2000 К. Таким образом смоделировали условия, существующие на глубинах  $\sim 2800$  км, то есть вблизи нижней границы нижней мантии. Оказалось, что ни во время, ни после эксперимента минерал не изменил свои структуру и состав. Таким образом, Л. Лиу, а также Е. Ниттл и Р. Жанлоз пришли к выводу, согласно которому стабильность  $\text{Mg}$ -перовскита позволяет рассматривать его как наиболее распространенный минерал на Земле, составляющий, по-видимому, почти половину ее массы.

Не меньшей устойчивостью отличается и юстит  $\text{Fe}_x\text{O}$ , состав которого в условиях нижней мантии характеризуется значением стехиометрического коэффициента  $x < 0,98$ , что означает одновременное присутствие в его составе  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ . При этом, согласно экспериментальным данным, температура плавления юстита на границе нижней мантии и слоя D", по данным Р. Болера (1996), оценивается в  $\sim 5000$  К, что намного выше 3800 К, предполагаемой для этого уровня (при средних температурах мантии  $\sim 2500$  К в основании нижней мантии допускается повышение температуры приблизительно на 1300 К). Таким образом, юстит должен сохраняться на этом рубеже в твердом состоянии, а признание фазового контраста между твердой нижней мантией и жидким внешним ядром требует более гибкого подхода и уж во всяком случае не означает четко очерченной границы между ними.

Следует отметить, что в преобладающих на больших глубинах перовскитоподобных фазах может содержаться весьма ограниченное количество  $\text{Fe}$ , а повышенные концентрации  $\text{Fe}$  среди минералов глубинной ассоциации характерны лишь для магнезиовюстита. При этом для магнезиовюстита доказана возможность перехода под воздействием высоких давлений части содержащегося в нем двухвалентного железа в трехвалентное, остающееся в структуре минерала, с одновременным выделением соответствующего количества нейтрального железа. На основе этих данных сотрудники геофизической

лаборатории Института Карнеги Х. Мао, П. Белл и Т. Яги выдвинули новые идеи о дифференциации вещества в глубинах Земли. На первом этапе благодаря гравитационной неустойчивости магнезиовюстит погружается на глубину, где под воздействием давления из него выделяется некоторая часть железа в нейтральной форме. Остаточный магнезиовюстит, характеризующийся более низкой плотностью, поднимается в верхние слои, где вновь смешивается с перовскитоподобными фазами. Контакт с ними сопровождается восстановлением стехиометрии (то есть целочисленного отношения элементов в химической формуле) магнезиовюстита и приводит к возможности повторения описанного процесса. Новые данные позволяют несколько расширить набор вероятных для глубокой мантии химических элементов. Например, обоснованная Н. Росс (1997) устойчивость магнезита при давлениях, соответствующих глубинам ~900 км, указывает на возможное присутствие углерода в ее составе.

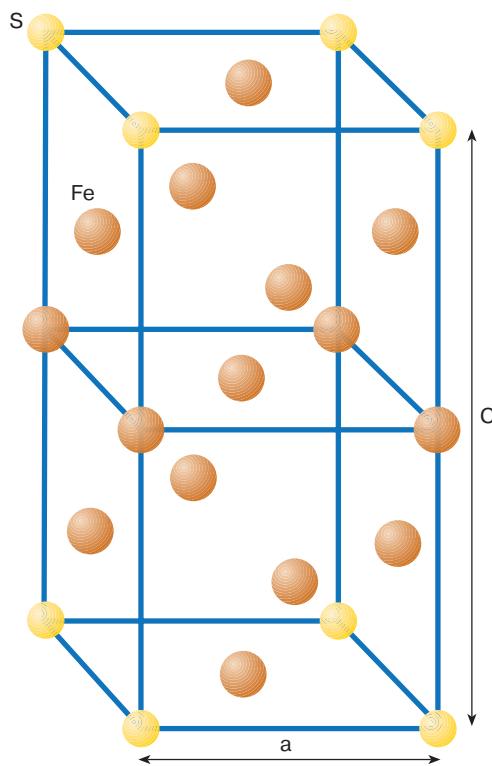
Выделение отдельных промежуточных сейсмических границ, расположенных ниже рубежа 670, коррелирует с данными о структурных трансформациях мантийных минералов, формы которых могут быть весьма разнообразными. Иллюстрацией изменения многих свойств различных кристаллов при высоких значениях физико-химических параметров, соответствующих глубинной мантии, может служить, согласно Р. Жанлозу и Р. Хейзену, зафиксированная в ходе экспериментов при давлениях 70 гигапаскалей (ГПа) (~1700 км) перестройка ионноковалентных связей вюстита в связи с металлическим типом межатомных взаимодействий. Рубеж 1200 может соответствовать предсказанной на основе теоретических квантово-механических расчетов и впоследствии смоделированной при давлении ~45 ГПа и температуре ~2000 К перестройке  $\text{SiO}_2$  со структурой стишовита в структурный тип  $\text{CaCl}_2$  (ромбический аналог рутила  $\text{TiO}_2$ ), а 2000 км – его последующему преобразованию в фазу со структурой, промежуточной между  $\alpha\text{-PbO}_2$  и  $\text{ZrO}_2$ , характеризующуюся более плотной упаковкой кремний-кислородных октаэдров (данные Л.С. Дубровинского с соавторами). Также начиная с этих глубин (~2000 км) при давлениях 80–90 ГПа допускается распад перовскитоподобного  $\text{MgSiO}_3$ , сопровождающийся возрастанием содержания периклаза  $\text{MgO}$  и свободного кремнезема. При несколько большем давлении (~96 ГПа) и температуре 800° установлено проявление политипии у  $\text{FeO}$ , связанное с образованием структурных фрагментов типа никелина  $\text{NiAs}$ , чередующихся с антиникелиновыми доменами, в которых атомы Fe расположены в позициях атомов As, а атомы O – в позициях атомов Ni. Вблизи границы D" происходит трансформация  $\text{Al}_2\text{O}_3$  со структурой корунда в фазу со структурой  $\text{Rh}_2\text{O}_3$ , экспериментально смоделированная при давлениях ~100 ГПа, то есть на глубине ~2200–2300 км. С использованием метода мессбауэровской спектроско-

пии при таком же давлении обоснован переход из высокоспинового (HS) в низкоспиновое состояние (LS) атомов Fe в структуре магнезиовюстита, то есть изменение их электронной структуры. В связи с этим следует подчеркнуть, что структура вюстита  $\text{FeO}$  при высоком давлении характеризуется нестехиометрией состава, дефектами атомной упаковки, политипией, а также изменением магнитного упорядочения, связанного с изменением электронной структуры (HS  $\longrightarrow$  LS-переход) атомов Fe. Отмеченные особенности позволяют рассматривать вюстит как один из наиболее сложных минералов с необычными свойствами, определяющими специфику обогащенных им глубинных зон Земли вблизи границы D".

Сейсмологические измерения указывают на то, что и внутреннее (твердое) и внешнее (жидкое) ядра Земли характеризуются меньшей плотностью по сравнению со значением, получаемым на основе модели ядра, состоящего только из металлического железа при тех же физико-химических параметрах. Это уменьшение плотности большинство исследователей связывают с присутствием в ядре таких элементов, как Si, O, S и даже H, образующих сплавы с железом. Среди фаз, вероятных для таких "фистовских" физико-химических условий (давления ~250 ГПа и температуры 4000–6500 К), называются  $\text{Fe}_3\text{S}$  с хорошо известным структурным типом  $\text{Cu}_3\text{Au}$  и  $\text{Fe}_7\text{S}$ , структура которого изображена на рис. 3. Другой предполагаемой в ядре фазой является  $\beta\text{-Fe}$ , структура которой характеризуется четырехслойной плотнейшей упаковкой атомов Fe. Температура плавления этой фазы оценивается в 5000 К при давлении 360 ГПа.

Присутствие водорода в ядре долгое время вызывало дискуссию из-за его низкой растворимости в железе при атмосферном давлении. Однако недавние эксперименты (данные Дж. Бэддинга, Х. Мао и Р. Хэмли (1992)) позволили установить, что гидрид железа  $\text{FeH}$  может сформироваться при высоких температурах и давлениях и оказывается устойчив при давлениях, превышающих 62 ГПа, что соответствует глубинам ~1600 км. В этой связи присутствие значительных количеств (до 40 мол. %) водорода в ядре вполне допустимо и снижает его плотность до значений, согласующихся с данными сейсмологии.

Можно прогнозировать, что новые данные о структурных изменениях минеральных фаз на больших глубинах позволят найти адекватную интерпретацию и другим важнейшим геофизическим границам, фиксируемым в недрах Земли. Общее заключение таково, что на таких глобальных сейсмических рубежах, как 410 и 670 км, происходят значительные изменения в минеральном составе мантийных пород. Минеральные преобразования отмечаются также и на глубинах ~850, 1200, 1700, 2000 и 2200–2300 км, то есть в пределах нижней мантии. Это весьма важное обстоятельство, позволяющее



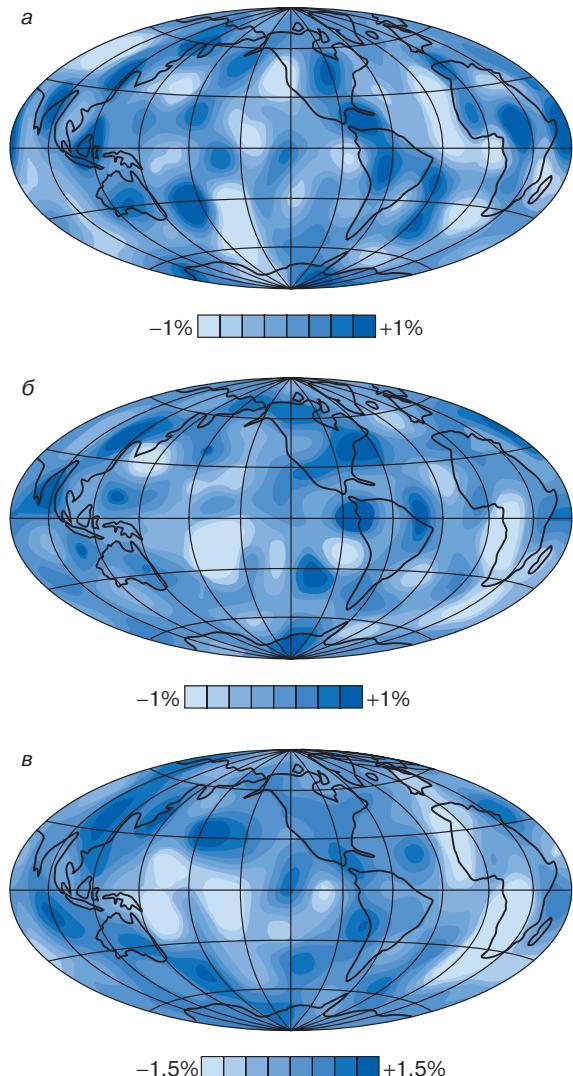
**Рис. 3.** Тетрагональная структура  $Fe_7S$ -возможного компонента внутреннего (твердого) ядра, по Д.М. Шерману (1997)

отказаться от представления об ее однородной структуре.

## НОВАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ МАНТИИ

К 80-м годам XX века сейсмологические исследования методами продольных и поперечных сейсмических волн, способных проникать через весь объем Земли, а потому названных объемными в отличие от поверхностных, распределяющихся лишь по ее поверхности, оказались уже настолько существенными, что позволили составлять карты сейсмических аномалий для разных уровней планеты. Фундаментальные работы в этой области выполнены американским сейсмологом А. Дзевонски и его коллегами [5].

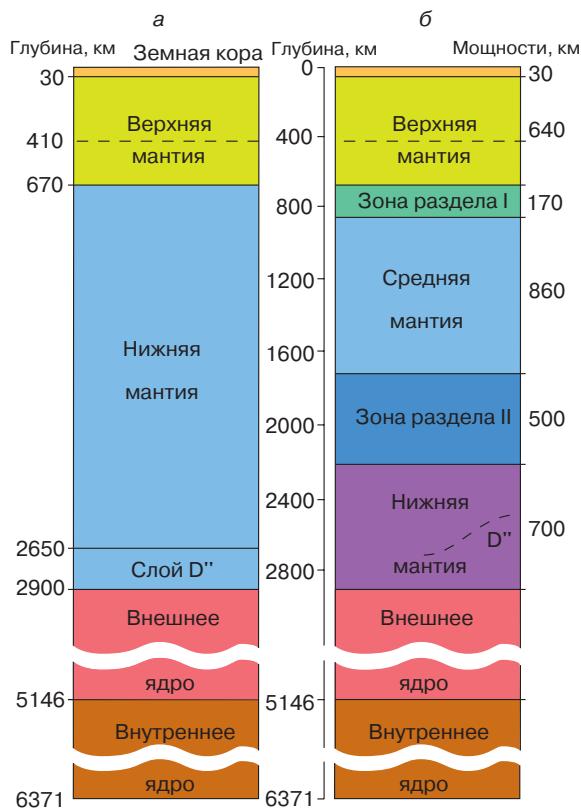
На рис. 4 приведены образцы подобных карт из серии, опубликованной в 1994 году, хотя первые публикации появились на 10 лет раньше. В работе [5] приведены 12 карт для глубинных срезов Земли в интервале от 50 до 2850 км, то есть практически охватывающих всю мантию. На этих интереснейших картах легко видеть, что сейсмическая картина на различных уровнях глубины разная. Это видно по площадям и контурам распространения сейсмоаномальных ареалов, особенностям переходов между ними и вообще по общему облику карт. Отдельные



**Рис. 4.** Примеры распределения скоростных аномалий в мантии Земли по данным сейсмической томографии на разных глубинах [5]: а – глубинный уровень 900 км, б – 1750 км, в – 2600 км. Приведенные шкалы характеризуют положительные и отрицательные изменения скоростей сейсмических волн (в %) по отношению к их средним значениям для указанных выше глубин

из них отличаются большой пестротой и контрастностью в распределении областей с различными скоростями сейсмических волн (рис. 5), тогда как на других видны более слаженные и простые соотношения между ними.

В том же, 1994 году вышла в свет аналогичная работа японских геофизиков [6]. В ней приведены 14 карт для уровней от 78 до 2900 км. На обеих сериях карт ясно видна тихоокеанская неоднородность, которая хоть и меняется в очертаниях, но прослеживается вплоть до земного ядра. За пределами этой



**Рис. 5.** Модели строения Земли: *а* – традиционная модель, распространенная в настоящее время; *б* – новая модель, основанная на анализе сейсмотомографических карт и данных о сейсмических границах. Мощности могут варьировать в пределах до 10%

крупной неоднородности сейсмическая картина усложняется, значительно меняясь при переходе от одного уровня к другому. Но, сколь бы значительно ни было различие этих карт, между отдельными из них просматриваются черты сходства. Они выражаются в некотором подобии в размещении в пространстве положительных и отрицательных сейсмоаномалий и в конечном счете в общих особенностях глубинной сейсмоструктуры. Это позволяет группировать такие карты, что дает возможность выделять внутримантийные оболочки разного сейсмического облика. И такая работа была выполнена [7]. На основе анализа карт японских геофизиков оказалось возможным предложить существенно более дробную структуру мантии Земли, показанную на рис. 5, по сравнению с традиционной моделью земных оболочек.

Принципиально новыми являются два положения: а) обособление мощной средней мантии в пределах ранее недифференцированной нижней мантии; б) выделение зон раздела между верхней и средней мантиями, а также между средней и ниж-

ней. В такой интерпретации мощность нижней мантии сократилась в три раза и составляет приблизительно 700 км. При этом нижняя мантия отвечает зоне непосредственного влияния внешнего ядра. Ее нижняя часть испытывает наиболее интенсивное влияние и соответствует слою D''. Над этой оболочкой располагается область с существенно более пестрой картиной распределения сейсмоаномалий, имеющая мощность порядка 500 км. Эта область разграничивает нижнюю и среднюю мантию, отличающуюся более значительными по площади и менее контрастными сейсмическими ареалами. Мощность средней мантии около 860 км. Подчеркнем, что средняя мантия прекрасно обособляется также на картах американских сейсмологов. Над ней снова выделяется область с относительно более сложной картиной распределения сейсмоаномалий, которая отделяет верхнюю мантию. Мощность зоны раздела приблизительно 170 км. Что касается верхней мантии, то она соответствует традиционной модели. Рубеж 410, как уже отмечалось, делит ее на две части: нижнюю и верхнюю. Таким образом суммарно выделяются шесть глубинных геосфер.

Как же соотносятся предлагаемые границы глубинных геосфер с ранее обособленными сейсмологами сейсмическими рубежами? Сопоставление показывает, что нижняя граница средней мантии коррелирует с рубежом 1700, глобальная значимость которого подчеркнута в работе [6]. Ее верхняя граница примерно соответствует рубежам 800–900. Что касается верхней мантии, то здесь расхождений нет: ее нижняя граница представлена рубежом 670, а верхняя – рубежом Мохоровичича. Особо обратим внимание на неопределенность верхней границы нижней мантии. В процессе дальнейших исследований, возможно, окажется, что намеченные недавно сейсмические рубежи 1900 и 2000 позволят внести корректизы в ее мощность. Таким образом, результаты сопоставления свидетельствуют о правомерности предлагаемой новой модели структуры мантии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование глубинного строения Земли относится к наиболее крупным и актуальным направлениям геологических наук. Новая стратификация мантии Земли позволяет значительно менее схематично, чем прежде, подойти к сложной проблеме глубинной геодинамики. Различие в сейсмических характеристиках земных оболочек (геосфер), отражающих различие в их физических свойствах и минеральном составе, создает возможности для моделирования геодинамических процессов в каждой из них в отдельности. Геосфера в этом смысле, как теперь совершенно ясно, обладают известной автономностью. Однако эта исключительно важная тема лежит за рамками данной статьи. От дальнейшего развития сейсмотомографии, как и некоторых других геофизических исследований, а также изучения

минерального и химического состава глубин будут зависеть существенно более обоснованные построения в отношении состава, структуры, геодинамики и эволюции Земли в целом.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Geotimes. 1994. Vol. 39, № 6. P. 13–15.
2. Ross A. The Earth's Mantle Remodelled // Nature. 1997. Vol. 385, № 6616. P. 490.
3. Thompson A.B. Water in the Earth's Upper Mantle // Nature. 1992. Vol. 358, № 6384. P. 295–302.
4. Пущаровский Д.Ю. Глубинные минералы Земли // Природа. 1980. № 11. С. 119–120.
5. Su W., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Degree 12 Model of Shear Velocity Heterogeneity in the Mantle // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, № B4. P. 6945–6980.
6. J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100, № 1. P. VI–VII.
7. Пущаровский Ю.М. Сейсмомагнитография и структура мантии: Тектонический ракурс // Докл. АН. 1996. Т. 351, № 6. С. 805–809.

\* \* \*

Дмитрий Юрьевич Пущаровский, доктор геолого-минералогических наук, профессор геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, действительный член Российской академии естественных наук. Председатель комиссии по систематике минералов Международной минералогической ассоциации. Область научных интересов: рентгеновская кристаллография и структурные принципы минералов и неорганических соединений. Автор семи монографий и более 280 научных статей.

Юрий Михайлович Пущаровский, доктор геолого-минералогических наук, профессор, действительный член Российской академии наук, советник Российской академии наук, работает в Геологическом институте РАН, лауреат Государственных премий СССР и Российской Федерации, награжден золотой медалью им. А.П. Карпинского. Область научных интересов: тектоника, региональная геология, геология океанов и морей, геодинамика. Автор более 400 работ, включая 12 монографий.