

Член-корреспондент АН СССР В. А. МАГНИЦКИЙ,
Ю. П. НЕПРОЧНОВ, Л. Н. РЫКУНОВ

О ГРАДИЕНТАХ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОД ГРАНИЦЕЙ МОХОРОВИЧИЧА (ЧЕРНОЕ МОРЕ, ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)

В настоящей работе предпринята попытка оценить величины изменения скоростей упругих волн с глубиной в слоях земной коры и под границей Мохоровичича в подкоровой среде по амплитудным графикам первых волн на достаточно больших расстояниях от источника. Наблюдаемые при ГСЗ в глубоком море и океане мантийные волны P^M по кинематическим характеристикам близки к головным на поверхности Мохоровичича, но по динами-

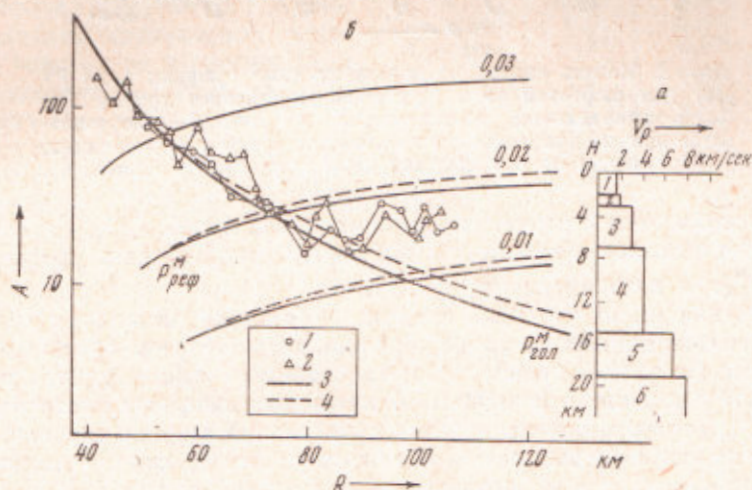


Рис. 1. Модель среды (а) и амплитудные графики волн P^M (б) для западной части Черноморской котловины. 1; 2 — экспериментальные амплитудные графики широтного профиля ГСЗ № 27 (1) и меридионального профиля ГСЗ № 25 (2). 3, 4 — теоретические кривые для неоднородно-слоистой среды с поглощением (3) и для неоднородно-слоистой идеально упругой среды (4). Амплитуды по оси ординат — в условных единицах. Кривые 4 смещены вниз примерно на 1,5 порядка до совпадения с начальными ветвями кривых 3

ческим (затуханию) они в большинстве случаев похожи на головные только до расстояний около 100 км, а далее обычно амплитуды растут с расстоянием.

Интерпретация этих особенностей базируется на существенном различии в динамических характеристиках головной волны, распространяющейся вдоль границы раздела, и рефрагированной волны, возникающей при наличии положительного градиента скоростей под этой границей. Учитывая, что при малых величинах градиента головная волна кинематически и динамически мало отличается от случая однородно-слоистой среды ⁽¹⁾, можно ожидать сравнительно резкого изменения характера затухания первых вступлений, начиная с некоторого расстояния.

На рис. 1 приведены экспериментальные и теоретические амплитудные графики первых волн P^m , соответствующих верхней мантии для западной части Черного моря. Экспериментальные амплитудные графики получены по записям донных сейсмографов. Модель земной коры для расчетов выбрана по данным ГСЗ⁽²⁾. Расчеты выполнены для трех значений градиента скорости продольных волн под границей Мохоровичича (0,01; 0,02 и 0,03 сек⁻¹) по программе, разработанной Т. Б. Яновской*. За основу при сопоставлении взята модель, учитывающая поглощение в слоях земной коры и верхней мантии, для которой получено наилучшее соответствие

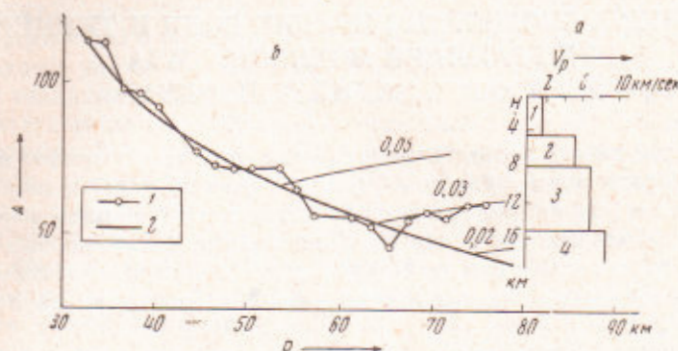


Рис. 2. Модель среды (а) и амплитудные графики волн P^m (б) для рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта. 1 — экспериментальный амплитудный график, 2 — теоретические кривые для неоднородно-слоистой среды с поглощением. Амплитуды по оси ординат даны в условных единицах

экспериментального и теоретического волновых полей. Следует отметить, однако, что влияние поглощения на форму амплитудных кривых волн $P^m_{\text{гоп}}$ и $P^m_{\text{реф}}$ незначительно (рис. 1).

Из рисунка видно, что сравнительно небольшие изменения градиента скорости сильно влияют на уровень правой ветви теоретической амплитудной кривой. По правой ветви экспериментального амплитудного графика определено значение вертикального градиента скорости, которое равно 0,017 сек⁻¹. Точность определений в значительной степени зависит от разброса экспериментальных точек. В рассматриваемом случае погрешность определений градиента можно оценить как $\pm 0,003$ сек⁻¹.

Аналогичные данные для рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта приведены на рис. 2. Сейсмический разрез земной коры и верхней мантии получен в результате интерпретации системы годографов преломленных волн по профилю ГСЗ, расположенному вдоль рифтового ущелья⁽¹⁾. Эта зона имеет специфическую структуру: отсутствуют скорости, характерные для «базальтового» слоя и поверхности Мохоровичича океанических котловин; вместо них обнаружены слои со скоростями 7,2—7,5 и 9,0 км/сек. Здесь анализируется экспериментальный амплитудный график преломленных волн, связанных с нижним слоем. Он построен по записям автономного донного сейсмографа, расположенного на дне ущелья на глубине 4400 м. Теоретические расчеты были выполнены для разных градиентов скорости в четвертом слое: 0,02; 0,03 и 0,05 сек⁻¹. Правая ветвь экспериментального амплитудного графика хорошо совпадает с расчетным графиком для градиента 0,03 сек⁻¹. Отклонение экспериментальных точек от теоретической кривой не превышает 0,002 сек⁻¹.

Для интерпретации полученных результатов воспользуемся известной зависимостью скорости продольных волн V_p от давления p , температуры T и химического состава пород, который будем характеризовать средним

* Расчеты выполнены Б. В. Холоповым.

атомным весом m породы. Градиент скорости V_p по глубине H в этом случае дается формулой

$$\frac{dV_p}{\rho g dH} = \left(\frac{\partial V_p}{\partial p} \right)_{T, m} + \left(\frac{\partial V_p}{\partial T} \right)_{p, m} \frac{dT}{\rho g dH} + \left(\frac{\partial V_p}{\partial m} \right)_{p, T} \frac{dm}{\rho g dH}. \quad (1)$$

Значения входящих в формулу производных примем равными

$$(\partial V_p / \partial m)_{p, T} = -0,79 \text{ } ^\circ, (\partial V_p / \partial T)_{p, m} = -4 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ, \text{ } ^\circ).$$

Эти значения невелики и не вносят в оценку по формуле (1) существенных ошибок.

Наибольшую трудность представляет оценка значения производной $(\partial V_p / \partial p)_{T, m}$. В настоящее время имеется довольно обширный экспериментальный материал по оценке зависимости V_p от давления p . Эти данные показывают, что величина $(\partial V_p / \partial p)_{T, m}$ не только зависит от типа породы (ультраосновные, основные, кислые), но даже в пределах одной группы пород эти значения могут меняться значительно от одного образца к другому ⁽⁸⁾. Кроме того, значения производной существенно зависят от давления. Для

Таблица 1

Порода	V_p , км/сек	$(\partial V_p / \partial p)_{T, m}$, км/сек·кбар	Источ- ник
Перидотит	8,4	0,086	(10)
»	8,3	0,053	
Пироксенит	8,2	0,073	(11)
Среднее	8,3	0,071	
Дунит	8,1	0,050	(8)
»	8,1	0,035	
»	8,0	0,065	(9)
Эклогит	7,9	0,045	
»	7,7	0,065	(8)
Среднее	8,0	0,052	
Дунит	8,1	0,045	(8)
»	8,1	0,040	
»	8,3	0,020	(8)
Среднее	8,2	0,035	
Гранат (гроссуляр)	8,7	0,065	(8)

оценки давления на глубинах, где были получены градиенты скорости, воспользуемся схемами строения земной коры на рис. 1 и 2. Таким образом находим давление под дном Черного моря на глубинах 19—25 км равным 4—5 кбар, под рифтом в Индийском океане — 3—4 кбар. Легко видеть, что эта область давлений, где еще существенно сказывается эффект сжатия

пор сферической и эллиптической формы ⁽⁹⁾, а давления под Индийским океаном таковы, что можно ожидать и еще заметного влияния закрытия пор трещинного типа. Эти обстоятельства весьма затрудняют оценку производной $(\partial V_p / \partial p)_{T, m}$.
Учитывая значения скорости V_p для случая Черного моря, равные 8,2—8,3 км/сек, и сопоставляя их с экспериментальными данными, находим, что наиболее подходящими по значениям скоростей являются данные по двум образцам перидота и одному образцу пироксенита, которые извлечены из скважин с глубины около 1000 м на Кольском полуострове и не обнаружили заметных следов вторичных изменений ⁽¹⁰⁾. Достаточно близкими можно считать также данные, полученные по образцам трех дунитовых и двух эклогитовых нодулей из лав гавайских вулканов ⁽¹¹⁾. Эти данные приводятся в табл. 1, где для сравнения приведены также некоторые данные по дунитам из ⁽⁸⁾, характеристика которых, однако, отсутствует. Для оценки температурного члена в формуле (1) необходимо значение геотермического градиента на соответствующей глубине, которое находим по обычной формуле

$$q = K dT / dH. \quad (2)$$

Тепловой поток q для дна Черного моря имеет значение $0,9 \cdot 10^{-6}$ кал/сек·см² ⁽¹²⁾. Значение коэффициента теплопроводности с учетом эффекта температуры примем равным 0,009 ^(8, 13). Это дает для геотермического градиента значение около 10° км^{-1} . Приняв во внимание значение

производной

$$(\partial V_p / \partial T)_{p, m} = -4 \cdot 10^{-4}$$

получим для теплового члена в формуле (1) значение $-0,012$. Левая часть в (1) при значении градиента скорости $0,017 \text{ сек}^{-1}$, равна $0,051 \text{ км/сек} \cdot \text{кбар}$.

Таким образом из (1) после подстановки получаем следующее соотношение:

$$0,051 = (0,071 - 0,035) - 0,012 - 0,79 dm / \rho g dH.$$

Или, если отбросить значение $(\partial V_p / \partial p)_{T, m} = 0,035 \text{ км/сек} \cdot \text{кбар}$, полученное по образцам, отношение которых к условиям под дном Черного моря неясно, получим:

$$0,051 = 0,061 - 0,012 - 0,79 dm / \rho g dH.$$

Из приведенных соотношений, очевидно, следует, что при точности использованных данных наблюдений под дном Черного моря градиент скорости продольных волн в верхней мантии целиком объясняется эффектами нарастания давления и температуры. Никаких выводов об изменении с глубиной среднего атомного веса на основе имеющихся данных сделать нельзя.

Такой же вывод можно сделать и относительно данных по градиенту скорости продольных волн в верхней мантии под рифтовой зоной в Индийском океане. Главную трудность при интерпретации при этом представляют необычно высокие значения скоростей продольных волн $V_p = 9 \text{ км/сек}$, полученные для самых верхних частей мантии в данном районе. Если эти значения будут подтверждены, то неизбежно придется признать особый минералогический состав подкорового слоя в этой области. При этом следует иметь в виду, что несмотря на высокие скорости, плотность верхов мантии нельзя брать существенно выше, чем $3,4 \text{ г/см}^3$, чтобы не вступить в противоречие с гравиметрическими данными. Таким образом, здесь должно иметь место нарушение соотношения между плотностью и скоростью, полученного Берчем⁽¹¹⁾.

$$V_p = -3,10 + 3,35\rho, \quad (3)$$

что дает для плотности значение $3,61 \text{ г/см}^3$. Это опять-таки указывает на необычный минералогический состав мантии. Однако делать какие-либо конкретные выводы по этому вопросу пока нет оснований. Можно только предположить, что средний атомный вес мантии m в этом районе уменьшен до 21 вместо 21,6, что характерно для пород предполагаемого состава верхней мантии для других районов.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова

Поступило
15 IV 1970

Институт океанологии им. П. П. Ширшова
Академии наук СССР
Москва

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Б. С. Чекин, Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 3 (1965). ² Я. П. Маловицкий и др., ДАН, 186, № 4 (1969). ³ Т. Б. Яновская, Сборн. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, в. 8, «Наука», 1966. ⁴ Ю. П. Непрочнов и др., ДАН, 185, № 4 (1969). ⁵ F. Birch, Geophys. J. (Jeffreys volume), 4, 1961. ⁶ N. Soga, E. Schreiber, O. Anderson, J. Geophys. Res., 71, 5315 (1966). ⁷ N. Soga, J. Geophys. Res., 72, 4227 (1967). ⁸ Handbook of Physical Constants, S. Clark (Ed.), № 4 (1966). ⁹ J. Walsh, J. Geophys. Res., 70, 381 (1965). ¹⁰ М. П. Воларович, А. И. Левыкин, ДАН, 165, 1287 (1965). ¹¹ M. Manghavi, Woollard G., Am. Geophys. Union. Monograph., 12, Washington, 1968. ¹² Е. А. Любимова, Термика Земли и Луны, «Наука», 1968. ¹³ H. Kanamori, H. Fudjii, H. Mizutani, J. Geophys. Res., 73, 595 (1968).