

Характерной особенностью распространения импульса акустической эмиссии в волноводе является его расщепление. Действительно как следует из выражения (9) групповая скорость для каждой частоты определяется выражением:

$$V_{гг} = c_3 \sqrt{1 - \frac{f_*^2}{f^2}}, \quad f_* = \frac{c_3}{a} n \quad (13)$$

Для частот $f > f_*$ $V_{гг} \approx c_3$, для частот $f < f_*$ $V_{гг} < c_3$.

Если в волноводе распространяется широкополосное излучение, то волновод произведет спектральный анализ волны: вперед уйдут частотные соответствующие большей групповой скорости, затем побегут составляющие с меньшей групповой скоростью и т.д. вплоть до минимальной групповой скорости, с которой данная волна может распространяться в волноводе. В результате получится затягивание сигнала по времени [2] и в случае приема сигнала в точке, отстоящей на большом расстоянии от места землетрясения, вместо короткого импульса будет наблюдаться длинный осциллирующий сигнал.

Расчет эволюции короткого импульса при распространении в волноводе можно производить на основе следующего выражения:

$$p_n(z, t) = 2I_0 \int_{f_*}^{\infty} \cos \left[2\pi f \left(t - \frac{T}{2} \right) - \frac{2\pi f}{c_3} \sqrt{1 - \frac{f_*^2}{f^2}} z \right] \frac{\sin \pi f T}{\pi f T} \alpha T \quad (14)$$

Выражение (14) получено с использованием спектра (9) и первого из выражений (5). Предварительные расчеты по формуле (14) при $z=3$ км и 30 км и $T=0,003$ с, подтверждают высказывание выше качественные соображения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Е.Скучик. Основы акустики, Т.1, М. «Мир», 1976.
2. Исакевич М.А. Общая акустика, М, Наука, 1973, 495 с.
3. Лайтхилл Д. Волны в жидкостях. М. «Мир», 1981, 598 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УПРУГИХ МОДУЛЕЙ В ЗЕМНОМ ЯДРЕ

Бурмин В.Ю.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, РАН, г. Москва, burmin@ifz.ru

Вязкость земного ядра и, в частности внешнего ядра, является наименее изученной его характеристикой. В настоящее время имеет место существенное различие между результатами теоретических исследований, данными лабораторных экспериментов и геофизическими данными относительно величины вязкости внешнего ядра Земли. Большинство теоретических и экспериментальных исследований дают низкую вязкость расплавов соединений железа при Р-Т условиях, соответствующих условиям внешнего ядра Земли, порядка 10^{-2} Па·с. В то же время, практически все геофизические данные дают гораздо более высокие значения вязкости для земного ядра, в пределах от 10^3 до 10^{12} Па·с. В одной из работ автора [1], на основании результатов интерпретации волн «предвестников» распространяющихся в низах внешнего ядра Земли [2], делается вывод о том, что модуль сдвига во внешнем ядре для колебаний порядка 1 Гц должен быть отличен от нуля и достигает значений 2×10^{12} Па.

В стандартной модели Земли ПРЕМ внешнее ядро считается жидким, а модуль сдвига в нем принимается равным нулю [3]. Это означает, что вязкость внешнего также равна нулю. Исходя из этого, вычисляется значение адиабатического модуля всестороннего сжатия k_s . На самом деле модуль сдвига во внешнем ядре хотя и мал, но все же отличен от нуля. И, следовательно, модуль k_s во внешнем ядре имеет распределение отличное от распределения для стандартной модели Земли. Этот вывод основывается на том факте, что градиент скорости продольных волн в низах внешнего ядра возрастает и предположении, что модуль всестороннего сжатия в Земле и, в частности, в ядре является монотонной функцией глубины. Оценим значение модуля k_s во внешнем и внутреннем ядре. Для этого примем три условия, а именно, в земном ядре модуль сдвига μ неотрицательная функция, адиабатический модуль всестороннего сжатия k_s является монотонной и, кроме этого, непрерывной функцией давления или, в нашем случае, глубины.

Воспользуемся известным соотношением, связывающим сжимаемость с давлением [4]:

$$\frac{\Delta V}{V_0} = \frac{V - V_0}{V_0} = -ap + bp^2, \quad (1)$$

где $V = \frac{1}{\rho}$ – удельный объем; ρ – плотность; a и b – константы.

Из (1) имеем $\frac{dV}{V_0} = -(a - 2bp)dp$ и, учитывая, что $k_S = \rho \frac{dp}{d\rho} = -V \frac{dp}{dV}$, получим:

$$k_S = -V \frac{dp}{dV} = \frac{\rho_0}{\rho} \frac{1}{a - 2bp} \quad (2)$$

В выражении (2) a и b являются неизвестными параметрами. Для того чтобы определить константы a и b , необходимо задать значения плотности, давления и модуля сжатия в двух точках. Преобразуем выражение (2) к виду:

$$a - 2bp = \frac{\rho_0}{\rho} \frac{1}{k_S} \quad (3)$$

Тогда, подставляя в (3) соответствующие значения ρ , p и k_S в двух точках среды, получим два линейных уравнения относительно двух неизвестных a и b . Определим зависимость (2) отдельно для внешнего и внутреннего ядра. Для внешнего ядра, в качестве первой точки возьмём верхнюю границу внешнего ядра. Тогда будем иметь $z_1 = 2893$ км, $\rho_1 = \rho(z_1) = 9.9$ г/см³, $p_1 = p(z_1) = 0.1372 \times 10^{12}$ Па, $k_1 = k_S(z_1) = 0.6473 \times 10^{12}$ Па; В качестве второй точки возьмём центр ядра, предполагая, что все ядро однородно. Тогда $z_2 = 6371$ км, $\rho_2 = \rho(z_2) = 13.36$ г/см³, $p_2 = p(z_2) = 0.3621 \times 10^{12}$ Па. Значение модуля сжатия во второй точке найдем из соотношения:

$$k_2 = \rho_2 v_{p2}^2 \frac{1 + \sigma}{3(1 - \sigma)}, \quad (4)$$

где σ – коэффициент Пуассона; v_{p2} – скорость продольных волн в центре Земли, равная 11.2 км/с.

Для внешнего ядра значение коэффициента Пуассона возьмем равное: $\sigma = 0.40$. В результате будем иметь $k_2 = 1.2541 \times 10^{12}$ Па. Значения a и b будут соответственно равны 0.1699×10^{-11} Па⁻¹ и 0.1722×10^{-23} Па⁻², что достаточно близко к значениям, которые получены Бриджменом [4].

Для внутреннего ядра, в качестве первой точки возьмём верхнюю границу внутреннего ядра. В этом случае будет $z_1 = 5197$ км, $\rho_1 = \rho(z_1) = 13.12$ г/см³, $p_1 = p(z_1) = 3.315 \times 10^{11}$ Па, $k_1 = k_S(z_1) = 1.14 \times 10^{12}$ Па. В качестве второй точки также возьмём центр земного ядра, но для определения модуля сжатия из выражения (4) примем другое значение коэффициента Пуассона. Во внутреннем ядре примем $\sigma = 0.37$. Это значение близко к значению для стандартной модели Земли, и, вообще говоря, значительно больше, чем должно быть для твердого кристаллического железного ядра. В этом случае значения k_2 , a и b будут соответственно равны 1.215×10^{12} Па, 0.9717×10^{-12} Па⁻¹ и 0.6722×10^{-24} Па⁻².

Затем, по заданным функциям плотности $\rho(z)$ и давления $p(z)$ [1] построим кривую $k_S(z)$. Значения коэффициента Пуассона $\sigma = 0.40$ и $\sigma = 0.37$ выбираем из тех соображений, чтобы кривая $k_S(z)$ отвечала перечисленным выше требованиям.

Оценим значения μ в ядре. Модуль сдвига μ найдем из соотношений для сейсмического параметра Φ и скорости поперечных волн v_S :

$$\Phi(z) = v_p^2 - \frac{4}{3} v_S^2 = \frac{k_S}{\rho}, \quad v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{и} \quad \mu = \frac{3}{4} (\rho \times v_p^2 - k_S) \geq 0. \quad (5)$$

Полученные кривые $k_S(z)$ и $\mu(z)$ представлены на рис. 1.

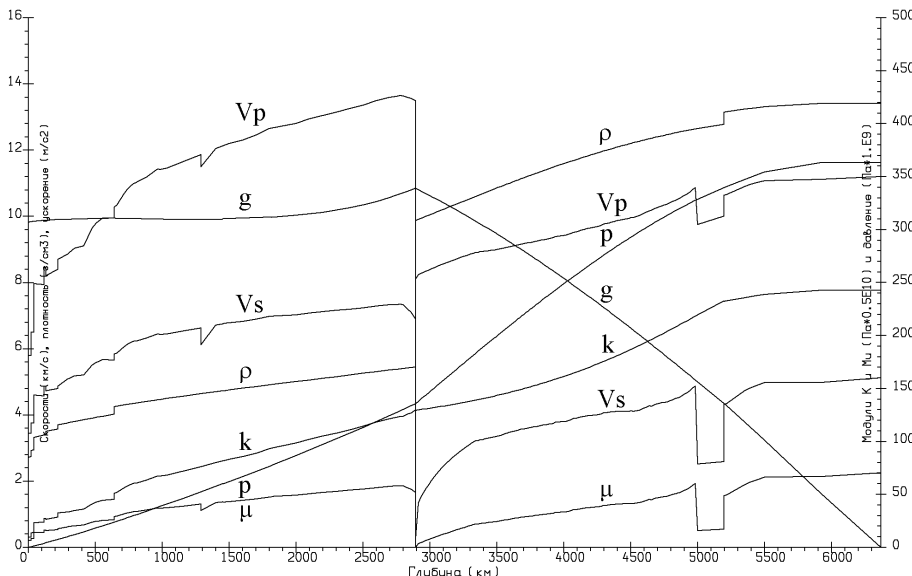


Рис. 1. Распределение значений k и μ в земном ядре

Из формулы (5) следует, что при заданном распределении $\rho(z)$ и $k_s(z)$ значение $\mu(z)$ зависит от распределения функции $v_p(z)$, которая для верхней части внешнего ядра, вообще говоря, неизвестна. В тоже время, оценка значения μ в верхах внешнего ядра, равная 6.6×10^8 Па неоправданно мала, в то время как в низах внешнего ядра оценка μ равна 3.0×10^{11} Па. Если считать, что модуль сдвига во внешнем ядре мало меняется с глубиной, то следует пересмотреть распределение скорости продольных волн во внешнем ядре.

Во внутреннем ядре, согласно нашим оценкам, модуль сдвига меняется от 1.336 Па до 1.505 Па.

Оценка вязкости земного ядра является актуальной, но при этом достаточно проблематичной задачей, для решения которой необходимо знать, как связаны между собой величины μ и η в вязкой жидкости. Будем рассматривать внешнее ядро Земли как вязкую жидкость. Предположим, что за счет падения на границу ядра сейсмических поперечных волн в ядре возникают касательные напряжения σ , периодически меняющиеся с частотой f .

Для движения частиц вязкой жидкости под действием вынуждающей силы из уравнения Навье-Стокса можем записать [5]:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\eta} \frac{\partial u}{\partial t}, \quad (6)$$

где u – смещение частиц среды; η – динамическая вязкость.

Положим $w = \dot{u}$. Тогда уравнение (6) запишется в виде:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = \frac{\rho}{\eta} \frac{\partial w}{\partial t}. \quad (7)$$

Периодическое по z и t решение уравнения (7) дается формулой [5]:

$$w = w_0 e^{-z/\delta} e^{i(z/\delta - \omega t)}, \quad (8)$$

где $\delta = \sqrt{\frac{2\eta}{\rho\omega}}$; $\omega = 2\pi f$; ω – круговая частота.

Из формулы (8) следует, что, на глубине δ амплитуда колебаний будет убывать в e раз.

Запишем в формуле (8) гармоническую часть в стандартном виде:

$$w = w_0 e^{-z/\delta} e^{i(\frac{2\pi}{\lambda} z - \omega t)}. \quad (9)$$

Сравнивая (8) и (9), получим:

$$\delta = \frac{\lambda}{2\pi} = v \frac{T}{2\pi} = v \frac{1}{2\pi f} = \frac{v}{\omega},$$

где v – скорость распространения возмущения вдоль ось z ; T – период колебаний.

Из последнего выражения имеем $v = \sqrt{\frac{2\omega\eta}{\rho}}$. Поскольку, вязкая жидкость при периодических воздей-

ствиях ведет себя одновременно и как упругая среда, то, учитывая, что $v = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$, получим, что $\mu = 2\omega\eta$, т.е.

модуль сдвига для вязкой жидкости пропорционален вязкости жидкости и частоте колебаний.

Можно показать, что, в общем случае, модуль сдвига вязкой жидкости пропорционален коэффициенту её вязкости, умноженному на скорость изменения натурального логарифма от смещения частиц среды.

$$\mu \approx \eta \frac{\partial \ln u(t)}{\partial t}.$$

Оценим теперь вязкость в земном ядре. Для внешнего ядра примем $\eta = \frac{\mu}{2\omega}$. Положим $\omega = 2\pi$ рад/с, что соответствует частоте колебаний сейсмических волн 1 Гц. Относительно внутреннего ядра будем считать, что его состояние близко к стеклообразному, что позволяет его рассматривать как очень вязкую жидкость. В этом случае вязкость внутреннего ядра определится так же, как вязкость внешнего ядра. В результате получим распределения значений вязкости $\eta = \frac{\mu}{4\pi}$, представленное на рис. 2.

Некоторые современные представления о строении земного ядра противоречат как экспериментальным фактам, так и физической сущности наблюдаемых явлений. В частности, очевидно, что любая реальная жидкость обладает вязкостью. В тоже время, современные модели Земли предполагают, что внешнее ядро имеет нулевую вязкость. Другой пример, это состояние внутреннего ядра. С одной стороны, обнаружена анизотро-

пия скоростей внутреннего ядра, что характерно для кристаллического состояний вещества, с другой, отношение скоростей продольных и поперечных волн ~ 3.0 в центре ядра характерно для аморфных тел, но никак не для кристаллических.

Оценка вязкости ядра, особенно внешнего, имеет принципиальное значение для установления вещественного состава земного ядра и понимания процессов происходящих в нем. Особенно это важно для теории земного магнетизма и роли зоны D'' в геодинамических процессах происходящих в недрах Земли.

Заметим, что, как для продольных, так и для поперечных волн в верхней части внешнего ядра существует зона тени, связанная со значительным уменьшением скорости во внешнем ядре по сравнению со скоростью в нижней мантии, причем для поперечных волн она может быть значительно больше, чем для продольных сейсмических волн. Поэтому, вероятность обнаружить поперечные волны на сейсмограммах весьма мала.

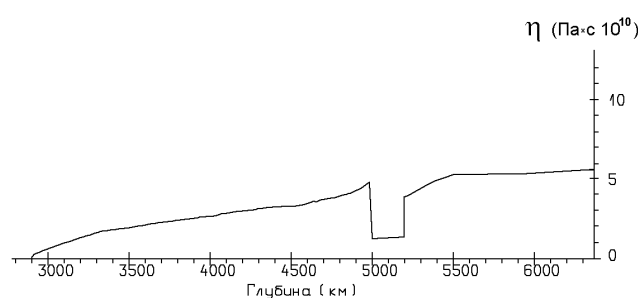


Рис. 2. Распределение значений динамической вязкости η в земном ядре

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмин В.Ю. Распределение плотности и упругих параметров в Земле // Физика Земли // Физика Земли 2006, № 7. С. 76-88.
2. Бурмин В.Ю. Скорость распространения сейсмических волн в Земном ядре // Физика Земли, 2004, № 6. С. 24-41.
3. Dziewonsky A. M., Anderson D. Preliminary reference Earth model // Physics of the Earth and Planetary Interior. 1981. V. 25. P. 297-356.
4. Свенсон К. Физика высоких давлений. М.: Изд. ИЛ, 1963. С. 46-78.
5. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Гидродинамика – М.: Наука. 1988. 736 с.

ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ПРИБРЕЖНОЙ ПОЛОСЫ КРАСНОДАРСКОГО КРАЯ МЕТОДОМ ОБМЕННЫХ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (МОВЗ)

Бяков А.Ю.¹, Фоменко В.А.², Гуленко В.И.³

¹ ЮНЦ РАН, г. Ростов на Дону, alex@gelendzhik.ws

² ГНЦ ФГУГП Южморгеология г. Геленджик, fomenco@ymg.ru

³ КубГУ г. Краснодар, gulenko@fpm.kubsu.ru

Землетрясения являются наименее предсказуемыми и по этому наиболее катастрофическими по своим последствиям явлениями природы. Серьезный ущерб при землетрясениях наносится в результате снижения сейсмической опасности региона и вызванное этим применение заниженных требований к строительству, примером чего может служить последствия разрушительные землетрясения в Иране, Турции, Афганистане, Китае.

Даже незначительные сейсмические толчки приводят к тектоническим подвижкам в земной коре и перераспределению грунтовых масс, что в свою очередь может служить «спусковым крючком» к возникновению оползней, разрушению дамб, магистральных трубопроводов и иных технических сооружений, что может привести к серьезным экологическим последствиям.

По результатам экспертной оценки уровня сейсмической опасности проведенной ИФЗ РАН и МЧС России Краснодарский край отнесен к чрезвычайно опасным зонам с индексом опасности 9¹ наряду с Камчаткой, Сахалинской областями (индекс – 8) [1]. Тем не менее, современный уровень развития науки и техники позволяет с высокой долей вероятности прогнозировать и предсказать готовящееся сейсмическое событие и его мощность по изменению геолого-геофизических и геохимических параметров. Время предсказания зависит от количества собранной и обработанной информации и колеблется от часов до нескольких суток [2].

Анализ сейсмической обстановки в пределах Черноморского региона и Северного Кавказа свидетельствует о повышенной активности этого региона с локализацией ее в пределах зон с различной сейсмической активностью [3]. Осадочный чехол, перекрывающий очаги землетрясений, складчатая и разрывная тектоника, физические свойства пород и гидрогеологические условия значительно определяют степень усиления или ослабления сейсмических ударов, вызванных разрешением энергий, накопленных в гипоцентрах землетрясений [4].

¹ Индекс сейсмического риска характеризует необходимый объем антисейсмических усилий, учитывает сейсмическую опасность, сейсмический риск и численность населения наиболее крупных населенных пунктов