

Е. В. АРТЮШКОВ

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ИЗОСТАТИЧЕСКИ
УРАВНОВЕШЕННОЙ ЛИТОСФЕРЕ

(Представлено академиком М. А. Садовским 14 V 1971)

Одной из основных проблем геофизики и геотектоники является происхождение больших горизонтальных напряжений в литосфере Земли. Эти напряжения обнаруживаются в ряде областей по многочисленным деформациям горных пород, а также по сейсмическим данным (1), и с ними связываются процессы расширения дна океана и дрейфа континентов (2). Обычно считается, что горизонтальные напряжения в литосфере

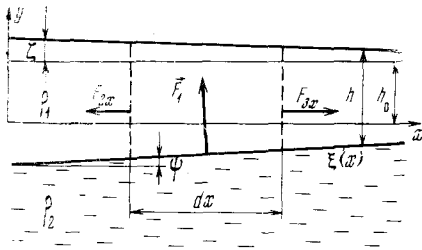


Рис. 1

возникают под влиянием течений в мантии. В настоящей работе показывается, что для существования в литосфере больших горизонтальных напряжений достаточно наличия неоднородностей рельефа поверхности Земли.

Как известно, литосфера плавает на более тяжелой мантии, вязкость которой на несколько порядков величины меньше вязкости литосферы (3, 4). Известно также, что в областях, горизонтальный размер которых превышает

несколько сотен километров, литосфера находится в состоянии, очень близком к изостатическому, или гидростатическому, равновесию (5).

Рассмотрим возмущение рельефа, поперечный горизонтальный размер которого L мал по сравнению с радиусом Земли. Тогда литосферу можно представить в виде плоского слоя толщины h и плотности ρ_1 , плавающего на жидкости с плотностью ρ_2 (рис. 1). Допустим, с другой стороны, что $L \gg h$, так что состояние литосферы соответствует изостатическому равновесию.

Расположим начало координат x, y на нижней поверхности невозмущенной литосферы (без рельефа). Обозначим через h_0 толщину невозмущенной литосферы, а через ζ — высоту возмущения рельефа. Согласно условию изостатического равновесия, ордината нижней поверхности литосферы при наличии возмущения рельефа $\xi = -\frac{\rho_1}{\rho_2 - \rho_1} \zeta^*$.

Толщина литосферы равна $h = h_0 + \zeta - \xi = h_0 + \frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \zeta$. Положим $\zeta = \zeta(x)$.

Выделим в литосфере вертикальными линиями элемент объема длиной $dx \ll L$ и шириной, равной единице, в направлении оси, перпендикулярной плоскости x, y . Допустим, что горизонтальные течения в мантии под литосферой отсутствуют. Тогда на нижнюю границу элемента литосферы действует только давление мантии, равное $\rho_1 g h$. При этом суммарная сила F_1 , приложенная к этой границе со стороны мантии, численно равна $\rho_1 \rho h dx / \cos \psi$ и направлена перпендикулярно к границе. Ее проекция на ось x

$$F_{1x} = -\rho_1 g h dx \cdot \cos \psi = -\rho_1 g h \frac{d\xi}{dx} dx = \frac{\rho_1^2}{\rho_2} g h \frac{dh}{dx} dx. \quad (1)$$

* Это соотношение справедливо только, если плотность литосферы постоянна по глубине.

На боковые границы элемента литосферы в направлении оси x действуют силы

$$F_{2x} = -J(x), F_{3x} = J(x + dx), \quad J(x) = \int_{\xi}^{h_0 + \zeta} \sigma_{xx} dy, \quad (2)$$

где σ_{xx} — компонента тензора напряжений в литосфере. Перепишем этот интеграл как

$$J(x) = \int_{\xi}^{h_0 + \zeta} (\sigma_{xx} - \sigma_{yy}) dy + \int_{\xi}^{h_0 + \zeta} \sigma_{yy} dy = \sigma h + \int_{\xi}^{h_0 + \zeta} \sigma_{yy} dy. \quad (3)$$

Здесь σ — среднее значение разности напряжений $\sigma_{xx} - \sigma_{yy}$. Так как литосфера находится в состоянии изостатического равновесия, то σ_{yy} на уровне y определяется только весом вышележащей породы: $\sigma_{yy} = -\rho_1 g (h_0 + \zeta - y)$. Подставляя это выражение в (3), находим

$$J(x) = \sigma h - \rho_1 g h^2 / 2. \quad (4)$$

Так как сила тяжести, действующая на элемент слоя, направлена по оси y , то из условия равновесия этого элемента следует, что $F_{1x} + F_{2x} + F_{3x} = 0$. Отсюда, представляя разность $J(x + dx) - J(x)$ как $(dJ/dx)dx$, с учетом (1), (4) находим

$$\frac{d(\sigma h)}{dx} = \frac{\rho_1(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2} g h \frac{dh}{dx}. \quad (5)$$

Интегрируя это уравнение, получаем

$$\sigma = \frac{\rho_1(\rho_2 - \rho_1)}{2\rho_2} g h + \frac{C}{h}, \quad (6)$$

где $C = \text{const}$. Допустим, что возмущение рельефа окружено областью, где $h = h_0$, шириной $L_1 \gg L$. Тогда относительные деформации литосферы в этой области малы по сравнению с деформациями в области возмущения рельефа. Допустим также, что время релаксации напряжений в литосфере не слишком велико. Тогда в области, где рельеф выражен слабо, распределение напряжений будет близко к гидростатическому, и можно положить, что $\sigma = \sigma_{xx} - \sigma_{yy} = 0$ при $h = h_0$ (для реальной Земли с учетом существования многочисленных неровностей рельефа σ оказывается конечной величиной). В таком случае из (6) следует

$$\sigma = \frac{\rho_1(\rho_2 - \rho_1)}{2\rho_2} g \frac{(h^2 - h_0^2)}{h}. \quad (7)$$

В областях поднятий рельефа $h > h_0$ и $\sigma > 0$. Следовательно, по сравнению с изотропным, гидростатическим, распределением напряжений здесь имеют место растягивающие напряжения. Области депрессий, где $h < h_0$, $\sigma < 0$, характеризуются состоянием горизонтального сжатия. Рассмотрим, например, поднятие амплитуды $\zeta_{\text{max}} = 3$ км. Положим $\rho_1 = 2,7$ г/см³, $\rho_2 = 3,2$ г/см³, $h_0 = 35$ км. Значения ρ_1 и h_0 характерны для континентальной литосферы в тех областях, где этот слой образован в основном земной корой. В таком случае $h_{\text{max}} = 57$ км, и из (6) находим, что в области наибольшего поднятия $\sigma \approx 750$ кг/см².

Как известно, вязкость горных пород при небольших давлениях быстро убывает с температурой (6). Поэтому можно ожидать, что нижние слои литосферы значительно менее вязкие, чем верхние. Это подтверждается сейсмическими данными, согласно которым во многих районах большинство землетрясений сконцентрировано в верхнем слое коры толщиной около 20 км (7-9) *. В таком случае напряжения не будут распределяться равномерно по всей литосфере, а сконцентрируются в ее более вязком верхнем слое. При этом величина напряжений возрастет в не-

* Исключение представляют фокальные зоны глубокофокусных землетрясений, опускающиеся глубоко в мантию (2).

сколько раз по сравнению с полученной выше цифрой и будет $\sim 2000 \text{ кг/см}^2$.

Орогенные области характеризуются обычно повышенной температурой литосферы ⁽¹⁰⁾, следовательно, ее вязкость здесь сильно понижена. Поэтому под влиянием больших напряжений должно происходить растекание литосферы в стороны от повышений рельефа. Сильная неоднородность горных пород на малых расстояниях приведет в таких условиях к образованию сложно деформированных толщ. Большие деформации реологически неоднородных массивов пород при напряжениях $\sim 10^3 \text{ кг/см}^2$ неизбежно должны сопровождаться землетрясениями. Это объясняет высокий уровень сейсмичности, характерный для многих орогенных областей.

Площадь, занимаемая областями с сильно выраженным рельефом, имеет на Земле тот же порядок величины, что и площадь областей со слабым рельефом. Поэтому последние также должны деформироваться и в них должны возникать большие напряжения. Следовательно, вся литосфера Земли охвачена единой глобальной системой горизонтальных напряжений. Наиболее крупные неровности рельефа возникают в связи с существованием океанов и континентов. При среднем превышении уровня континентов над глубоководным дном океана в 5 км на континентах должны существовать растягивающие напряжения в среднем $\sim 10^3 \text{ кг/см}^2$. При этом на океанах будут преобладать сжимающие напряжения того же порядка, но в несколько раз меньшие, чем на континентах.

Распределение напряжений в литосфере существенно зависит от изменения ее свойств в горизонтальном направлении. Известно, что в осевой зоне срединно-океанических поднятий шириной порядка нескольких десятков километров литосфера сильно прогрета и обладает поэтому очень низкой вязкостью ^(11, 12). Следовательно, распределение напряжений здесь должно быть гидростатическим; при этом $\sigma = \sigma_{xx} - \sigma_{yy} = 0$. Полагая в (6) $\sigma = 0$ при $h = h_{\text{max}}$, находим

$$\sigma = - \frac{\rho_1(\rho_2 - \rho_1)}{2\rho_2} \frac{h_{\text{max}}^2 - h^2}{h}. \quad (8)$$

Как видно из (8), $\sigma < 0$, т. е. имеет место сжатие литосферы. В океанических областях, окружающих поднятие, где $h = h_0$, величина сжатия для реальных поднятий составляет несколько сотен килограммов на квадратный сантиметр *. Под действием таких напряжений должно происходить движение литосферы в сторону от оси поднятия, т. е. расширение дна океана, если только возможно уничтожение литосферы в районах островных дуг ⁽²⁾.

Эти же напряжения служат источником дрейфа континентов (если он происходит). Как видно из (8), давление океанической литосферы на континент больше со стороны того океана, где расположено более высокое поднятие. Поэтому континент должен двигаться в сторону океана, где срединное поднятие имеет меньшую высоту. Таким образом, можно объяснить, почему движение Северной и Южной Америки происходит в сторону Тихого океана, а не наоборот ⁽¹³⁾: Срединно-Атлантический хребет, в среднем, выше Восточно-Тихоокеанского поднятия ⁽¹⁴⁾.

Оценим влияние горизонтальных течений в мантии на напряжения в литосфере. Пусть скорость течения мантии относительно литосферы есть V , а горизонтальный размер области однонаправленного течения равен l . Тогда легко оценить, что горизонтальные напряжения в литосфере будут $\sim \sigma \sim \eta(Vh) / (Hh)$, где η — вязкость астеносферы, а H — ее толщина. Положим $V \sim 10 \text{ см/год}$, $l \sim 5000 \text{ км}$, $H \sim 100 \text{ км}$, $h \sim 50 \text{ км}$. Для

* Для получения точного значения напряжений в океанических областях необходимо учесть наличие воды, покрывающей литосферу, и конкретного строения литосферы. Соответствующая задача легко решается, но ее решение не приведено здесь за недостатком места.

вязкости астеносферы примем значение $\eta \sim 10^{20}$ пз, характерное для Фенноскандии и Канады (³, ⁴). Тогда $\sigma \sim 300$ кГ/см². Следовательно, течения в мантии могут создавать в континентальной литосфере напряжения того же порядка, что и возникающие в связи с крупными неровностями рельефа. Рассмотренный пример показывает также, что трение дрейфующих континентов о мантию может служить фактором, ограничивающим скорость их дрейфа.

Под океанами температура мантии на уровне астеносферы выше, чем под континентами (¹³), а слой пониженных скоростей выражен гораздо лучше (¹⁶). Поэтому наиболее вероятно, что вязкость океанической астеносферы много меньше, чем у континентальной, т. е. $\eta \leq 10^{19}$ пз. При этом напряжения, создаваемые в литосфере течениями в мантии, будут здесь меньше или порядка нескольких десятков килограммов на квадратный сантиметр, что много меньше напряжений, создаваемых срединно-океаническими поднятиями. Таким образом, неровности рельефа поверхности Земли являются основным фактором, определяющим горизонтальные напряжения в литосфере и ее горизонтальные движения.

В свете изложенного общую картину тектогенеза можно представить следующим образом. По мере дифференциации по плотности вещества Земли к нижней границе литосферы поступает легкий материал (¹⁰, ¹⁷). Он вызывает изостатическое поднятие литосферы, создавая таким образом ее вертикальные движения. Образующиеся при этом неровности рельефа создают горизонтальные напряжения в литосфере и приводят к ее горизонтальным движениям. Таким образом, горизонтальные движения возникают как следствие вертикальных движений.

При выводе уравнения (5) реологические свойства литосферы не конкретизировались. Поэтому полученный в работе результат принципиально основан на единственном допущении, что литосфера находится в состоянии изостатического равновесия. В настоящее время близость литосферы к изостатическому равновесию в масштабах всей Земли можно считать бесспорной. Следовательно, и основные результаты настоящей работы не могут быть пересмотрены в связи с получением каких-либо новых данных. Следует отметить, однако, что рассмотренная модель литосферы с постоянной по глубине плотностью является упрощенной. В более сложных моделях напряжения оказываются несколько иными, но порядок их величины сохраняется.

Автор выражает благодарность В. А. Магницкому за ценные советы.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Академии наук СССР
Москва

Поступило
10 V 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Л. М. Балакина, А. В. Введенская и др., Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 6 (1967). ² В. Isacs, J. Oliver, L. R. Sykes, J. Geophys. Res., 73, 5885 (1968). ³ Е. В. Артюшков, Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 1 (1967). ⁴ Е. В. Artyushkov, J. Geophys. Res., 76, 1376 (1971). ⁵ М. Е. Артемьев, Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования, «Наука», 1966. ⁶ В. Н. Жарков, Тр. Инст. физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 11, (178), 36 (1960). ⁷ В. И. Бунз, В. К. Кулагин, О. В. Соболева, Сейсмический режим Вахшского района ТаджССР, Душанбе, 1965. ⁸ С. И. Голеницкий, Ф. В. Новомойская и др., Землетрясения в СССР в 1967 г., «Наука», 1970. ⁹ М. Niazi, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 845 (1964). ¹⁰ В. В. Белоусов, Земная кора и верхняя мантия материков, «Наука», 1968. ¹¹ P. R. Vogt, E. D. Schneider, G. L. Johnson, The Earth's crust and Upper Mantle, Am. Geophys. Union, Washington, 1969, p. 556. ¹² P. Molnar, J. Oliver, J. Geophys. Res., 74, 2648 (1969). ¹³ X. Le Pichon, J. Geophys. Res., 73, 3661 (1968). ¹⁴ M. Taiwan, X. Le Pichon, M. Ewing, J. Geophys. Res., 70, 341 (1965). ¹⁵ В. А. Магницкий Внутреннее строение и физика Земли, М., 1965. ¹⁶ J. Dorman, M. Ewing, J. Oliver, Bull. Seism. Soc. Am., 50, с 1 (1960). ¹⁷ Е. В. Артюшков, Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 5 (1970).