

УДК 622.831

И.Л.Болтенгаген

Институт горного дела СО РАН

630091, Россия, г. Новосибирск, Красный пр.54

homebolten@mail.ru

СТРУКТУРА УПРУГОГО ПРЕДВЕСТНИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Исследуется процесс разгрузки ограниченной области пространства в гипоцентре тектонического землетрясения. Из решения Гопкинса об упругой волне вокруг сферической полости при быстром изменении внутреннего давления получены алгебраические формулы для оценок смещения, скорости и ускорения земной поверхности в результате землетрясения. Выполнен анализ структуры упругого предвестника, распространяющегося со скоростью продольной волны в среде. Показано, что вертикальное смещение земной поверхности при прохождении предвестника является затухающим колебанием с отношением коэффициента затухания к частоте равным $(1-2\nu)^{1/2}$.

Тектоническое землетрясение, как правило, обусловлено динамическим сдвигом по тектоническому нарушению и сопровождается снижением напряжений вблизи зоны сдвига берегов нарушения. В результате землетрясения на поверхности зоны сдвига существенно уменьшается касательное напряжение. Также в зоне сдвига снижается и нормальное напряжение, но в гораздо меньшей степени [1]. Наиболее общей математической моделью землетрясения или горного удара по тектоническому нарушению является быстрое уменьшение во времени пар векторов поверхностных усилий (диполей сил и моментов), распределенных по плоскости зоны сдвига. Общим решением волновых уравнений для компонент вектора перемещений в данном случае является пространственно-временная суперпозиция шаровых векторов [2]. В случае, когда размер очага землетрясения (зоны сдвига, гипоцентра) значительно меньше расстояния от земной поверхности, более простой

моделью является быстрое уменьшение пары сил, приложенных в близко расположенных друг к другу точках упругого полупространства в очаге. Причем уменьшаемая во времени пара сил может быть несоосной, что является основной причиной поперечных волн. Аналитическое решение динамической задачи о мгновенном уменьшении пары сил внутри упругого полупространства является фундаментальным. Суперпозиция мгновенных точечных источников на поверхности зоны сдвига позволит анализировать разнообразные варианты динамических сдвигов массива горных пород по тектоническим нарушениям в земной коре. Как правило, зона сдвига расположена в глубине земных недр; ориентация, конфигурация и размеры зоны сдвига неизвестны. Наиболее простой математической моделью очага землетрясения, не учитывающей поперечные волны, является сферическая полость с радиусом a в упругой среде, давление внутри которой мгновенно уменьшается на величину p . Эта задача моделирует сферическую область, охватывающую очаг землетрясения, в которой в результате землетрясения снижаются напряжения. Математическое решение данной задачи приведено в [3] и описывает распространение сферической продольной волны вокруг источника. Данное решение Гопкинса имеет следующую особенность. Относительно быстро (когда фронт волны находится на расстоянии около $10a$ от центра) после мгновенного сброса давления на величину p вокруг сферической полости устанавливается распределение напряжений, соответствующее стационарной задаче. Различие заключается в том, что вместе с волновым фронтом распространяется горб смещения со скоростью продольной волны в упругой среде. Длина передового импульса смещения зависит от коэффициента Пуассона и равна 3-6 радиусам сферической полости [4]. Максимальное смещение в передовом импульсе по мере удаления волнового фронта от центра сферы снижается обратно пропорционально r . На больших расстояниях r от источника с радиусом a ($r \gg a$) описывающее этот волновой пакет решение Гопкинса для

радиальной компоненты вектора смещения и компонент напряжений имеет следующий вид (волновое приближение)

$$\frac{u_r}{a} \frac{E}{\rho(1+\nu)} = \frac{a}{r} \frac{1}{s} e^{-\gamma\tau} \sin(\gamma s \tau),$$

$$\frac{\sigma_r}{\rho} = -\frac{a}{r} e^{-\gamma\tau} \left[\cos(\gamma s \tau) - \frac{1}{s} \sin(\gamma s \tau) \right],$$

$$\frac{\sigma_\theta}{\rho} = -\frac{\nu}{1-\nu} \frac{a}{r} e^{-\gamma\tau} \left[\cos(\gamma s \tau) - \frac{1}{s} \sin(\gamma s \tau) \right],$$

где $\tau = t - (r - a) / c$ - время после прихода волнового фронта, распространяющегося со скоростью

$$c = \sqrt{\frac{(1-\nu) E}{(1-2\nu)(1+\nu) \rho}}, \quad E - \text{модуль упругости, } \nu -$$

коэффициент Пуассона, ρ - плотность пород, r - расстояние от центра сферической поверхности с радиусом a (очаг землетрясения); $\gamma = \frac{1-2\nu}{1-\nu} \frac{c}{a}$ и $s = \frac{1}{\sqrt{1-2\nu}}$ - параметры.

Отметим, что движение точки среды после прихода волнового фронта является обычным затухающим колебанием с коэффициентом затухания γ и частотой $\omega = \gamma s$.

Рассмотрим следующую суперпозицию двух сферических источников одинакового радиуса a , размещенных на вертикальной оси в упругом пространстве. В нижней сферической полости давление мгновенно снижается на величину p , а давление в верхней полости мгновенно увеличивается на ту же величину p в один и тот же момент времени. Суперпозиция волн сжатия и растяжения в упругом пространстве на срединной горизонтальной поверхности между сферами дает нулевые значения горизонтальной компоненты вектора смещений и нормальной компоненты тензора напряжений. Несмотря на то, что касательная компонента напряжений на срединной поверхности не равна нулю, ее величина мала, и результат суперпозиции является вполне удовлетворительным приближением для описания распространения волны по земной поверхности от заглубленного источника (рис.1).

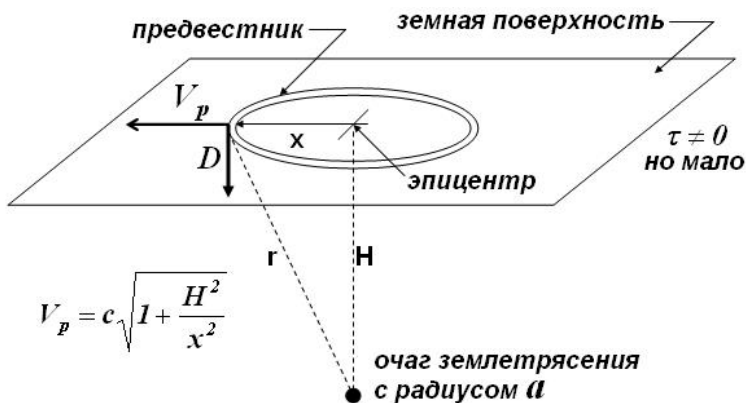


Рис.1. Результат суперпозиции двух источников сферических волн сжатия и растяжения в упругом пространстве.

В результате получим аналитические формулы для оценок вертикального смещения D , скорости $V=dD/dt$ и ускорения $A=dV/dt$ точек земной поверхности в предвестнике (положительное значение смещения – вглубь недр)

$$D = \frac{p}{\mu} \frac{a^2 H}{H^2 + x^2} \sqrt{1 - 2\nu} e^{-\gamma\tau} \sin \omega\tau$$

$$V = c \frac{p}{\mu} \frac{Ha}{H^2 + x^2} \frac{1 - 2\nu}{1 - \nu} e^{-\gamma\tau} [-\sqrt{1 - 2\nu} \sin \omega\tau + \cos \omega\tau] \quad (1)$$

$$A = -\frac{p}{\mu} \frac{2c^2 H}{H^2 + x^2} \frac{(1 - 2\nu)^{3/2}}{(1 - \nu)^2} e^{-\gamma\tau} [\sqrt{1 - 2\nu} \cos \omega\tau + \nu \sin \omega\tau],$$

где $\mu = E/2(1 + \nu)$ – модуль сдвига, H – глубина очага землетрясения (гипоцентра) радиусом a , $\tau = t - (\sqrt{H^2 + x^2} - a)/c$ – время с момента прихода волнового фронта от центра землетрясения к точке земной поверхности, расположенной на расстоянии x от эпицентра. Скорость V_p распространения предвестника по поверхности

от эпицентра определяется по формуле $V_p = c\sqrt{1 + \frac{H^2}{x^2}}$,

причем тот факт, что вблизи эпицентра скорость бесконечна, не является парадоксом, т.к. лишь иллюстрирует практически одновременный приход сферической волны от гипоцентра в участки поверхности вблизи эпицентра. Энергия передается волной, распространяющейся от очага со скоростью звука c .

Максимальное смещение в предвестнике достигает наибольшей величины в эпицентре. По мере удаления от эпицентра оно уменьшается по следующей формуле

$$\frac{D}{D_{epicenter}} = \frac{1}{1 + \frac{x^2}{H^2}}.$$

Аналогично снижаются величины скорости и ускорения земной поверхности с удалением от эпицентра.

Формулы (1) могут быть использованы для оценок последствий землетрясений и определения параметров диагностирующей аппаратуры, установленной для контроля сейсмической активности. Единственным параметром гипоцентра, требующим дополнительных пояснений, является величина изменения уровня напряжений p в земной коре в результате землетрясения или его проявлений. При динамическом сдвиге по поверхности тектонического нарушения касательное напряжение изменяется от предельного касательного напряжения τ_p до остаточного τ_0 [1]. Поэтому величина p может быть оценена по формуле

$$p = \left(1 - \frac{\tau_0}{\tau_p}\right) \rho g H.$$

Величина в скобках является разностью коэффициентов трения покоя и скольжения (предполагается, что величина сцепления намного ниже уровня действующего горного давления $\rho g H$; g – ускорение свободного падения). Из анализа полученных формул следует, что величина ускорения земной поверхности в эпицентре не зависит ни от размера очага землетрясения (энергии), ни от его глубины, и оценивается в единицах g разностью коэффициентов трения

покоя и скольжения берегов тектонического нарушения. Скорость и длительность передового импульса Р-волны пропорциональны размеру очага землетрясения, а вертикальное смещение поверхности – его квадрату.

В заключение отметим, что предложенные формулы и анализ являются лишь схематичной и упрощенной иллюстрацией сложного физического явления.

Список литературы: 1. Болтенгаген И.Л., Попов С.Н. Энергетический анализ горного удара по тектоническому нарушению вблизи выработанного пространства // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли (труды международной конференции 6-9 октября 2003). –Новосибирск: ИГД СО РАН, 2004. С. 433-439. 2. Б.Б.Берестецкий, Е.М.Лифшиц, Л.П.Питаевский Квантовая электродинамика // Теоретическая физика в 10 томах / Л.Д.Ландау, Е.М.Лифшиц, т.4. –М.: Наука, 1989, С.36. 3. Тимошенко С.П., Гудьер Дж. Теория упругости. –М.: Наука, 1975. С.512-516. 4. Boltenhagen I.L. Structure of elastic presage of earthquake // Abstracts book 3rd International symposium on energetic materials and their applications (Tokyo, Fubanory tower, 24-25 April 2008). –Tokyo: Japan Society of Explosives, 2008.