

Лекция 10. ФИЗИКА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В 10-ой лекции рассматривается принципиально новая ударно-волновая модель землетрясения. Выход ударной волны на поверхность Земли. Распространение ударной волны от очага до поверхности. Афтершоки.

Ударно-волновая модель землетрясения. Выход ударной волны на поверхность Земли.

В сейсмологии этот вопрос обычно не обсуждается. Ударные волны, как правило, рассматриваются в физике энергии высокой плотности, в частности, в таких вопросах, как кумуляция энергии и образование кумулятивных струй, физика взрыва и образование кратеров при ударе высокоскоростных тел, пробивании преград и т.п. Как будет показано ниже, этот вопрос актуален и для сейсмологии, по крайней мере, в таком её разделе, как процессы, происходящие в эпицентре сильного землетрясения. Физика ударных волн рассмотрена в Приложении 3 учебника по физике Земли.

Физика землетрясения, несмотря на то, что эта проблема стоит перед человечеством более 100 лет, до сих пор она так и остается не ясной. В чем же состоит причина и почему эта очень важная проблема, над решением которой работает огромное количество университетов, институтов и компаний во всем мире, не продвинулась ни на шаг за те сто лет, которые прошли с первой научной концепции упругой отдачи, высказанной Рейдом в 1906 после разрушительного землетрясения в Сан-Франциско.

Дело, по-видимому, заключается в том, что физика землетрясения всё это время рассматривалась только в рамках механики сплошной среды и теории упругости. Сильные движения грунта, сопутствующие землетрясению, объясняются обычно присутствием сеймотектонических деформаций (Гольдин, Кучай, 2008), хотя из всех опубликованных работ неясно, каким образом можно с этих позиций объяснить весь комплекс явлений, сопровождающих сильное землетрясение. К этим явлениям относятся: разрывы поверхности; отколы; волны на поверхности, когда среда ведет себя как вязкая жидкость; разуплотнение грунта, возникновение водяных фонтанов, грифонов и пр.

Оказывается, что все они находят логичное объяснение, если предположить, что само землетрясение представляет собой ударную волну (Кузнецов, 1990, 1992, 2001, 2008). В этом случае физику землетрясения можно условно разбить на три части: первая – это механизм образования ударной волны (УВ) в литосфере на глубине гипоцентра; вторая – прохождение УВ от гипоцентра до поверхности Земли и, третья, - выход УВ на поверхность Земли сопровождающийся всем комплексом явлений, о которых идет речь.

В наших исследованиях ударно-волновой модели землетрясения, в отличие, например, от работы (Гольдин, Кучай, 2008), под гипоцентром понимается совсем не некая условная точка, а, скорее огромное пространство, на котором возникает ударная волна. Некоторые авторы оговариваются, что очаг землетрясения сводится к точке для очень слабых землетрясений. Возможно, это справедливо, но уж совсем неправильно распространять этот подход при анализе, например, такого сильного землетрясения как Чуйское (Алтайское) 27.09.2003. Тем более, находить причину возникновения землетрясения в особенностях компонент тензора сеймотектонических деформаций в районе точки, соответствующей эпицентру землетрясения.

Есть ли основания для того, чтобы вообще рассматривать идею ударной волны, как механизм землетрясения? Их достаточно много, к примеру, назовем две из них: первая связана с анализом сигнала, зарегистрированного на Новосибирской сейсмостанции, а вторая – мнение профессора С.Б. Смирнова (1992), строителя, специалиста по разрушению зданий во время землетрясения.

Величина смещения грунта во время главного толчка Чуйского землетрясения на Новосибирской сейсмостанции, составляет примерно 50 мкм. Зная величину смещения, можно попытаться оценить деформацию ε , производимую проходящей волной: $\varepsilon \approx (1 -$

$5 \cdot 10^{-3}$ из следующих ниже соображений. Величина напряжения σ грунта, соответствующая $\varepsilon = 0.1$, составляет примерно 500 бар и эта величина изменяется линейно с изменением ε : $\sigma \sim \varepsilon$. Эта закономерность дает основание оценить $\sigma = p \approx 5$ бар при $\varepsilon \approx 10^{-3}$. По-видимому, реальная величина σ ещё меньше, однако эти оценки показывают (при различных способах их получения) один порядок величин напряжения в волне. Скорость распространения волны, амплитуда которой составляет 5 бар от очага Алтайского землетрясения (в приближении, что волна плоская) до сейсмостанции Новосибирск, расположенной примерно в 650 км от очага равна 3.6 км/с. Это намного больше, чем местная (в грунте) скорость звука (≈ 400 м/с). Возникает вопрос, какая волна (ударная или нет) приходит к сейсмостанции, расположенной так далеко (650 км) от очага землетрясения? Волна такой амплитуды ударной вроде быть не должна. Однако, если производная $d^2\sigma/d\varepsilon^2 > 0$, волну можно считать ударной вне зависимости от величины σ (Зельдович, Райзер, 1966). В нашем случае это условие выполняется. В книге (Зельдович, Райзер, 1966) сказано, что если условие $d^2\sigma/d\varepsilon^2 > 0$ не выполняется, - волну можно считать плоской волной сжатия, которая распространяется в упруго-пластической среде.

В качестве второго основания, сошлемся на мнение Смирнова, обосновавшего концепцию ударно-волнового сейсмического разрушения (Смирнов, 1992). Автор учел многочисленные наблюдения сейсмических разрушений зданий, которые показывают, что разрушения происходят сразу после первых наиболее мощных поперечных толчков. Результатом таких толчков, которые, конечно же, не успевают раскачать здание, т.е. вызвать в нем появление опасных сил инерции, является почти мгновенный срез колонн или стен здания, вследствие чего происходит разрушение здания до попадания его в резонанс. Для того чтобы объяснить эти факты, автор приходит к мнению, что такие разрушения могут производиться *только ударной волной*. Свою концепцию автор обосновывает расчетами и многочисленными примерами из практики сейсмических разрушений.

Оценки параметров волны, приведшей к весьма заметным колебаниям почвы в районе Новосибирска в 4 балла при Чуйском землетрясении 27.09.2003, а также работа Смирнова, - свидетельствуют в пользу предлагаемой нами ударно-волновой модели землетрясения. Мы отметили только два примера, в действительность подобных причин считать именно так, - значительно больше.

Как отмечалось выше, с точки зрения ударно-волновой модели землетрясения, его можно рассматривать как последовательность таких механизмов:

- 1) возникновение упругих напряжений в литосфере и мгновенный сброс этих напряжений путем формирования ударной волны,
- 2) транспортировка ударной волны по литосфере, взаимодействие её со средой, приводящее к генерации сейсмических волн, распространяющихся по всему объему Земли и, наконец,
- 3) выход ударной волны (УВ) на поверхность Земли и формирование т.н. сильных движений грунта.

Материал в этой главе изложен в обратном порядке: сначала обсуждается выход УВ на поверхность, затем, - вопросы транспортировки УВ от очага к поверхности и, наконец, - вопросы формирования УВ в очаге землетрясения. Такой порядок вызван тем, что теория явления выхода УВ на поверхность хорошо развита (Зельдович, Райзер, 1966; Забабахин, 1997; Станюкович, 1971), что позволило найти непротиворечивое объяснение всем известным особенностям таких движений поверхности. Два других механизма (1 и 2) – сложнее и менее проработанные, они будут обсуждаться позже, после третьего.

Массовая скорость. В ударно-волновой модели землетрясения используется важная особенность УВ, заключающаяся в том, что прохождение волны по сплошной среде сопровождается «течением» вещества этой среды за фронтом ударной волны с массовой

скоростью u , которая зависит от интенсивности ударной волны, т.е. от величины $\Delta\sigma$ (или p) на её фронте.

Сравним общепринятую модель землетрясения с нашей ударно-волновой и покажем, что движение среды с массовой скоростью u вслед за ударной волной, это то же самое движение со скоростью, которая в strike-slip модели называется slip-velocity.

Как известно во многих работах по физике очага сильных землетрясений, произошедших в последнее время, фиксируется и обсуждается подвижка в области очага (slip) и изменение этой подвижки во время основного удара (slip-velocity). В книге Аки и Ричардс (1983) спонтанное распространение сдвиговой трещины описывается формулой:

$$w(\xi_0, \eta_0) \approx -\frac{1}{\sqrt{2\pi\mu}} \int \frac{d\xi}{\sqrt{\xi_0 - \xi}} \int \frac{p(\xi, \eta)d\eta}{\sqrt{\eta_0 - \eta}}, \quad (1)$$

$w(\xi_0, \eta_0)$ – подвижка трещины в координатах ξ, η ; μ – модуль сдвига; $\xi(\xi, \eta)$ – траектория движения кончика трещины; $p(\xi, \eta)$ – величина сброшенного напряжения.

Интегрирование этой формулы приводит к формуле для подвижки:

$$w(\xi_0, \eta_0) \approx -\frac{\beta p_0 t}{\mu}, \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} - \text{скорость сдвиговых волн } (V_S), t - \text{текущее}$$

время процесса.

Положим: $w/t = u$ – скорость распространения трещины: $u = V_S p_0 / \mu$, подставляя значение μ , получаем: $u = p_0 / V_S \rho$, или $p_0 = u V_S \rho$ – связь между скоростью распространения трещины, величиной сброшенного напряжения и акустическими параметрами среды. Для параметров среды, соответствующих Нортриджскому землетрясению ($u = 1$ м/с), величина p_0 совпадает с $\Delta\sigma = 100$ бар.

Как известно в физике ударных волн, величина сжатия среды Δp после прохождения по ней ударной волны, оценивается (Зельдович, Райзер, 1966):

$$\Delta p = u \rho c, \quad (2)$$

где u , как и раньше, медленная массовая скорость течения среды за фронтом ударной волны, ρc – акустическое сопротивление среды. Если принять: $u = 1$ м/с, а $\rho c = 3 \text{ г/см}^3 \times 5 \text{ км/с}$, то окажется, что величина Δp порядка 150 бар. Совпадение этих оценок не случайно и, по-видимому, говорит в пользу того, что мы рассматриваем одно и то же физическое явление с точки зрения различных моделей. Действительно, и в модели землетрясения, основанной на теории упругости, и в нашей ударно-волновой модели, конечным результатом действия механизма землетрясения является возникновение на поверхности Земли подвижек и течений сплошной среды, приводящих к образованию разрывов, разломов и т.п., т.е., собственно, к «трясению земли». Близость оценок величин скоростей slip в модели Рейда и массовой скорости, следующей из ударно-волновой модели, может говорить о том, что наша модель, адекватна физическому механизму землетрясения.

Ранее мы отмечали, что ударная волна вызывает возникновение разрыва поверхности. Конечно, это совсем не тот разрыв, который, следуя модели Рейда, распространяется с глубины 700 км до поверхности Земли. Это локальный разрыв, время образования которого порядка длительности фронта ударной волны, а, в пределе, - длительности её импульса.

Заметим, что Аки и Ричардс, обсуждая проблему землетрясения как сейсмического источника, не замыкаются только на проблеме образования трещины, которая, по их мнению, определяет одну из характеристик источника - разрыв. Они одновременно обсуждают и объемный тип источника, который связан с возникновением деформации и не имеет прямой связи с разрывом. Этот подход созвучен ударно-волновой модели землетрясения, в которой ударная волна, проходя по очагу от гипоцентра до эпицентра, рассеивается (расщепляется) на неоднородностях среды, генерирует объемные волны, а, выходя на поверхность Земли, приводит к разрыву и разуплотнению поверхности.

Основные соотношения для ударных волн (УВ). Закон сохранения массы:

$$\rho_o D = \rho_n (D - u_n) \text{ или } u_n + \varepsilon D = 0, \quad (3)$$

где ρ_n – плотность вещества на фронте волны, ρ_o – невозмущенная плотность, D – скорость распространения фронта волны, u_n – скорость течения среды за фронтом ударной волны.

Закон сохранения импульса:

$$- \sigma_n = p_n - p_o = \rho_o u_n D, \quad (4)$$

где p_o – начальное давление среды (до прохождения ударной волны), p_n – давление на фронте ударной волны.

Уравнение сохранения энергии имеет классический вид:

$$E_n - E_o = 1/2(p_n - p_o) (v_o - v_n), \quad (5)$$

где E_o и E_n – внутренняя энергия до фронта ударной волны и за её фронтом, v_o и v_n , соответственно, – удельные объемы ($v = 1/\rho$).

В неподвижной среде ($u_o = 0$) соотношения скоростей на фронте ударной волны представляются в виде:

$$\begin{aligned} D &= [\rho / \rho_o (p - p_o) / (\rho - \rho_o)]^{1/2}, \\ u &= [1 / \rho \rho_o (p - p_o) (\rho - \rho_o)]^{1/2}. \end{aligned} \quad (6)$$

Уравнения (6) справедливы для сухого грунта. Если грунт водонасыщенный, то D и u , после подстановки уравнения состояния водонасыщенного грунта в виде:

$$\rho = \rho_o \{ \alpha_1 (p/p_o)^{-1/k_1} + \alpha_2 [k_2(p - p_o)/\rho_2 c^2 + 1]^{-1/k_2} + \alpha_3 [k_3(p - p_o)/\rho_3 c^2 + 1]^{-1/k_3} \}^{-1}, \quad (7)$$

где $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ – содержание компонент (по объему): воздуха, воды и твердого грунта, соответственно, ($\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 = 0$), k_1, k_2, k_3 – показатели изоэнтропы соответствующих компонент; будут определяться следующим образом:

$$\begin{aligned} D^2 &= (p - p_o) / \rho_o \{ 1 - \alpha_1 (p/p_o)^{-1/k_1} - \alpha_2 [k_2(p - p_o)/\rho_2 c^2 + 1]^{-1/k_2} \\ &- \alpha_3 [k_3(p - p_o)/\rho_3 c^2 + 1]^{-1/k_3} \}^{-1}; \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} u^2 &= (p - p_o) / \rho_o \{ 1 - \alpha_1 (p/p_o)^{-1/k_1} - \alpha_2 [k_2(p - p_o)/\rho_2 c^2 + 1]^{-1/k_2} \\ &- \alpha_3 [k_3(p - p_o)/\rho_3 c^2 + 1]^{-1/k_3} \}. \end{aligned} \quad (9)$$

Пористость грунта, иначе, суммарная концентрация воздуха и воды ($\alpha_1 + \alpha_2$) являются определяющими при оценке величин скоростей D и u . Увеличение концентрации заземленного воздуха снижает величину скорости ударной волны D и приводит к увеличению массовой скорости течения грунта u .

Экспериментально неоднократно отмечалось, что при прохождении УВ через среду происходит «размыв» её фронта (толщиной l). Принято считать, что этот эффект связан с переходом среды в квазижидкое состояние, характеризующееся наличием у среды динамической вязкости. Например, в прессованном порошке соли NaCl, при прохождении ударной волны ($u = 10^3$ м/с, $l = 10^{-3}$ м, $\tau = 10^{-6}$ с) размыв фронта соответствовал вязкости $\eta = 10^4 - 10^5$ Пз. Вязкость сплошного материала каменной соли имеет порядок $10^{14} - 10^{15}$ Пз, что на десять порядков меньше вязкости, наблюдаемой в ударных экспериментах. Можно оценить величину вязкости по параметрам колебательного неустойчивого характера сильных движений почвы при Нортриджском землетрясении 1994 г. При этом вертикальный размер пространства, на котором наблюдался колебательный процесс в эпицентре землетрясения: $a \approx 1$ м, величина напряжения в главном толчке землетрясения: $\sigma \approx 100$ бар, а скорость колебаний частиц грунта v достигала 1 м/с. Знание этих параметров позволяет оценить величину вязкости «жидкой» среды: $\eta = \sigma a / v \approx 10^5 - 10^6$ Пз. Полученные оценки вязкости показывает, что вещество грунта в момент землетрясения в его эпицентре находится в «квазижидком» состоянии. (Речь идет о том, что в такой среде в момент её нагружения во время удара, величина деформации в зависимости «напряжение-деформация», находится в нелинейной области). Это обстоятельство позволяет воспользоваться формулами Эйлера, Навье-Стокса и Пуазейля для течения жидкости, соответственно:

$$\begin{aligned}
dv/dt &= F - 1/\rho \operatorname{grad} p, \\
dv/dt &= F - 1/\rho \operatorname{grad} p + \chi dv, \\
v &= \int_S u dS,
\end{aligned}
\tag{10}$$

где F – внешняя сила, $\chi = \eta/\rho$ - кинематическая вязкость.

Скорости волн. Воспользуемся подходом, развитым для оценки скоростей перемещений частиц упругой среды под действием силы, приложенной в очаге землетрясения. Этот подход был предложен Кейлис-Бороком и развит Матуямой. Скорость перемещения в горизонтальной плоскости:

$$u = 1/4\pi r [\partial^2/\partial x^2 (\varphi - \psi) + \nabla^2 \psi], \tag{11}$$

где φ и ψ сферические волны вида: $\varphi = (1/r) F [t - (r/V_P)]$; $\psi = (1/r) F [t - (r/V_S)]$. Эти волны распространяются на расстояние r со скоростями V_P и V_S , соответственно. Функция $F(t)$ связана с силой $f(t)$: $f(t) = d^2 F(t)/dt^2$. Развитый Матуямой подход имеет значение для нашей ударно-волновой модели в том плане, что речь идет не прямо о P- и S-волнах, а о волнах, имеющих скорости, близкие к скоростям распространения P- и S-волн. Ударная волна, в твердом теле распространяется в зависимости от её интенсивности со скоростью: D , причем: $V_S \leq D \leq V_P$.

По-видимому, некоторые авторы допускают ошибку, утверждая, что воздействие на грунт именно S-волны - приводит к разрушениям в гипоцентре землетрясения. Согласно представлений Матуямы, правильнее говорить о волнах, двигающихся со скоростями, близкими (или равными) скоростям P- и S-волн. Как известно из физики ударных волн, сильная ударная волна распространяется со скоростью D , близкой к скорости P- волны. Соответственно, чем слабее ударная волна, тем меньше её скорость распространения, и, в пределе, она может быть равной скорости распространения S-волны: $D \rightarrow V_S$. (Утверждение о том, что ударная волна сжатия, по мере распространения, - вырождается в P-волну, – не совсем верно. Правильнее считать, что ударная волна, распространяясь в твердой среде, рассеивается на её неоднородностях и расщепляется на P- и S-волны).

Особенности распространения ударных волн в грунтах. Приведем некоторые данные по особенностям распространения ударных (взрывных) волн в грунтах. При камуфлетном (подземном) взрыве наблюдается так называемое геометрическое подобие (скейлинг) по корню кубическому из энергии взрыва E . Данные по многим параметрам движения среды при взрыве удается свести к универсальным зависимостям, если использовать в качестве линейного масштаба комбинацию $(E/\rho c^2)^{1/3}$. Большое количество проведенных экспериментов по изучению давления в ударной волне от расстояния и количества взрывчатого вещества подтверждает зависимость:

$$p = p_0 (C^{1/3}/R), \tag{12}$$

где p_0 – начальное давление в атм., R – расстояние от взрыва до точки измерения в метрах, C – вес взрывчатого вещества в кг.

Для широкого набора различных грунтов, как водонасыщенных, так и сухих, используется следующая формула:

$$p = K (C^{1/3}/R)^\mu, \tag{13}$$

здесь K и μ - коэффициенты, величины которых приведены в Таблице 1.

Для того чтобы перейти от веса взрывчатого вещества к энергии и применить формулу в нашей ситуации, воспользуемся соотношением между энергией и весом тротила. Известно, что удельная кинетическая энергия тротила равна 4 кДж/г. Положим, что сейсмическая энергия и энергии взрывчатых веществ эквивалентны. (Это не совсем точно, т.к. КПД источника не близок к 100%) Энергия землетрясения с магнитудой $M = 7.5$ равна

10^{23} эрг, (10^{13} кДж), что эквивалентно 10^{12} г (одна мегатонна) тротила, тогда параметр $C^{1/3} \approx 10^3 \text{ кг}^{-1/3}$. Давление p в очаге (на фронте ударной волны) Чуйского землетрясения ($M = 7.5$), по-видимому, может достигать 1 кбар. Для сравнения, давление на фронте УВ (в нашей интерпретации) при Нортриджском землетрясении $M = 6.7$, $E = 10^{22}$ эрг, могло достигать 100 бар. Давление на фронте ударной волны (волны сжатия) на расстоянии 650 км от очага, в Новосибирске, если принять самые высокие значения коэффициента K из Таблицы 10.1, оказывается порядка 1 бара. Очевидно, что эта оценка, по-видимому, наиболее высокая из всех возможных. Если, к примеру, параметр K будет меньше, а μ - больше, то давление p будет меньше чем 1 бар (1 атмосфера) на несколько порядков.

Как мы отмечали выше, величина смещения грунта во время главного толчка Чуйского землетрясения на Новосибирской сейсмостанции составляет примерно 50 микрон. Зная величину смещения, мы оценили деформацию $\varepsilon \approx (1 - 5)10^{-3}$. Величина напряжения σ водонасыщенного грунта, соответствующая $\varepsilon = 0.1$, составляет примерно 500 бар и эта величина возрастает линейно с ростом ε : $\sigma \sim \varepsilon$. Эта закономерность дает основание оценить $\sigma = p \approx 5$ бар при $\varepsilon \approx 10^{-3}$. Скорость звука в таком грунте ≈ 400 м/с. Скорость распространения волны, амплитуда которой составляет 5 бар от очага Алтайского землетрясения до сейсмостанции Новосибирск, расположенной примерно в 650 км от очага равна 3.6 км/с. Возникает вопрос, ударная ли волна приходит к сейсмостанции? Так как производная $d^2\sigma/d\varepsilon^2 > 0$, волну можно считать ударной вне зависимости от величины σ .

Таблица 1.

Характеристика грунта	K	μ
Водонасыщенный песок с $\alpha = 0$	600	1.05
Водонасыщенный песок с $\alpha = 5 \cdot 10^{-4}$	450	1.5
Водонасыщенный песок с $\alpha = 10^{-2}$	250	2.0
Водонасыщенный песок с $\alpha = 4 \cdot 10^{-2}$	45	2.5
Неводонасыщенный песок с $\rho = 1.6 - 1.7 \text{ г/см}^3$	15	2.8
Неводонасыщенный песок с $\rho = 1.5 - 1.6 \text{ г/см}^3$	7.5	3.0
Неводонасыщенный песок с $\rho = 1.4 - 1.5 \text{ г/см}^3$	2.5	3.5

Выход ударной волны на поверхность Земли. Рассмотрим пример, когда УВ подходит снизу к дневной («свободной») поверхности («падает») - под некоторым углом α . Из сейсмических наблюдений этот угол, соответствующий направлению «главного удара» (main shock) землетрясения, находится в пределах $40-50^\circ$ к горизонту. Например, при Спитакском землетрясении (1988, Армения) угол равен примерно 50° , а при Нортриджском (1994, США, Калифорния) - 40° и т.п. Наша модель позволяет определить область (эпицентр) разрушений такого землетрясения: Расстояние вдоль направления распространения УВ равно $\approx \Delta x$, а поперек направления – равно линейному размеру очага. Например, в Нортридже длительность импульса УВ (в нашей интерпретации) составляла ≈ 8 с, что при скорости распространения УВ $\approx 5 - 6$ км/с, определяет область разрушений $\Delta x \approx (30 - 40)$ км. Причем, что характерно для землетрясений с косым падением УВ, эпицентр землетрясения (как проекция гипоцентра), как правило, не совпадает с областью максимальных разрушений. В качестве подтверждающего примера можно привести диаграмму разрушений землетрясения в Нортридже, где эпицентр находится в стороне от области максимальных разрушений (Harp, Jibson, 1996). Аналогичная ситуация наблюдалась и в Спитаке, и во многих других землетрясениях.

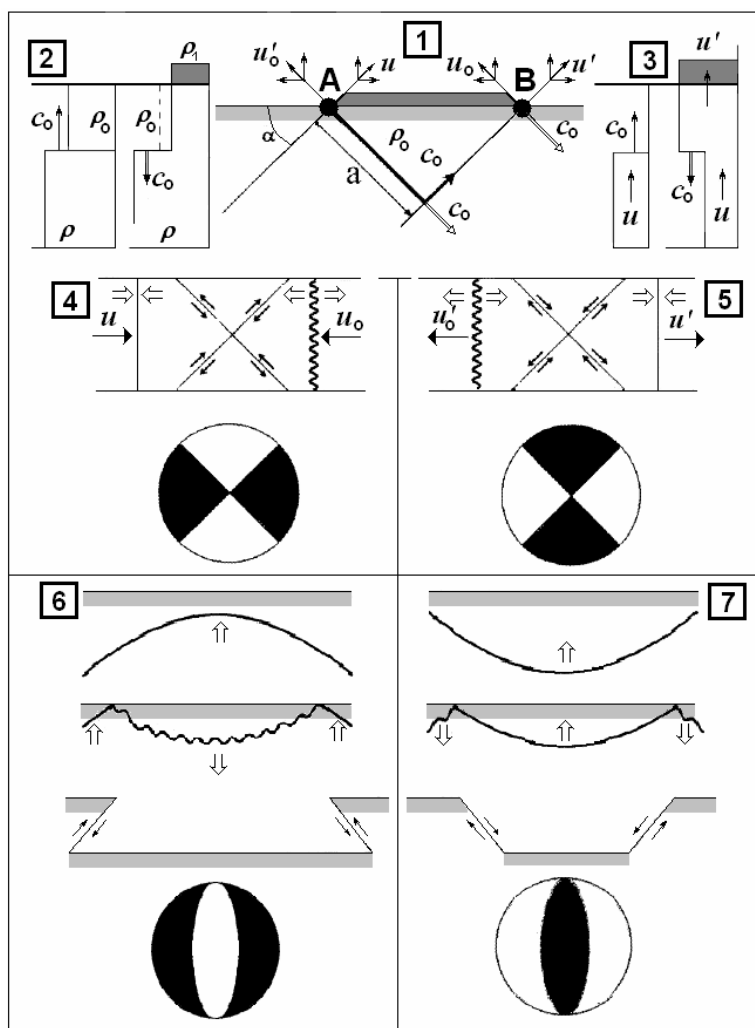


Рис. 1. Выход фронта плоской ударной волны (шириной a) на поверхность Земли под углом α к линии горизонта [1 – 5]. Выход на поверхность сферической ударной волны [6, 7]. Пояснения в тексте.

Акцентируем внимание на процессах, сопровождающих выход не слишком сильной ударной волны на поверхность (см. рис. 1). Выход ударной волны под углом α к линии горизонта изображен на рис. 1-1. Здесь фронт ударной волны, шириной a ,двигающийся со скоростью c_0 , подходит под углом α к земной поверхности, вещество которой обладает плотностью ρ . Распространение ударной волны сопровождается сравнительно медленным движением сплошной среды с массовой скоростью u . Ударная волна отражается на участке AB и уходит вниз со скоростью c_0 . При отражении возникает быстро затухающая волна разгрузки (разрежения, растяжения), движение которой сопровождается перемещением вещества со скоростью u_0 . Действие на грунт силы, связанной с перемещением массы с вертикальными (вверх) компонентами этих скоростей приводят к разуплотнению, расширению грунта и подъему его относительно начального уровня на высоту порядка метра, как это, например, наблюдалось во время Чуйского (Геодаков и др., 2003) и Нортриджского землетрясений (Shen et al., 1996).

На участке AB за счет отражения ударной волны, может возникнуть система сил, направленных друг навстречу другу соответственно тому, как направлены горизонтальные компоненты массовых скоростей: $u - u_0$ (рис. 1-4), либо $u' - u_0'$ (рис. 1-5). Ниже этих рисунков показаны диаграммы первых вступлений (разломные диаграммы), соответствующие ситуациям, изображенным выше.

На рис. 1-2 изображено распределение плотности до (слева) и после выхода нормально падающей ударной волны (справа). Видно, что после выхода ударной волны и отражения волны от поверхности, вещество с плотностью ρ_1 (меньшей ρ_0) находится выше начального уровня. Аналогичная картина представлена на рис. 1-3, где изображены скорости в нормально падающей ударной волне со скоростью c_0 и массовые скорости u и $u' \approx 2u$ до выхода ударной волны на поверхность (слева) и после её выхода на поверхность. На рисунках 1-6 и 1-7 показаны схемы прихода к свободной поверхности сферической ударной волны: выпуклой (6) и вогнутой (7) и формирование отраженной волны разгрузки. Ниже, под каждой из схем приведены диаграммы первых вступлений. Темные секторы на всех диаграммах рис. 1 означают области сжатия, светлые – растяжения. Комбинируя из четырех приведенных диаграмм, можно получить любую из наблюдаемых в природе диаграмм. В нашей модели форма диаграммы определяется исключительно формой фронта ударной волны, которая, в свою очередь, определяется местными условиями её возникновения и прохождения по среде. Отсюда следует, что выход ударной волны сопровождается переносом вещества и наблюдаемым неоднократно вспучиванием почвы. Кроме этого, начальная форма ударной волны определяет форму разломных диаграмм (диаграмм первых вступлений).

Различие в скоростях распространения ударных волн по глубине и вдоль поверхности, вызывает возникновение растягивающих и сжимающих усилий разных знаков, приводящих к появлению разломов и разрывов земной поверхности. Соответственно, фазы вступления поверхностных волн, возникающих при образовании разрывов и фиксируемые сейсмостанциями, “повторяют” фазы направлений растяжения-сжатия, определяемых (как, например, в Нортридже) по величине доплеровского изменения стабильной частоты радиосигналов со спутников (система GPS).

Взаимодействие ударных волн на поверхности. Рассмотрим волновую картину процессов формирования ударной волны в недрах Земли, движение её к дневной поверхности, возникновение волн разгрузки (растяжения) и взаимодействие этих волн. Воспользуемся приемом из практики изучения ударных волн и изобразим рассматриваемые процессы на xt -диаграмме, где x - координата, а t - время. Обозначим x_0 , t_0 - координату и время формирования ударной волны на поверхности кристаллического тела (см. рис. 2).

Предположим, что в земной коре, на глубине между 40-50 км (точка O : $x = 0$) и 15-20 км (точка D : $x = x_0$), расположено геологическое тело, обладающее вполне определенными свойствами:

- во-первых, это должно быть прочное тело, способное к накоплению упругой энергии и активному трещинообразованию;
- во-вторых, тело должно быть изотропным, т.е. в нём не должно быть внедрений вещества, со свойствами отличными от свойств тела (плотность и скорость звука);
- характер нагрузки тела (в-третьих) должен быть таким, чтобы в нем могла возникнуть пространственно когерентная структура микротрещин или, иначе, - дальний порядок;
- в-четвертых, в этом теле должны раскрываться трещины вполне определенного размера, не более 100-200 микрон, которые потом, после события, могли бы “залечиться” так, что тело могло бы быть готово к очередному событию, и т.п.

При выполнении этих требований, в сейсмоактивной среде такого геологического тела (1 на рис. 2) возможно возникновение акустического стимулированного сверхизлучения (Кузнецов, 2001) и образование ударной волны. Которая, возможно, возникает в тот момент и в том месте, где скорость распространения волны (6) в среде превысит местную скорость звука, хотя возможны и другие (как будет показано ниже) механизмы образования ударной волны. В нашей модели, это, скорее всего, произойдет

на границе (3, точка A) геологического тела (2) с окружающей его средой, в которой местная скорость звука ниже, чем в теле.

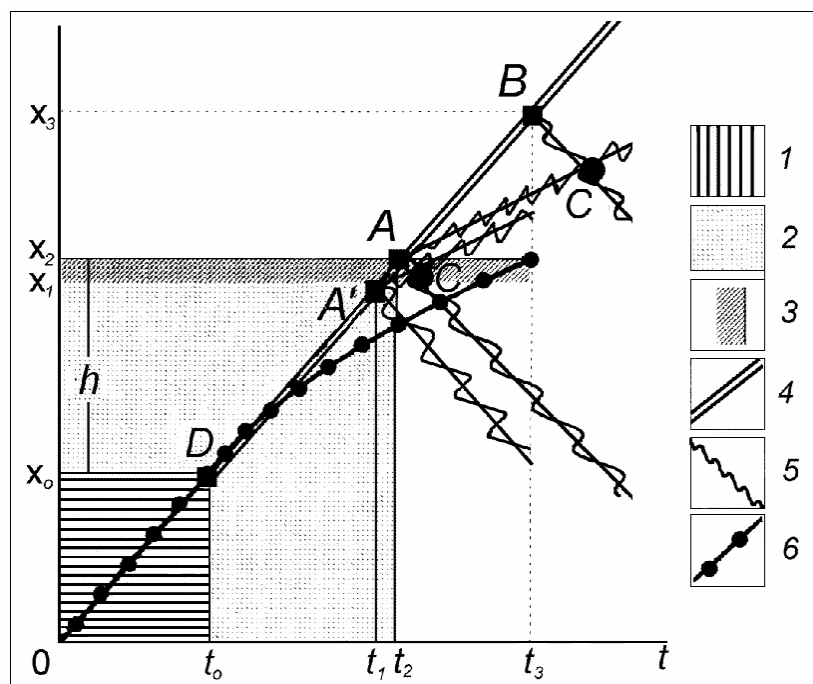


Рис. 2. Выход ударной волны на свободную поверхность (в точке x_2, t_2). УВ выходит на свободную поверхность и образует волну разгрузки, “бегущую” в обратном (по отношению к ударной волне) направлении. Длительность её импульса Δt , за это время ударная волна проходит по земной поверхности расстояние $\Delta x = x_3 - x_2$, h – глубина гипоцентра. В точке B так же возникает волна разгрузки, которая направлена против направления ударной волны.

В точке ($A: x_2, t_2$) ударная волна (4) выходит на свободную поверхность (см. рис. 2) и образует волну разгрузки (5), “двигающуюся” в направлении отражения (по отношению к ударной волне). Если в среде имеется не совсем открытая поверхность, например, - слой с различающимися плотностями среды (точка A' : x_1), то и на этой плоскости может возникнуть волна разгрузки. Длительность импульса ударной волны Δt конечна, за это время она проходит по земной поверхности расстояние $AB = \Delta x = x_3 - x_2$.

По теореме Цемплена, волна разрежения в среде с нормальными термодинамическими свойствами - образоваться может, но распространяться - нет (Зельдович, Райзер, 1966). Взаимодействие фронтов ударной волны и волны разгрузки происходит практически в точке возникновения волны разгрузки (разрежения). (Поэтому, выражения типа: “бегущая” волна разрежения, - взяты в кавычки). Как известно, на фронте ударной волны происходит сжатие вещества среды, а в области фронта волны разрежения - растяжение. Взаимодействие фронтов этих волн приводит примерно к удвоению величины растягивающих напряжений - разрывов. Это явление аналогично тому, как в электромагнитной волне, распространяющейся вдоль линии, возникает удвоение напряжения на ее разомкнутом конце.

Рис. 3 демонстрирует выполнение принципа Рейда, сформулированного им как «теорию упругой отдачи». Статическая подвижка по разлому AA – σ соответствует импульсному движению среды на поверхности при взаимодействии УВ с волной разрежения (ВР). УВ образуется в максимуме напряжений, согласно закону Кулона-Мора под углом в 45° к действующему напряжению.

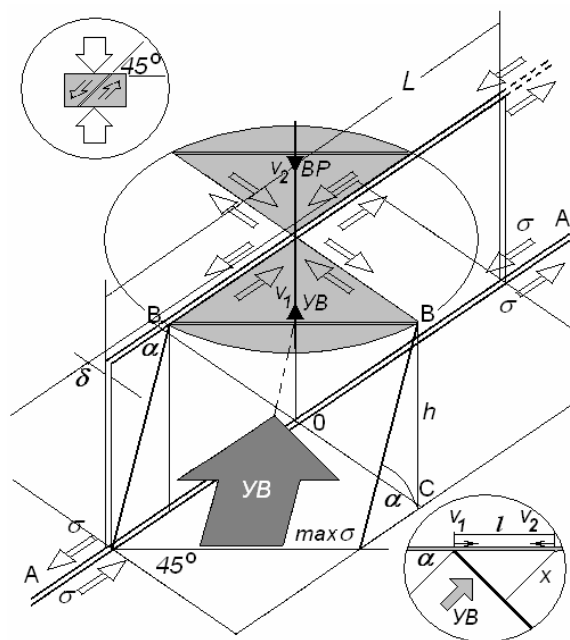


Рис. 3. Выход ударной волны (УВ) на поверхность под углом α к поверхности и углом 45° к направлению подвижек « σ » по разлому «АА» (закон Кулона-Мора). Взаимодействие УВ с волной разгрузки (ВР) приводит к подвижкам, повторяющим подвижки по разлому (выполнение принципа Рейда).

Взаимодействие ударных волн с преградой. Отколы и разрушения. Предлагаемый здесь принципиально новый механизм сильных движений среды при землетрясении, - основан на известной физике взаимодействия волн, возникающих при выходе ударной волны на «свободную» поверхность твердого тела. Наиболее полно этот вопрос рассмотрен в книге Забабахина (1997), которой будем придерживаться при изложении материала этого раздела.

Как известно, ударная волна - это волна сжатия, на очень узком фронте которой, термодинамические характеристики претерпевают разрыв. Эта волна, при прохождении через твердое тело, уплотняет его, а при расщеплении на внутренних неоднородностях тела, - приводит к генерации и излучению объемных волн. Ударная волна, как отмечалось выше, отличается от обычных акустических (сейсмических) волн ещё и тем, что вслед за фронтом УВ происходит движение (течение) вещества твердого тела, причем массовая скорость этого течения значительно меньше скорости ударной волны, и, чем интенсивнее ударная волна, тем выше массовая скорость. При выходе ударной волны на поверхность твердого тела образуется волна разрежения, двигающаяся в сторону, обратную движению ударной волны. Образование волн, идущих в обе стороны от «свободной» поверхности принято называть *распадом разрыва*. Разрыв в начальных условиях распространения УВ действительно исчезает, так как образуются два других разрыва. В книге (Забабахин, 1997) рассмотрены четыре возможных типа распада разрыва, из которых нас будет интересовать лишь четвертый. Все типы распада разрыва изображены на рис. 4 (сверху вниз):

- Образование двух ударных волн. Такой тип распада встречается при выходе УВ из более «мягкого» вещества в более «жесткое».
- Образование ударной волны и волны разрежения. Это происходит при выходе УВ из более жесткого вещества в более мягкое. Массовая скорость частиц более жесткого вещества удваивается и в нем начинает распространяться волна разрежения.
- Образование двух волн разрежения. Они возникают в том случае, когда, строго говоря, разрыва в начальных условиях нет, а волна разрежения приходит на границу двух сред, до этого сжатых и покоящихся. На Земле такая ситуация может возникнуть при выходе

ударной волны на поверхность и образовании волны разрежения. Волна разрежения приходит на границу двух сред, например, грунта, лежащего на гранитном основании, либо рыхлого грунта на границе вечной мерзлоты и т.п. Волна разрежения является фактически волной плавного изменения состояния и не носит характера ударной волны, т.к. фронт такой волны имеет конечную ширину.

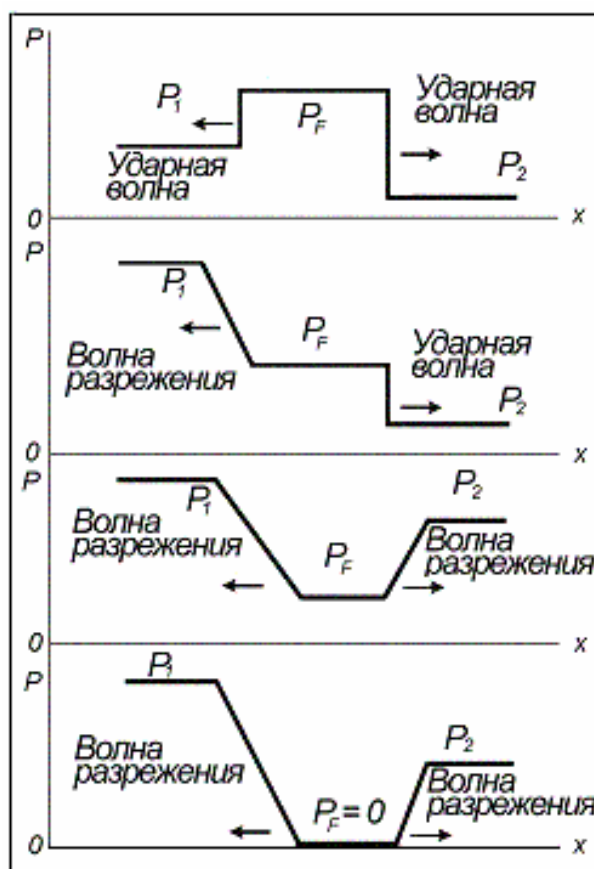


Рис. 4. Возможные типы распада разрыва (Забабихин, 1997). Давления P_1 и P_2 – на фронтах волн ударной и разрежения, давление P_F – в теле, после прохождения по нему этих волн. Стрелки – направления распространения волн.

- Образование двух волн разрежения и разрыва сплошного вещества возможно при слабом начальном сжатии. При интенсивной волне разрежения элементы вещества начинают двигаться друг от друга в противоположных направлениях, т.е. происходит откол, - разрушение ранее целого и компактного вещества.

Особенности сильных движений. В течение последних 25 лет в сейсмически опасных регионах США и Японии созданы измерительные и информационные сети, позволяющие фиксировать комплекс явлений на земной поверхности в момент землетрясения. Например, землетрясение, в Нортридже, вблизи Лос-Анжелеса было зарегистрировано примерно 150 приемниками GPS (Global Positioning System) с точностью перемещений грунта порядка 1 мм. Кроме этого, использовались геодезические приборы, сейсмические датчики ускорений и т.п. Объем информации по сильным движениям Нортриджского землетрясения так велик, что выбрать какую-либо конкретную деталь, и на ней сконцентрировать внимание, просто невозможно. Надо сказать, что данных по землетрясению в Кобе (Япония) 1995 г. не меньше, чем в Нортридже.

Обсудим особенности сильных движений грунта при землетрясении. В качестве примера, остановимся на данных, полученных с помощью датчика горизонтальных перемещений, установленного в 80 м. на 65° СВ от разлома Сан Андреас, в момент Паркфилдского землетрясения 1966 г. Зависимость ускорения, скорости и величины смещения, грунта Паркфилдского землетрясения 1966 г., приведены в книге Аки и Ричардса (1983). Анализируя эти данные, можно видеть, что поведение упругой среды (грунта) скорее характерно для жидкости. Действительно, колебания смещений среды в горизонтальном направлении в момент землетрясения, напоминают волны на воде при падении в неё камня. Можно оценить: длительность периода колебаний $T \approx 1$ с, среднюю величину групповой (массовой) скорости $u \approx 10$ см/с (максимальное значение u в 80 метрах от разлома более 50 см/с), волновое число $k = \omega/u \approx 0.1$ см⁻¹. Величины k и ω для волн на поверхности жидкости связаны дисперсионным уравнением:

$$\omega = [g k + (\alpha^* k^3)/\rho]^{1/2}, \quad (14)$$

где ρ - плотность среды, g – ускорение силы тяжести, α^* - коэффициент поверхностного натяжения. Подстановка в эту формулу оцененных нами данных, позволяет судить о величине «поверхностного натяжения» грунта, приобретшего, при ударной нагрузке на него в момент землетрясения, свойства, характерные для жидких сред. Величина α оказывается порядка 10^5 дин/см (для сравнения α :* воды ≈ 70 дин/см, литосферы $\approx 10^{19}$ дин/см). Таким образом, полученная нами оценка величины поверхностного натяжения не слишком экзотична и вполне может оказаться реальной. При этом грунт, в момент его сильного нагружения, может проявлять вызванную пластичность и действительно вести себя как «вязкая жидкость». Далее рассмотрим несколько примеров сильных движений грунта при землетрясении.

Откольные явления в грунтах. Приведем результаты экспериментов по исследованию явлений отколов в грунтах, возникающих при взрывах в скважинах, выполненных более 30 лет тому назад (Гвоздев, Кузнецов, 1967). Эксперимент состоял в регистрации коротких импульсов от взрыва небольших зарядов взрывчатых веществ, помещенных в скважину на глубину до 20 м, с помощью широкополосной сейсмической аппаратуры. С увеличением веса заряда (или уменьшением глубины его заложения) форма регистрируемого импульса менялась. На больших глубинах и малых зарядах, импульс был практически однополярен. Отколов грунтов при этом не наблюдалось. С увеличением веса взрывчатых веществ, на регистраторе появлялся второй импульс, следующий за первым, причем обратной полярности. С появлением второго импульса наблюдались отколы. Расположение датчика в скважине на сравнительно небольшой глубине приводило к тому, что на этом датчике второго импульса не наблюдалось, в то время как и отколы, и второй импульс на датчике, установленном на грунте, - регистрировались. Эти эксперименты демонстрируют возникновение волны разгрузки, следующей за ударной волной, и ее действие - отколы, а также ее быстрое затухание на сравнительно небольших глубинах. Заметим, кстати, что неоднократные попытки проследить трещины, образовавшиеся при землетрясении вглубь, заканчивались безуспешно: на глубине, большей, чем наблюдаемая глубина открытой трещины, она никогда не прослеживается (частное сообщение академика Н.Н.Пузырева).

Особенности сильных движений землетрясений. Физику землетрясений нельзя понять, если базироваться только на теоретических моделях, натуральных и лабораторных экспериментах. Решающую роль должны сыграть непосредственные наблюдения за сильными землетрясениями, выявление их общности и различий, пространственных и временных особенностей и закономерностей макросейсмике. Выясним, может ли оказаться полезным использование ударно-волновой модели при обсуждении особенностей явлений в грунте, сопровождавших сильные землетрясения.

Нортриджское землетрясение ($M = 6.7$; 17.01.1994). Любая теория явления, а так же его физическая модель, - проверяются опытом, т.е. экспериментом или качественными наблюдениями. В этом плане наблюдения за Нортриджским землетрясением 1994 г в своем роде - уникальны. Воспользуемся данными наблюдений, полученными американскими сейсмологами в момент прохождения этого землетрясения и некоторое время спустя после него. Используемые нами данные в значительной массе собраны в специальном выпуске BSSA (Northridge, 1996).

Наиболее изученное из землетрясений, - Нортриджское произошло вблизи Голливуда, пригорода Лос Анжелеса, в сейсмоопасном и густонаселенном районе, где сосредоточено наибольшее количество сейсмической измерительной аппаратуры. Особую ценность, на наш взгляд, представляют собой результаты измерения трех компонент сильных движений на специально оборудованном полигоне Van Norman Complex (Bardet, Davis, 1996), а так же результаты исследования величины и направления подвижек в очаге землетрясения.

Нортриджское землетрясение 6.7 баллов (энергия $\sim 10^{22}$ эрг) произошло 17 января 1994 г. Координаты гипоцентра $32.2^\circ N$; $118.5^\circ W$; глубина 16.6 км. Сейсмический момент $1.2 \cdot 10^{26}$ дин-см. Ориентация разлома: направление 131° ; наклонение: 50° ; уклон: 115° . Размер зоны разрушений 20×20 км², скорость разрыва 2.8 км/с, фрактальная размерность $D = 2$, напряжение $\Delta\sigma = 100$ бар (Anderson, Yu, 1996).

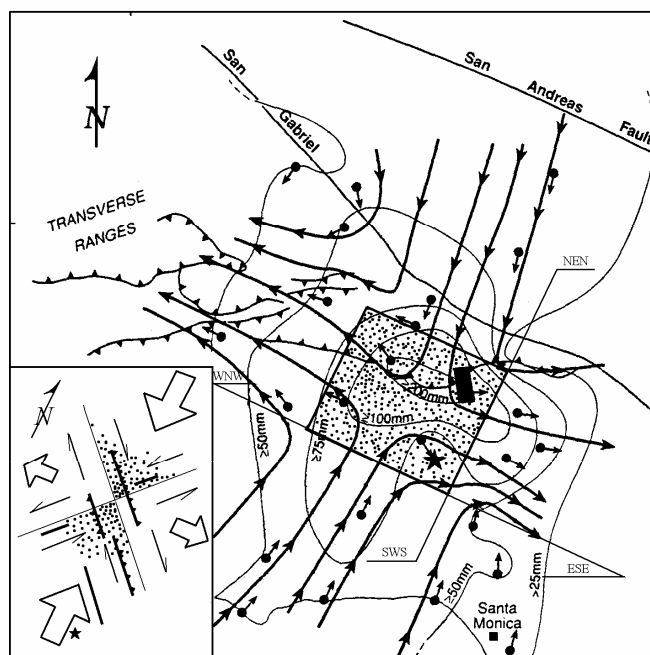


Рис. 5. Расположение GPS станций (точки) в момент Нортриджского землетрясения. Звезда – эпицентр землетрясения, выделенный прямоугольник – область сильных движений, черный прямоугольник – специальный полигон VNC, стрелки показывают направления горизонтальных движений грунта. Слева, на вставке, - направление сжимающих и растягивающих сил в районе разлома Сан-Андреас.

На рисунке 5 представлено расположение GPS станций в районе Нортриджского землетрясения и величины перемещений грунта в момент толчка в горизонтальном направлении. Точками выделен прямоугольник размером 20×20 км², на который приходился основной удар землетрясения, звездочкой – эпицентр землетрясения. Одна сторона прямоугольника ориентирована WNW-ESE, другая NEN-SWS. Черный маленький прямоугольник внутри выделенного соответствует положению Van Norman Complex, где были зарегистрированы сильные движения почвы. Слева внизу на вставке показано

распределение действующих при землетрясении сил и направлений подвижек на поверхности.

Рисунок 6 показывает величины вертикальных и горизонтальных амплитуд и скоростей перемещений грунта, измеренных на Van Norman Complex (Bardet, Davis, 1996). Черные прямоугольники на рис. 6 соответствуют усредненным за 1 секунду величинам направлений смещений и векторов скоростей. Анализируя амплитуды и скорости перемещений грунта, приведенные на рис. 6, можно выделить некоторую квазипериодичность процесса $T \approx 2-3$ сек. Видно, что амплитуда горизонтальных перемещений и скоростей больше, чем вертикальных, примерно в 2 – 3 раза, при этом амплитуда вертикальных колебаний порядка $h \approx 10 - 20$ см. Максимальная скорость горизонтальных движений грунта достигает 177 см/с, средняя скорость вертикальных, - 10 – 20 см/с. Максимальная амплитуда горизонтальных движений - до 40 см. Условная длина волны вертикальных колебаний $\lambda \approx$ не более 50 см. Отношение h/λ не менее $1/5$, что говорит о неустойчивости волн (Условие устойчивости: $h/\lambda < 1/2\pi$).

Анализ данных по сильным движениям показывает, что в отмеченном на рис.10-5 прямоугольнике максимальных разрушений (размером 20×20 км²) в момент толчка произошло поднятие (см. рис. 1) грунта на высоту ≈ 50 см.

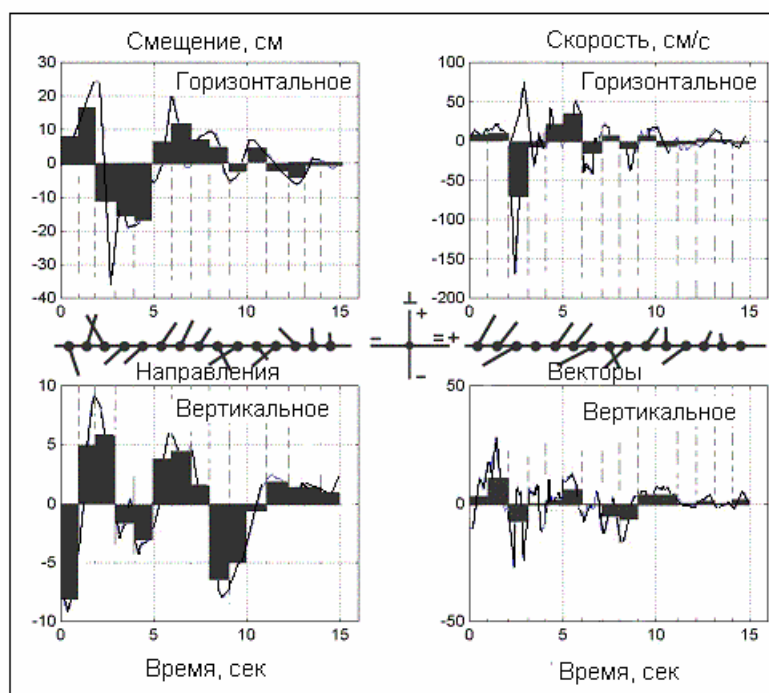


Рис. 6. Временная зависимость продольных компонент (transverse, vertical) скоростей и смещений, записанных на станции Van Norman Complex (Bardet, Davis, 1996).

Чуйское землетрясение на Горном Алтае ($M = 7.5$) произошло на юге Горного Алтая, на территории Кош-Агачского района, 27 сентября 2003 г. в 11 час. 33 мин. по Гринвичу. Землетрясение сопровождалось афтершоками, наиболее сильные из них два: первый - 27.09.03 в 18 час. 52 мин. по Гринвичу с магнитудой $M = 6.4$ и второй - 1.10.03 в 1 ч. 03 мин. 28 сек. по Гринвичу с магнитудой 7.0. Главный удар афтершока 1 октября произошел в районе пос. Акташ (место расположения сейсмостанции), где отмечались повреждения зданий 7-ми, 8-ми бальной интенсивности.

Очаг землетрясения, в ходе вспарывания земной коры, «вышел на поверхность» в виде системы первичных сейсморазрывов (рис. 7). Эта система прослеживается на протяжении 20 км в бассейне р. Чаган-Узун на восточном погружении Северо-Чуйского хребта (рис. 7). Первичный характер разрывов характеризуется их морфологией и тем, что эти трещины представляют собой систему параллельных рвов, секущих различные формы рельефа. Эта система вытянута в северо-западном направлении.

Сеймотектонические разрывы представляют собой эшелонированную систему трещин сжатия и расширения, укладываемую в линию СЗ простираения. Такая структура сеймотектонического разрыва, по мнению авторов (Геодаков и др. 2003), характеризует подвижку в очаге как сдвиг в горизонтальной плоскости. Строение зоны сейсморазрывов несколько отличается для различных участков. Так, например, на водоразделе рек Чаган и Елангаш разрыв разветвляется на две основных трещины, которые затем смыкаются, представляясь в виде трещин северо-западной ориентировки. Наблюдается правостороннее смещение на 0.5 м. по западной ветви разрывов. По восточной ветви - смещение достигает 0.2 м. Блок, заключенный между этими рвами, опущен на 0.2-0.3 м и рассечен многочисленными диагональными трещинами. Авторы отмечают, что в зоне эпицентра Чуйского землетрясения находятся следы предыдущих землетрясений, которые, так же как современные, были следствием разрядки одного и того же очага. Чуйское землетрясение, по всей видимости, не является уникальным, - оно лишь несколько «обновило» следы прошлых, возможно, более сильных землетрясений. Этот факт однозначно демонстрирует, что очаг сильного землетрясения оказывается «привязанным» к определенной геологической структуре.

Сильные движения грунта и его разрушения, произошедшие во время рассмотренных нами выше землетрясений, находят непротиворечивое объяснение в контексте ударно-волновой модели.

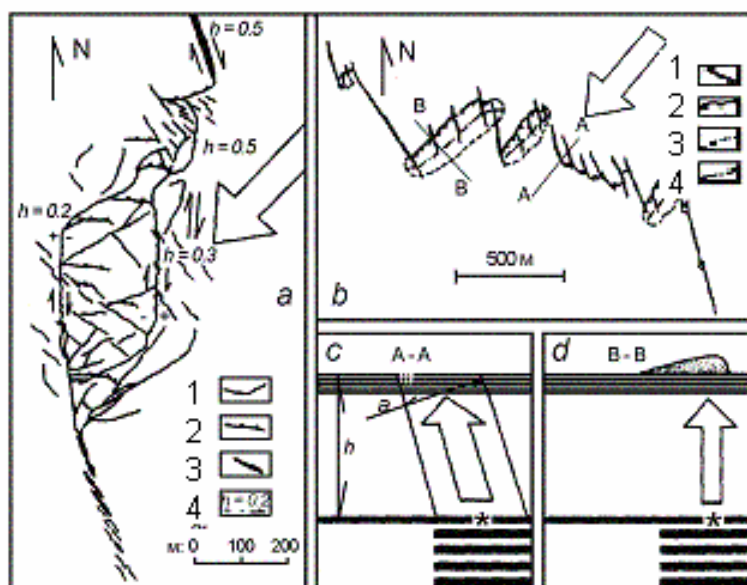


Рис. 7. Слева: (а) структура сейсморазрыва на водоразделе рек Чаган и Елангаш: 1 – закрытые трещины и разрывы, 2 – валы вспучивания, 3 – сейсморвы, 4 – амплитуда (м) и направления смещения. Большая стрелка – направление главного удара, параллельные стрелки – направления подвижек почвы. Справа вверху: (b) структура сейсморазрыва на водоразделе р. Талдура-Кускуннур. 1 – сейсморвы; 2 - бровки валов вспучивания; 3 – контуры валов вспучивания; 4 – оси валов вспучивания (Геодаков и др. 2003). Справа внизу: (с, d) разрезы по А-А и В-В, звездочка – гипоцентр, стрелка – направление главного удара, а - фронт УВ.

Рассмотрим два различных подхода к оценке энергии разрушений в эпицентре землетрясения: один, - с точки зрения теории упругости, другой - гидродинамики. Обратим внимание на то, что в преобладающем большинстве работ по физике землетрясения принято считать потери на разрушения очень малыми, - менее одного процента от полной энергии землетрясения. Выясним, насколько справедливо это утверждение в случае Чуйского землетрясения.

Сейсмическая энергия. В механике землетрясения принято считать, что сейсмическая волна, достигая поверхности Земли, вызывает смещение земной поверхности x :

$$x = a \cos(2\pi t/T_0),$$

тогда скорость движения грунта:

$$V = -(2\pi a_0/T_0) \sin(2\pi t/T_0).$$

Удельная энергия:

$$e = (\rho/4) (2\pi t/T_0)^2,$$

Кинетическая энергия, излучаемая очагом:

$$E = 3\pi^3 h^2 c t_0 \rho (a_0/T_0)^2.$$

Здесь a_0 и T_0 – амплитуда и период волны, h - глубина очага, c – скорость распространения волны, $t = nT_0$ – длина цуга волн.

Оценим величину (a_0/T_0) , принимая: $c = 3,6$ км/с, $h = 18$ км, $\rho = 2,7$ г/см³ и $E = 10^{23}$ эрг. Величина (a_0/T_0) , иначе, скорость движения грунта, $V \approx (5 - 10)$ см с⁻¹. По-видимому, эту оценку можно принять как некоторое усреднение, т.к. в эпицентре 7.5 бального землетрясения скорость движения грунта значительно (в 10 – 20 и более раз) выше, хотя, конечно, это утверждение измерениями не обосновано. Тем не менее, такая оценка полезна, и в дальнейшем, обсуждая параметры сильных движений в эпицентре Чуйского землетрясения, будем ориентироваться на неё.

Характерно, что в формуле для E нет расстояния до места прихода излучения от очага. По-видимому, это имеет глубокий смысл. Например, если оценить величину $\sigma = \rho c V$, где c – скорость звука, то оказывается, что напряжение σ соответствует примерно 1 бар. Как было оценено выше, напряжение в волне в 1 бар было зарегистрировано на сейсмостанции в Новосибирске (4 балла). Однако, главный толчок Чуйского землетрясения в Барнауле вызвал сотрясение всего в 2 балла, хотя Барнаул в два раза ближе к эпицентру, чем Новосибирск.

Энергетика сильных движений. Воспользуемся формулой: $p = \rho D u$, где примем: $D = 3,5$ км/с, $u = 1$ м/с, $p = 100$ бар (полагая, что сброшенное сдвиговое напряжение примерно равно давлению p). Как отмечалось выше, эти параметры измерены при наблюдении Нортриджского землетрясения в Калифорнии и примерно соответствуют его энергетике ($M = 6,7$). Энергия Чуйского землетрясения ($M = 7,5$) примерно на порядок выше, следовательно, величины D и u , соответственно, выше.

Предположим невероятный случай, что вся энергия землетрясения E пошла, например, на разуплотнение грунта на поверхности $S = 10 \times 10$ км² под действием волны разрежения. В этом случае глубина слоя разуплотнения грунта была бы равна $E/pS = 10$ метрам. Эта оценка показывает масштаб явления. Грубая оценка суммарной длины очень сильных сейсморазрывов Алтайского землетрясения примерно 5 км, хотя мелкие разрывы прослеживаются на расстоянии до 100 км. Если принять глубину разрывов 5 м, а ширину – 20 м, то объем, который подвергся разрушению, равен $5 \cdot 10^5$ м³. На эту «операцию» было затрачено примерно $5 \cdot 10^{19}$ эрг. Оценим объем грунта, подвергшегося вспучиванию. Оказывается, что грубая оценка величины этого объема равна объему трещин. Возможно, это совпадение, но, возможно, - это реализация закона сохранения массы в ударной волне.

В любом случае, суммарная энергия, потраченная на получение разрывов и вспучиваний, составляет примерно 10^{20} эрг на один из многих участков земной коры в эпицентре землетрясения. Будем, к примеру, считать, что таких участков 10, тогда получается, что на реализацию этого типа сильных движений и разрушений в эпицентре землетрясения «уходит» примерно 1 % от суммарной энергии. Пока не учитывалась часть энергии, которая «пошла» на работу грифонов, подвижку среды как квазижидкости и образование оползней.

Оценим, для сравнения, порядок кинетической энергии, израсходованной на образование грифона. Воспользуемся формулой Пуазейля для оценки объемного расхода жидкости $V(\text{см}^3/\text{с})$, изливающейся через круглое отверстие радиусом R , длиной «трубы» l , вязкостью «жидкости» η и под давлением Δp :

$$V = (\pi R^4/8\eta l) \Delta p$$

Подставляя $R = 10^2$ см, $\eta = 10^5 - 10^6$ Пз, $l = 10^2$ см, $\Delta p = 10^8$ дин/см², получаем: $V = 10^8$ см³/с. Учитывая, что время «работы» грифона порядка нескольких минут, масса (объем ΔV) выброшенного материала может достигать: $m \geq 1000$ т. Положим, что линейная скорость переноса массы m порядка $v = 10^4$ см/с, это позволяет сделать грубую оценку кинетической энергии работающего грифона: $E = 10^{17}$ эрг. Величину E можно оценить и по формуле: $E = \Delta p \Delta V$. Подставляя: $\Delta p = 10^8$ дин/см², $\Delta V = 10^9$ см³, получаем ту же величину E . Даже если допустить, что во время Чуйского землетрясения «работало» 100 таких грифонов, их суммарная энергия ($E = 10^{19}$ эрг) оказывается значительно меньше (в сто раз), чем энергия, которая пошла на образование сейсморазрывов.

Анализируя приведенные данные, вернемся к одной интересной особенности сильных движений. Сильные движения почвы имеют, несомненно, колебательный неустойчивый характер. Можно считать, что среда, в которой происходят подобные затухающие колебательные движения, ведет себя как «квазижидкость», в которой возбудили горизонтальные колебания (см. рис. 6). Фазы вертикальных и горизонтальных перемещений и скоростей не совпадают. Характерный вертикальный размер пространства, на котором наблюдается колебательный процесс: $a \approx 1$ м, величина напряжения в главном толчке землетрясения: $\sigma \approx 100$ бар. Знание этих параметров позволяет оценить величину вязкости «жидкой» среды: $\eta = \sigma a/v \approx 10^7$ Па с. Оценка вязкости показывает, что вещество верхнего слоя почвы действительно находится в момент землетрясения в квазижидком, пластическом состоянии. Подобные оценки и сам подход к ним следуют из книги (Зельдович, Райзер, 1966).

Смыкание откола. При соблюдении некоторых условий образовавшийся откол (разрыв сплошности материала) может сомкнуться. Для этого в материале должна возникнуть волна сжатия, т.е. ударная волна, которая может остановить процесс откола. Условия возникновения УВ могут быть связаны как с внутренними причинами, т.е. особенностями распространения волны разгрузки, так и внешними, - заключающимися в особенностях волновой обстановки вокруг материала, претерпевающего откол. Возможно, подобное явление, т.е. раскрытие трещины и, следующее за ним, смыкание её, наблюдал очевидец (пастух) во время Чуйского землетрясения в районе с Чибит. По словам очевидца, скорости раскрытия трещины и последующего её смыкания были сравнительно невелики, а сам процесс хорошо различался во времени. Опытные сейсмологи утверждают, что подобные случаи встречались и раньше, например, на Памире. Для объяснения этих фактов необходимо в рамках модели сильных движений получить оценки времени и скорости образования сейсморазрывов, различимых глазом, которые должны быть сравнимы со скоростями прихода к сейсморазрывам ударных волн.

Влияние прочности материала на скорость откола. Обсуждая проблему откола (разрыва), предполагалось, что для проявления этого явления достаточно того, чтобы плотность вещества после выхода ударной волны на поверхность оказалась ниже исходной. Действительно, это не совсем верно. Для начала откола необходимо, чтобы плотность оказалась меньше заданной, заранее определенной. Это связано с тем, что вещество, через которое распространяется УВ, обладает прочностью σ_p .

О прочности грунта. Известно, что теоретическая прочность на разрыв твердого тела $\sigma_p \approx 0.1 E$, где E – модуль Юнга. Учитывая справочные данные, скорости сейсмических волн в грунте и его плотность, можно с уверенностью считать, что величина $E \approx 1$ кбар. Фактически прочность меньше чем σ_p примерно в 100 – 1000 раз. Для грубых, качественных оценок примем $\sigma_p = 1 - 10$ бар, или $10^6 - 10^7$ дин/см², что соответствует давлению вышележащих слоев грунта $p = \sigma_p = \rho gh$ на глубине h порядка нескольких метров (обычная для землетрясений глубина разрыва поверхности).

Скорость сейсморазрыва. Будем полагать, что возникновение первичных трещин сейсморазрывов в грунте идентично появлению откола в твердом теле при воздействии на него ударных волн. В этом случае можно написать формулу для величины скорости раздвижения трещины U :

$$U = 1/\rho_0 \times \partial P/\partial x \Delta t,$$

где $\partial P/\partial x$ – градиент давления, Δt – время процесса. Очевидно, что $\partial P/\partial x = \sigma_p/\delta x$, где σ_p – растягивающее напряжение, при котором происходит откол, δx – толщина слоя откола (ширина трещины сейсморазрыва). Полагая Δt – время выхода ударной волны на поверхность до момента образования откола: $\Delta t = \delta x/C$, C – скорость звука, получаем выражение для скорости U :

$$U = \sigma_p / \rho_0 C,$$

что позволяет оценить порядок величины скорости (в нашей интерпретации) раскрытия трещины-разлома U . Скорость оказывается порядка нескольких метров в секунду. По-видимому, это несколько заниженная оценка, так как, со слов очевидцев, раскрытие трещины происходит, как говорится, «на глазах у свидетеля». По-видимому, человеческий глаз способен различить скорость порядка 100 м/с. Это потребует корректировки (увеличения ~ в 10 раз) величины σ_p , что вполне правдоподобно. Важно, что скорость раскрытия трещины прямо связана с прочностью материала, что так же вполне правдоподобно.

Распространение ударной волны от очага до поверхности.

Расщепление ударной волны в очаге на примере Нортриджского землетрясения. Очаг землетрясения в сейсмологии изучается не только по характеру разрушений и направлению подвижек земной поверхности в непосредственной близости от эпицентра разрушений. Значительно больше информации об очаге получают, как правило, по данным наблюдений на удаленных от очага сейсмостанциях. Эта информация переносится объемными волнами. Давно известно, что характер подвижек в окрестности очага (сжатий и разрежений) повторяется в фазе вступления объемных волн. Таким образом, модель очага, претендующая на адекватное описание процессов, должна находить объяснение этому известному факту.

Из физики ударных волн, распространяющихся в твердых телах при движении ударной волны со скоростью $c_0 < V_p$, известно, что на неоднородностях земной коры и литосферы в очаге землетрясения, может происходить расщепление ударной волны. С расщеплением связано возникновение волны растяжения и, кроме этого, генерация «пластических» и объемных волн. Далекими сейсмостанциями фиксируются именно те объемные волны, которые возбуждаются в очаге при расщеплении ударной волны. По

характеру распространения этих волн обычно делается заключение о механизме очага землетрясения.

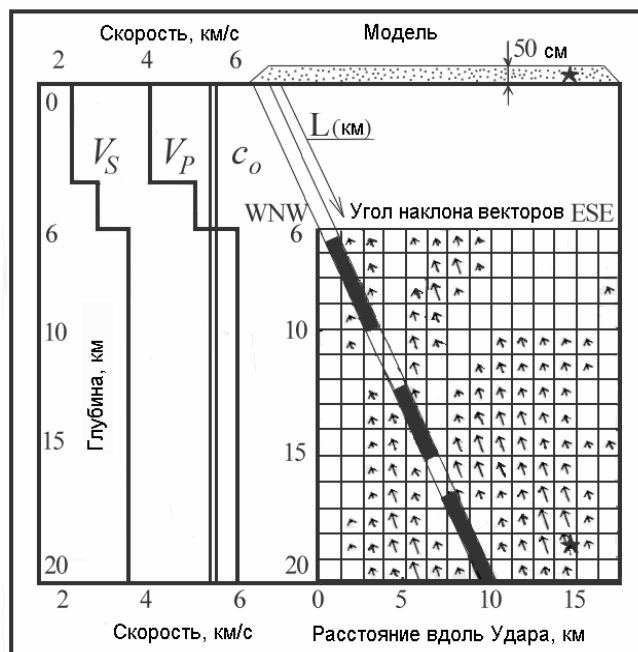


Рис. 8. Модель разрывов Нортриджского землетрясения (справа) (Somerville et al., 1996; Zeng, Anderson, 1996). В левой части рисунка - распределение скоростей P-, S-волн и ударной волны c_0 - по глубине (Shen et al., 1996).

Рассмотрим процессы, сопутствующие распространению УВ по очагу землетрясения, т.е. по геологической среде, от места образования УВ – гипоцентра землетрясения, до поверхности Земли. Положим, что геологическая среда обладает неоднородностями в виде слоистости, трещиноватости, резких изменений плотности и скорости звука и т.п. На принятом в физике ударных волн языке, все неоднородности можно считать слабыми разрывами. Приведем несколько положений теории этих явлений, имеющих непосредственное отношение к физике землетрясения в рамках ударно-волновой модели на примере Нортриджского землетрясения.

На рис. 8 справа, изображена модель разрывов Нортриджского землетрясения. В левой части рис. 8 показано одномерное распределение скоростей сейсмических P- и S-волн по глубине (Shen et al., 1996). На рис. 8 отчетливо видно, что уменьшение скоростей P- и S-волн соответствует глубине 6 км. Отметим, что именно на этой глубине наблюдается исчезновение векторов slip. Видно, что структура векторов не равномерная, а состоит из трех отдельных друг от друга участков. Это демонстрирует наклонная линия, в которой наличие slip, проектируемое на эту линию, отмечено черным цветом. Предположим, что изображенная картина векторов, это временной «срез» явления. «Разрыв» происходит вдоль этой линии, длина которой L примерно 22 км. Вдоль этой линии можно изобразить временную шкалу, на которой выделяются три, следующих один за другим удара. В работе (Zeng, Anderson, 1996) показано, что главный удар землетрясения в Нортридже, состоит из трех, следующих друг за другом, импульсов. Длительность главного удара землетрясения, по основанию импульса, составляет $\tau \approx 8$ сек. Скорость разрыва равна $V = L/\tau = 2.8$ км/с. Как следует из (Shen et al., 1996), величины slip векторов максимальны и равны 4 м в районе гипоцентра землетрясения. Их величина меняется в очаге в интервале от 0.5, до 3 м, а выше 6 м векторов вообще не наблюдается, угол наклона векторов к горизонту $\sim 60 - 70^\circ$.

Согласно наблюдениям, объемные волны возбуждаются на всем протяжении очага - от эпицентра землетрясения, практически до поверхности Земли. Обратим внимание на

такую деталь, следующую из работы (Somerville et al., 1996): на глубине двух-трех километров и выше (рис. 10-8), т.е. вблизи земной поверхности, генерации объемных волн не наблюдается.

Для решения этой задачи обратимся к физике распространения УВ и образования ВР в сплошной среде. Волна разгрузки может образоваться не только при выходе УВ на свободную поверхность, а, как показано Зельдовичем и Райзером (1966), и при прохождении ее через вещество, нагруженное внешним давлением. Для этого необходимо выполнение ряда условий: Вещество должно быть сжато внешним давлением до величины порядка предела текучести материала ($p_{кр}$). Амплитуда УВ должна быть больше $p_{кр}$. В этом случае возбуждаются и распространяются по среде две волны, одна - "упругая", со скоростью v_p , другая - "пластическая", со скоростью $c = (K/\rho)^{1/2}$. УВ расщепляется на упругую и пластическую волны. По нагруженному телу "бежит" ударная волна разгрузки в сторону, обратную распространению УВ. Кроме этого, может образоваться еще и пластическая волна разгрузки, "двигающаяся" вслед за ударной, но с меньшей скоростью.

Описанное явление - не теоретическое предположение, оно реально наблюдалось в экспериментах с боковой разгрузкой ударных волн (Зельдович, Райзер, 1966). Заметим, что если скорость УВ значительно выше, чем местная скорость звука, расщепления волн вообще не происходит.

Соотнесем сказанное к нашей модели. Предположим, что предел текучести материала среды ($p_{кр}$) порядка 1 кбар. Это давление примерно соответствует глубине около 3 км. Кроме этого, по нашим оценкам, скорость УВ примерно (5 - 6) км/с. Скорость распространения Р-волн такого порядка значений, соответствует глубине около 2 - 3 км. Отсюда следует, что на глубинах меньших 2 - 3 км расщепления УВ и генерации ВР происходить не может. Действительно, этот эффект наблюдался при землетрясении в Нортридже. Здесь, на вертикальном разрезе (рис. 8), проходящем через гипоцентр землетрясения, определены вектора подвижек, соответствующие интенсивности объемных волн (Somerville et al., 1996). Как следует из этой работы, все волновые векторы направлены под углом $\approx 45^\circ$ к горизонту, а их интенсивности изменяются, от максимальной до нуля, вдоль плоскости разреза. На малых глубинах (2 - 3 км) векторов подвижек нет. Они не наблюдаются так же в некоторых более глубоких областях разреза. Полученный результат можно интерпретировать (в рамках нашей модели) следующим образом: На малых глубинах нет эффекта расщепления УВ, поэтому не возникает ВР, поэтому нет и генерации объемных волн. Факт, что генерации объемных волн в некоторых частях разреза не происходит, может говорить, например, о том, что УВ, на своем пути, встречается с ослабленной зоной среды очага. В этой зоне не происходит расщепления УВ, либо она пересекает область пространства, в которой, по ряду причин, скорость звука значительно ниже скорости распространения УВ, что тоже может служить препятствием к расщеплению УВ и т.п. Заметим, что развиваемый нами подход находит простое и естественное объяснение еще одному явлению. Речь идет о том, что при взрывах атомных и водородных зарядов, сейсмостанциями регистрируется только волна сжатия и никогда не записывается волна обратного знака. По-видимому, это связано с тем, что ядерные заряды подрывают на таких небольших глубинах, на которых не может происходить расщепления УВ и, соответственно, генерации объемных волн.

Афтершоки. Как известно, после сильного землетрясения в области его очага возникает рой повторных землетрясений, глубина гипоцентров которых, как правило, находится выше, чем плоскость основного удара. Согласно нашей модели, для образования объемных волн, возникающих при прохождении УВ от гипоцентра к земной поверхности, на ее фронте должны развиваться давления порядка предела текучести вещества, через которое распространяется УВ. Очевидно, что в таком случае на фронте УВ должно происходить "закрытие" (залечивание) трещин, наличие которых препятствовало (по нашей модели) возникновению акустически активной среды и образованию

землетрясения. После такого “закрытия” трещин, - среда оказывается вновь способной к генерации ударных волн. Однако по прошествии определенного времени, пространство очага постепенно вновь заполняется не залечивающимися трещинами и перестает быть способным к генерации УВ. Эта идея является очевидным следствием нашей модели. В качестве подтверждения её правомерности приведем рис. 9 (Wald et al., 1996), из которого следует, что после Нортриджского землетрясения 1994 г. максимальная концентрация афтершоков соответствует плоскости главного удара этого землетрясения. Звезда на этом рисунке показывает положение гипоцентра, угол подхода главного удара к дневной поверхности, как мы отмечали раньше, составляет примерно 40-45°. Максимум разрушений Нортриджского землетрясения располагается строго на север от гипоцентра (эпицентра) землетрясения, в то время как максимум афтершоков немного (градусов на 20) повернут в восточном направлении (в сторону Голливуда). Рисунок 9 показывает, что проекция афтершоков на дневную поверхность приходится на область между гипоцентром землетрясения и эпицентром максимальных разрушений, т.е. в области максимальных значений амплитуды ударной волны, как это и должно следовать из нашей модели.

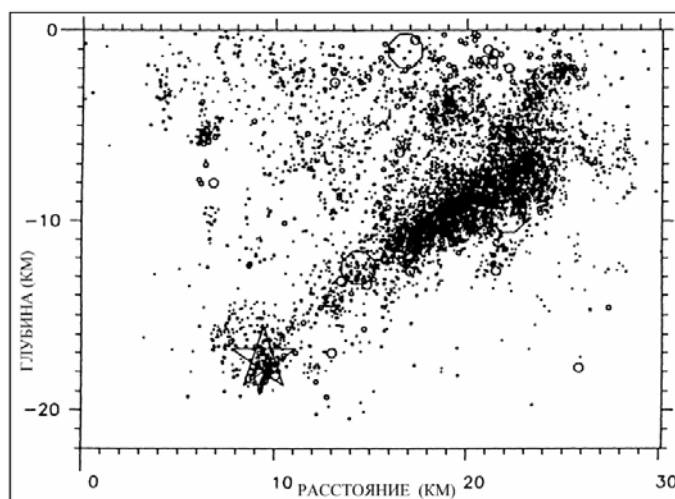


Рис. 9. Афтершоки Нортриджского землетрясения 1994 г. “повторяют” структуру “основного удара” этого землетрясения (Wald et al., 1996).

Обратим внимание на хорошо известный сейсмологам факт: после глубокого землетрясения афтершоки практически отсутствуют, однако, и эта закономерность иногда нарушается. Авторам (Wiens et al., 1994) после глубокого (564 км) землетрясения 9 марта 1994 г. (с магнитудой $M_w = 7.6$) в районе Тонга удалось наблюдать с помощью восьми широкополосных сейсмографов первую серию афтершоков. Афтершоки (82 события) затухали после главного толчка по степенному закону в течение 42 суток и имели магнитуды от 3.8 до 6.0. Главный толчок, и большинство афтершоков, - локализованы вдоль вертикальной плоскости главного удара с максимальным расстоянием от нее не более 5 км, что так же, как в первом случае, подтверждает нашу модель.

Подход к землетрясению как к комплексу явлений сопутствующих генерации ударной волны, распространению её по геологической среде при формировании очага и выходу волны на поверхность Земли, позволяет найти логическое решение задачи, связанной с выяснением характера распределения афтершоков во времени и пространстве. Как известно, после сильного землетрясения в пространстве, занимаемом очагом землетрясения, возникает последовательность более мелких, чем основной удар землетрясений, называемых афтершоками. Спад числа афтершоков во времени после главного удара характеризуется гиперболической зависимостью (закон Омори):

$$N(t) \sim 1/t^\zeta, \text{ где } \zeta > 1.$$

Зависимость, аналогичную закону Омори, можно получить, если представить, что ударная волна в момент землетрясения, проходя по частично разрушенной предыдущей сейсмичностью среде, закрывает микротрещины и поры, чем способствует генерации роя мелких землетрясений. Если принять полное число афтершоков N_o , то их изменение со временем можно описать формулой убывания люминесценции (фосфоресценции):

$$N(t) = N_o \exp(-\lambda t),$$

где $1/\lambda$ - характеризует среднее время жизни возбужденного состояния, равное обратной величине вероятности спонтанного перехода в единицу времени. Иногда фосфоресценция приближенно аппроксимируется известной гиперболой Беккереля:

$$B = B_o / (1 + at)^\alpha,$$

где B_o – начальная яркость, t - время, прошедшее после прекращения возбуждения, a и α – константы ($\alpha \leq 2$). Эта формула выражает и закон Омори, и, что вполне возможно, показывает на некоторую общность между этими процессами. Тем не менее, нельзя не отметить и принципиальную разницу между ними. Если фосфоресценция является типичным представителем релаксационных процессов, то афтершоки происходят при наличии постоянно присутствующей вынуждающей силы – суммы литостатического и тектонического давлений.