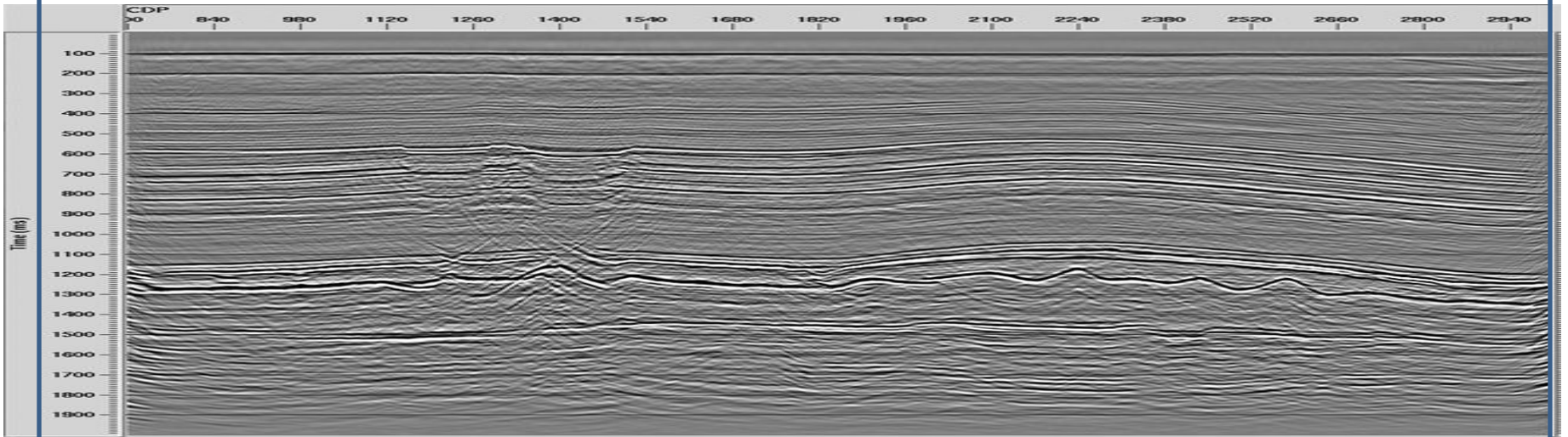
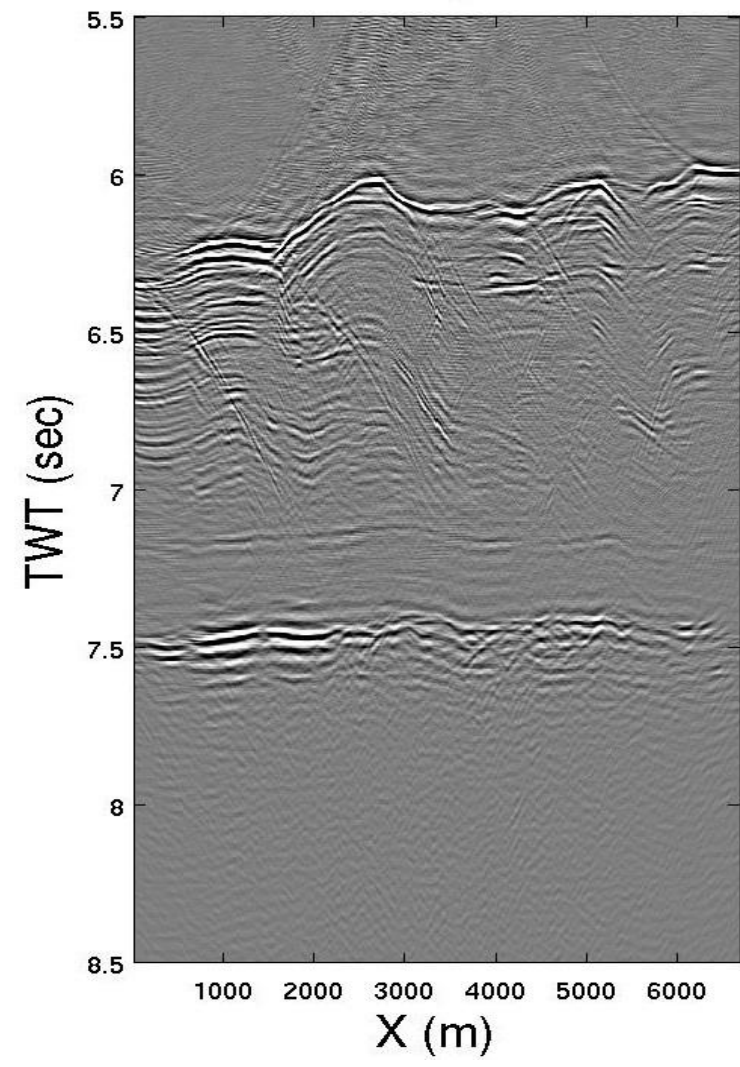
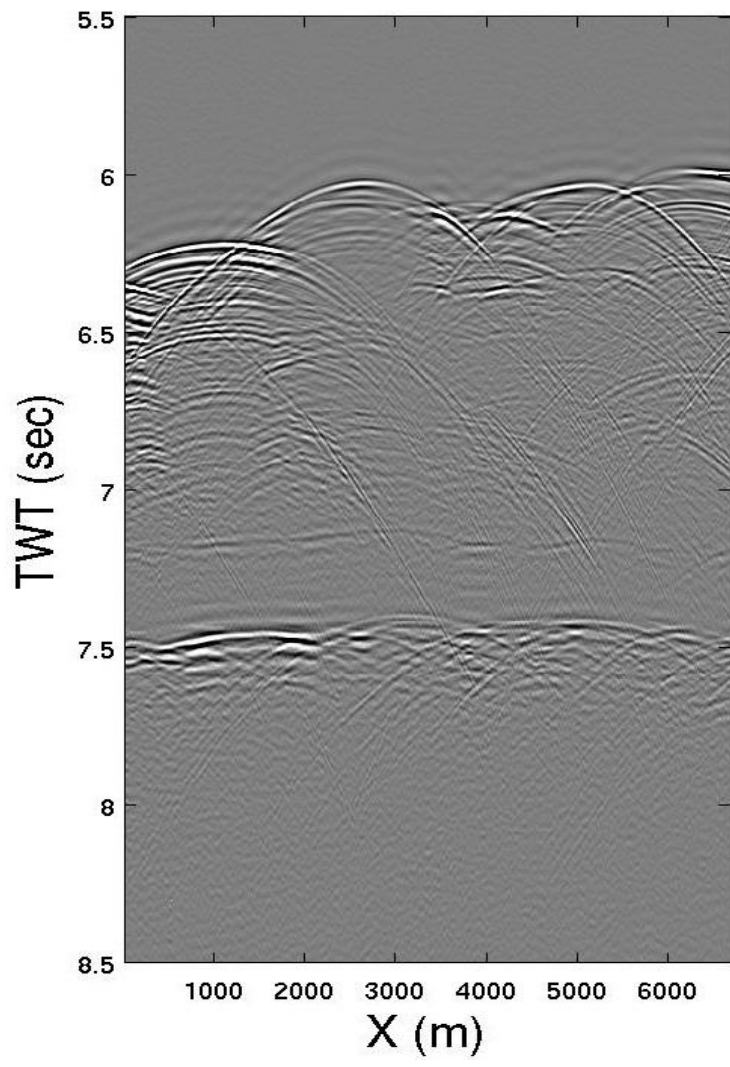


В Чем разница?





Тест на

ВХОДЕ

1. Ф40 Группа

2. Зачем Вам нужен курс геофизметодов?
3. $\sin(\pi/2)$, $\text{grad}(x)$, $\text{div}(\mathbf{x})$?
4. Что будет с поверхностью океана если в поверхность земли под ней закопать свинцовый шар

Яскевич Сергей Владимирович yaskevichsv@gmail.com

Правила игры за 90 баллов на моем участке курса.

Как можно заработать баллы на моем участке:

1. Контрольные работы
2. Активная работа на семинарах и лекциях, решение задач у доски и в тетради раньше чем у доски первым
3. Выступление с желанием обсудить конкретный вопрос – конкретную тематику в виде 5-10-15 минутной презентации

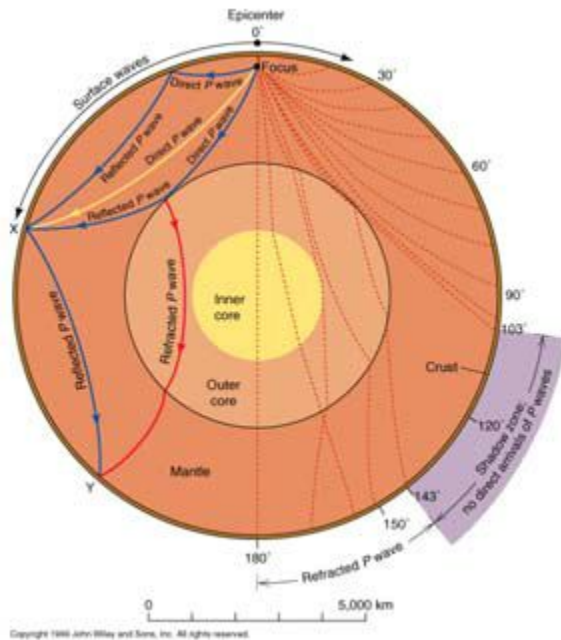
Сейсморазведка

Яскевич Сергей Владимирович yaskevichsv@gmail.com

План курса

- Сейсмические волны в однородных средах
- Основы теории упругости
- Сейсмические волны в неоднородных средах
- Метод отраженных волн, *(ОСТ или ОГТ)
- Метод преломленных волн
- Оборудование для сейсморазведки

Сейсморазведка – геофизический метод изучения геологических объектов с помощью **упругих** колебаний - сейсмических волн. Этот метод основан на том, что скорость распространения и другие характеристики сейсмических волн зависят от свойств геологической среды, в которой они распространяются: *от состава горных пород, их пористости, трещиноватости, флюидонасыщенности, напряженного состояния и температурных условий залегания.*

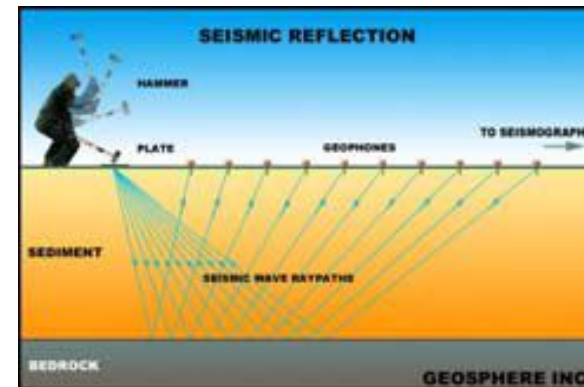


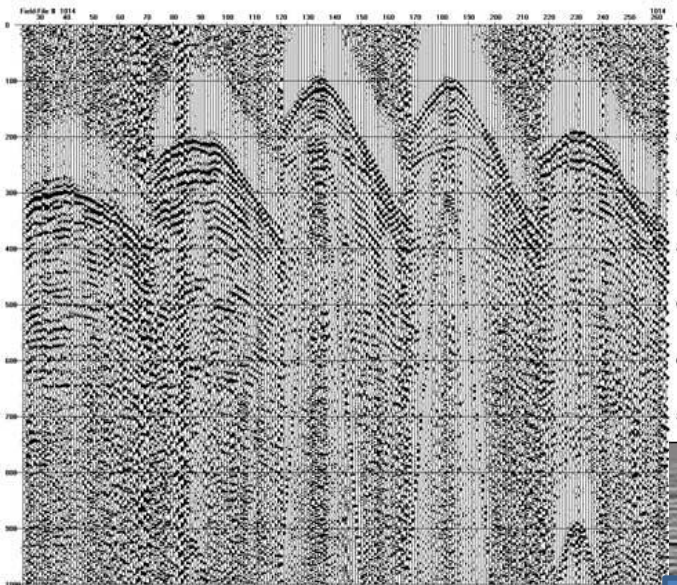
Глобальная сейсмология

- Источники - землетрясения
- Масштаб планетарный
- Изображение структуры внутреннего строения земли

Сейсморазведка на отраженных и преломленных волнах.

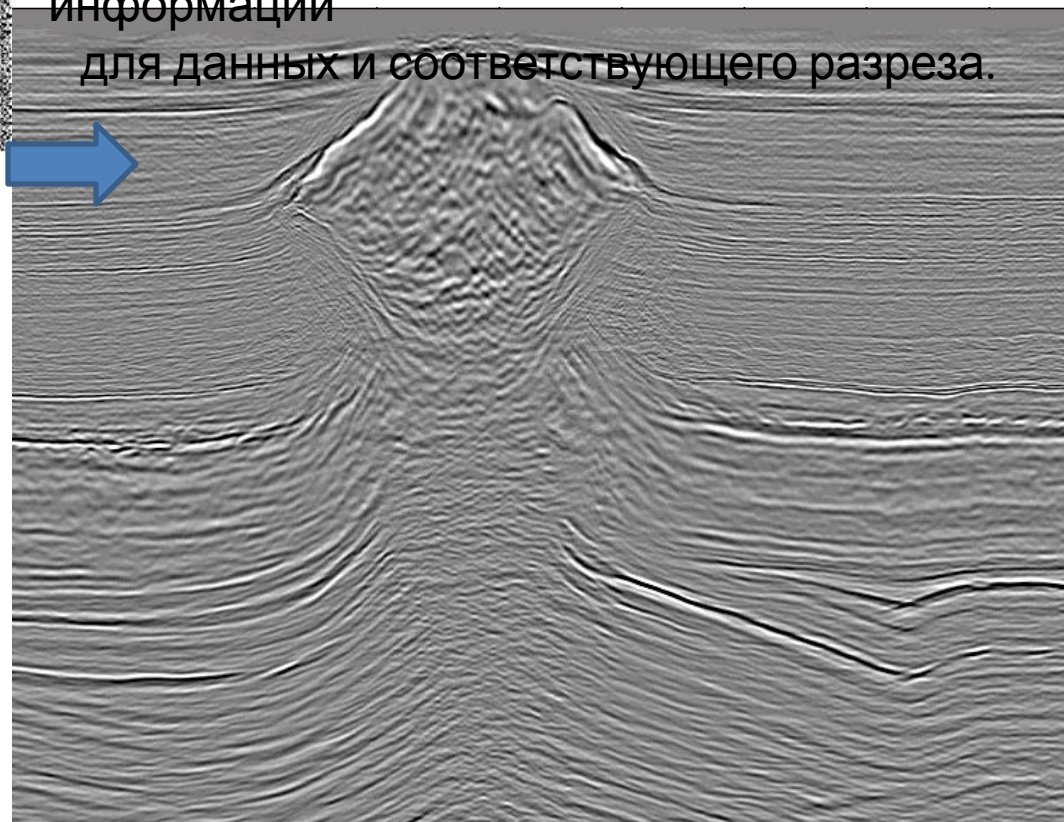
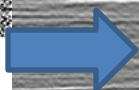
- Контролируемый источник
- Изучение осадочного чехла земной коры, и литосферы(при глубинных исследованиях).





Задача разведочной сейсморазведки.

- Спроектировать систему получения данных.
- Получить данные.
- Обработать и получить сейсмический разрез.
- Извлечь и представить максимум информации для данных и соответствующего разреза.



Волны в однородных средах

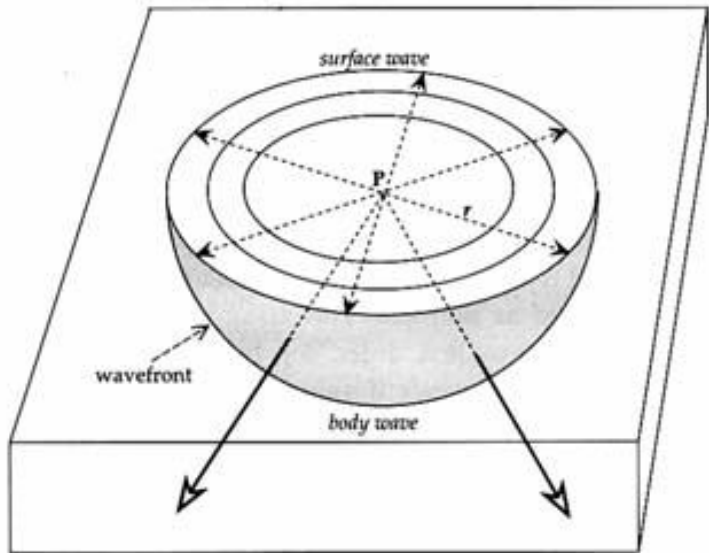
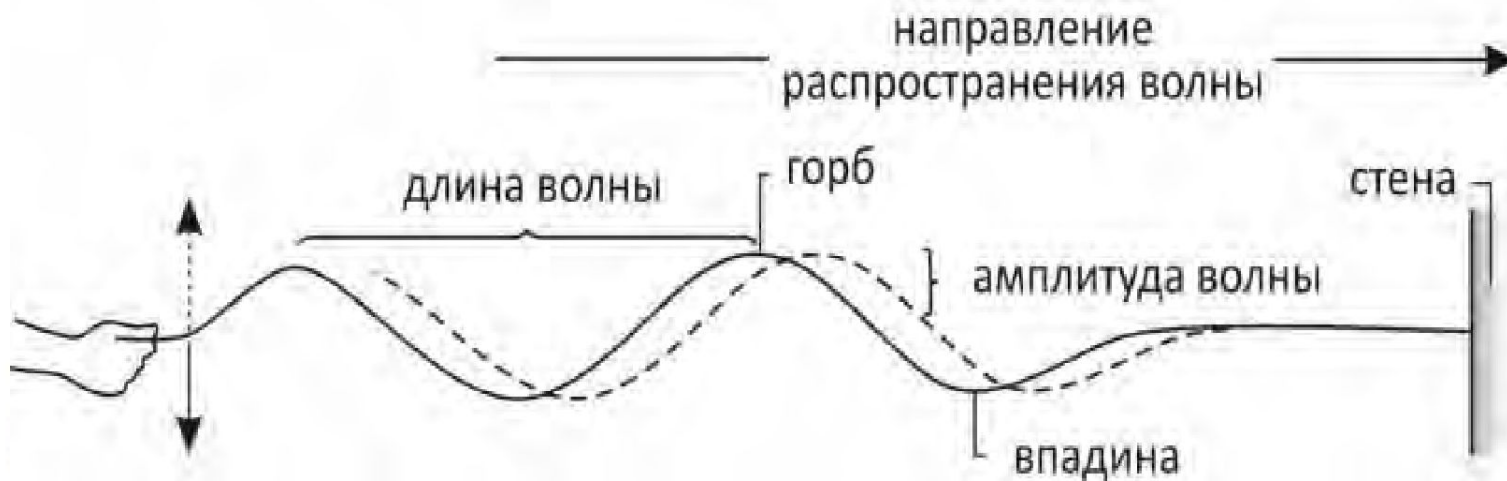


Fig. 3.9 Propagation of a seismic disturbance from a point source P near the surface of a homogeneous medium; the disturbance travels as a body wave through the medium and as a surface wave along the free surface.

Упругие волны – это некая релаксация которая распространяется в среде от источника возбуждения, подчиняясь законам упругости.



Волны - Базовые понятия

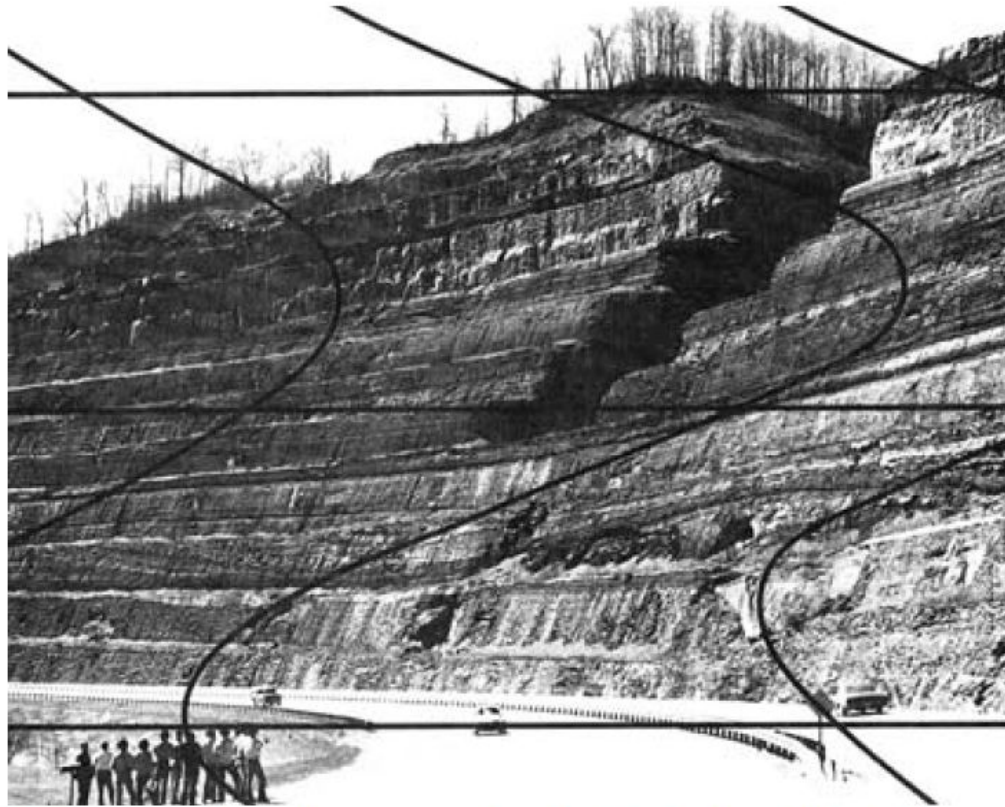


$$V = f \lambda$$

Скорость волны = Частота x Длина волны

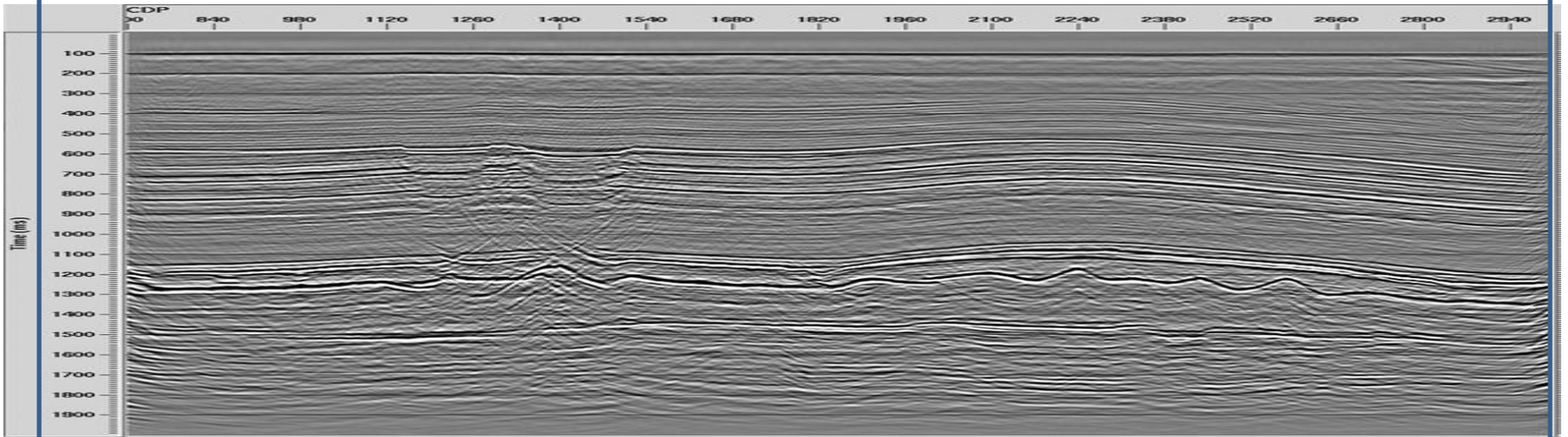
Частота = (Период)⁻¹

Resolution of structure



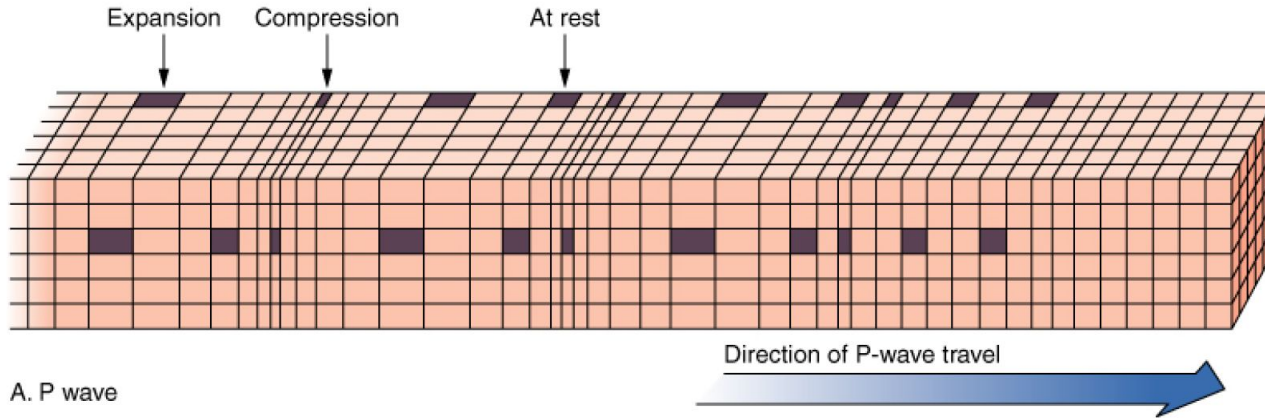
When you have been mapping faults in the field what were the vertical offsets?

В Чем разница?



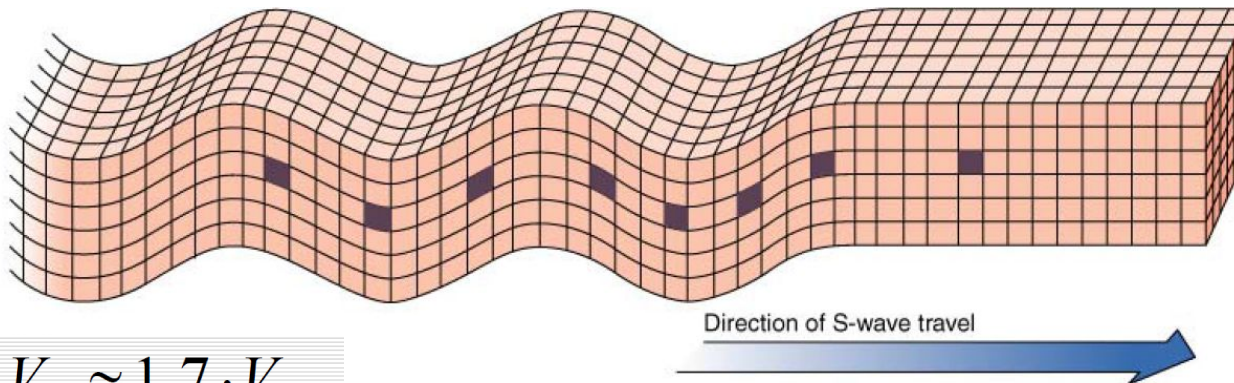
Продольные волны: *P* волны от (*Primary*)

Сжатие-разжимание, частицы колеблются вдоль направления распространения волны, нет кручений.



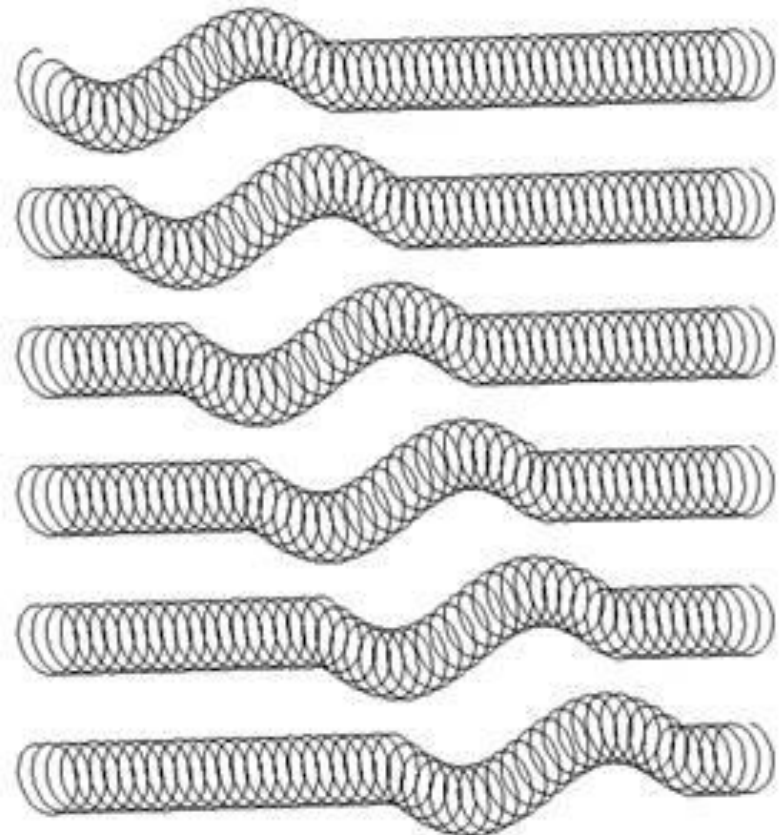
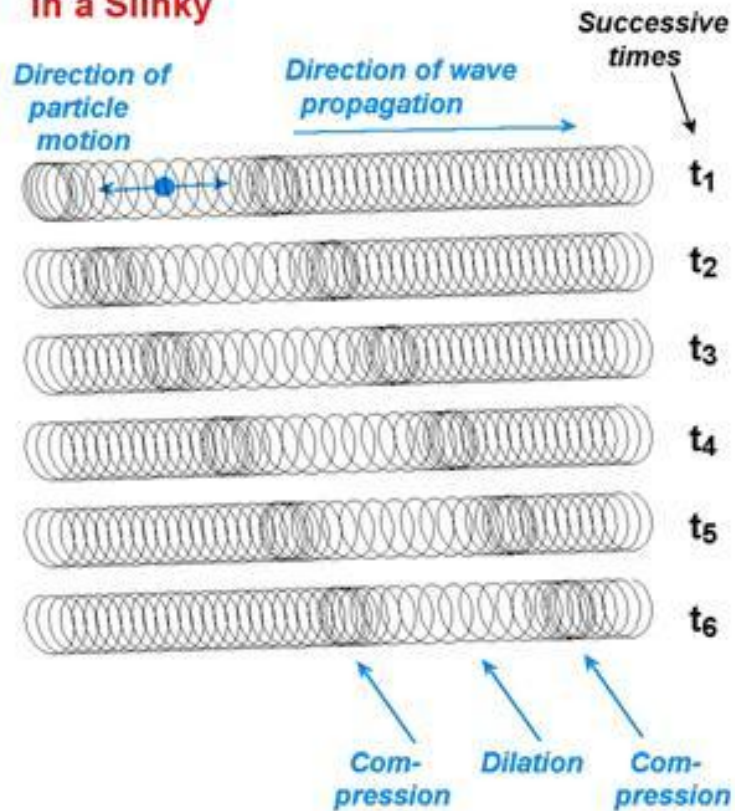
Поперечные волны: *S* волны от (*Secondary*)

Сдвиги и скручивания, объем постоянен. Колебания частиц направлены поперек линии распространения волн.(луча)



$$V_p \approx 1.7 \cdot V_s$$

Compressional (P) Wave Propagation in a Slinky



$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} ; V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} ; \frac{V_S}{V_P} = \sqrt{\frac{0.5 - \sigma}{1 - \sigma}} .$$

V_P, V_S = velocity of P-, S-waves,

λ, μ = lamé elastic constants,

ρ = density,

σ = Poisson's ratio

- Волна движется с определенной скоростью – **сейсмическая скорость V**
- Число гребней или прогибов, проходящих через фиксированную точку в 1 секунду – **частота (Гц) f**
 $V = f \times \lambda$
- **Импульс** очень короткая серия волн (самый простой случай – один гребень и один прогиб). Могут создаваться взрывами.
- Часто возбуждение колебаний – в скважинах. Быстрое расширение – создает сжатие, которое распространяется во все стороны. Точки среды возвращаются в исходное положение – растяжение.
- Сжатие имеет сферическую

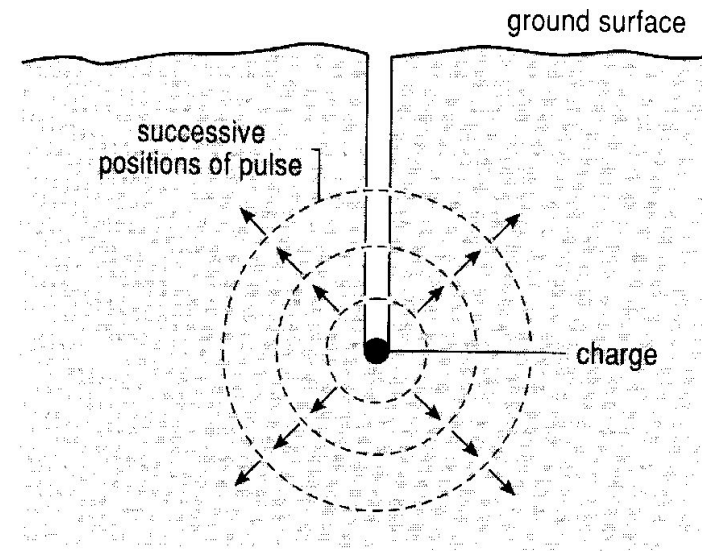


Figure 4.4 Pulse generation by an explosion.

Основные положения геометрической оптики

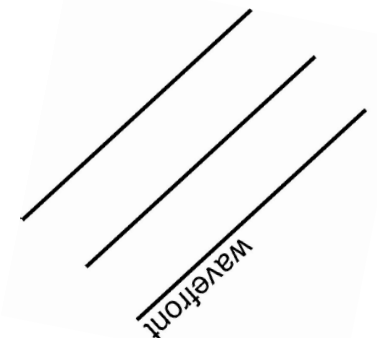
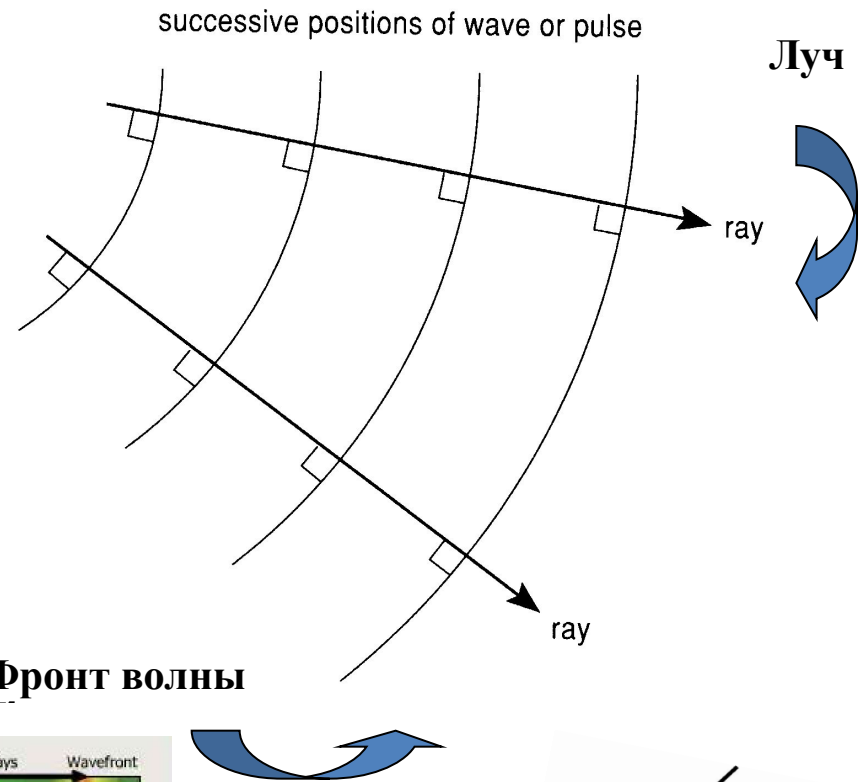
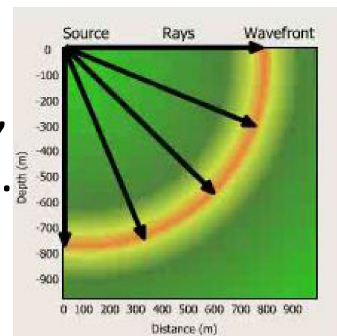
- Распространение упругих волн в горных породах базируется на принципах геометрической оптики.

- **Фронт волны**- поверхность, ограничивающая области, где среда деформирована под воздействием упругой волны и область, куда волна еще не дошла.

Вблизи от источника фронт близок по форме к сфере. На удалении его можно считать плоским.

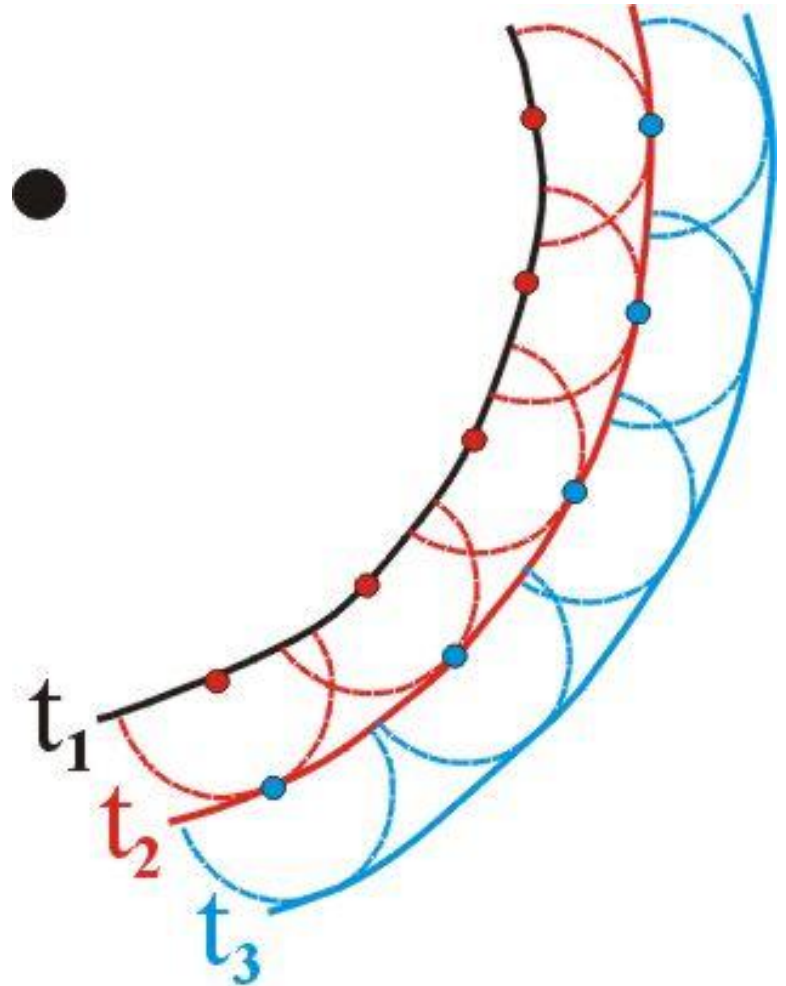
- **Сейсмический луч** – линия, перпендикулярная фронту.

С. Фронт волны

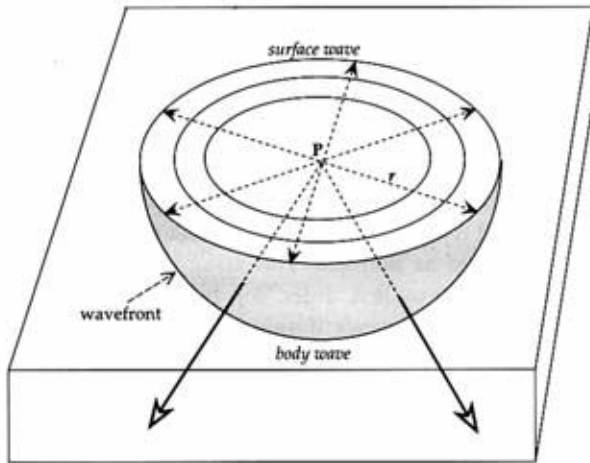


Принципы Гюйгенса и Ферма.

- Закономерности распространения УВ в горных породах устанавливаются из принципов геометрической оптики – Гюйгенса и Ферма.
- **Принцип Гюйгенса:** каждую точку фронта волны можно рассматривать как самостоятельный источник колебаний. Т.е. по фронту волны в некоторый момент можно построить его положение в любой другой момент – как огибающую элементарных сферических фронтов с центрами на исходном фронте.
- **Принцип Ферма:** волна распространяется между двумя точками по такому пути, который требует наименьшего времени для его прохождения. Отсюда следует прямолинейность распространения лучей в изотропной среде с постоянной скоростью.



Причины уменьшения амплитуды сигнала.



1. Геометрическое расхождение.
Энергия распределяется по площади фронта волны

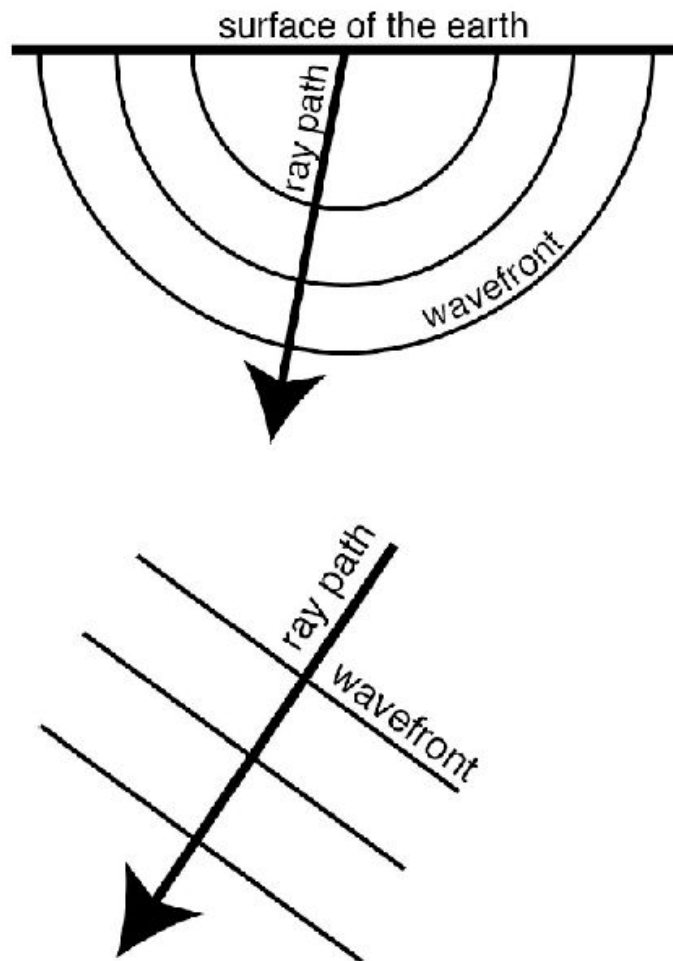
E – первоначальная энергия источника

$E/4\pi r^2$ – энергия на единицу площади сейсмического фронта

$E \sim 1/r^2$ Амплитуда колебаний: $A \sim E^{1/2} \sim 1/r$

2. Затухание

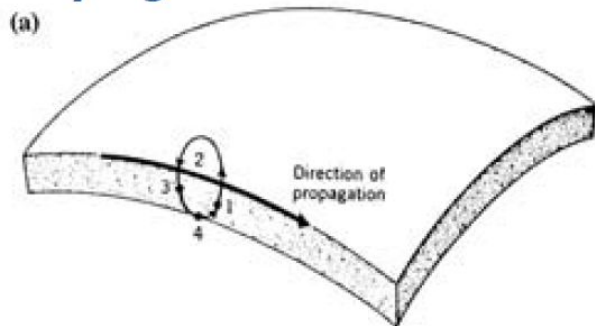
Seismic wavefronts and rays



- Wavefronts are defined as the surface at which particles are vibrating with the same phase
- They are spherical, but their curvature decreases with distance from the source, such that they can be approximated as plane waves
- Rays are perpendicular to the wavefronts and parallel to the propagation direction

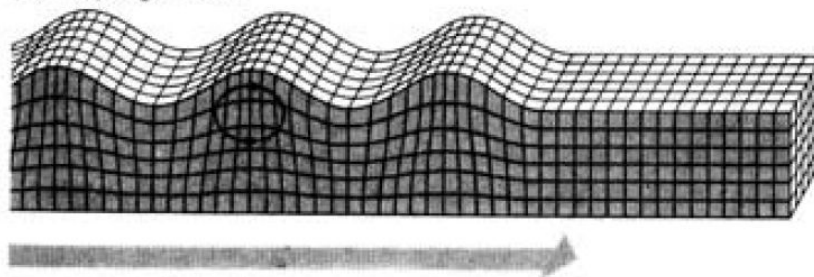
Поверхностные волна Рэлея и Лява

Rayleigh

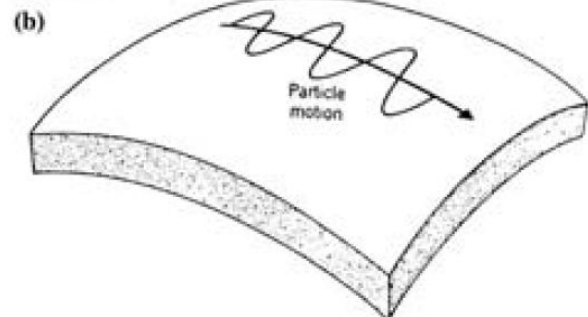


Ground roll in plane of propagation direction

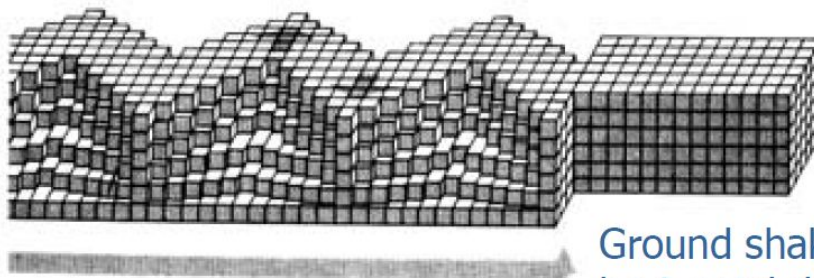
(a) Rayleigh wave



Love



(b) Love wave



Ground shake in a horizontal direction

Поверхностные волны – формируются вблизи от поверхностей раздела с резким изменением упругих свойств (например, земной поверхности). Волна Лява возникает, когда на земной поверхности располагается слой с пониженной скоростью V_{s1} по сравнению с подстилающей V_{s2} .

Определение путей луча

- Луч, попадая на границу, согласно законам физики меняет свое направление.

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2}$$

- Это явление называется **рефракцией**.
- Форма волнового фронта на скоростной границе искажается.

After refraction the ray leaves the interface at 48.8°.

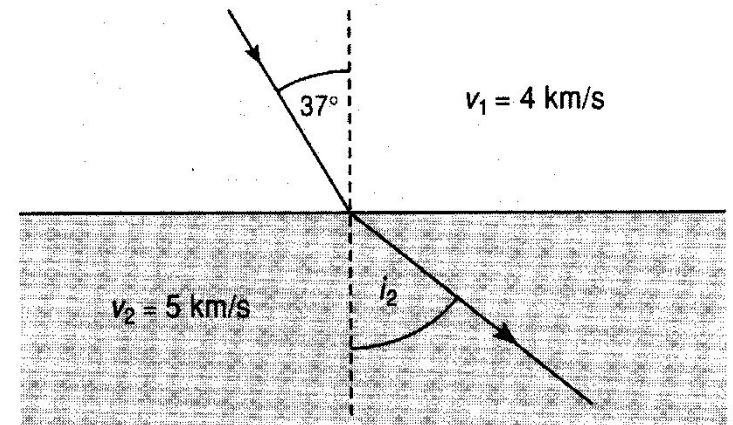
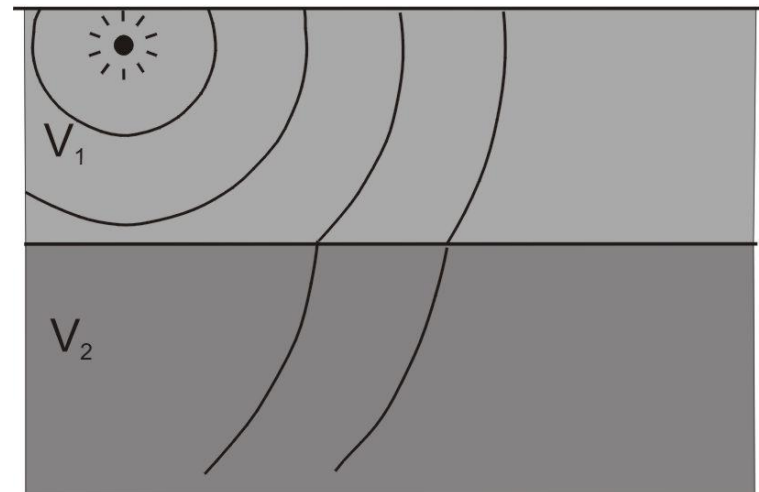


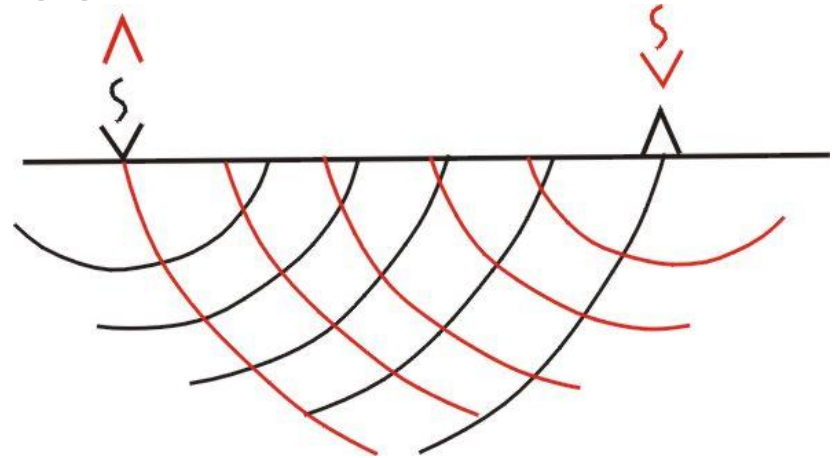
Figure 4.11 Example of refraction.

Искажение фронта волны
на границе сред

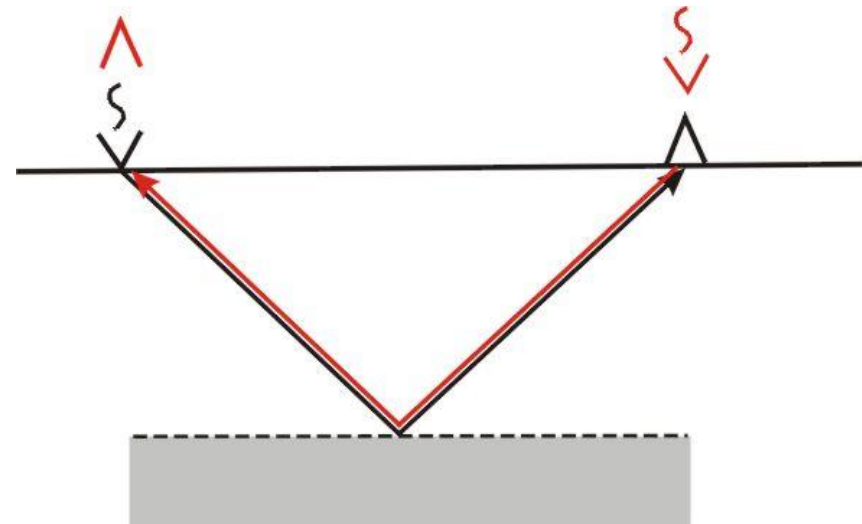


Принцип суперпозиции, принцип взаимности

- **Принцип суперпозиции:** при интерференции (наложении) нескольких упругих волн, их распространение можно изучать независимо для каждой волны.

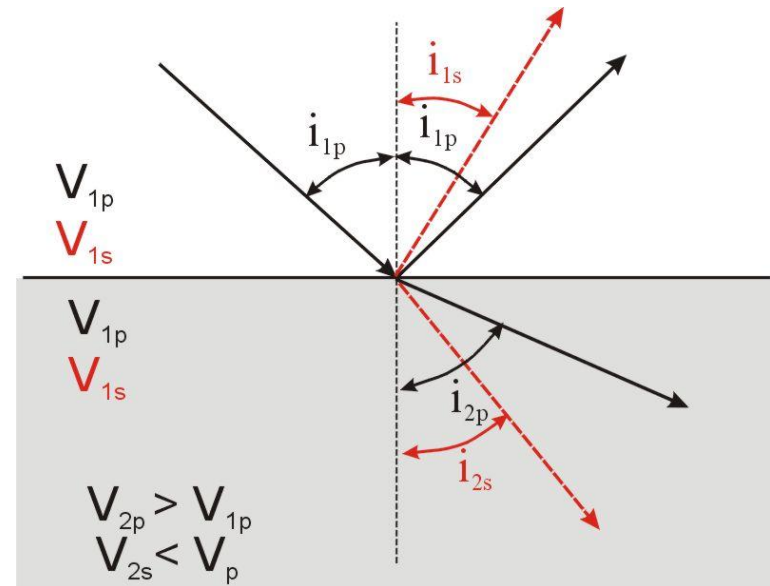


- **Принцип взаимности:** если поменять местами источник и приемник, то время прихода сигнала, форма лучей и характер колебаний частиц геологической среды не изменятся.



Продольные и поперечные волны

- Т.к. P и S волны по разному деформируют породы скорость их прохождения различна. P – волны приходят раньше S волн.
- Т.к. жидкие среды могут принимать любую форму –они не сопротивляются поперечным деформациям - S волны не проходят.
- P и S волны создаются большинством сейсмических источников. Кроме того, они создаются в результате «волновой конверсии».
- P волны – отражаются и преломляются,
- S волны – отражаются и преломляются



$$\frac{\sin i_{1p}}{V_{1p}} = \frac{\sin i_{1s}}{V_{1s}} \quad \text{отраженные}$$

$$\frac{\sin i_{1p}}{V_{1p}} = \frac{\sin i_{2s}}{V_{2s}} \quad \text{преломленные}$$

Принцип суперпозиции: Действие каждого сейсмического источника независимо.

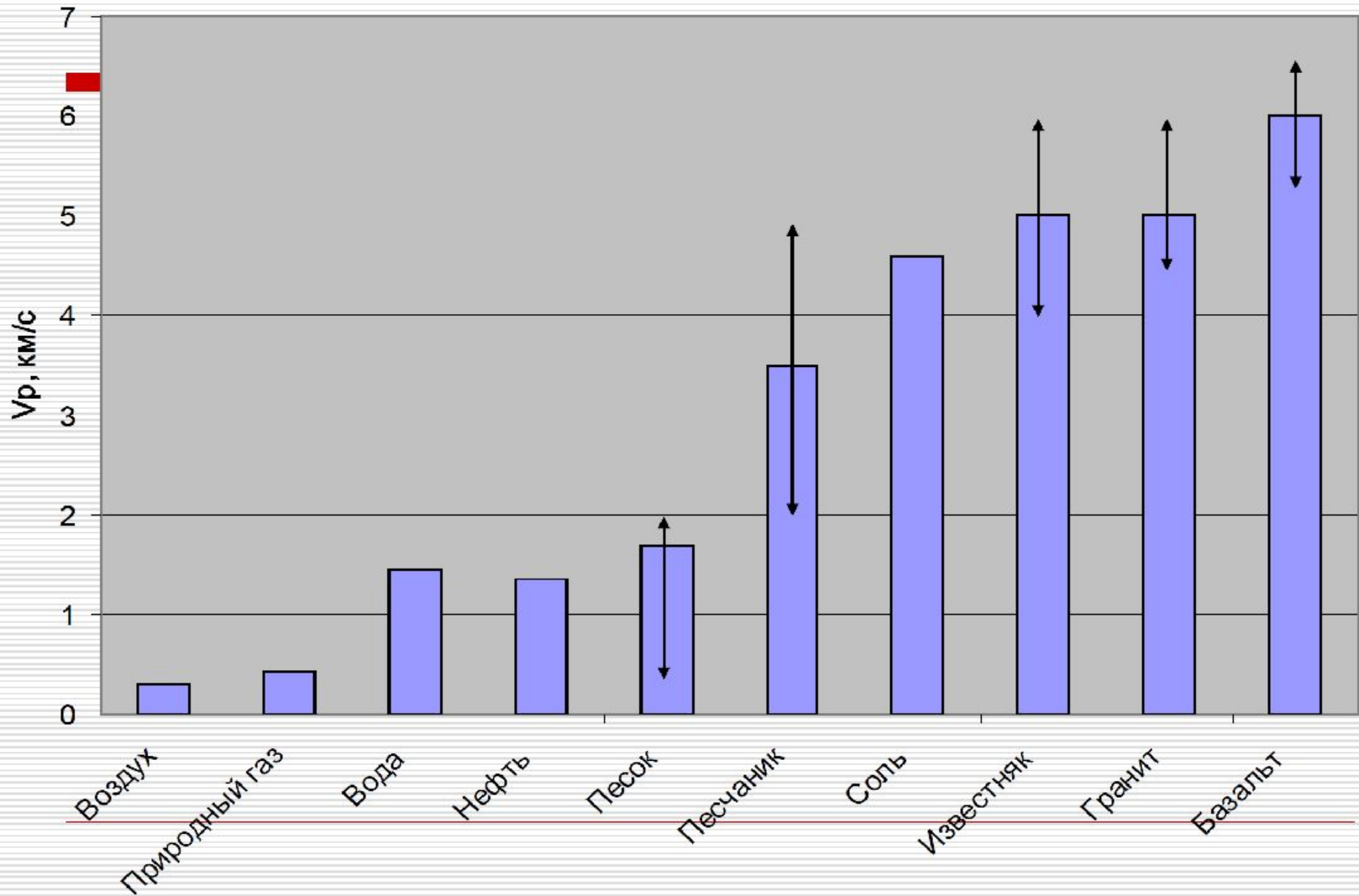
Принцип Гюйгенса: Каждую точку фронта волны можно рассматривать как новый источник колебаний

Принцип Ферма: Время распространения луча – минимально

Принцип взаимности: Взаимная замена источника и приемника не изменяет времени распространения упругой волны

Связь скорости и плотности

Средние значения скорости продольных волн в некоторых породах, газах и жидкостях



ОСНОВЫ ТЕОРИИ УПРУГОСТИ

Основы теории упругости

- Тензор напряжения
- Тензор деформации
- Закон Гука
- Основные упругие константы
- Пределы упругости

Тензор напряжений

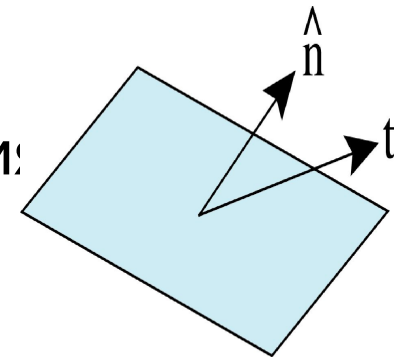
Напряжение: сила действующая на единицу площади к ней приложенная

– Нормальное напряжение: часть напряжения действующая по нормали к площадке

– Сдвиговое напряжение: часть напряжения действующая по касательной к площадке

– Единицы измерения .

- 1 Pascal = 1 N/m² = 1 kg/ms²
- 1 bar = 10⁵ Pascal



after Shearer, 1999

t – вектор напряжения

Principal axes and planes of strain

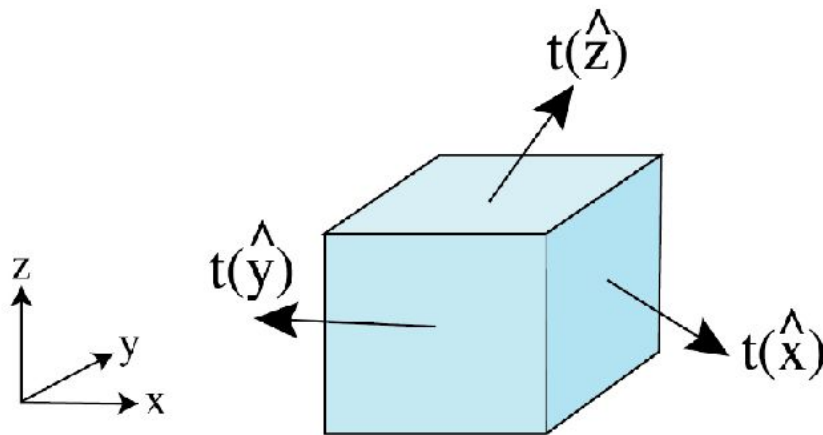
Find the direction of $\hat{\mathbf{n}}$ for which strains are in the same direction.

$$\mathbf{u} = \lambda \hat{\mathbf{n}} = \mathbf{e} \hat{\mathbf{n}}$$

Solutions are eigenvectors $(\hat{\mathbf{n}}^{(1)}, \hat{\mathbf{n}}^{(2)}, \hat{\mathbf{n}}^{(3)})$ with associated eigenvalues (e_1, e_2, e_3)

Тензор напряжений

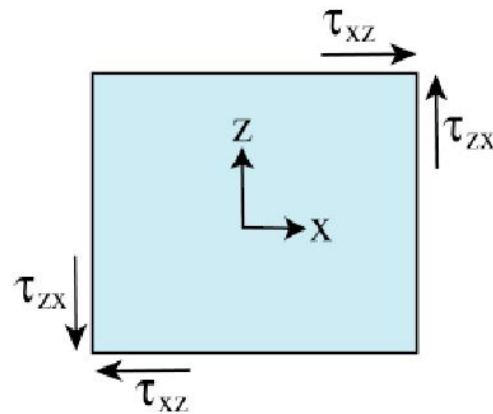
$$\boldsymbol{\tau} = \begin{bmatrix} t_x(\hat{\mathbf{X}}) & t_x(\hat{\mathbf{y}}) & t_x(\hat{\mathbf{Z}}) \\ t_y(\hat{\mathbf{X}}) & t_y(\hat{\mathbf{y}}) & t_y(\hat{\mathbf{Z}}) \\ t_z(\hat{\mathbf{X}}) & t_z(\hat{\mathbf{y}}) & t_z(\hat{\mathbf{Z}}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tau_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \tau_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \tau_{zz} \end{bmatrix}$$



after Shearer, 1999

Тензор напряжений

$$\boldsymbol{\tau} = \begin{bmatrix} \tau_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \tau_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \tau_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tau_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \tau_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \tau_{zz} \end{bmatrix}$$



after Shearer, 1999

Напряжение на произвольно ориентированной площадке

$$\mathbf{t}(\hat{\mathbf{n}}) = \boldsymbol{\tau} \hat{\mathbf{n}} = \begin{bmatrix} \tau_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \tau_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \tau_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \hat{n}_x \\ \hat{n}_y \\ \hat{n}_z \end{bmatrix}$$

Принципиальные напряжения

$$\mathbf{t}(\hat{\mathbf{n}}) = \boldsymbol{\tau}\hat{\mathbf{n}} = \lambda\hat{\mathbf{n}}$$

$$\boldsymbol{\tau}\hat{\mathbf{n}} - \lambda\hat{\mathbf{n}} = \mathbf{0}$$

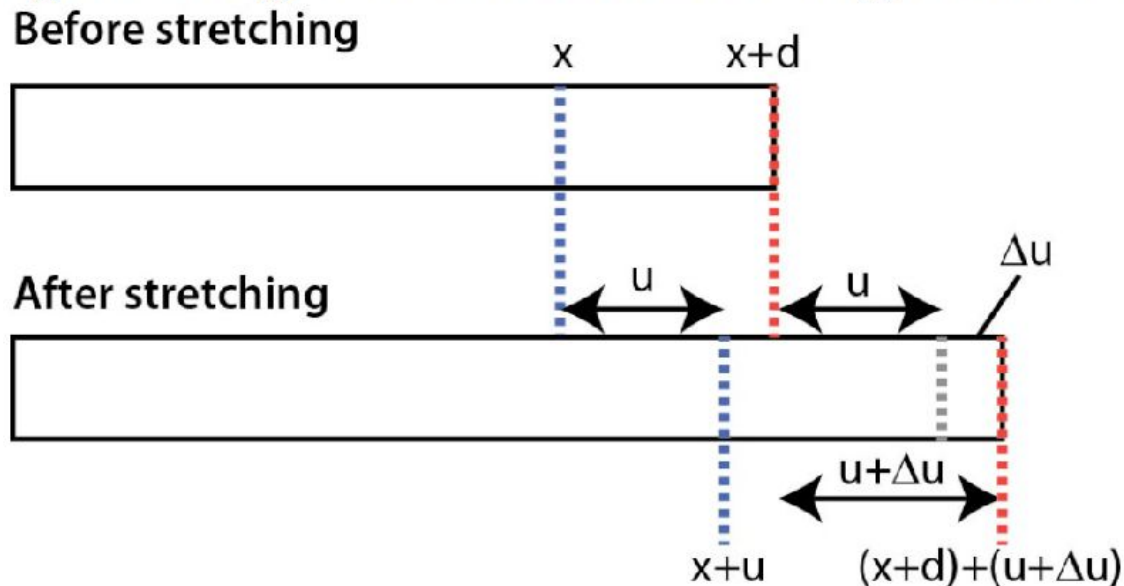
$$(\boldsymbol{\tau} - \mathbf{I}\lambda)\hat{\mathbf{n}} = \mathbf{0}$$

$$(\hat{\mathbf{n}}^{(1)}, \hat{\mathbf{n}}^{(2)}, \hat{\mathbf{n}}^{(3)})$$

$$(\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3)$$

Одномерная деформация

- The strain in the x direction is the fractional change in length of an element along the x -axis



Longitudinal strain:
$$\Delta u = \frac{\partial u}{\partial x} d$$

Displacement in 3D

The displacement \mathbf{u} at a position \mathbf{r} , a small distance (d) from \mathbf{r}_0 can be expressed:

$$\mathbf{u}(\mathbf{r}) = \begin{bmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{bmatrix} = \mathbf{u}(\mathbf{r}_0) + \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{\partial u_x}{\partial y} & \frac{\partial u_x}{\partial z} \\ \frac{\partial u_y}{\partial x} & \frac{\partial u_y}{\partial y} & \frac{\partial u_y}{\partial z} \\ \frac{\partial u_z}{\partial x} & \frac{\partial u_z}{\partial y} & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} d_x \\ d_y \\ d_z \end{bmatrix} = \mathbf{u}(\mathbf{r}_0) + \mathbf{J}d$$

$$\mathbf{J} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{\partial u_x}{\partial y} & \frac{\partial u_x}{\partial z} \\ \frac{\partial u_y}{\partial x} & \frac{\partial u_y}{\partial y} & \frac{\partial u_y}{\partial z} \\ \frac{\partial u_z}{\partial x} & \frac{\partial u_z}{\partial y} & \frac{\partial u_z}{\partial z} \end{bmatrix} = \mathbf{e} + \mathbf{\Omega}$$

Divide \mathbf{J} into symmetric and antisymmetric parts:

\mathbf{e} is the strain tensor, which is symmetric

$\mathbf{\Omega}$ is the rotation tensor, which is antisymmetric

Strain tensor

$$\mathbf{e} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_x}{\partial x} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial y} \right) & \frac{\partial u_y}{\partial y} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) & \frac{\partial u_x}{\partial z} \end{bmatrix}$$

Symmetric: $e_{ij} = e_{ji}$

Diagonal elements: dilation

Off-diagonal elements: shear strain

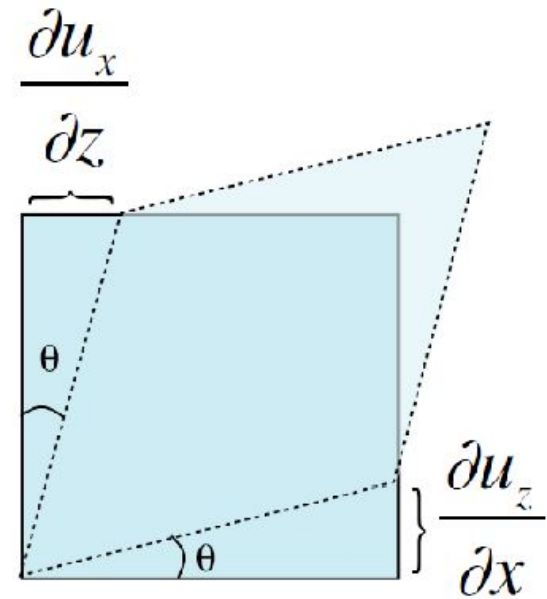
Rotation tensor

$$\mathbf{\Omega} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} - \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \\ -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} - \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) & 0 & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) \\ -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) & -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} - \frac{\partial u_z}{\partial y} \right) & 0 \end{bmatrix}$$

Antisymmetric: $e_{ij} = -e_{ji}$

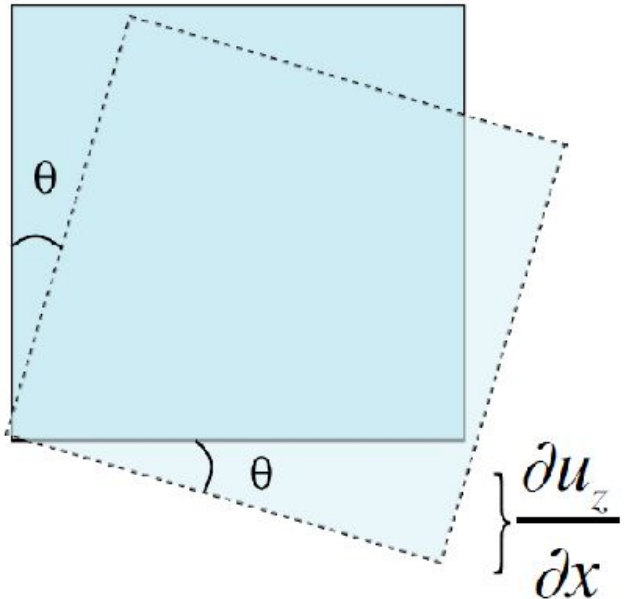
Example I: cube experiencing shear strain but no rotation

$$\mathbf{J} = \mathbf{e} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{\partial u_x}{\partial z} \\ \frac{\partial u_z}{\partial x} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \theta \\ \theta & 0 \end{bmatrix}$$



after Shearer, 1999

Example 2: cube experiencing rotation but no strain

$$\mathbf{J} = \mathbf{\Omega} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{\partial u_x}{\partial z} \\ \frac{\partial u_z}{\partial x} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \theta \\ -\theta & 0 \end{bmatrix}$$


after Shearer, 1999

Expressing stress and strain in index notation

$$e_{ij} = \frac{1}{2}(\partial_i u_j + \partial_j u_i)$$

$i = 1, 2, 3$ and $j = 1, 2, 3$

1, 2, 3 for x, y, z directions

$$\partial_x u_y = \frac{\partial u_y}{\partial x}$$

Hooke's law

Linear relationship between stress and strain in an elastic medium

$$\tau_{ij} = c_{ijl} e_{kl} \equiv \sum_{k=1,3} \sum_{l=1,3} c_{ijkl} e_{kl}$$

- Where c_{ijkl} is the elastic tensor
- Elastic tensor has 81 components (3^4)
- Because of symmetry of stress and strain tensors, there are actually only 21 independent elements

Isotropic: elastic properties not vary with azimuth

Anisotropic: elastic properties do vary with azimuth

For isotropic case, c_{ijkl} reduces to:

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{il} \delta_{jk} + \delta_{ik} \delta_{jl})$$

Where λ and μ are the lamé parameters and δ is the kronecker delta ($\delta_{ij}=1$ for $i=j$ and 0 for $i \neq j$)

For isotropic case, Hooke's Law reduces to...

$$\tau_{ij} = \left[\lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{il} \delta_{jk} + \delta_{ik} \delta_{jl}) \right] e_{kl}$$

Using $e_{ij} = e_{ji}$ to combine terms, this reduces further to...

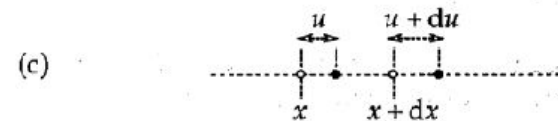
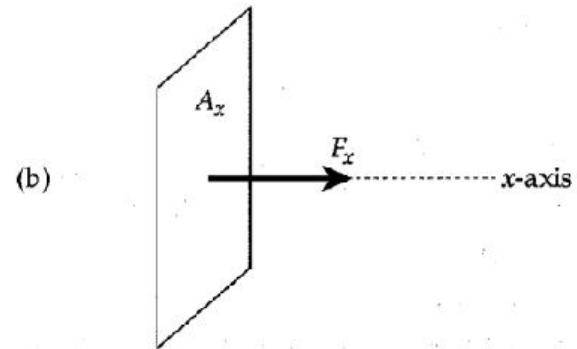
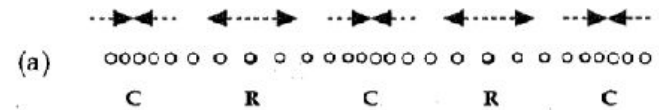
$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij}$$

Продольная волна

Compressional waves in 1D

- Effect of plane wave in 1D
- When a plane wave passes x , there is a displacement (u) and force (F_x)
- At position $x+dx$, plane wave produces displacement ($u+du$) and force ($F_x + dF_x$)
- Net force acting on a little volume between x and dx is the difference between the force at x and the force at $x+dx$

$$(F_x + dF_x) - F_x = dF_x = \frac{\partial F_x}{\partial x} dx$$



1D equation of motion

Force equal mass times
acceleration (Newton's Law):

$$F = ma$$

$$m = \rho dx dy dz$$

$$a = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

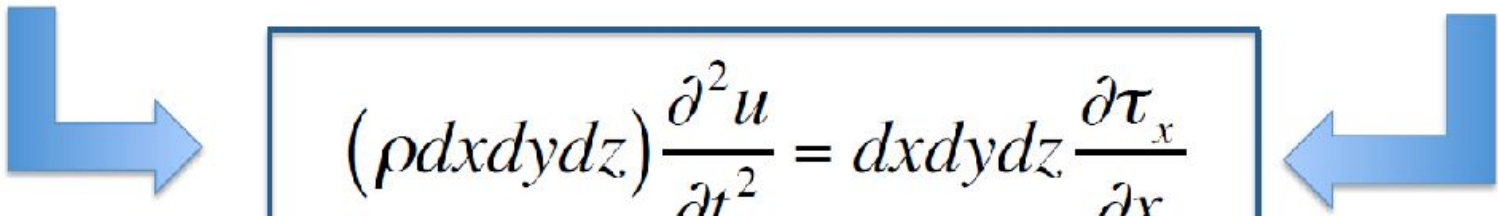
$$dF_x = (\rho dx dy dz) \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

Force equal stress times area:

$$F_x = \tau_x dy dz$$

$$dF_x = \frac{\partial F_x}{\partial x} dx$$

$$dF_x = \frac{\partial \tau_x}{\partial x} dx dy dz$$


$$(\rho dx dy dz) \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = dx dy dz \frac{\partial \tau_x}{\partial x}$$

Stress-strain-displacement relationship in 1D

- Relationship between stress and strain for elastic medium (Hooke's Law):

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} e_{kl}$$

- Relationship between stress and strain for uniaxial stress and longitudinal strain:

$$\tau_x = E e_x = E \frac{\partial u}{\partial x}$$

where E is Young's modulus

Одномерное волновое уравнение

$$(\rho dx dy dz) \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = dx dy dz \frac{\partial \tau_x}{\partial x}$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{E}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = V^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}$$

$$V = \sqrt{\frac{E}{\rho}}$$

Решение волнового уравнения

A – амплитуда, T - период

Где k – волновое число, ω угловая частота, c – фазовая скорость

Элементы распространения упругих волн в среде.



Источники сейсмических волн:

Воздушные пушки (Air Gun) – при морских работах

Взрыв

Вибрационные источники

Импульсные источники

Пример спектра излучаемого источником

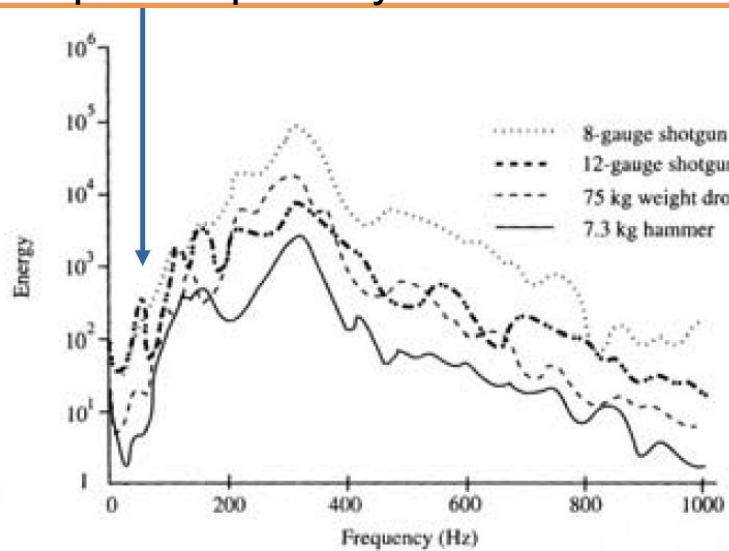


Figure 2-26 A comparison of relative energies and frequency content for shotgun and weight-drop seismic sources.

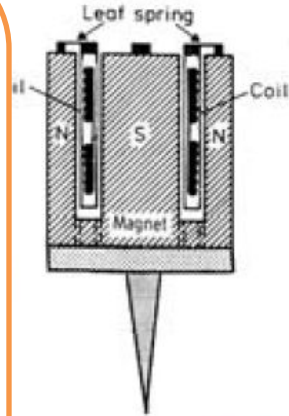
Shotgun
Hammer
Explosive
Air gun

higher to lower frequency

Приемник сейсмических волн(основные моменты):

Чувствительный элемент – цилиндрическая катушка в поле постоянного магнита, в которой генерируется ток при ее перемещении.

Геофоны(такой тип сейсмоприемника) чувствительны к скорости смещения частиц



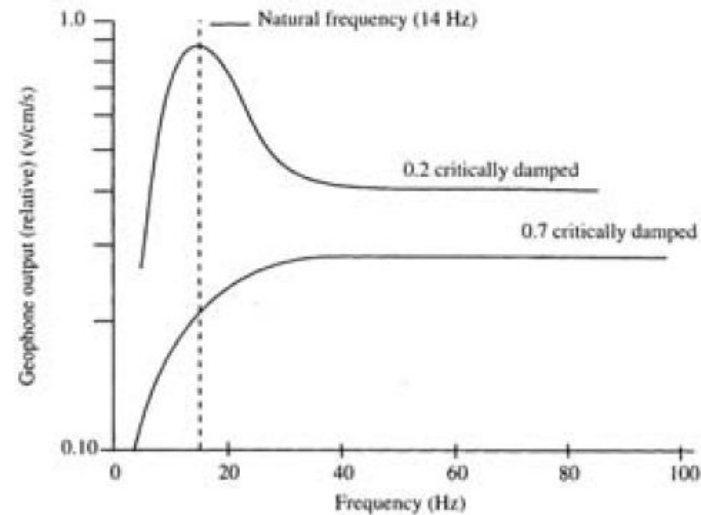
Hydrophones

- Used at sea
- Use piezoelectric minerals to sense pressure variations

Отклик прибора – это соотношение между смещением земли и электрическим сигналом на выходе.

Собственная частота прибора – частота при которой на выходе максимальная амплитуда ее обычно подавляют.

В идеальном случае желателен максимально пологий отклик.



ПОЧЕМУ? (вопрос на понимание)



Source or "Shot"

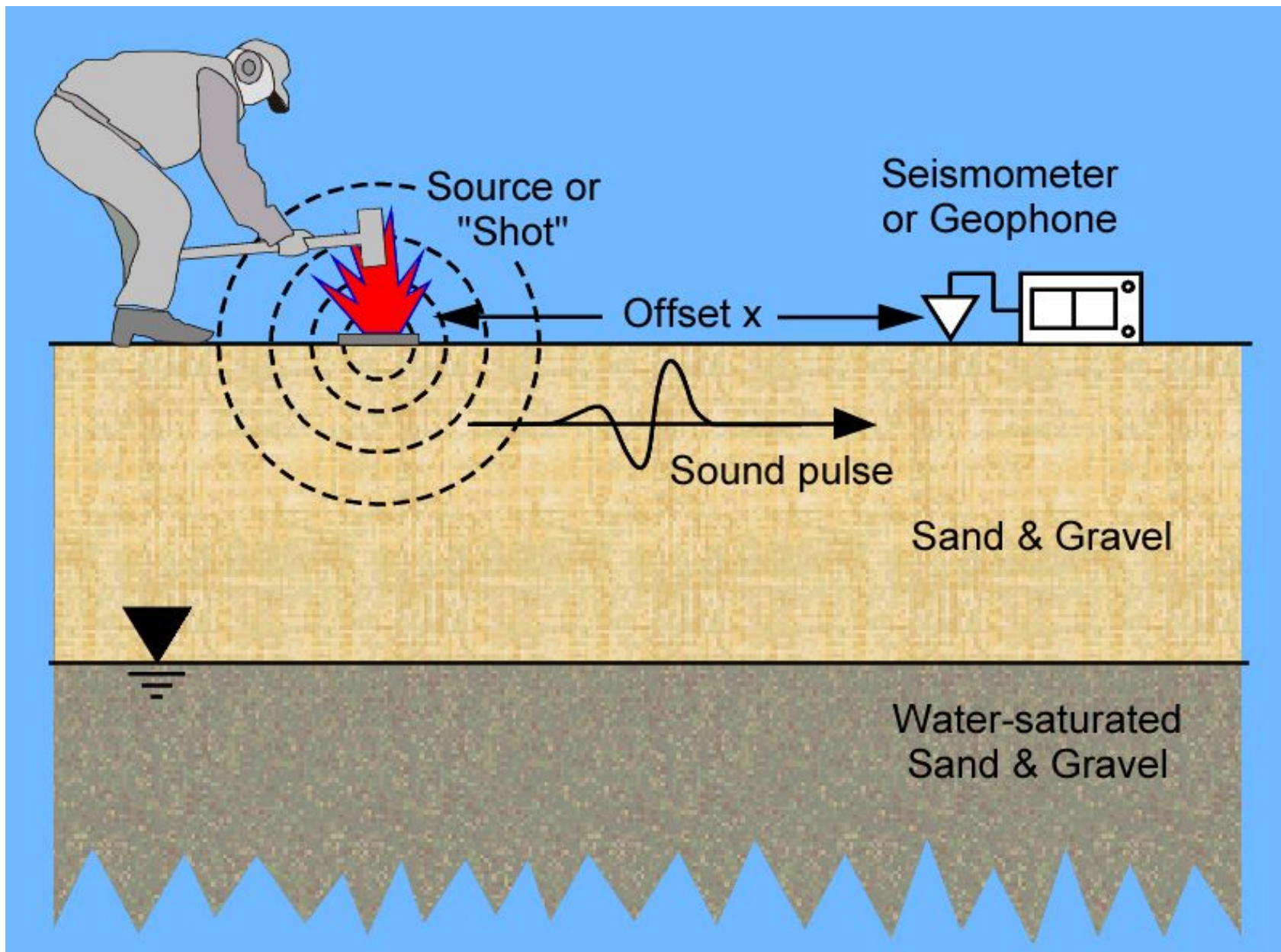
Seismometer or Geophone

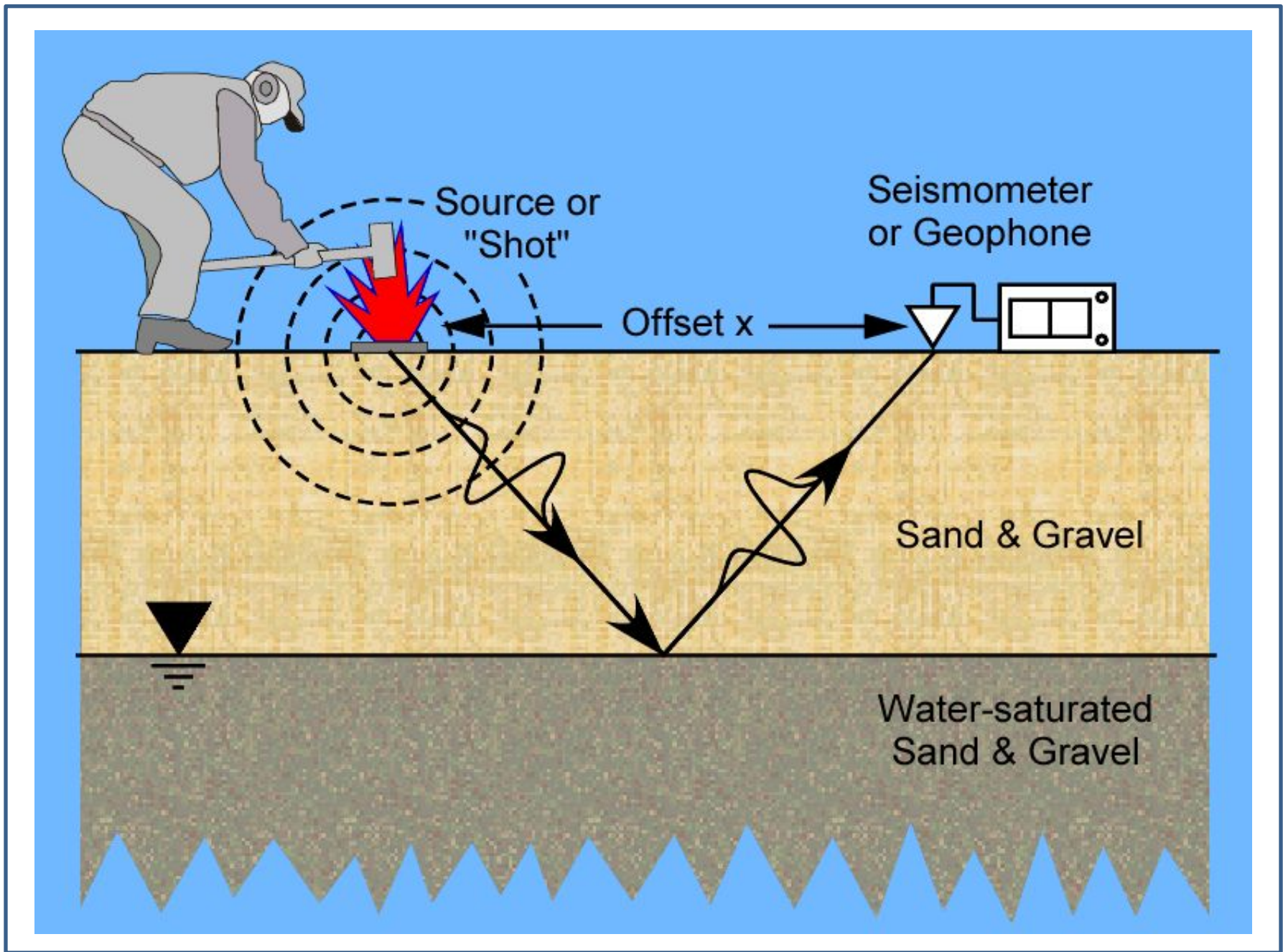
Offset x

Sound pulse

Sand & Gravel

Water-saturated Sand & Gravel





Source or "Shot"

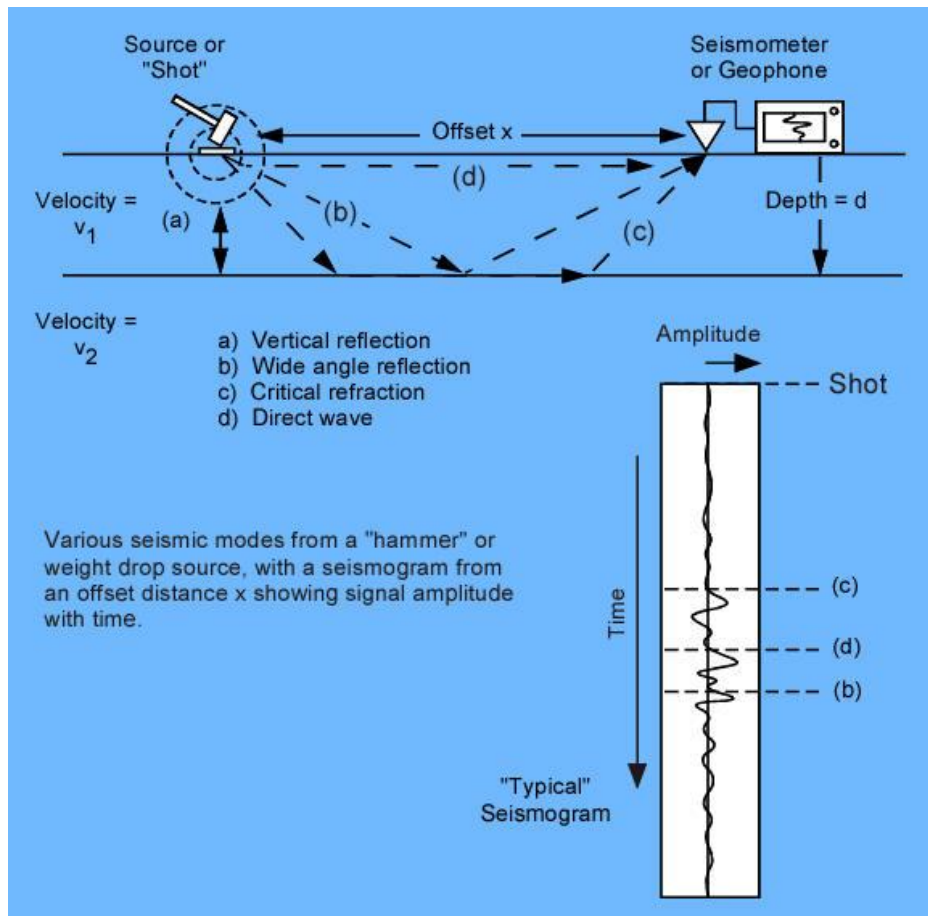
Seismometer or Geophone

Offset x

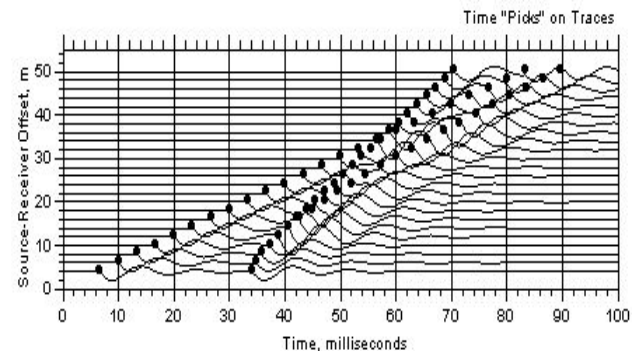
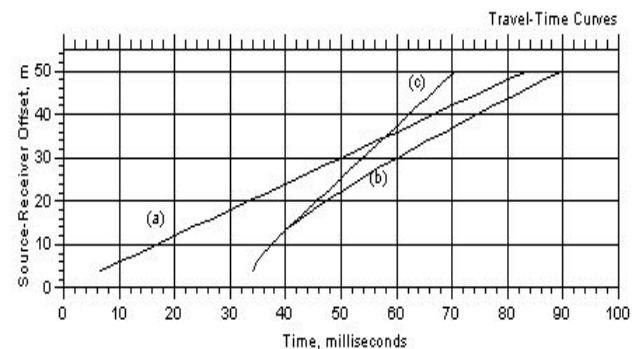
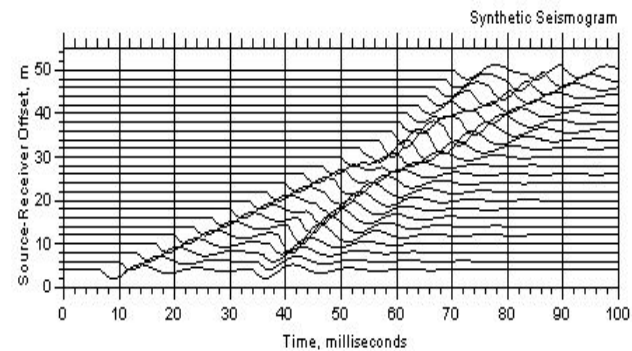
Sand & Gravel

Water-saturated Sand & Gravel

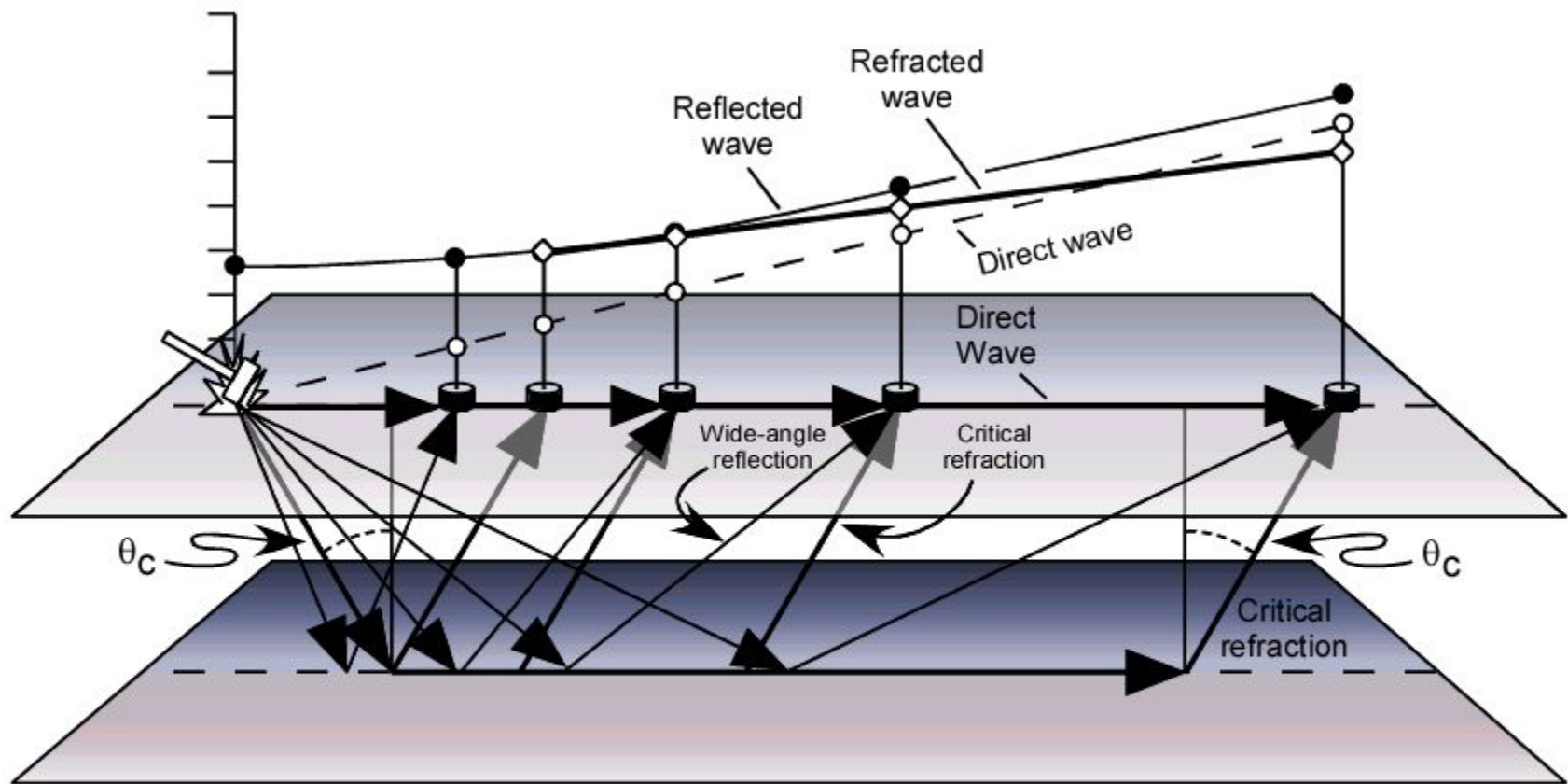




Various seismic modes from a "hammer" or weight drop source, with a seismogram from an offset distance x showing signal amplitude with time.

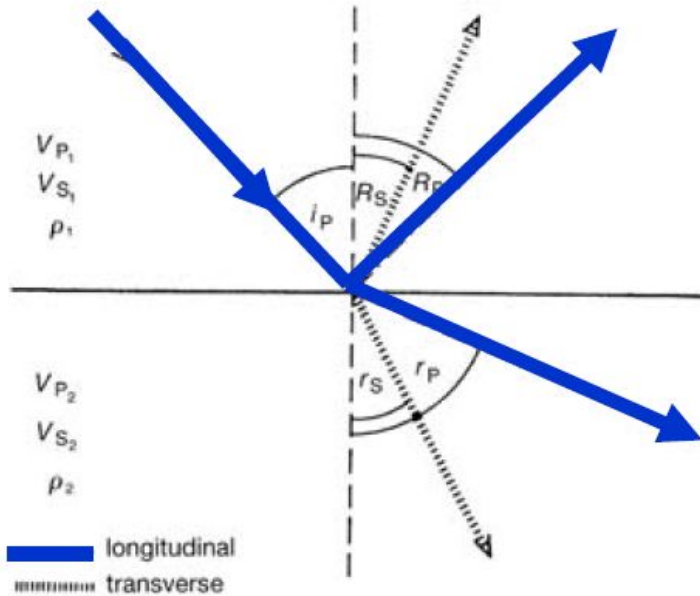
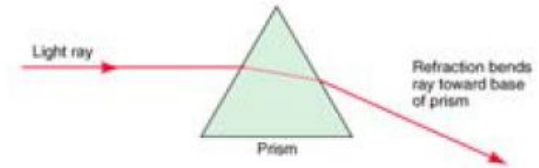


Example of a synthetic seismogram showing (a) the direct wave, (b) the reflected wave, and (c) the critically refracted wave. Parameters of the model are that $V_1 = 600$ m/s; $V_2 = 1200$ m/s; $d = 10$ m.



Composite of All Principal Phases: Direct Wave, Wide-Angle (Large Offset) Reflected Wave, Critically Refracted (Head) Wave

Закон Снеллиуса (отражения) для МОНОТИПНЫХ ВОЛН

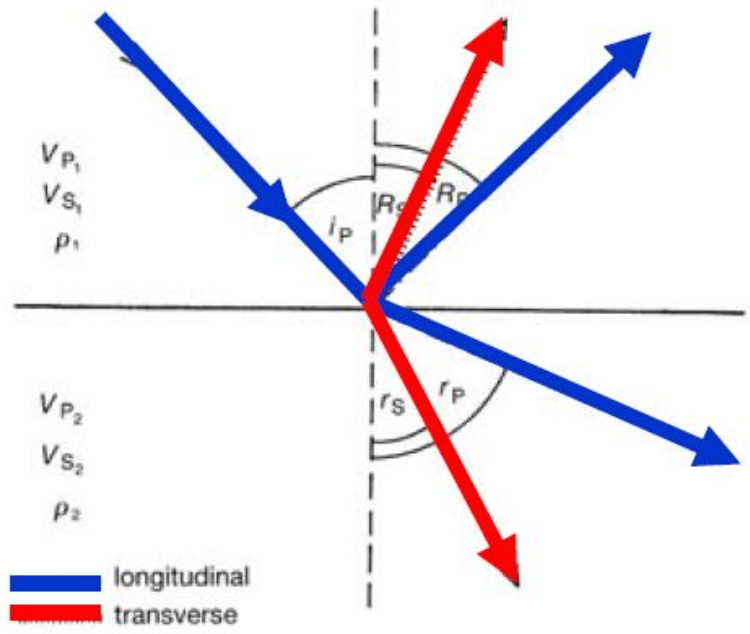
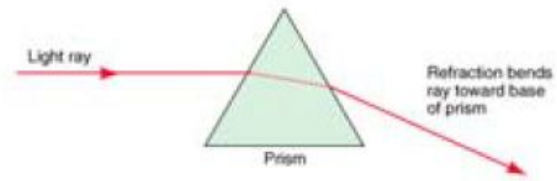


Сейсмические лучи
подчиняются закону Снеллиуса
(аналогично с оптикой)

Угол падения равен углу отражения, а
угол прохождения связан с углом
падения через соотношение
скоростей.

$$\frac{\sin i_P}{V_{P1}} = \frac{\sin R_P}{V_{P1}} = \frac{\sin r_P}{V_{P2}}$$

Закон Снеллиуса (отражения) для обменных волн



Seismic rays obey Snell's Law

(just like in optics)

The angle of incidence equals the angle of reflection, and the angle of transmission is related to the angle of incidence through the velocity ratio.

But a conversion from P to S or vice versa can also occur. Still, the angles are determined by the velocity ratios.

$$\frac{\sin i_P}{V_{P1}} = \frac{\sin R_P}{V_{P1}} = \frac{\sin r_P}{V_{P2}} = \frac{\sin R_S}{V_{S1}} = \frac{\sin r_S}{V_{S2}} = p$$

where p is the **ray parameter** and is constant along each ray.

Зависимость коэффициента преломления - отражения от угла падения волны на границу.

Simple case: **Normal incidence**

Reflection coefficient

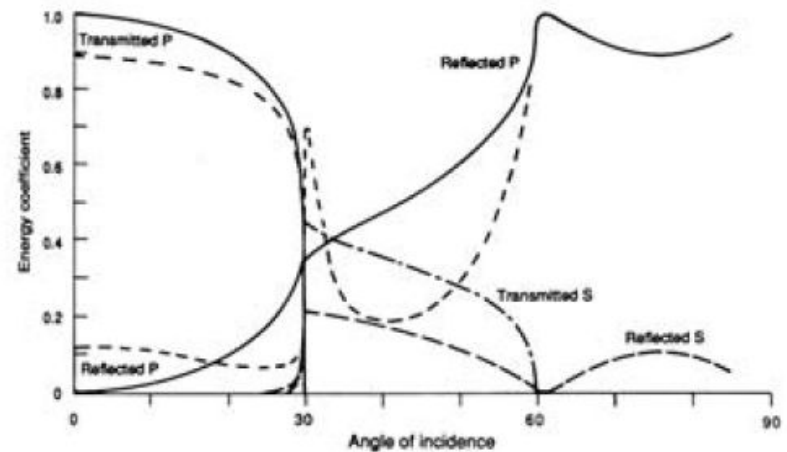
$$R_C = \frac{A_R}{A_i} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

Transmission coefficient

$$T_C = \frac{A_T}{A_i} = 1 - R_C = \frac{2\rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1}$$

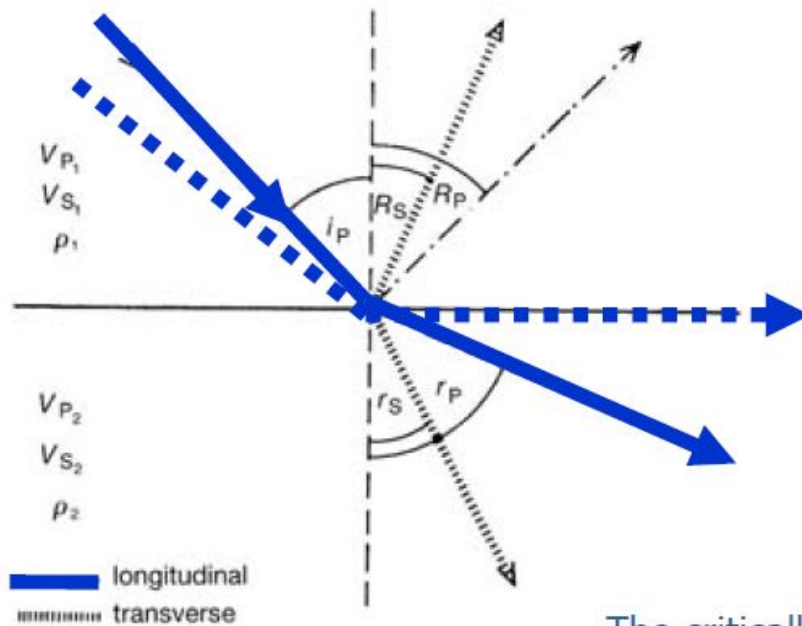
These coefficients are determined by from the product of velocity and density – the **impedance** of the material.

R_C usually small – typically 1% of energy is reflected.



Reflection and transmission coefficients for a specific impedance contrast

Критический угол падения



$$\frac{\sin i_p}{V_{P1}} = \frac{\sin r_p}{V_{P2}}$$

when $V_2 > V_1$, $r_p > i_p$

therefore, we can increase i_p until $r_p = 90^\circ$

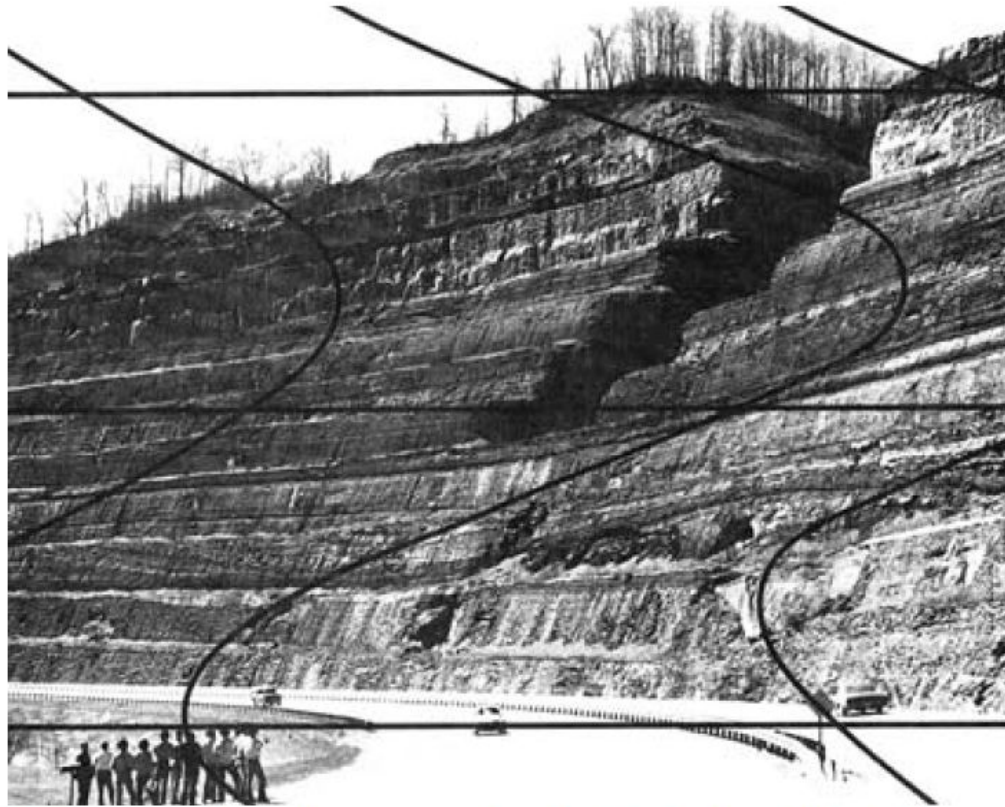
When $r_p = 90^\circ$ $i_p = i_c$ the critical angle

$$\sin i_c = \frac{V_{P1}}{V_{P2}}$$

The critically refracted energy travels along the velocity interface at V_2 continually refracting energy back into the upper medium at an angle i_c

→ a **head wave**

Resolution of structure



When you have been mapping faults in the field what were the vertical offsets?

Рекомендуемая литература для чтения:

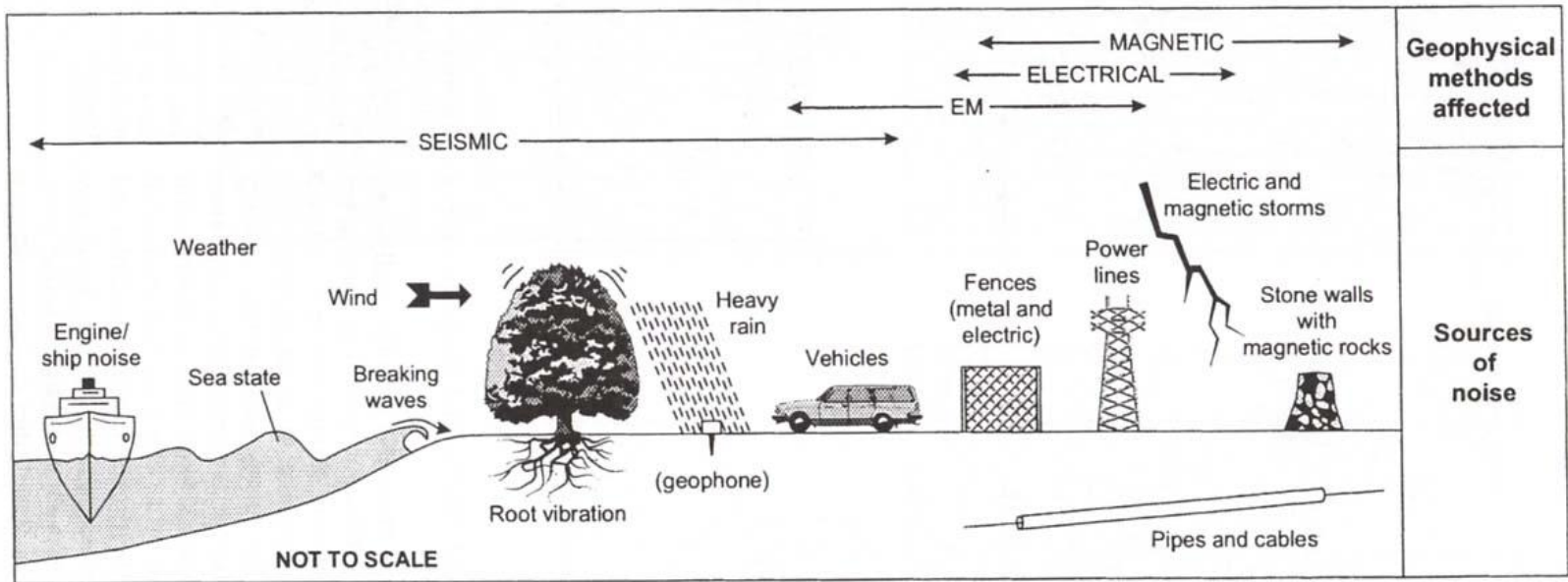


Figure 1.10 Schematic illustrating some common sources of geophysical noise