

ВВЕДЕНИЕ В СЕЙСМОРАЗВЕДКУ



ВВЕДЕНИЕ В СЕЙСМОРАЗВЕДКУ

курс лекций для студентов-
геофизиков 3 курса

канд. геол.-мин. наук, в.н.с.

Ермаков Александр Петрович,
ком. 353

МГУ имени М.В. Ломоносова,
геологический факультет, кафедра
сейсмометрии и геоакустики

Рекомендуемая литература

Основная:

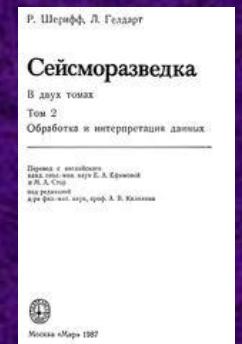
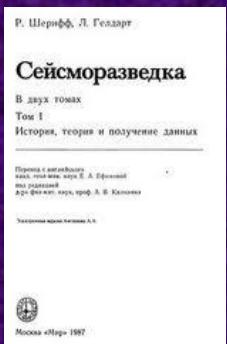
1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка.
Тверь: АИС. 2006.



2. Бондарев В.И. Основы сейсморазведки.
Екатеринбург: изд-во УГГА. 2003.

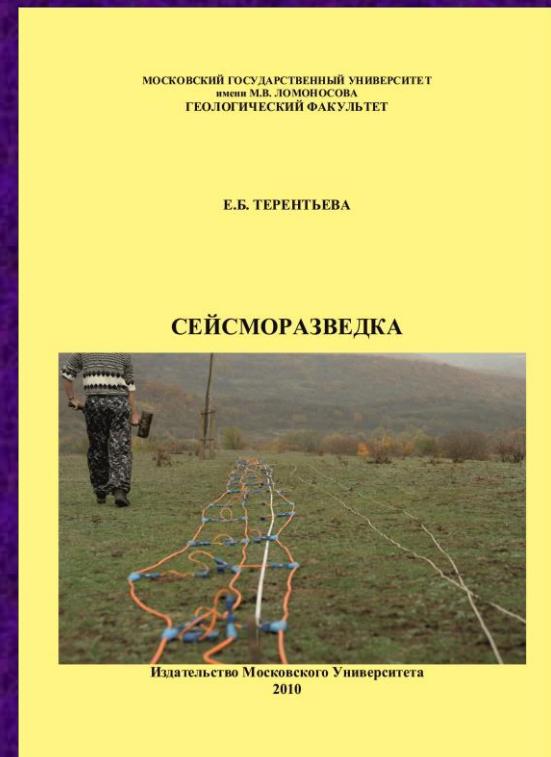
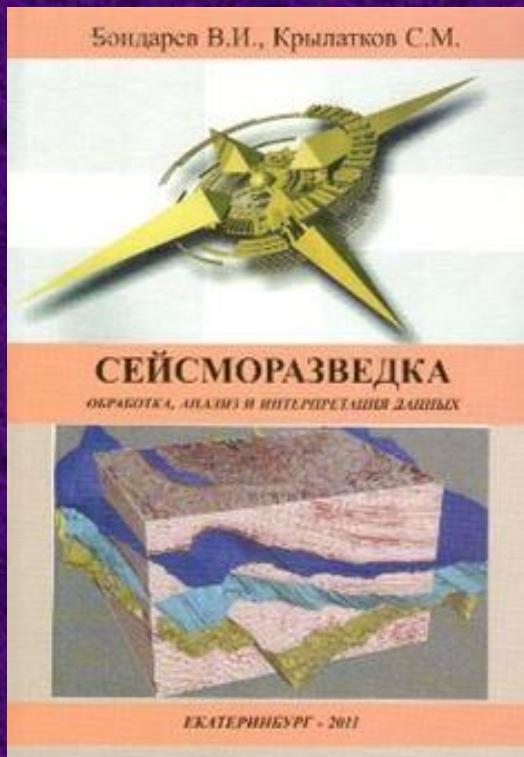


3. Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка.
Том 1, 2. Москва: изд-во Мир. 1987.



Дополнительная:

4. Бондарев В.И., Крылатков С.М. Сейсморазведка: Учебник для вузов. Издание второе, исправленное и дополненное. В 2-х томах. Екатеринбург: изд-во УГГУ. 2010.
5. Гайнанов В.Г. Сейсморазведка. Учебное пособие. - М.: изд-во МГУ. 2006.
6. Терентьева Е.Б. Сейсморазведка. Учебное пособие - М.: изд-во МГУ. 2010.

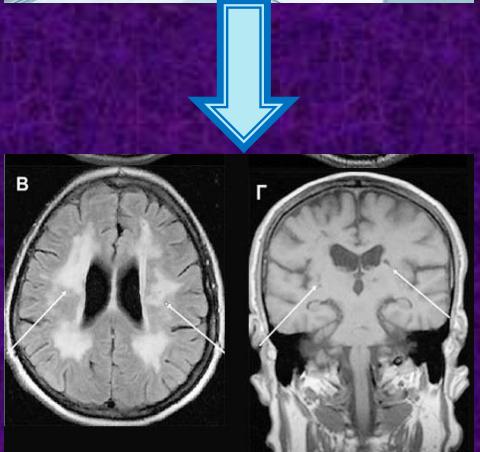


СУЩНОСТЬ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И ЕЕ МЕСТО СРЕДИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

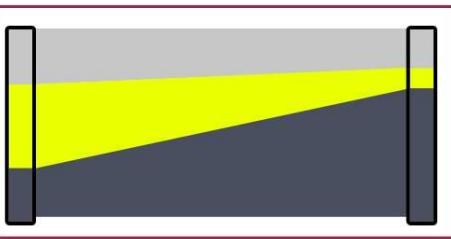
- Назначение метода;**
- Примеры применения сейсморазведки;**
- Этапы сейсмических исследований;**
- Принципиальная схема проведения полевых сейсморазведочных работ;**
- Обработка полевых сейсмических материалов;**
- Сейсмическая и геологическая интерпретация данных сейсморазведки;**
- Модели сред в сейсморазведке;**
- Виды сейсморазведки.**

Назначение метода.

Основная задача сейсморазведки – получение изображения геологической среды с помощью сейсмических волн.



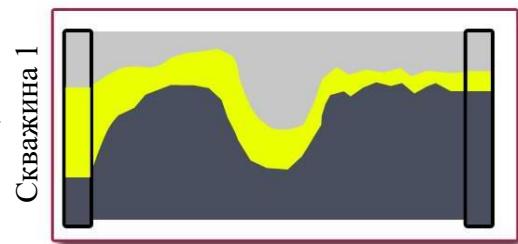
Скважина 1



Скважина 2

разрез по результатам бурения

разрез по
результатам
бурения
и геофизических
исследований



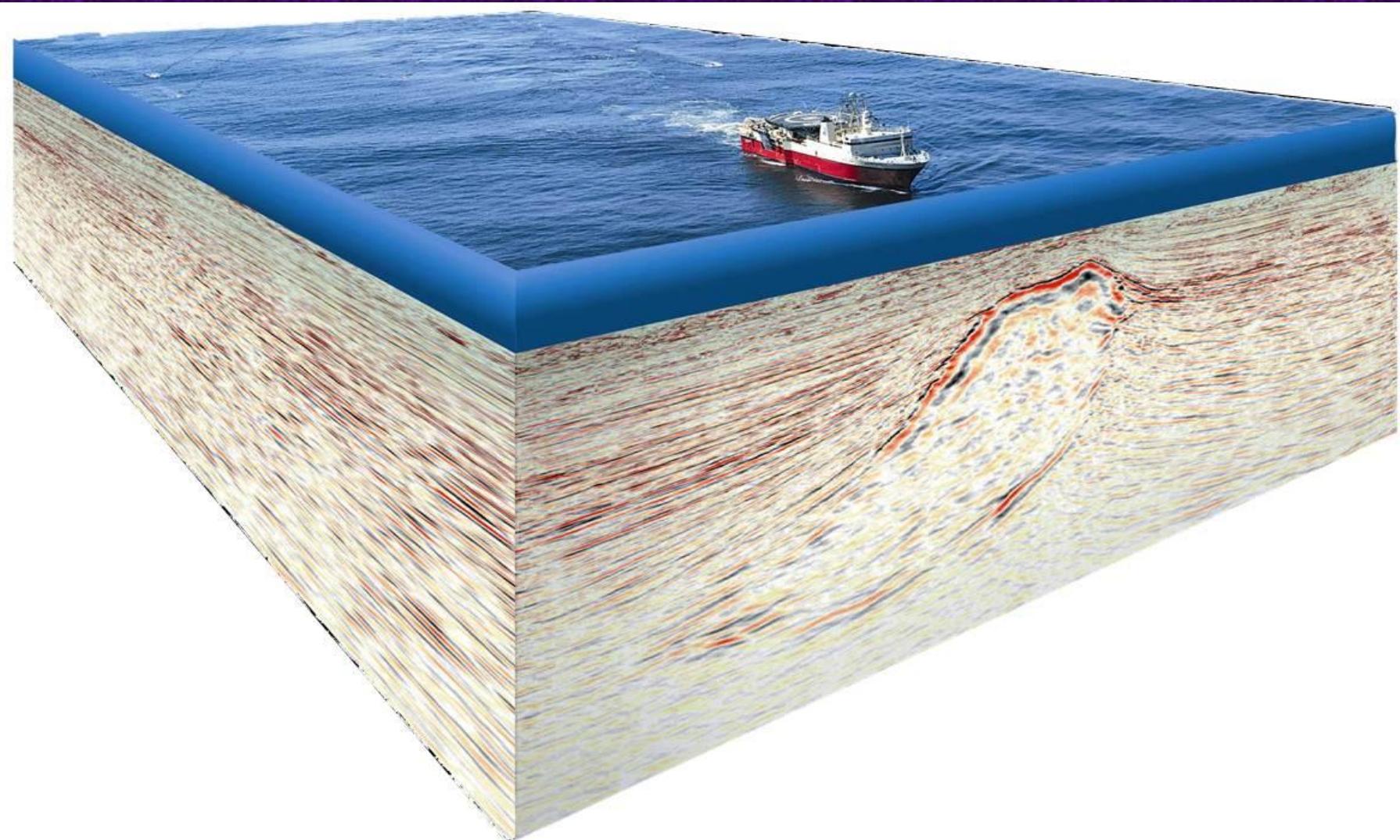
Скважина 2

Изображение геологической среды по результатам бурения (слева вверху) и по результатам бурения в комплексе с геофизическими исследованиями (справа внизу).

Аналогия методов геофизики с методами медицины: МРТ головного мозга (слева) и УЗИ (справа).

Назначение метода.

Получение изображения геологической среды сейсмическими методами заключается в возбуждении сейсмических волн и их последующая регистрация с помощью специальных источников и приемников.



Назначение метода.

СЕЙСМОРАЗВЕДКА

(греч. «сейсмо» трясти, сотрясать)

поиск полезных ископаемых

определение прочностных свойств
грунтов при строительстве

изучение геологического строения
Земли

Метод основан на изучении особенностей распространения сейсмических волн в среде (преломление, отражение, дифракция, интерференция и др.)

Принципиальная возможность применения сейсморазведки для изучения геологической среды заключается в ее (среды) неоднородности по физическим свойствам, в первую очередь, по плотности горных пород и скорости распространения упругих волн.

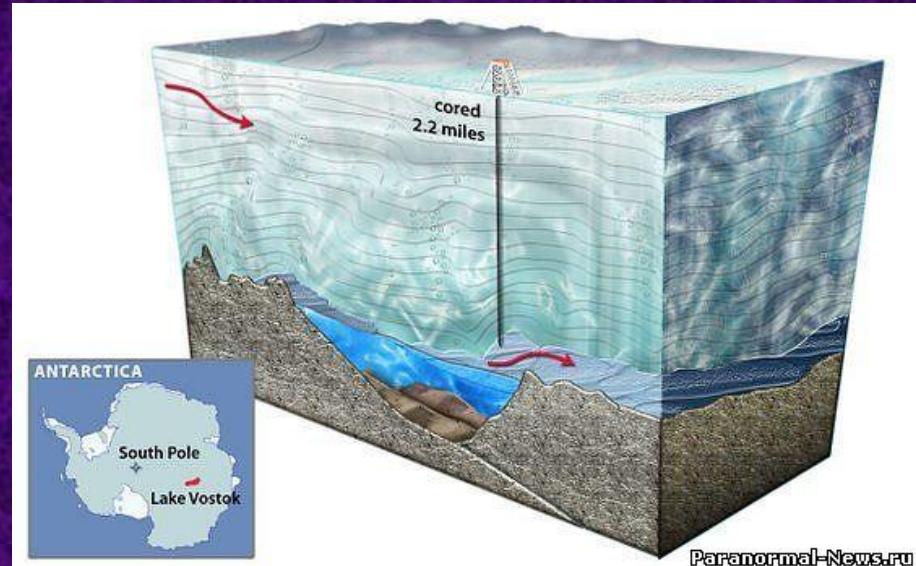
Изучение отраженных, преломленных, поверхностных и других классов волн с целью выявления пространственного распределения и количественной оценки упругих и других свойств геологической среды – составляет содержание методов сейсморазведки и определяет их разнообразие (МОВ, МПВ, MASW).

Назначение метода.

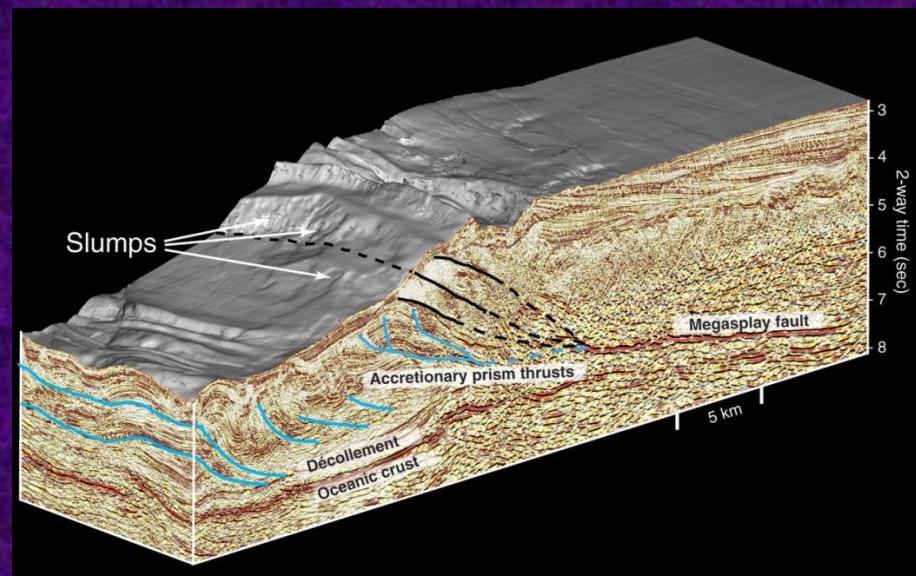
Принципиальная возможность применения методов сейсморазведки основана на дифференциации геологической среды по плотности и, как следствие, скорости распространения упругих волн в среде V (м/с или км/с). Собственно, скорость является основным вычисляемым параметром в сейсморазведке.



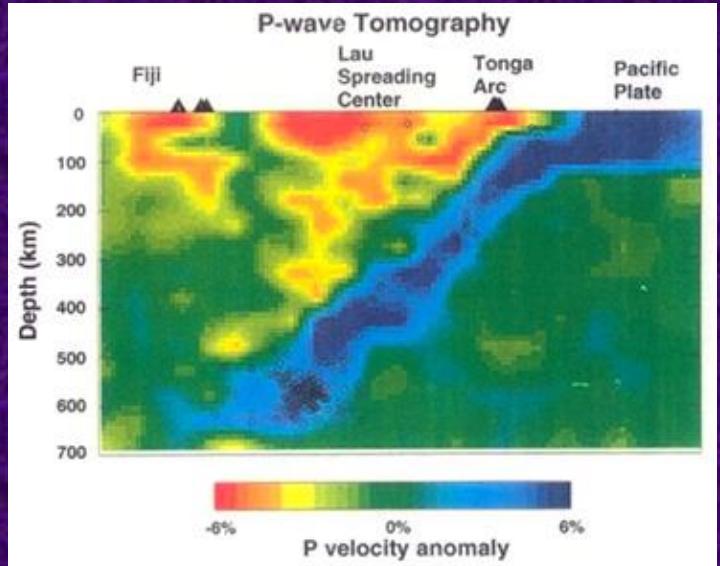
Примеры применения сейморазведки. Глубинная сейморазведка.



Обнаружение подледного озера Восток в Антарктиде (1996 г.).



Создание модели аккреционной призмы зон субдукции.

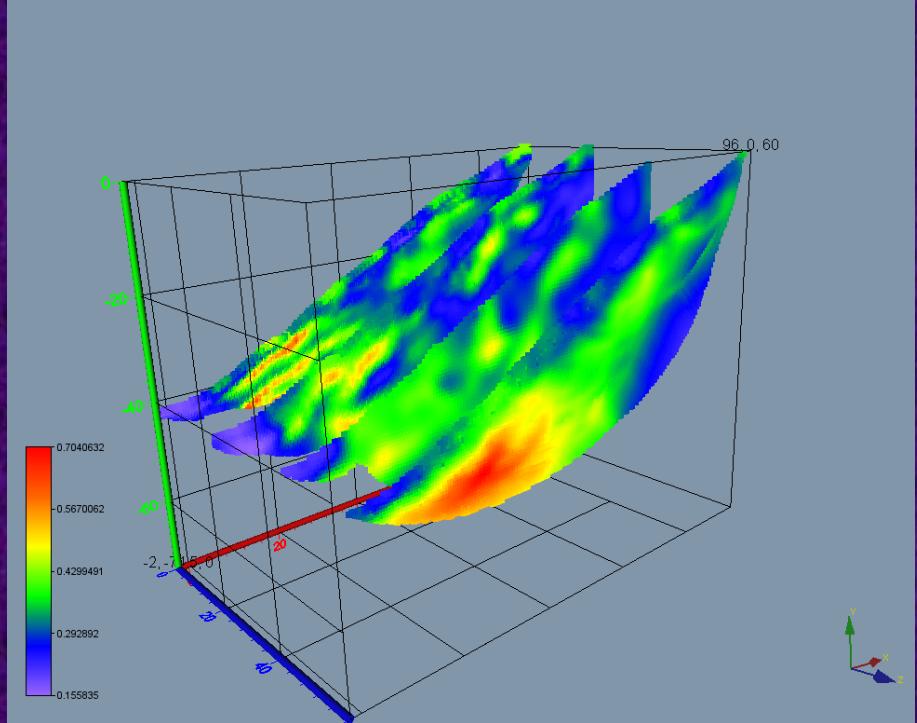
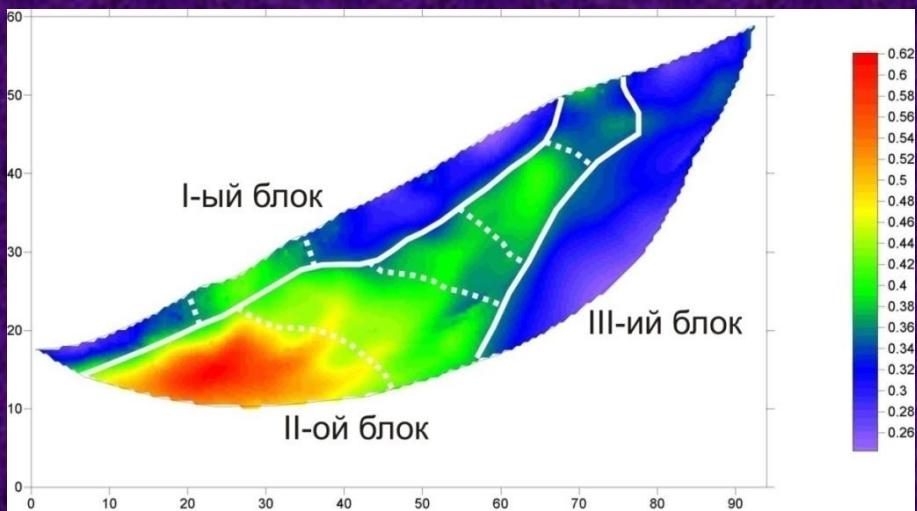


Выяснение строения слэбов в зонах субдукции.



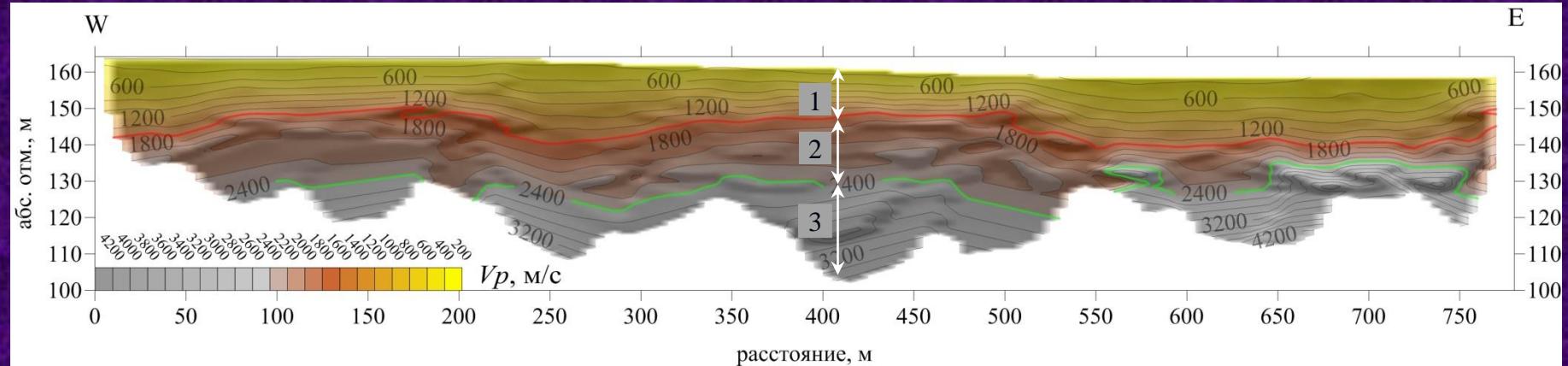
Предположение о «жидком» внешнем ядре Земли.

Примеры применения сейсморазведки. Малоглубинная сейсморазведка.

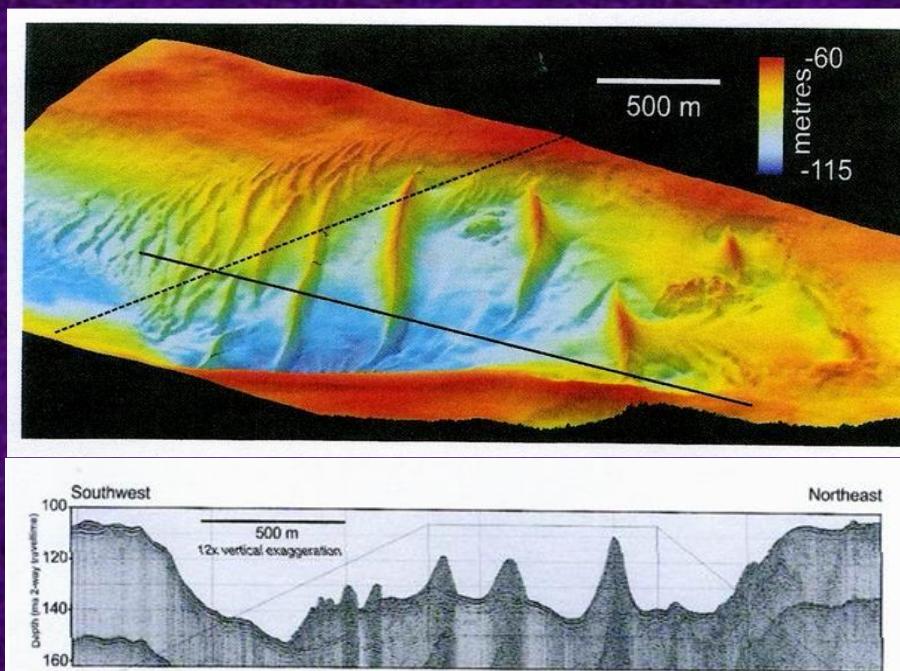


Изучение строения тел оползней. Сейсмомагнитография.

Примеры применения сейсморазведки. Малоглубинная сейсморазведка.

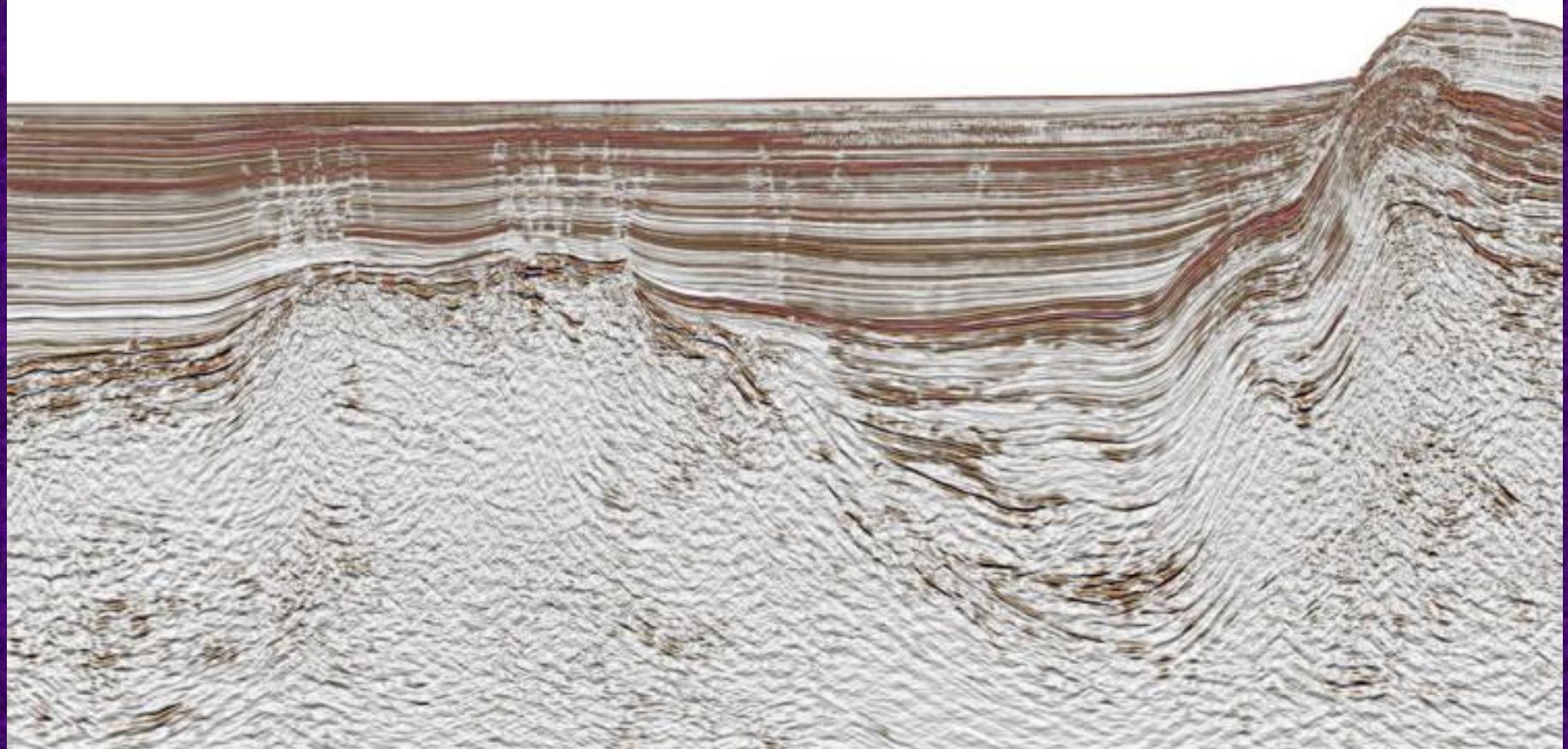


Изучение геологического строения ВЧР. Сейсмический разрез в изолиниях скорости распространения продольных волн, полученный по данным сейсморазведки на преломленных волнах. 1- первый сейсмический слой: постледниковые отложения четвертичного возраста (пески, супеси, суглинки); 2 – флювиогляциальные отложения (суглинки, галечники); 3 – каменноугольные отложения (известняки, песчаники) (по Ермаков А.П., 2015).



Картирование дна акваторий и поддонных отложений.

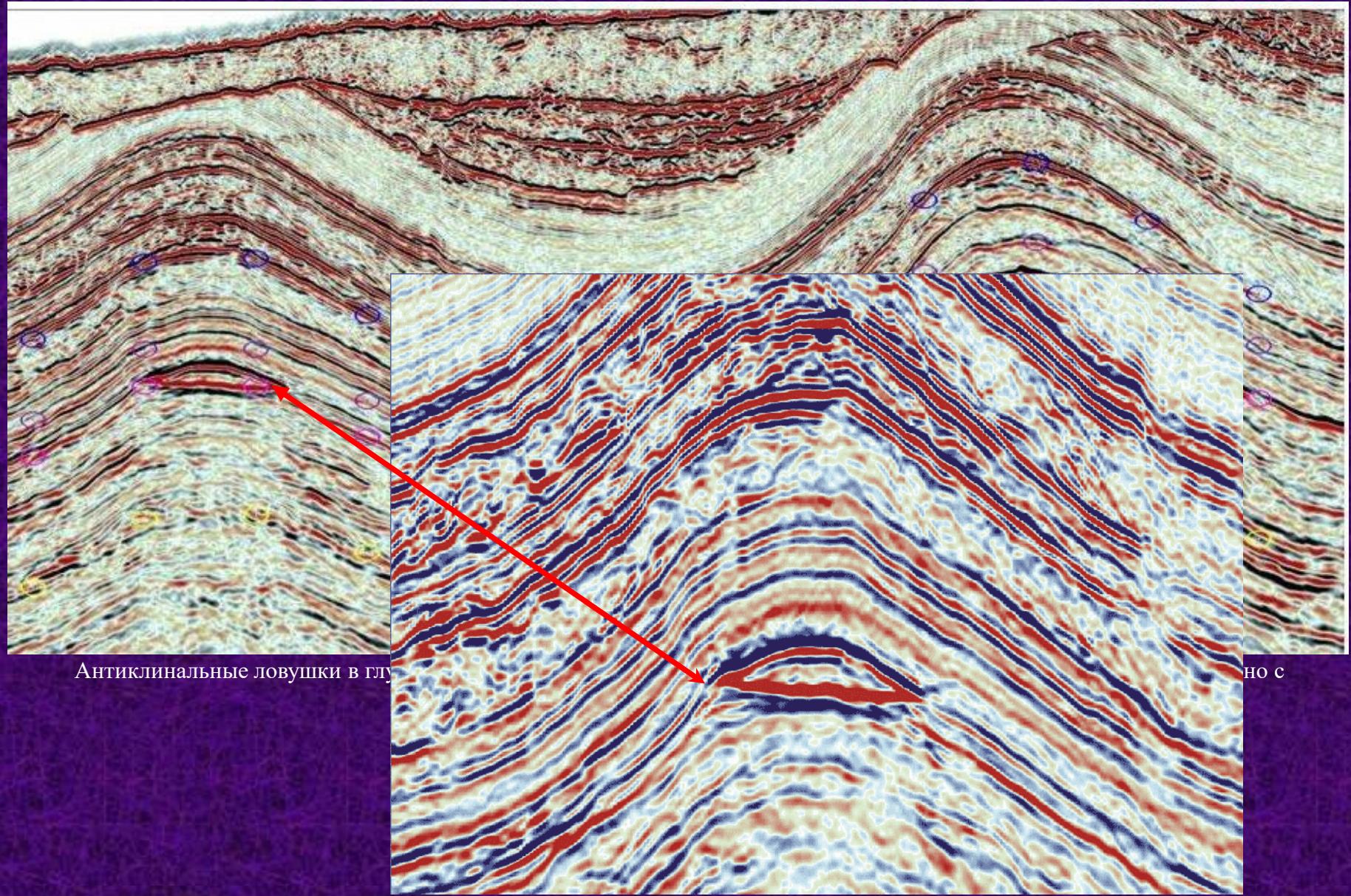
Примеры применения сейсморазведки. Нефтегазовая сейсморазведка.



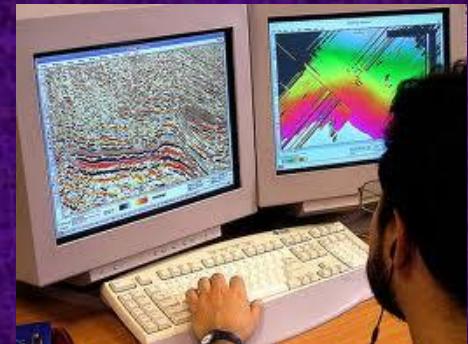
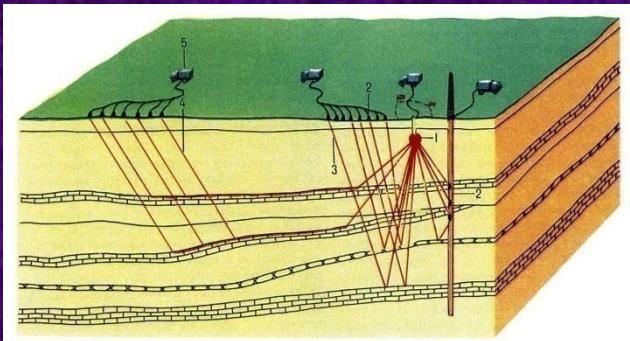
Изучение строения осадочного чехла и фундамента по данным сейсморазведки на отраженных волнах (материалы компании SeaBird Exploration).

С помощью сейсморазведки были открыты месторождения нефти и газа:
Ромашкинское (Татария), Самотлорское и Уренгойское (Зап. Сибирь), Штокманское (шельф Баренцева моря),
Тенгизское (Казахстан) и др.

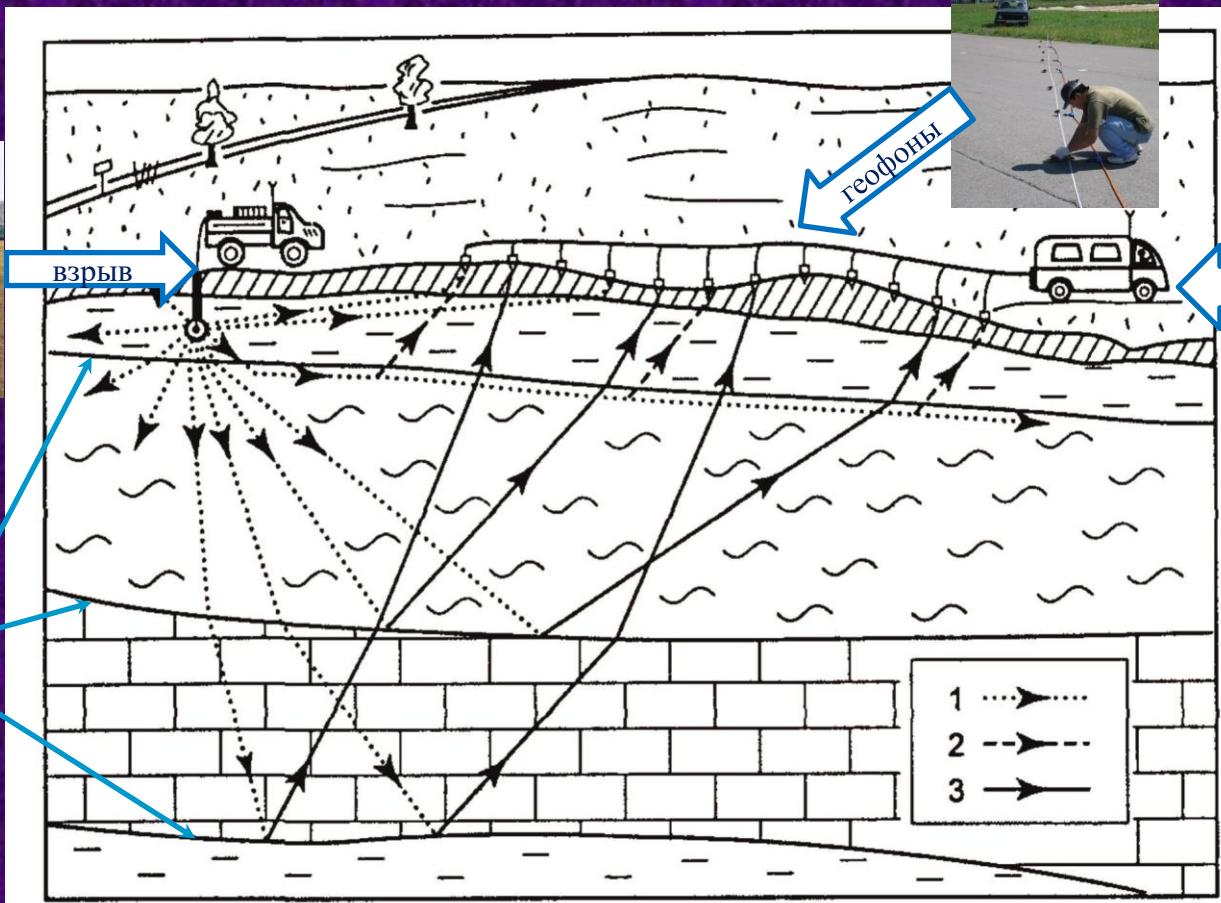
Примеры применения сейсморазведки. Нефтегазовая сейсморазведка.



Этапы сейсмических исследований.



Принципиальная схема проведения сейсморазведочных полевых работ.

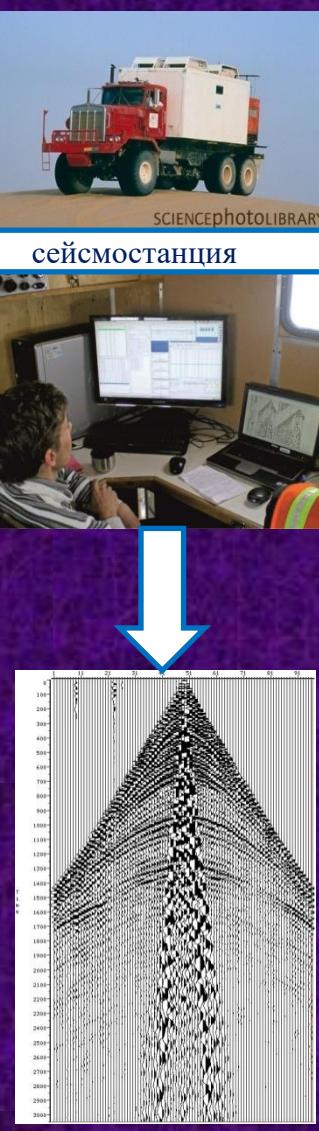


Принципиальная схема проведения сейсморазведочных полевых работ. Траектории распространения сейсмических волн: 1-прямых и проходящих; 2-преломленных ; 3- отраженных (по Г.Н. Боганик, И.И. Гурвич, 2006).

сейсмические волны

отраженные
преломленные
поверхностные

МОВ
МПВ
MASW



Полевая сейсмическая запись.

Принципиальная схема проведения сейсморазведочных полевых работ.



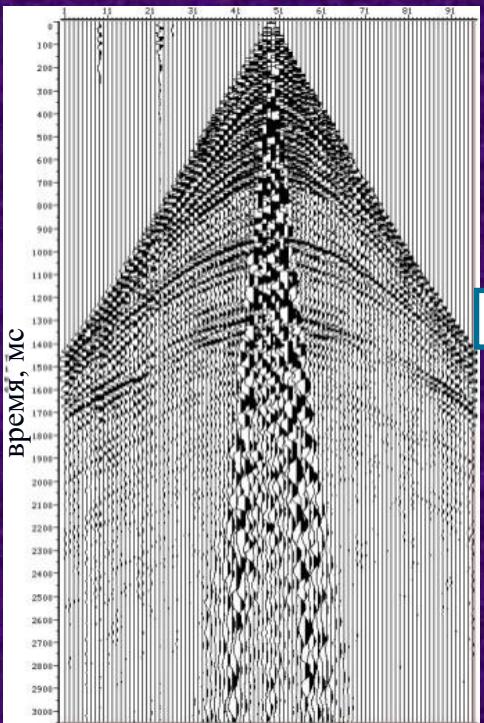
Установка сейсмических датчиков перед началом полевых наблюдений.

Принципиальная схема проведения сейсморазведочных полевых работ.

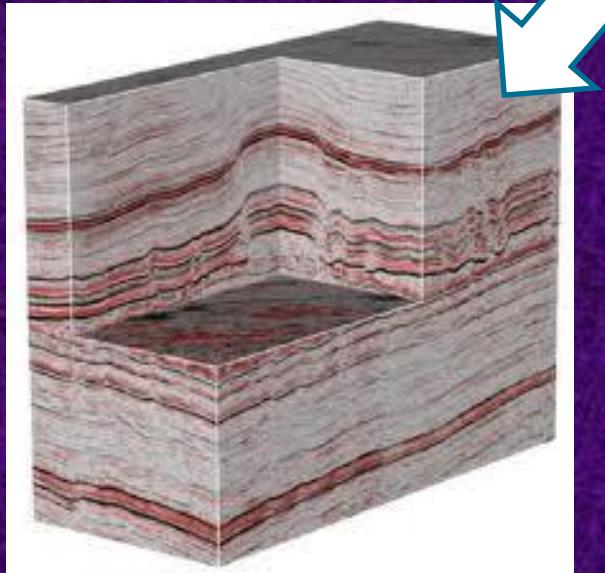
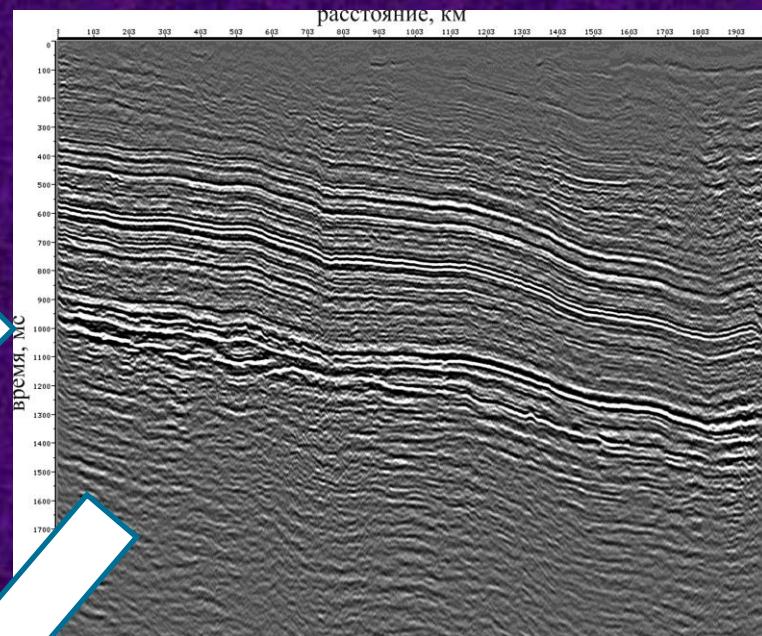


Полевые наблюдения при малоглубинной сейсморазведке.

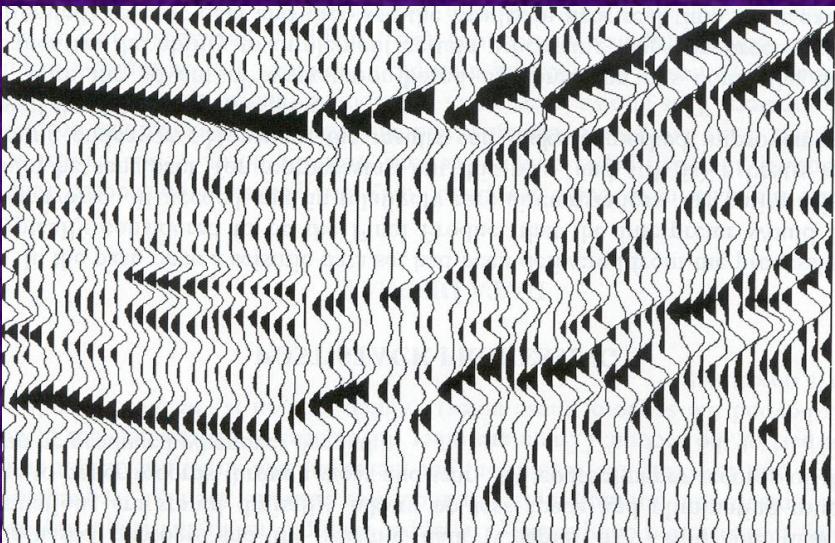
Обработка полевых сейсмических материалов.



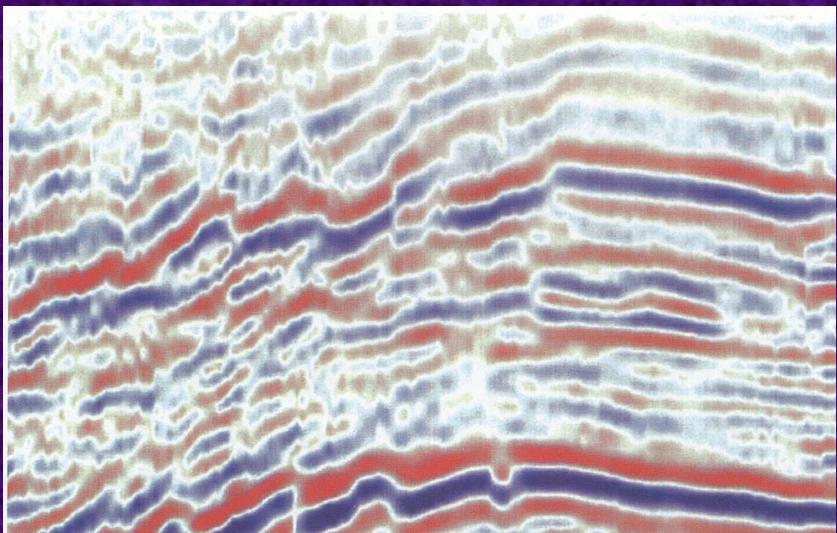
математическая обработка



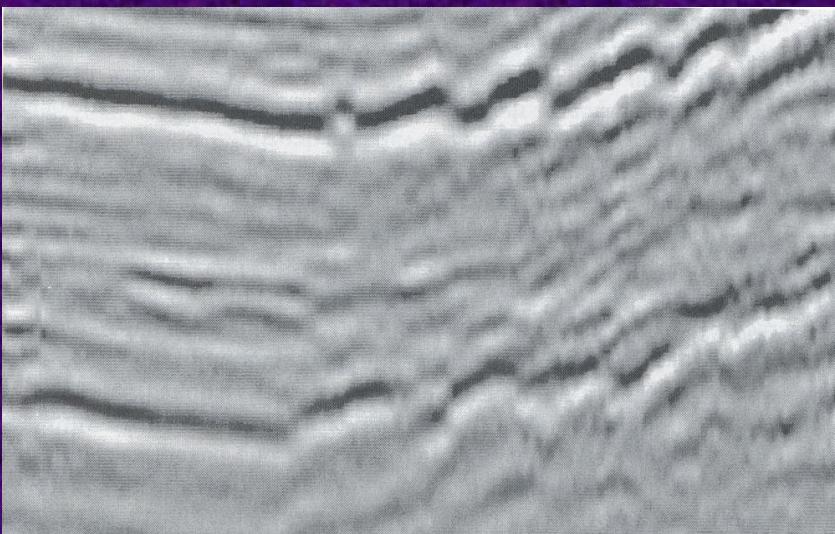
Обработка полевых сейсмических материалов.



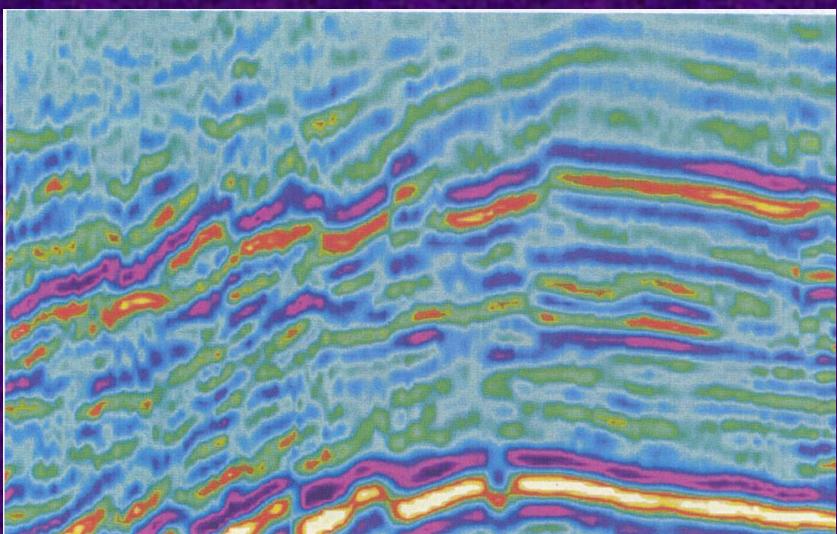
амплитудный



цветной

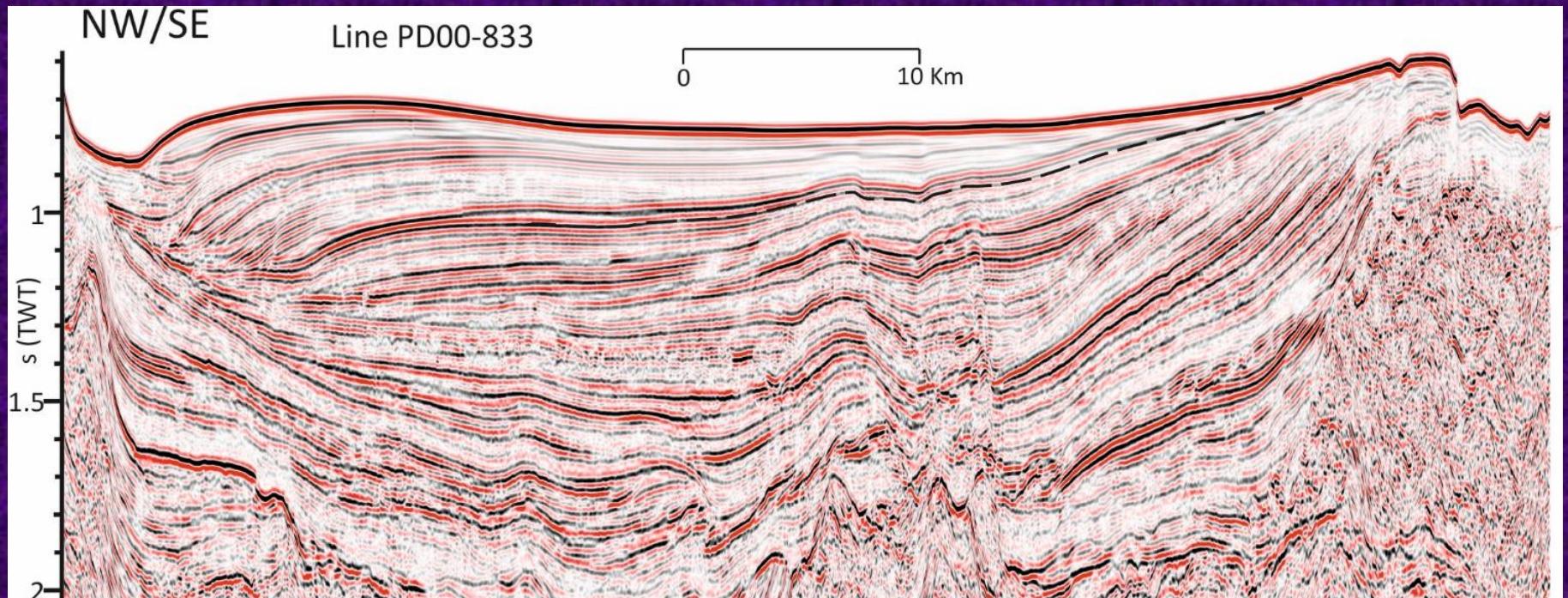


переменной плотности



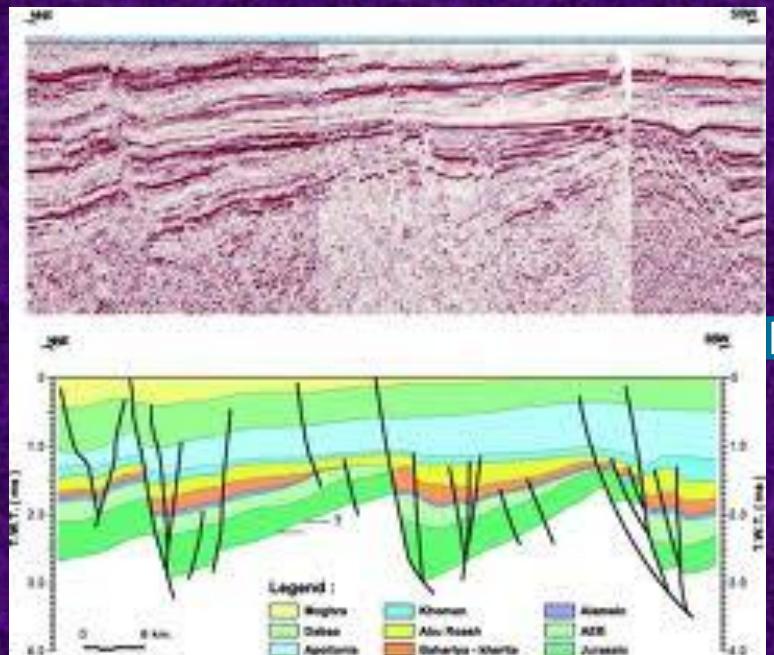
цветной

Виды визуализаций сейсмических разрезов.



Пример фрагмента сейсмического разреза, полученного МОВ, после этапа обработки. Нефтегазовая сейсморазведка. По оси ординат отложено время в сек, по оси абсцисс – расстояние в км.

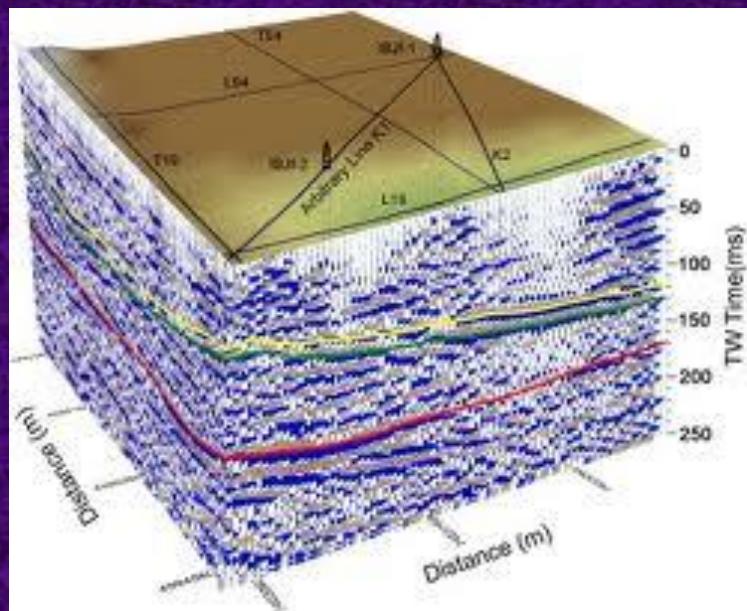
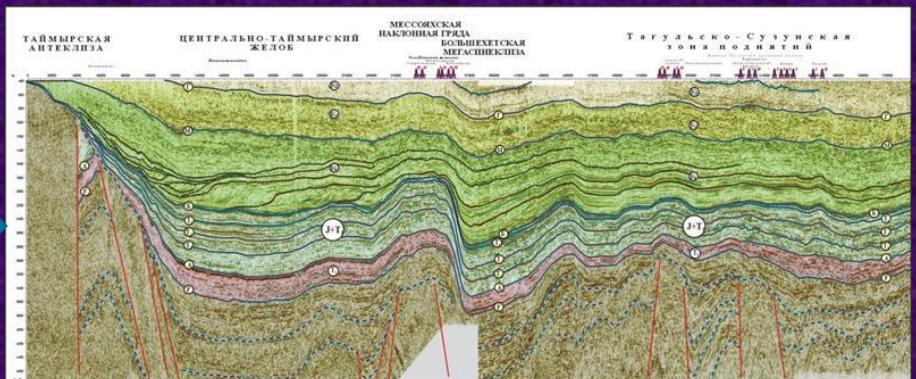
Сейсмическая и геологическая интерпретация данных сейморазведки.



Сейсмический разрез в масштабе времени (вверху) и он же после выделения сейсмических фаций и разломов.

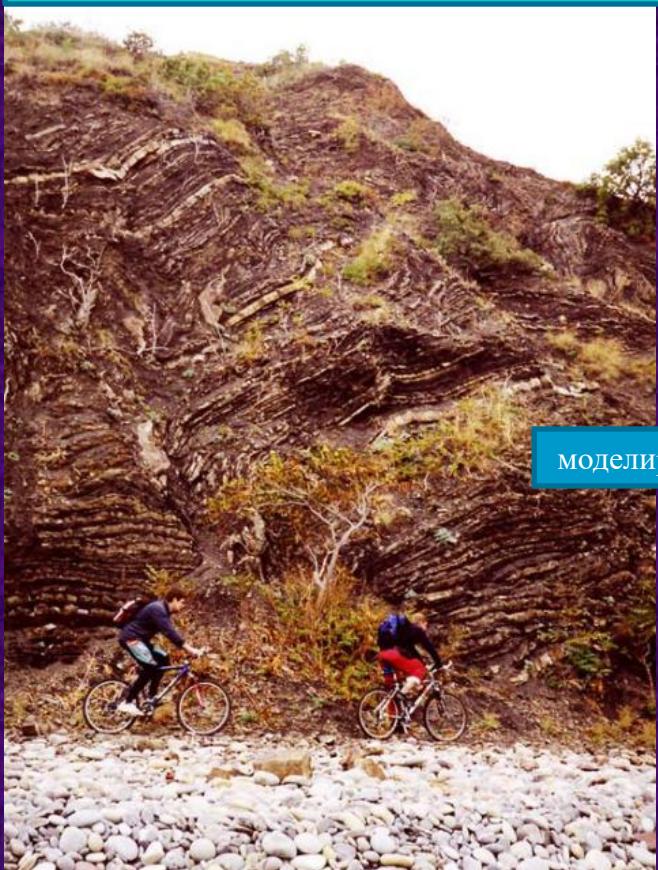
Любая интерпретация сейсмических материалов предполагает привлечение априорной информации – данных геологического картирования, описания разрезов скважин (шурфов), данных ГИС, данных других геофизических методов.

Пример сейсмического разреза после геологической интерпретации.

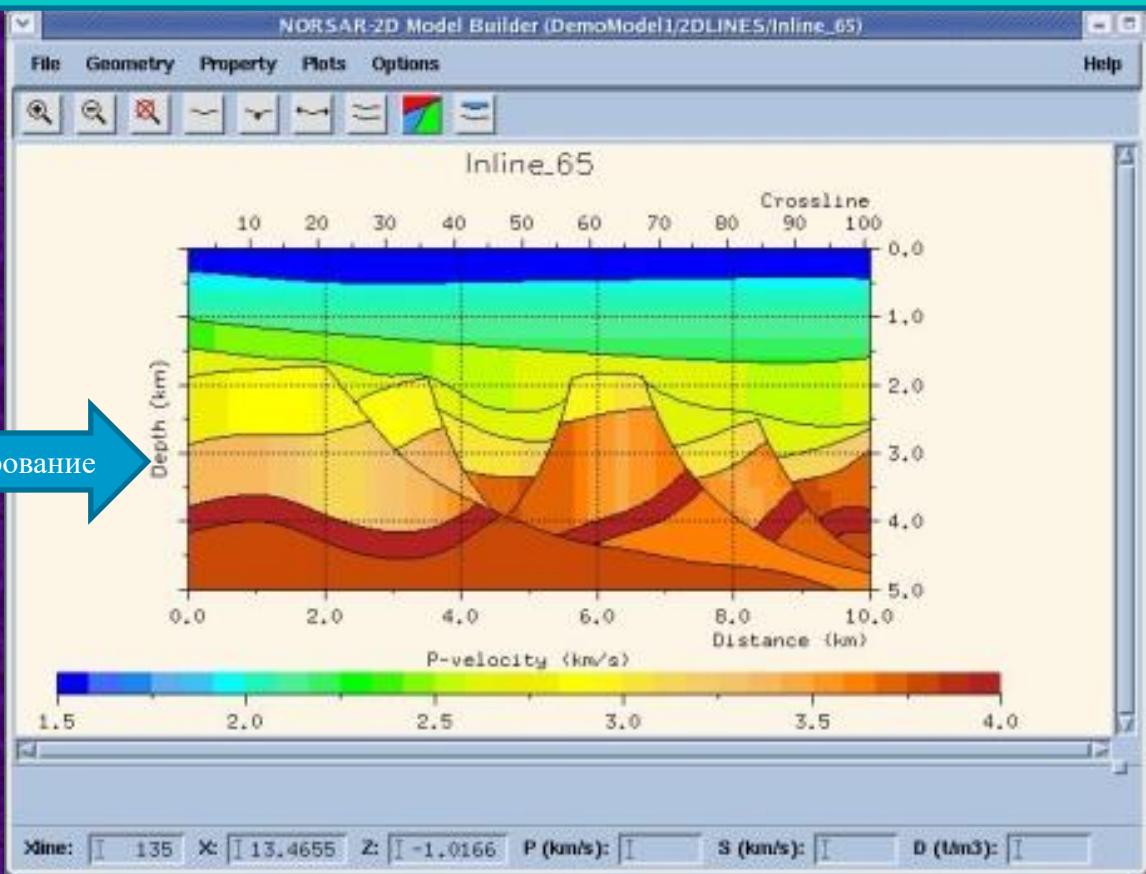


Модели сред в сейсморазведке.

Получение изображения исследуемой среды с помощью сейсморазведки осуществляется в рамках некоторой модели среды. Начальная модель среды многократно уточняется в процессе решения *прямой* и *обратной* задачи.



моделирование



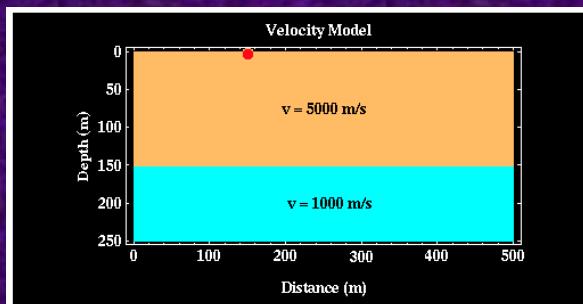
Сложное геологическое строение Горного Крыма.

Сейсмическая модель среды с однородными слоями.
Цвет соответствует скорости распространения сейсмических волн.

Основные физические параметры при моделировании – скорость распространения сейсмических волн, плотность горных пород и акустическая жесткость (акустический импеданс).

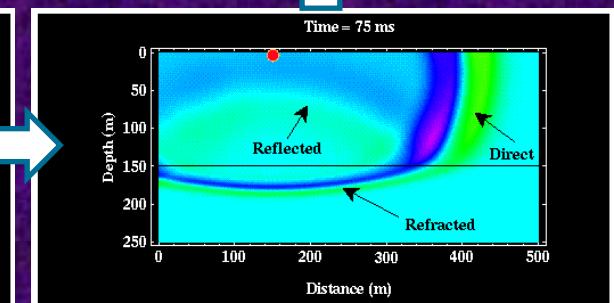
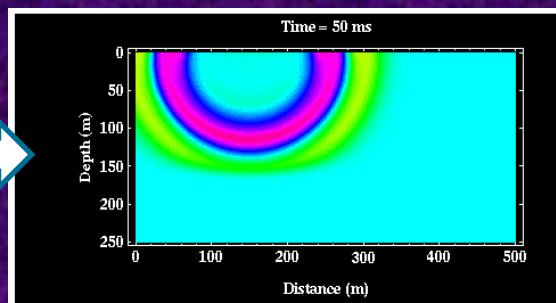
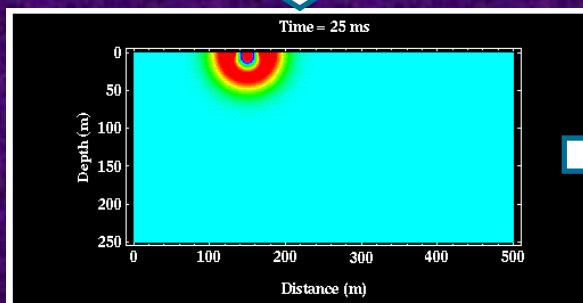
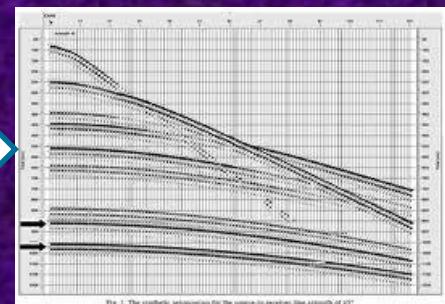
ПРЯМАЯ ЗАДАЧА СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Начальная скоростная модель, построенная с учетом априорной информации



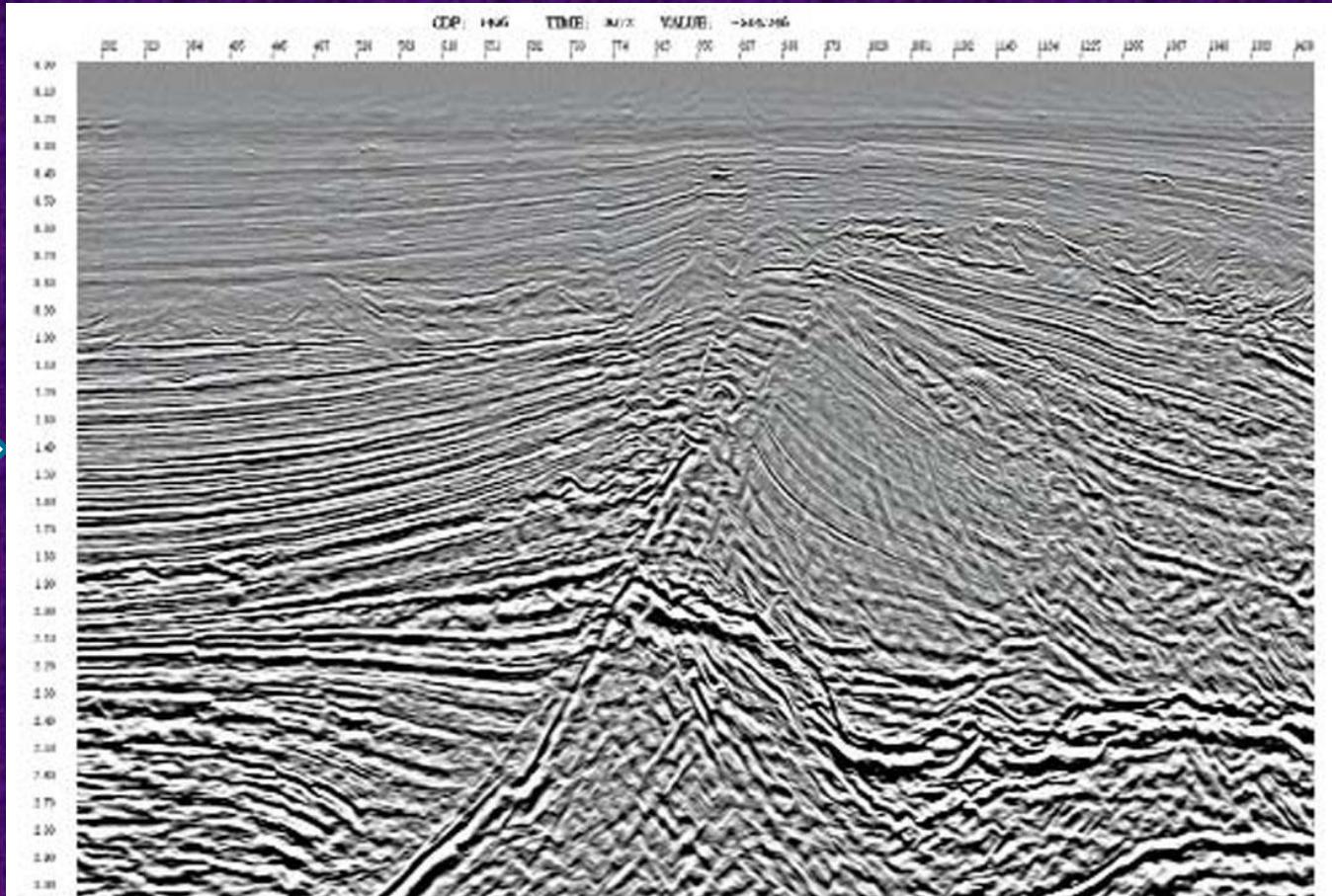
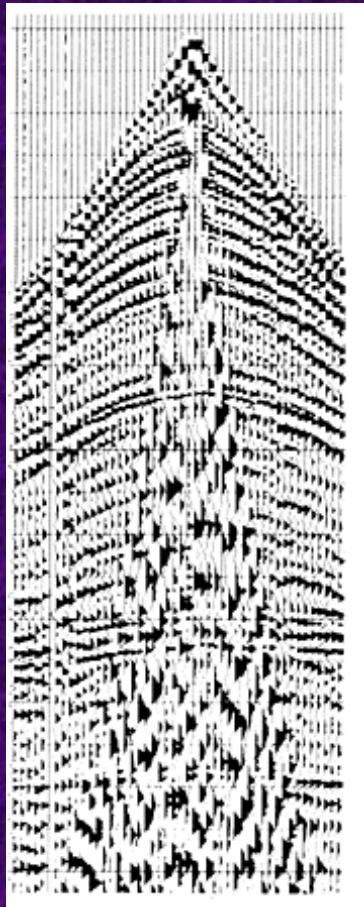
прямая задача

Рассчитанное волновое поле



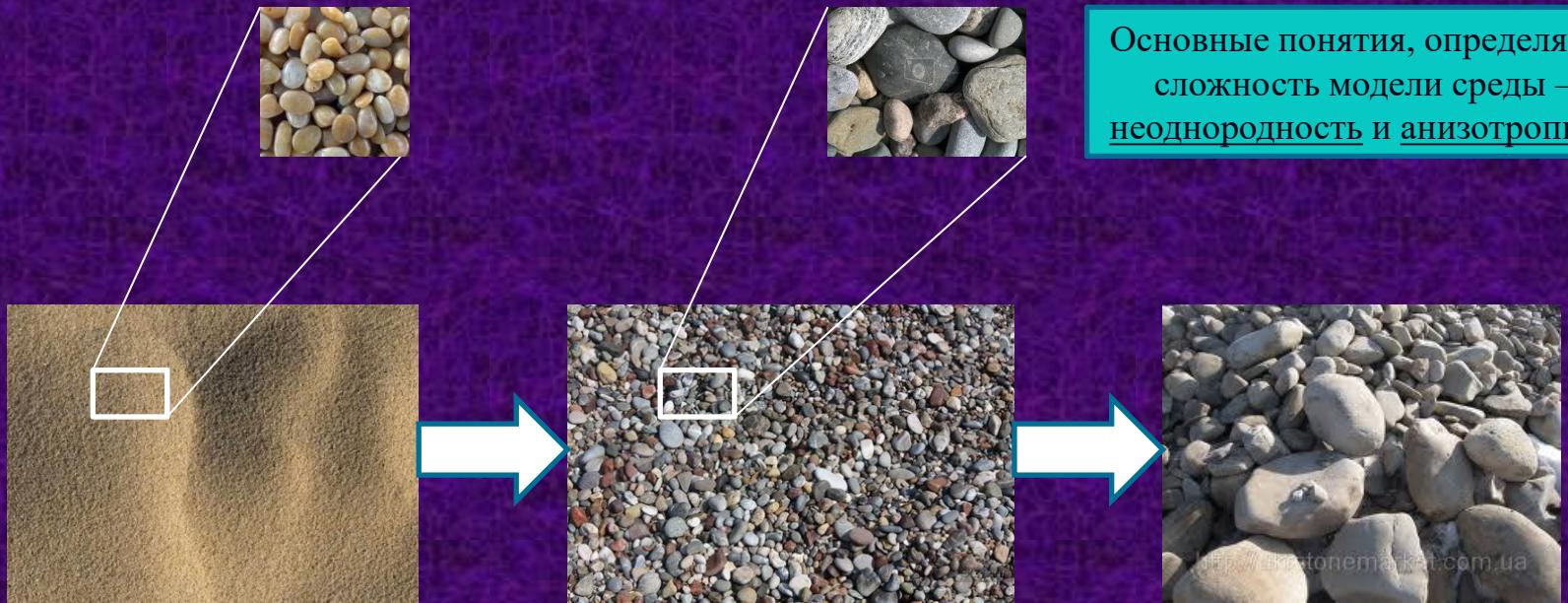
Решение прямой задачи: определение параметров поля упругих волн путем волнового моделирования.

ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА СЕЙСМОРАЗВЕДКИ



Решение обратной задачи: получение изображения среды (разрез) и определение ее параметров по волновому полю.

Модели сред в сейсморазведке.



Увеличение степени неоднородности среды.

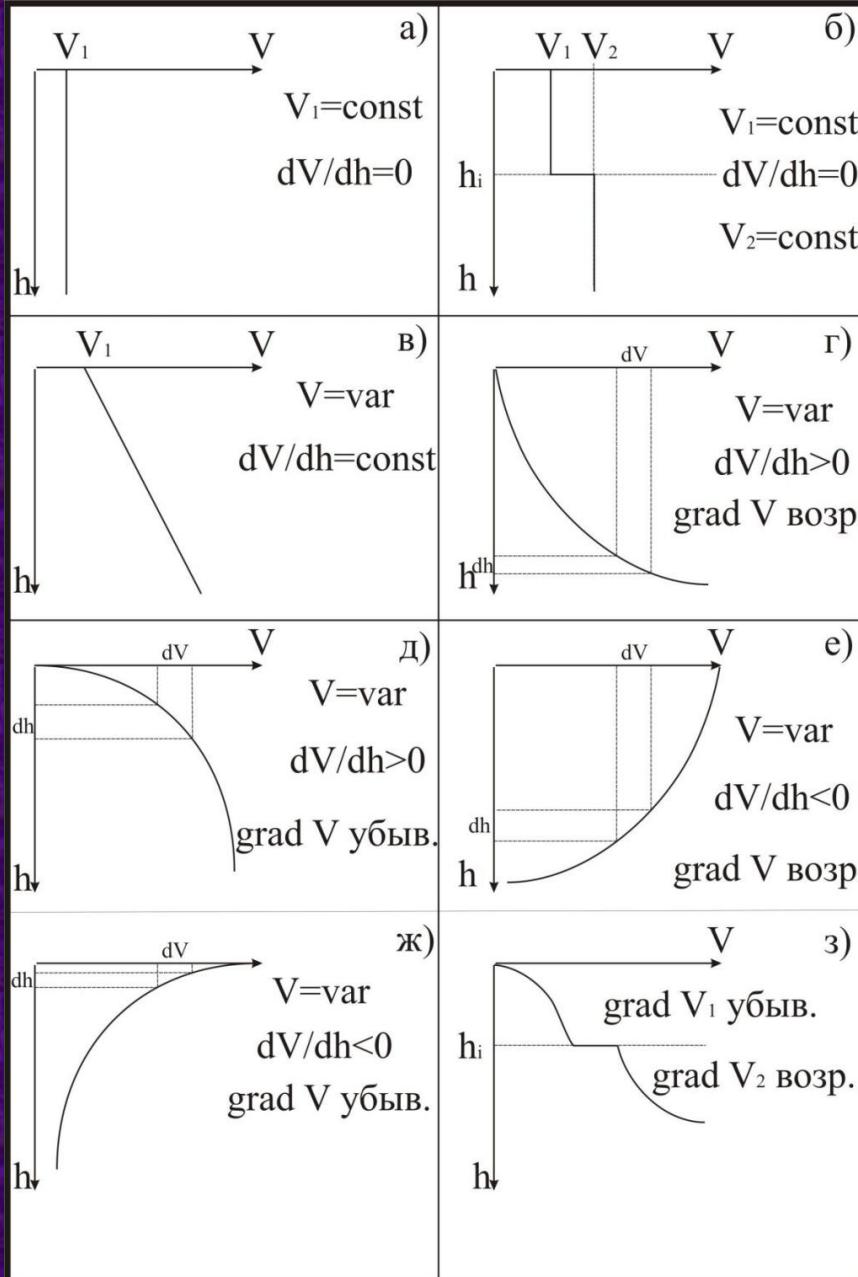


Анизотропия скорости распространения сейсмических волн, как следствие ориентировки минеральных зерен.

Понятия однородности и неоднородности, изотропности и анизотропности среды неразрывно связано с длиной упругой волны.

Анизотропия скорости

слоистость среды
система трещин
ориентация зерен



Простейшие модели сред, применяемые в сейсморазведке для зависимости скорости и глубины $V(h)$: а) однородное полупространство с постоянной скоростью; б) горизонтально-слоистая среда (ГСС); в) вертикально-неоднородная среда с переменной скоростью и постоянным градиентом скорости; г) вертикально-неоднородная среда с переменной скоростью и положительным возрастающим градиентом скорости; д) вертикально-неоднородная среда с переменной скоростью и положительным убывающим градиентом скорости; е) вертикально-неоднородная среда с переменной скоростью и отрицательным возрастающим градиентом скорости; ж) вертикально-неоднородная среда с переменной скоростью и отрицательным убывающим градиентом скорости; з) горизонтально-слоистая градиентная среда.

Виды сейсморазведки.

Сейсморазведку различают

по месту проведения:

- наземная;
- морская;
- подземная (шахтная);
- скважинная;

по назначению и решаемым задачам: малоглубинная, нефтегазовая, структурная.

малоглубинная

изучение геологического строения верхней части разреза (ВЧР)

определение упругих модулей для оценки устойчивости и прочности грунта в
строительстве

обнаружение карстовой, оползневой и суффозионной опасности

определение уровня грунтовых вод (УГВ)

исследование свойств рыхлых осадков на шельфе

поиск газогидратов





ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

- Основные положения теории упругости;**
- Типы сейсмических волн;**
- Сферические волны;**
- Амплитудный спектр сейсмических колебаний;**
- Принципы (постулаты) и законы теории распространения сейсмических волн;**
- Распространение сейсмических волн в неидеально упругих средах;**
- Коэффициенты отражения при нормальном падении.**

Основные положения теории упругости.

Распространение сейсмических волн в геологической среде есть следствие механических свойств твердых тел. При увеличении расстояния между частицами среды возникают силы притяжения, а при уменьшении – силы отталкивания. Само свойство среды сопротивляться внешним воздействиям называется **упругостью**.

Напряжение (N/m^2) – сила, действующая на единицу площади деформируемого тела.

Деформация (от лат. *deformatio* – «искажение») – изменение взаимного положения частиц тела.

$$\sigma = \frac{F}{S}$$

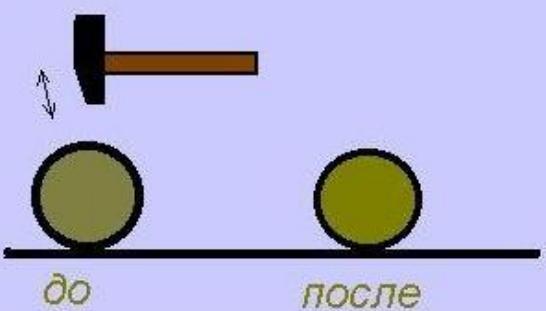
$$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l}$$

F – прилагаемая сила, S – площадь, на которую действует сила, l – длина деформируемого тела, Δl (Δx) – абсолютное удлинение (смещение).

ДЕФОРМАЦИИ

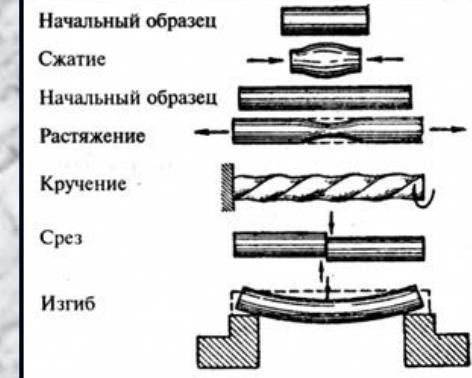
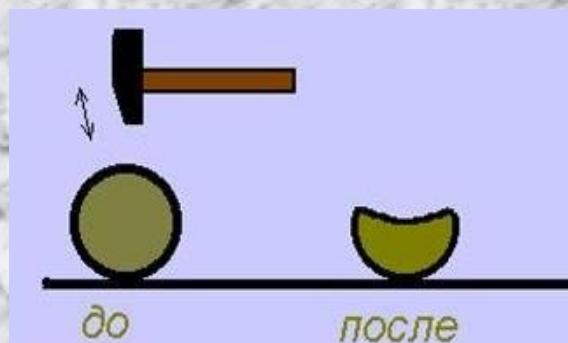
упругие (обратимые)

После снятия напряжения тело полностью восстанавливает свой объем и форму (*идеально упругое тело*).



пластичные (необратимые)

После снятия напряжения тело полностью (изменение объема) или частично деформируется (сохранение объема).



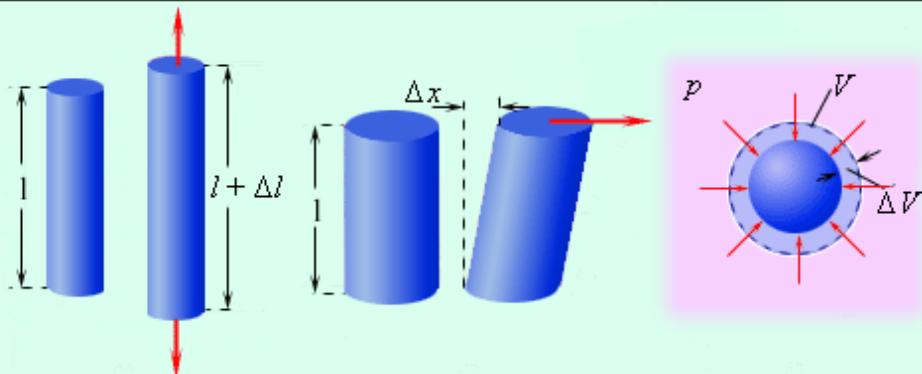
Основные виды необратимых деформаций твердых тел.

Основные положения теории упругости.

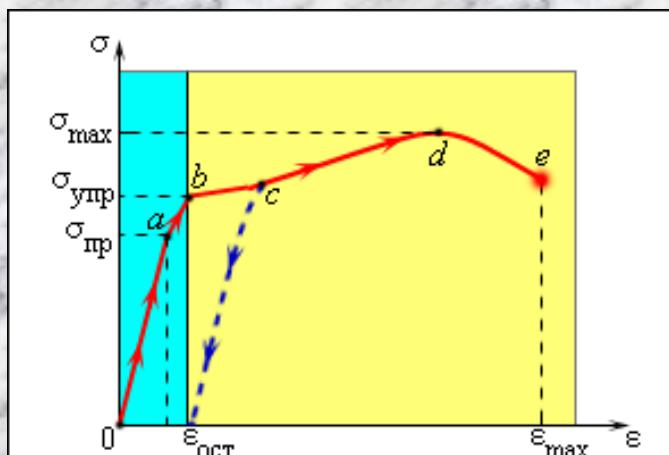
деформация
растяжения

деформация
сдвига

деформация
всестороннего
сжатия



Виды деформаций геологической среды при распространении сейсмических волн.



Зависимость деформации ϵ материала от приложенного напряжения σ .

Связь между деформацией и приложенным напряжением определяется **законом Гука**.

Закон Гука (изотропное тело)

для деформаций растяжения/сжатия:

$$\sigma = \epsilon E \quad \text{или} \quad \frac{\Delta l}{l} = \frac{1 F}{E S}$$

для деформаций сдвига:

$$\frac{\Delta x}{l} = \frac{1 F}{G S}$$

для деформаций всестороннего сжатия:

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{1}{K} p$$

E – модуль Юнга (H/m^2), G – модуль сдвига (H/m^2), K – модуль всестороннего сжатия (H/m^2), p – давление (Pa).

Голубая область соответствует упругим деформациям – здесь выполняется закон Гука.

Желтая область соответствует пластичным деформациям.

Основные положения теории упругости.

Упругие модули, характеризующие прочностные свойства горных пород (могут быть определены при сейсморазведке):

- **Модуль Юнга E (Н/м^2)** - характеризует способность вещества сопротивляться растяжению/сжатию при упругой деформации;
- **Модуль сдвига G (Н/м^2)** - характеризует способность вещества сопротивляться сдвигу при упругой деформации;
- **Модуль всестороннего сжатия K (Н/м^2)** - характеризует способность вещества сопротивляться всестороннему сжатию;
- **Коэффициент Пуассона σ (безразмерный)** - характеризует упругие свойства материала, показывает, во сколько раз изменяется поперечное сечение деформируемого тела при его растяжении или сжатии.

материал	K (Н/м^2)	E (Н/м^2)	G (Н/м^2)	σ
воздух	$1,42 \cdot 10^5$	$1,43 \cdot 10^5$	0	0,5
вода	$2,2 \cdot 10^9$	$1,03 \cdot 10^9$	0	0,5
сталь	$1,6 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^{11}$	$7,9 \cdot 10^{10}$	0,25

Значения модулей упругости для воздуха, воды и стали.

Связь упругих модулей с коэффициентами Ламе:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

$$K = \frac{3\lambda + 2\mu}{3}$$

$$G = \mu$$

Типы сейсмических волн.

Для описания упругих свойств *изотропной* среды достаточно знать два упругих параметра λ и μ – *коэффициенты Ламе*, отвечающие за деформации сжатия/растяжения и сдвига соответственно.

Распространение сейсмической волны в геологической среде представляет собой поле смещений частиц среды. В идеально упругой однородной изотропной среде оно описывается *уравнением динамического равновесия Ламе*:

$$\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \operatorname{grad} \operatorname{div} \vec{u} + \frac{\mu}{\rho} \operatorname{rot} \operatorname{rot} \vec{u} = \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2}$$

где $\vec{u} = \vec{u}(x, y, z, t)$ – вектор смещения частиц среды под действием проходящей волны во времени t и в пространстве x, y, z . ρ – плотность среды.

При распространении сейсмической волны в упругом теле выделяют деформации, при котором меняется объем тела – *потенциальная составляющая поля смещений* \vec{u}_p или меняется его форма – *вихревая составляющая поля смещений* \vec{u}_s .

Учитывая существование двух типов деформаций - полей смещений, можно говорить, что в твердой однородной изотропной среде могут независимо друг от друга распространяться два вида упругих волн – *продольная волна*, вызывающая деформации объема (объемная или P -волна) и *поперечная волна*, вызывающая изменение формы тела (сдвиговая или S -волна). Скорости распространения продольных V_p и поперечных волн V_s в среде выражаются через плотность среды ρ и коэффициенты Ламе λ и μ по формулам:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Из этих формул следует, что

1. скорость распространения продольных волн всегда больше скорости поперечных волн;
2. в жидких и газообразных средах поперечные волны существовать не могут.

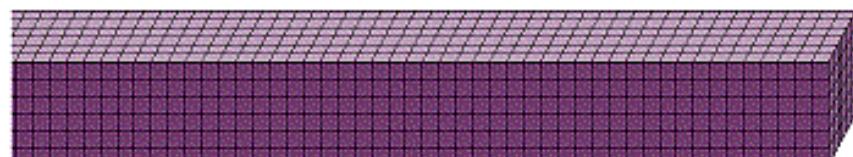
Типы сейсмических волн.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ

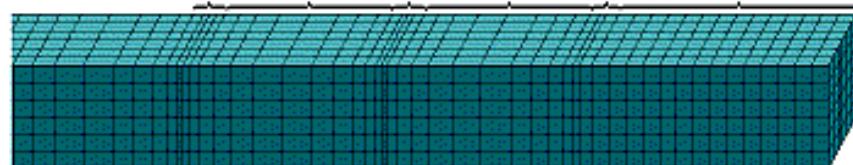
P-волны

S-волны

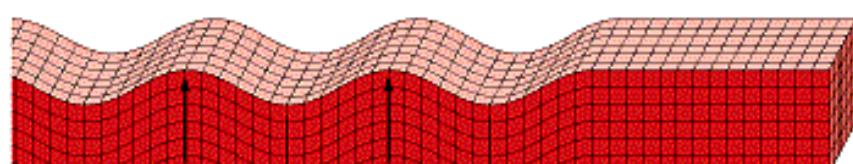
ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОЛНЫ



(a) Undisturbed material
Compression
Expansion
Compression
Expansion
Compression
Undisturbed material



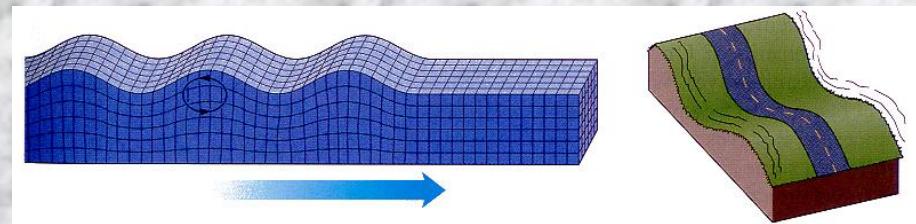
(b) Primary wave
Direction of wave movement →



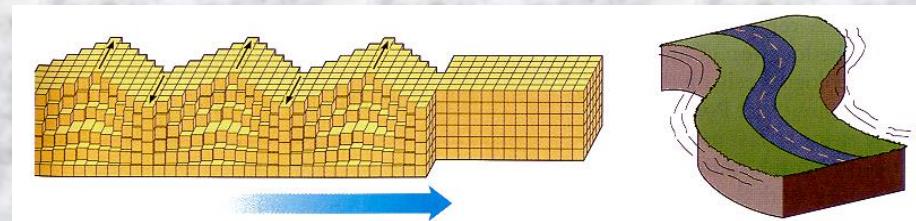
(c) Secondary wave
Wavelength →

© 1998 Wadsworth Publishing Company/ITP

Движения частиц среды при прохождении продольной (b) и поперечной (c) волн. (a) – невозмущенная среда.

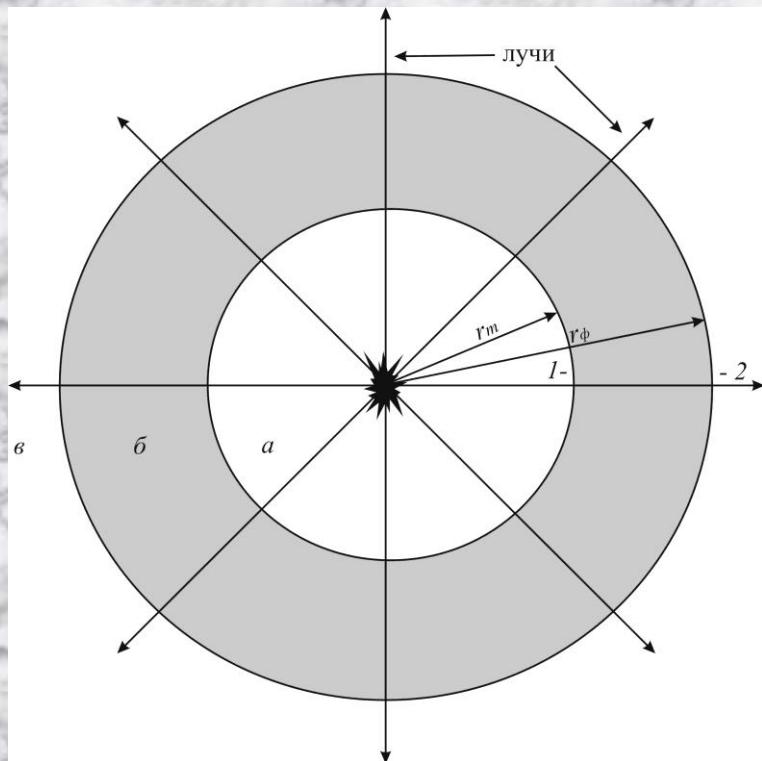


Движения частиц среды при прохождении поверхности волны Релея.



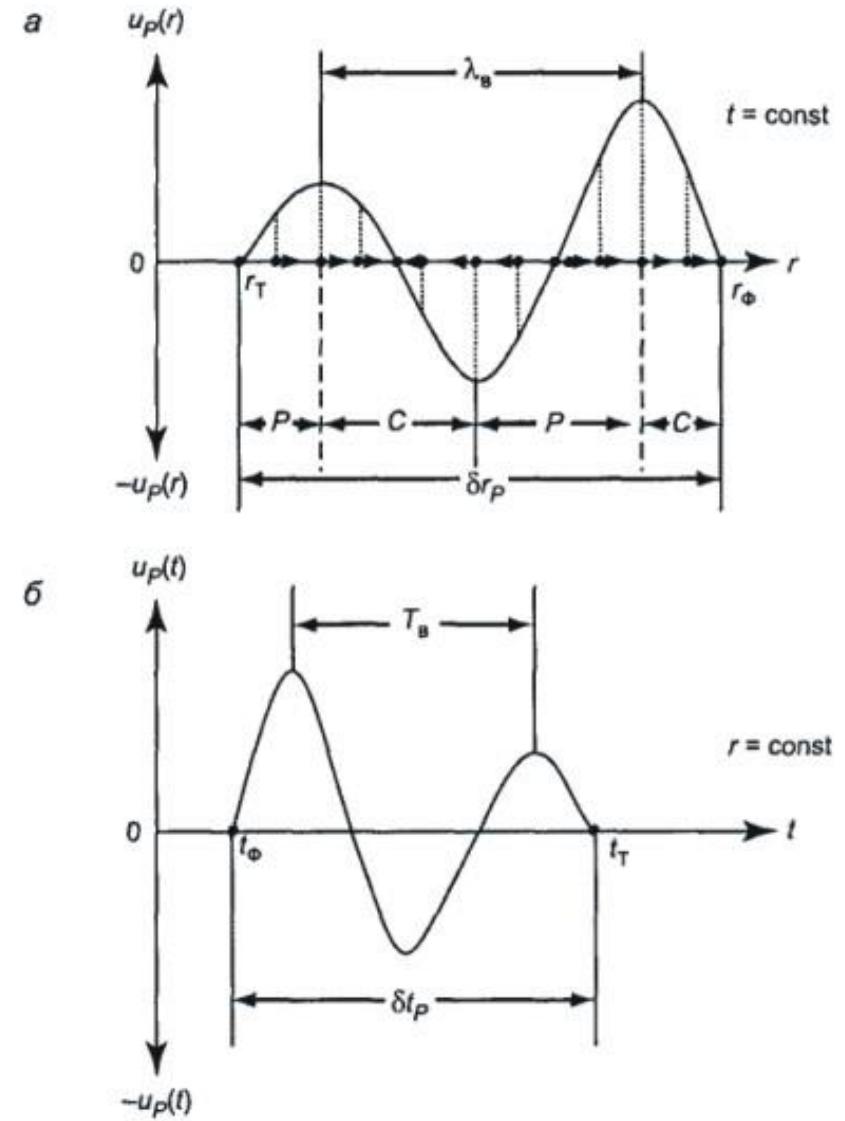
Движения частиц среды при прохождении поверхности волны Лява.

Сферические волны.



Схематическое изображение **сферической волны** и ее элементов для точечного источника возмущения:
 а) – область, где возмущения уже прекратились; б) – область существующих возмущений; в) – область, куда возмущения еще не пришли. 1 – задний фронт (тыл) волны радиуса r_m , 2 – передний фронт волны радиуса r_ϕ .

Характеристики сейсмической волны: **тыл, фронт, луч, видимая длина волны, видимый период (частота), фаза, время вступления, сферическое расхождение.**



Профиль (фиксированный момент времени после возмущения)
 (а) и график (фиксированное удаление от источника) (б)
 продольной волны (по Г.Н. Боганик, И.И. Гурвич, 2006).

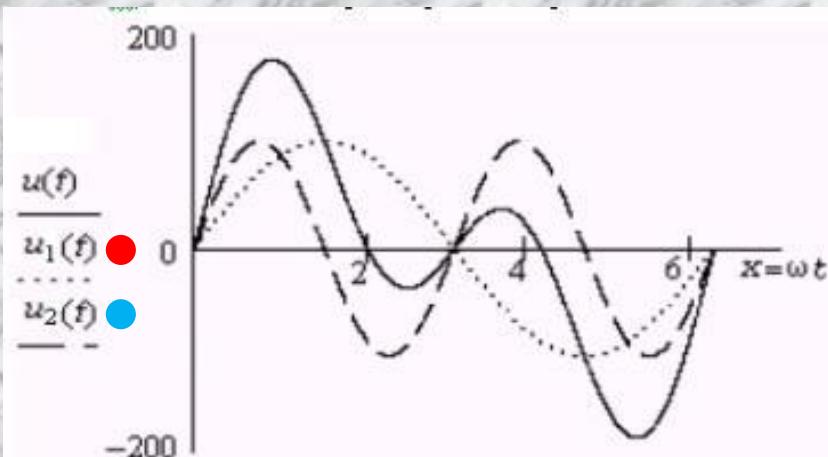
Амплитудный спектр периодических колебаний.

Периодическим называется сигнал $x(t)$, для которого выполняется: $x(t)=x(t+nT)$, где t - длительность сигнала, n – любое целое число, T – период функции, описывающей заданный периодический сигнал. Периодическими являются все *гармонические* сигналы.

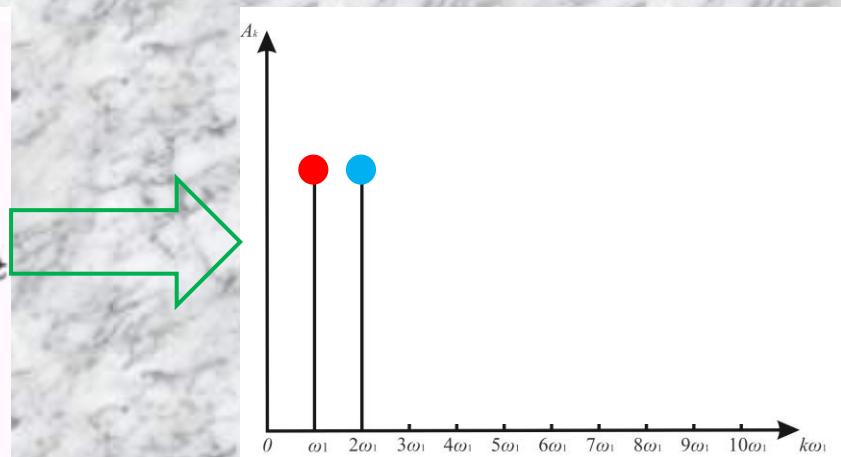
$$x(t) = A_0 + \sum_{k=1}^{\infty} A_k \sin(k\omega_1 t - \varphi_k)$$

- разложение в ряд Фурье периодического сигнала. A_0 - постоянная составляющая функции $x(t)$, $A_k \sin(k\omega_1 t - \varphi_k)$ – k -я гармоническая составляющая (k -я гармоника), $k=1, 2, 3, \dots$, $A_k, k\omega_1, \varphi_k$ – амплитуда, частота и начальная фаза k -й гармоники соответственно.

Амплитудный спектр периодического сигнала – это зависимость амплитуд гармоник сигнала $A_k=A(k\omega_0)$ от их частоты.

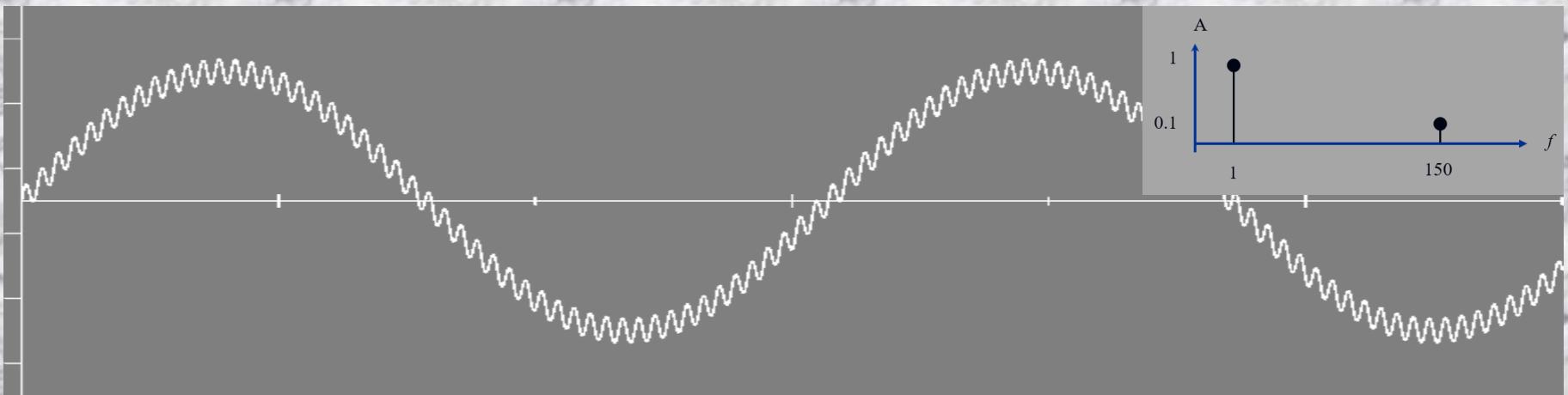


Пример сложения первой (точки) и второй (пунктир) гармоники периодического сигнала (сплошная линия), частоты которых отличаются в 2 раза.



Дискретный амплитудный спектр периодической функции, состоящий из двух гармоник (рисунок слева).

Амплитудный спектр периодических колебаний.

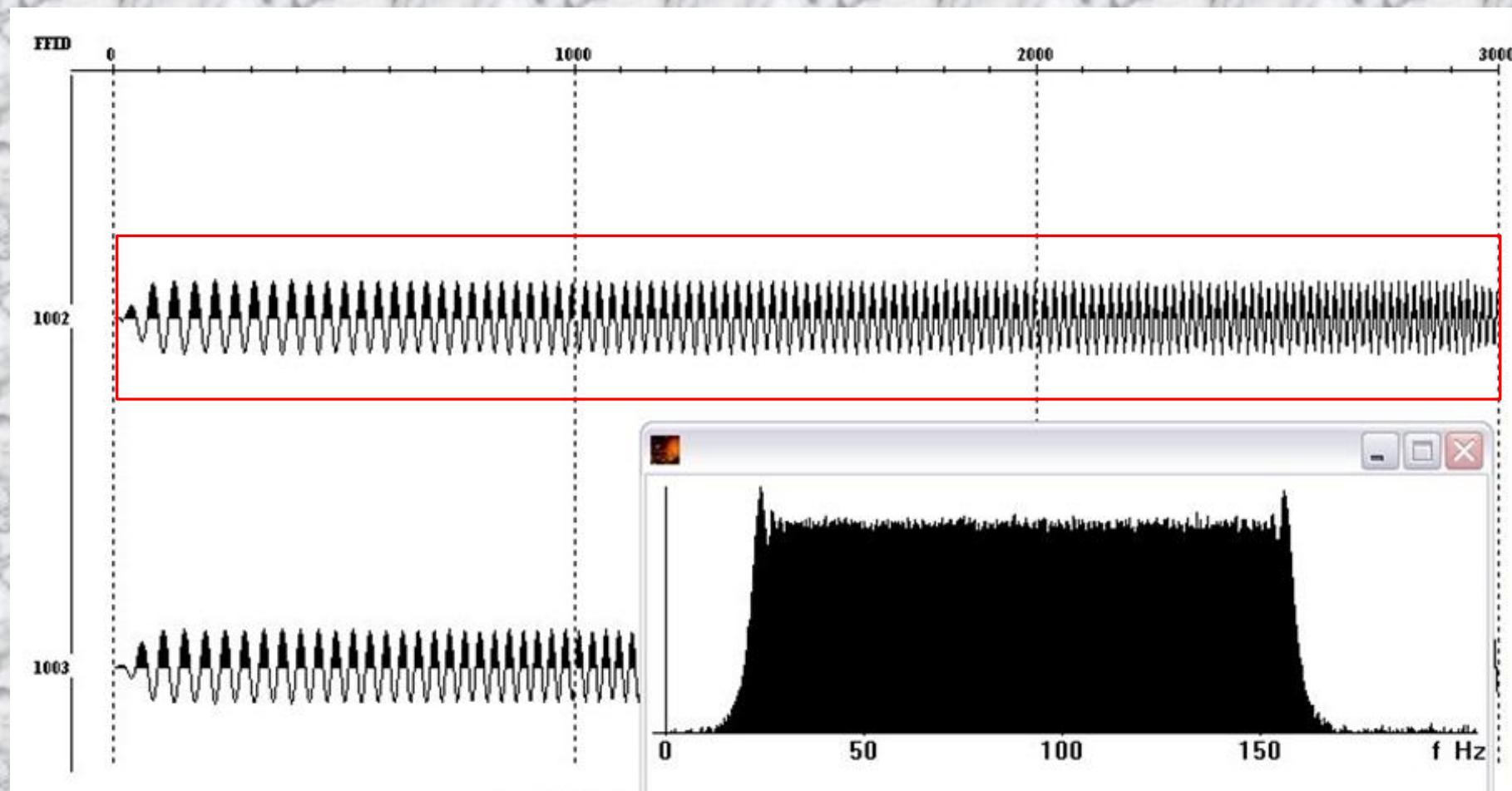


Периодический сигнал, состоящий из двух синусов с разной частотой и амплитудой: $b_1 = 1, f_1 = 1 \text{ Гц}$; $b_2 = 0.1, f_2 = 150 \text{ Гц}$, и его амплитудный спектр (справа вверху).



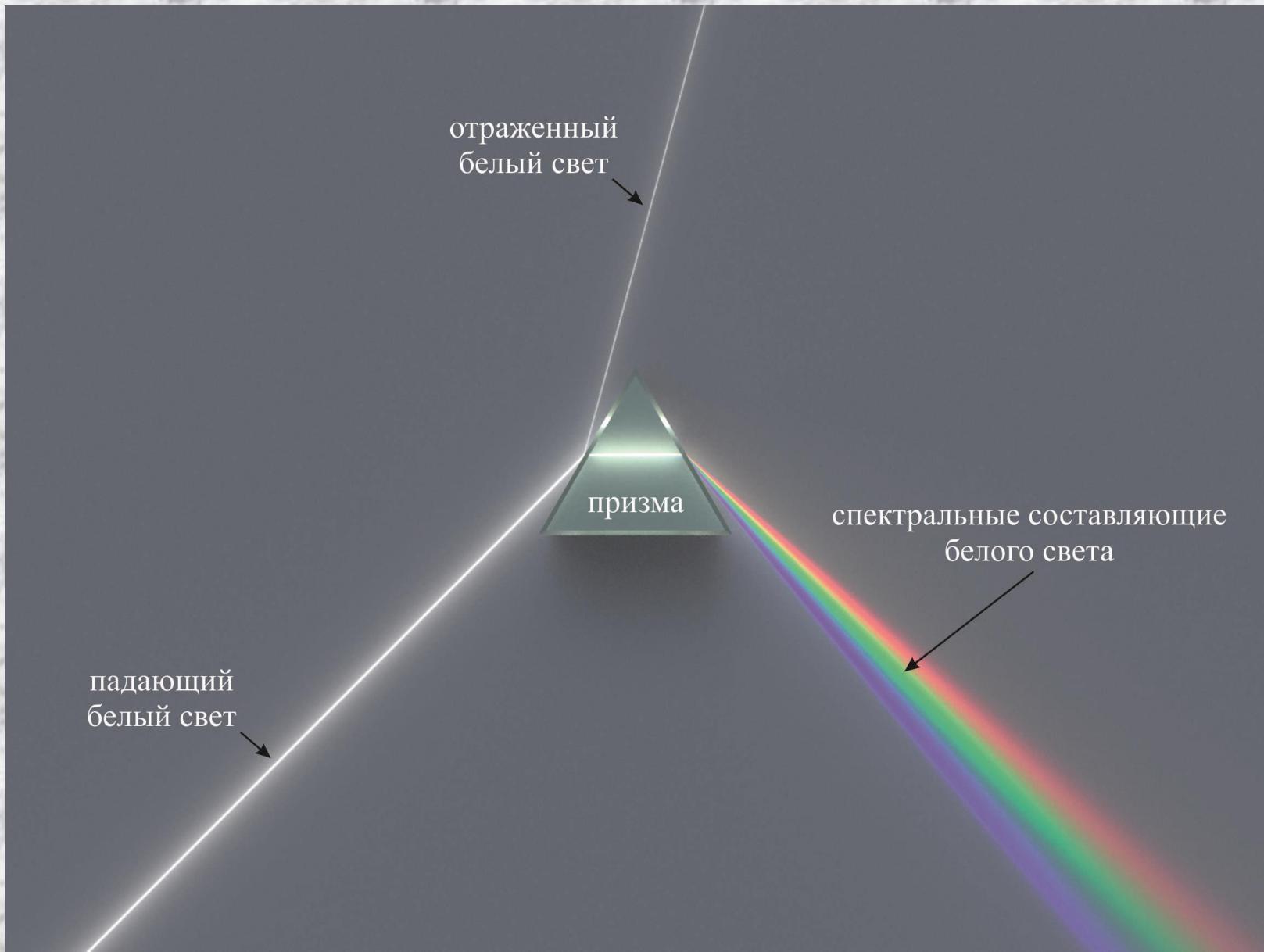
Периодический сигнал, состоящий из пяти синусов с частотами $58, 116, 466, 698, 932 \text{ Гц}$, амплитудой $b_1 = 1$ и его амплитудный спектр (справа вверху).

Амплитудный спектр периодических колебаний.



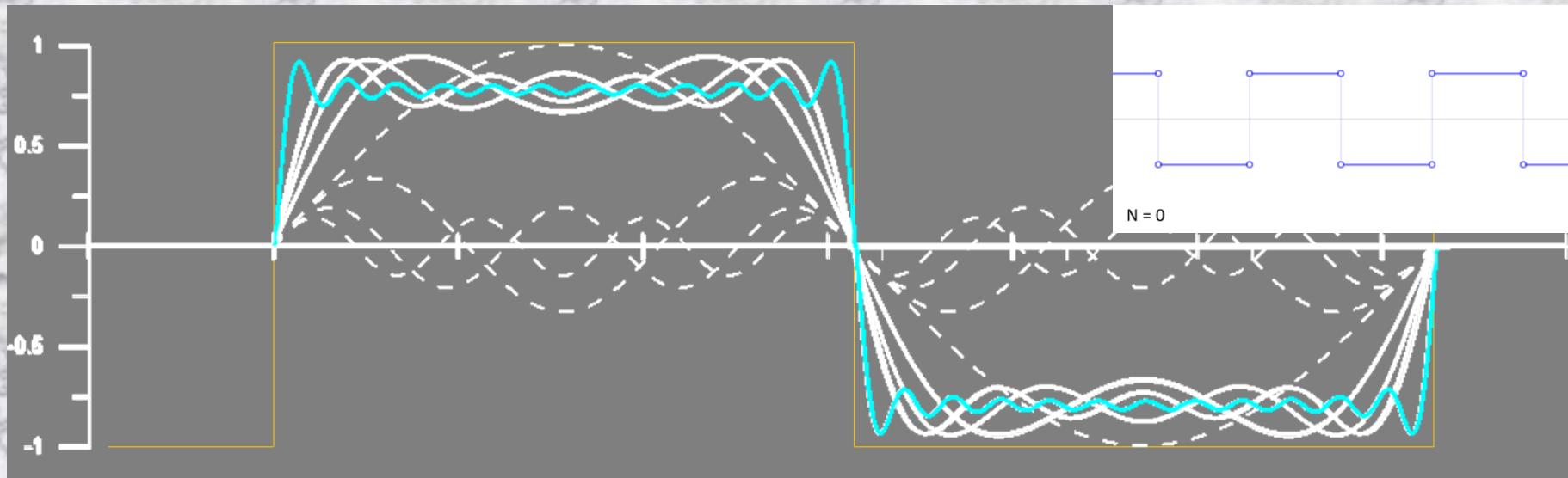
Амплитудный спектр (внизу справа) сигнала с меняющейся во времени частотой. Время отложено по оси абсцисс. Красная рамка – окно, где рассчитывался спектр.

Амплитудный спектр периодических колебаний.



Разложение белого света на спектральные составляющие с помощью призмы.

Амплитудный спектр периодических колебаний.



Разложение меандра (желтая линия) по синусам. N – число их сумм.

Сумма в ряде Фурье в предельном случае для непериодических сигналов заменяется интегралом:

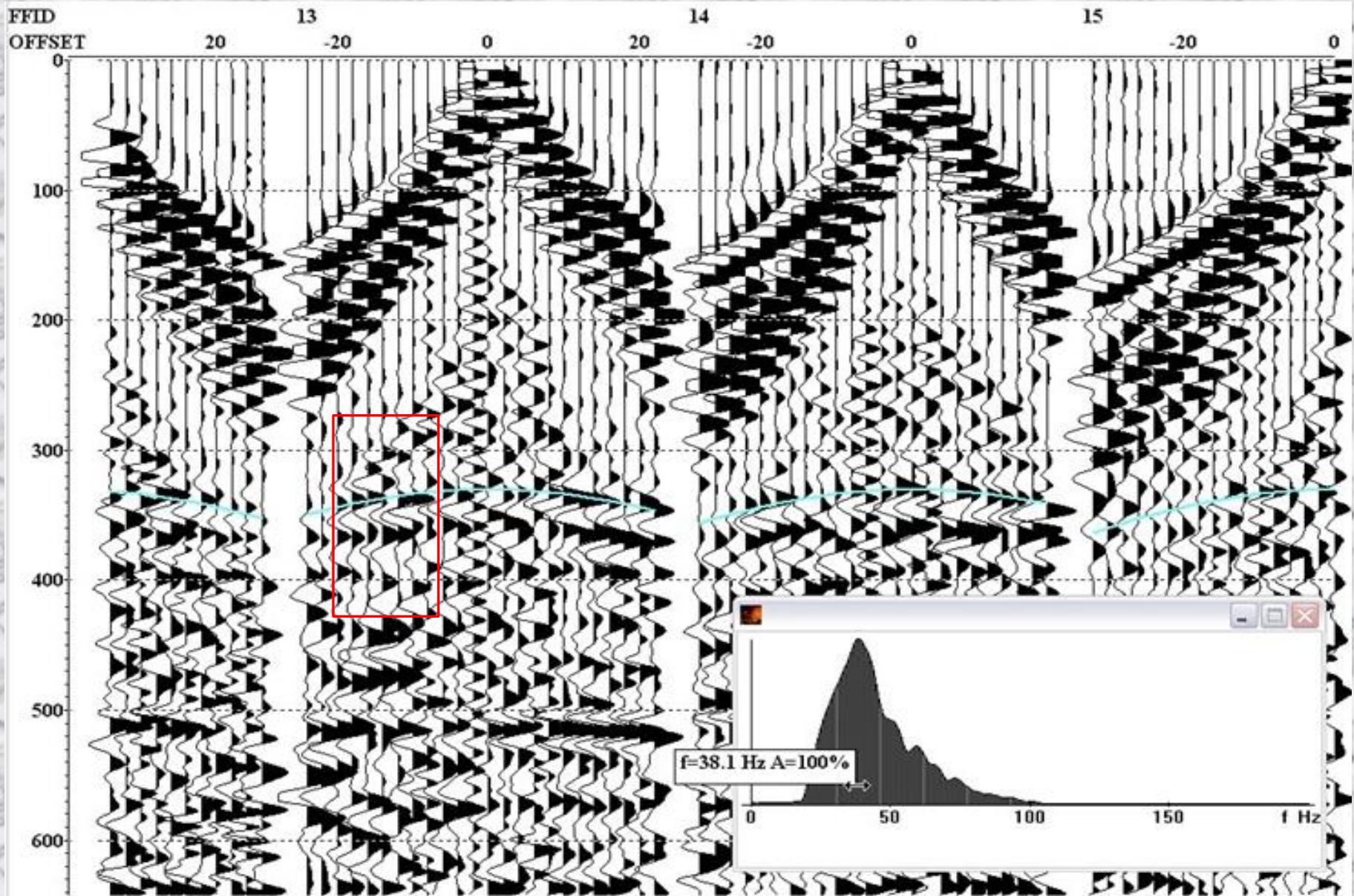
$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) e^{j\omega t} d\omega$$

- *прямое преобразование Фурье*, где

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j\omega t} dt$$

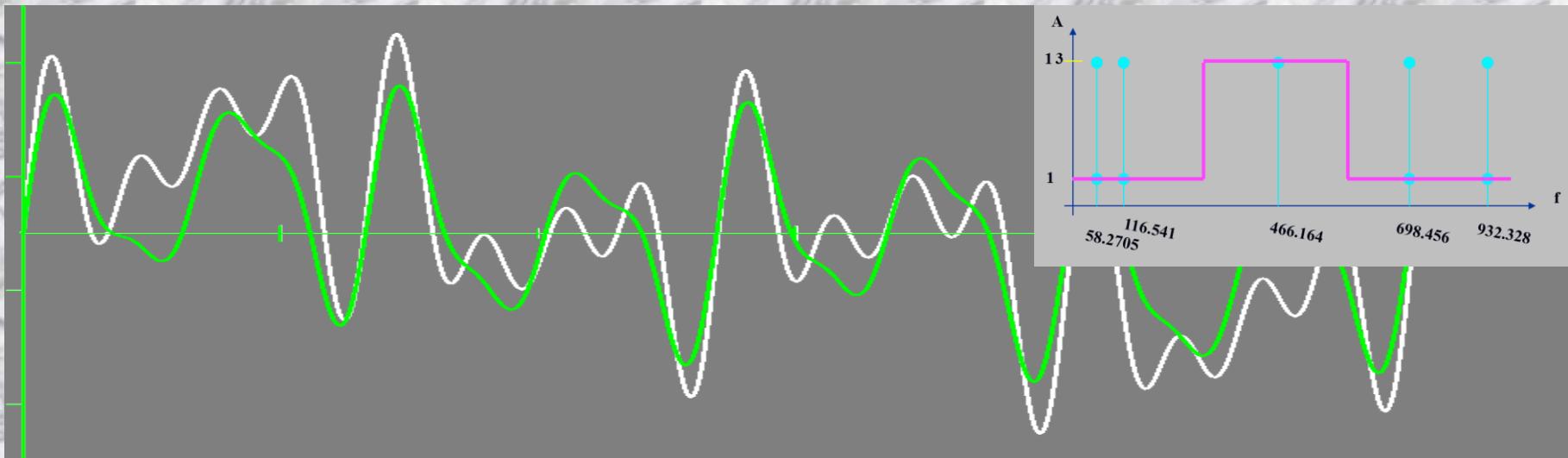
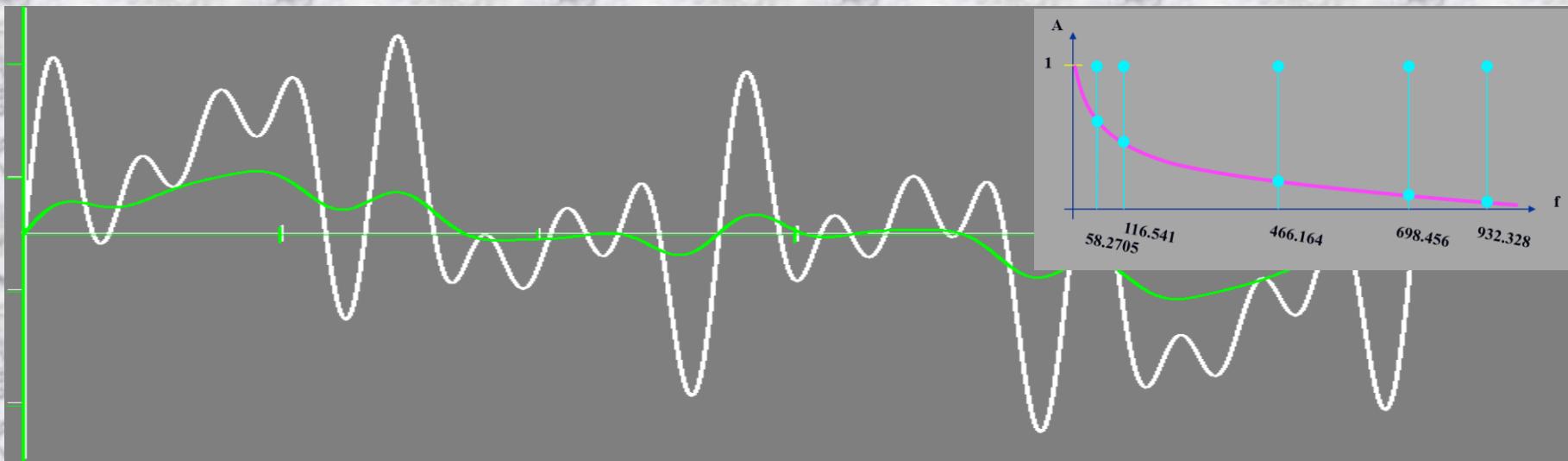
- *обратное преобразование Фурье*.

Амплитудный спектр сейсмических колебаний.



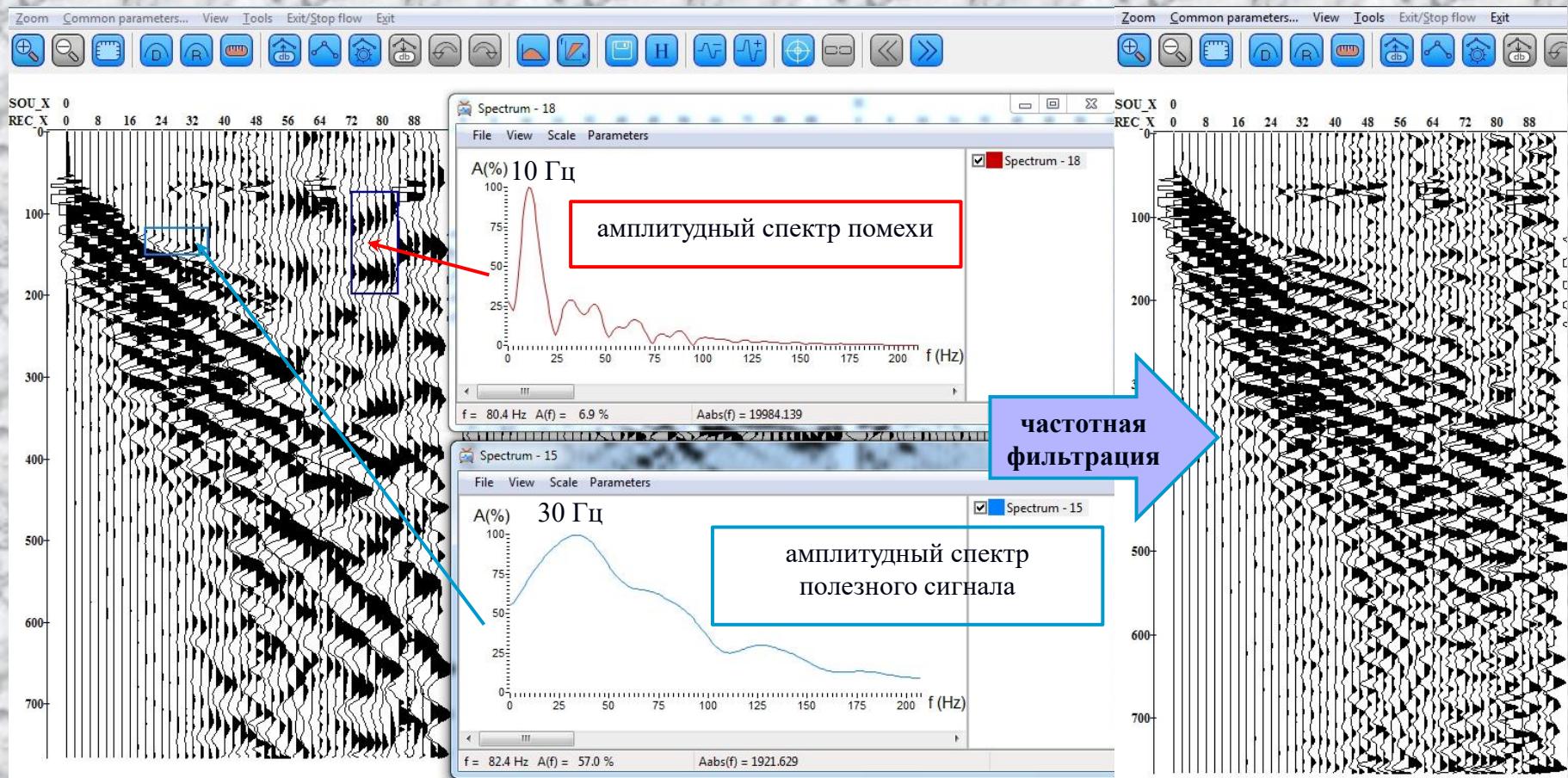
Амплитудный спектр (внизу справа) реального непериодического сигнала. Время отложено по оси ординат. Красная рамка – окно, где рассчитывался амплитудный спектр.

Амплитудный спектр сейсмических колебаний. Частотная фильтрация.



Частотная фильтрация сейсмических сигналов экспоненциальным (вверху) и полосовым (внизу) фильтром.
Белым цветом показан сигнал до фильтрации, зеленым – после фильтрации.

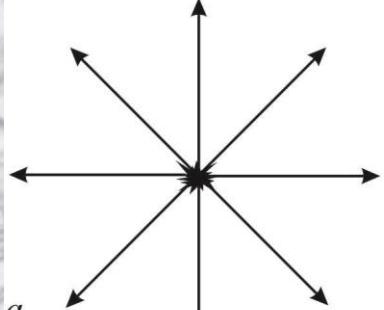
Амплитудный спектр сейсмических колебаний. Частотная фильтрация.



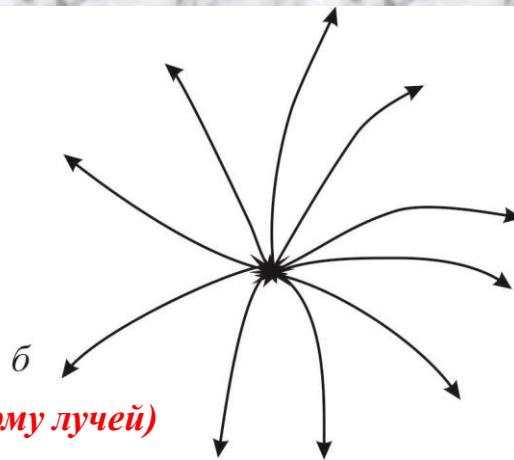
Частотная фильтрация сейсмических записей на основе анализа амплитудных спектров сейсмических сигналов. Слева: сейсмическая запись, осложненная высокоамплитудной низкочастотной помехой от автотранспорта; посередине: амплитудные спектры полезной волны (синий) и помехи от автотранспорта (красный); справа: та же сейсмическая запись с подавленной высокоамплитудной помехой от автотранспорта путем полосовой фильтрации в полосе 20-80 Гц.

Принципы (постулаты) и законы теории распространения сейсмических волн.

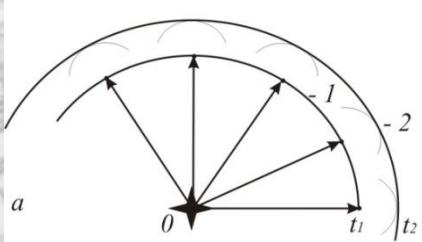
При изучении процессов распространения сейсмических волн сейсморазведка опирается на несколько принципов (постулатов):



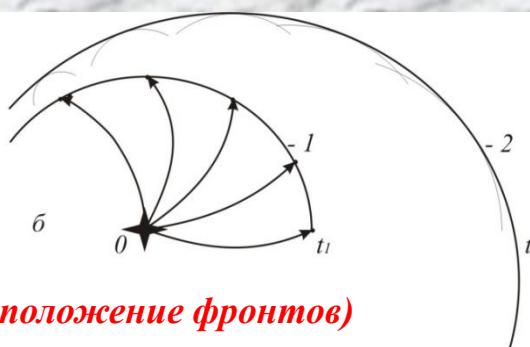
1. Принцип Ферма (определяет форму лучей)



Лучевые траектории (стрелки) сейсмической волны в однородном изотропном пространстве (а) и неоднородном пространстве (б).



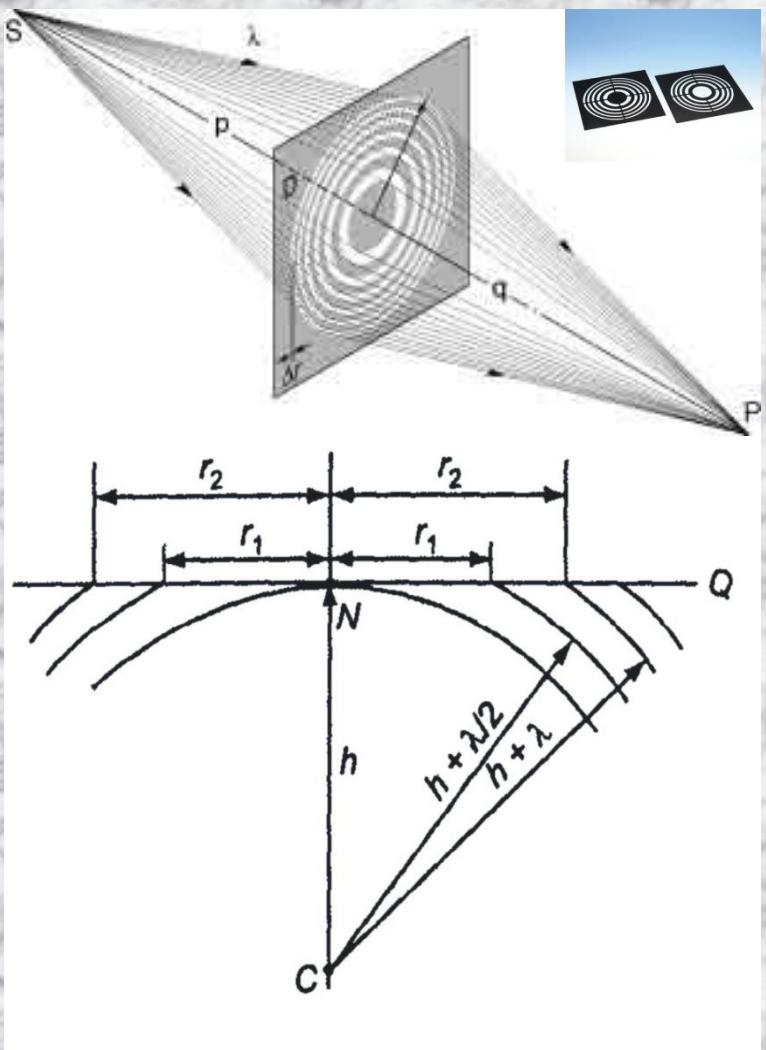
2. Принцип Гюйгенса (определяет положение фронтов)



Построение волновых фронтов от точечного источника по принципу Гюйгенса в однородном изотропном пространстве (а) и неоднородном пространстве (б): 1 – положение фронта в момент времени t_1 ; 2 – положение фронта в момент времени $t_2 = t_1 + \Delta t$.

3. Кинематический принцип взаимности: время пробега сейсмической волны от источника возмущения до пункта приема будет тем же самым, если источник и приемник поменять местами.

Горизонтальная и вертикальная разрешающая способность сейморазведки.



Зоны Френеля, участвующие при передаче сейсмической энергии от источника в т. С (по Г.Н. Боганик, И.И. Гурвич, 2006).

Горизонтальной разрешающей способностью называется минимальное расстояние по латерали для заданной глубины, на котором могут быть различимы два отражающих объекта или их детали.

Горизонтальная (пространственная) разрешающая способность определяется диаметром первой зоны Френеля, то есть размерами площадки, в основном участвующей в формировании отраженного сигнала. Два или более отражающих объектов в пределах этой площадки будут неразличимы на записи.



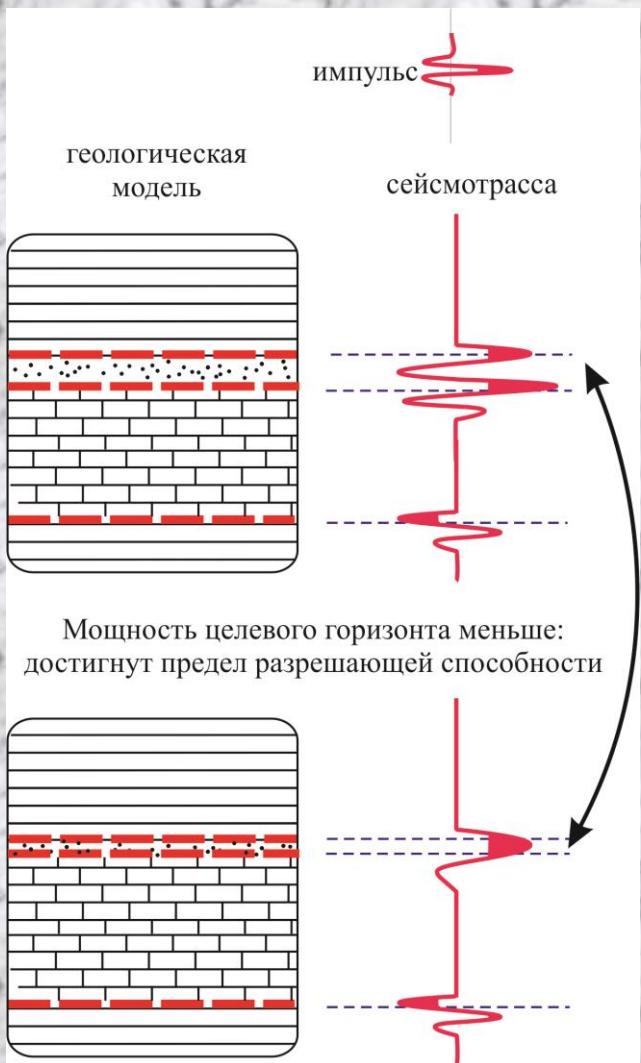
К понятию разрешающей способности по горизонтали.

Горизонтальная разрешающая способность сейсморазведки оценивается по формуле:

$$L_G \geq \sqrt{2h\lambda}$$

Горизонтальная и вертикальная разрешающая способность сейсморазведки.

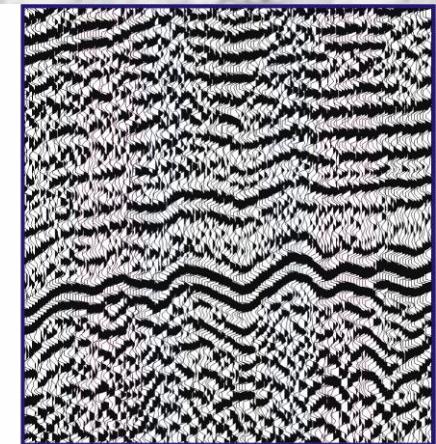
Вертикальной разрешающей способностью называют минимальное расстояние по глубине, на котором могут быть различимы две отражающие границы.



К понятию разрешающей способности по вертикали.

Вертикальная разрешающая способность
сейсморазведки оценивается по формуле:

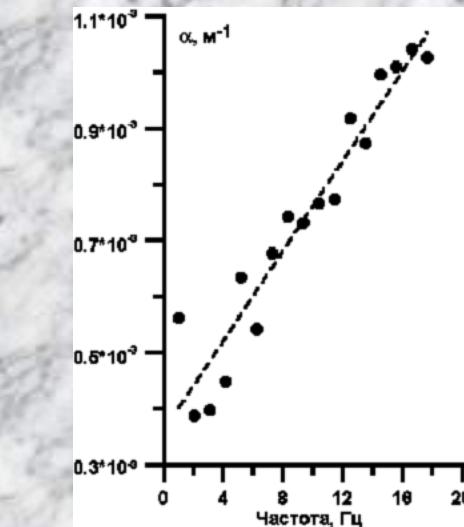
$$L_B \geq \frac{\lambda}{4}$$



Сейсмические разрезы с разным вертикальным разрешением.

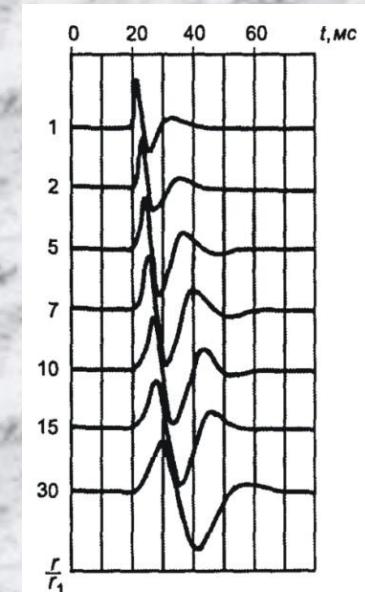
Распространение сейсмических волн в неидеально упругих средах.

Поглощение – уменьшение энергии (амплитуды) сейсмической волны за счет перехода ее в другой вид, в первую очередь тепло. Следствием поглощения является **затухание** сейсмических волн.



Зависимость коэффициента поглощения α от частоты.

Изменение формы сейсмической волны с удалением (r/r_1) от источника возмущения. Амплитуды всех графиков нормированы к амплитуде первого максимума (по Г.Н. Боганик, И.И. Гурвич, 2006).



Уменьшение амплитуды сейсмической волны при прохождении через поглощающую среду: $A(r)=A(r_0)e^{-\alpha(\omega)(r-r_0)}$ где $A(r)$ – амплитуда волны в искомой точке на расстоянии r от источника возмущения (т. B); $A(r_0)$ – амплитуда волны в опорной точке (т. A) на расстоянии r_0 от источника возмущения ($r>r_0$); $\omega=2\pi f$ – круговая частота колебаний; $\alpha(\omega)$ – амплитудный коэффициент поглощения (10^{-3} - 0.5 м^{-1}) – частотно зависимый.

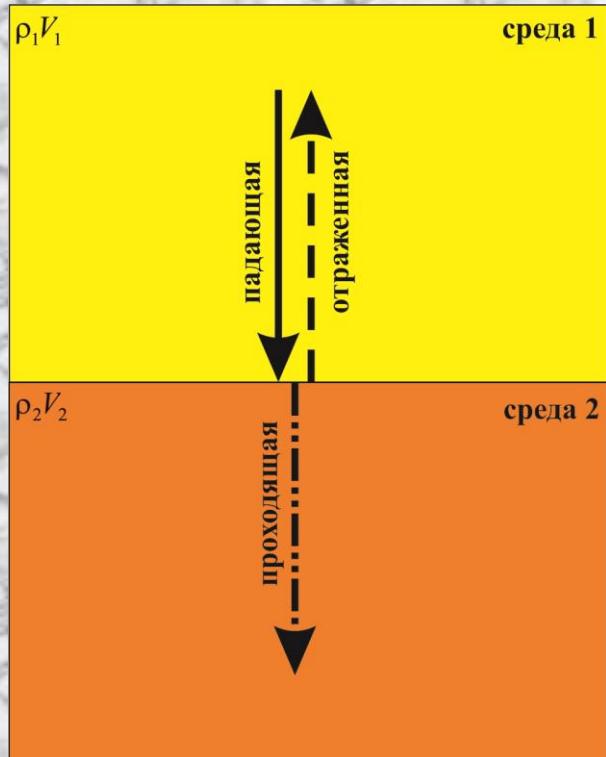
ПОГЛОЩЕНИЕ

ИЗМЕНЕНИЕ СПЕКТРА

ИЗМЕНЕНИЕ ФОРМЫ



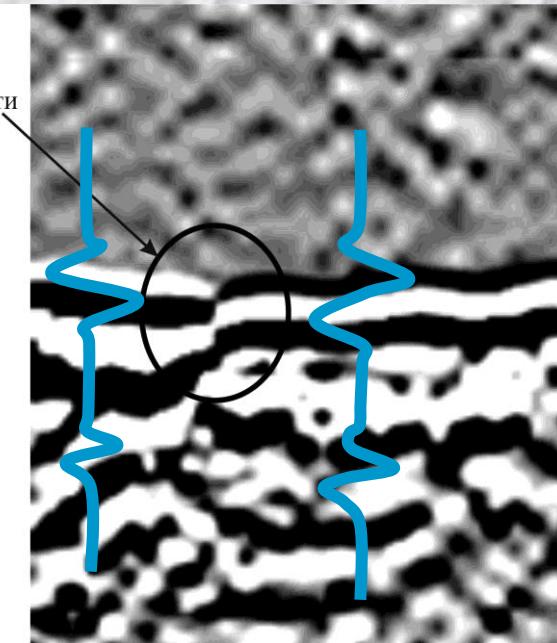
Коэффициенты отражения (нормальное падение).



Падающая волна с плоским фронтом, отраженная и проходящая волны при нормальном падении на границу раздела с разными акустическими свойствами.

Коэффициент отражения: $k_{omp} = \frac{V_2 \rho_2 - V_1 \rho_1}{V_1 \rho_1 + V_2 \rho_2}$,

где V_1 и V_2 - скорости волн в первой и второй средах, ρ_1 и ρ_2 - плотности первой и второй среды соответственно.



Смена полярности сейсмического сигнала на сейсмической записи (по А.В. Старовойтову).

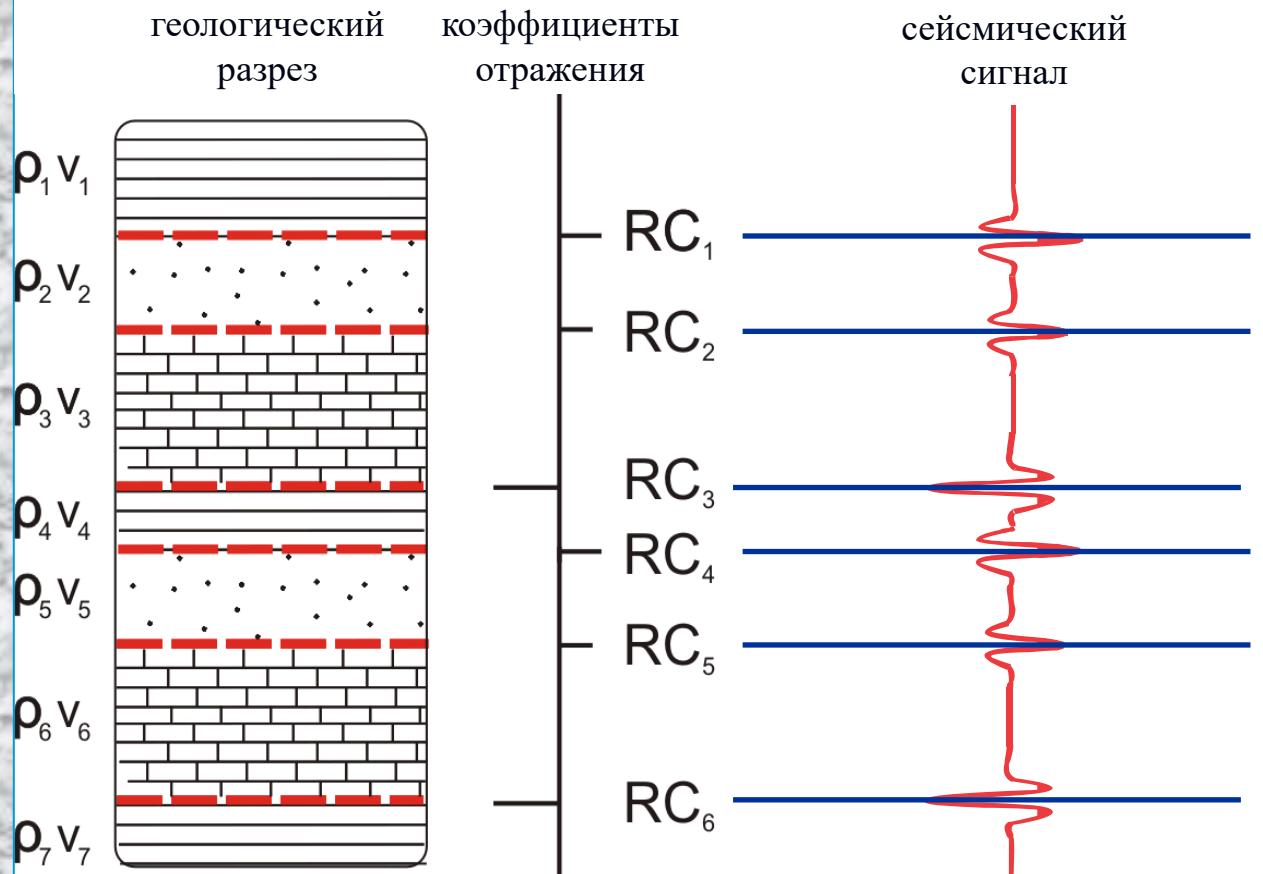
Контрастность границы:

$k < 0.05$ - слабоконтрастные

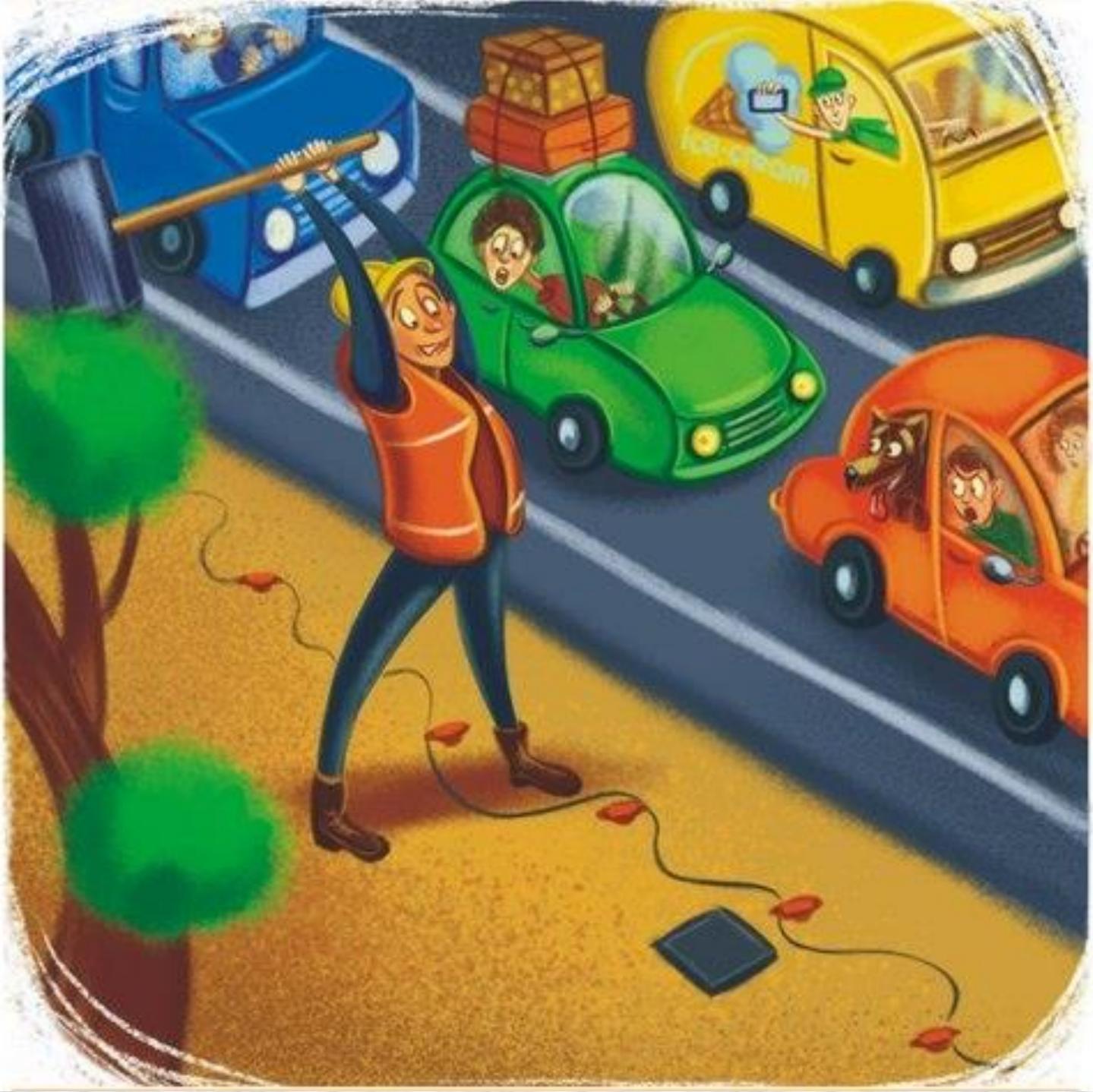
$0.05 < k < 0.3$ - среднеконтрастные

$k > 0.3$ - сильноконтрастные

Коэффициенты отражения и прохождения.



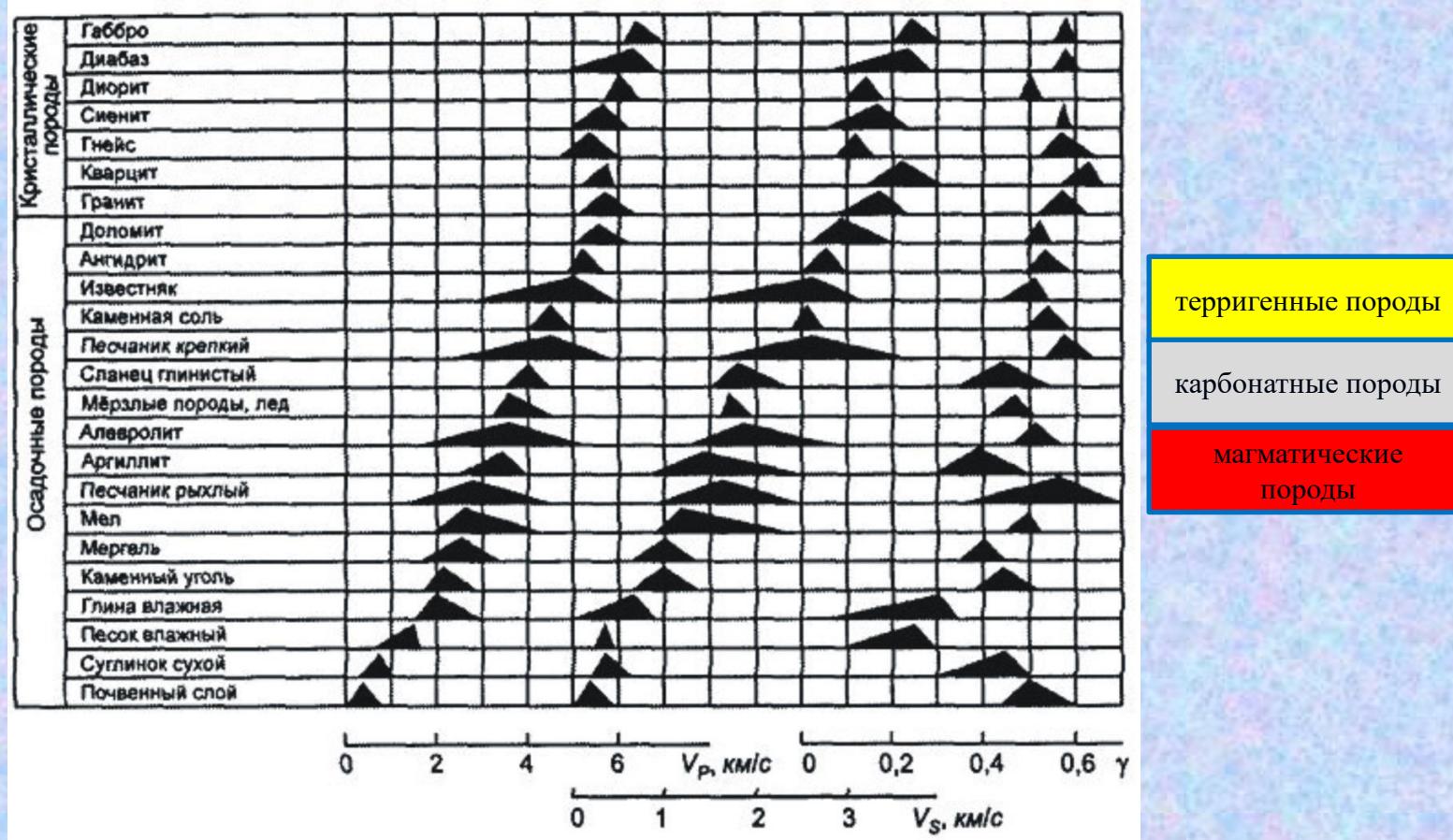
Коэффициенты отражения и соответствующие им сейсмические импульсы.



СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

- Скорости распространения сейсмических волн в зависимости от литологии горных пород;**
- Скорости распространения сейсмических волн в зависимости от плотности горных пород;**
- Влияние пористости и порового флюида на скорость распространения сейсмических волн;**
- Влияние давления, температуры, возраста и глубины залегания горных пород на скорость распространения сейсмических волн;**
- Скорости сейсмических волн внутри Земли;**
- Способы определения скоростей сейсмических волн;**
- Типы сейсмических скоростей, используемые в сейсморазведке.**

Скорости распространения сейсмических волн в зависимости от литологии горных пород.



Обобщенные статистические данные о распределении скоростей продольных V_p и поперечных V_s волн и их отношения $\gamma = V_s/V_p$ для наиболее распространенных горных пород (по Бондарев В.И., 2003).

первые сотни м/с

терригенные породы

~ 4500 м/с ~ 5000 м/с

магматические породы

~ 7000 м/с

~ 2000 м/с

~ 6000 м/с

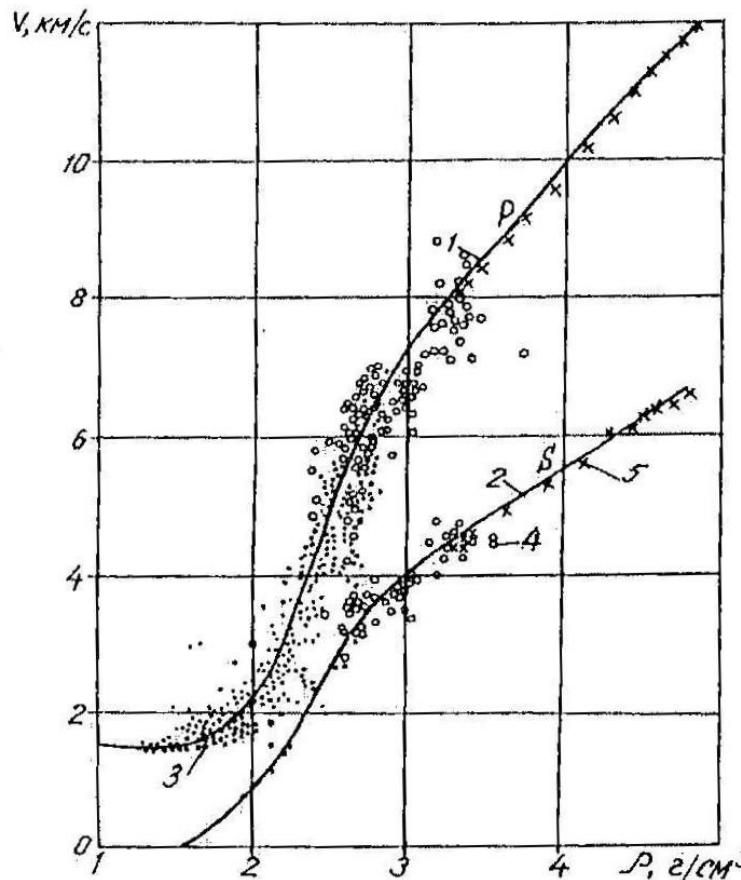
$$0.2 < V_s/V_p < 0.4$$

$$0.4 < V_s/V_p < 0.5$$

$$0.5 < V_s/V_p < 0.6$$

Скорости распространения сейсмических волн в зависимости от плотности горных пород.

Плотность горной породы определяется как отношение ее массы к объему ($\text{г}/\text{см}^3$ или $\text{кг}/\text{м}^3$).



Пример экспериментальных зависимостей скоростей распространения продольных (1) и поперечных (2) волн от плотности различных типов горных пород: 3 – осадочных; 4 – метаморфических и изверженных; 5 – данные лабораторных измерений (по Бондарев В.И., Крылатков С.М., 2010).

Порода	Плотность ($\text{г}/\text{см}^3$)
Нефть	0.8 - 1.0
Уголь	1.0-1.7
Вода	1.0
Почва	1.13 – 2.0
Песок	1.4 – 2.0
Глина	2.0 – 2.2
Песчаник	1.8 – 2.8
Известняк	2.3 – 3.0
Соль	2.1 – 2.4
Гранит	2.4 – 2.9
Гнейсы	2.6 – 2.9
Габбро	2.8 – 3.1
Базальт	2.7 – 3.3
Перидотит	2.8 – 3.4
Медный колчедан	4.1 – 4.3
Магнетит, гематит	4.9 – 5.2
Плотность верхних частей земной коры (средняя)	2.67
Средняя плотность Земли	5.52
Плотность ядра Земли	12.0

Значения плотности различных типов горных пород, полезных ископаемых и минералов (по Хмелевскому В.К., 1997). В красной рамке отмечены осадочные породы, в синей – кристаллические.

Влияние пористости и порового флюида на скорость распространения сейсмических волн.

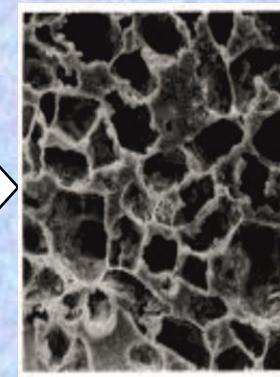
Пористость горной породы выражается отношением объёма всех пор к общему объёму породы (в долях единицы или процентах).



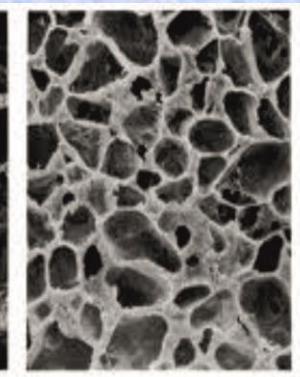
Поры горной породы.



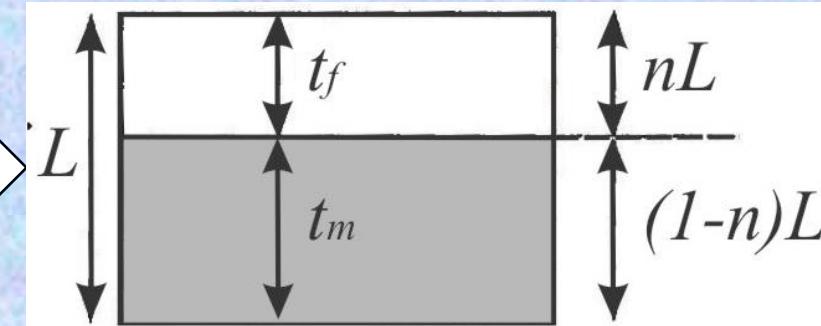
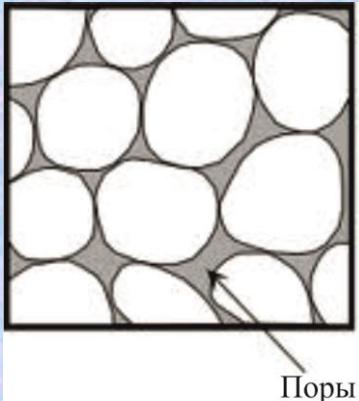
Поры горной породы в разрезе.



Поры горной породы под микроскопом.



Влияние пористости и порового флюида на скорость распространения сейсмических волн.



Схематическое изображение единичного объема двухфазной среды (слева) и ее упрощенная модель (справа) (по Бондарев В.И., 2003).

Уравнение среднего времени:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{n}{V_f} + \frac{1-n}{V_m}$$

Здесь, n – пористость горной породы, V_p – скорость распространения продольной волны в среде, V_m - скорость распространения продольной волны в скелете, V_f - скорость распространения продольной волны во флюиде.

Пример.

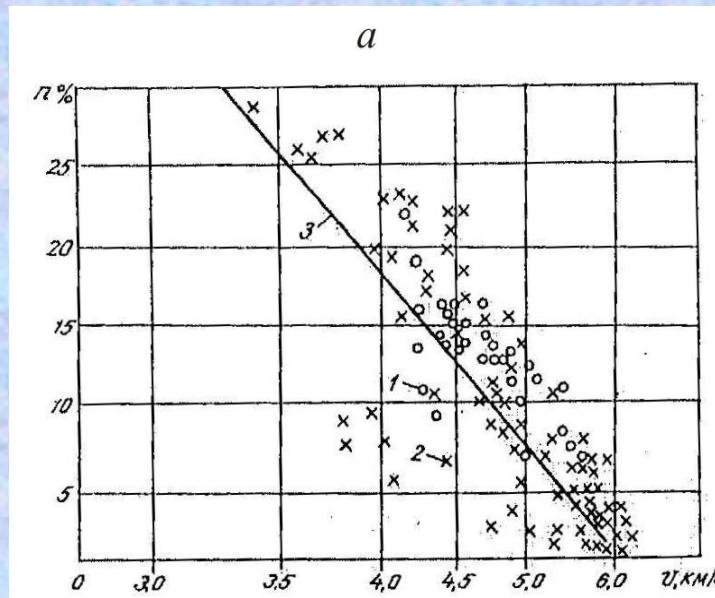
Водонасыщенный песчаник.

$n=20\%$, $V_{\text{ кварц}}=5200 \text{ м/с}$,
 $V_{\text{вода}}=1500 \text{ м/с}$. $V_{\text{ несч.}} \sim 3480 \text{ м/с}$.

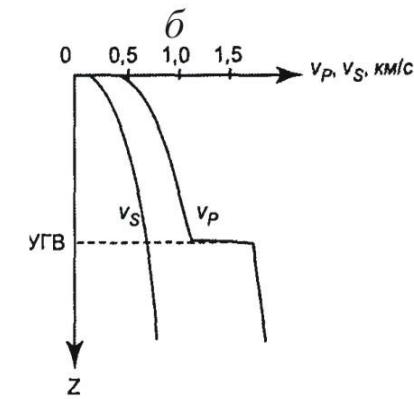
Формула общей плотности горной породы:

$$\rho = n\rho_f + (1-n)\rho_m,$$

где ρ_f – плотность флюида, ρ_m – плотность минерального скелета, n – пористость горной породы.



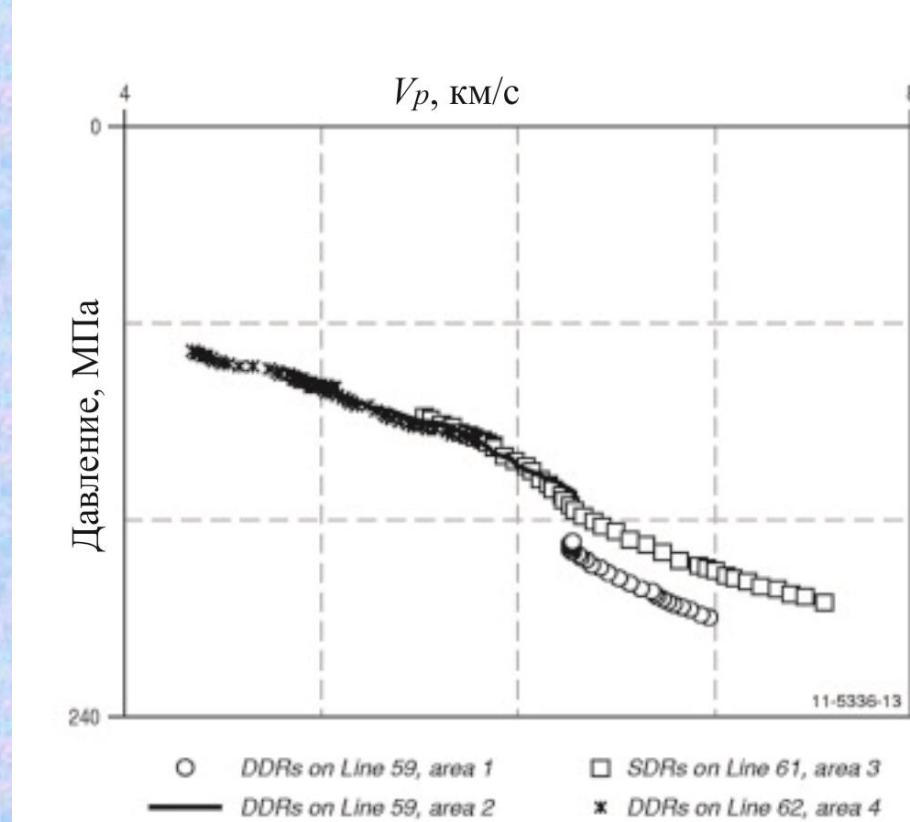
Зависимость скорости распространения продольных волн от пористости (а) для песчаников (1), известняков (2). 3 – зависимость, построенная на основе уравнения среднего времени для $V_m=5940 \text{ м/с}$ и $V_f=1620 \text{ м/с}$ (по Бондарев В.И., 2003). Поведение скорости распространения продольной и поперечной волн с глубиной (δ) в верхней части разреза при наличии в разрезе уровня грунтовых вод.



Влияние типа флюида на скорость распространения сейсмических волн:

$$V_{\text{газ}} < V_{\text{нефть}} < V_{\text{вода}}$$

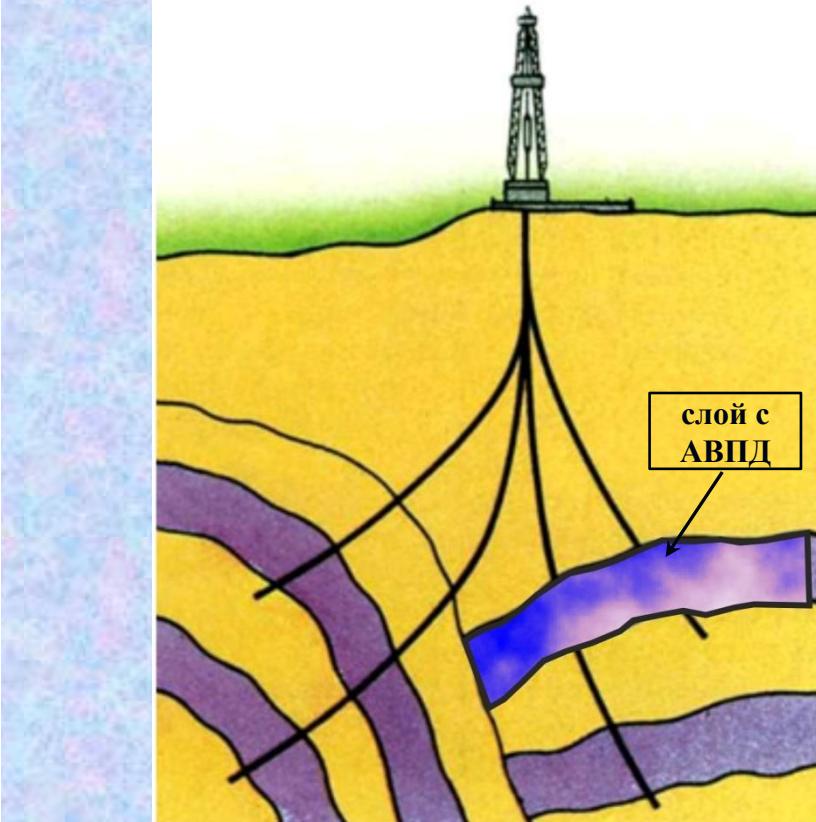
Влияние давления, температуры, возраста и глубины залегания горных пород на скорость распространения сейсмических волн.



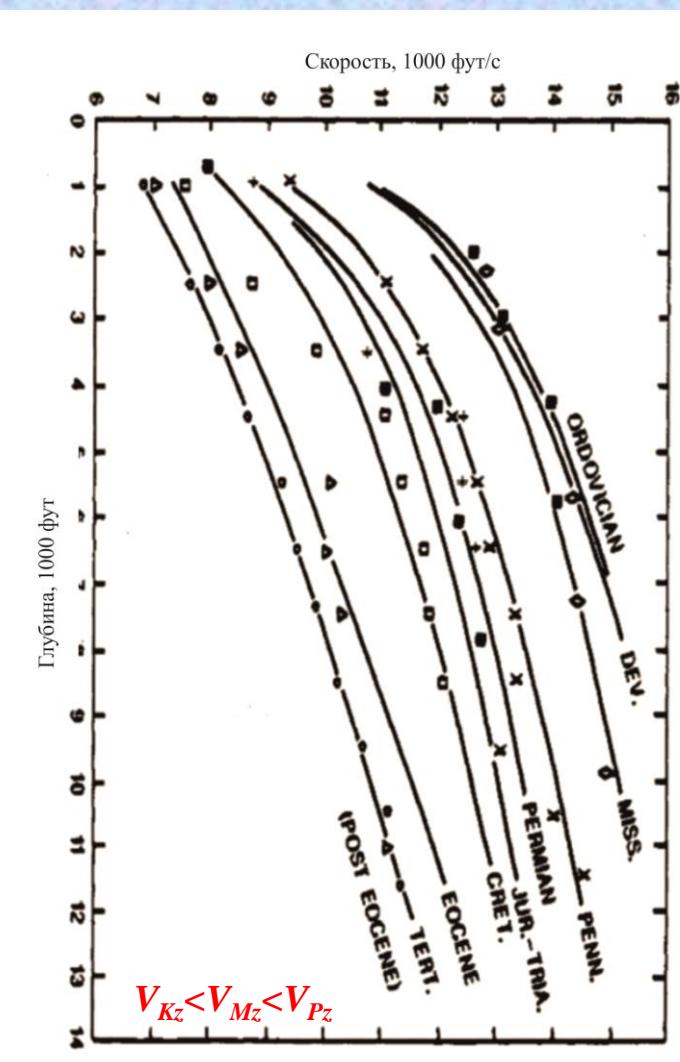
Экспериментальная зависимость скорости распространения продольных волн от давления.

Увеличение давления приводит к уменьшению пористости горной породы и увеличению ее общей плотности, что, в свою очередь, приводит к увеличению скорости сейсмических волн.

Ситуация с аномально высоким давлением в пласте по сравнению с нормальным гидростатическим давлением.

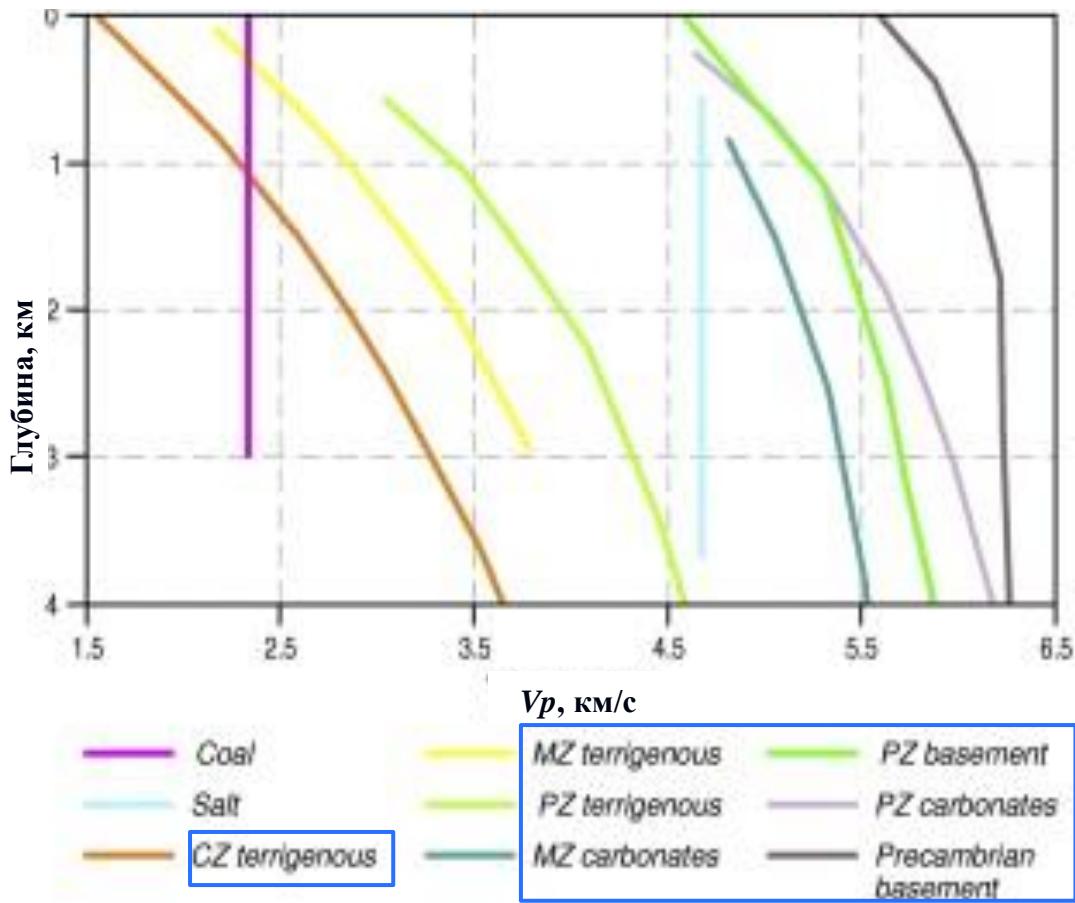


Влияние давления, температуры, возраста и глубины залегания горных пород на скорость распространения сейсмических волн.



Зависимости скорости распространения продольных волн в земной коре от возраста горных пород.

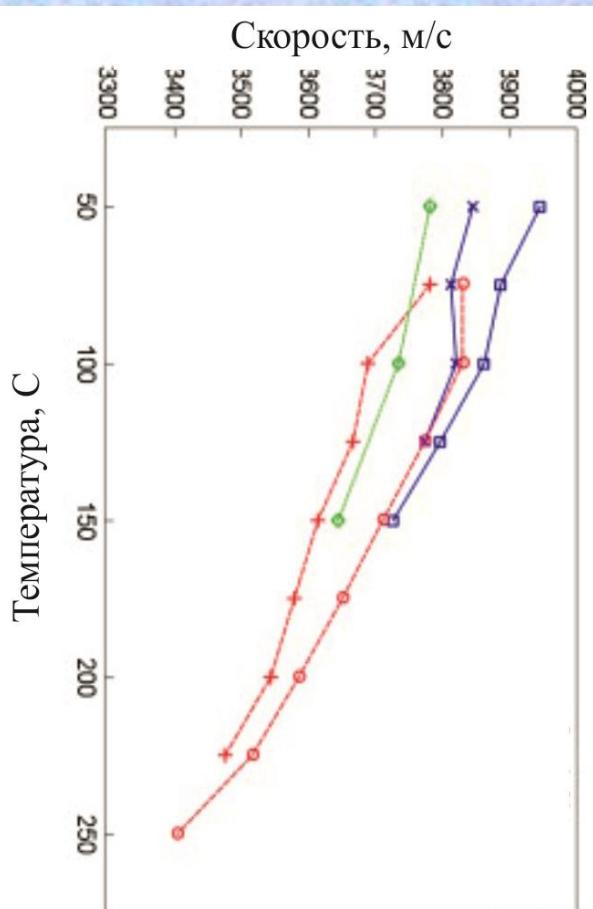
Нормальный скоростной закон – увеличение скорости сейсмических волн с глубиной.



Зависимости скорости распространения продольных волн в земной коре от глубины.

Волновод - слой с пониженной скоростью.

Влияние давления, температуры, возраста и глубины залегания горных пород на скорость распространения сейсмических волн.



Экспериментальные зависимости скорости распространения продольных волн в земной коре от температуры.

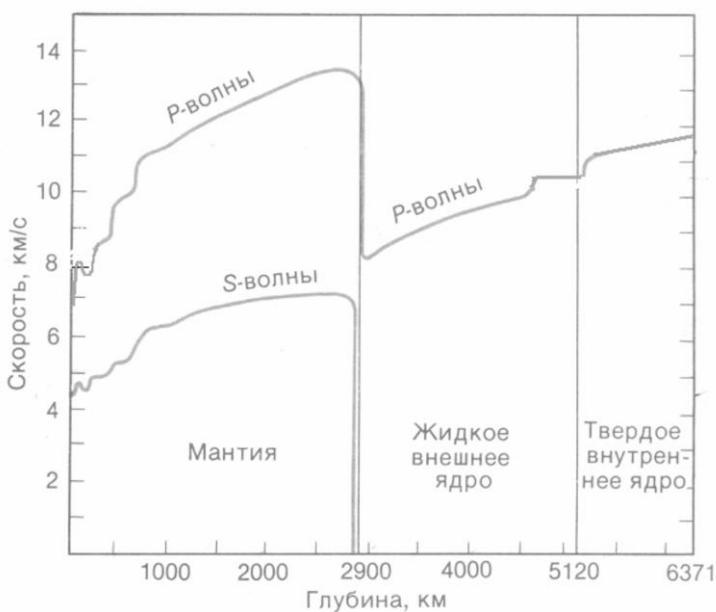
Повышение температуры приводит к незначительному уменьшению скорости сейсмических волн: увеличение температуры на 100° С уменьшает скорость на 1-2%.

Уменьшение температуры – замораживание породы приводит к заметному увеличению скорости сейсмических волн за счет перехода жидкой воды, содержащейся в порах в лед.

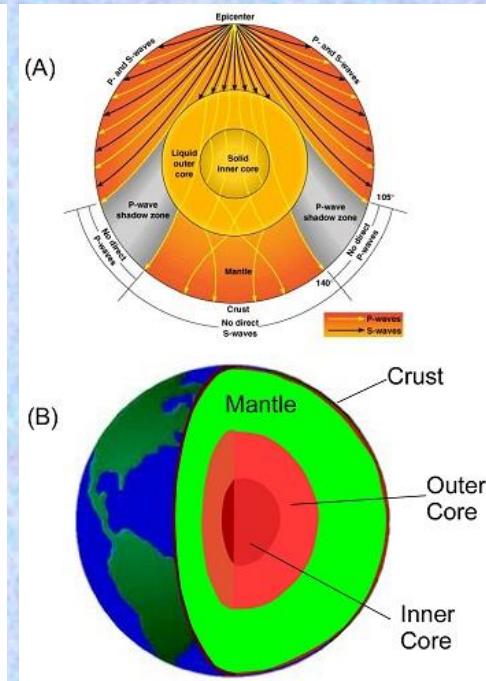
Порода	V_P км/с	V_S км/с	σ , г/см ³
Сухие пески, суглинки, галька, гравий, щебень	0.2 - 0.8	0.1 – 0.4	1.2 – 1.7
Те же породы, насыщенные водой	1.3 – 1.8	0.1 – 0.5	1.6 – 2.0
Те же породы в мерзлом состоянии	3.2 – 4.0	1.6 – 2.1	0.9 – 1.6

Экспериментальные значения скоростей распространения продольных и поперечных волн и плотности некоторых пород в сухом, водонасыщенном и мерзлом состояниях.

Скорости сейсмических волн внутри Земли.



Изменение скорости продольных (P) и поперечных (S) волн внутри Земли (по Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М., 1984).



Схематическое изображение распространения продольных и поперечных волн внутри Земли
(A). Разрез Земли (B).

Две основные сейсмические границы:

■ **граница Мохоровичича (Moho)** – разделяет земную кору и верхнюю мантию.

V_p : от 6.7-7.6 до 7.9-8.2 км/с

V_s : от 3.6-4.2 до 4.4-4.7 км/с

h : 5-70 км

■ **граница Гуттенберга** – разделяет мантию и ядро.

V_p : от 13.6 до 8.1 км/с

V_s : от ~7 до 0 (отсутствие регистрации) км/с

h : ~2900 км

Способы определения скоростей сейсмических волн.

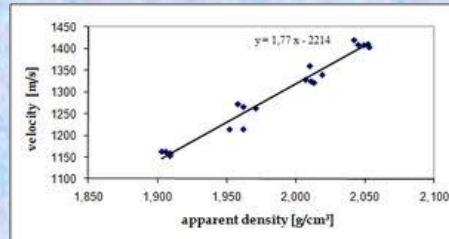
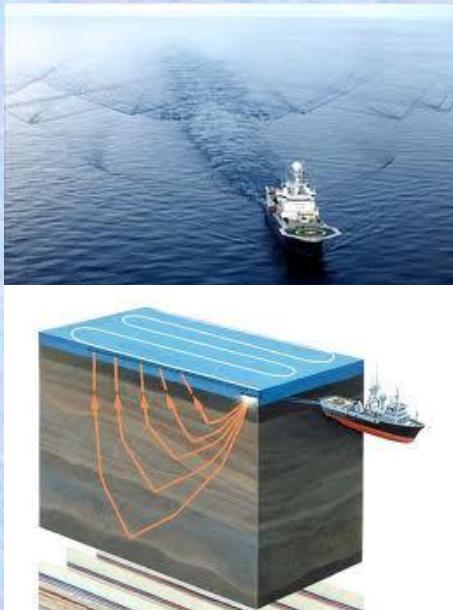
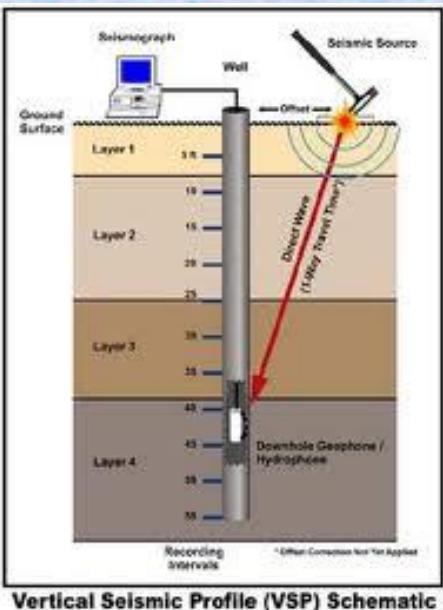
измерения скорости распространения сейсмических волн

измерения в скважинах,
горных выработках,
шахтах

наземные и морские
измерения

измерения на образцах

стохастические методы
определения скорости



ТОЧНОСТЬ

СТОИМОСТЬ

Типы сейсмических скоростей, используемые в сейсморазведке.

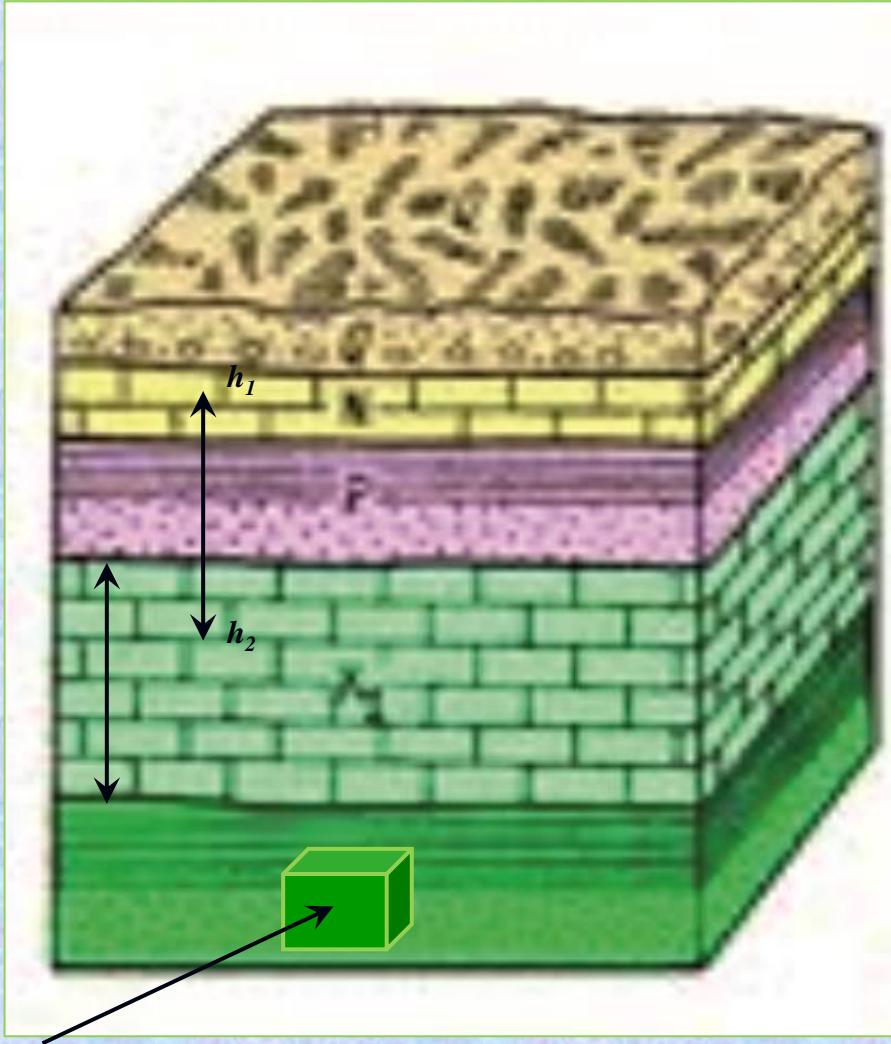
интервальная скорость

$$V_{\text{инт}} = \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

пластовая скорость

$$V_{\text{пл}} = \frac{h}{\Delta t}$$

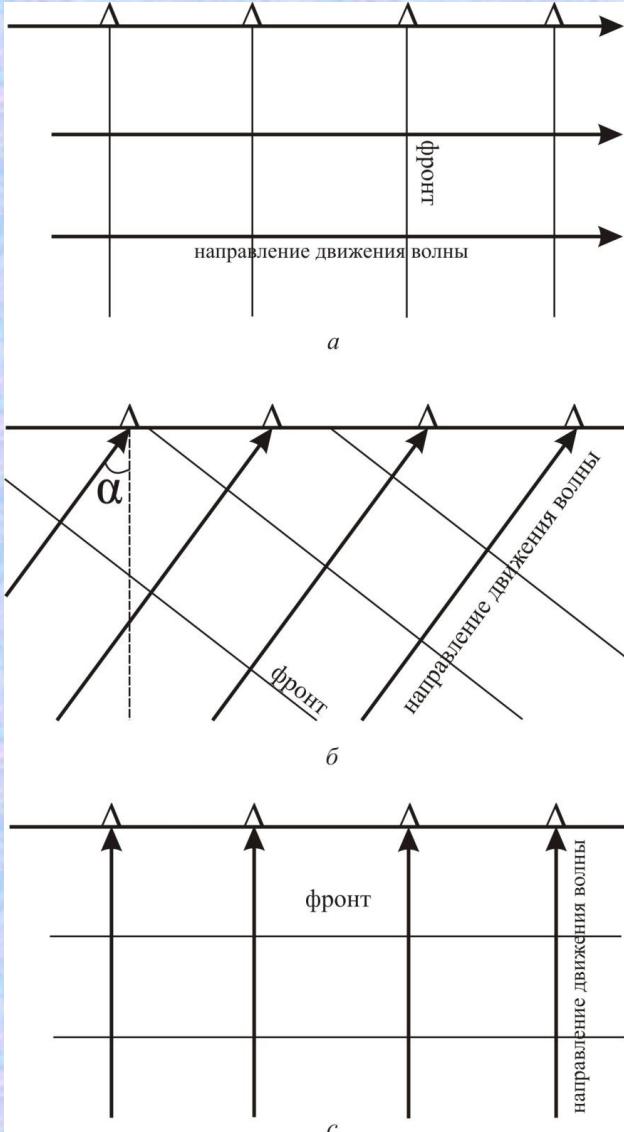
истинная скорость (бесконечно малый объем среды)



средняя скорость

$$V_{cp} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n t_i} = \frac{\sum_{i=1}^n V_i t_i}{\sum_{i=1}^n t_i}$$

Скорости сейсмических волн внутри Земли.



Кажущаяся скорость, определяемая на линии наблюдения:

$$V^* = \frac{\Delta x}{\Delta t}$$

Кажущаяся скорость в зависимости от угла подхода волны к линии наблюдения (закон Бендорфа):

$$V^* = \frac{V_{ucm}}{\sin \alpha}$$

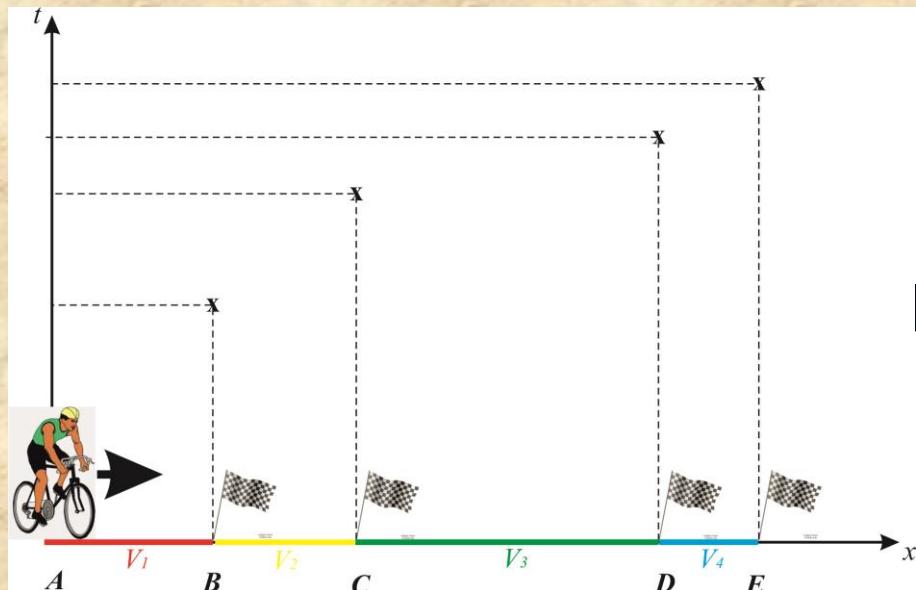
Кажущаяся скорость сейсмической волны
в зависимости от угла подхода к линии
наблюдения.



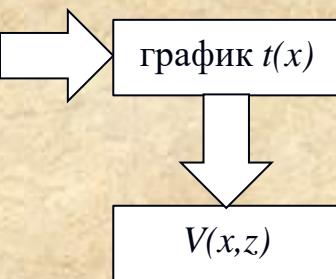
СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ И ИХ КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

- Сейсмограмма и ее элементы;
- Прямые, поверхностные и дифрагированные волны и их годографы ОПВ;
- Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн;
- Кратные отраженные волны и их годограф ОПВ;
- Отраженные и головные волны в многослойной среде;
- Рефрагированная волна в градиентной среде и ее годограф ОПВ.

Сейсмограмма и ее элементы.

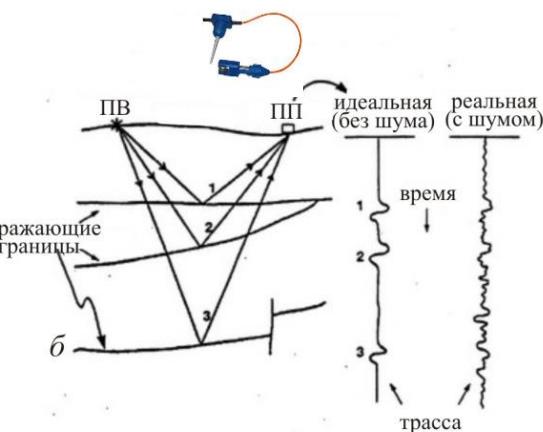
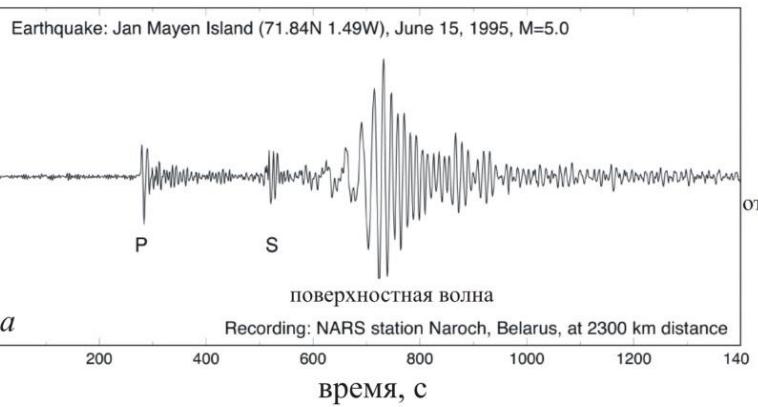


К понятию годографа сейсмической волны.



Годограф - зависимость времени прихода сейсмической волны от координат пунктов приема (удаления).

Сейсмопресса - зависимость амплитуды (B или mB) сейсмических событий от времени их регистрации (c или mc).



Лучевое приближение:

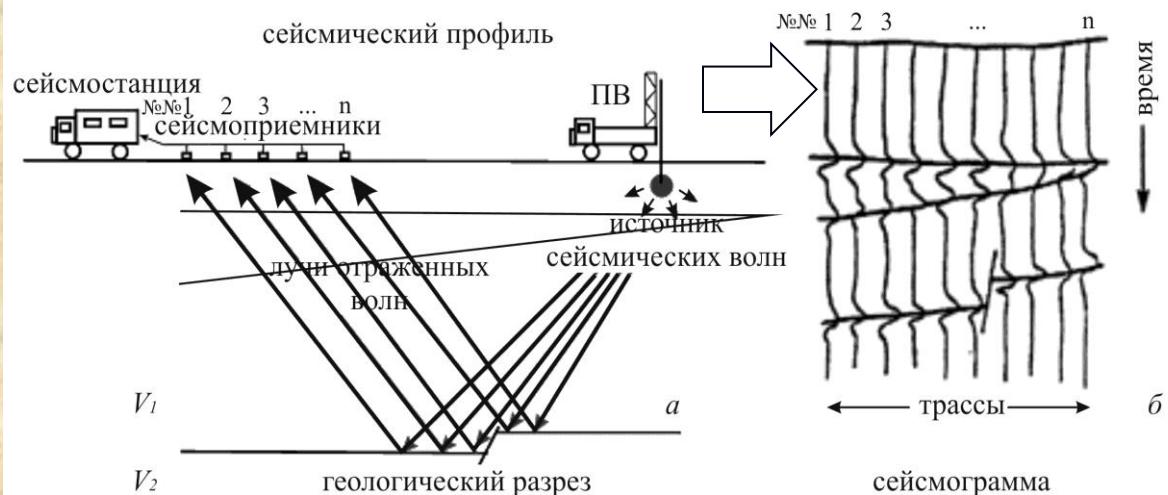
$$\lambda = 0$$

$$f = \infty$$

$$h \gg \lambda$$

а - реальная сейсмическая трасса землетрясения; б - упрощенная схема формирования сейсмической трассы.

Сейсмограмма и ее элементы.



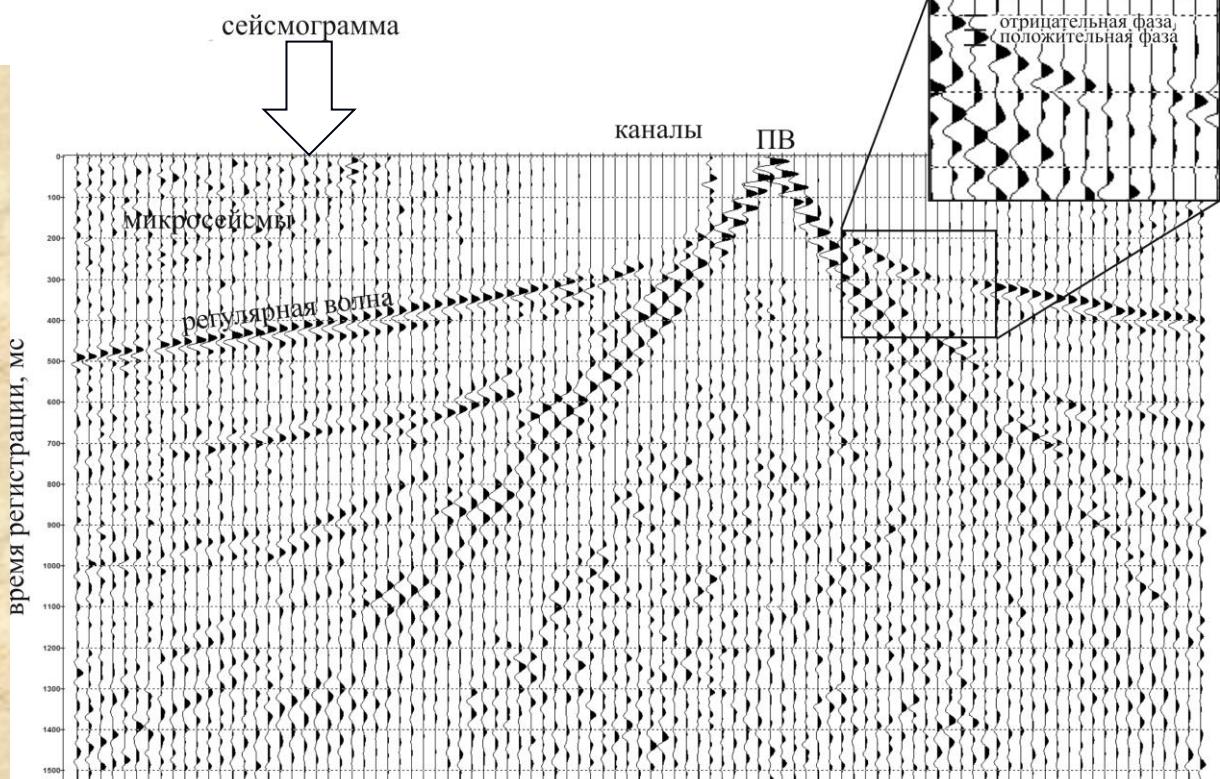
Схематическое изображение траекторий лучей сейсмических волн от источника к сейсмоприемникам. *б* - схематическое изображение совокупности сейсмотрасс, формирующих сейсмограмму ОПВ.

- Видимая амплитуда
- Форма сигнала
- Видимая частота
- Кажущаяся скорость
- Время прихода

Тип
волны

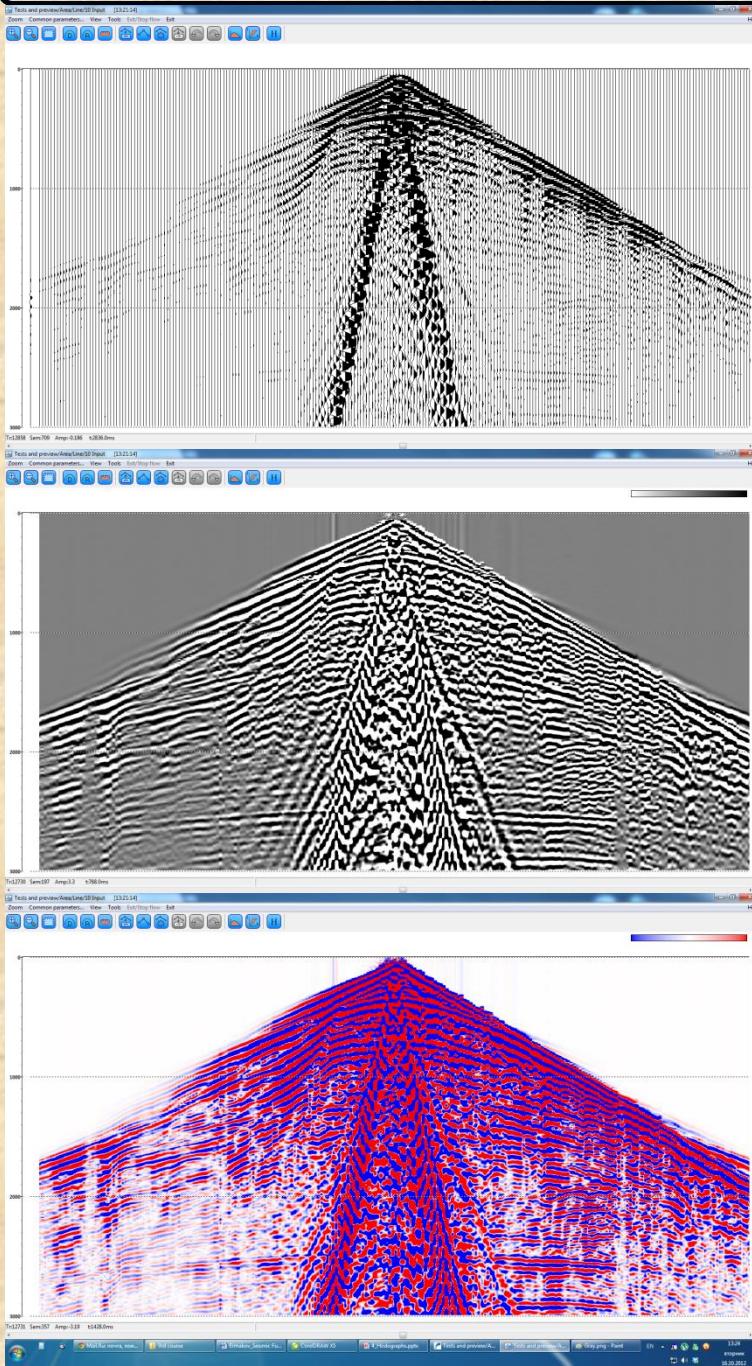
Характеристики сейсмической волны:
динамические и *кинематические*.

Сейсмограмма – совокупность (ансамбль) сейсмических трасс, записанных для одного ПВ. Согласно принятому стандарту SEG, первое вступление продольной волны на сейсмических записях представляется в виде минимума, что соответствует движению частиц грунта вверх.

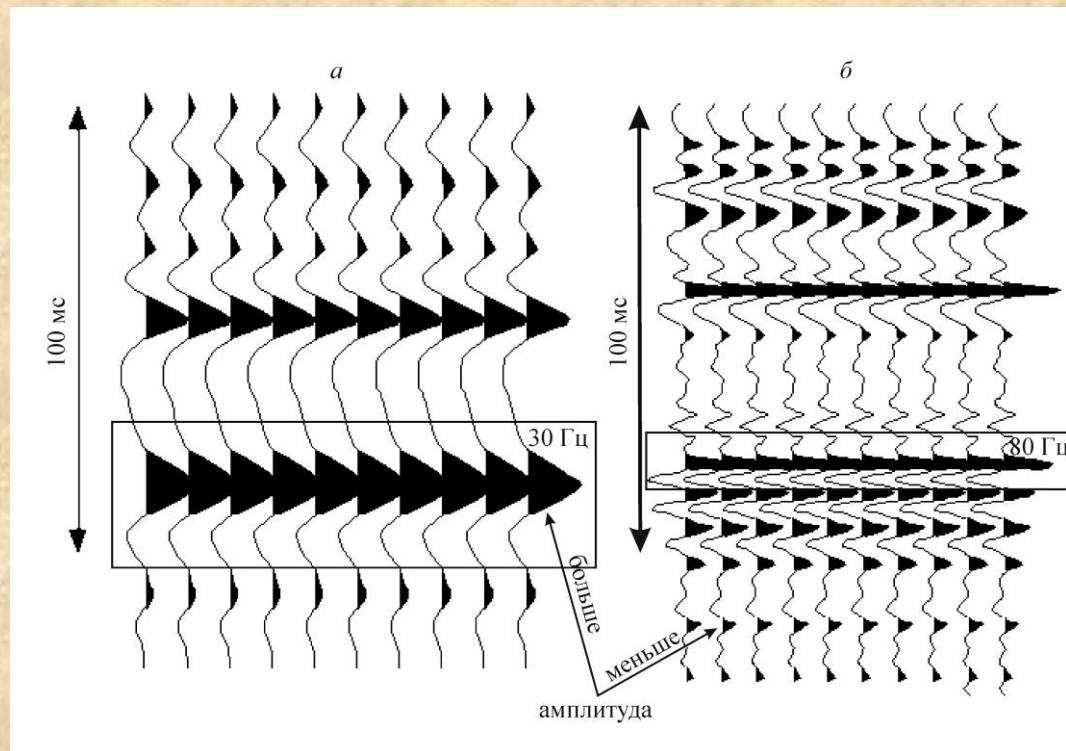


Пример сейсмограммы ОПВ.

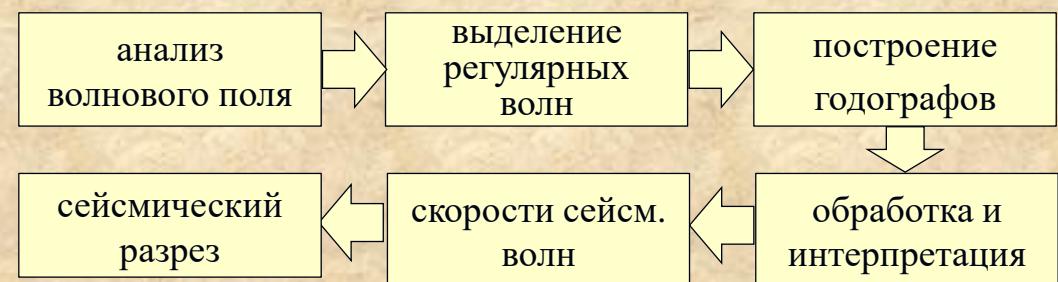
Сейсмограмма и ее элементы.



Распространенные виды визуализации сейсмограмм (сверху вниз): амплитудный, переменной плотности, в цвете.

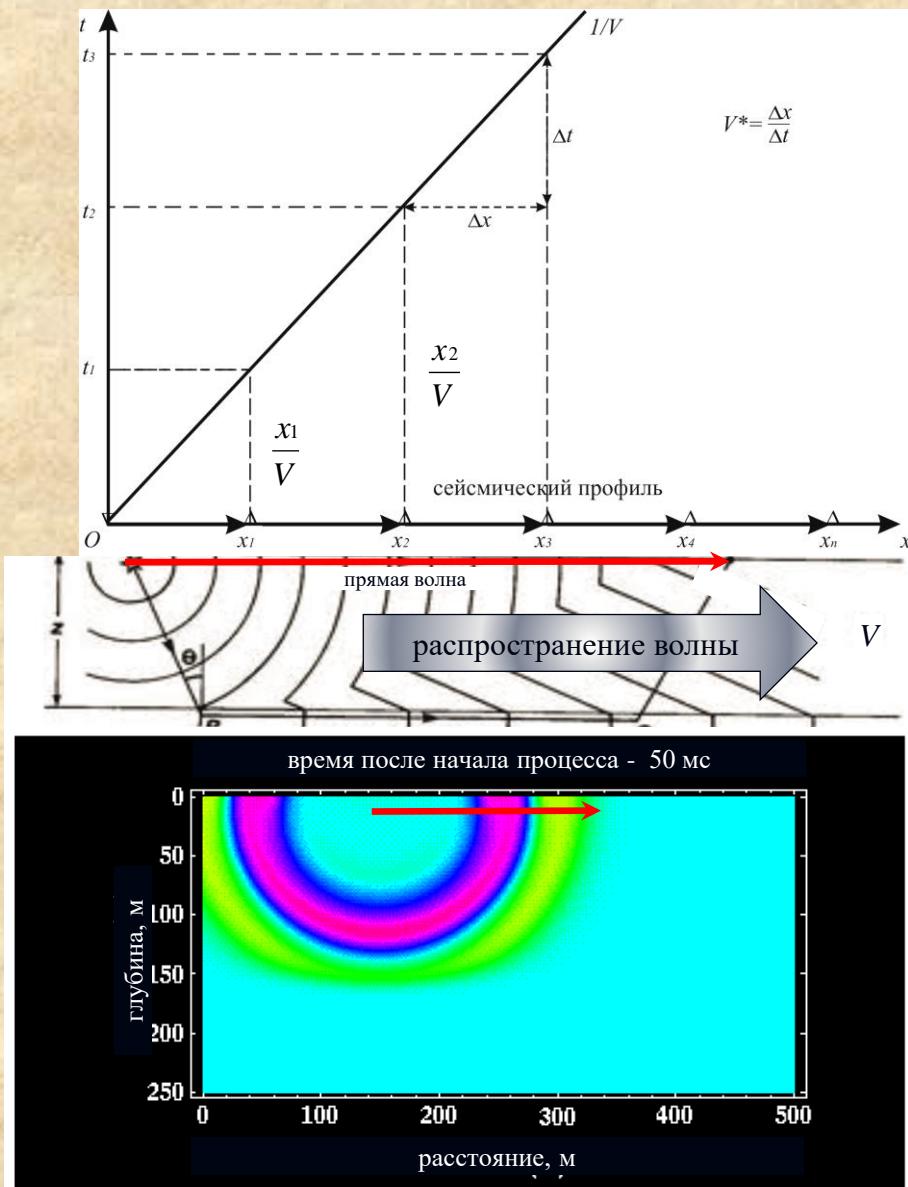


Фрагменты сейсмограмм с разной частотой сигнала: 30 Гц (а) и 80 Гц (б).



Прямые, поверхностные и дифрагированные волны и их годографы ОПВ.

Прямая волна и ее годограф ОПВ.



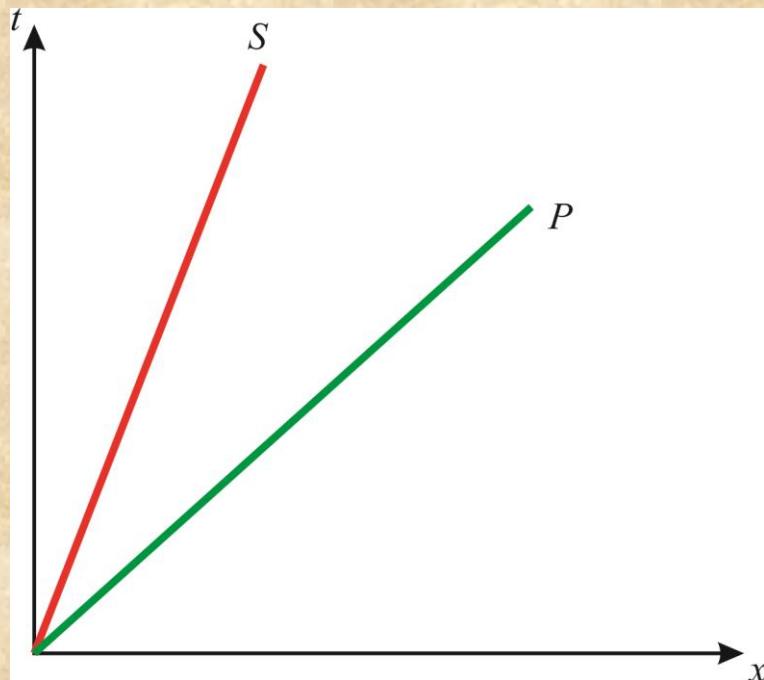
Снизу вверх: фронт, лучи и линейный годограф прямой волны.

Поскольку траектория лучей прямой волны совпадает с линией наблюдения, то $\alpha=\pi/2$:

$$V^* = \frac{V_{ucm}}{\sin\alpha} = V_{ucm}$$

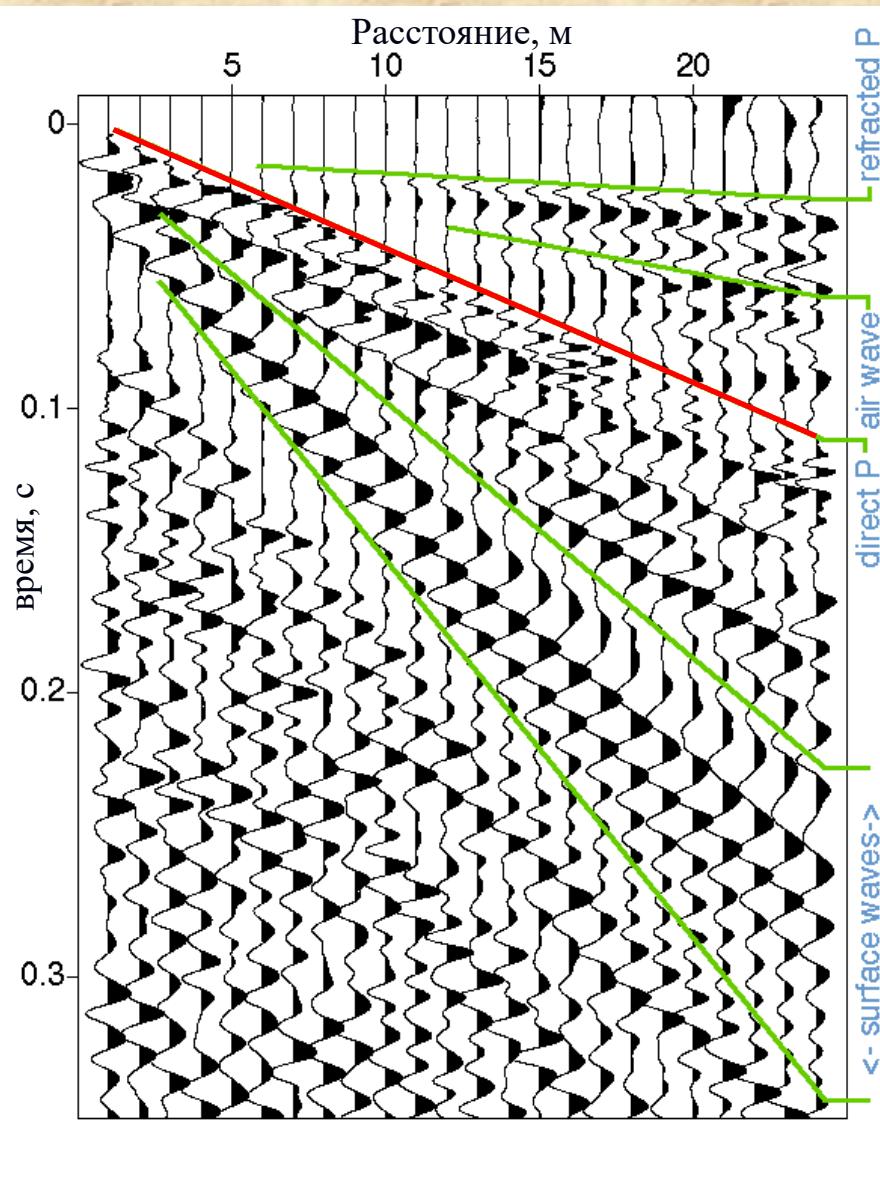
Линейный **годограф прямой волны** ОПВ:

$$t(x) = \pm \frac{x}{V}$$

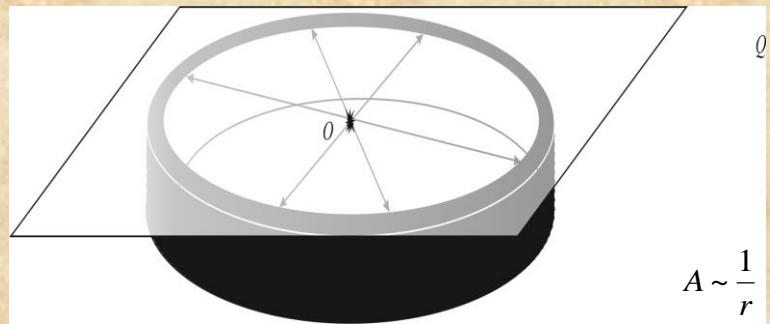


Взаимное положение линейных годографов прямых **P** - и **S** -волн.

Прямые, поверхностные и дифрагированные волны и их годографы ОПВ.



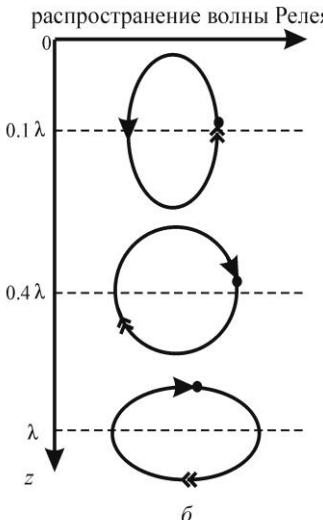
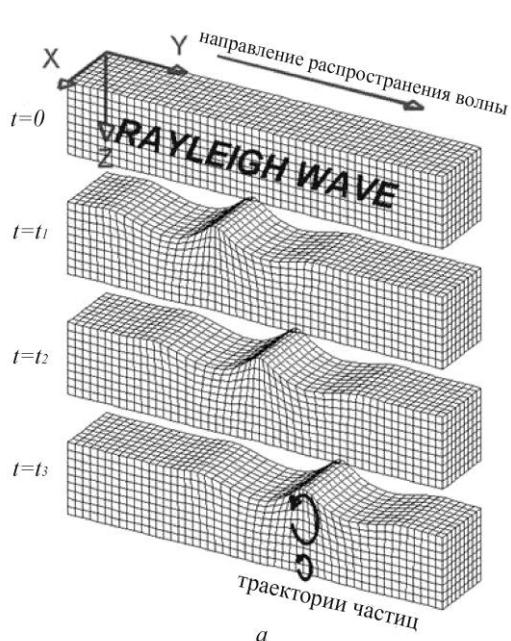
Прямая волна на сейсмограмме ОПВ (красная линия).



Схематичное пространственное изображение
фронт прямой волны с источником в т. O .
Стрелками показаны лучи. Плоскость Q
соответствует поверхности земли.

Прямые, поверхностные и дифрагированные волны и их годографы ОПВ.

Поверхностная волна и ее годограф ОПВ.

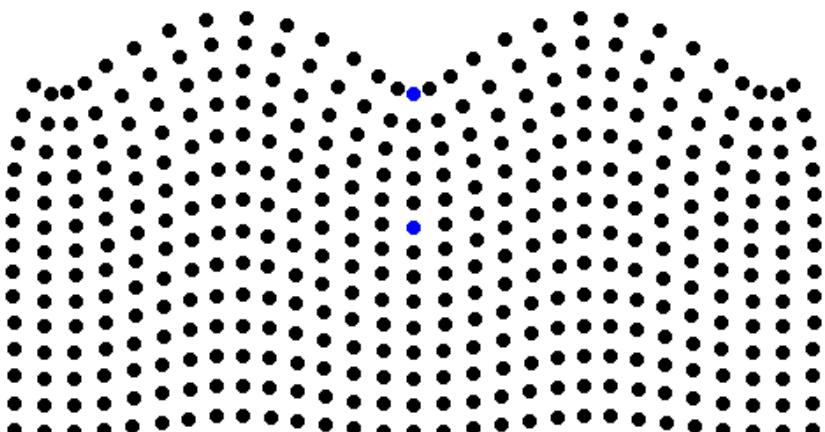


Эффективная глубина проникновения
поверхностной волны:

$$h_{\text{эфф}} = 0,6(1 + \sigma)\lambda_R$$

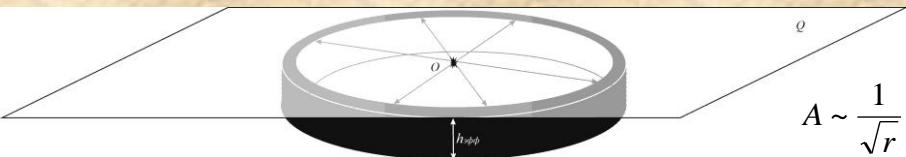
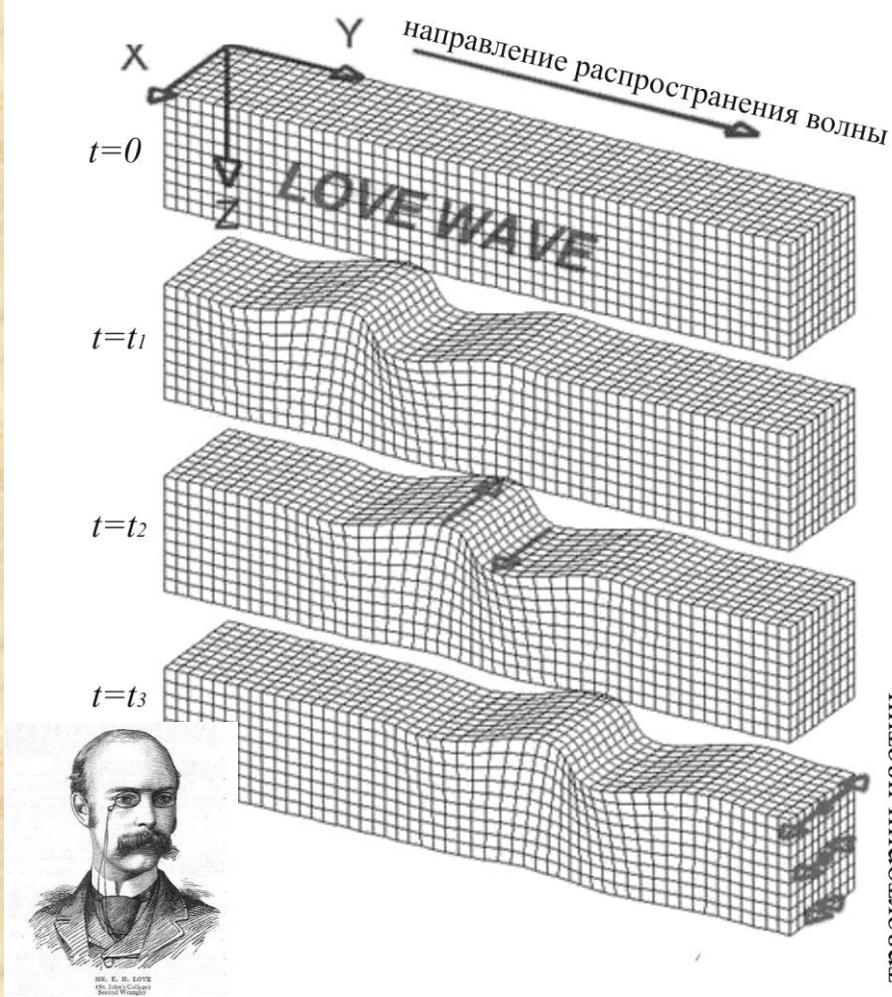
Пример:

$$\begin{aligned} f &= 10 \text{ Гц} \\ V &= 500 \text{ м/с} \Rightarrow h_{\text{эфф}} = 37,5 \text{ м} \\ \sigma &= 0,25 \end{aligned}$$

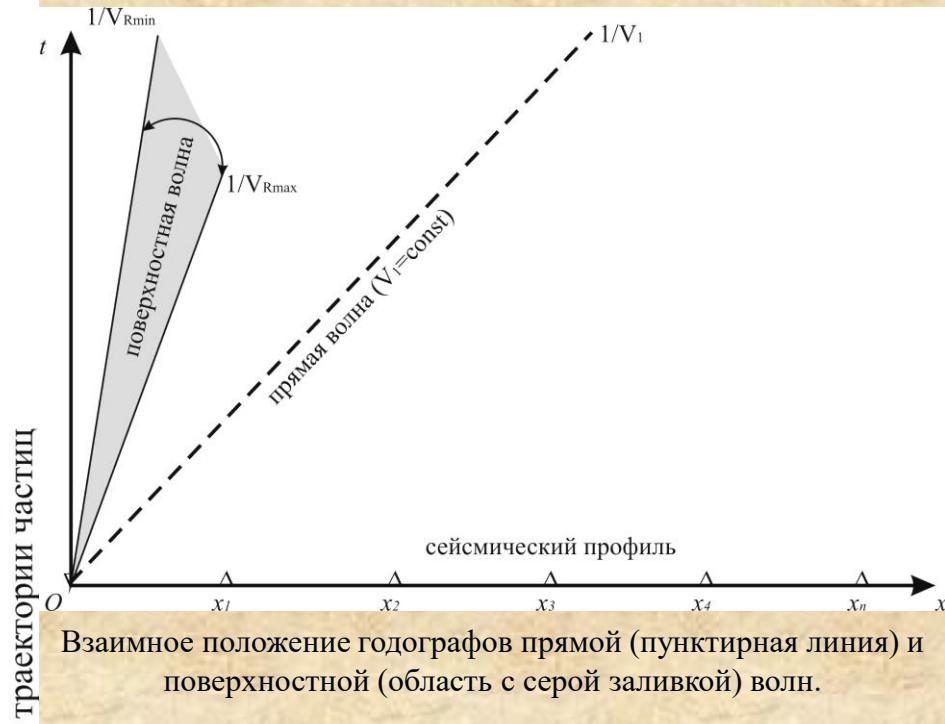


а - Схема движения частиц среды при распространении поверхности волны Релея в разные моменты времени; б - Траектории движения частицы среды при прохождении волны Релея на разных глубинах z относительно длины волны λ . Внизу показана анимация движения частиц среды при прохождении волны Релея.

Прямые, поверхностные и дифрагированные волны и их годографы ОПВ.



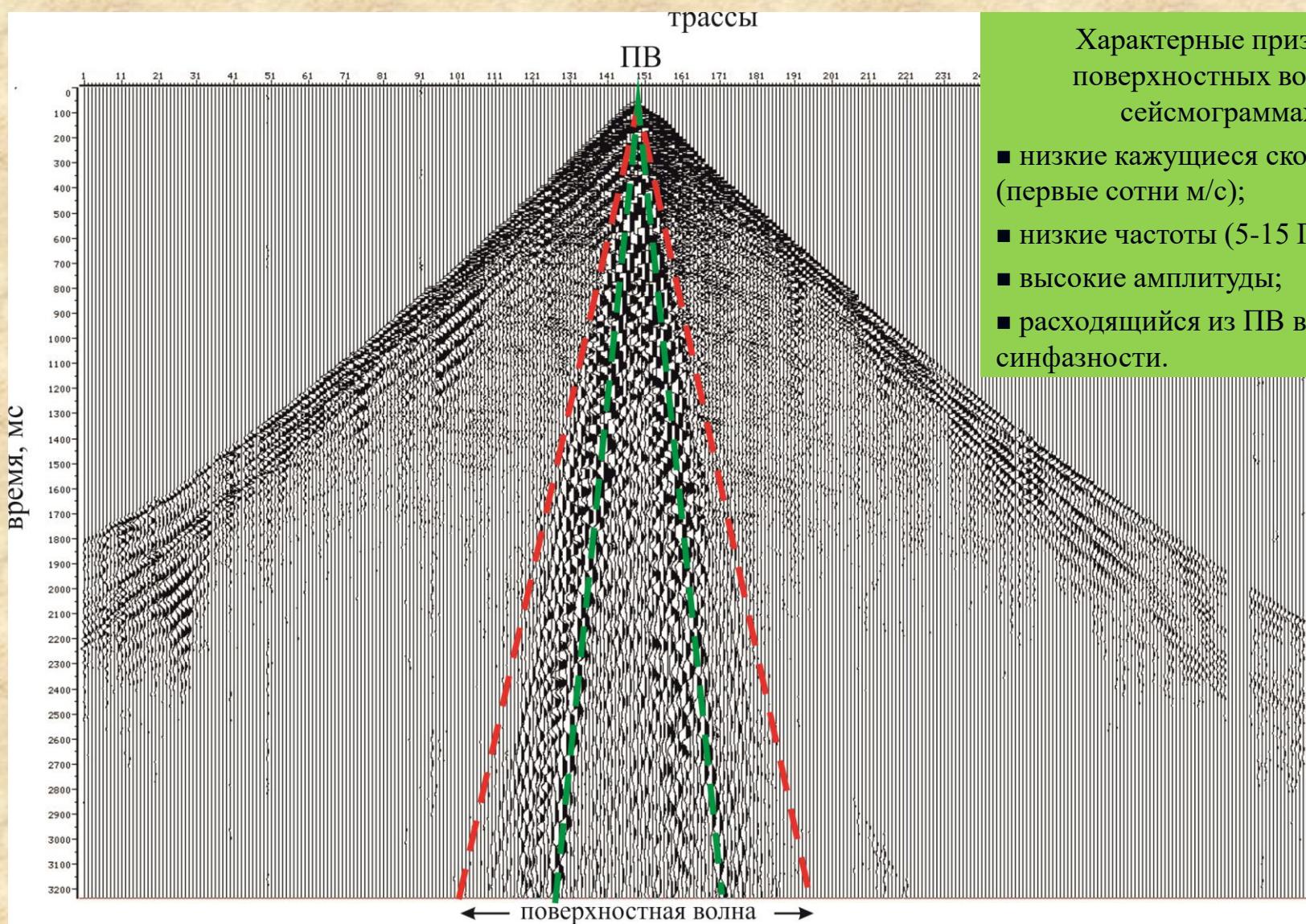
Пространственное изображение фронта поверхностной волны с источником в т. O . Стрелками показаны лучи. Плоскость Q соответствует поверхности земли.



Линейный **годограф поверхности волны** ОПВ:

$$t_R = \pm \frac{x}{V_R}$$

Прямые, поверхностные и дифрагированные волны и их годографы ОПВ.



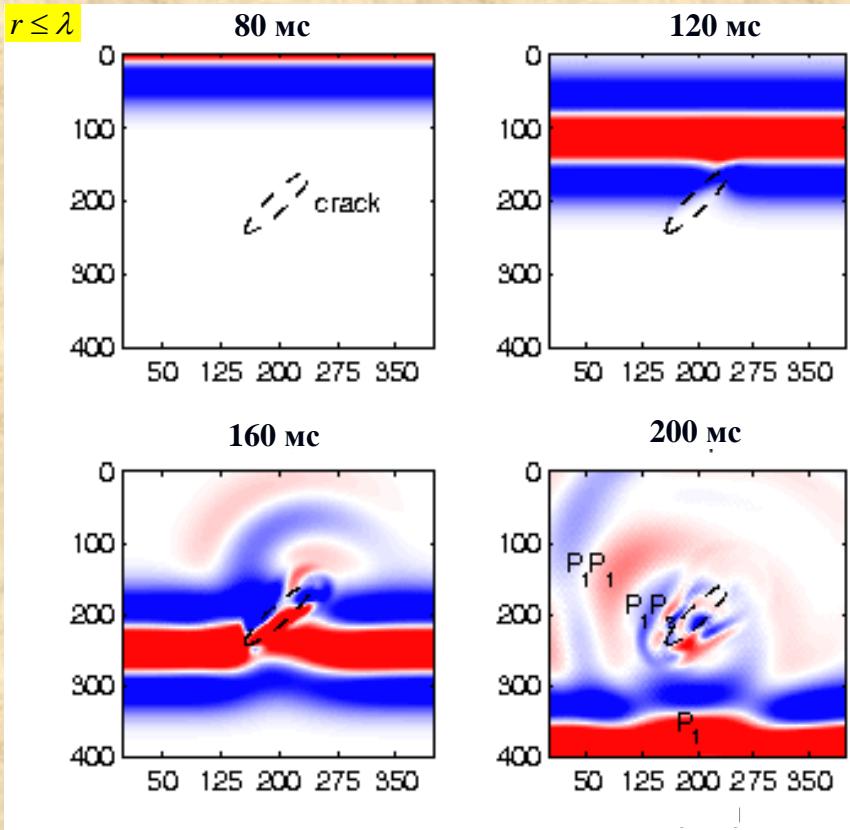
Поверхностная волна на сейсмограмме ОПВ. Красные пунктирные линии соответствуют максимальной фазовой скорости, зеленые пунктирные линии соответствуют минимальной фазовой скорости.

Характерные признаки поверхностных волн на сейсмограммах:

- низкие кажущиеся скорости (первые сотни м/с);
- низкие частоты (5-15 Гц);
- высокие амплитуды;
- расходящийся из ПВ веер осей синфазности.

Прямые, поверхностные и дифрагированные волны и их годографы ОПВ.

Дифрагированная волна и ее годограф ОПВ.

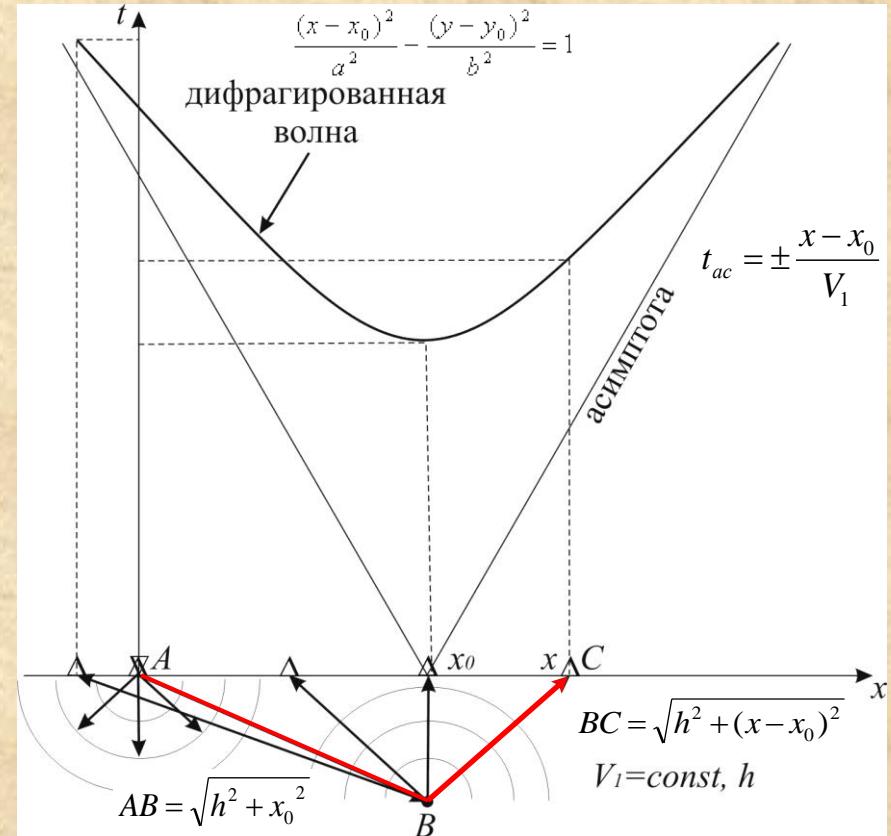


Волновое моделирование возникновения дифрагированной волны на локальной неоднородности («crack»).

Линейный *годограф дифрагированной волны* ОПВ:

$$t(x) = \frac{\sqrt{h^2 + x_0^2}}{V_1} + \frac{\sqrt{h^2 + (x - x_0)^2}}{V_1}$$

const

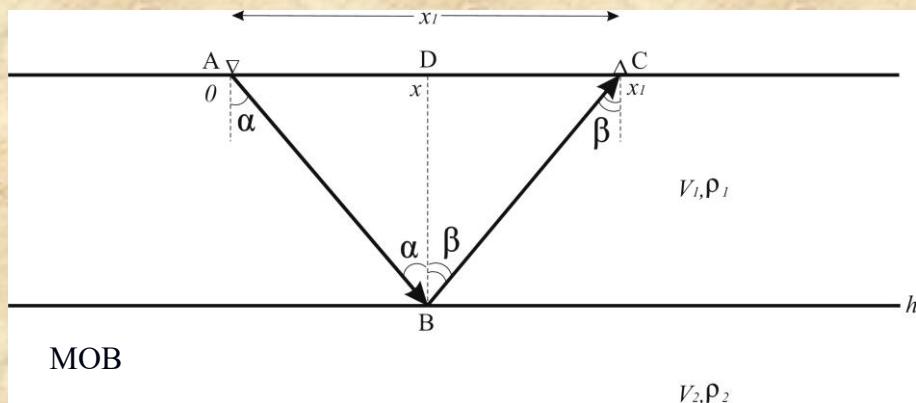


Лучевые траектории (показаны стрелками) и линейный годограф дифрагированной волны ОПВ от локального объекта в т. B .

Положение минимума годографа дифрагированной волны ОПВ остается неизменным при перемещении пункта возбуждения по профилю: $x = x_0$.

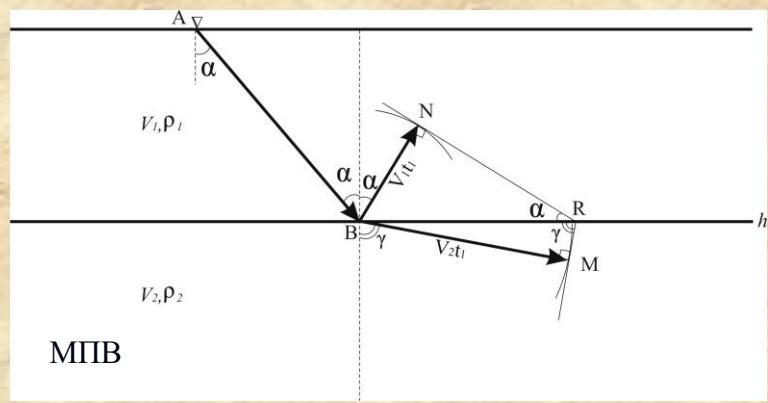
$$t_{\min}(x_0) = \frac{\sqrt{h^2 + x_0^2} + h}{V_1}$$

Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и преломленной волн.



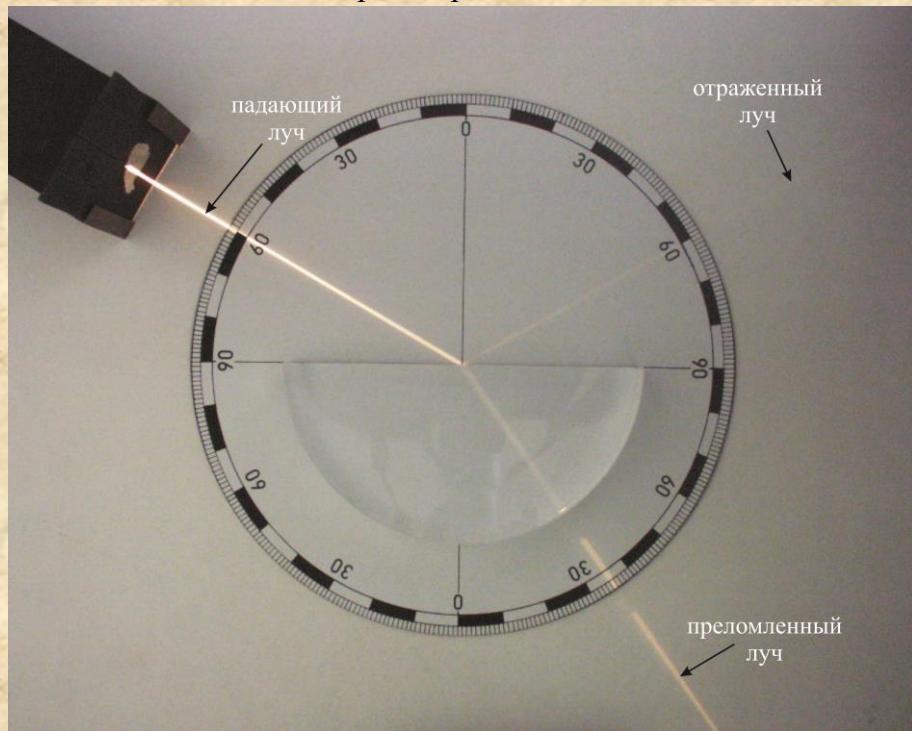
МОВ

К закону отражения сейсмической волны для двухслойной среды при $h \gg \lambda$.



МПВ

К выводу закона Снеллиуса для двухслойной среды при $h \gg \lambda$.



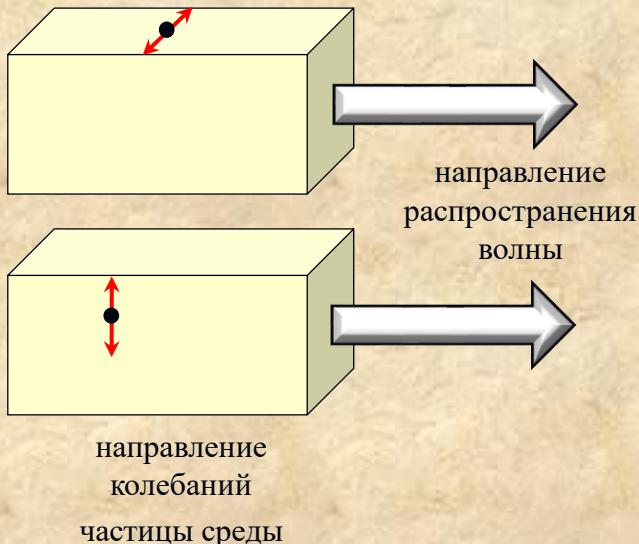
Преломление и отражение света на границе раздела двух сред с разными показателями преломления.

Закон Снеллиуса для двухслойной среды :

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \gamma} = \frac{V_1}{V_2} \quad \rightarrow$$

при $V_2 > V_1$ следует, что $\sin \gamma > \sin \alpha$, т.е. $\gamma > \alpha$. И наоборот:

при $V_2 < V_1$ следует, что $\gamma < \alpha$.



Обменные волны – волны, сменившие свой тип (направление колебаний частиц среды) после взаимодействия с границей.

Возможные варианты взаимодействия с границей и обмена:

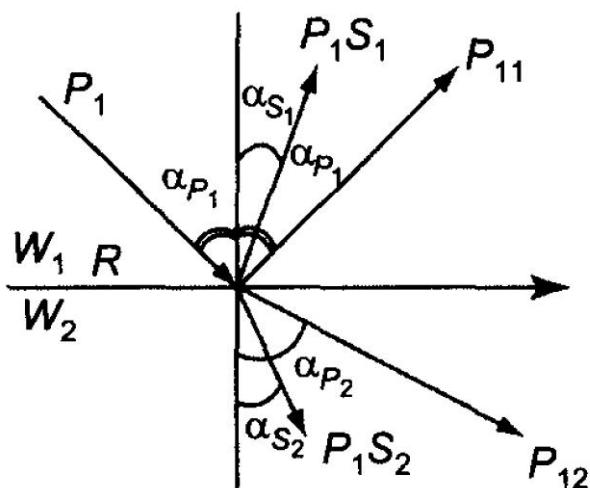
P-P

P-SV

SV-P

SV-SV

SH-SH



Преломление и отражение падающей продольной волны в случае обмена на границе раздела двух сред (по Г.Н. Боганик, И.И. Гурвич, 2006).

Обобщенный закон Снеллиуса:

$$\frac{\sin \alpha_{p_1}}{V_{p_1}} = \frac{\sin \alpha_{s_1}}{V_{s_1}} = \frac{\sin \alpha_{p_2}}{V_{p_2}} = \frac{\sin \alpha_{s_2}}{V_{s_2}}$$

Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.

Годограф ОПВ отраженной волны для горизонтальной границы:

$$t(x) = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4h^2}$$

или

$$1 = V_1^2 \frac{t^2(x)}{4h^2} - \frac{x^2}{4h^2}$$

Годограф ОПВ отраженной волны является гиперболой.

$$x_{\min} = 0$$

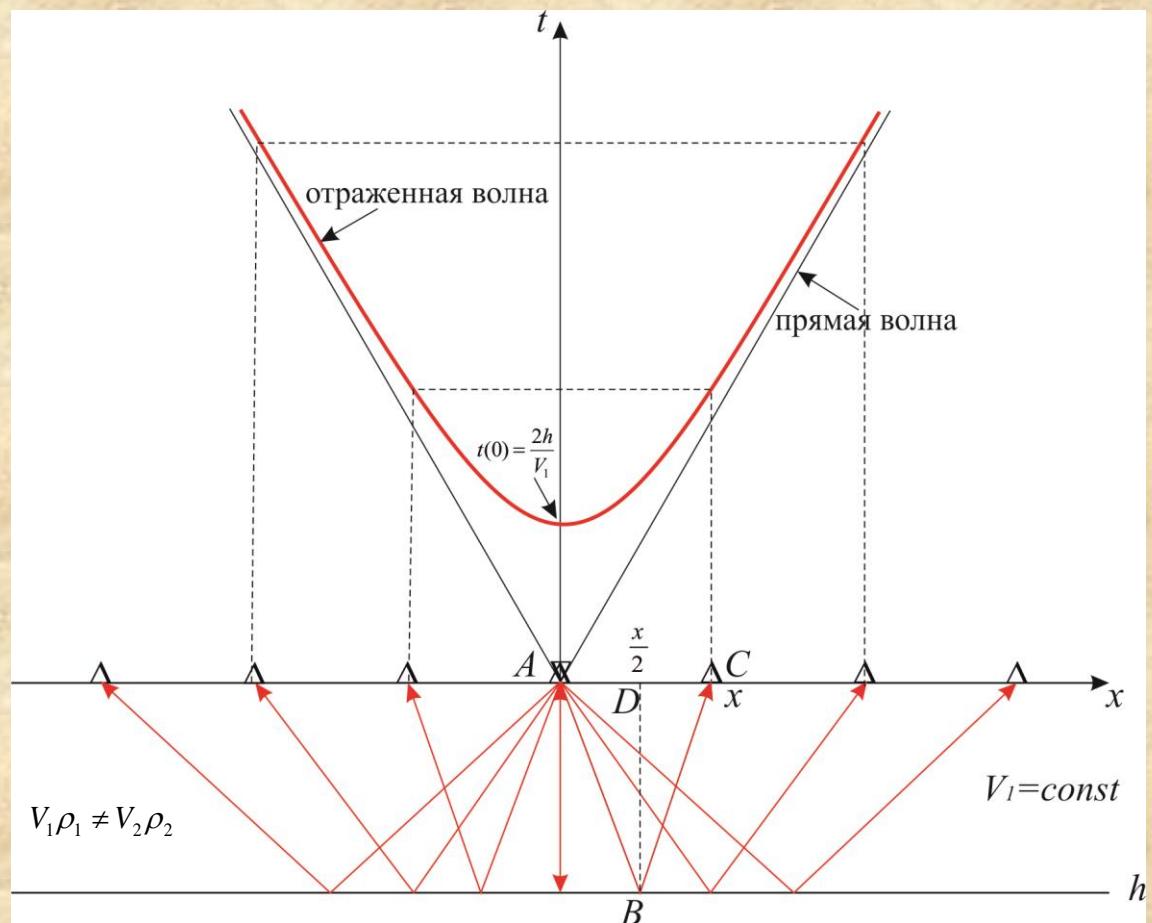
- минимум

$$t(0) = t_0 = \frac{2h}{V_1}$$

$$t(x) \rightarrow \pm \frac{x}{V_1}$$

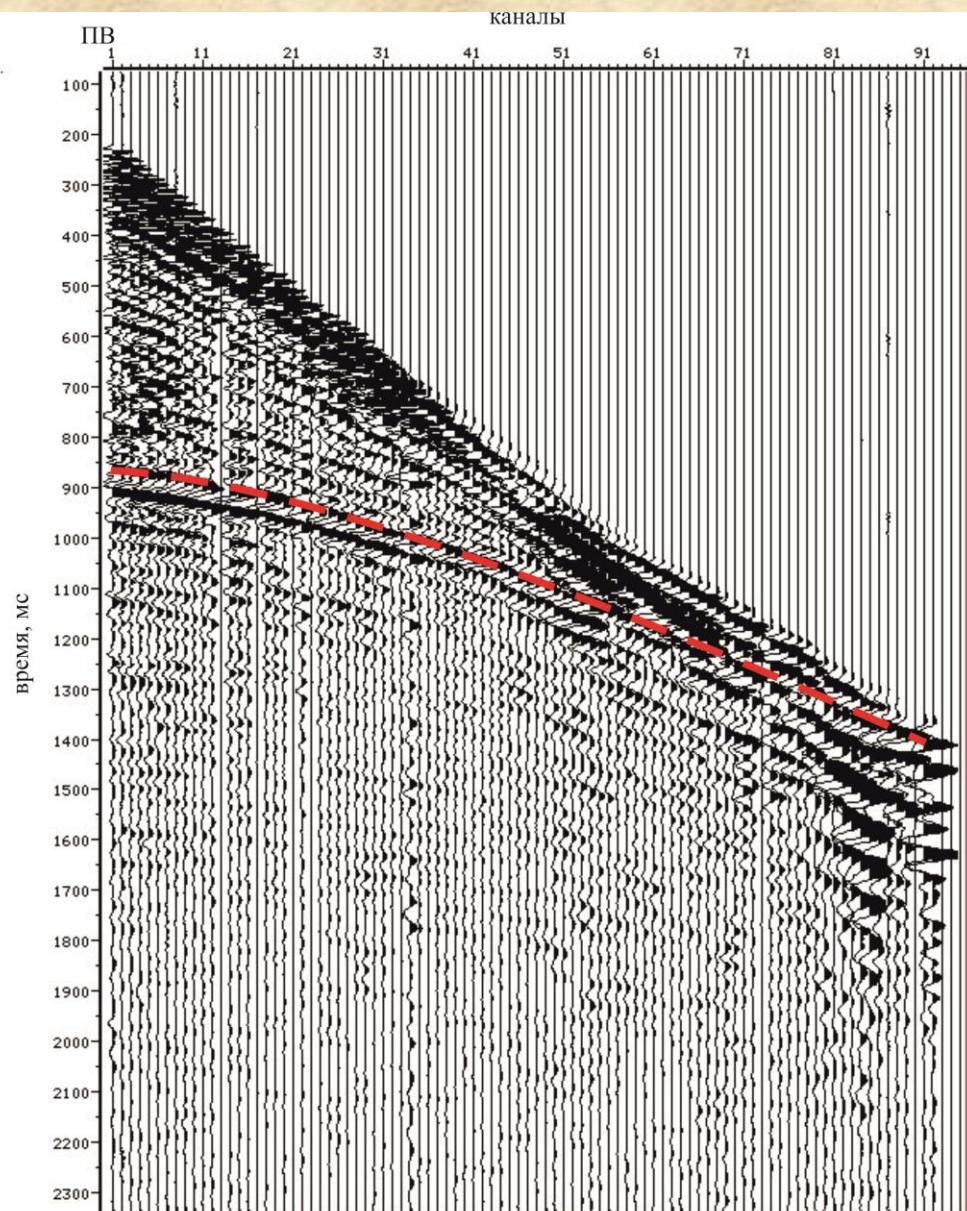
- асимптота

Время прихода отраженной волны в любую точку сейсмического профиля всегда больше времени прихода в эту точку прямой волны.



Лучевые траектории и линейный годограф ОПВ отраженной волны для горизонтальной границы раздела (красные линии).

Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.



Отраженная волна на сейсмограмме ОПВ на времени
 $t_0=850$ мс (красная пунктирная линия).

Годограф ОПВ отраженной волны для наклонной границы:

$$t(x) = \frac{1}{V_1} \sqrt{4h^2 + x^2 + 4hx\sin\phi}$$

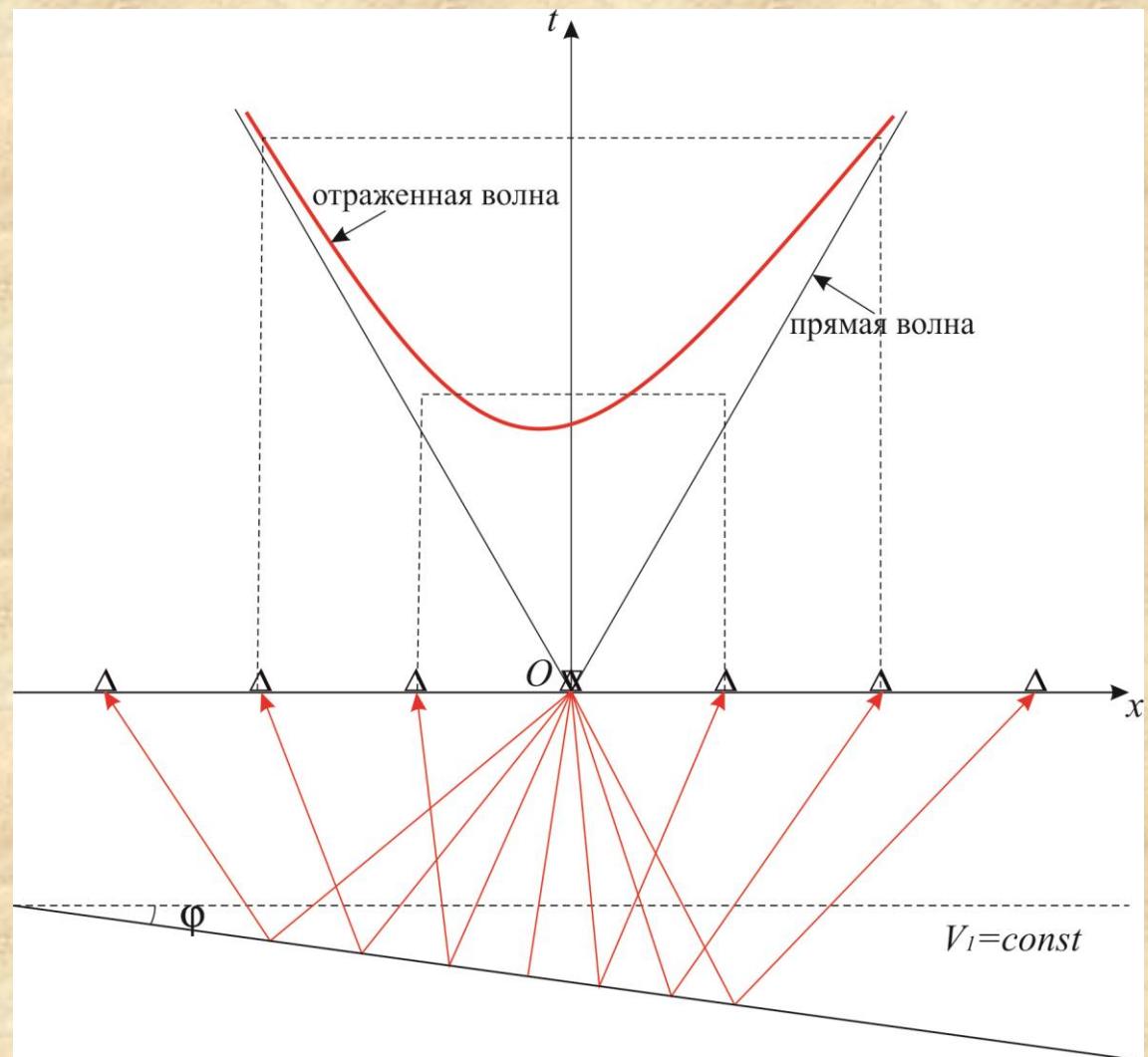
Минимум годографа отраженной волны ОПВ для наклонной границы:

$$t'(x) = \frac{1}{2V_1} \frac{2x + 4h\sin\phi}{\sqrt{4h^2 + x^2 + 4hx\sin\phi}} = 0$$

$$x_{\min} = -2h\sin\phi$$

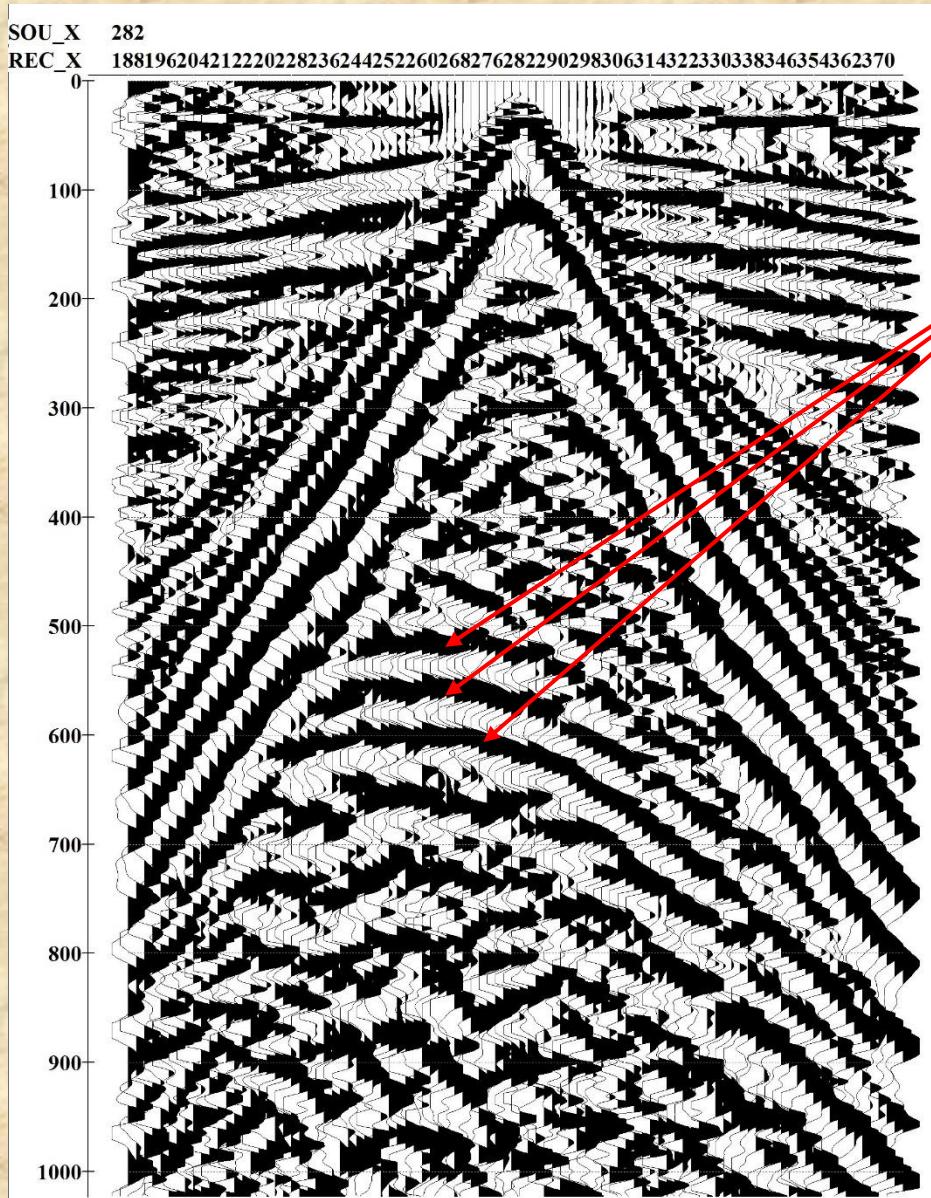
$$t_{\min} = \frac{2h}{V_1} \cos\phi$$

Минимум годографа отраженной волны ОПВ в случае наклонной границы смещается в сторону ее восстания.



Лучевые траектории и линейный годограф отраженной волны ОПВ для наклонной границы раздела (красные линии).

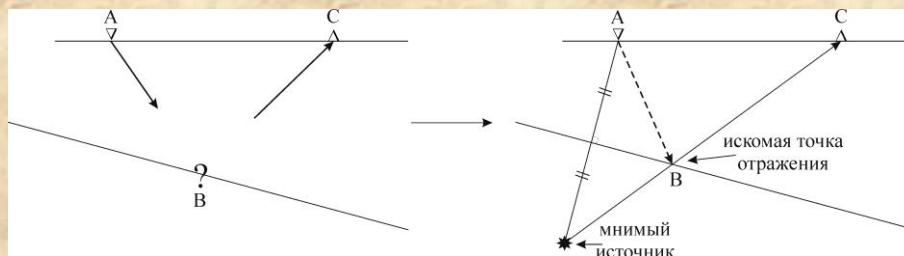
Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.



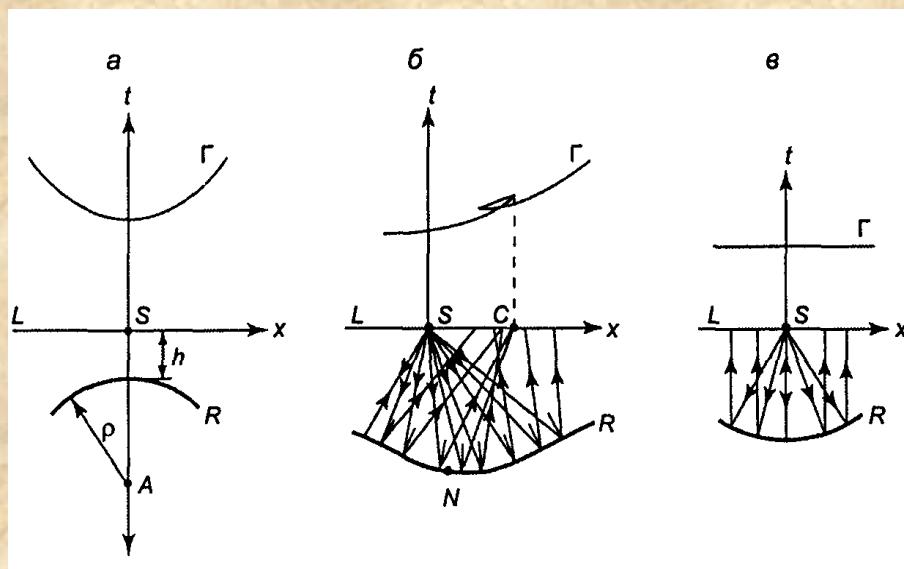
Отраженные
волны

Отраженные волны на сейсмограмме ОПВ. Минимум
годографов смещен влево.

Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.

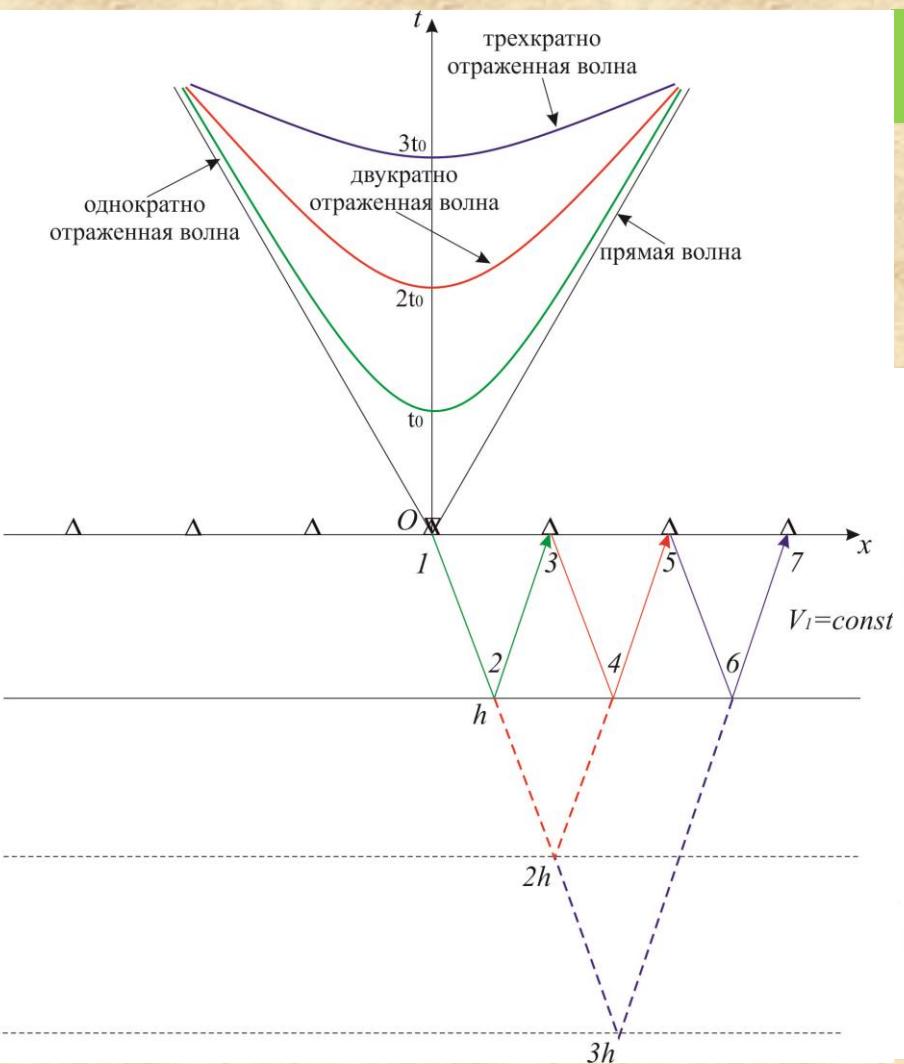


К определению точки отражения на наклонной границе.



Искажение формы годографа ОПВ волн, отраженных от криволинейных границ: *а* – выпуклая граница; *б* – вогнутая граница, образующая петлю на годографе; *в* - параболическая граница (по Г.Н. Гурвич, И.И. Боганик, 2006).

Кратные отраженные волны и их годограф ОПВ.

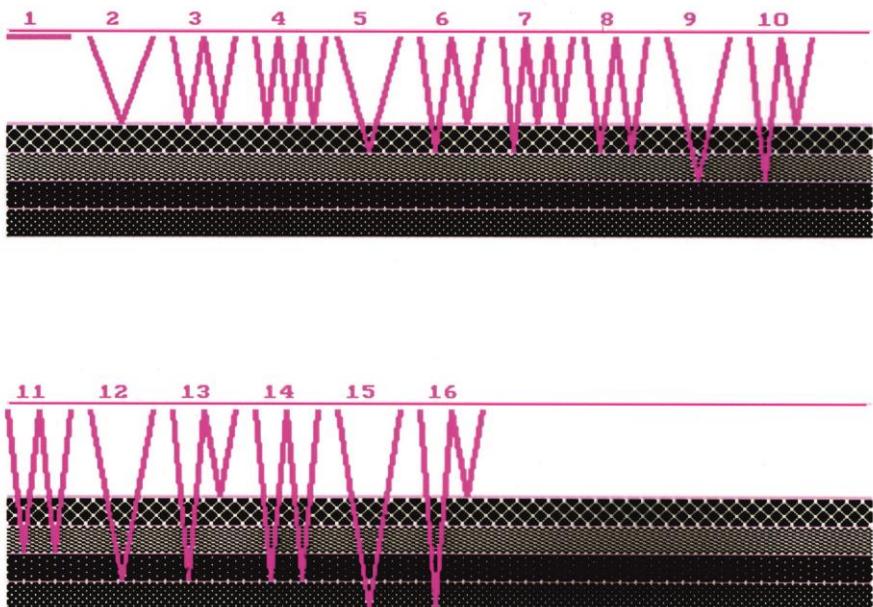


Лучевые траектории и линейные годографы кратных отраженных волн для одной горизонтальной границы раздела.

Годограф ОПВ кратной отраженной волны для горизонтальной границы:

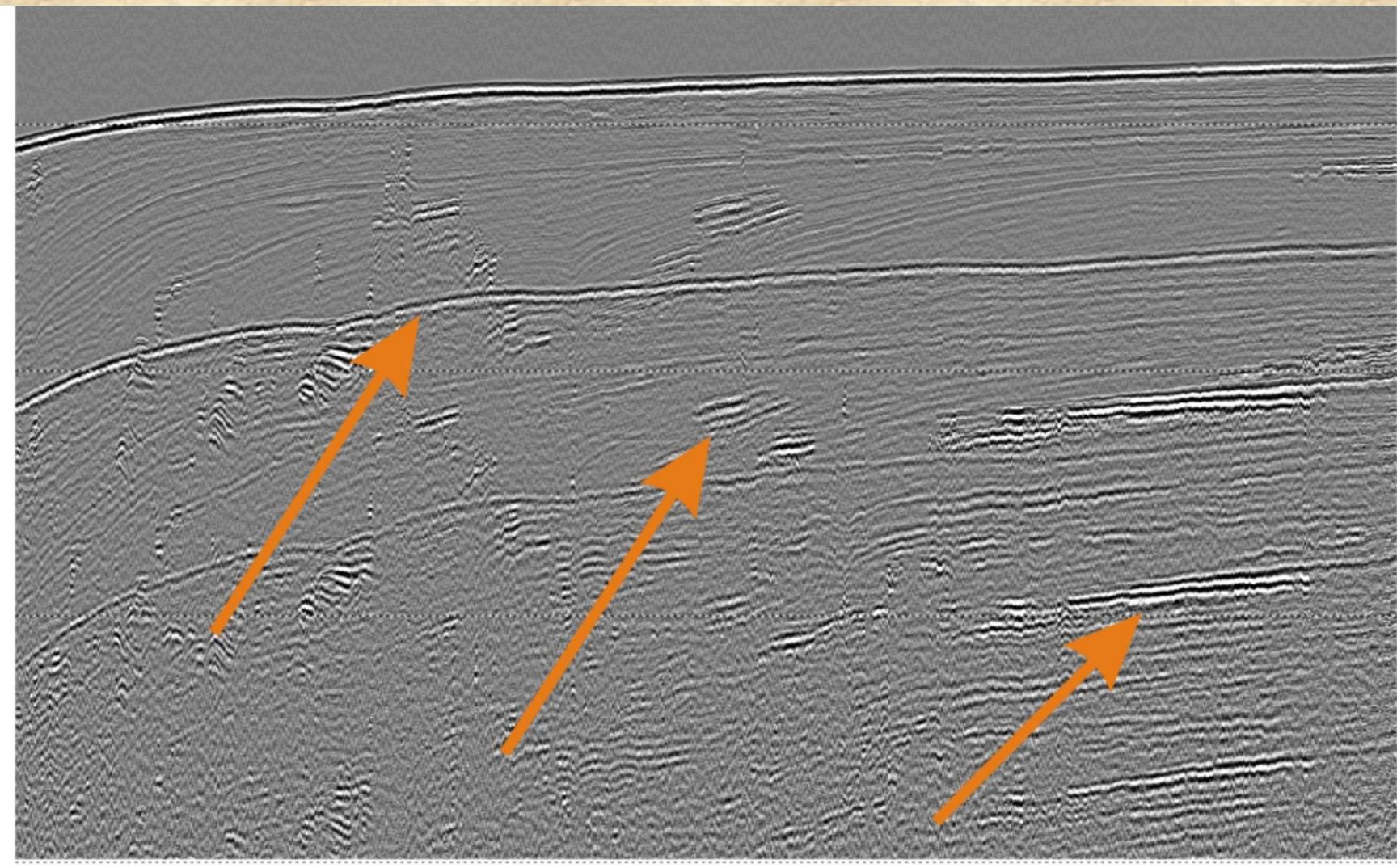
$$t_n(x) = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + (2hn)^2} = \sqrt{\frac{x^2}{V_1^2} + t_{0n}^2}$$

$$t_{ac}(x) = \pm \frac{x}{V_1} \quad t_{0n} = \frac{2hn}{V_1}$$



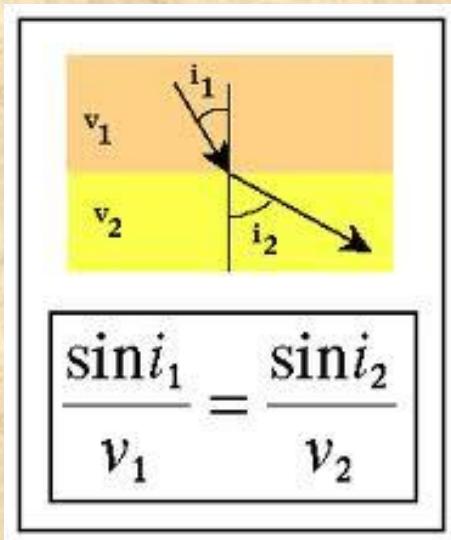
Возможные варианты кратных и неполнократных отражений для шестислойного разреза (пять отражающих границ).

Кратные отраженные волны и их годограф ОПВ.



Оси синфазности кратных отраженных волн от границы вода-дно на временном сейсмическом разрезе, полученном по МОВ
(показаны оранжевыми стрелками).

Годограф ОПВ головной волны.

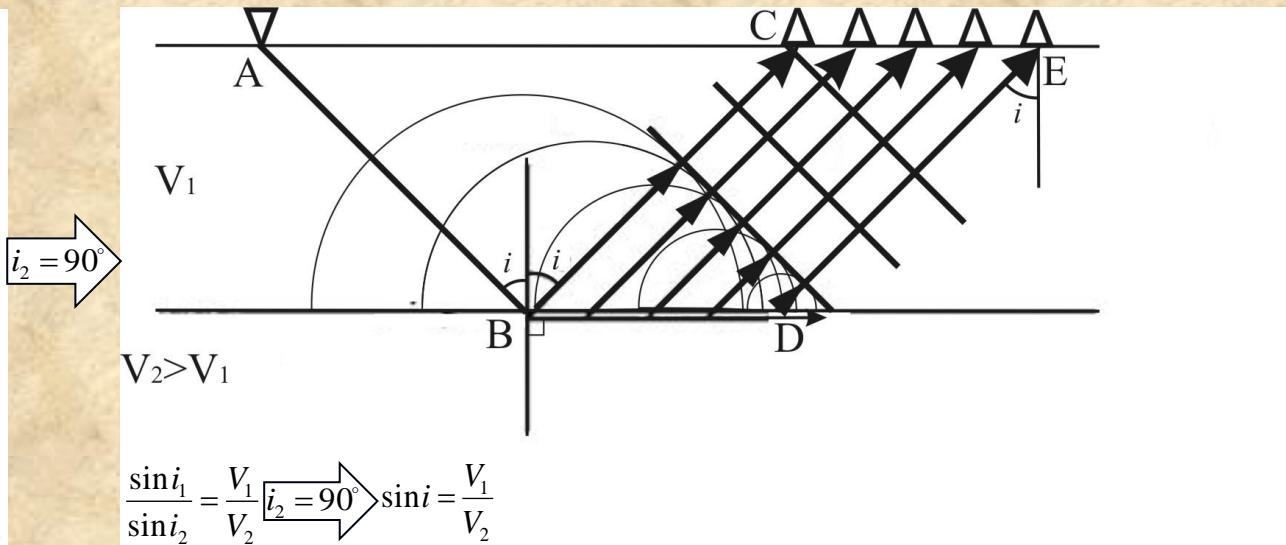


Закон Снеллиуса для преломленной монотипной волны.

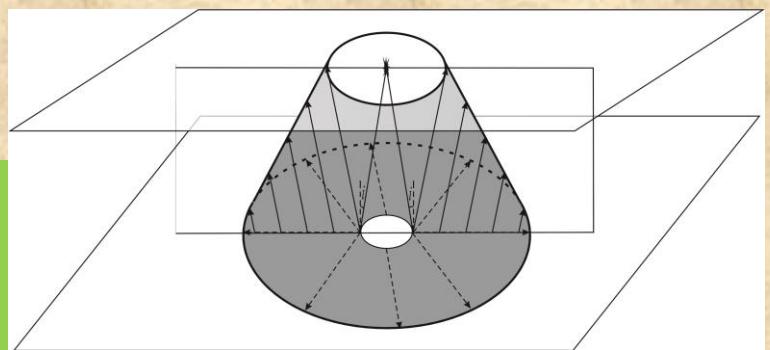
При $V_2 > V_1$ следует, что $\sin i_2 > \sin i_1$, т.е. $i_2 > i_1$. При $V_2 < V_1$ следует, что $i_2 < i_1$. При увеличении угла падения i_1 увеличивается и угол преломления i_2 .

Среди множества лучей падающей волны на границу раздела двух сред со скоростями $V_1 < V_2$ может существовать луч, падающий под критическим углом с образованием **головной волны**, распространяющейся вдоль границы раздела сред со скоростью V_2 - **граничной скоростью** (V_{cr}).

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{V_1}{V_2} \xrightarrow{i_2 = 90^\circ} \sin i = \frac{V_1}{V_2}$$

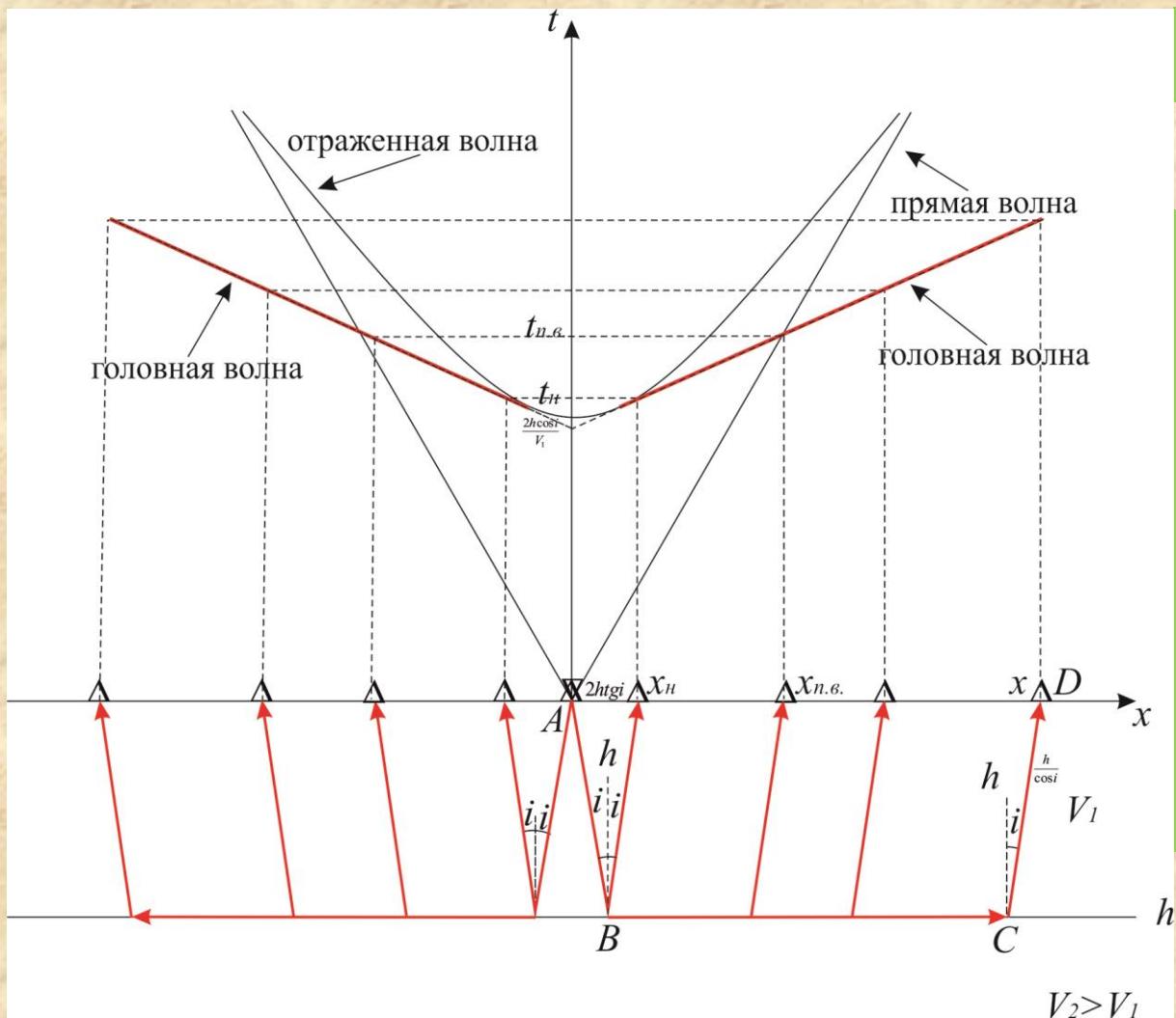


Образование головной волны на границе двух сред с разными акустическими свойствами. **B – критическая точка.** **i – критический угол.**



Пространственное изображение фронта головной волны.

Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.



Головная волна на сейсмограммах регистрируется в первых вступлениях.

Годограф ОПВ головной волны для горизонтальной границы:

$$t(x) = \frac{2h \cos i}{V_1} + \frac{x \sin i}{V_1}$$

Графиком функции годографа головной волны является **прямая** с угловым коэффициентом

$$\frac{\sin i}{V_1} = \frac{1}{V_2}$$

и поднятой по оси t на величину

$$t(0) = t'_0 = \frac{2h \cos i}{V_1}$$

Кажущаяся скорость головной волны определяет наклон ее годографа: чем больше скорость, тем больше годограф головной волны «прижимается» к оси x .

Особые точки годографа головной волны:

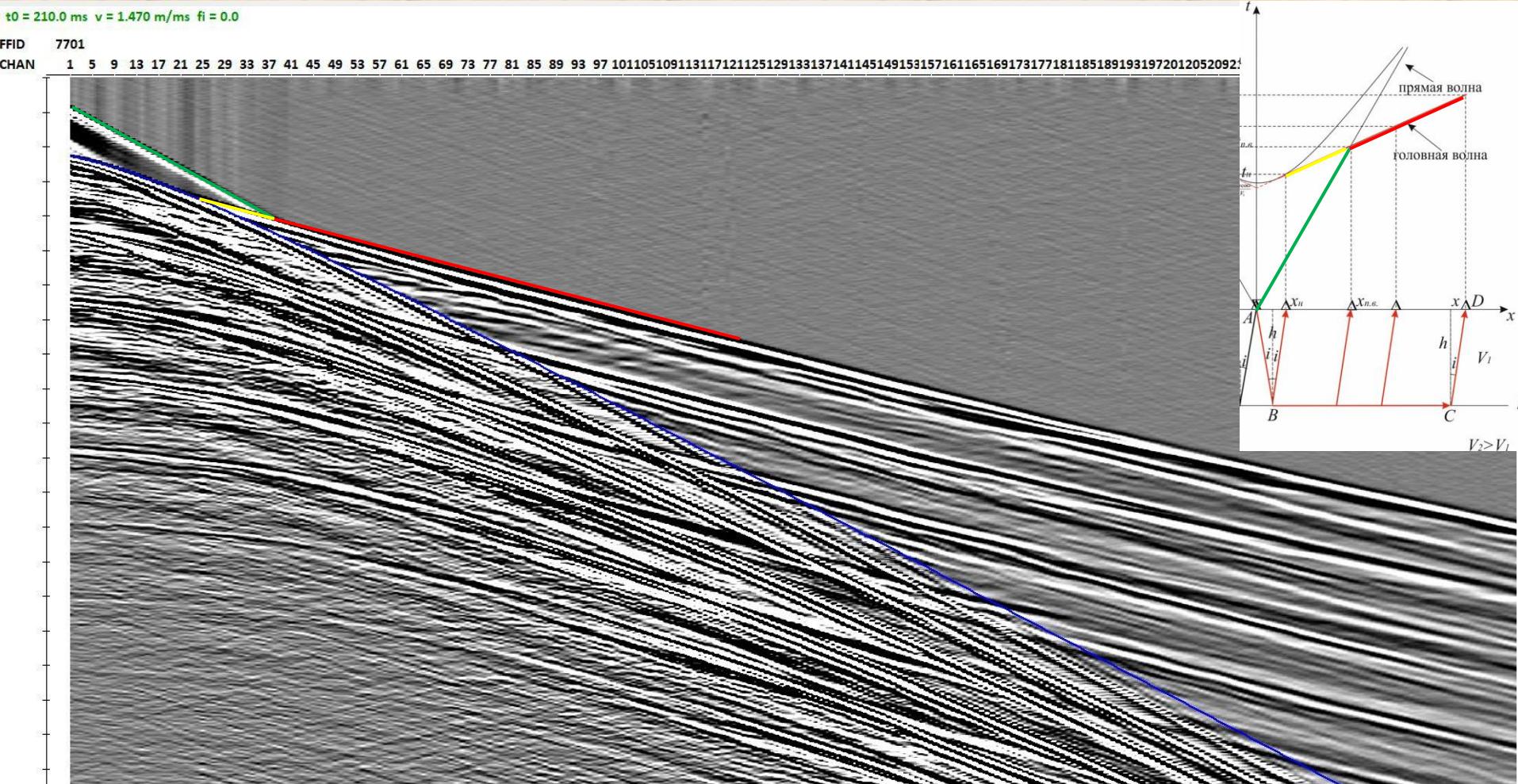
$$x_h = 2htgi$$

$$x_{n.e.} = \frac{2h \cos i}{1 - \sin i}$$

$$t_u = \frac{2h}{V_1 \cos i}$$

$$t_{n.e.} = \frac{2h \cos i}{V_1(1 - \sin i)}$$

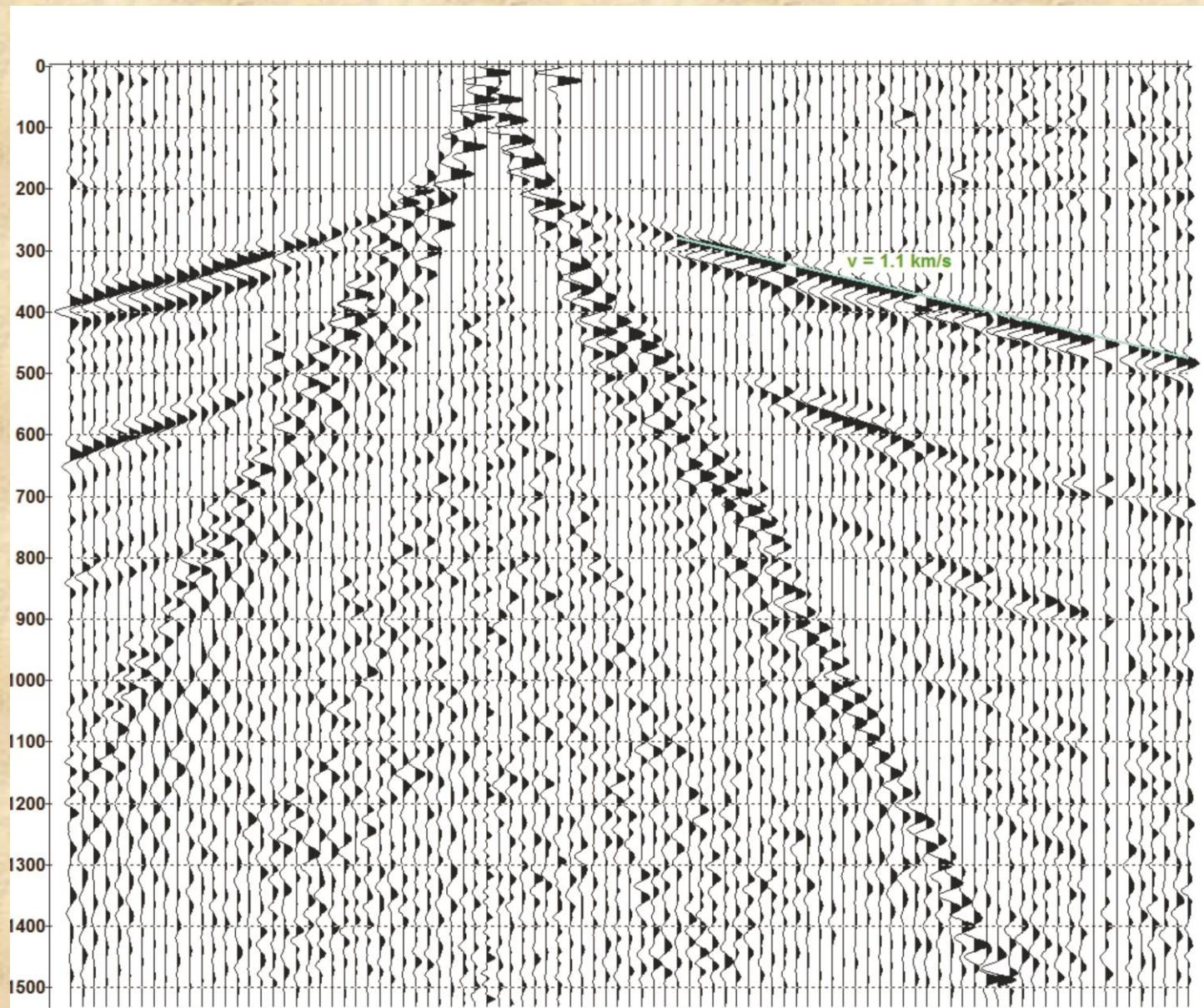
Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.



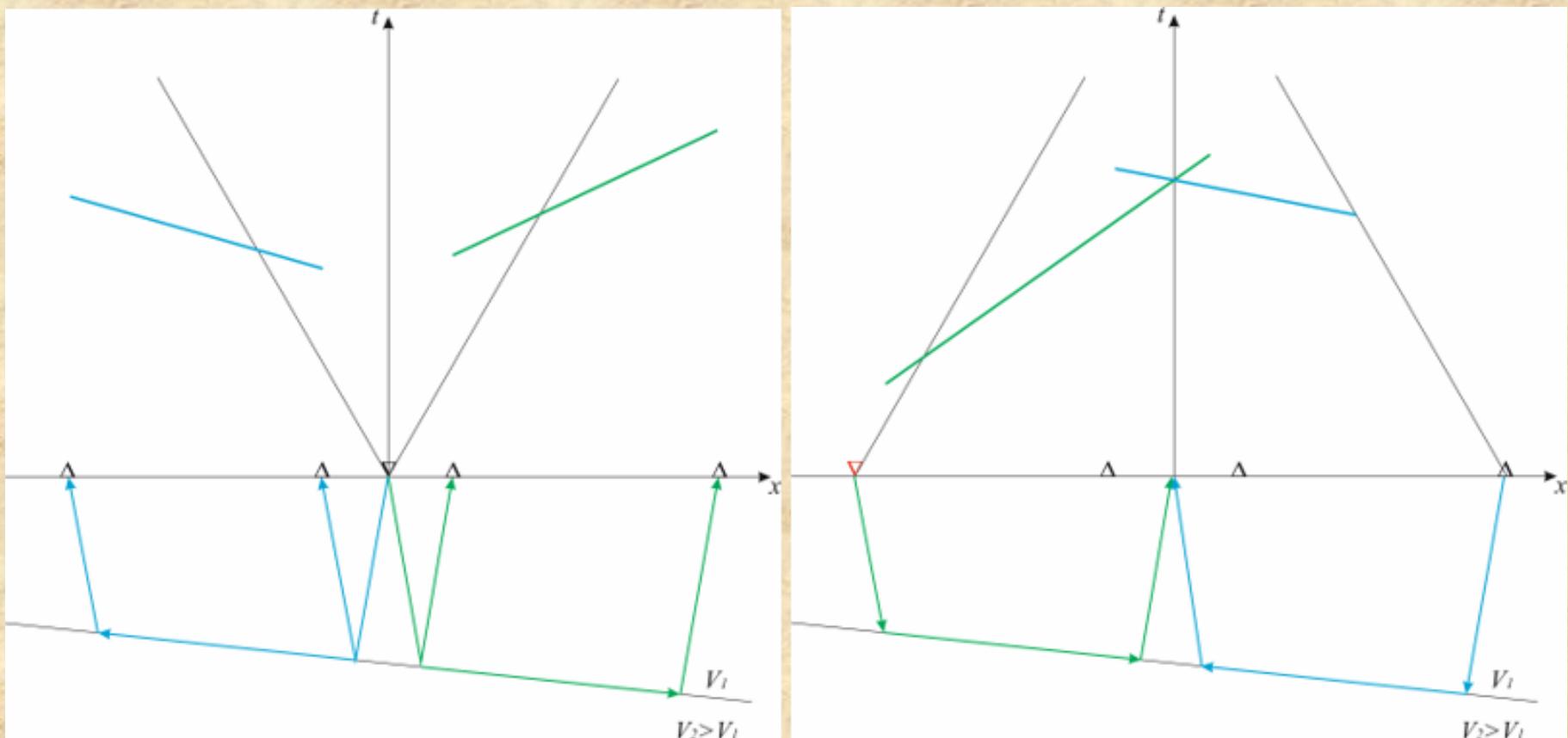
Сейсмограмма ОПВ. Морские данные. В первых вступлениях хорошо прослеживаются прямая и головная волны. Отчетливо выделяются начальная точка и точка первого вступления головной волны. Красная линия – головная волна в первых вступлениях, желтая линия – начальный участок головной волны, зеленая линия – прямая волна в водном слое, синяя кривая – отраженная волна от дна.

Материалы предоставлены А.М. Турчковым.

Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.



Сейсмограмма ОПВ. В первых вступлениях показана головная волна с кажущейся скоростью 1.1 км/с.



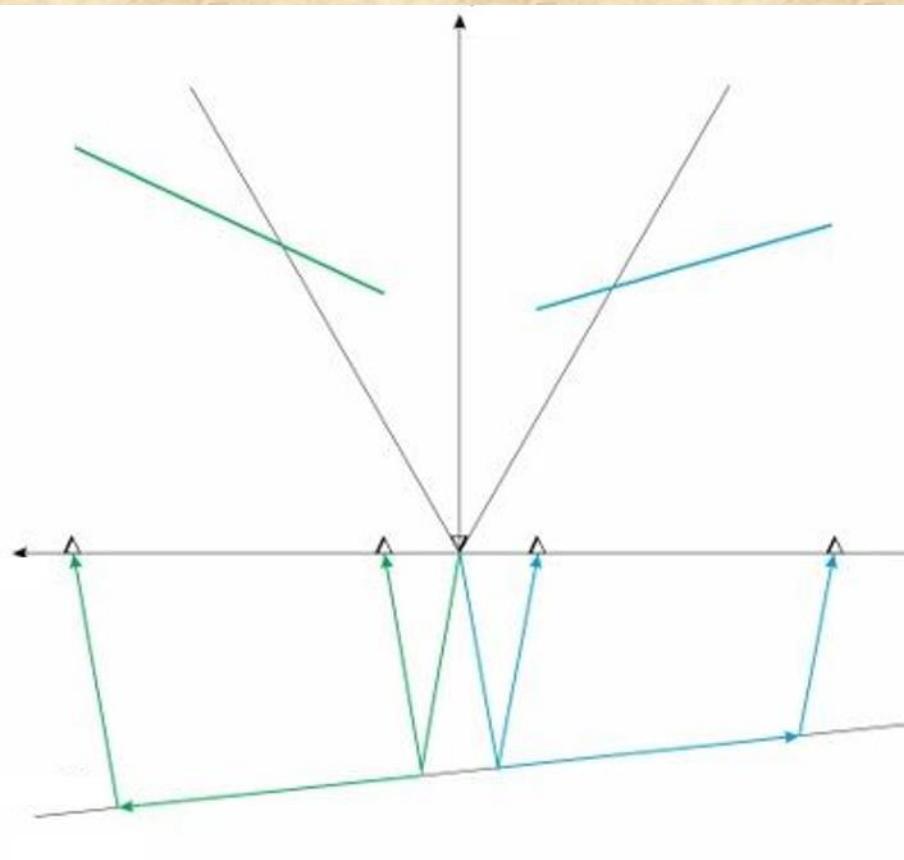
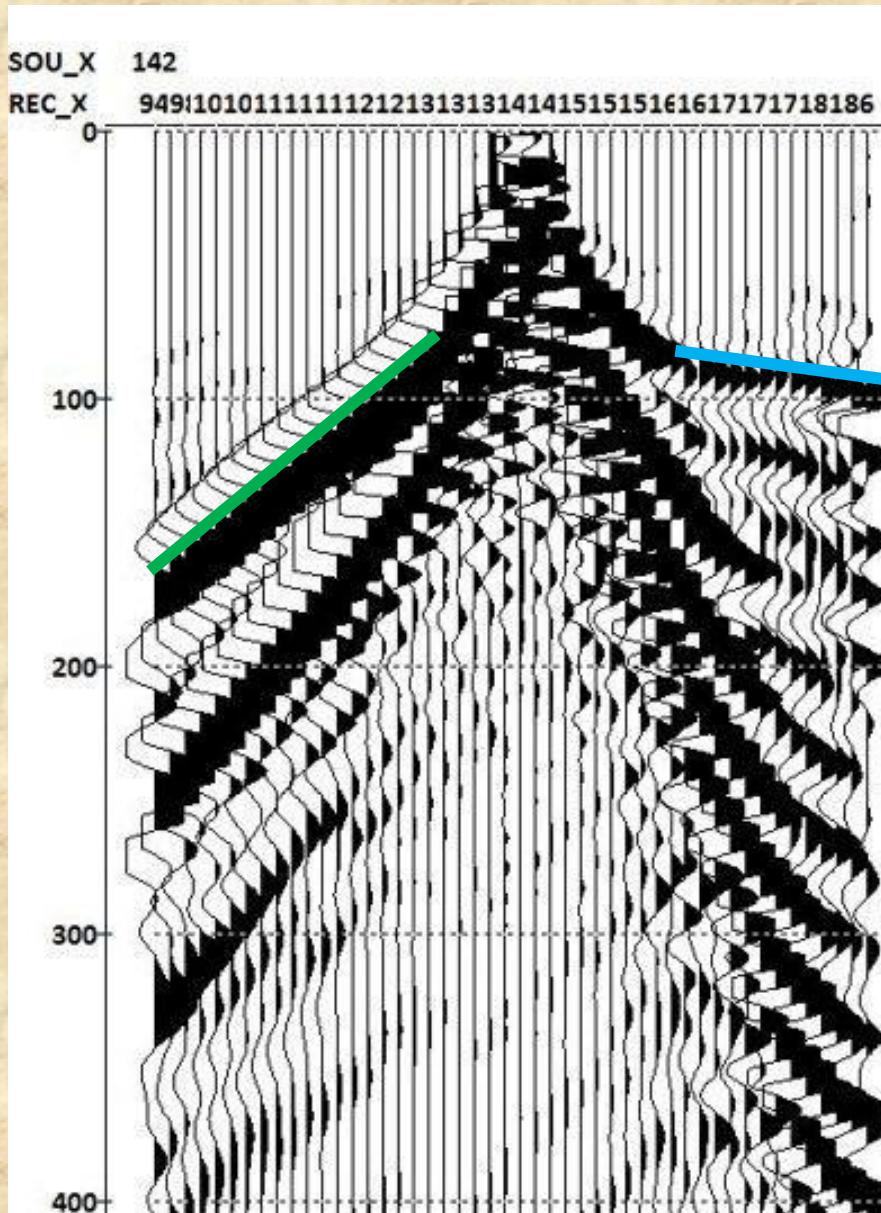
Несимметричность ветвей годографов головных волн в случае наклонной преломляющей границы для различных положений источников.

**Годограф ОПВ головной волны
для наклонной границы:**

$$t(x) = \frac{2h\cos i}{V_1} + \frac{x\sin(i \pm \varphi)}{V_1}$$

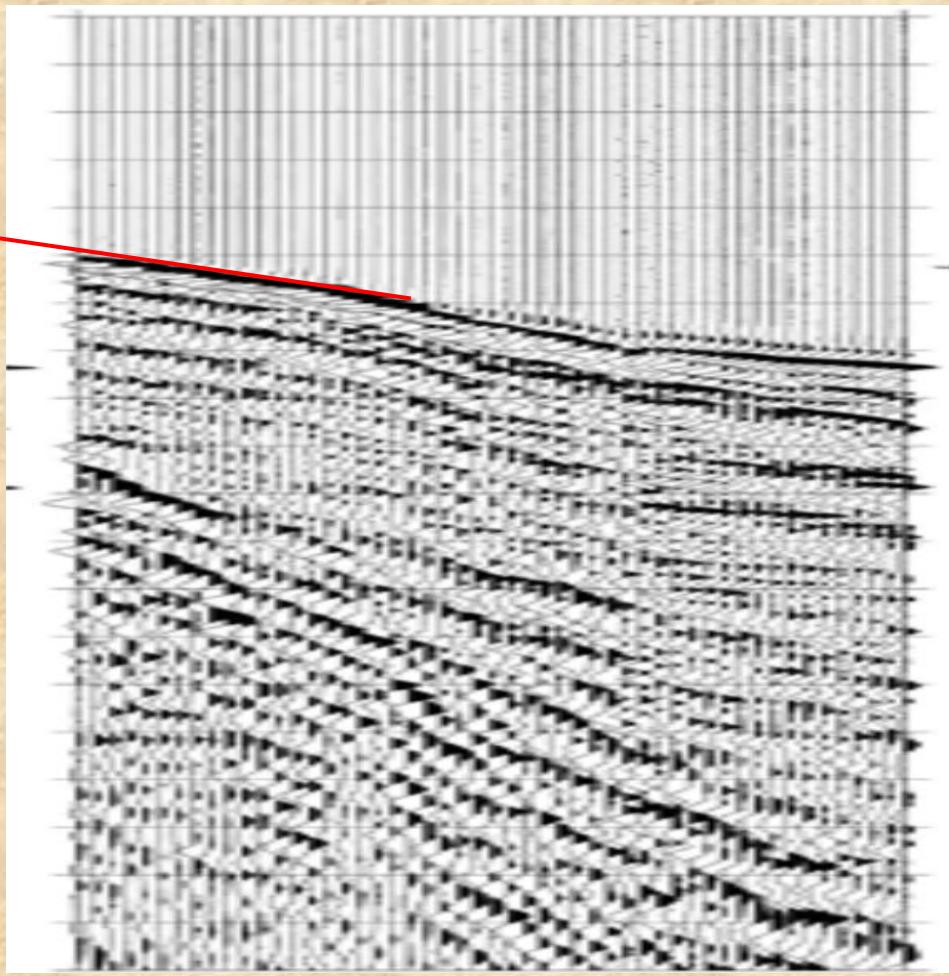
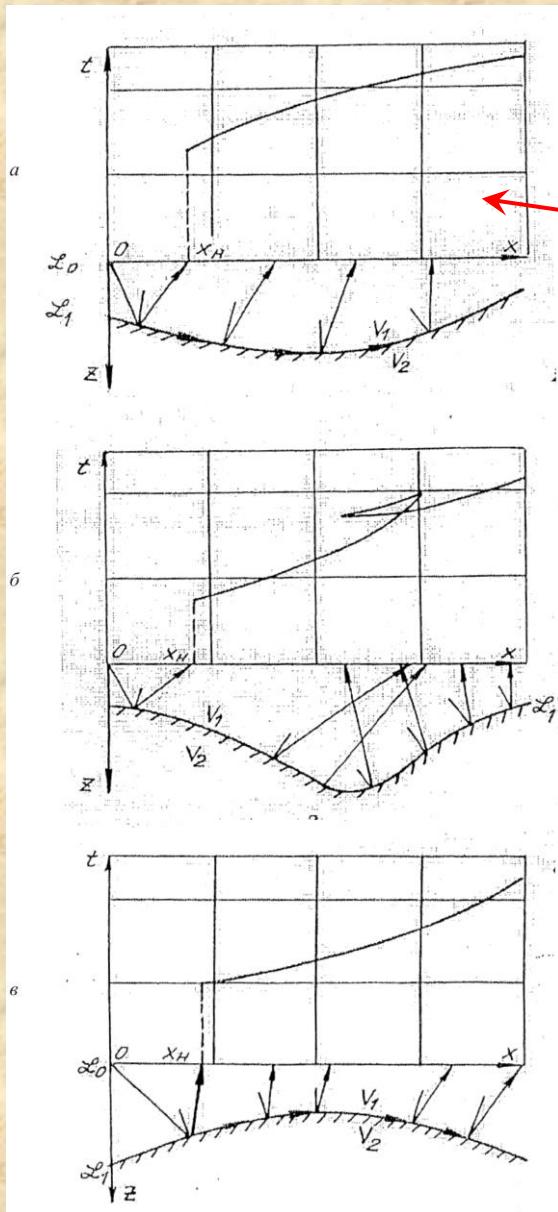
Знак «+» берется в случае падения границы в сторону от источника к приемнику, а знак «-» при падении границы в сторону от приемника к источнику.

Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.



Несимметричность левых и правых ветвей годографа головных волн относительно середины расстановки на сейсмограмме ОПВ в случае наклонной преломляющей границы.

Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.



Фрагмент сейсмограммы ОПВ. Влияние рельефа преломляющей границы на форму годографа преломленной волны.

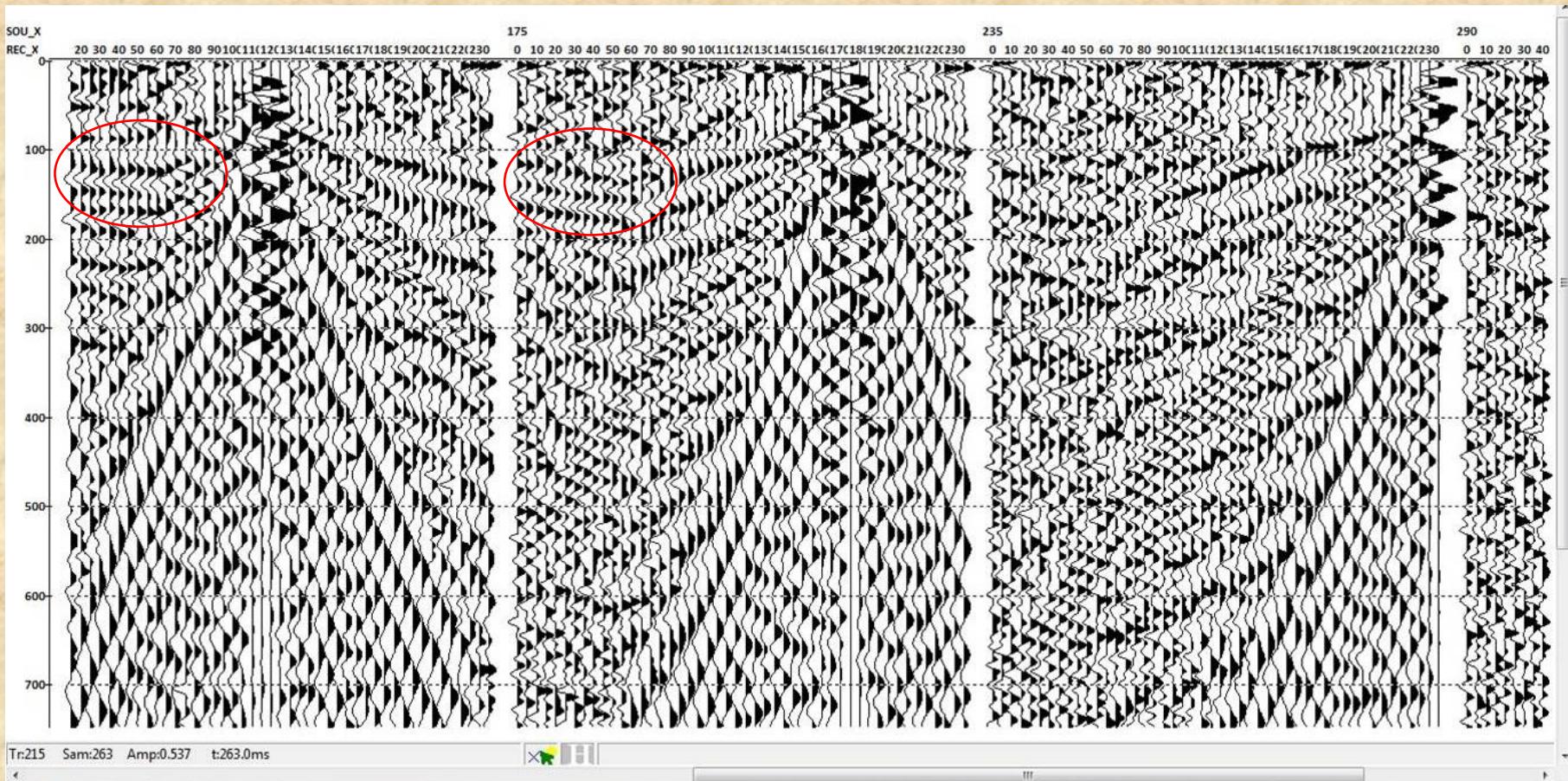
Лучевые схемы и годографы монотипных головных волн для преломляющих границ, имеющих кривизну: *а* – слабо вогнутых; *б* – сильно вогнутых; *в* – выпуклых (по Бондарев В.И., 2003).

Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.



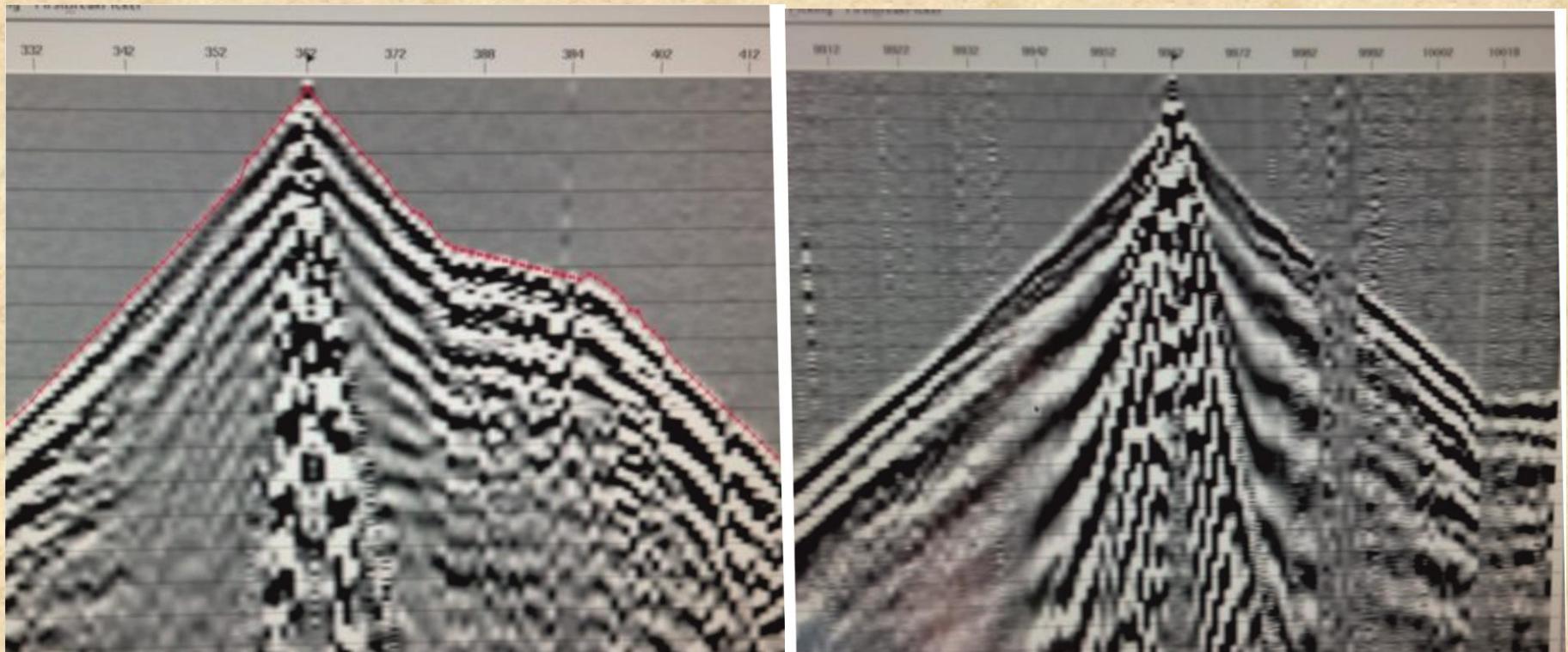
Сейсмограммы ОПВ. Влияние рельефа поверхности наблюдений на форму годографа головных волн. В красном овале показан участок годографа головной волны не линейного вида.

Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.

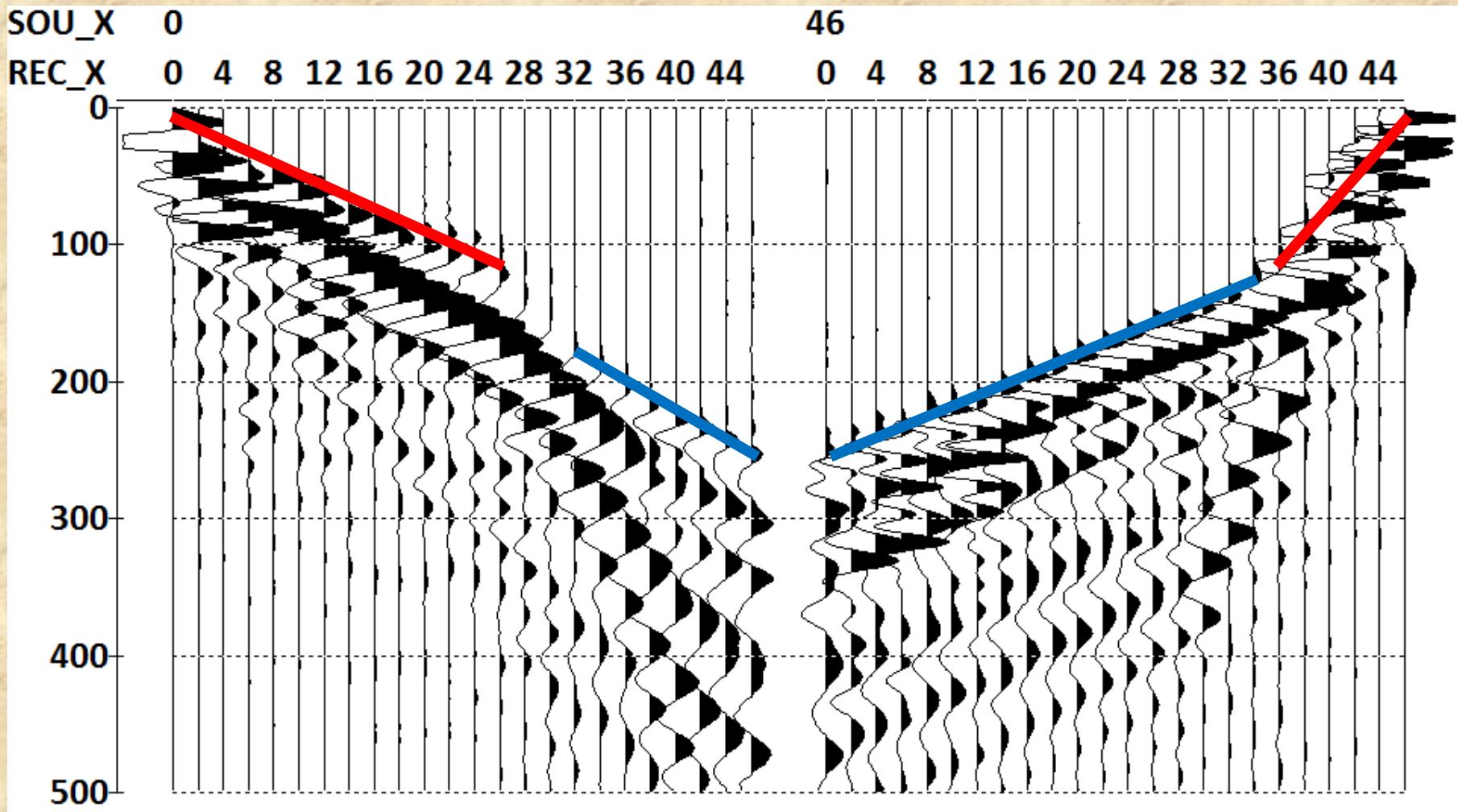


Влияние рельефа дневной поверхности или преломляющей границы на форму годографа первых вступлений. Пример отрицательной кажущейся скорости преломленных волн (красные овалы). Применена амплитудная коррекция в окне 100 мс.

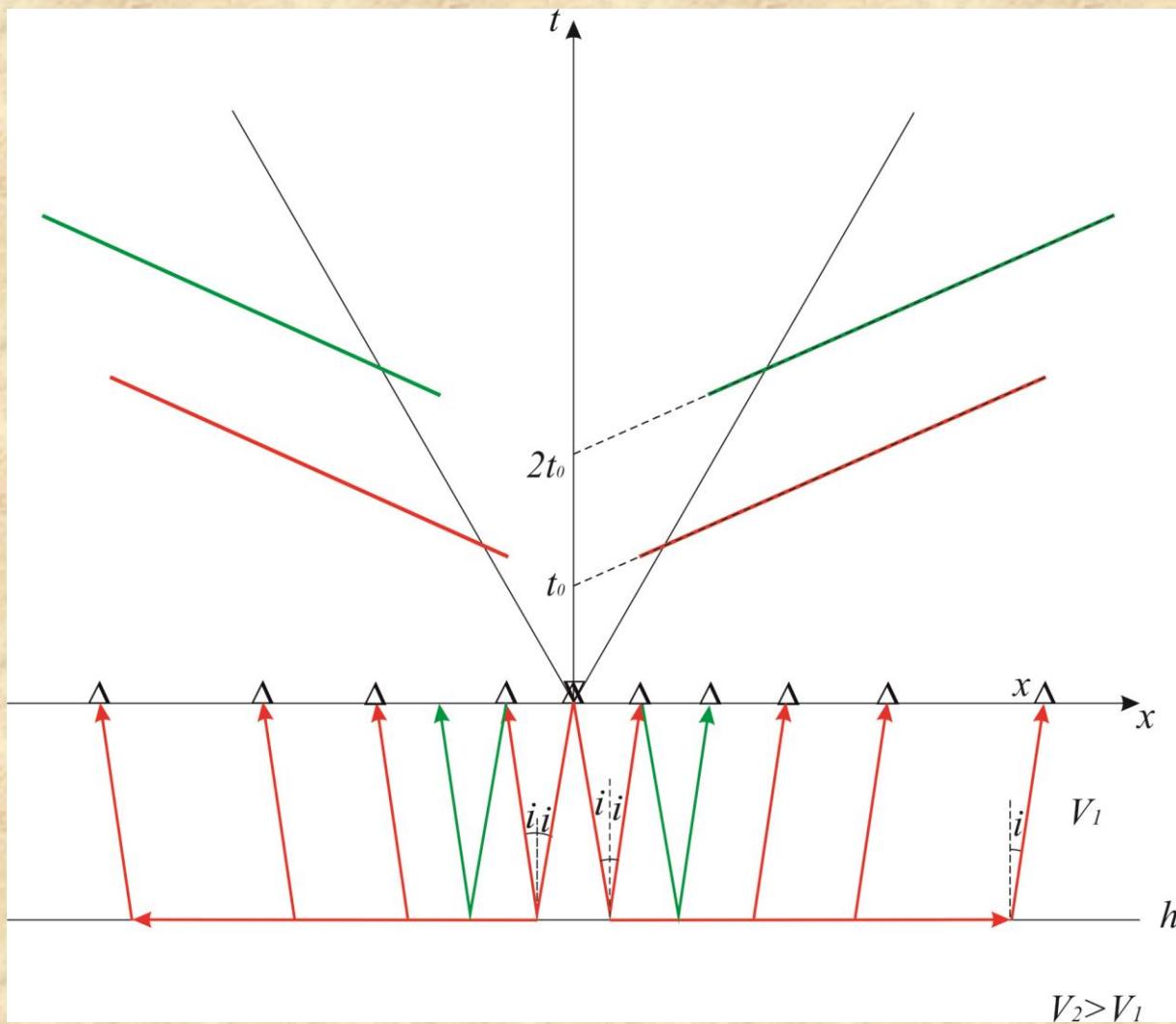
Законы отражения и преломления. Закон Снеллиуса. Годографы ОПВ отраженной и головной волн.



Влияние кривизны сейсмического профиля на форму годографа первых вступлений. *P*-волны (материалы М.В. Алешкина, ГСД).



Яркая асимметрия прямого и встречного годографов первых вступлений на сейсмограммах ОПВ при резкой смене геологической обстановки (резкое изменение скорости в первом слое V_1 по латерали при наклонной границе (?)). Красным цветом показаны участки прямой волны, синим – участки головной волны. S -волны. г. Москва, р. Сетунь (материалы А.М. Турчкова).



Годограф ОПВ кратной головной волны для горизонтальной границы:

$$t_n(x) = \frac{2nh\cos i}{V_1} + \frac{x\sin i}{V_1}$$

$$t(0) = nt'_0 = \frac{2nh\cos i}{V_1}$$

Особые точки годографа кратной головной волны:

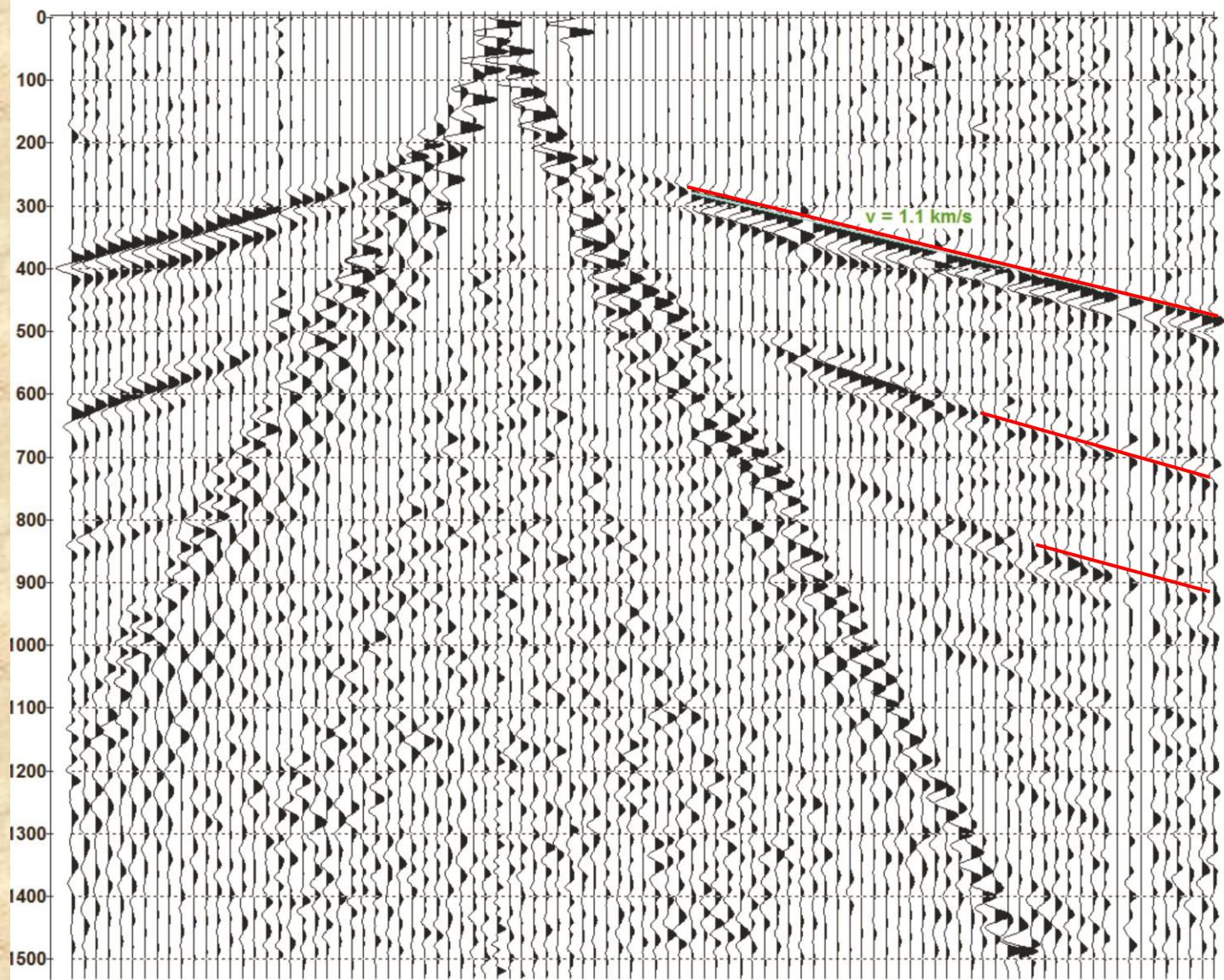
$$x_h = 2nhtg i$$

$$x_{n.e.} = \frac{2nh\cos i}{1 - \sin i}$$

$$t_n = \frac{2nh}{V_1 \cos i}$$

$$t_{n.e.} = \frac{2nh\cos i}{V_1(1 - \sin i)}$$

Лучевые траектории и линейный годограф однократной (**красный** цвет) и двукратной (**зеленый** цвет) головных волн ОПВ для горизонтальной границы раздела.



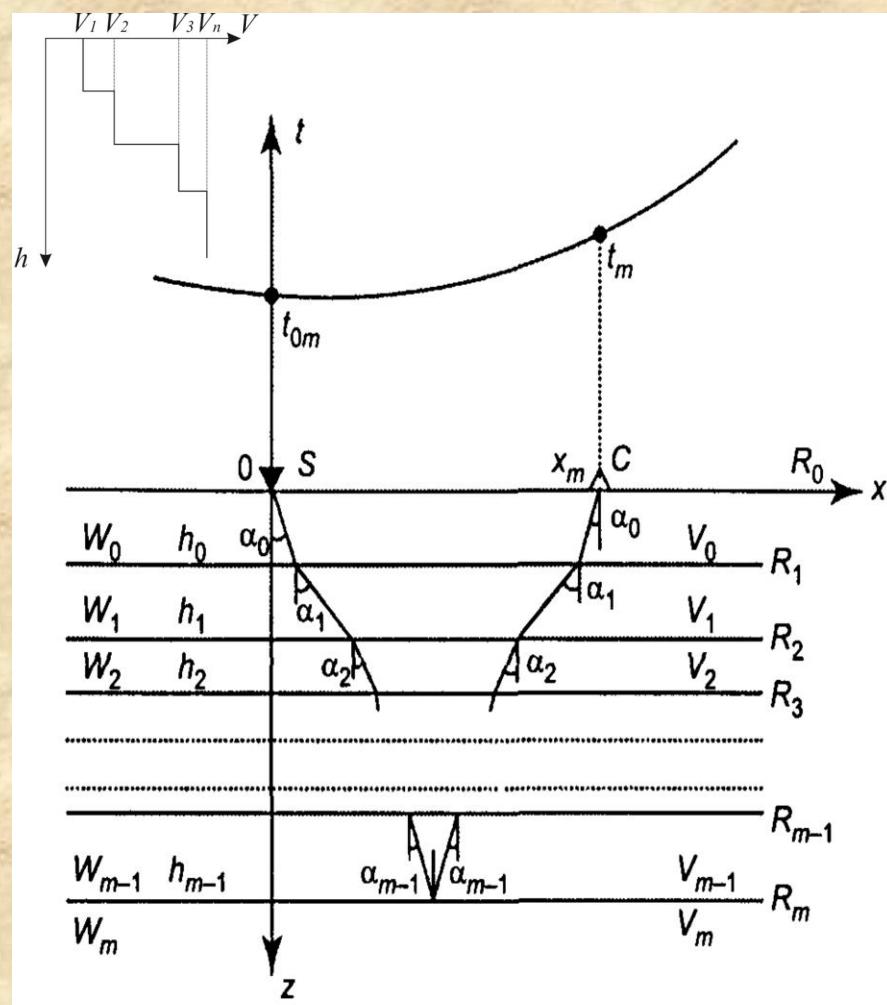
Кратные головные волны на сейсмограмме ОПВ.

однократно
преломленная волна

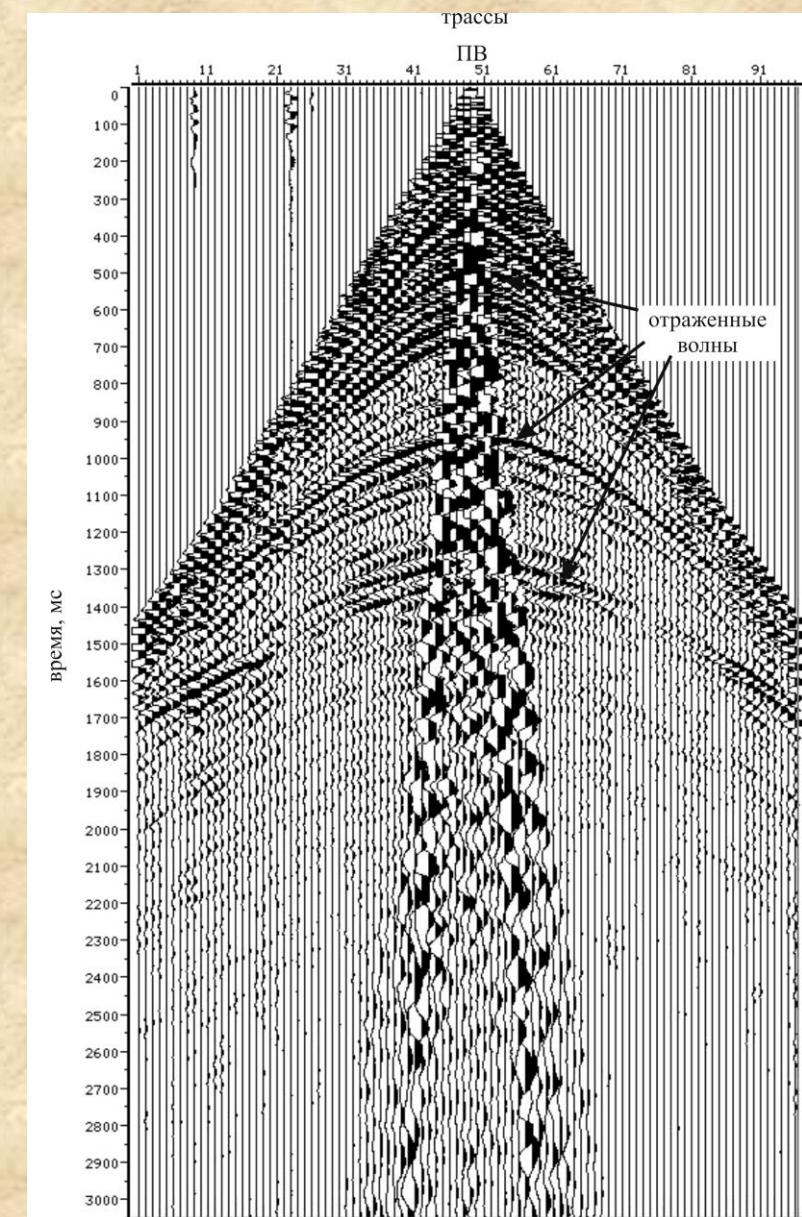
двукратно
преломленная волна

трехкратно
преломленная волна

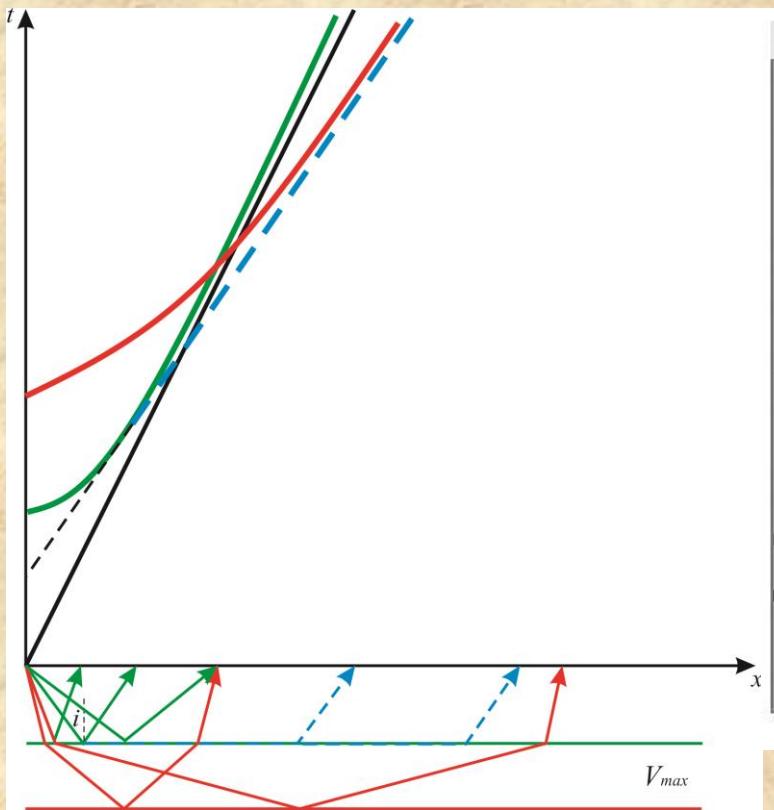
Отраженные и головные волны в многослойной среде.



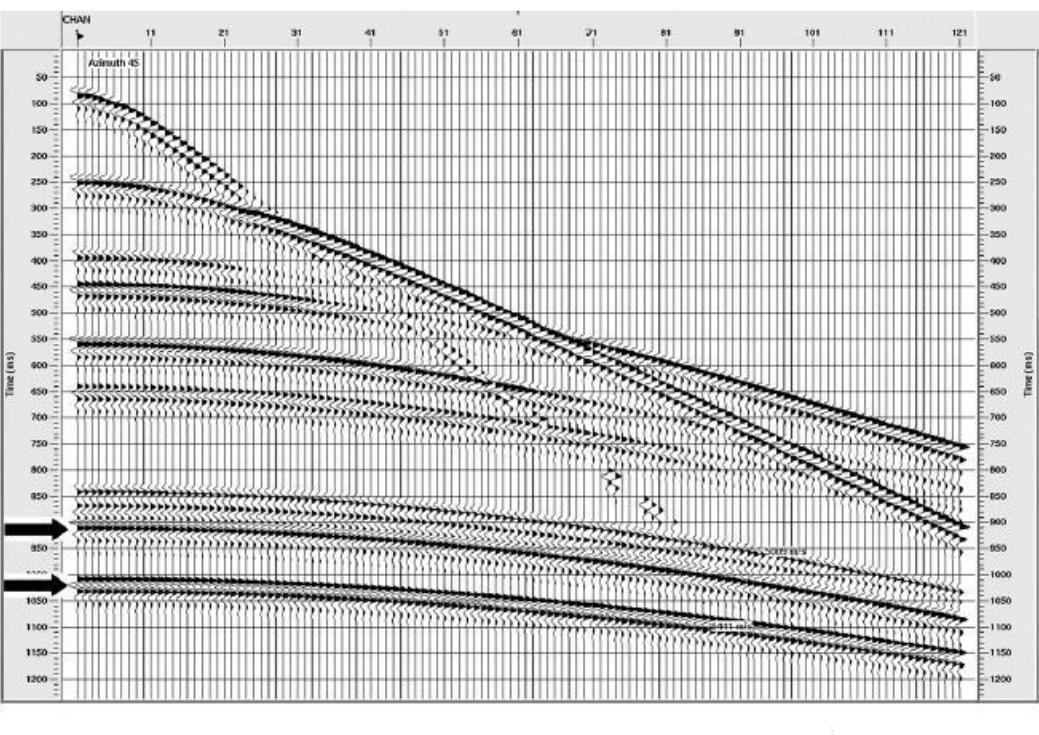
Годограф отраженной волны для многослойной среды вблизи точки $x=0$ может быть удовлетворительно аппроксимирован гиперболой.



Отраженные и головные волны в многослойной среде.



Лучи и годографы отраженных волн в многослойной среде на больших удалениях от пункта возбуждения. **Черным** цветом показан годограф прямой волны. **Зеленым** цветом показаны лучи и годограф отраженной волны от первой границы. **Синим** цветом показаны лучи и годограф головной волны от первой границы (пунктир). **Красным** цветом показаны лучи и годограф отраженной волны от второй границы.

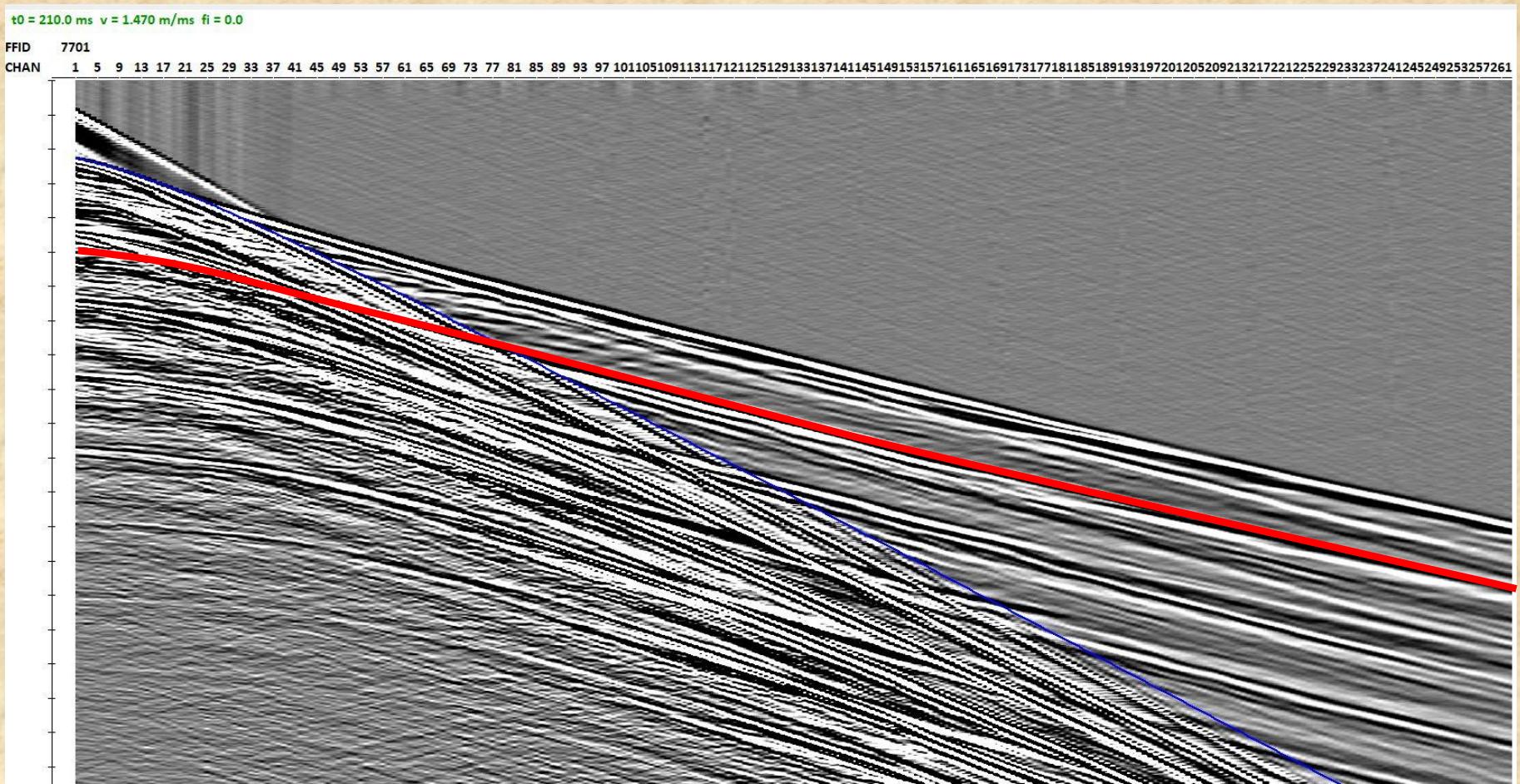


Синтетическая сейсмограмма ОПВ, демонстрирующая пересечение годографов отраженных волн на больших удалениях от ПВ.

На больших удалениях от источника возмущения годограф отраженной волны асимптотически приближается к прямой, соответствующей самой большой скорости V_{max} в покрывающих отражающую границу слоях:

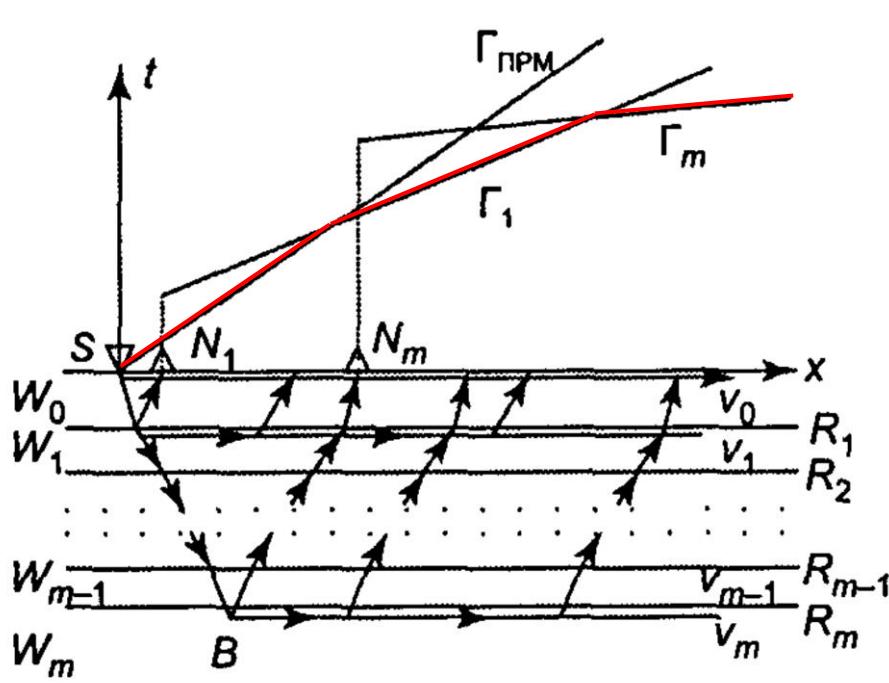
$$t_{ac} = \pm \frac{x}{V_{max}}$$

Отраженные и головные волны в многослойной среде.



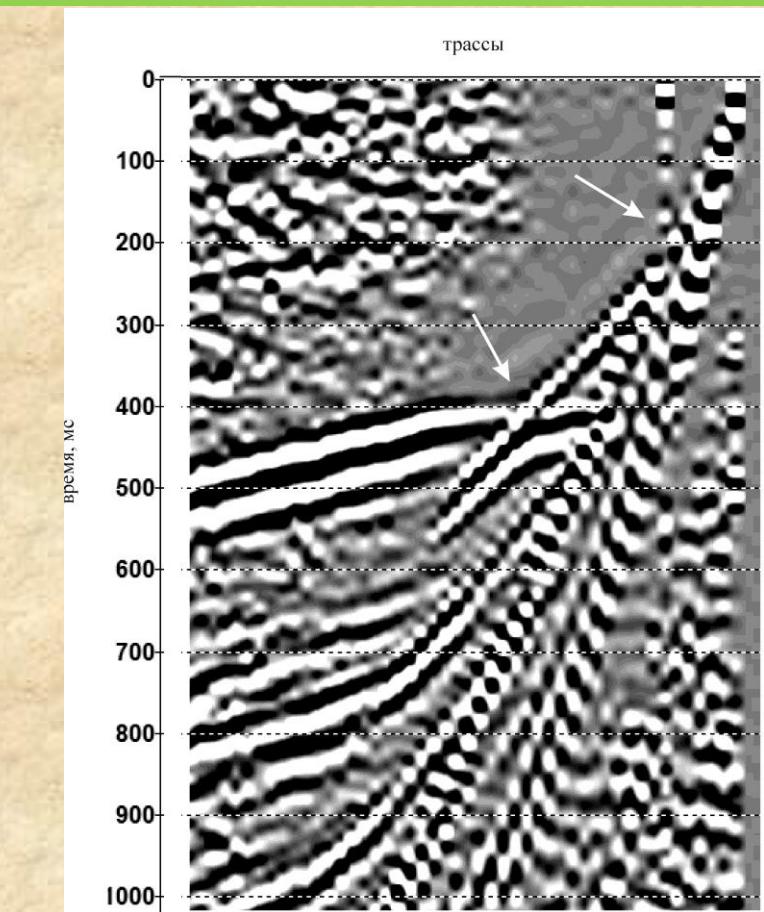
Сейсмограмма ОПВ. Морские данные. Пересечение гидографов отраженных волн. Синяя кривая – отраженная волна от дна.
Красная кривая – отраженная волна от более глубокой границы. Материалы предоставлены А.М. Турчковым.

Отраженные и головные волны в многослойной среде.



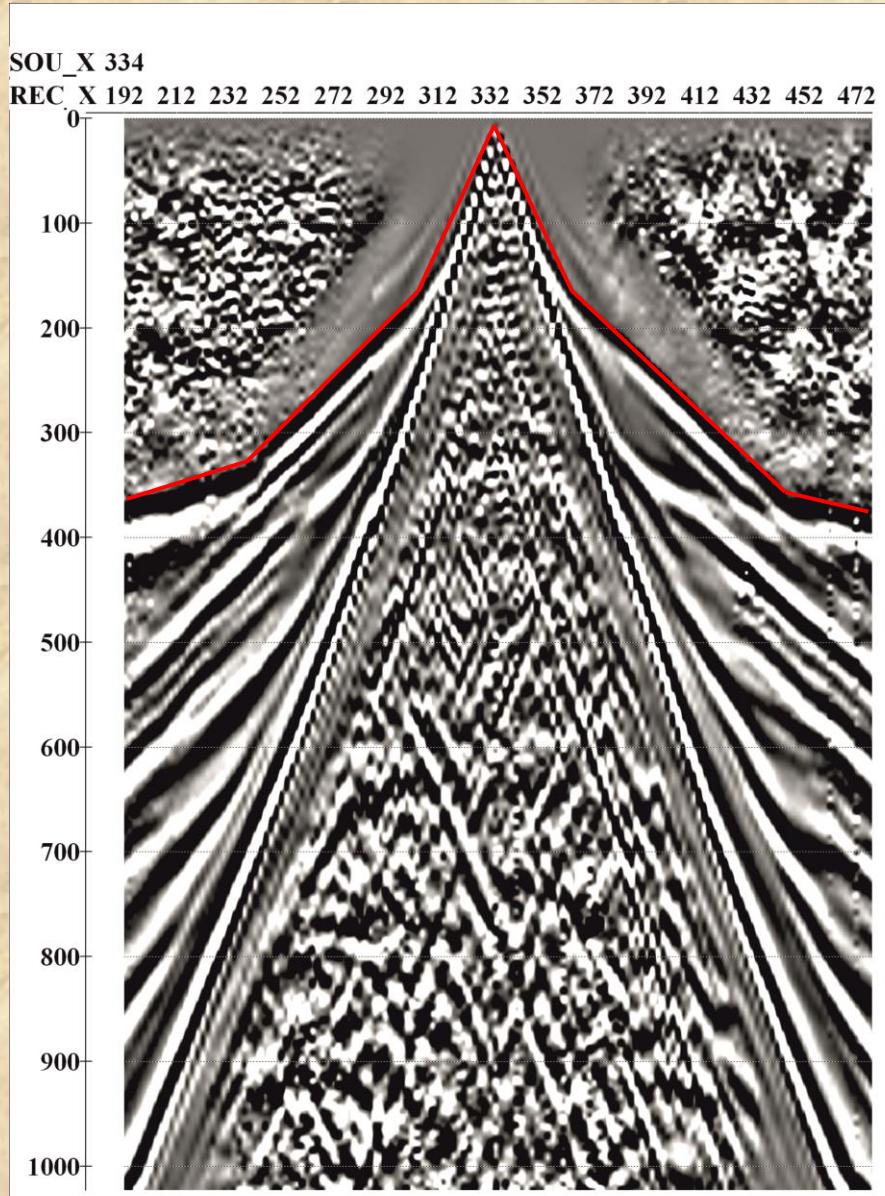
Линейные годографы ОПВ и лучевые траектории головных волн в многослойной среде (по Г.Н. Гурвич, И.И. Боганик, 2006). $\Gamma_{\text{ПРМ}}$ – годограф прямой волны. Γ_1 и Γ_m – годографы головных волн, преломленных от границ R_1 и R_m соответственно. Красной линией показан **годограф первых вступлений**.

Количество изломов годографа первых вступлений соответствует количеству преломляющих границ в геологическом разрезе.



Изломы (показаны стрелками) на годографе первых вступлений головных волн на сейсмограмме ОПВ.

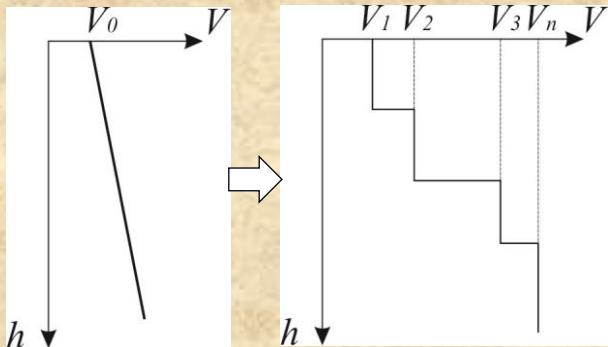
Отраженные и головные волны в многослойной среде.



Пример сейсмограммы ОПВ, соответствующей трехслойному разрезу.

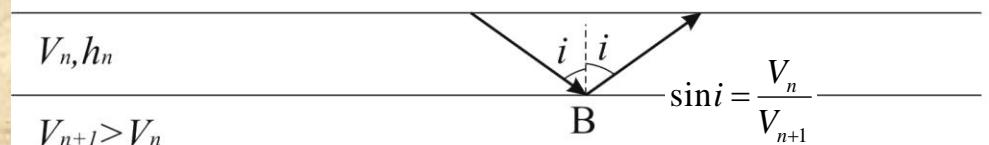
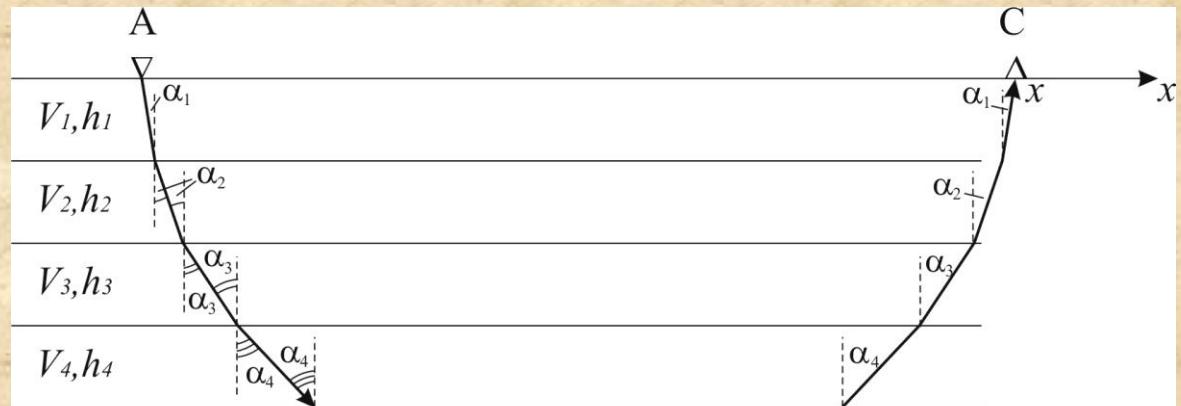
Рефрагированная волна в градиентной среде и ее годограф ОПВ.

$$gradV = \frac{dV}{dh}$$



Предельный переход от градиентной модели среды к горизонтально-слоистой.

В градиентных средах распространяются **рефрагированные волны с точкой максимального проникновения**, где существует критический угол.



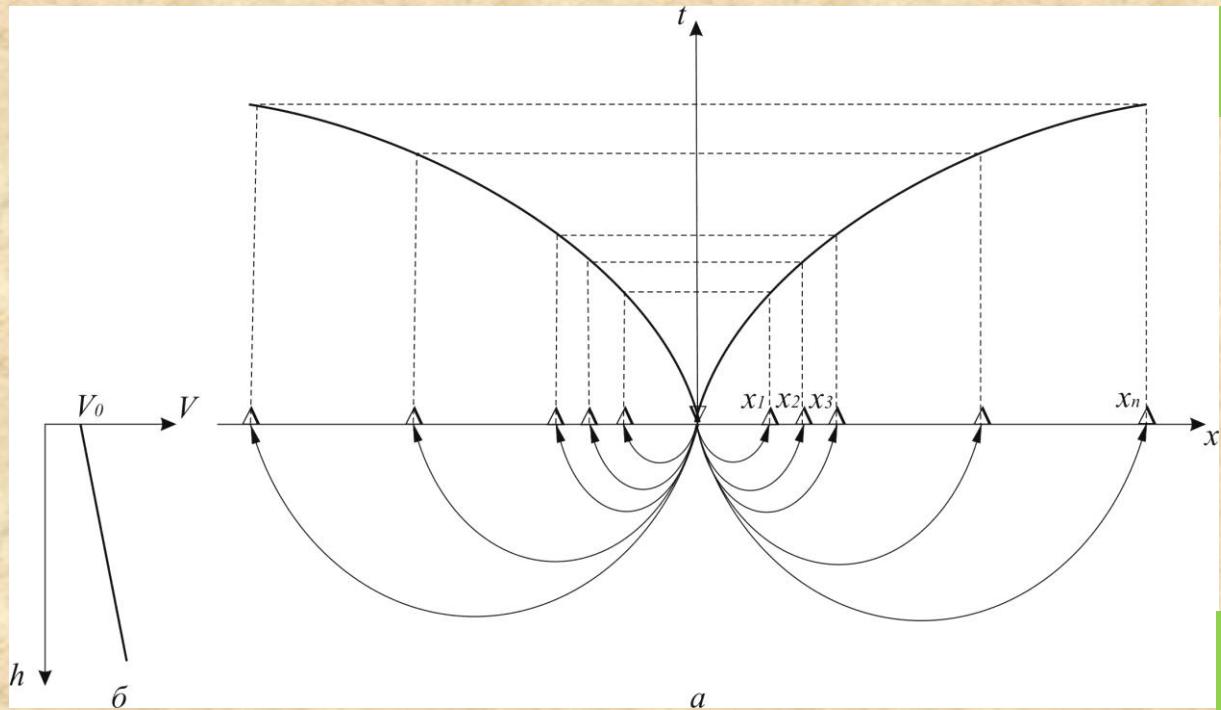
Рефрагированная волна, как предельный случай преломленной волны в горизонтально-слоистой среде. **B – точка максимального проникновения луча.**

B

i

$$\sin i = \frac{V_n}{V_{n+1}}$$

Рефрагированная волна в градиентной среде и ее годограф ОПВ.



Лучевые траектории и линейный годограф рефрагированной волны ОПВ (а) для градиентной среды с линейным нарастанием скорости с глубиной (б).

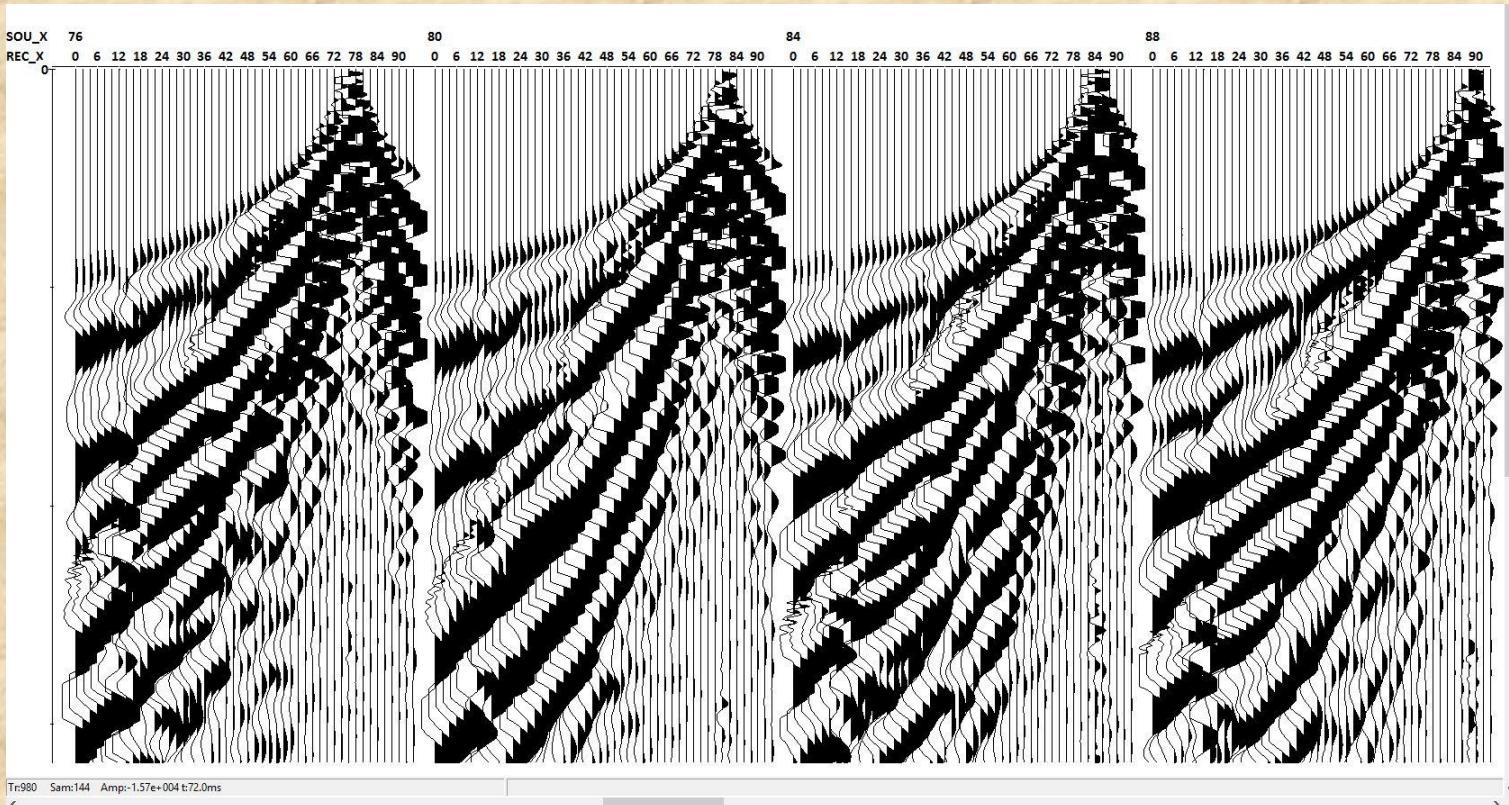
Годограф рефрагированной волны ОПВ в параметрическом виде:

$$x = 2 \int_0^{z_{\max}} \frac{V(z) dz}{V(z_{\max}) \sqrt{1 - \left(\frac{V(z)}{V(z_{\max})}\right)^2}}$$

$$t = 2 \int_0^{z_{\max}} \frac{dz}{V(z) \sqrt{1 - \left(\frac{V(z)}{V(z_{\max})}\right)^2}}$$

Поскольку рефрагированная волна распространяется в среде, где скорость является функцией глубины $V=V(z)$, то годограф рефрагированной волны ОПВ в случае возрастания скорости с глубиной имеет вид кривой выпуклой вверх.

Рефрагированная волна в градиентной среде и ее годограф ОПВ.

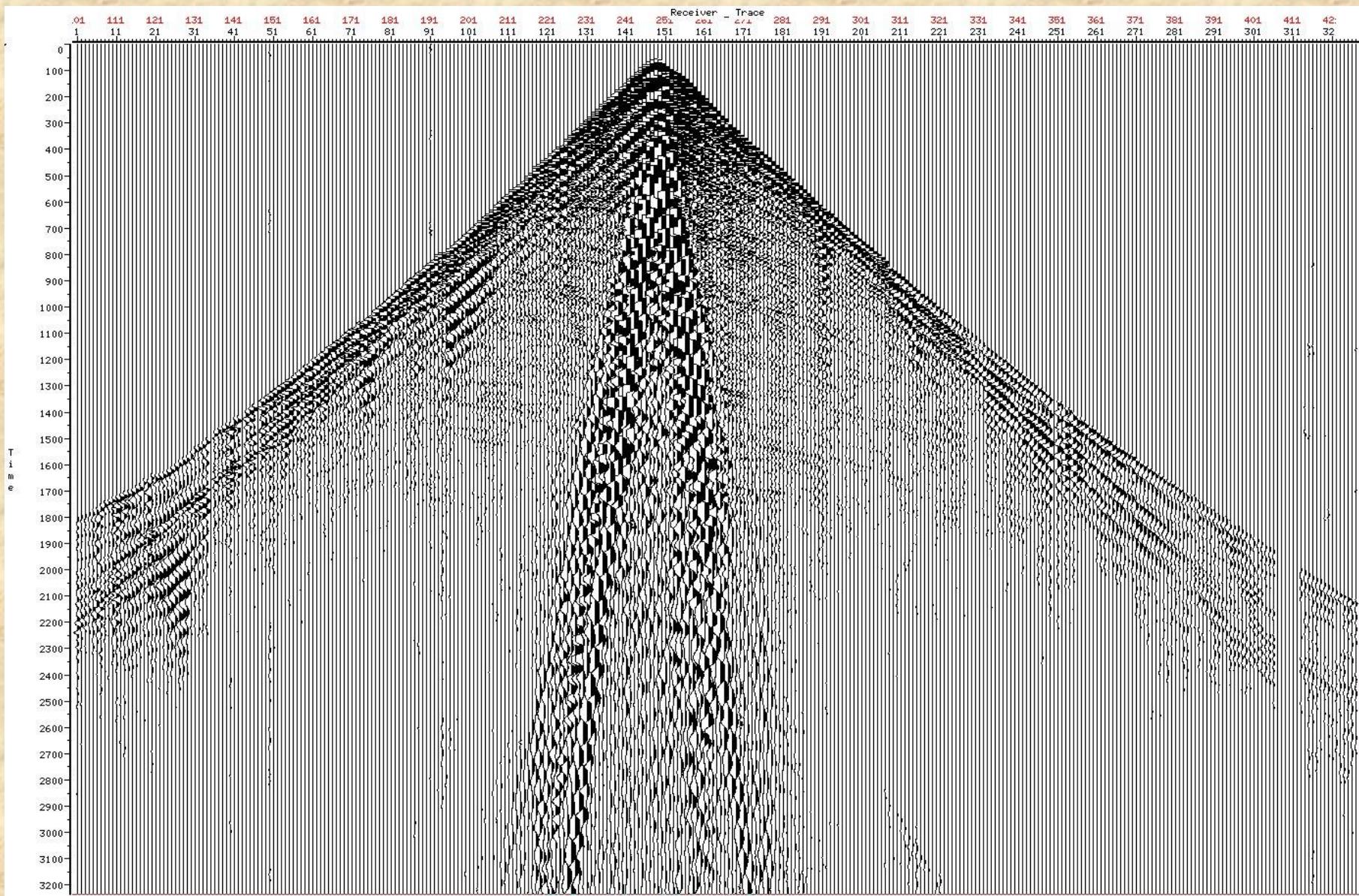


Сейсмограммы ОПВ. Первые вступления преломленных волн имеют вид годографа рефрагированной волны.

$$x = 2 \int_0^{z_{\max}} \frac{V(z)dz}{V(z_{\max}) \sqrt{1 - \left(\frac{V(z)}{V(z_{\max})}\right)^2}}$$
$$t(x) = \frac{2}{V_0 \beta} \operatorname{arcsinh} \frac{x\beta}{2}$$
$$V(z) = V_0(1 + z\beta)$$
$$t = 2 \int_0^{z_{\max}} \frac{dz}{V(z) \sqrt{1 - \left(\frac{V(z)}{V(z_{\max})}\right)^2}}$$

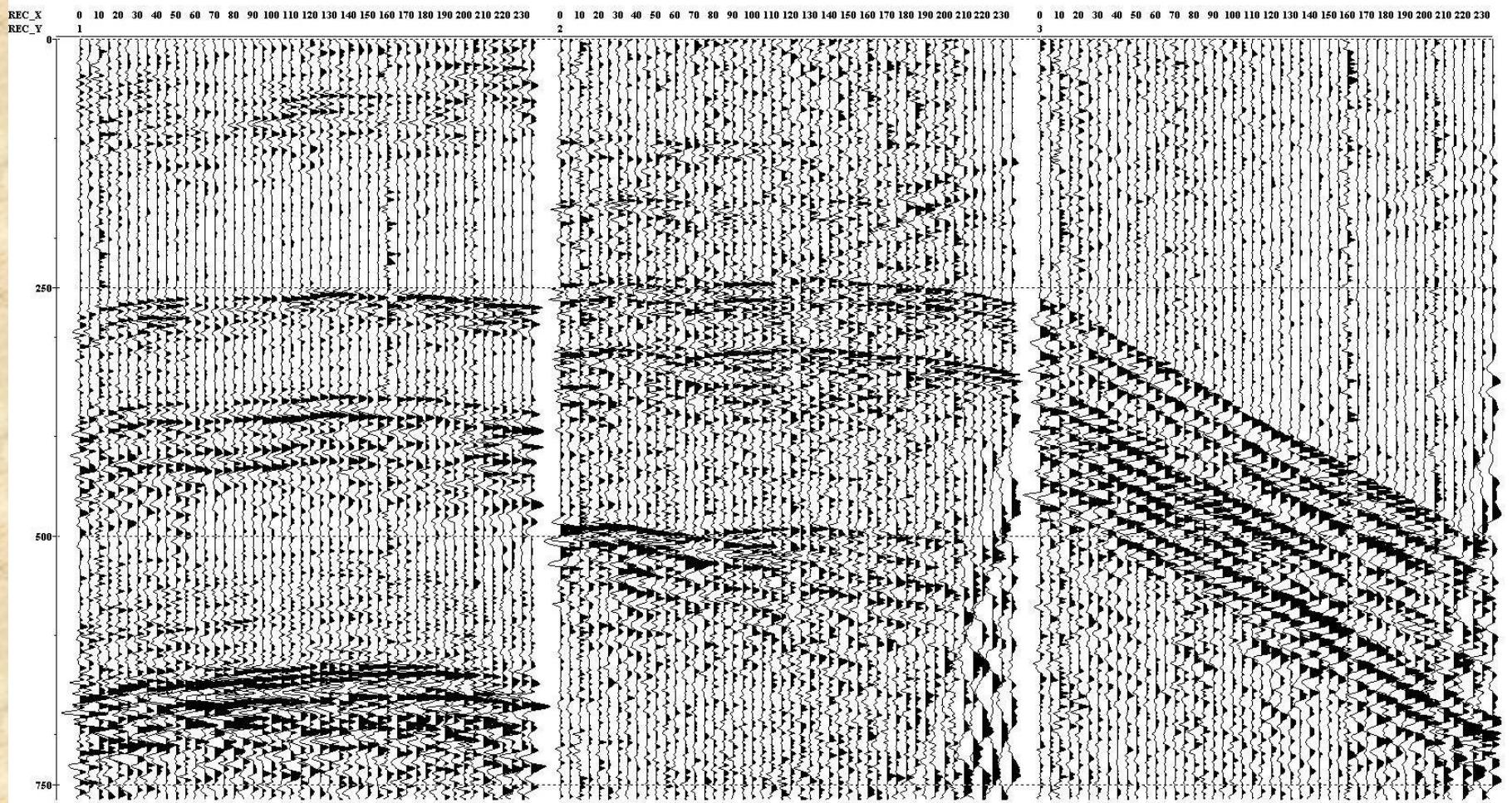
**Годограф рефрагированной волны
ОПВ в явном виде для линейного
скоростного закона.**

Рефрагированная волна в градиентной среде и ее годограф ОПВ.



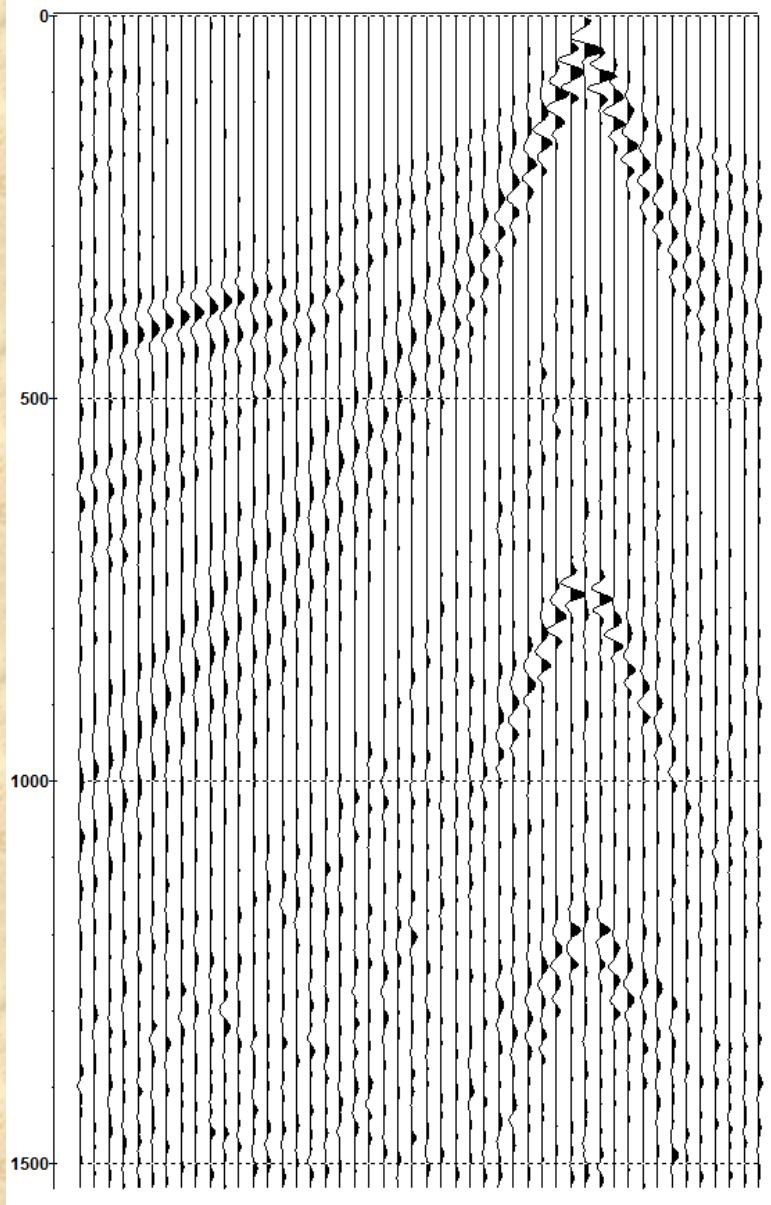
Сейсмограммы ОПВ. Первые вступления преломленных волн имеют вид годографа рефрагированной волны.

Примеры помех на сейсмограммах ОПВ.

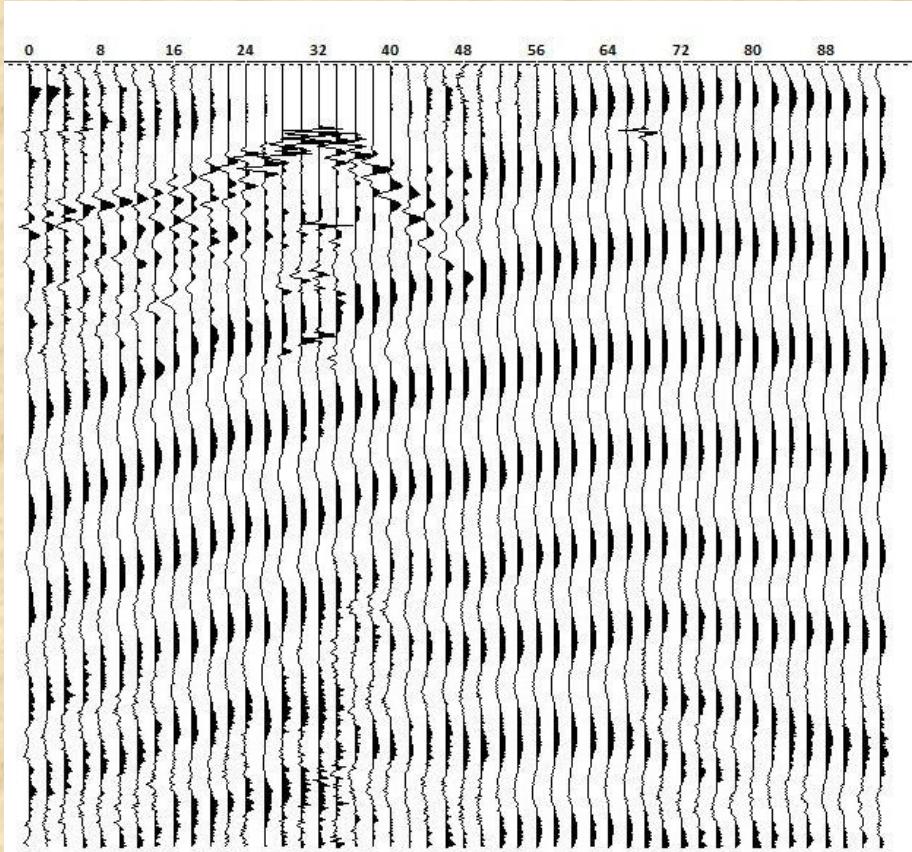


Фронты грома во время грозы на сейсмограммах ОПВ.

Примеры помех на сейсмограммах ОПВ.

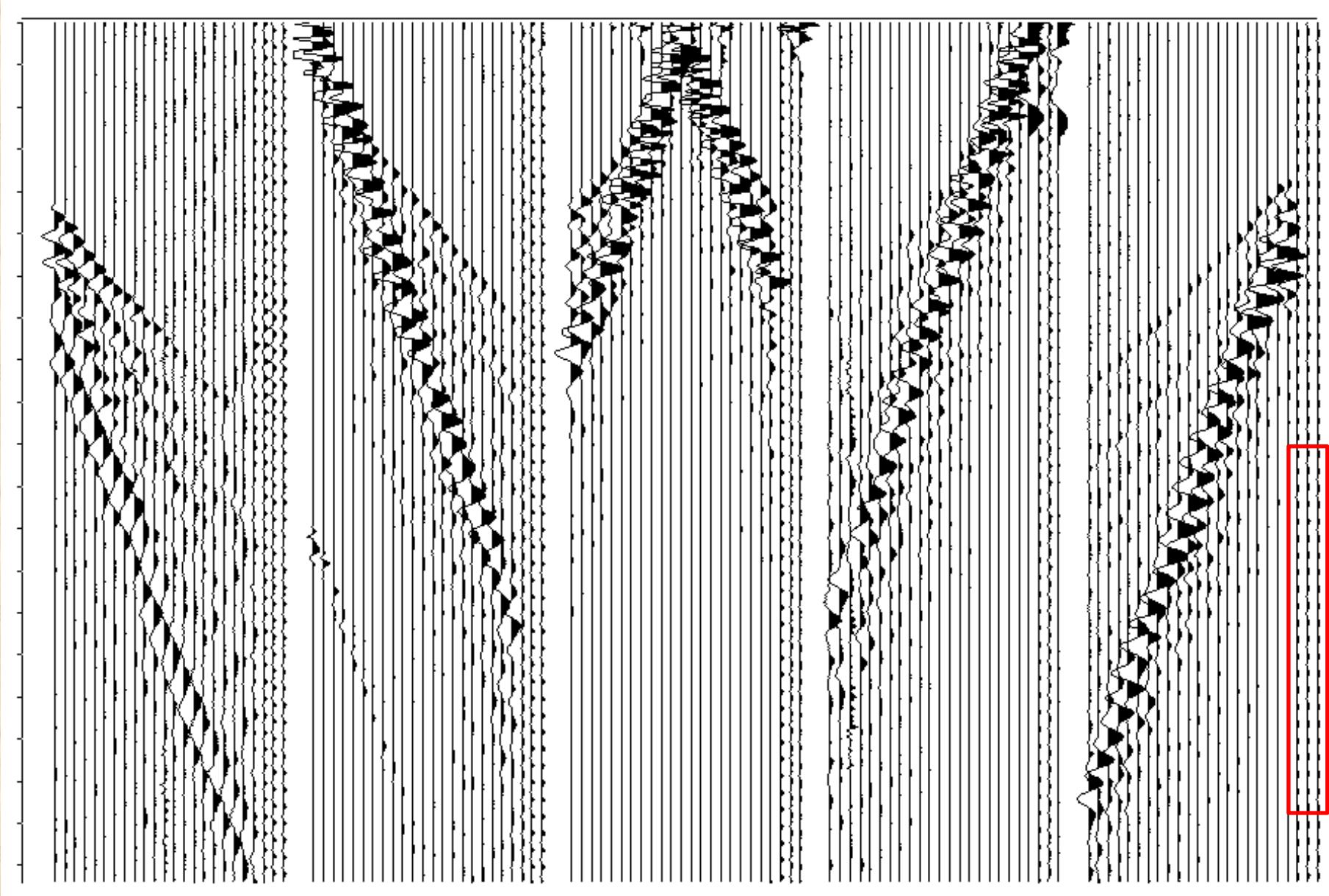


Повторные удары на сейсмограмме ОПВ.



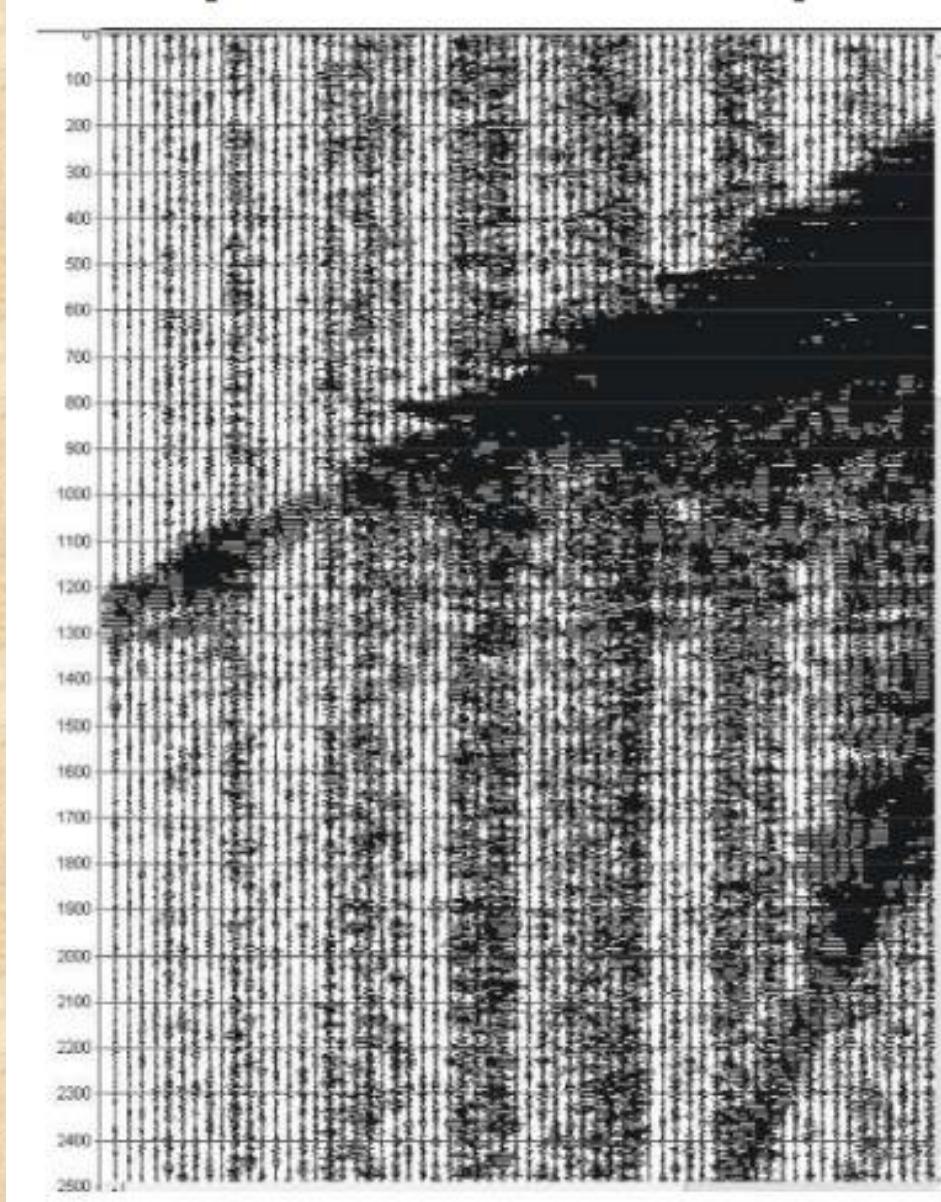
Регулярные волны от движения автотранспорта на сейсмограмме ОПВ.

Примеры помех на сейсмограммах ОПВ.



Промышленная помеха 50 Гц на сейсмограмме ОПВ (красный прямоугольник).

Примеры помех на сейсмограммах ОПВ.



Помехи от дождя (slices) на сейсмограмме ОПВ.



МЕТОД ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

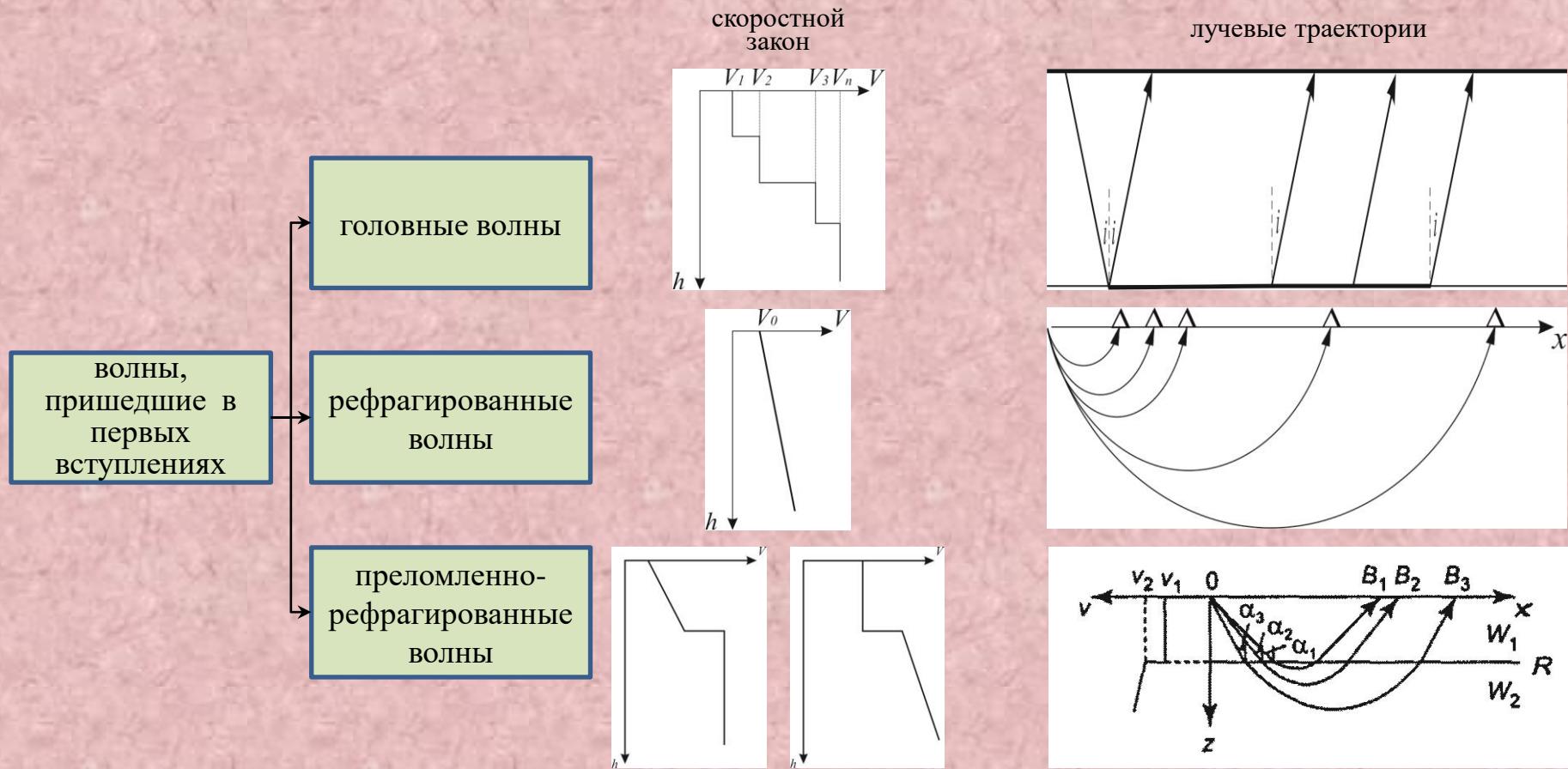
- **Определение природы волн, пришедших в первых вступлениях. Выбор модели геологической среды;**
- **Способ « t_0 » для интерпретации годографов головных волн;**
- **Способ Чибисова для интерпретации годографов рефрагированных волн.**

Задачи, успешно решаемые сейсморазведкой методом преломленных волн:

- определение положения уровня грунтовых вод (УГВ);
- картирование кровли многолетнемерзлых пород (ММП);
- определение мощности рыхлых отложений, залегающих на твердом основании;
- определение глубины залегания и формы зеркала скольжения оползней;
- задачи, связанные с карстовой или суффозионной опасностью;
- картирование кристаллического фундамента;
- изучение глубинного строения земной коры и мантии.

Основной критерий успешного применения МПВ – контраст скоростей распространения преломленных волн в геологической среде.

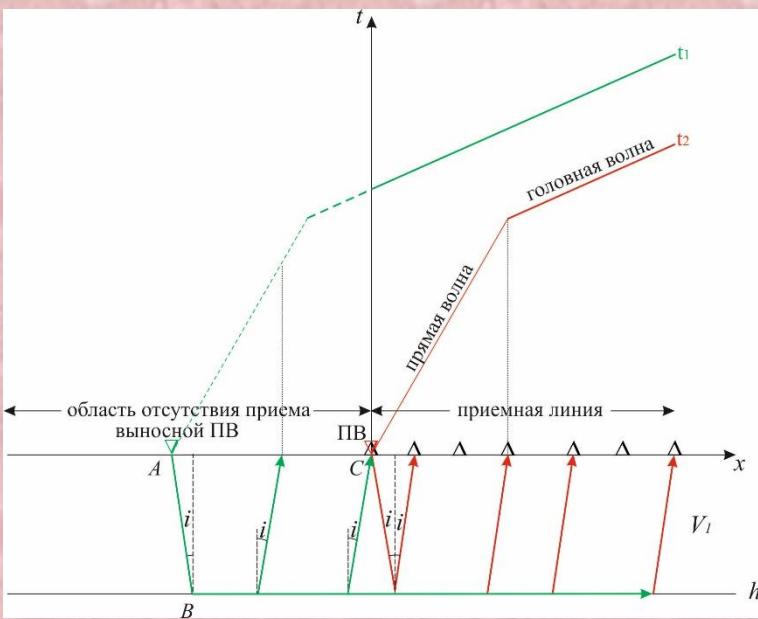
Определение природы волн, пришедших в первых вступлениях. Выбор модели геологической среды.



Классификация преломленных волн в зависимости от типа среды (скоростного закона).

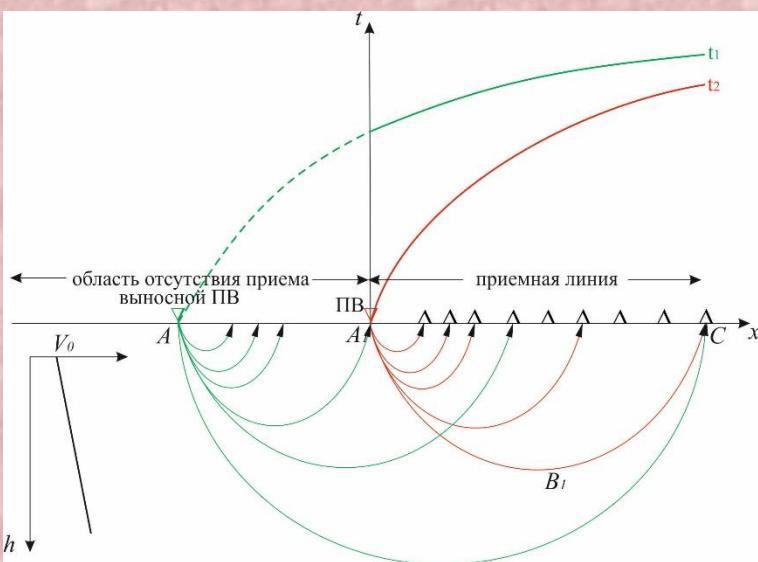
Для определения природы волн, пришедших в первых вступлениях, необходимо два годографа с двух ПВ:
нагоняющий и нагоняемый.

Определение природы волн, пришедших в первых вступлениях. Выбор модели геологической среды.



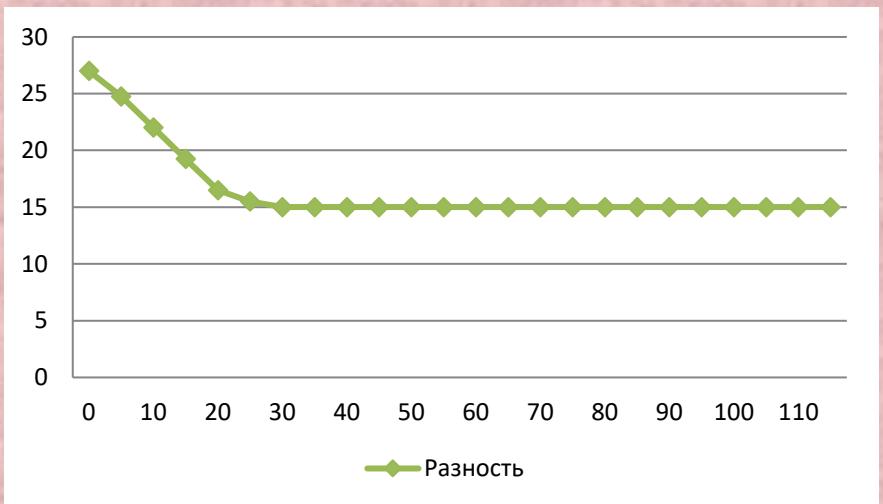
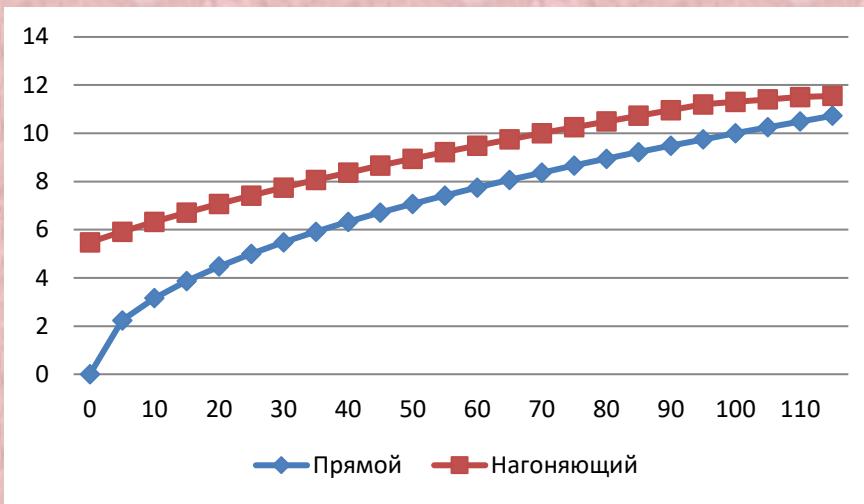
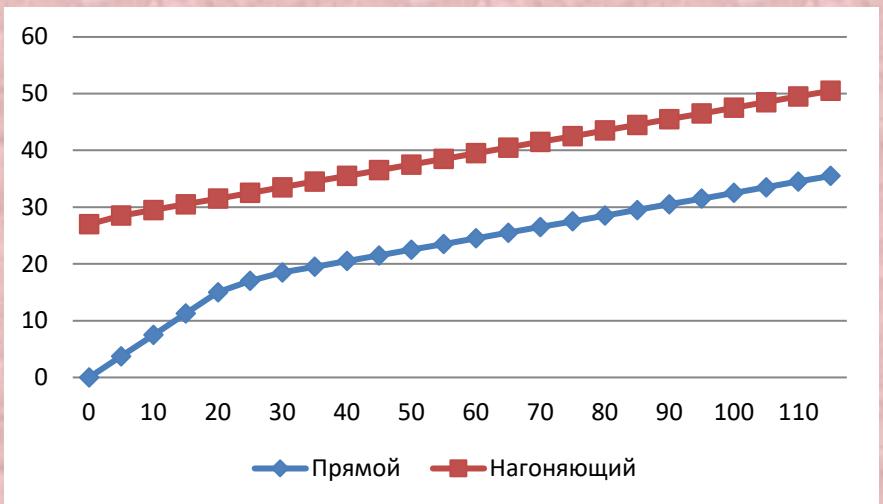
В случае горизонтально-слоистой среды в первых вступлениях могут регистрироваться головные волны, причем нагоняющий t_1 и нагоняемый t_2 годографы будут параллельны.

В случае градиентной среды в первых вступлениях могут регистрироваться рефрактированные волны, причем нагоняющий t_1 и нагоняемый t_2 годографы не параллельны и будут сближаться по мере увеличения удаления.

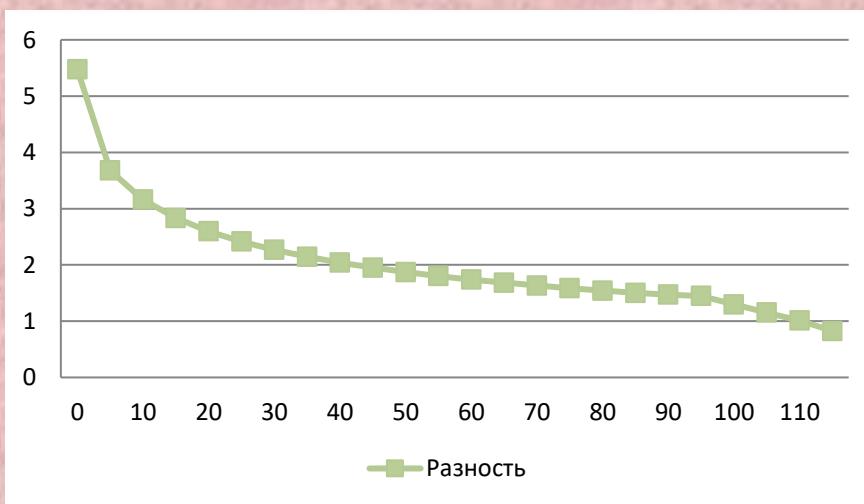


Прямой t_2 и **нагоняющий** t_1 годографы рефрагированных волн. Тонкими сплошными линиями под осью абсцисс показаны траектории сейсмических лучей. Пунктиром показаны участки годографов вне линии приема (область отсутствия регистрации).

Определение природы волн, пришедших в первых вступлениях. Выбор модели геологической среды.

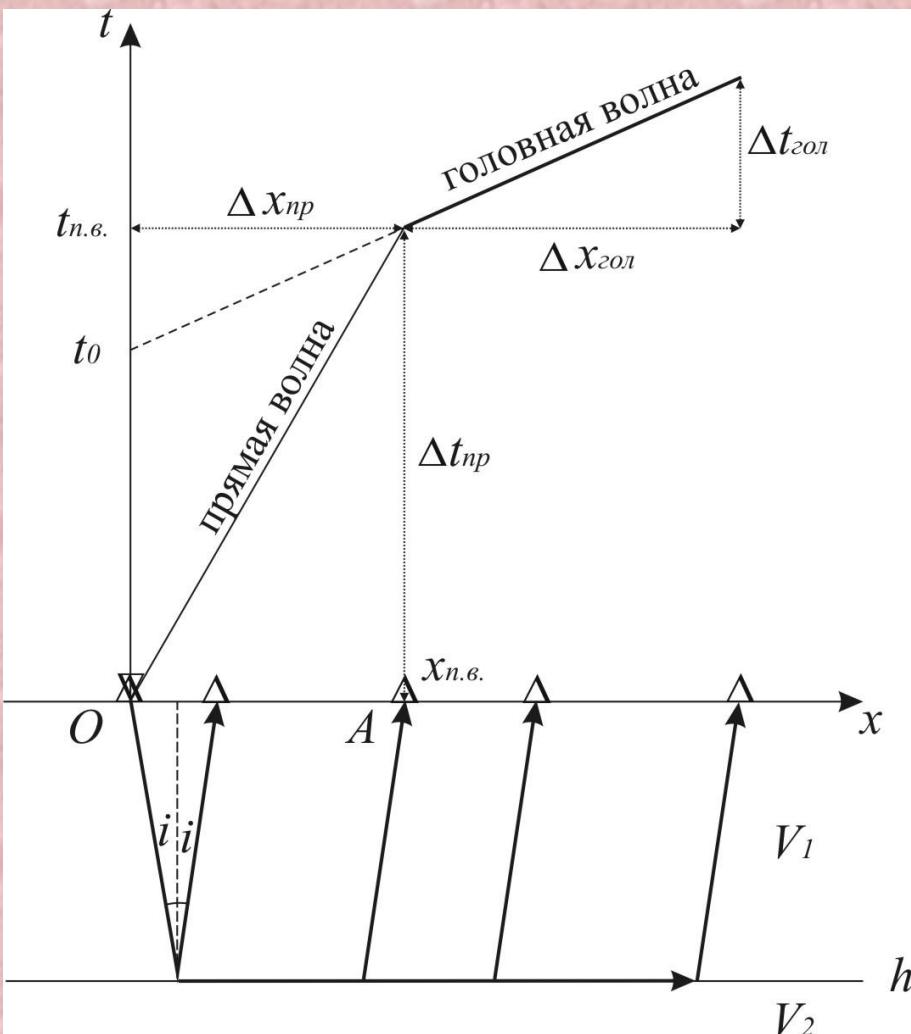


Вид прямого и нагоняющего годографов (вверху) и их график разности (внизу) для двухслойной модели среды с постоянной скоростью при регистрации в первых вступлениях головных волн. По оси ординат отложено время (мс), по оси абсцисс – расстояние (м).



Вид прямого и нагоняющего годографов (вверху) и их график разности (внизу) для вертикально-неоднородной (градиентной) среды при регистрации в первых вступлениях рефрагированных волн. По оси ординат отложено время (мс), по оси абсцисс – расстояние (м).

Способ « t_0 » для интерпретации годографов головных волн.



К определению скоростей в покрывающей V_1 и подстилающей V_2 толщах и глубины залегания h горизонтальной преломляющей границы с помощью способа « t_0 ».

Способ « t_0 ». Постановка задачи:

$$V_1=? \quad V_2=? \quad h=?$$

Условия применимости метода:

- в первых вступлениях регистрируются головные волны;
- радиус кривизны преломляющей границы много больше глубины ее залегания (граница гладкая);
- скорость в покрывающей толще в пределах приемной линии постоянна (однородная толща);
- граничная скорость в пределах приемной линии выдержана и меняется незначительно.

1. Горизонтальная граница.

Необходимое и достаточное условие: один годограф.

Определение скорости V_1 в покрывающем слое по прямой волне:

$$V_1 = \frac{\Delta x_{np}}{\Delta t_{np}}$$

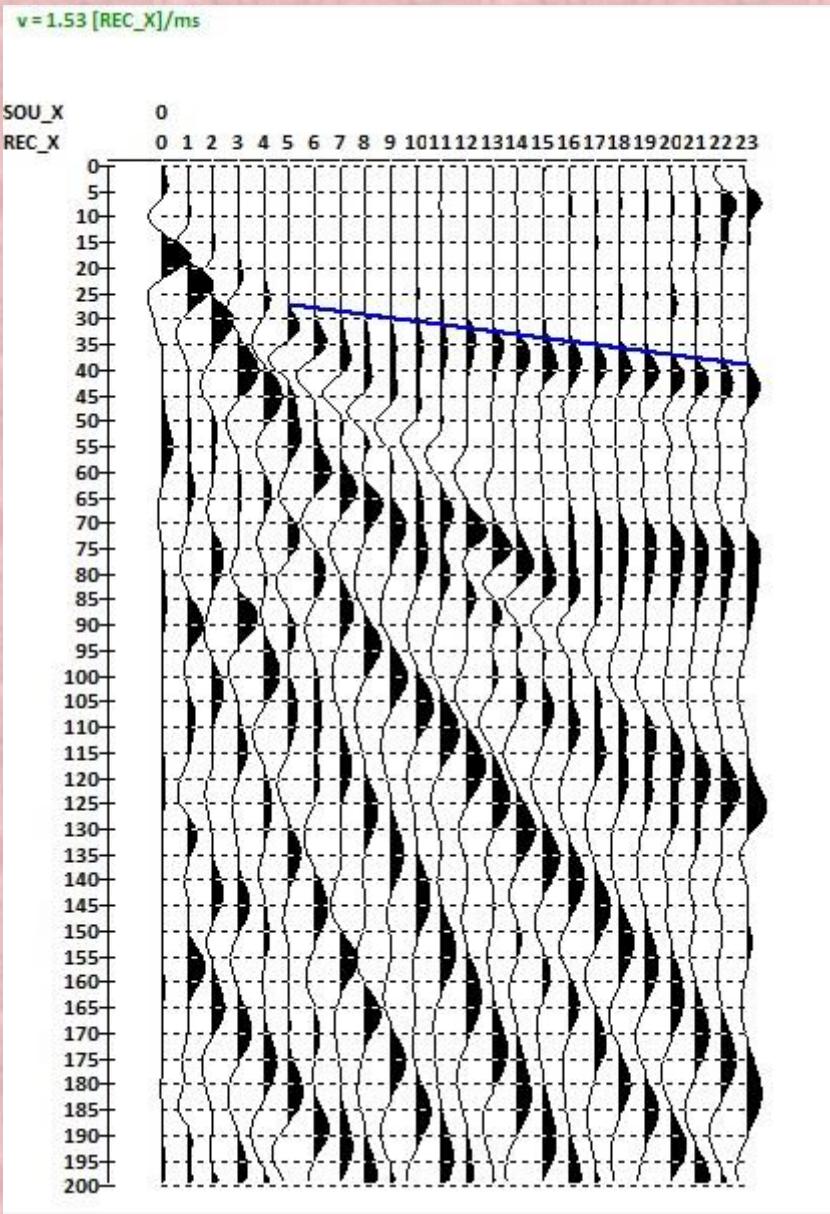
Определение скорости V_2 в подстилающем слое по головной волне:

$$V_2 = \frac{\Delta x_{зол}}{\Delta t_{зол}}$$

Глубина преломляющей границы:

$$h = \frac{V_1 t_0}{2 \cos i} \quad \text{или} \quad h = \frac{x_{n.e.}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

Способ « t_0 » для интерпретации гидографов головных волн.



К расчету параметров среды для случая преломления головной волны на одной горизонтальной границе раздела.

Пример. По предложенной сейсмограмме ОПВ требуется найти параметры двухслойной среды (преломляющая граница горизонтальная):

$$V_1 = ?$$

$$V_2 = ?$$

$$h = ?$$

Необходимые формулы:

1. Определение скорости V_1 в покрывающем слое по прямой волне:

$$V_1 = \frac{\Delta x_{np}}{\Delta t_{np}}$$

2. Определение скорости V_2 в подстилающем слое по головной волне:

$$V_2 = \frac{\Delta x_{вол}}{\Delta t_{вол}}$$

3. Глубина преломляющей границы:

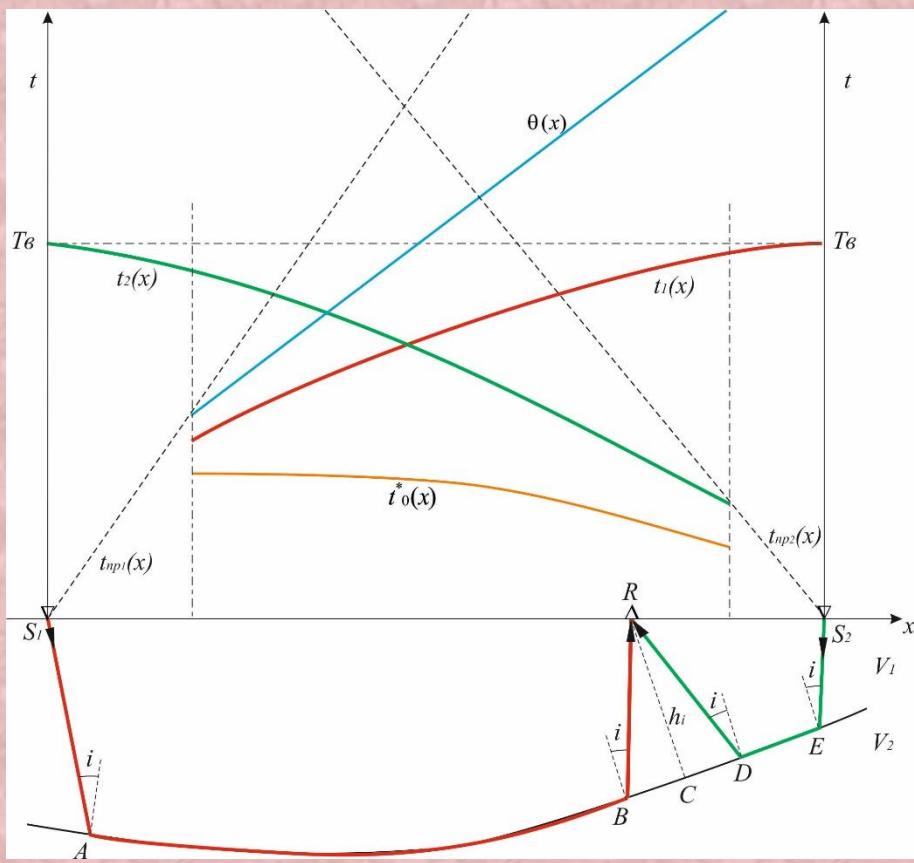
$$h = \frac{V_1 t_0}{2 \cos i} \quad \text{или} \quad h = \frac{x_{n..}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

$$V_1 = 185 \text{ м/с}$$

$$V_2 = 1530 \text{ м/с}$$

$$h_1 \sim 2 \text{ м}; h_2 \sim 2,2 \text{ м} \Rightarrow h_{cp} \sim 2,1 \text{ м}$$

Способ « t_0 » для интерпретации годографов головных волн.



К определению скоростей в покрывающей V_1 и подстилающей V_2 толщах и глубин h_i криволинейной преломляющей границы с помощью способа « t_0 ». T_e – взаимное время.

Обозначения годографов на рисунке:

$t_{np1,2}$ – годографы прямых волн (прямой и встречный);

$t_1(x)$ – прямой годограф головной волны;

$t_2(x)$ – встречный годограф головной волны;

$\theta(x)$ – разностный годограф;

$t^{*0}(x)$ - годограф t_0 .

1. Криволинейная граница.

Необходимое и достаточное условие: четыре годографа.

Определение скорости V_1 в покрывающем слое по прямой волне:

$$V_1 = \frac{\Delta x_{np}}{\Delta t_{np}}$$

Разностный годограф:

$$\theta(x) = t_1(x) - t_2(x) + T_e$$

Годограф t_0 :

$$t^{*0}(x) = t_1(x) + t_2(x) - T_e$$

Определение скорости V_{ep} в подстилающем слое по разностному годографу:

$$\theta^*(x) = \frac{\Delta \theta(x)}{\Delta x} = (t_1(x) - t_2(x) + T_e)^*$$

$$t_1(x) = \frac{2h_1 \cos i}{V_1} + \frac{x \sin(i - \phi)}{V_1}$$

$$t_2(x) = \frac{2h_2 \cos i}{V_1} + \frac{(l - x) \sin(i + \phi)}{V_1}$$

$$\theta^*(x) = \frac{\sin(i - \phi)}{V_1} + \frac{\sin(i + \phi)}{V_1} = \frac{2}{V_1} \sin i \cos \phi = \frac{2}{V_1 V_{ep}} \cos \phi = \frac{2 \cos \phi}{V_{ep}}.$$

$$V_{ep} = 2 \frac{\Delta x}{\Delta \theta}$$

Способ « t_0^* » для интерпретации гидографов головных волн.



К определению положения преломляющей границы.

$$t^{*0}(x) = t_1(x) + t_2(x) - T_e = (t_{S_1AB} + t_{BR}) + (t_{S_2ED} + t_{DR}) - (t_{S_1AB} + t_{BD} + t_{S_2ED}) = t_{BR} + t_{DR} - t_{BD}$$

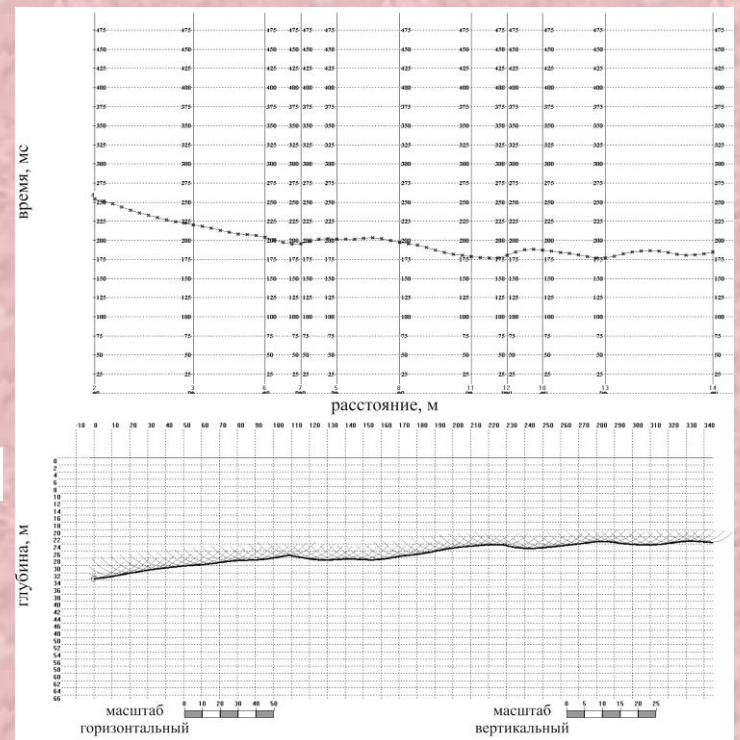
$$\begin{cases} t_1 = t_{S_1AB} + t_{BR} \\ t_2 = t_{S_2ED} + t_{DR} \\ T_e = t_{S_1AB} + t_{BD} + t_{S_2ED} \end{cases}$$

$$t_{BR} = t_{DR} = \frac{h_i}{V_1 \cos i} \quad t_{BD} = 2 \frac{h_i \operatorname{tg} i}{V_{ep}} = 2 \frac{h_i \sin^2 i}{V_1 \cos i}$$

$$t^{*0}(x) = t_{BR} + t_{DR} - t_{BD} = 2 \frac{h_i}{V_1 \cos i} - 2 \frac{h_i \sin^2 i}{V_1 \cos i} = \frac{2h_i \cos i}{V_1}$$

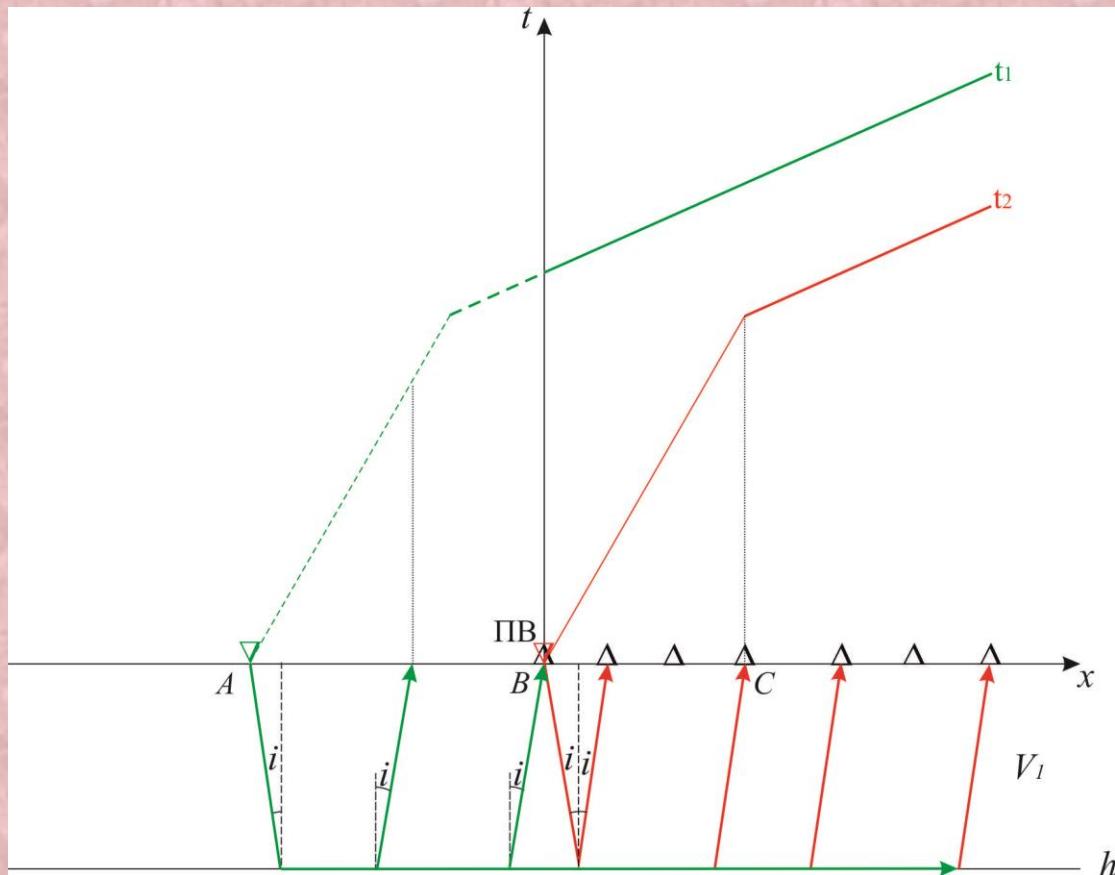
$$h_i = \frac{t^{*0} V_1}{2 \cos i}$$

$$h_i = \frac{V_1 V_{ep}}{2\sqrt{V_{ep}^2 - V_1^2}} t^{*0}$$

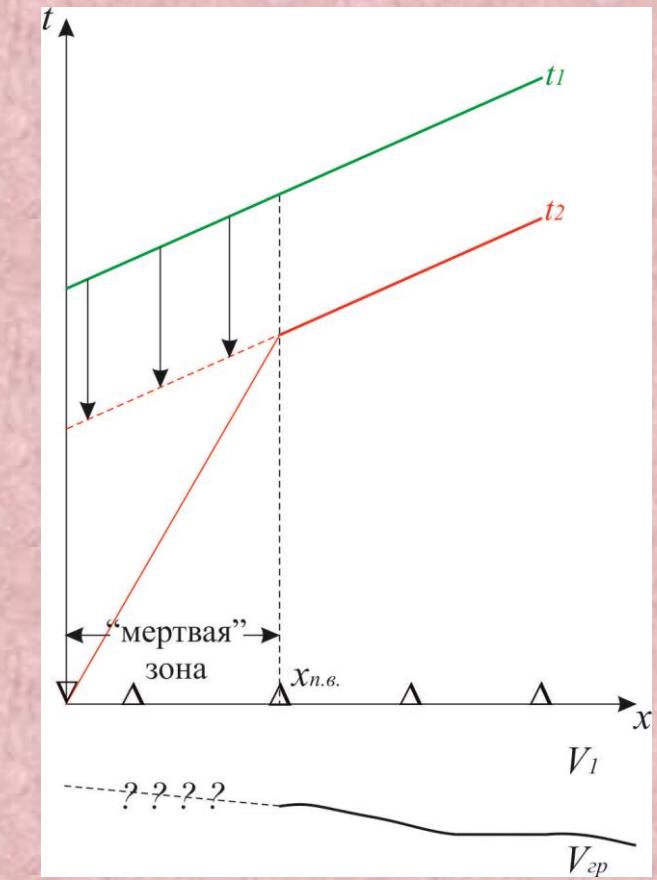


Гидограф $t^{*0}(x)$ (вверху) и преломляющая граница (внизу), построенная способом « t_0^* ».

Способ « t_0 » для интерпретации годографов головных волн.



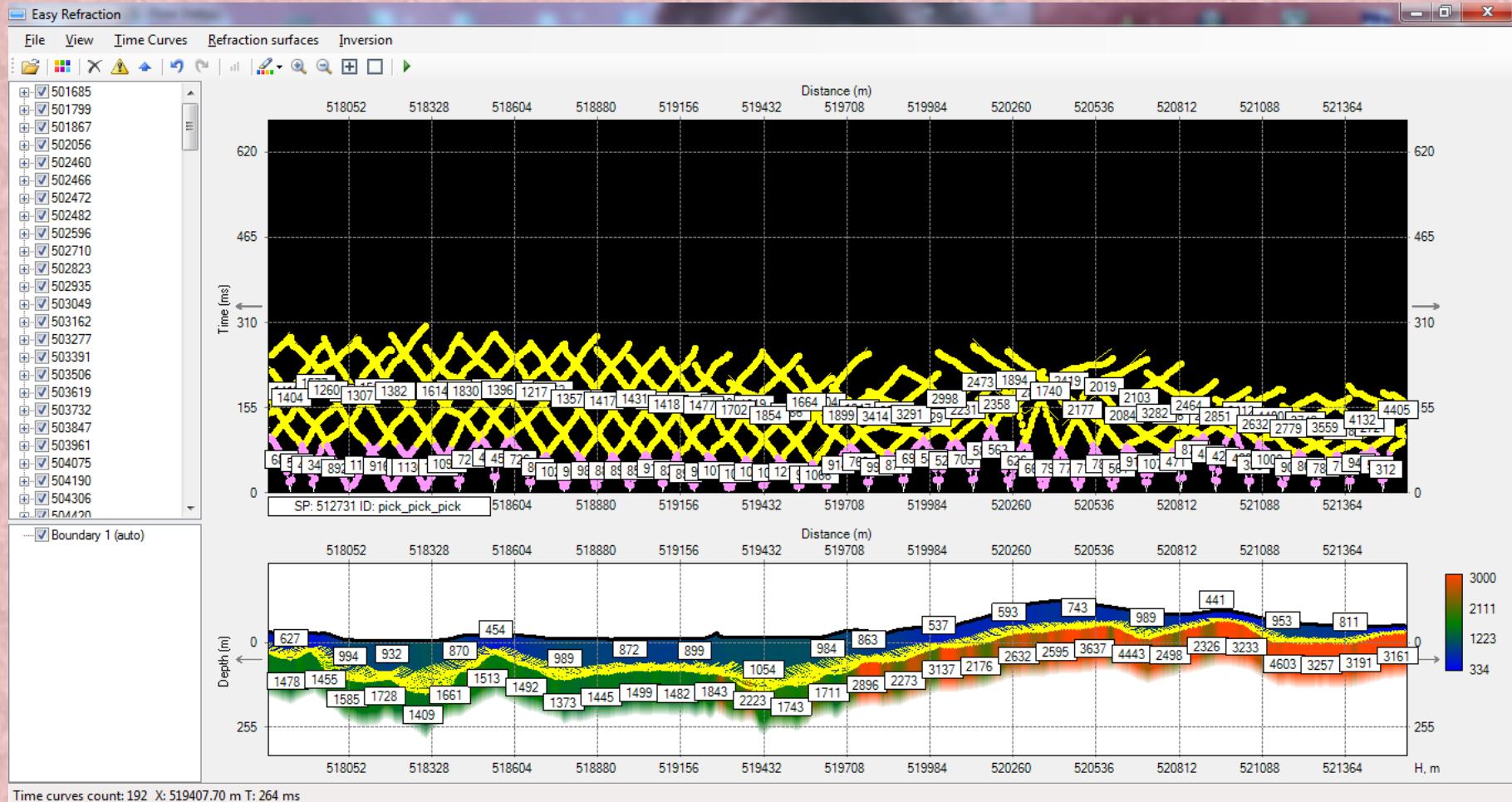
Прямой t_2 и **нагоняющий t_1** годографы головных волн. Определение размера «мертвой зоны».



К понятию **«Фантоминга нагоняющего годографа головной волны t_1 к нагоняемому годографу t_2 ».**

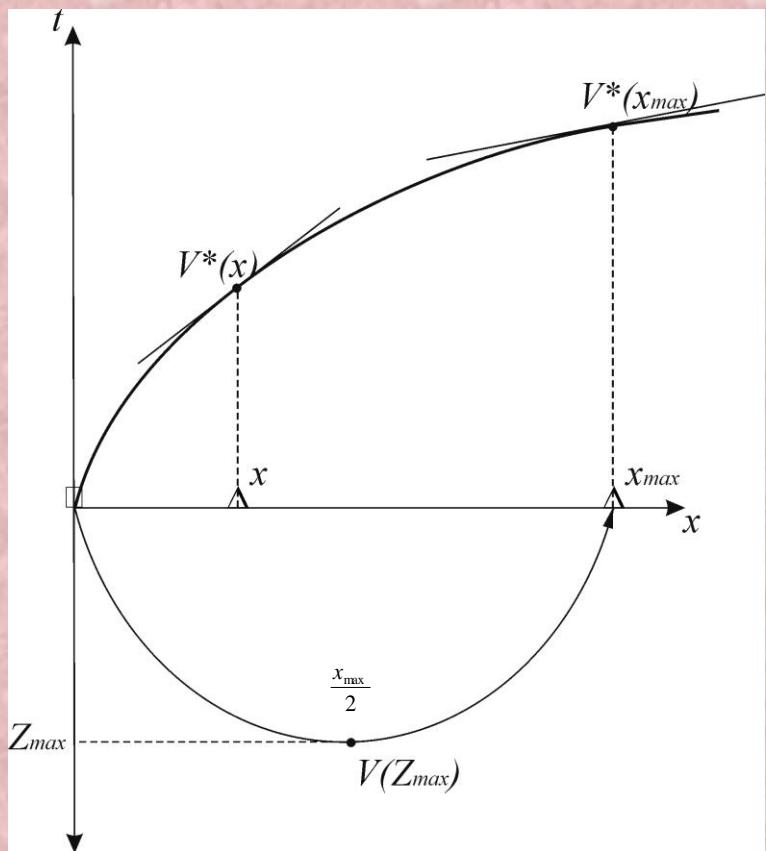
«Мертвая зона» – область (удаление от источника) отсутствия в первых вступлениях головной волны.
Фантоминг – параллельный перенос участка головной волны нагоняющего годографа к нагоняемому годографу до точки ($x_{n.e.}; t_{n.e.}$).

Способ « t_0 » для интерпретации гидографов головных волн.



Результат инверсии системы гидографов преломленных волн с одним изломом с введенным рельефом. Вверху – система гидографов, внизу – сейсмический разрез. Цифрами показаны скорости сейсмических волн. Профиль пересекал зону интрузива (траппа).

Способ Чибисова для интерпретации годографов рефрагированных волн.



К пояснению способа Чибисова. $V^*(x_{max})$ - кажущаяся скорость, определяемая по годографу рефрагированной волны в точке x_{max} ; $V^*(x)$ - кажущаяся скорость, определяемая по годографу рефрагированной волны на интервале $0 - x_{max}$; $V(Z_{max})$ - истинная скорость в точке максимального проникновения луча.

Постановка задачи: определить $V(z)$.

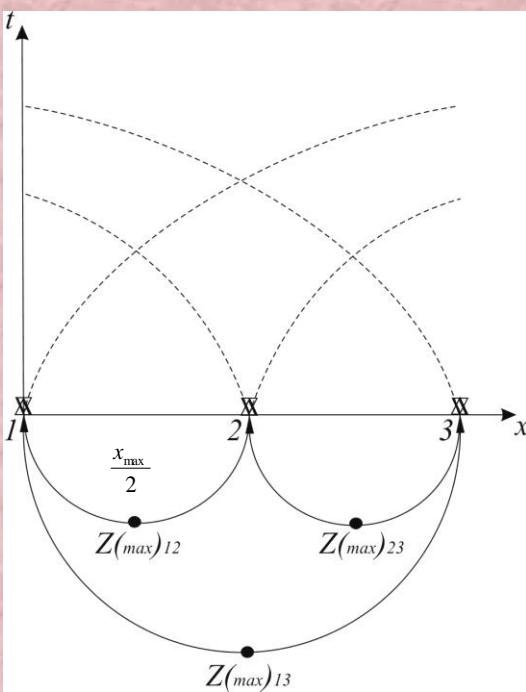
Способ Чибисова основан на следующих уравнениях:

$$V^*(x_{max}) = V_{ucm}(z_{max})$$

По годографу рефрагированной волны в точке выхода ее луча можно определить кажущуюся скорость, которая будет равна истинной скорости в точке максимального проникновения луча.

$$z_{max} = \frac{1}{\pi} \int_0^{x_{max}} \operatorname{arch} \frac{V^*(x_{max})}{V^*(x)} dx$$

- формула для расчета глубины проникновения луча.

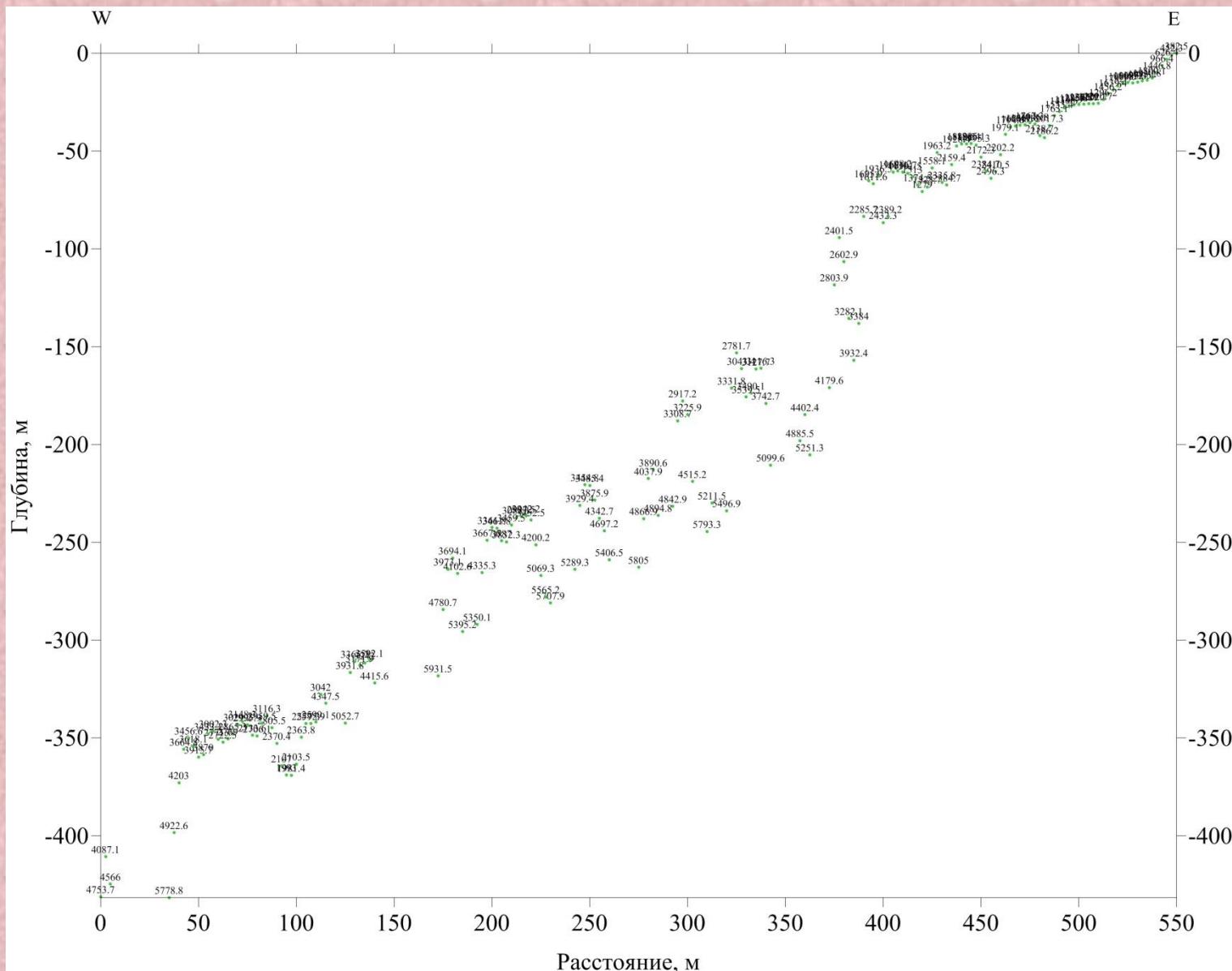


Точки максимального проникновения лучей рефрагированных волн для 3 ПВ и 3 ПП (ПВ и ПП совмещены).

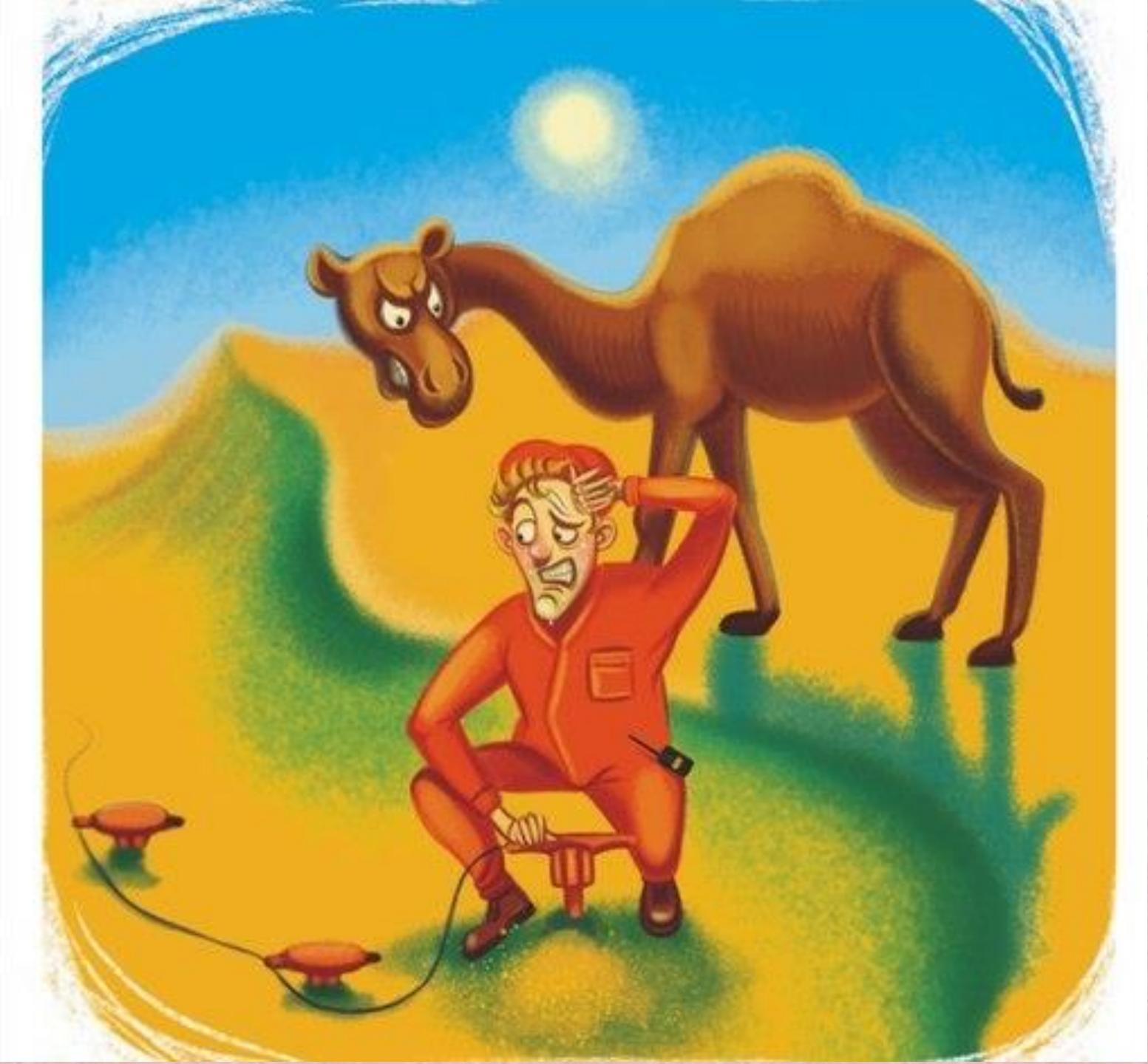
Условия применимости метода:

- в первых вступлениях регистрируются рефрагированные волны;
- скорость с глубиной возрастает (годограф – выпуклая кривая);
- скорость меняется только по глубине.

Способ Чибисова для интерпретации годографов рефрагированных волн.



Результат определения скоростей распространения сейсмических волн ([точки](#)) в среде по одному годографу с помощью способа Чубисова (Александровский геофизический полигон).

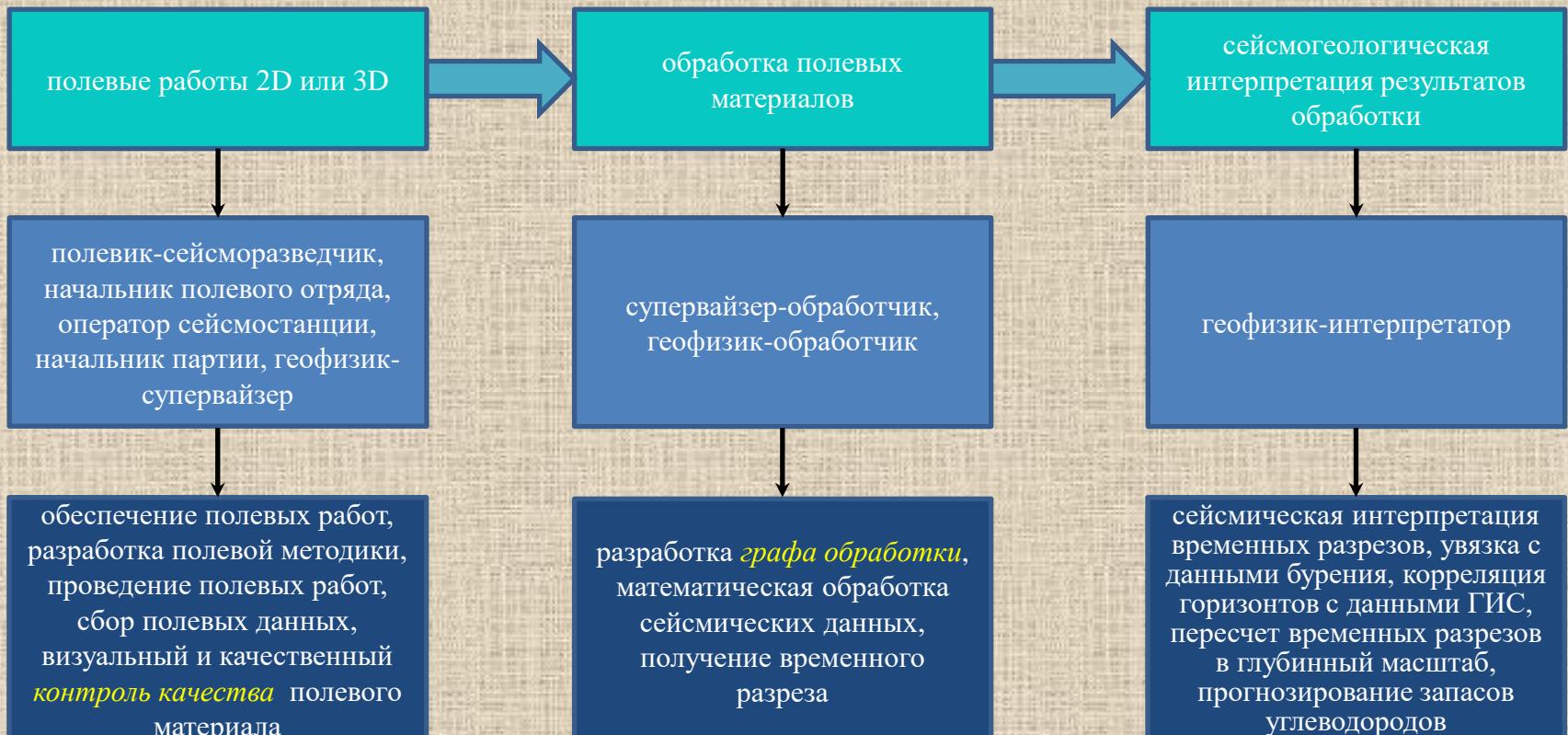


МЕТОД ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН (МОВ)

- Одноканальные методы отраженных волн:**
 - Метод непрерывного сейсмического профилирования;**
 - Метод георадиолокации;**
- Эффективная, предельная эффективная и пластовые скорости в методе отраженных волн;**
- Решение обратной задачи по одиночным годографам отраженных волн;**
- Способы формирования сейсмограмм при многоканальных исследованиях методом отраженных волн;**
- Метод общей глубинной точки (МОГТ);**
- Годограф ОГТ и его свойства;**
- Принципиальная схема получения временного разреза ОГТ;**
- Подавление многократно отраженных волн.**

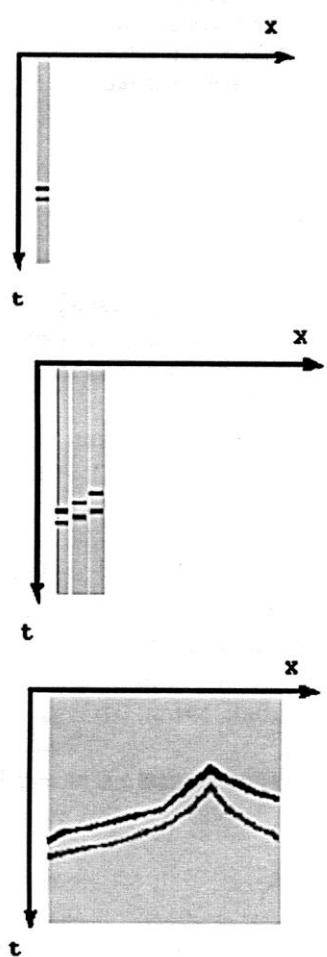
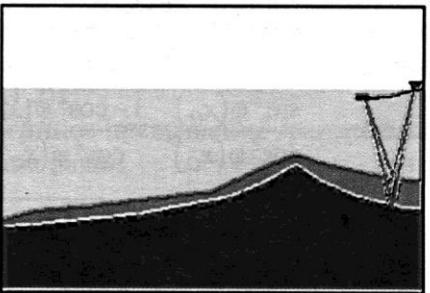
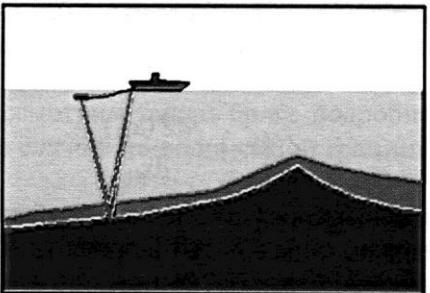
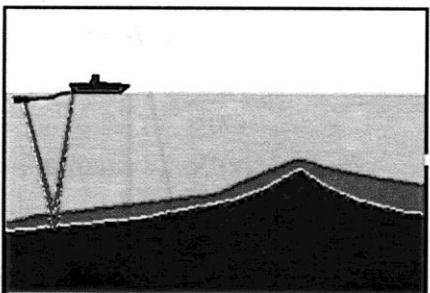
Задачи, успешно решаемые сейсморазведкой методом отраженных волн:

- расчленение слоистых геологических сред (осадочного чехла, морских осадков);
- поиск и разведка месторождений углеводородов (нефть, газ, газогидраты);
- поиск и оконтуривание погребенных речных палеодолин;
- изучение соляных и глиняных диапиров;
- определение литологического состава горных пород, их фациального состава и типа флюида, насыщающего поровое пространство.



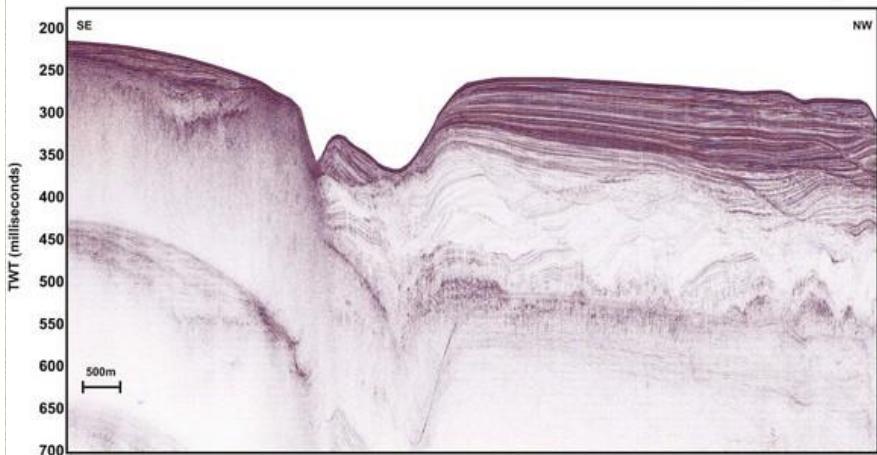
Стадии сейсморазведочного процесса в МОВ.

Метод непрерывного сейсмического профилирования.



Схематическое изображение формирования временного разреза НСП при морских работах. Слева – схема проведения морских работ, справа – схема формирования временного разреза (по Шалаева Н.В. и др., 2010).

Метод основан на регистрации отраженных волн (КГц) при совмещенных источнике и приемнике.



Пример временного разреза НСП. По оси ординат отложено двойное время пробега отраженной волны в мс.

«+»: простота реализации;
«+»: высокая разрешающая способность;
«-»: нельзя определить скорость;
«-»: интенсивное поле многократных волн-помех.

Метод георадиолокации.

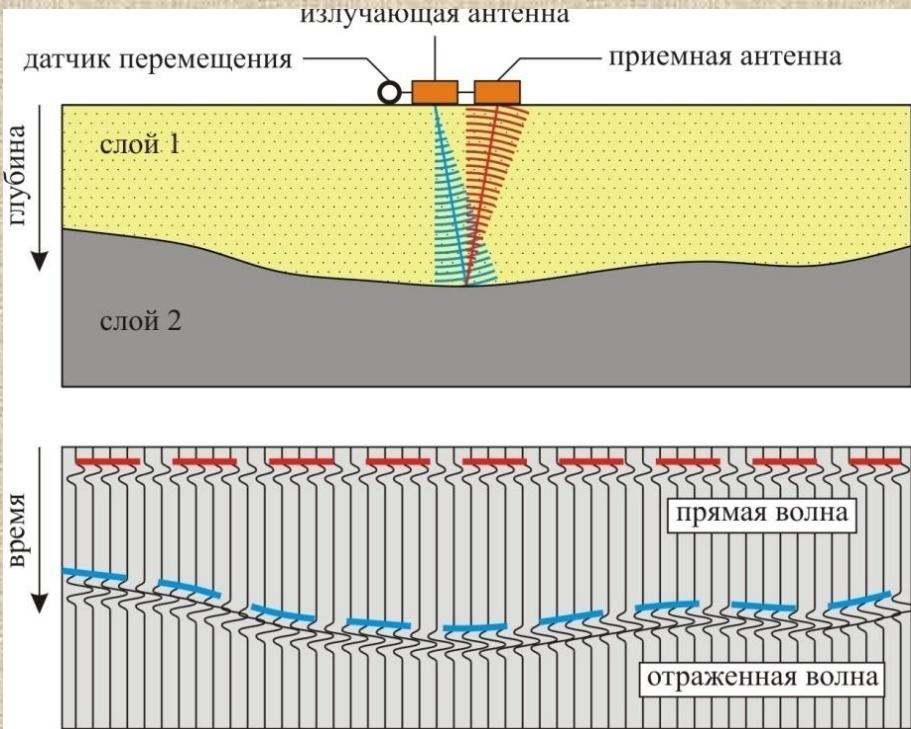


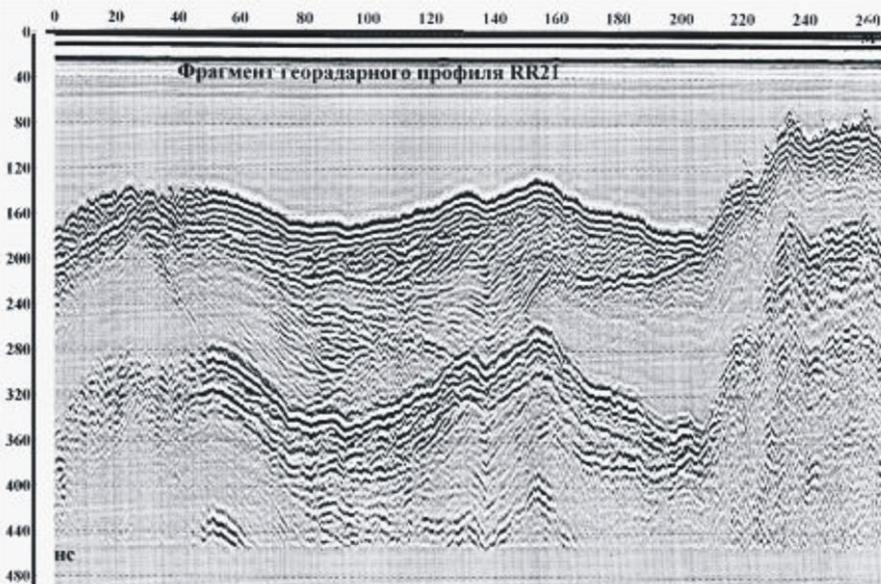
Схема формирования георадарограммы.

Метод основан на регистрации отраженных электромагнитных волн высокой частоты (МГц и ГГц) при совмещенных источнике и приемнике. Отражение электромагнитных волн от границ раздела определяется контрастом **диэлектрической проницаемости**.



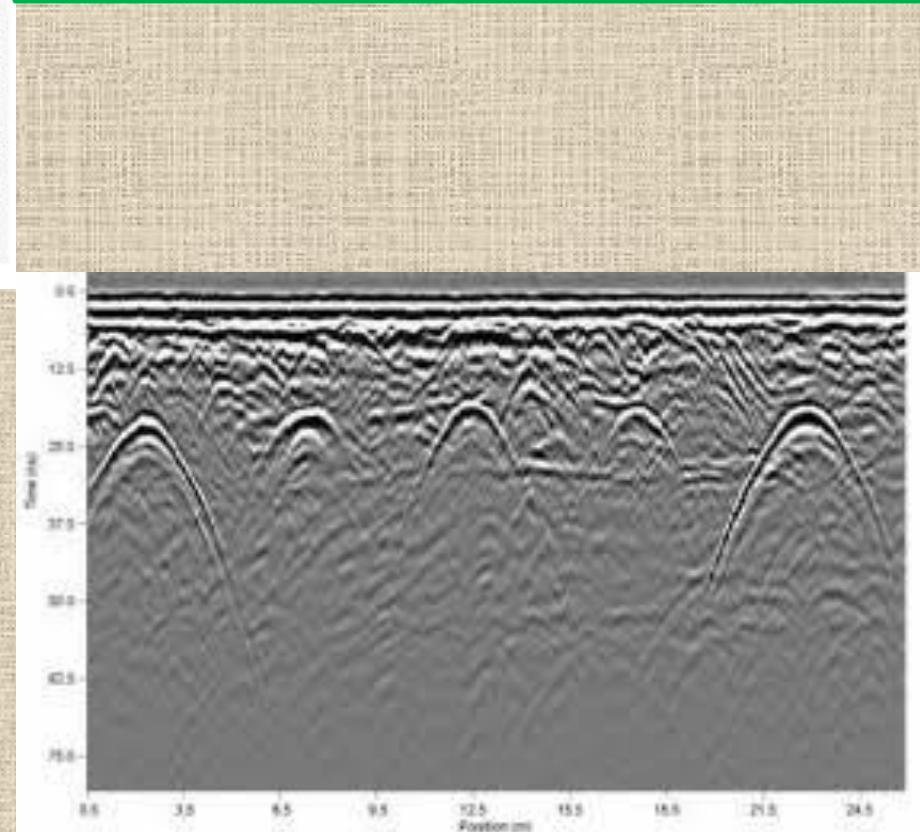
Акваторные георадиолокационные исследования.

Метод георадиолокации.



Пример **георадарограммы**. По оси ординат отложено двойное время пробега отраженной электромагнитной волны в нс.

- «+»: простота реализации;
- «+»: высокая разрешающая способность;
- «+»: можно определить скорость;
- «-»: интенсивное поле многократных волн-помех;
- «-»: малая глубинность;
- «-»: не применим для разрезов с высокой проводимостью (низким сопротивлением).

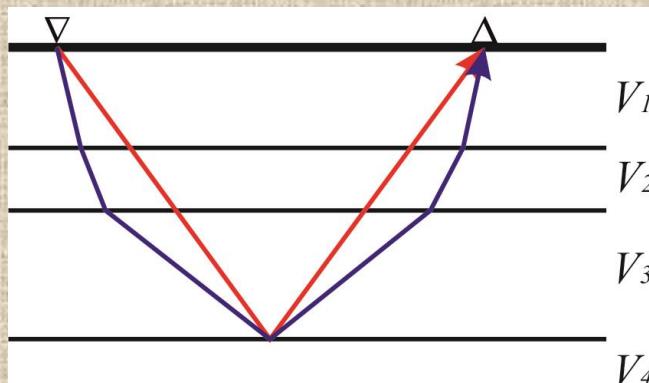


Пример георадарограммы с гиперболическими осями синфазности дифрагированных волн. Вершины гипербол соответствуют положению дифрагирующих объектов.

Эффективная, предельная эффективная и пластовые скорости в методе отраженных волн.

Эффективная скорость $V_{\text{эфф}}$

рассчитывается по годографу отраженной волны в предположении, что покрывающая отражающую границу толща однородная.



К понятию эффективной скорости. Лучи отраженных волн: эффективный путь (красная линия), и реальный путь (синяя линия) для нормального скоростного закона.

Эффективная скорость в толще, состоящей из n слоев:

$$V_{\text{эфф}} = \sqrt{\sum_{k=1}^n \frac{h_k V_k}{\sqrt{1 - p^2 V_k^2}}} / \sqrt{\sum_{k=1}^n \frac{h_k}{V_k \sqrt{1 - p^2 V_k^2}}}$$

Здесь: h_k – мощность k -го слоя, V_k - скорость в k -м слое, p – параметр луча отраженной волны: $p = \frac{\sin \alpha}{V^*}$.

Предельная эффективная скорость
(среднеквадратическая скорость, $p \sim 0$):

$$V_{\text{эфф},np} = V_{\text{эфф}} \Big|_{p=0} = \sqrt{\sum_{k=1}^n h_k V_k} / \sqrt{\sum_{k=1}^n \frac{h_k}{V_k}} = \sqrt{\sum_{k=1}^n V_k^2 \Delta t_k} / \sqrt{\sum_{k=1}^n \Delta t_k}$$

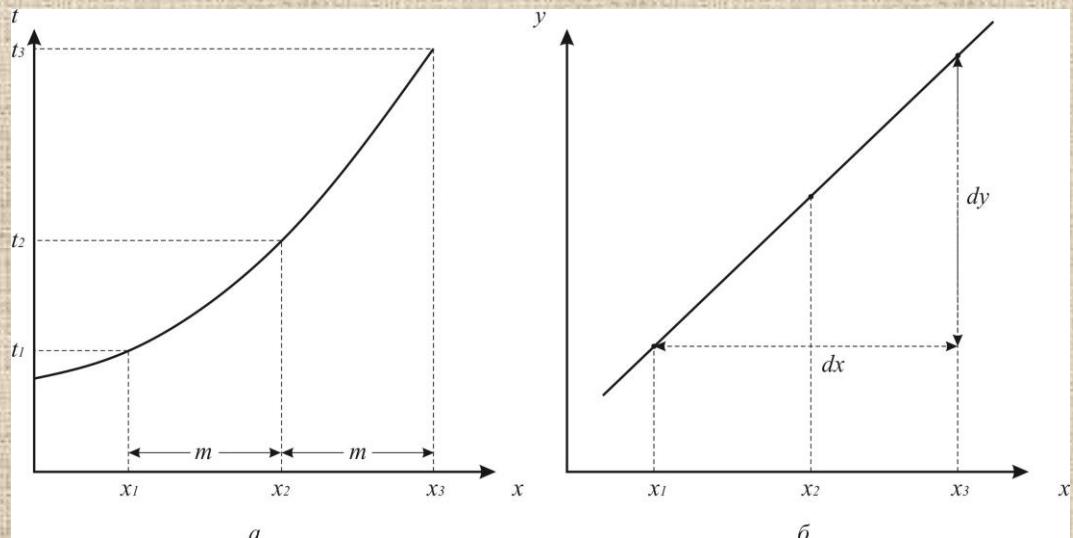
Пластовая скорость (формула Дикса):

$$V_n = \sqrt{\frac{V_{\text{эфф},np,n}^2 t_{0_n} - V_{\text{эфф},np,(n-1)}^2 t_{0_{(n-1)}}}{t_{0_n} - t_{0_{(n-1)}}}}$$

Решение обратной задачи по одиночным годографам отраженных волн.

Постановка задачи: по одиночному годографу отраженной волны определить глубину залегания h отражающей границы и эффективную скорость $V_{\phi\phi}$ в покрывающей эту границу толще.

1. Определение эффективной скорости по одиночному годографу отраженной волны. **Способ постоянной разности.**



Определение эффективной скорости способом постоянной разности по одиночному годографу отраженной волны: *a* – годограф отраженной волны; *б* – определение эффективной скорости в системе координат (x, y) .

При практических расчетах эффективной скорости по одиночному годографу отраженной волны используют некоторый постоянный шаг m , как правило, кратный шагу ПП.

Уравнение годографа отраженной волны:

$$t(x) = \frac{1}{V_{\phi\phi}} \sqrt{4h^2 + x^2 + 4hx \sin \phi}$$

Уравнения годографа отраженной волны для точек x и $(x+m)$:

$$t_1^2 V_{\phi\phi}^2 = 4h^2 + x^2 + 4hx \sin \phi$$

$$t_2^2 V_{\phi\phi}^2 = 4h^2 + (x+m)^2 + 4h(x+m) \sin \phi$$

После вычитания:

$$(t_2^2 - t_1^2) V_{\phi\phi}^2 = 2xm + m^2 + 4hm \sin \phi$$

Замена $y = t_2^2 - t_1^2$:

$$y = \frac{2m}{V_{\phi\phi}^2} x + \frac{1}{V_{\phi\phi}^2} (m^2 + 4hm \sin \phi)$$

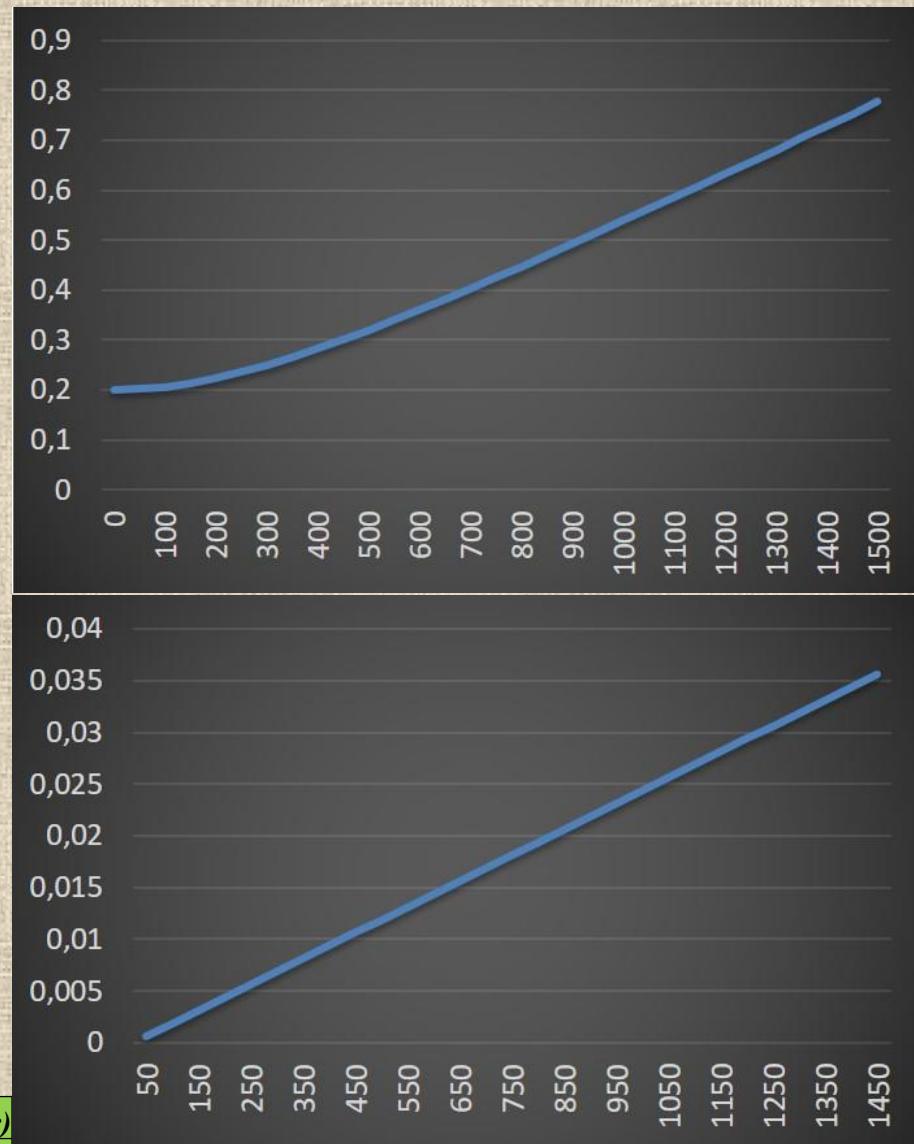
$$\frac{dy}{dx} = \frac{2m}{V_{\phi\phi}^2} \rightarrow V_{\phi\phi} = \sqrt{2m \frac{dx}{dy}}$$

Решение обратной задачи по одиночным годографам отраженных волн.

x	t	y
0	0.2	0
50	0.201556444	0.000625
100	0.206155281	0.001875
150	0.213600094	0.003125
200	0.223606798	0.004375
250	0.235849528	0.005625
300	0.25	0.006875
350	0.265753645	0.008125
400	0.282842712	0.009375
450	0.301039864	0.010625
500	0.320156212	0.011875
550	0.340036763	0.013125
600	0.360555128	0.014375
650	0.381608438	0.015625
700	0.403112887	0.016875
750	0.425	0.018125
800	0.447213595	0.019375
850	0.469707356	0.020625
900	0.49244289	0.021875
950	0.515388203	0.023125
1000	0.538516481	0.024375
1050	0.561805126	0.025625
1100	0.585234996	0.026875
1150	0.608789783	0.028125
1200	0.632455532	0.029375
1250	0.656220237	0.030625
1300	0.680073525	0.031875
1350	0.704006392	0.033125
1400	0.728010989	0.034375
1450	0.752080448	0.035625
1500	0.776208735	

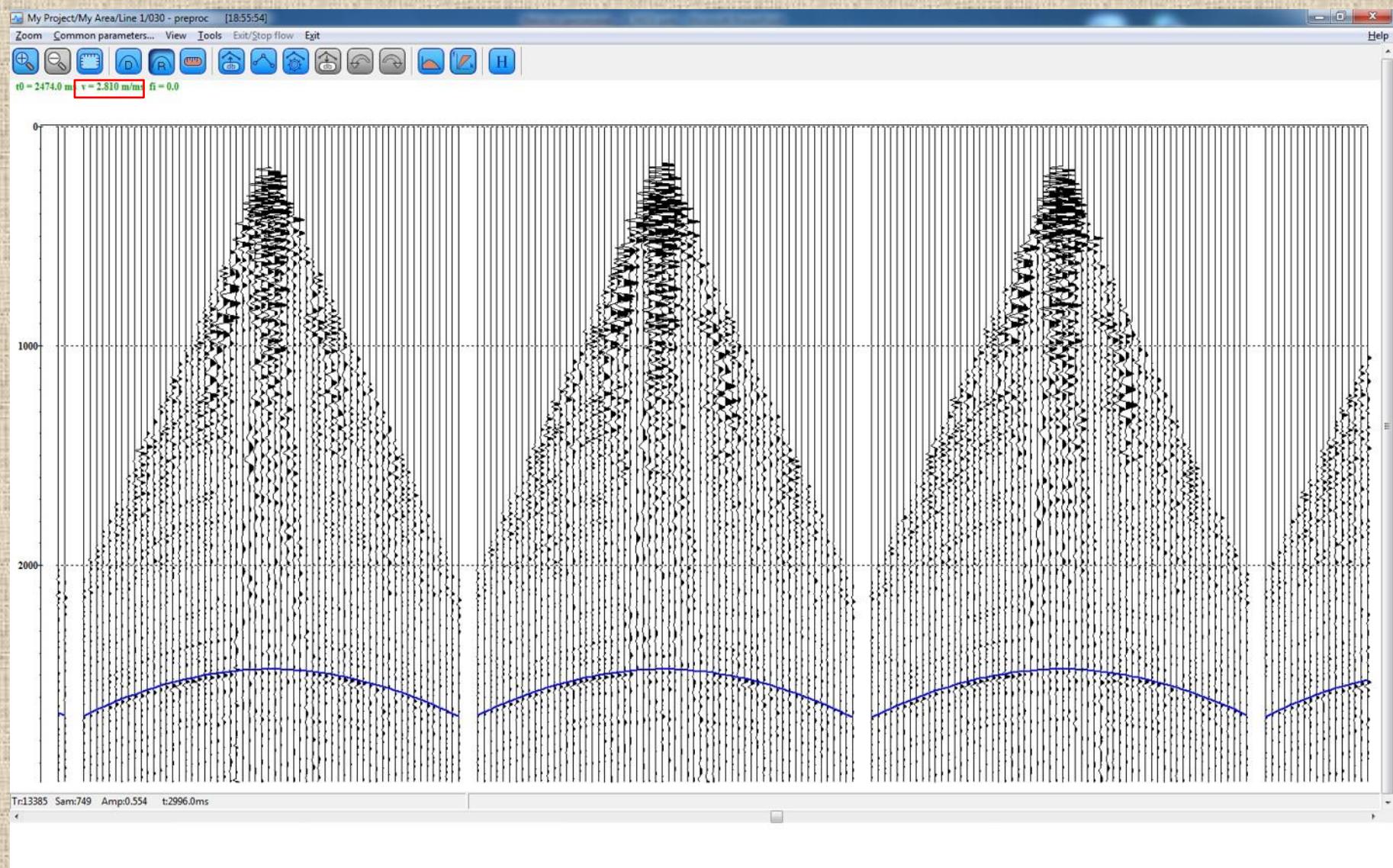
$dx (м)$	$dy (сек^2)$	$dx/dy (м/сек^2)$	$m (м)$	$V_{\phi\phi} (м/с)$
1000	0.025	40000	50	2000

$$V_{\phi\phi} = \sqrt{2m \frac{dx}{dy}}$$



Рассчитанный годограф ОПВ отраженной волны (вверху). Вычисленная функция $y = t_2^2 - t_1^2$ (по оси ординат отложено время в сек (вверху) и сек²(внизу), по оси абсцисс – расстояние в м).

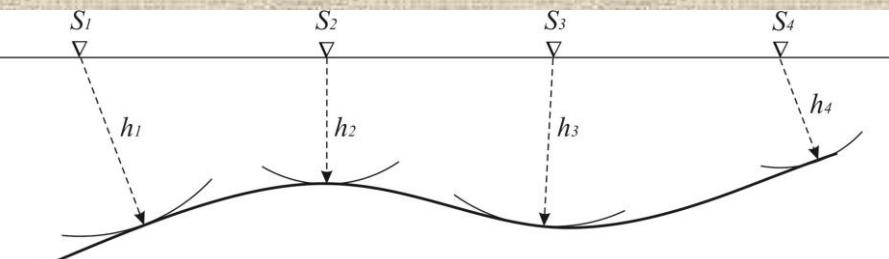
Решение обратной задачи по одиночным годографам отраженных волн.



Определение эффективной скорости (левый верхний угол, красная рамка) по одиночным годографам ОПВ ([синяя линия](#)) отраженных волн в программном пакете RadExPro.

Решение обратной задачи по одиночным гидографам отраженных волн.

2. Построение отражающей границы. Способ t_0 .

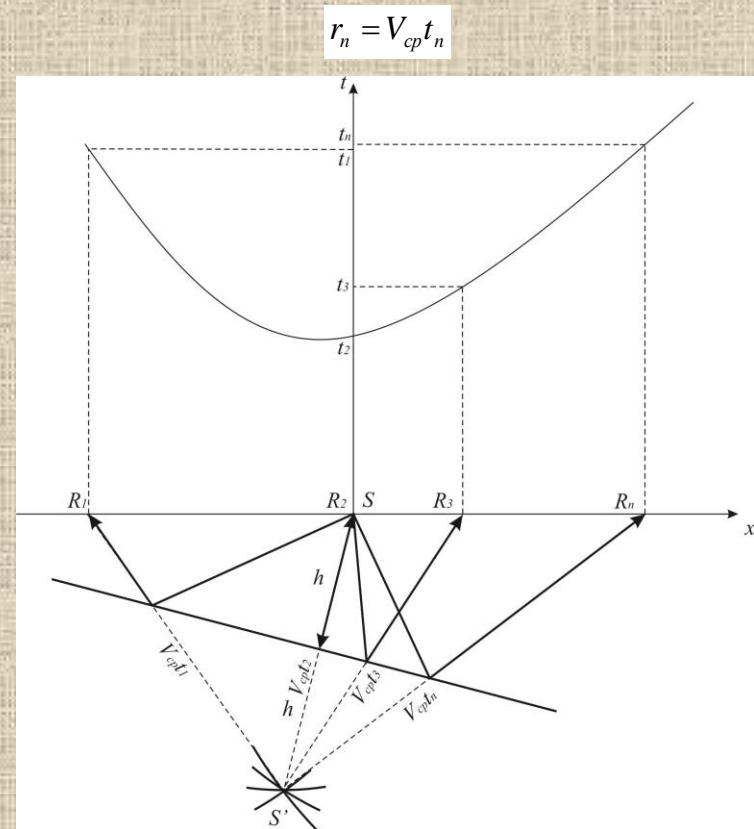


Построение отражающей границы способом t_0 . Буквами S с индексами обозначены ПВ (по Хмелевской В.К., 1979).

$$h = \frac{t_0 V_{cp}}{2}$$

Для однородных изотропных слоев с постоянной скоростью различие между средней и эффективной скоростью оказывается незначительным. Это различие будет тем больше, чем более неоднородна среда и чем более существенно изменение скорости в разрезе. При этом в неоднородной среде **значение эффективной скорости всегда больше средней**, причем при удалении от источника значение эффективной скорости еще больше возрастает.

3. Построение отражающей границы. Способ засечек.



Построение отражающей границы способом засечек. S – положение истинного источника. S' – положение мнимого источника. R_1, R_2, \dots, R_n – положение пунктов приема.

Отражающая граница будет являться перпендикуляром к отрезку SS' , соединяющему истинный S и мнимый источник S' , проведенному через середину этого отрезка.

Способы формирования сейсмограмм при многоканальных исследованиях методом отраженных волн.

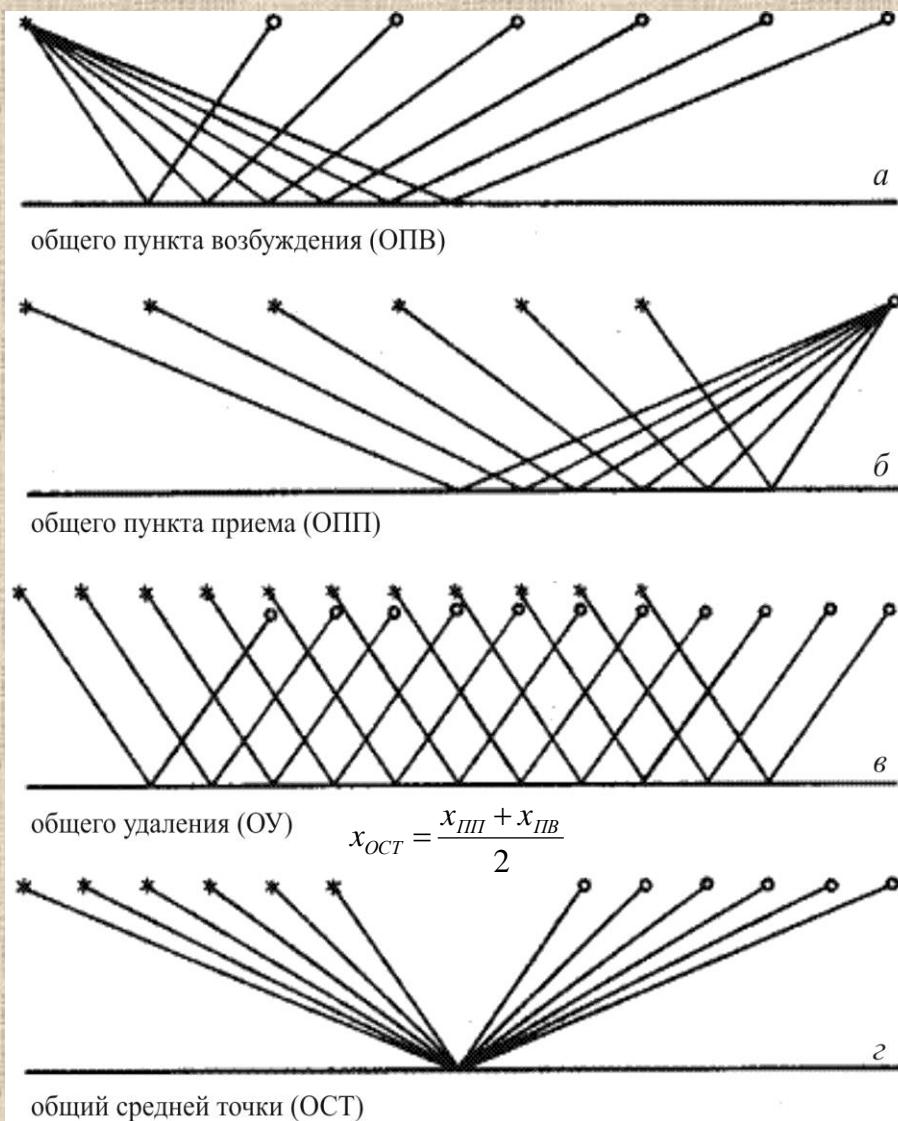


Многоканальные морские сейсмические исследования с помощью специализированного судна.



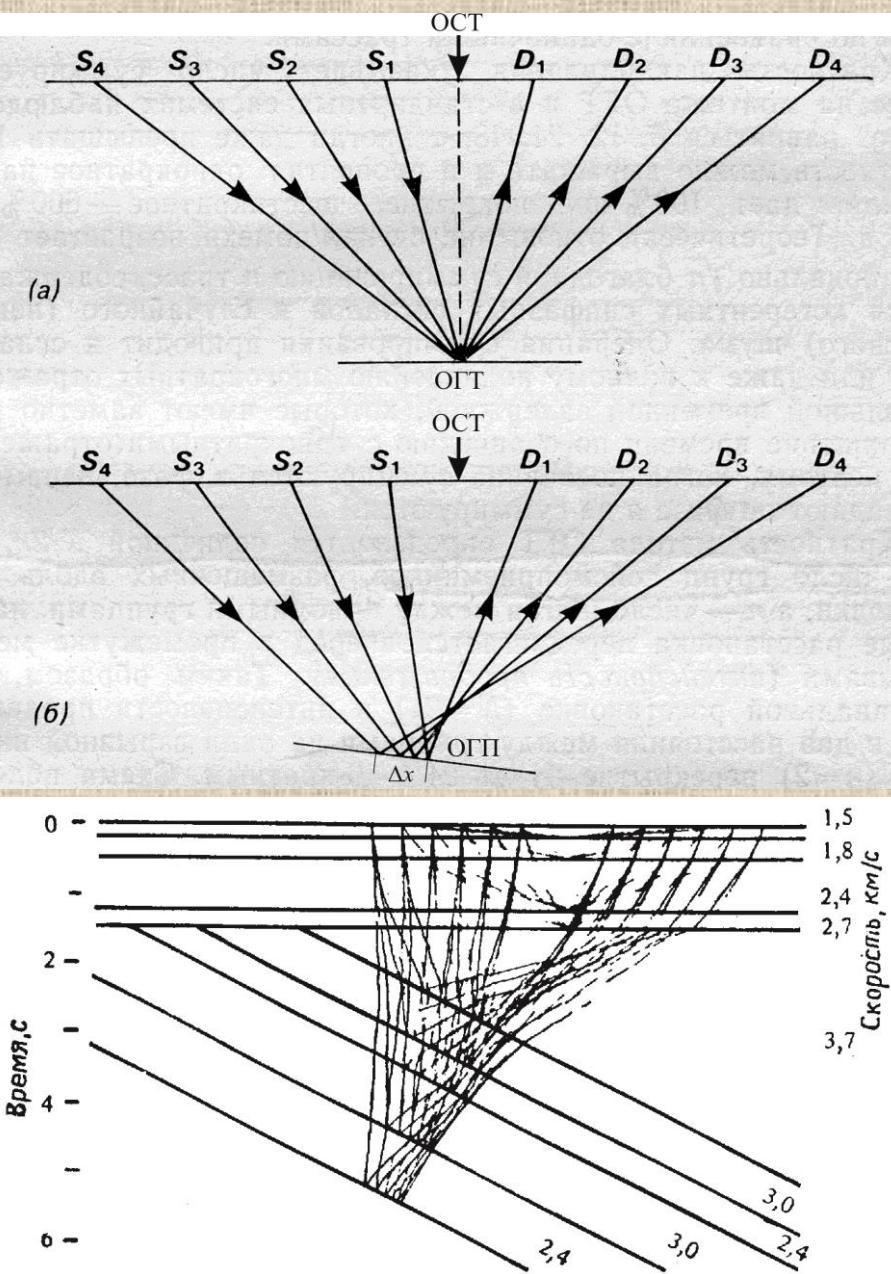
Многоканальные наземные сейсмические исследования при малоглубинной сейсморазведке.

Способы формирования сейсмограмм при многоканальных исследованиях методом отраженных волн.



Способы формирования сейсмограмм при многоканальных сейсмических наблюдениях. Звездочками показаны пункты возбуждения, кружками показаны пункты приема (по Гайнанов В.Г., 2006).

Способы формирования сейсмограмм при многоканальных исследованиях методом отраженных волн.



Формирование **ОГТ** и **ОГП**. (а) – горизонтальная отражающая граница; (б) – наклонная отражающая граница.

Размер ОГП:

$$\Delta x = \frac{L^2 \sin 2\varphi}{8h}$$

L – удаление источник-приемник;

φ – угол падения отражающей границы;

h – глубина границы по нормали от ОСТ.

Пример.

Найти Δx .

$L=1000$ м.

$\Delta x = 12.5$ м

$h=5000$ м.

$\varphi=15^\circ$

Сейсмический снос точек отражения по восстанию наклонной границы по мере увеличения удаления источник - приемник. Многослойная среда.

Метод общей глубинной точки (МОГТ) является модификацией МОВ (У. Майн, 1950). В методе применяется многократная регистрация и последующее накапливание сейсмических сигналов. В отличие от МОВ основан на суммировании (накоплении) отражений от общих участков границы при различных расположениях источников и приемников.

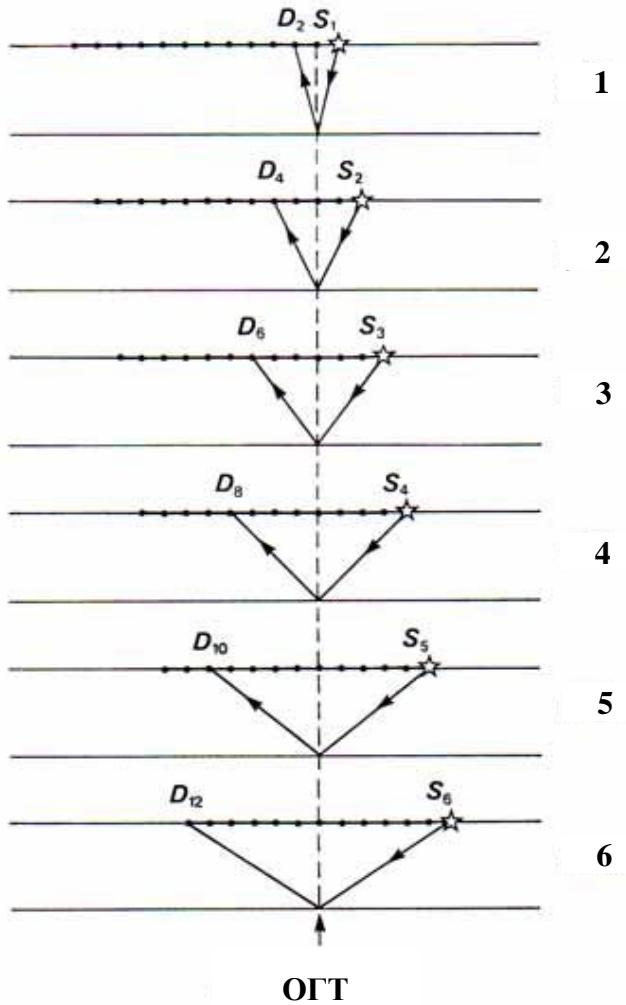
Преимущества МОВ-ОГТ:

- **Помехозащищенность** за счет регистрации большего количества отражений от одной точки (площадки) на границе;
- **Подавление многократно отраженных волн** при суммировании за счет разной кривизны годографов многократно и однократно отраженных волн;
- **Возможность определения эффективных скоростей** с помощью процедуры скоростного анализа;
- **Хорошая вертикальная и горизонтальная разрешающая способность;**
- **Высокая точность структурных построений.**

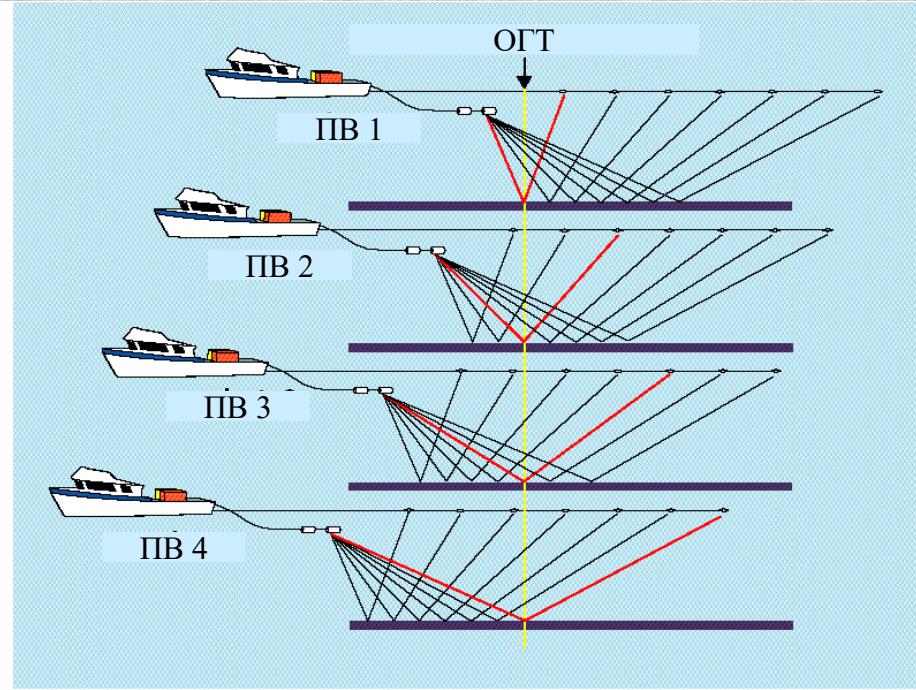
Недостатки МОВ-ОГТ:

- **Дороговизна;**
- **Времяемкие и трудоемкие полевая методика, обработка и интерпретация.**

Метод общей глубинной точки.



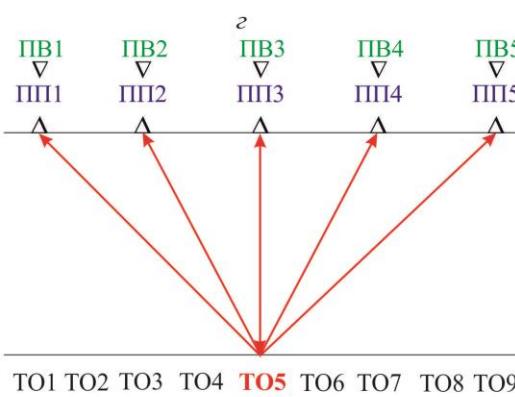
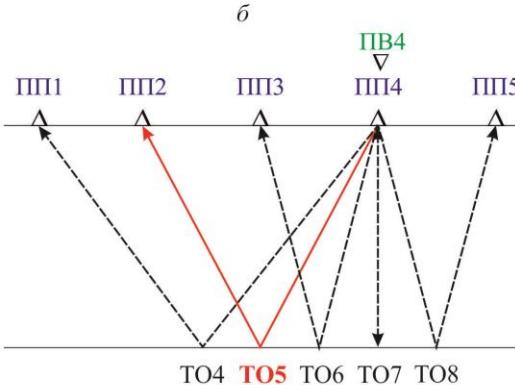
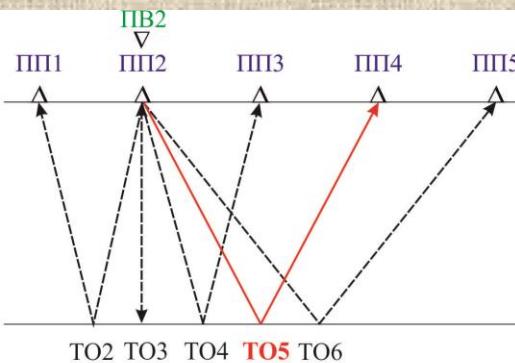
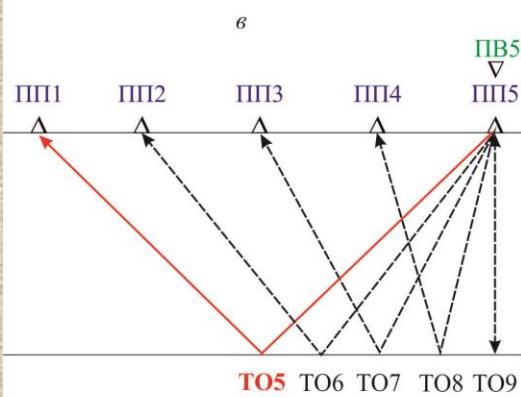
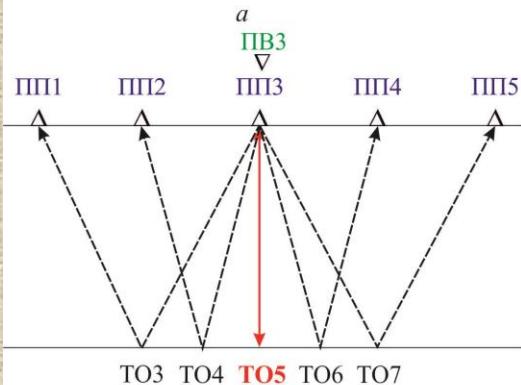
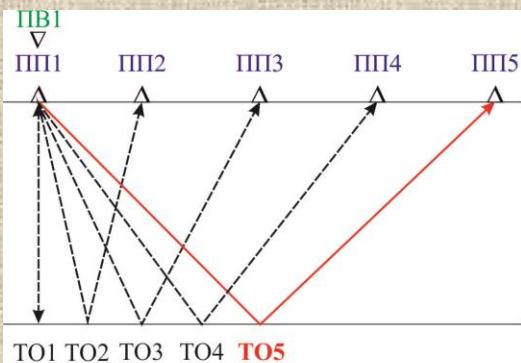
Простейшая реализация МОГТ для шести положений пары источник-приемник. S с индексами – положение источника, D с индексами – положение приемника.



Реализация МОГТ при морских многоканальных полевых наблюдениях. Красными линиями показаны лучи волн, отраженных от общей глубинной точки (ОГТ).

Итогом проведения полевых работ на сейсмическом профиле методом ОГТ является набор сейсмограмм ОПВ. Сейсмограммы ОГТ формируются путем выборок отдельных трасс из полученных полевых сейсмограмм ОПВ, соответствующих некоторой глубинной точке.

Метод общей глубинной точки.



Формирование сейсмограмм ОГТ для пяти ПП и пяти ПВ (ПП и ПВ совмещены). Лучи отраженных от границы раздела волн, формирующие сейсмограммы ОПВ при различных положениях **пункта возбуждения (а - д)**, и лучи, формирующие сейсмограмму общей глубинной точки под номером 5 (**ТО5**)

(**е**). Лучи отраженных волн показаны пунктирными линиями. Лучи отраженных волн, формирующие сейсмограмму общей глубинной точки под номером 5, показаны сплошной **красной** линией.

Общепринятые обозначения в геометрии данных, полученных по методу ОГТ:

TRACENO (№) – сквозной номер трассы;

SOU_X(Y) (м) – координата источника

REC_X(Y) (м) – координата приемника

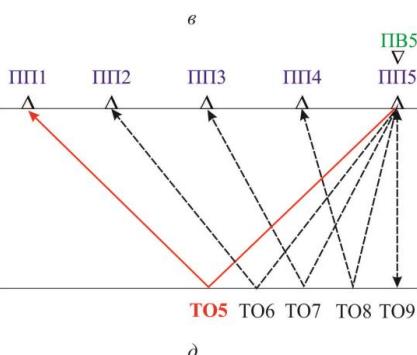
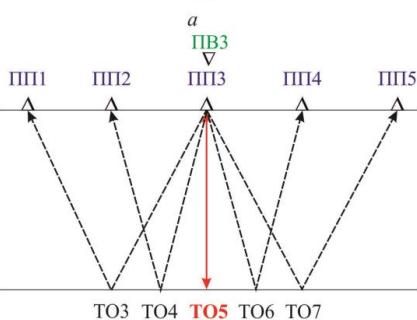
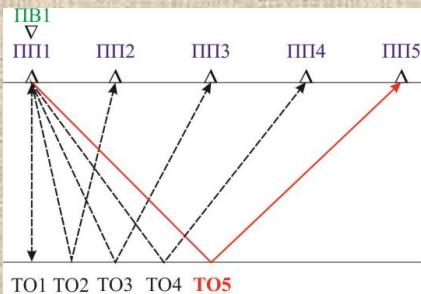
OFFSET (м) – удаление

CDP_X(Y) (м) – координата ОГТ

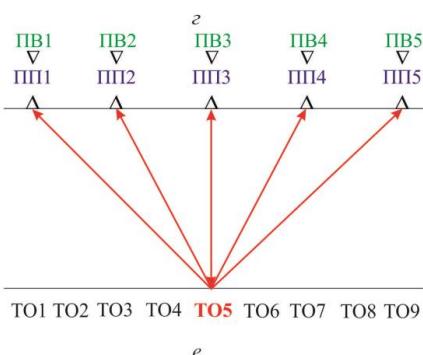
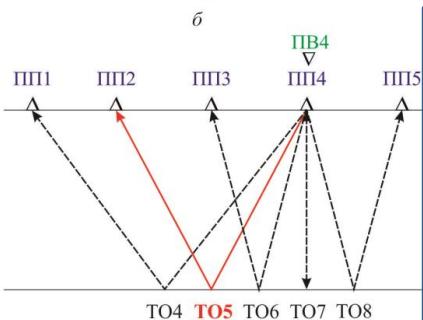
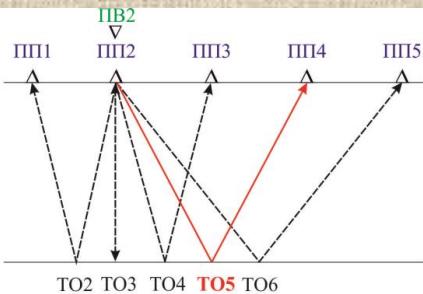
CDP (№) – номер ОГТ

Количество уникальных пар источник-приемник определяют **кратность** перекрытий в МОВ-ОГТ. Кратность минимальна на краях расстановки, увеличиваясь до максимального значения в середине.

Метод общей глубинной точки.



К расчету параметров геометрии данных МОВ-ОГТ. Шаг ПП=2 м.



$$\text{TOTAL TRACES} = [N_R] \times [N_S]$$

$$\text{OFFSET} = [\text{REC}_X] - [\text{SOU}_X]$$

$$\text{CDP}_X = \frac{1}{2}([\text{REC}_X] + [\text{SOU}_X])$$

Заголовок	ПВ1 (трассы)	ПВ2 (трассы)	ПВ3 (трассы)	ПВ4 (трассы)	ПВ5 (трассы)
TRACENO	1 2 3 4 5	6 7 8 9 10	11 12 13 14 15	16 17 18 19 20	21 22 23 24 25
SOU X	0 0 0 0 0	2 2 2 2 2	4 4 4 4 4	6 6 6 6 6	8 8 8 8 8
REC X	0 2 4 6 8	0 2 4 6 8	0 2 4 6 8	0 2 4 6 8	0 2 4 6 8
OFFSET	0 2 4 6 8	-2 0 2 4 6	-4 -2 0 2 4	-6 -4 -2 0 2	-8 -6 -4 -2 0
CDP X	0 1 2 3 4	1 2 3 4 5	2 3 4 5 6	3 4 5 6 7	4 5 6 7 8
CDP	1 2 3 4 5	2 3 4 5 6	3 4 5 6 7	4 5 6 7 8	5 6 7 8 9

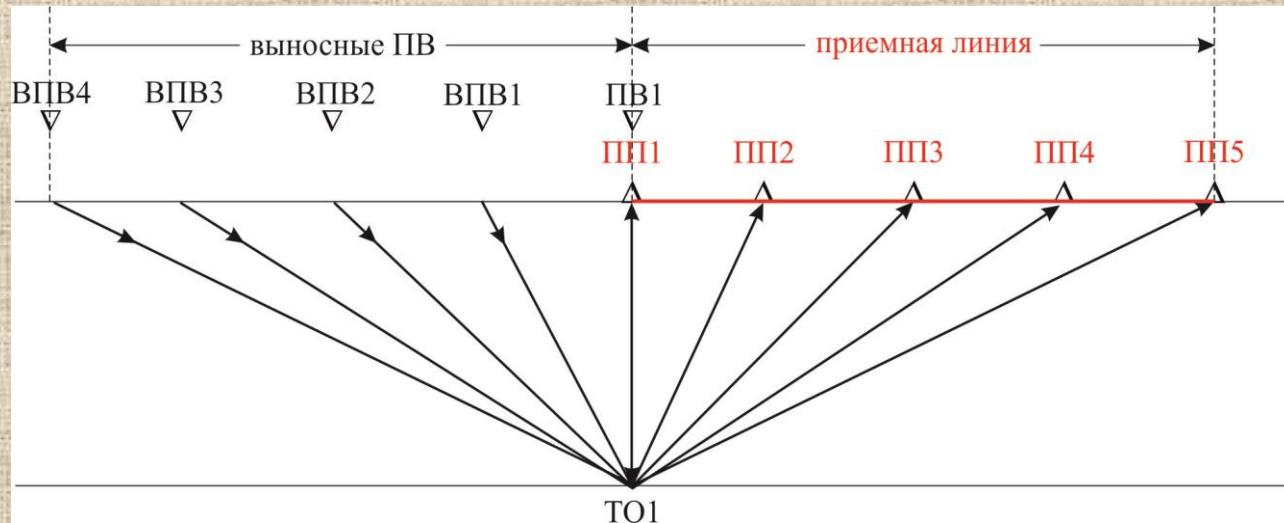
Формирование сейсмограмм ОПВ и ОГТ:

ОПВ: [SOU_X]:[REC_X]

ОГТ: [CDP_X]:[OFFSET]

При совпадении ПВ и ПП общее количество ОГТ в пределах расстановки $(2N-1)$, где N -число ПП в расстановке.

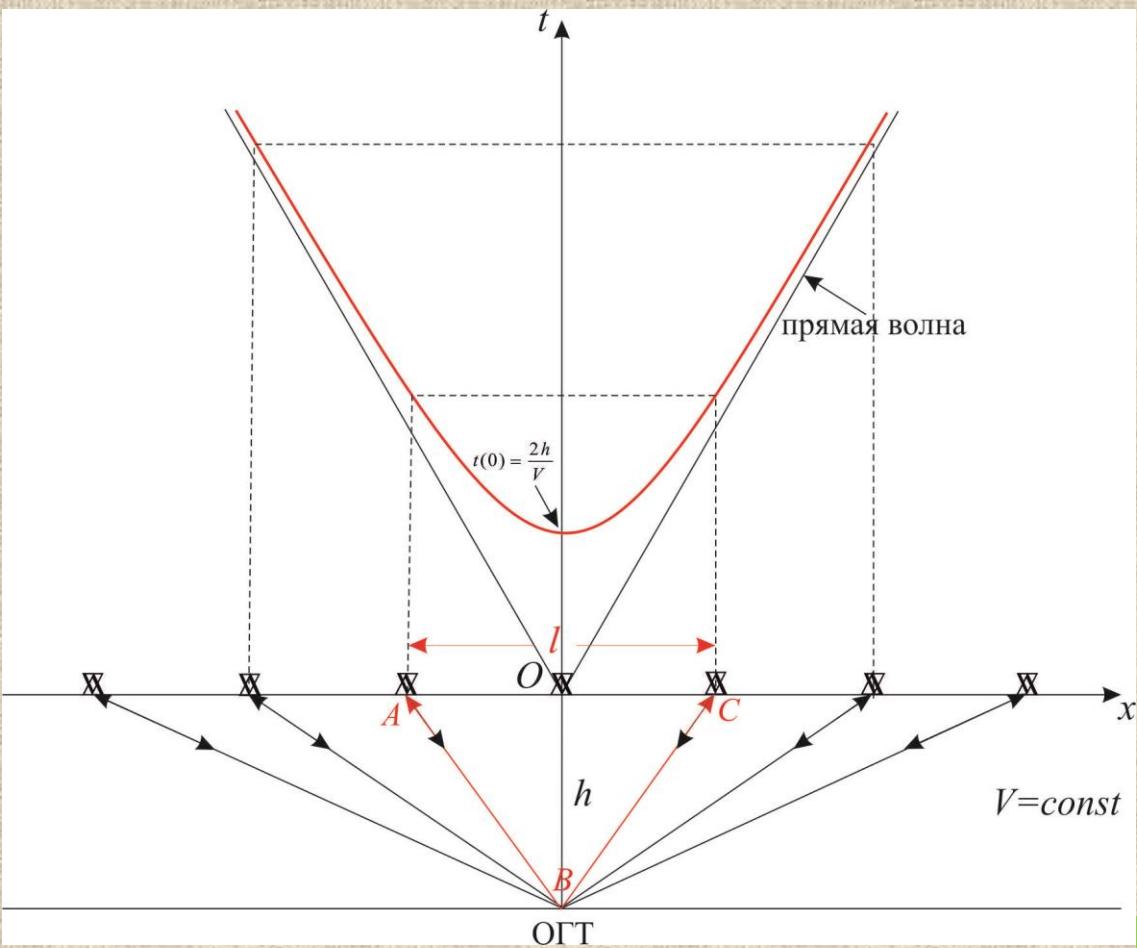
Метод общей глубинной точки.



Достижение максимальной кратности на первом канале (ПП1) с соответствующей точкой отражения (ТО1) путем добавления выносных пунктов возбуждения. ПП1, ПП2,..., ПП5 – пункты приема, ПВ1 – пункт возбуждения в пределах приемной линии, ВПВ1,..., ВПВ4 – выносные пункты возбуждения за пределами приемной линии.

При совпадении ПВ и ПП для достижения максимальной кратности на крайних каналах необходимо сделать ($N-1$) выносных ПВ с каждой стороны от приемной линии (N -число ПП в расстановке).

Годограф ОГТ и его свойства.



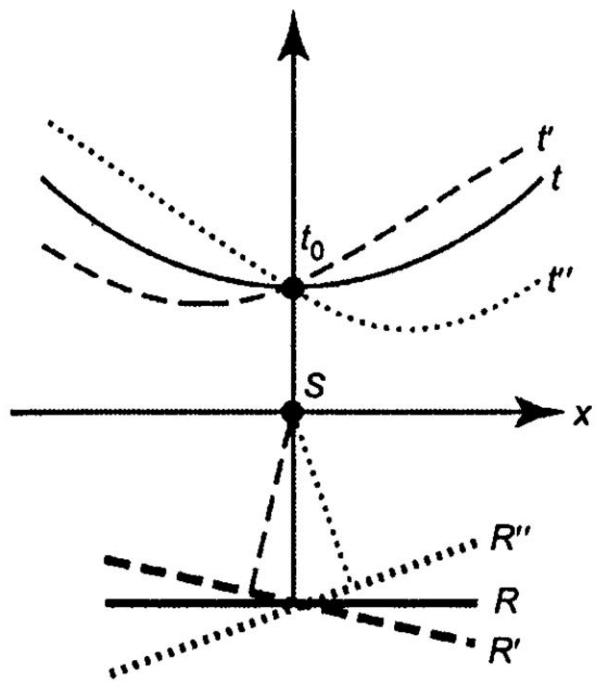
Лучевые траектории и линейный годограф ОГТ для горизонтальной границы раздела.

Положение минимума годографа ОГТ не зависит от наклона границы в отличие от годографа ОПВ, минимум которого смещается по восстанию границы.

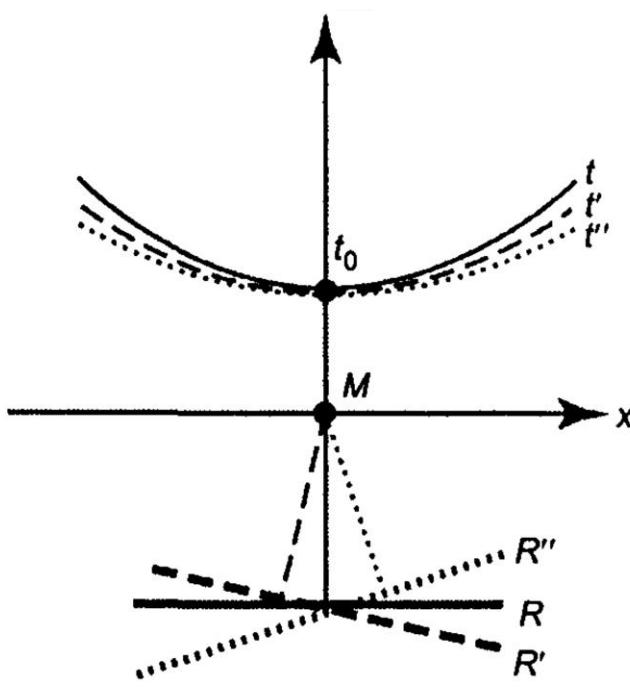
Годограф ОГТ и его свойства.

$$V_{OGT} = \frac{V}{\cos \varphi}$$

a



б



Годограф ОПВ (а) и годограф ОГТ (б) в случае наклонной границы (по Боганик Г.Н. и др., 2006).

Кривизна годографа ОГТ определяется углом наклона границы: чем больше угол, тем меньше кривизна годографа ОГТ (больше скорость V_{OGT}).

Принципиальная схема получения временного разреза ОГТ.

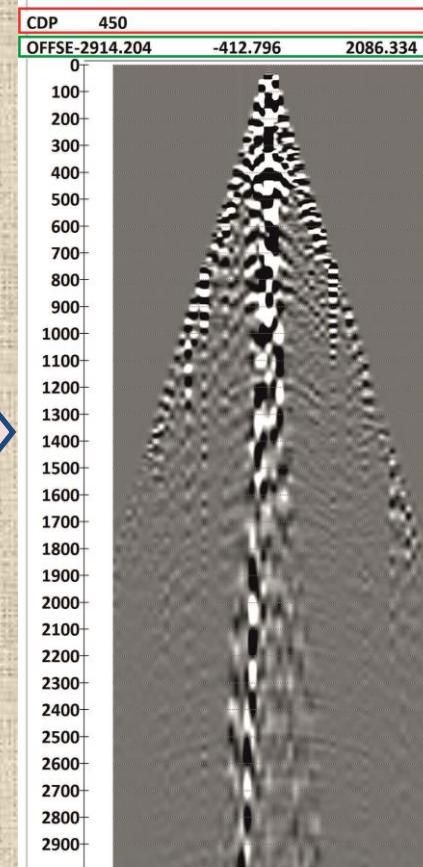
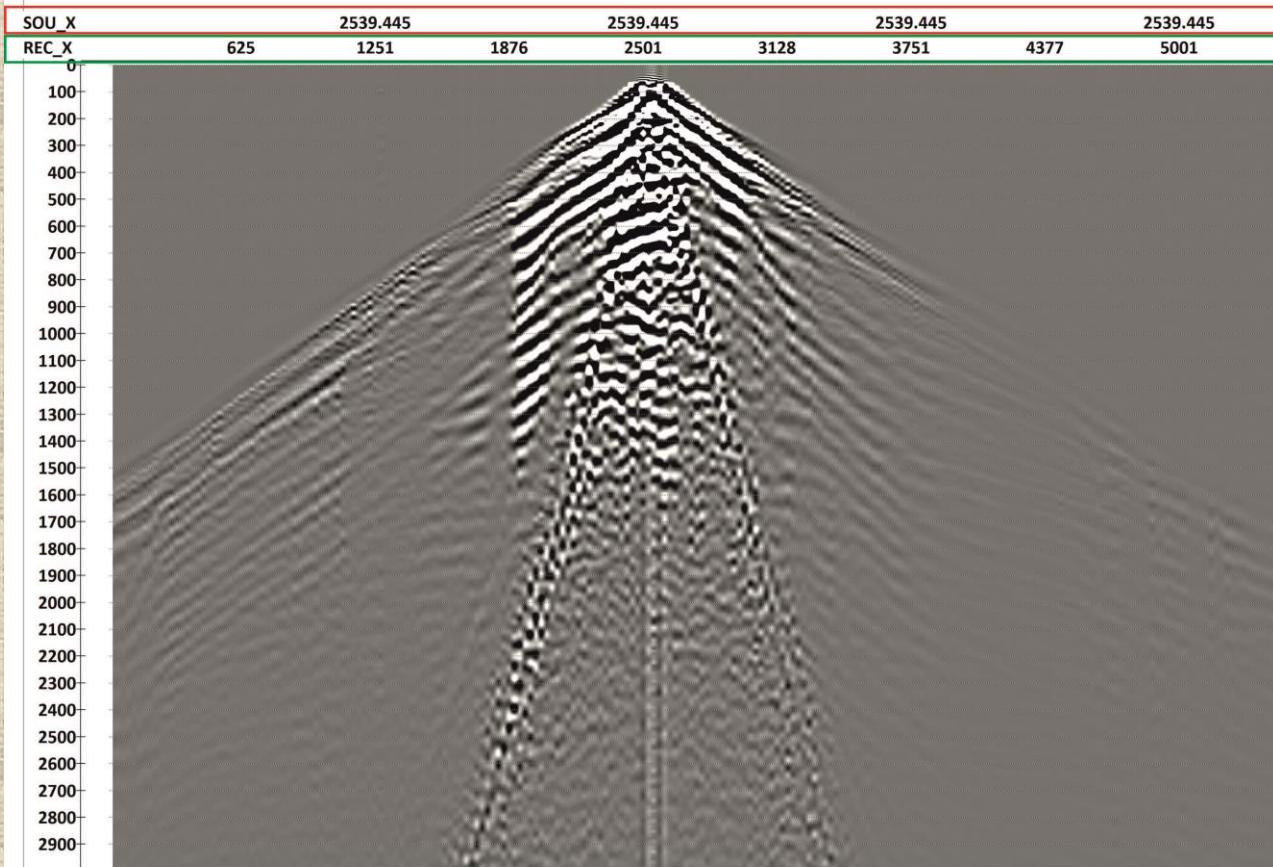


Принципиальная схема обработки данных сейсморазведки МОВ-ОГТ.

Принципиальная схема получения временного разреза ОГТ.

1. СЕЙСМОГРАММЫ
ОПВ

2. СЕЙСМОГРАММЫ
ОГТ



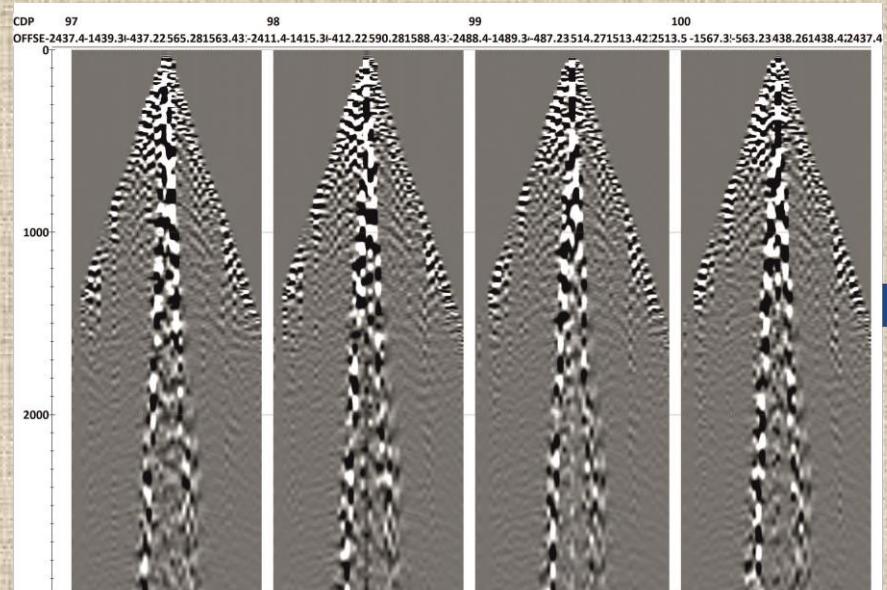
Сейсмограмма ОПВ.

Сейсмограмма ОГТ после сортировки трасс.

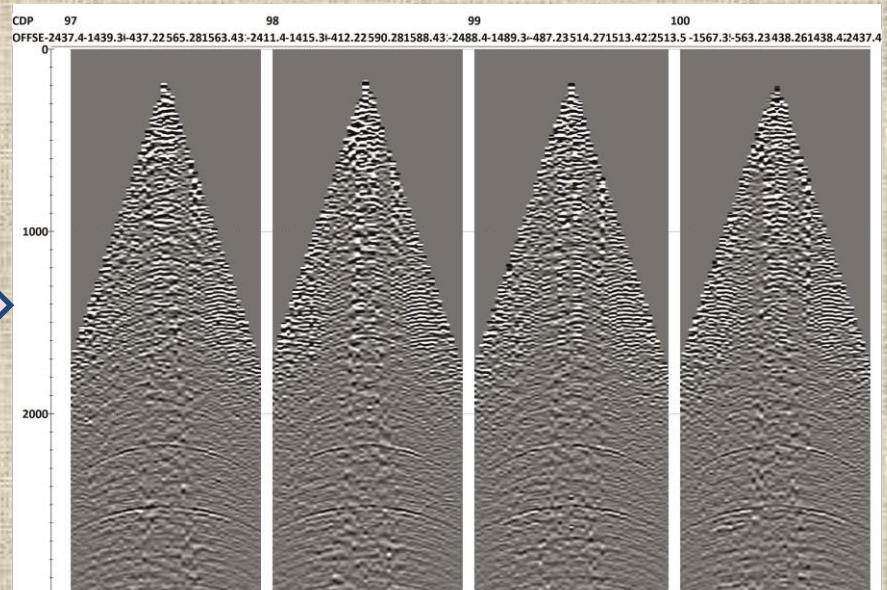
Принципиальная схема получения временного разреза ОГТ.

2. СЕЙСМОГРАММЫ ОГТ

3. ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА СЕЙСМОГРАММ ОГТ



Сейсмограммы ОГТ до предварительной математической обработки.



Сейсмограммы ОГТ после предварительной математической обработки.

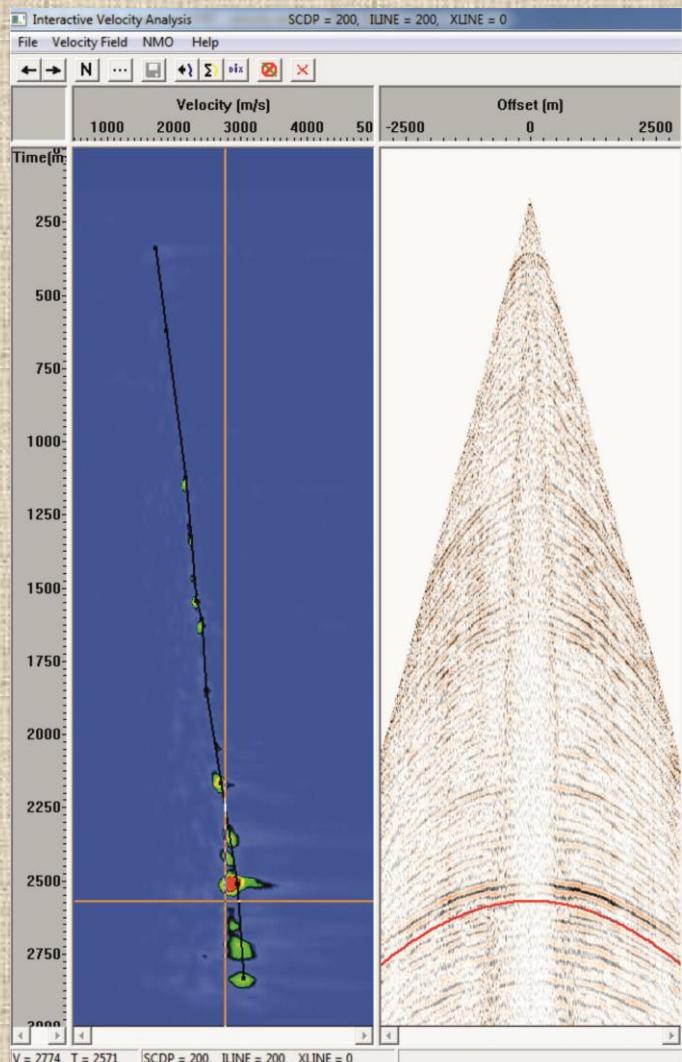
Принципиальная схема получения временного разреза ОГТ.

3. ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ
МАТЕМАТИЧЕСКАЯ
ОБРАБОТКА
СЕЙСМОГРАММ ОГТ

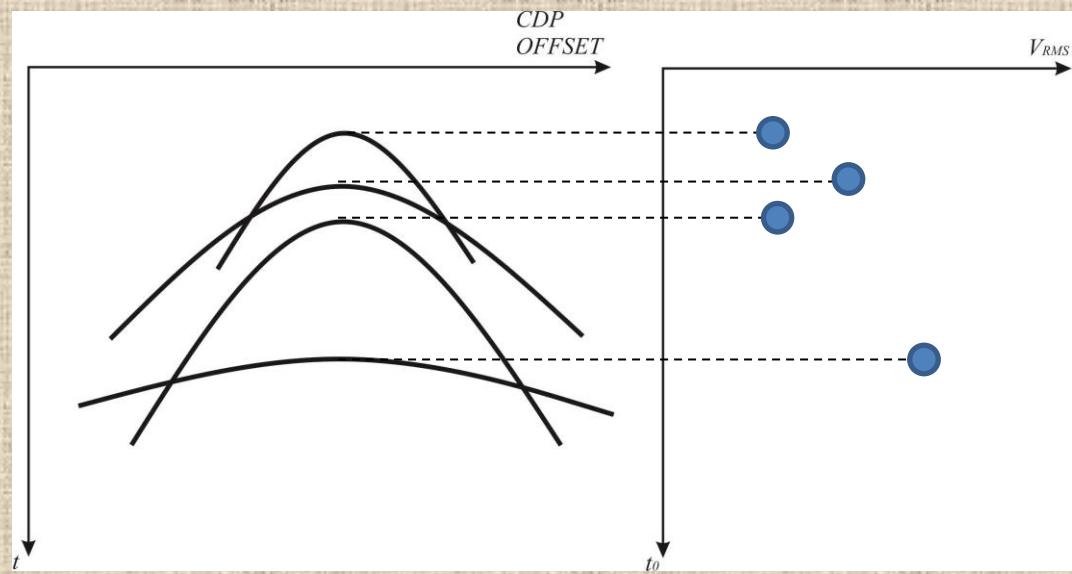
4. СКОРОСТНОЙ
АНАЛИЗ

Скоростной анализ - процедура

определения эффективных скоростей по
наблюденным годографам отраженных волн.



Окно скоростного анализа с подобранным
скоростным законом.

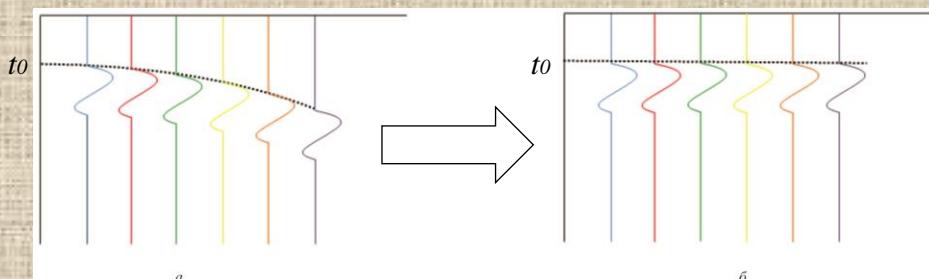


Пример: максимумы в окне скоростного анализа для заданных
наблюденных годографов отраженных волн на сейсмограмме ОГТ.

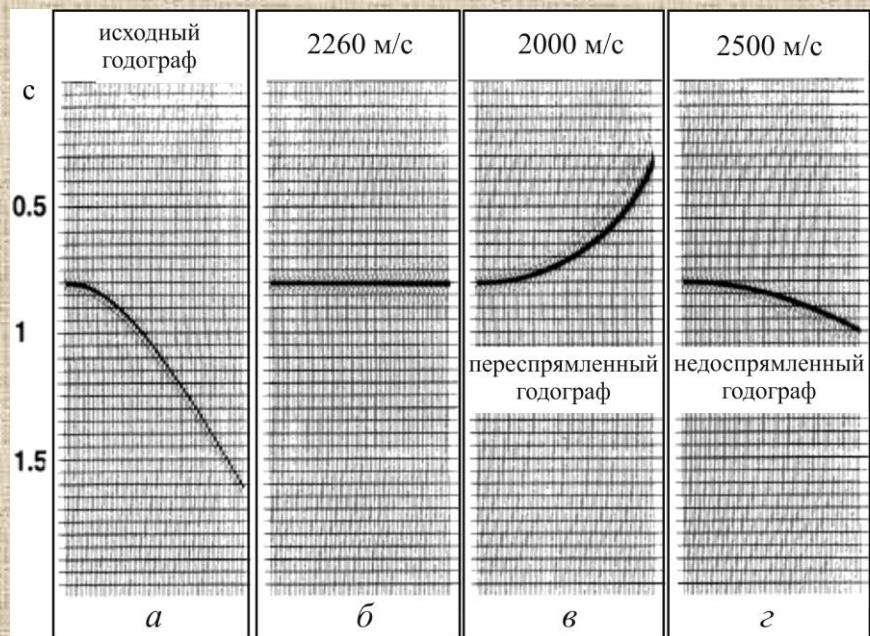
Принципиальная схема получения временного разреза ОГТ.

4. СКОРОСТНОЙ АНАЛИЗ

5. ВВОД КИНЕМАТИЧЕСКИХ ПОПРАВОК



Трассы сейсмограммы ОГТ до (a) и после (б) ввода кинематической поправки.



Кинематическая поправка (NMO)- временной сдвиг, который вводится в каждую трассу, формирующую сейсмограмму ОГТ, так, чтобы гидограф отраженной волны трансформировался в линию, имеющую время t_0 .

$$t(l) = \frac{l^2}{2V^2 t_0}$$

Здесь: l – удаление, V – эффективная скорость, определяемая по гидографу отраженной волны на сейсмограмме ОГТ, t_0 – время пробега сейсмической волны по нормальному лучу.

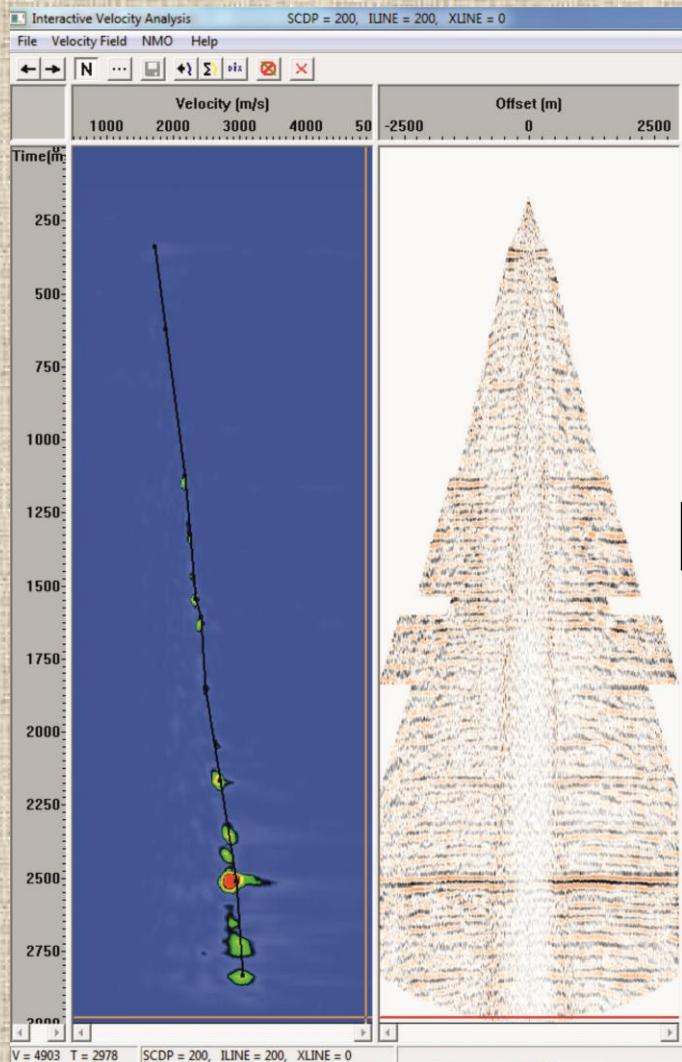
Гидограф отраженной волны на синтетической сейсмограмме ОГТ после ввода кинематических поправок с различной эффективной скоростью: а – исходный гидограф; б – использована скорость 2260 м/с; в - использована скорость 2000 м/с; г - использована скорость 2500 м/с. По оси ординат отложено время в сек (по О. Уилмаз, 1986).

Принципиальная схема получения временного разреза ОГТ.

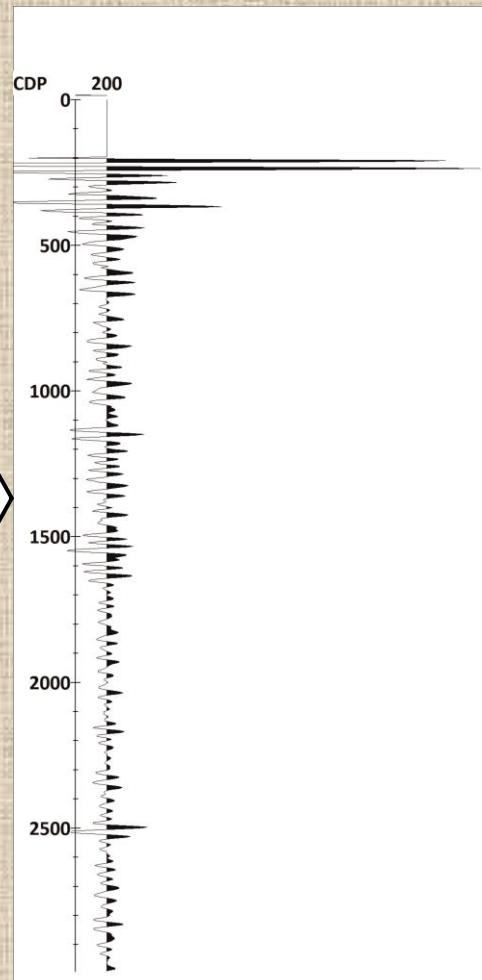
5. ВВОД КИНЕМАТИЧЕСКИХ ПОПРАВОК

6. СУММИРОВАНИЕ ПО ОГТ

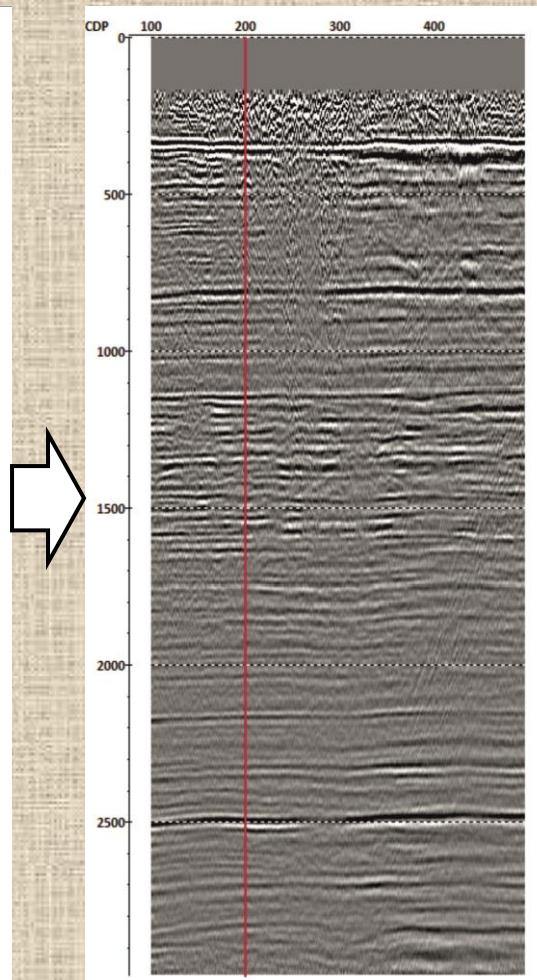
7. ВРЕМЕННОЙ РАЗРЕЗ



Окно скоростного анализа после ввода
кинематической поправки.

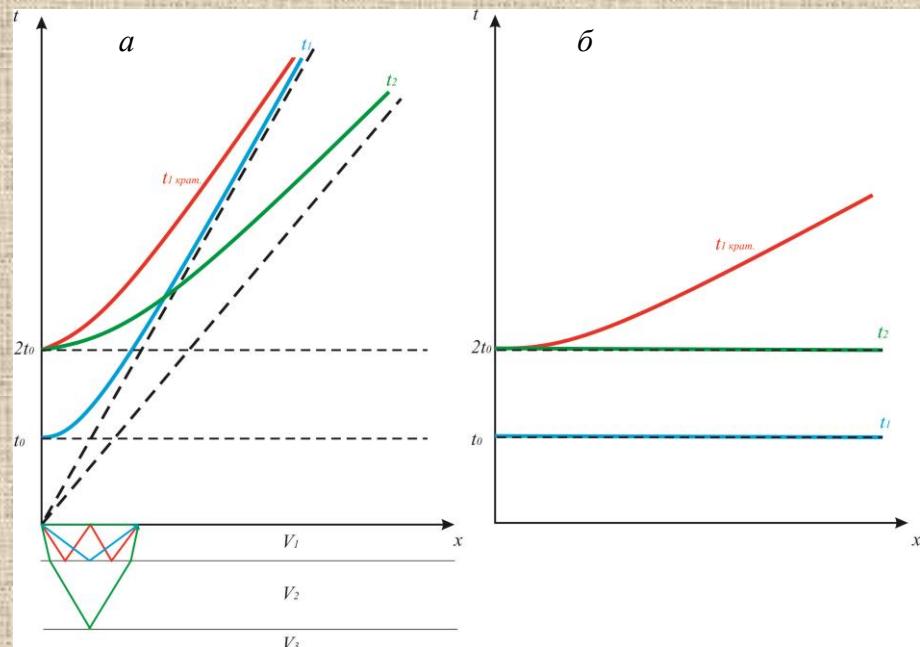


Результат суммирования всех
трасс одной сейсмограммы
ОГТ.

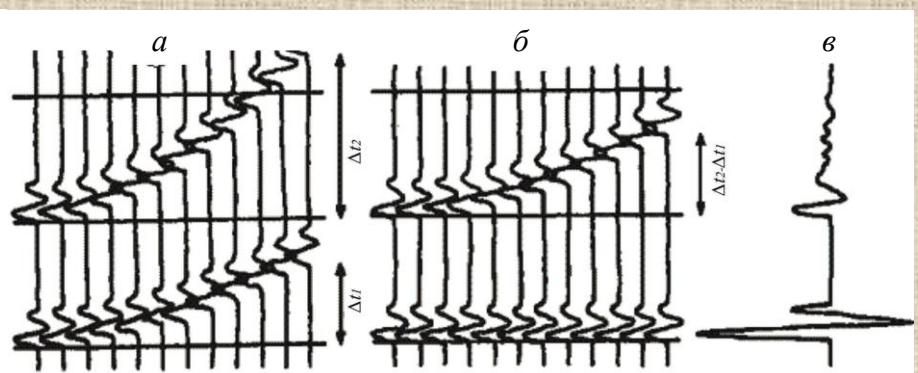


Суммотрассы ОГТ,
расположенные в порядке
возрастания номера ОГТ.

Подавление многократно отраженных волн.



Трансформация годографов однократно (t_1 (синий годограф) и t_2 (зеленый годограф)) и двукратно отраженных волн ($t_{1 \text{ крам.}}$ (красный годограф)) после ввода кинематической поправки для трехслойной модели среды с постоянными скоростями (скорость с глубиной возрастает): *а* – исходные годографы отраженных волн; *б* – те же годографы после ввода кинематических поправок с эффективными скоростями, определенными по годографам t_1 и t_2 .



Ансамбли трасс однократно и двукратно отраженных волн на близких временах до и после ввода кинематической поправки:

а – исходные годографы однократно (внизу) и двукратно отраженных волн (вверху); *б* – те же годографы после ввода кинематической поправки с эффективной скоростью, определенной по годографу однократно отраженной волны; *в* – суммарная сейсмопрессия с усиленным сигналом однократно отраженной волны и ослабленным сигналом двукратно отраженной волны (по Гайнанов В.Г., 2006).



МЕТОДИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

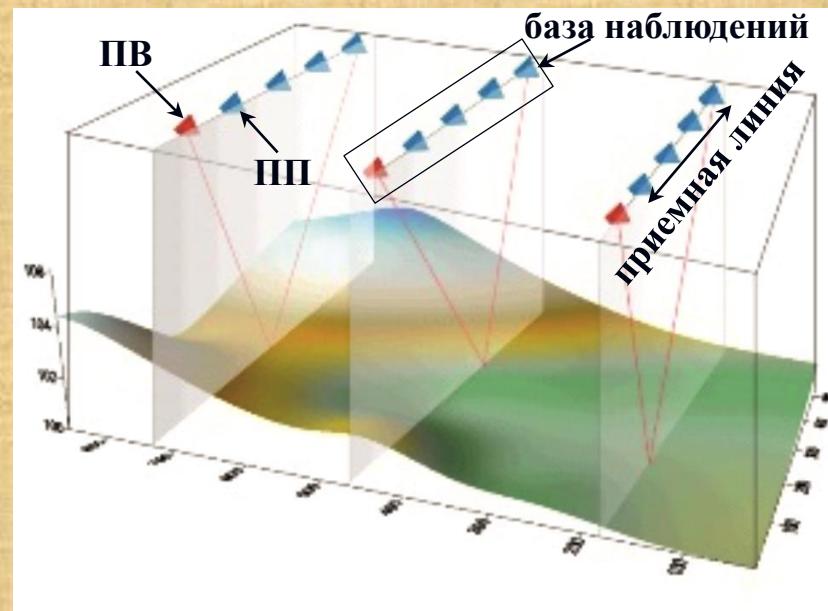
- **Системы наблюдений в сейсморазведке;**
- **Параметры систем наблюдения в сейсморазведке МОВ и МПВ.**

Проектирование методики сейсмических наблюдений определяется ответами на следующие вопросы:

- ✓ Каким методом проводятся сейсмические исследования?
- ✓ Какой используется тип волн?
- ✓ Где проводятся сейсмические наблюдения: на площади или вдоль линии?
- ✓ Какой шаг/количество ПП и ПВ?
- ✓ Сколько используется выносных ПВ?
- ✓ Каково взаимное расположение ПВ и ПП?
- ✓ Сколько возбуждений сигнала (накоплений) производится на одном ПВ?
- ✓ Сколько приборов находится в группе на одном ПП?
- ✓ Какие используются параметры регистрации сигнала?
- ✓ Где возбуждается сигнал: на поверхности, в воде или в скважине? Какова глубина заложения заряда?

Ответы на эти вопросы определяют **общий принцип проектирования** методики полевых наблюдений в сейсморазведке: обеспечение достаточной информативностью (возможностью прослеживания целевых регулярных волн) сейсмических записей при минимальных затратах на их получение.

Системой наблюдений (СН) называют взаимное расположение пунктов возбуждения (ПВ) и пунктов приема (ПП) колебаний. Она образуется при последовательном перемещении **базы наблюдений**, которая состоит из сейсмической расстановки и сейсмических источников. **Сейсмическая расстановка (приемная линия)** – это совокупность всех пунктов (точек) приема, в которых одновременно записывают колебания от единого источника. Поскольку источники и приемники приурочены к отдельным точкам пространства, общим свойством систем наблюдений является их **дискретность** (Г.Н. Боганик, И.И. Гурвич, 2006).



Элементы системы сейсмических наблюдений.

Системы наблюдений характеризуются:

- 1. Размерностью.** Определяется пространственным расположением ПП и ПВ.
- 2. Компонентностью.** Определяется количеством регистрируемых компонент волнового поля.
- 3. Регулярностью.** Определяется плотностью ПП и ПВ на единицу исследуемой площади.
- 4. Конфигурацией.** Определяется конкретным типом взаимного расположения ПП и ПВ.

Системы наблюдений в сейсморазведке.

1. Размерность систем наблюдения

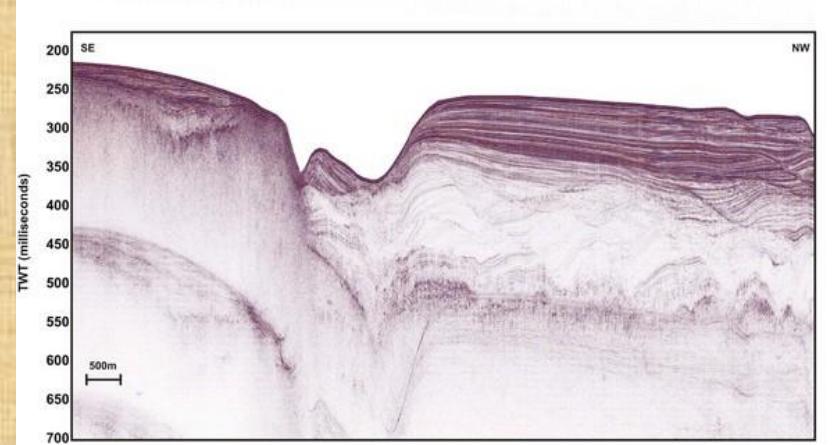
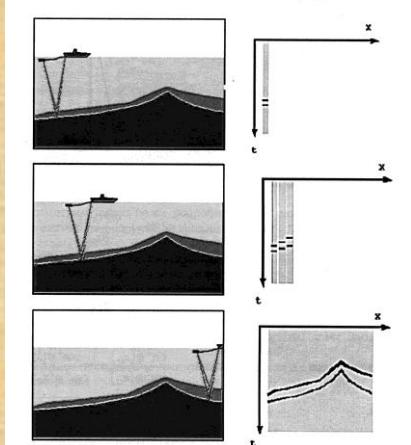
1D сейсморазведка

2D сейсморазведка

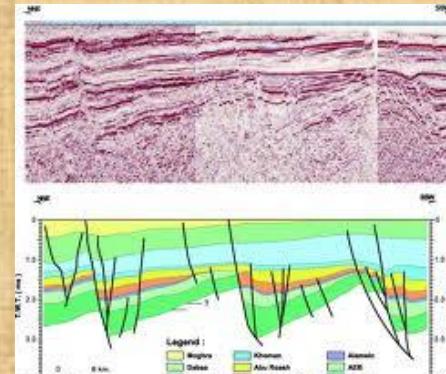
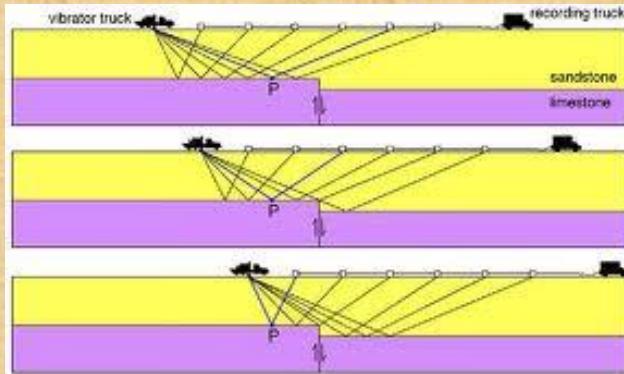
2.5D сейсморазведка

4D сейсморазведка

1D сейсморазведка
(одноканальные
наблюдения)



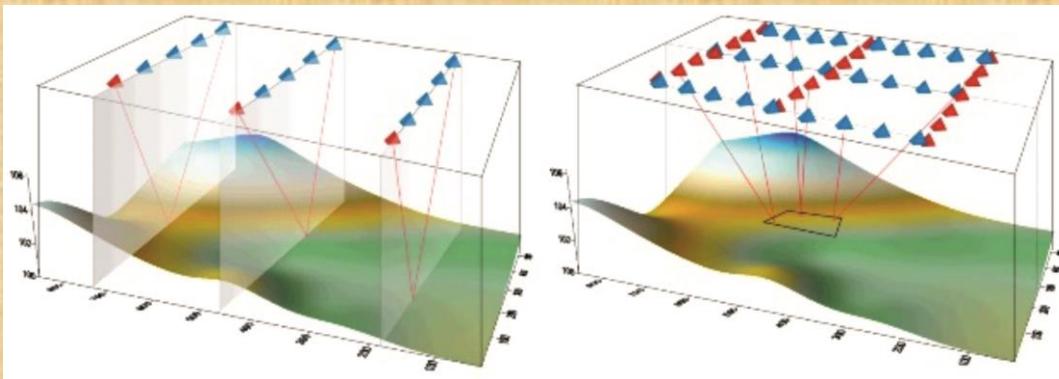
2D сейсморазведка
(многоканальные
наблюдения вдоль
профиля)



Системы наблюдений в сейморазведке.

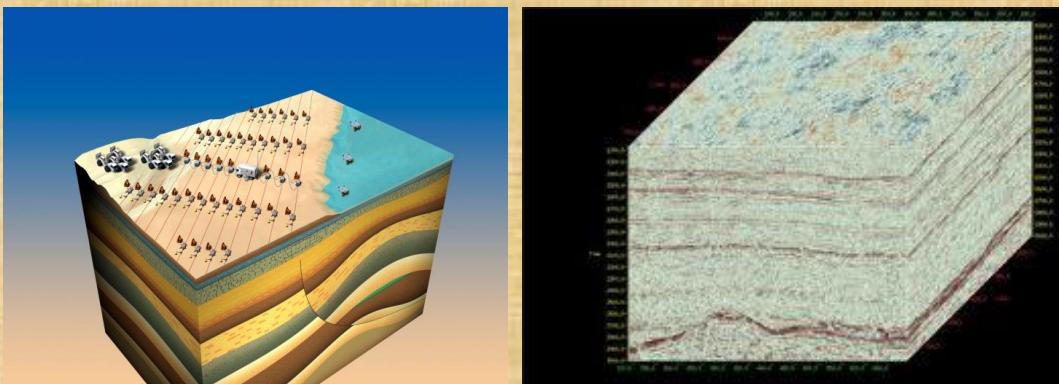
2.5D сейморазведка

(многоканальные наблюдения вдоль нескольких профилей на площади)



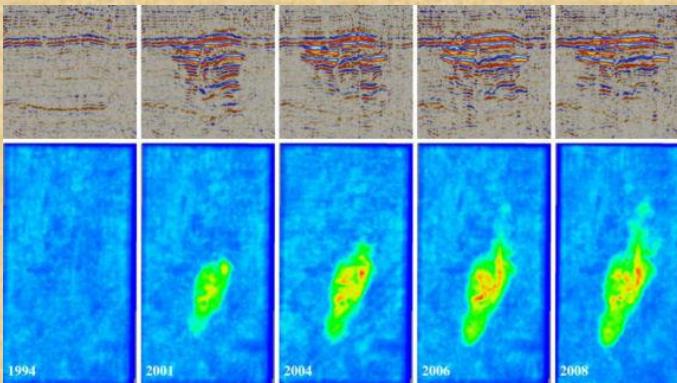
3D сейморазведка

(многоканальные наблюдения на площади)



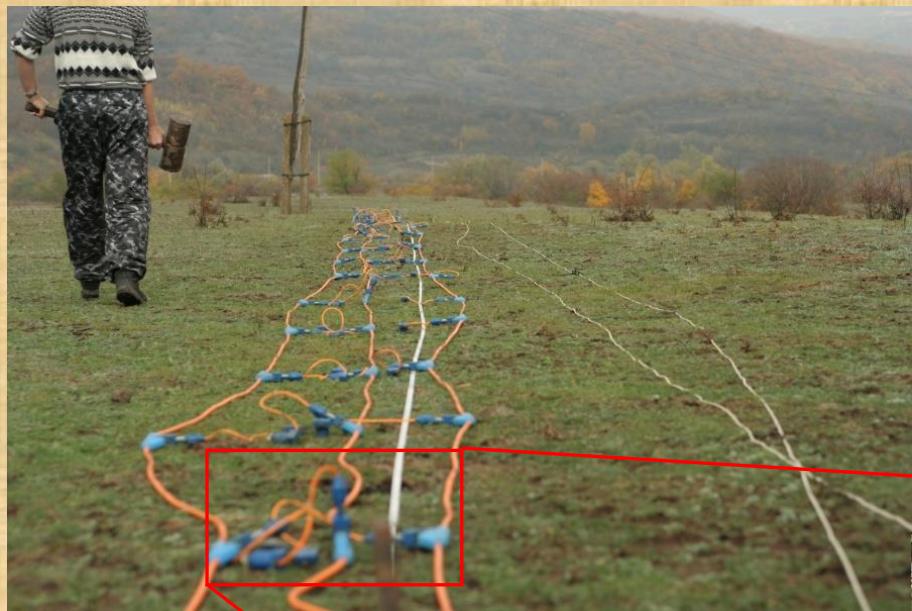
4D сейморазведка

(многоканальные наблюдения на площади во времени)



Системы наблюдений в сейсморазведке.

2. Компонентность системы наблюдения.



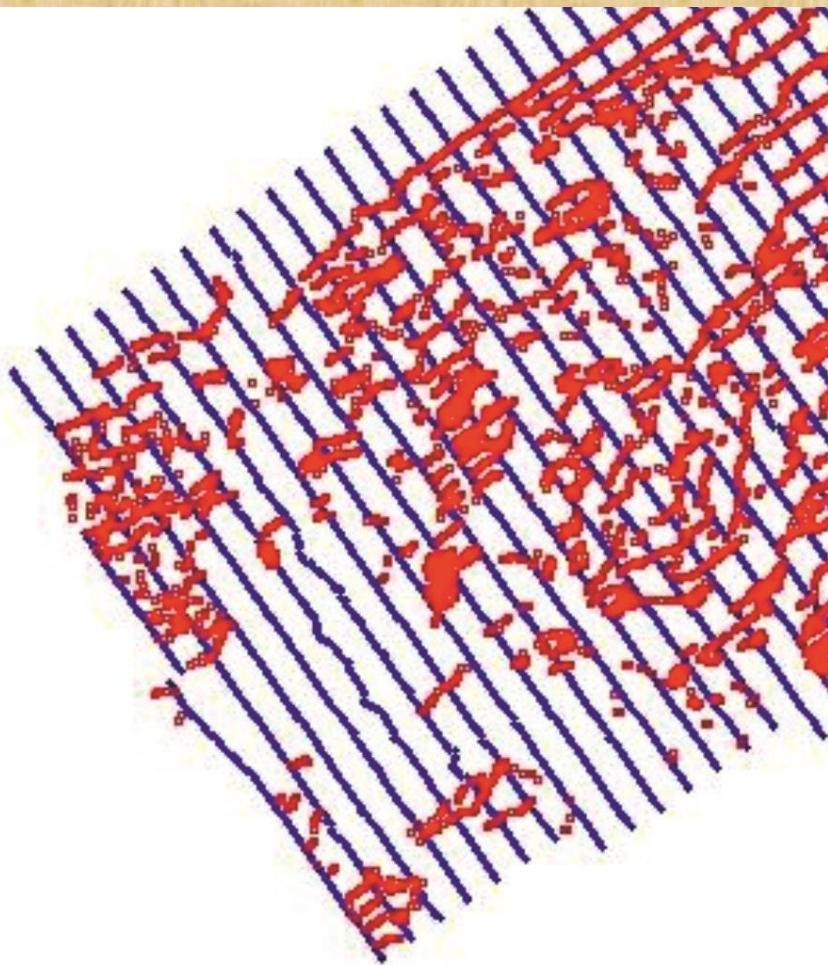
2D-9C сейсморазведка.

3 направления возбуждения x 3 направления приема=9C сейсморазведка.



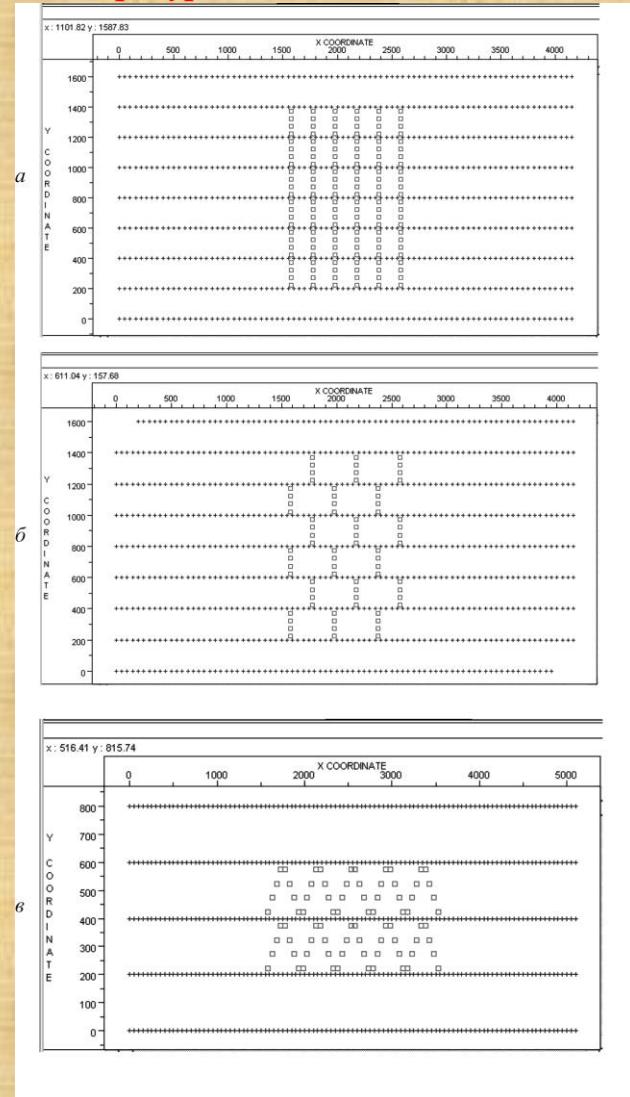
Геофоны, установленные на ПП, для регистрации P , SV и SH волн.

3. Регулярность системы наблюдения.



Нерегулярное расположение пунктов возбуждения (**красные точки**) при регулярном расположении пунктов приема (**синие точки**), связанное с присутствием на площади жилых построек (трехмерная сейсморазведка).

4. Конфигурация системы наблюдения.



Распространенные конфигурации систем наблюдения в 3D сейсморазведке: *a* – «крест», *b* - «кирпич», *c* – «зигзаг». На рисунке пункты приема показаны крестиками, пункты возбуждения – квадратиками.

Системы наблюдений в сейсморазведке.



Вид следов сейсмических профилей после 3D съемки с вертолета.

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.

Общие понятия:

1. Расстояние l от пункта приема до пункта возбуждения – **удаление** или **дистанция (offset)**: $l = x_{\text{пп}} - x_{\text{пв}}$
3D сейсморазведка:
$$l = \sqrt{(x_{\text{пп}} - x_{\text{пв}})^2 + (y_{\text{пп}} - y_{\text{пв}})^2}$$
2. Длина установки L , содержащей N пунктов приема: $L = (N - 1)\Delta x_{\text{пп}}$
3. Координата средней точки (МОГТ): $x_{\text{OCT}} = \frac{x_{\text{пп}} + x_{\text{пв}}}{2}$
4. Шаг ОГТ по координате x (горизонтальная граница): $\Delta x_{\text{огт}} = \frac{1}{2} |x_{\text{пп}} - x_{\text{пв}}|$.

Минимальный набор параметров систем наблюдения, выбираемых при проектировании любых полевых 2D работ:

1. Шаг (количество) ПП;
2. Шаг (количество) ПВ;
3. Количество (шаг) выносных ПВ;
4. Количество накоплений сигнала;
5. Тип сейсмических волн;
6. Параметры регистрации.

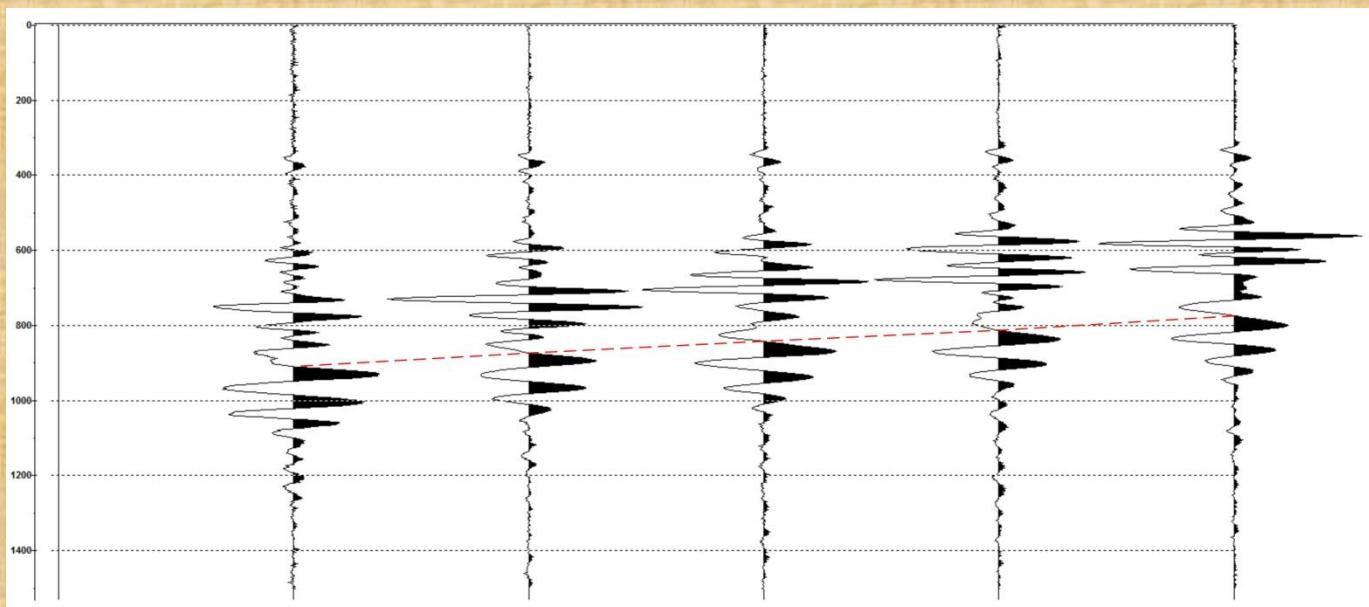
1. Шаг между ПП.

Выбор шага ПП выбирается из следующих соображений:

1. Возможность фазовой корреляции полезной волны;
2. Требуемая детальность исследований;
3. Требуемая точность определения скоростей.

Фазовая корреляция волн от трассы к трассе осуществляется по совокупности динамических и кинематических признаков (Гайнанов В.Г., 1988):

- подобие формы сигнала от трассы к трассе;
- плавное изменение амплитуды (уменьшение) коррелируемой волны по мере удаления от источника;
- плавное изменение видимого периода коррелируемой волны по мере удаления от источника.

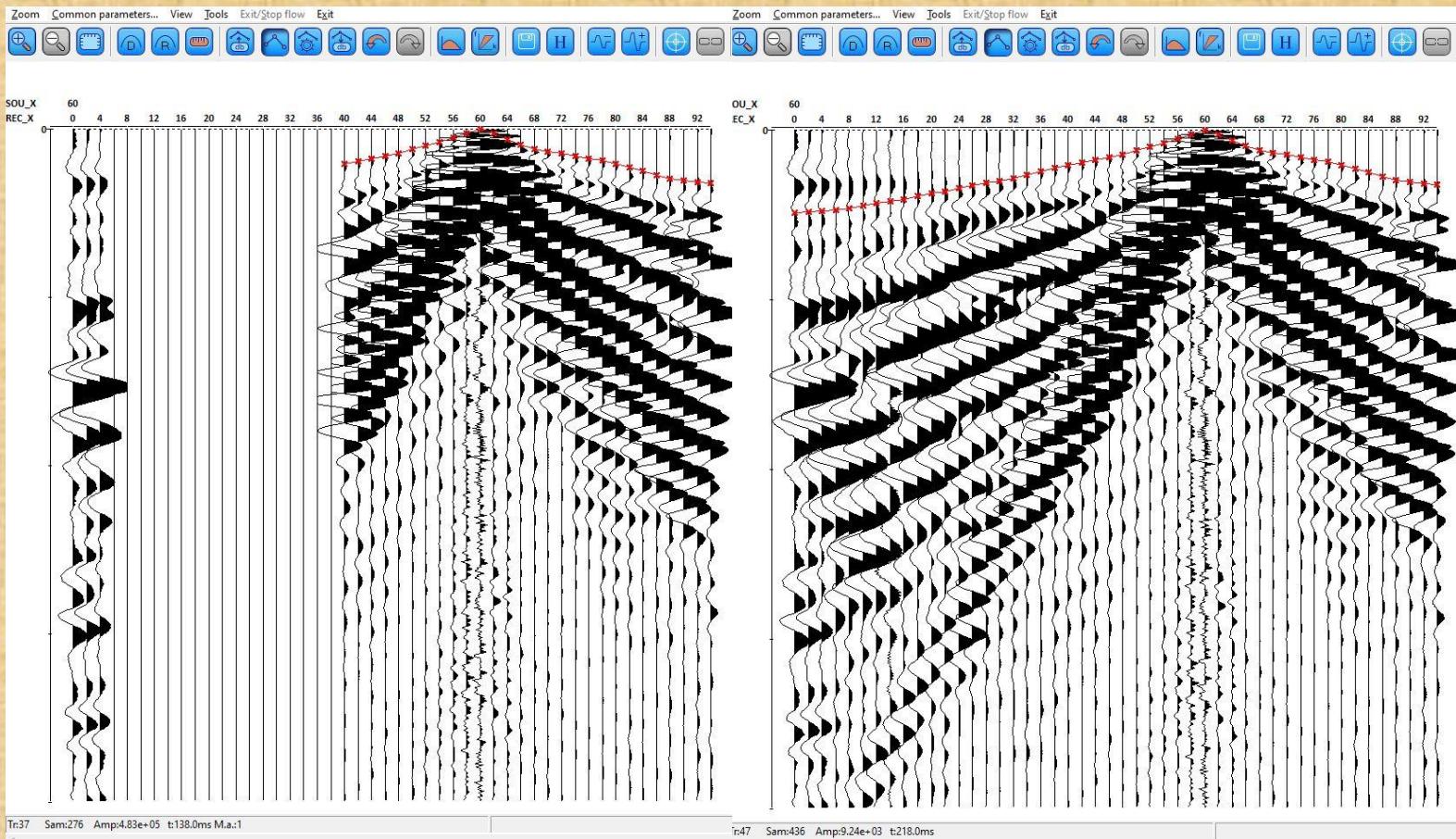


Пример фазовой корреляции регулярной волны от трассы к трассе (красная пунктирная линия).

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.

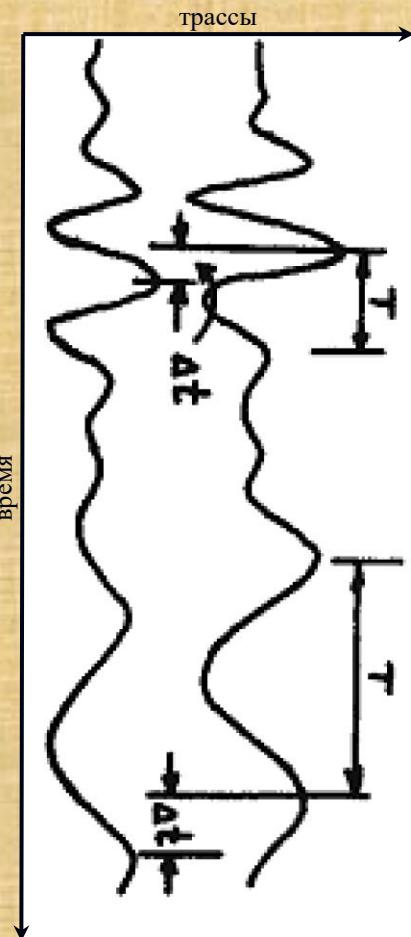
Фазовая корреляция волн от трассы к трассе осуществляется по совокупности динамических и кинематических признаков (Гайнанов В.Г., 1988):

- подобие формы сигнала от трассы к трассе;
- плавное изменение амплитуды (уменьшение) коррелируемой волны по мере удаления от источника;
- плавное изменение видимого периода коррелируемой волны по мере удаления от источника.



К вопросу фазовой корреляции волн от трассы к трассе.

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.



1. Шаг ПП определяется возможностью фазовой корреляции полезной волны на сейсмограмме от трассы к трассе. Принимается, что временные сдвиги между максимумами полезной волны не должны превышать половины видимого периода этой волны:

$$\Delta t \leq \frac{1}{2} T_e ,$$

а максимальный шаг между пунктами приема не должен превышать половины видимой длины волны регистрируемых импульсов.

$$\Delta x_{PP} \leq \frac{1}{2} \lambda_e$$
$$\Delta x_{PP} \leq V^* \frac{T_e}{2}$$

Чтобы фазовая корреляция не вызывала трудностей, шаг наблюдений выбирается минимальный, рассчитанный для самой высокочастотной волны с наименьшей кажущейся скоростью.

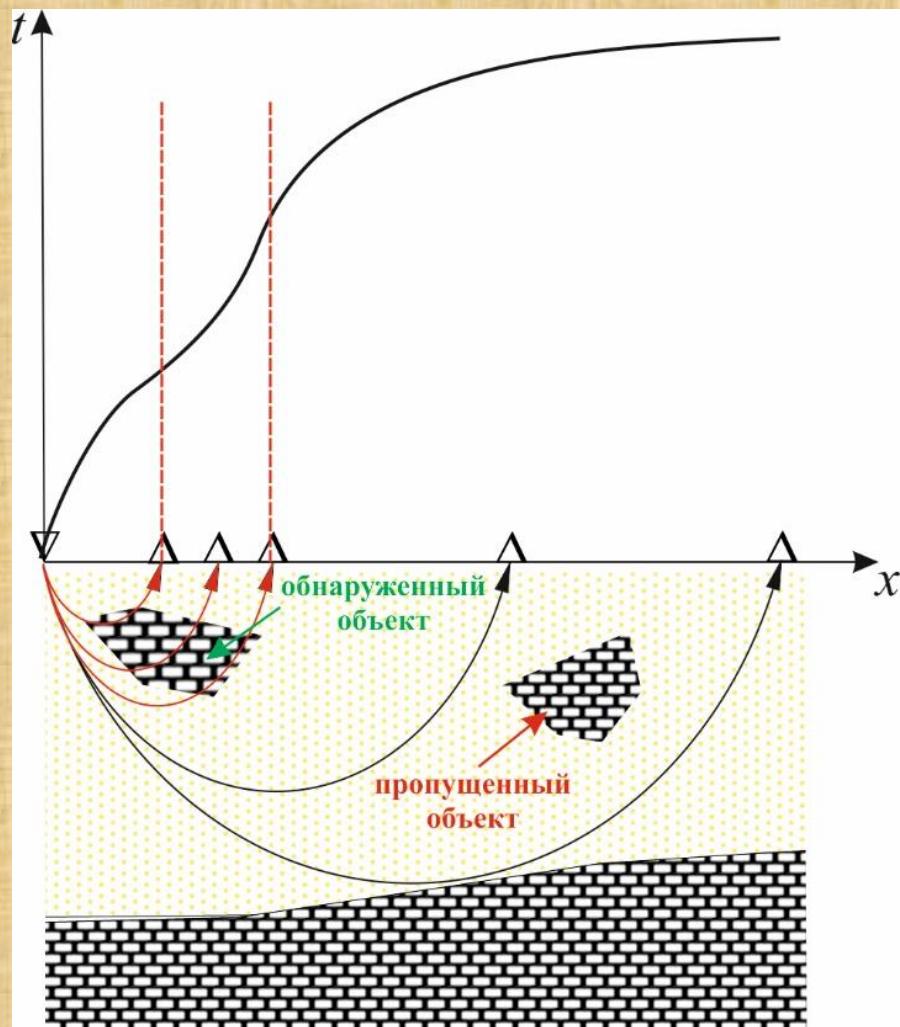
Пример:

$$f=50 \text{ Гц}$$
$$V^*=1000 \text{ м/с}$$
$$\rightarrow V^* \frac{T_e}{2} = 1000 \times \frac{0.02}{2} = 10 \text{ м}$$

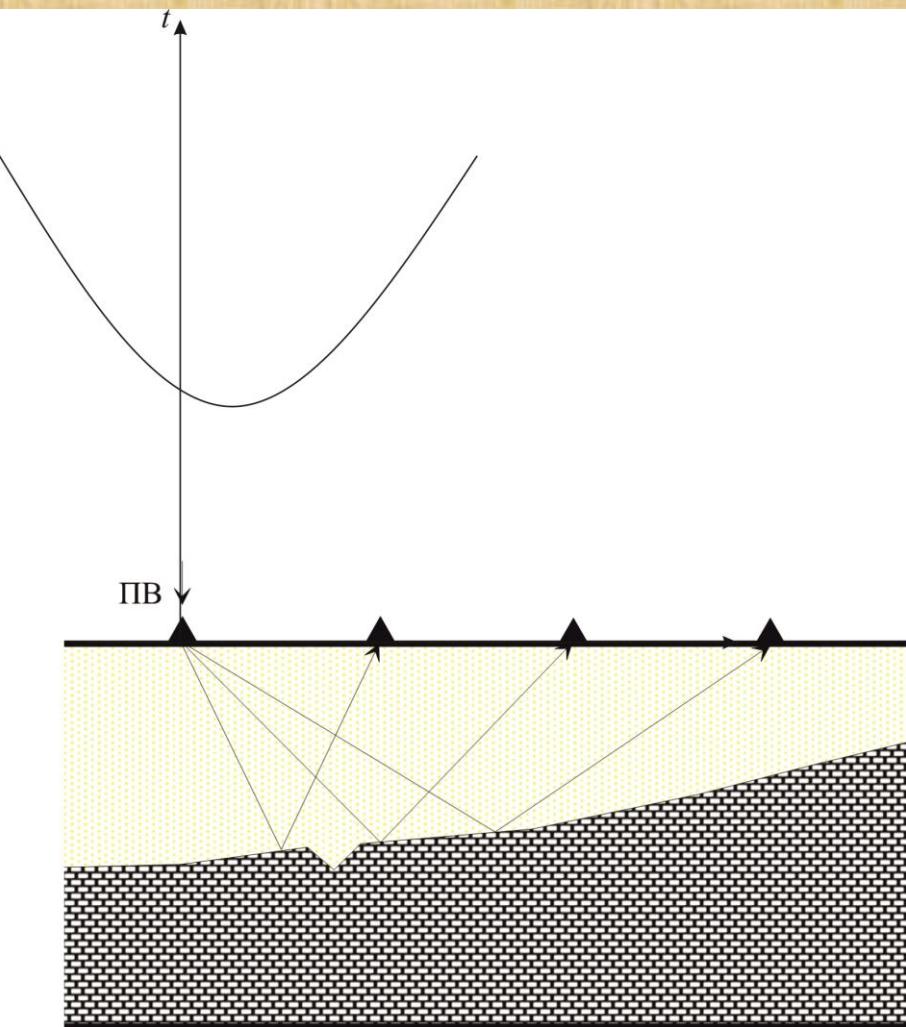
К выбору шага ПП.
Фазовая корреляция.

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.

2. Шаг ПП определяется требуемой детальностью разреза – минимальным линейным размером картируемого объекта или особенности на границе. В частности, в МОВ-ОГТ шаг ПП и ПВ определяет шаг ОГТ.

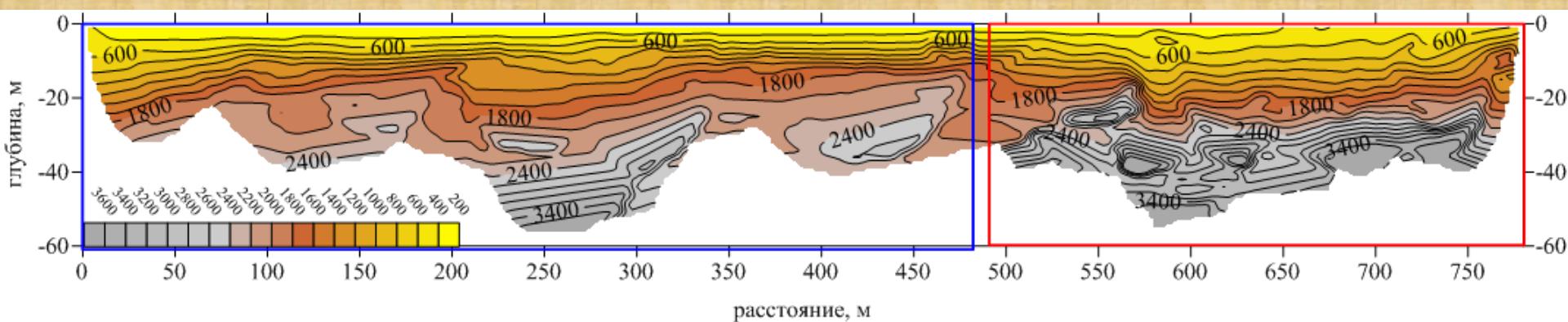


К выбору шага ПП, определяющего детальность разреза в МПВ.



К выбору шага ПП, определяющего детальность разреза в МОВ.

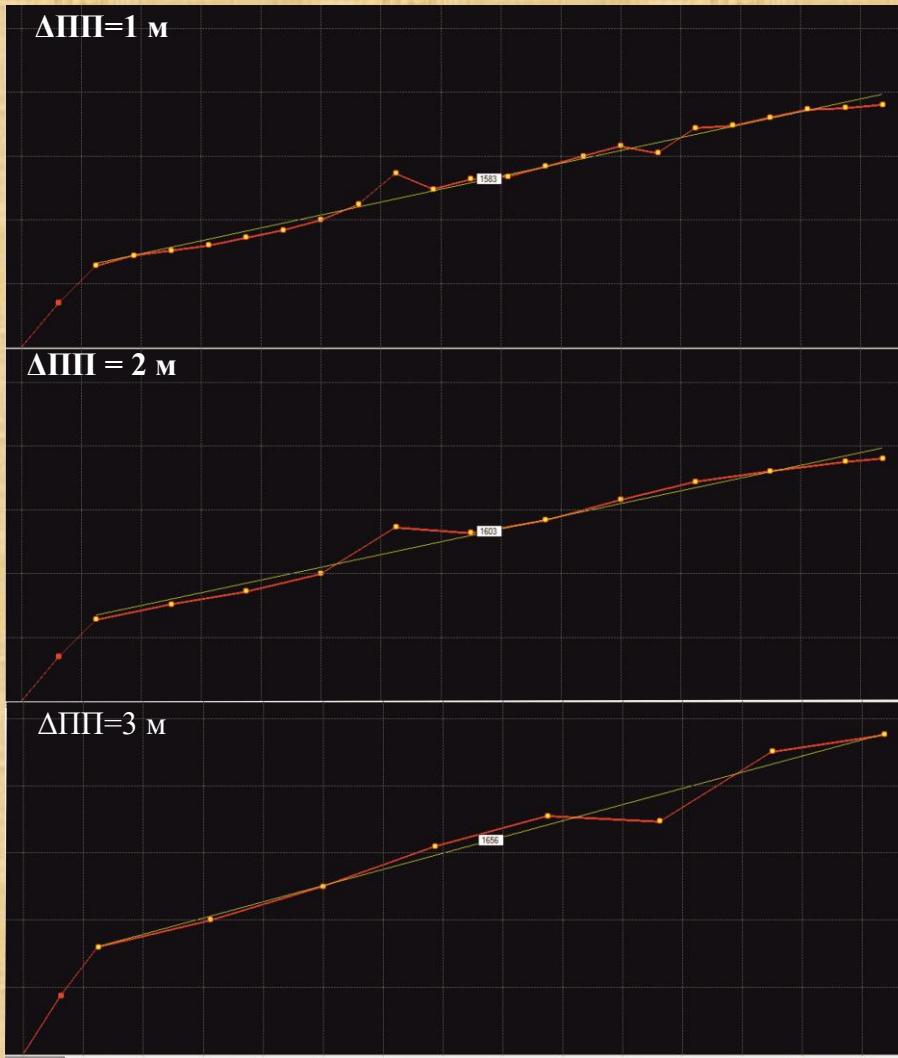
Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.



Сейсмический разрез, полученный с разным шагом ПП по профилю: участок разреза, ограниченный **синей рамкой** соответствует шагу ПП 5 м, участок разреза, ограниченный **красной рамкой** соответствует шагу ПП 2 м.

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.

3. Шаг ПП определяется необходимой точностью при определении кажущихся скоростей.

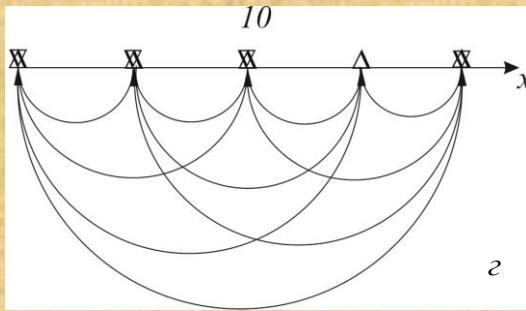
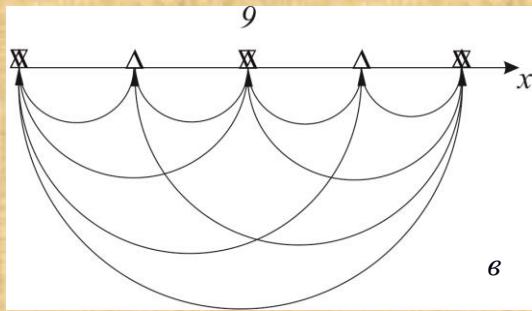
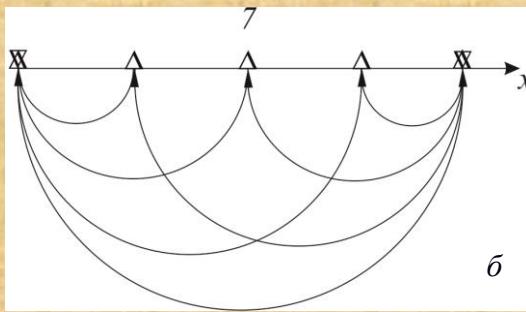
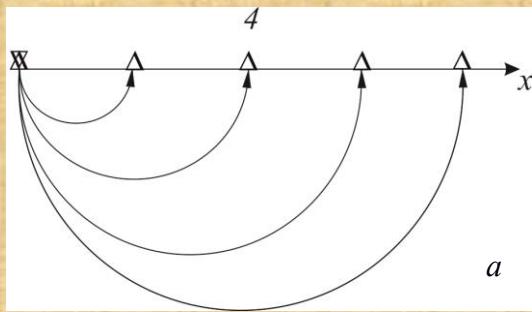


Влияние количества точек (шага ПП), формирующих годограф, на точность определения кажущейся скорости. Значения кажущейся скорости сверху вниз: 1530, 1600, 1660 м/с.

2. Шаг (количество) ПВ.

Шаг ПВ выбирается из следующих соображений:

1. Минимальное необходимое количество гидографов в МПВ для выбранного способа интерпретации;
2. Требуемая детальность исследований;
3. Прослеживание целевой волны вдоль профиля.

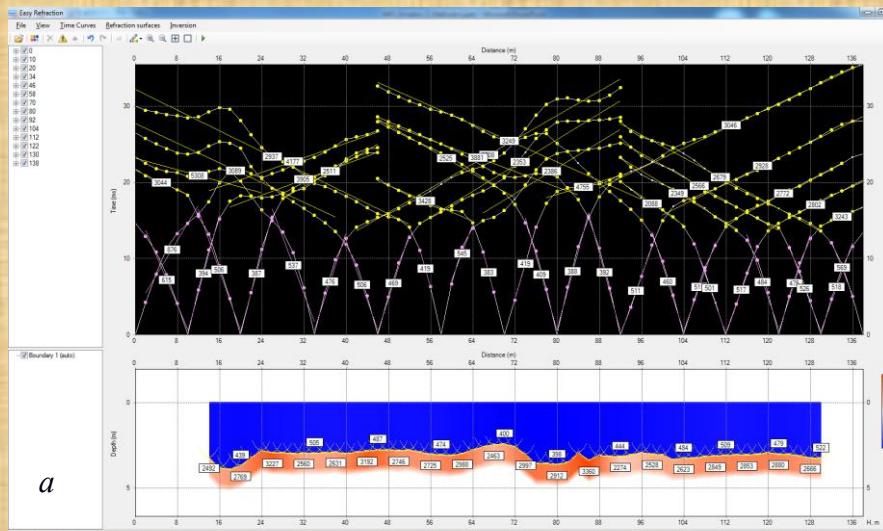


Детальность сейсмических исследований МПВ в зависимости от количества ПВ: *а* – 1 источник, 4 луча; *б* – 2 источника, 7 лучей; *в* – 3 источника, 9 лучей; *г* – 4 источника, 10 лучей.

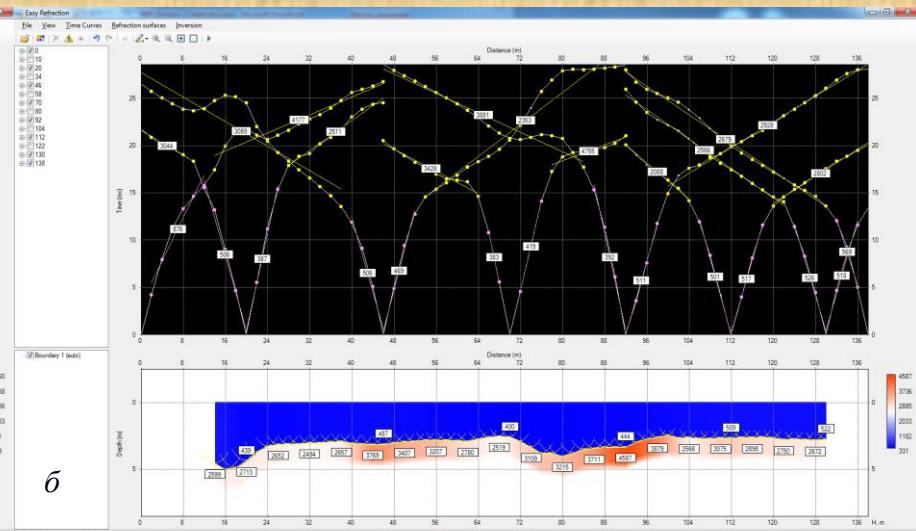
1. Минимальное количество ПВ в МПВ определяется выбранной моделью среды. Чем сложнее выбранная модель, тем большее количество гидографов (ПВ) требуется для их интерпретации.

2. Использование большего количества гидографов (ПВ) в МОВ и МПВ увеличивает плотность сейсмических лучей, просвечивающих исследуемую среду.

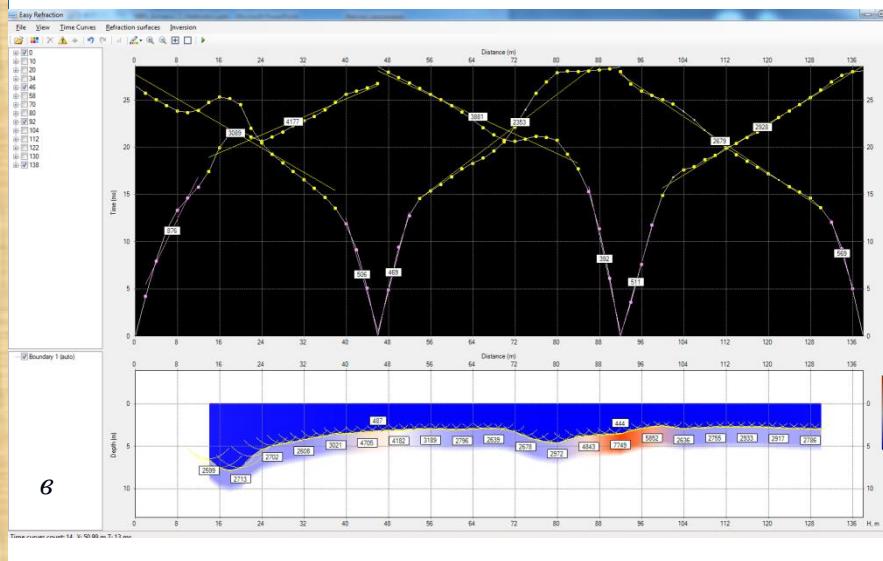
Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.



a



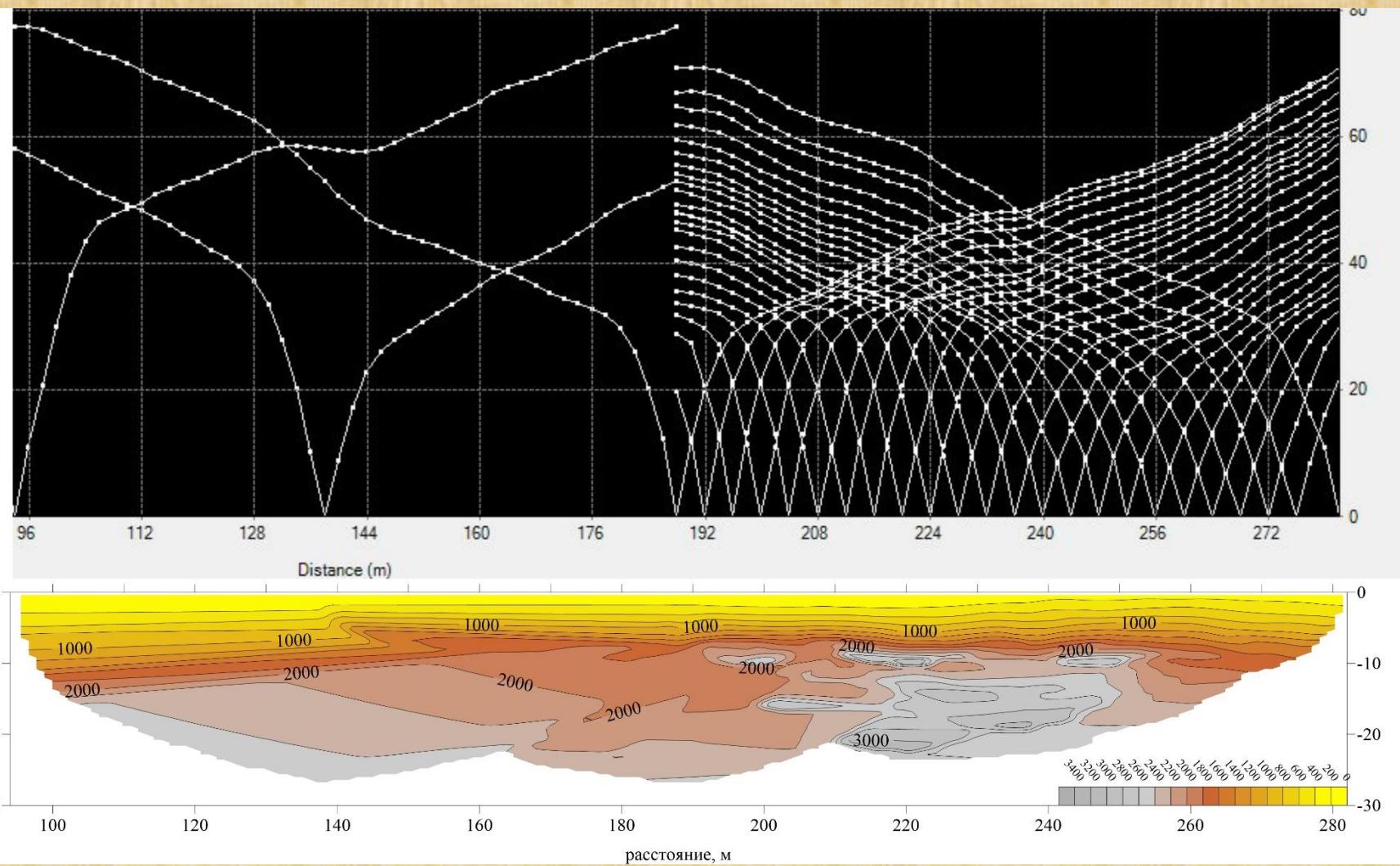
b



c

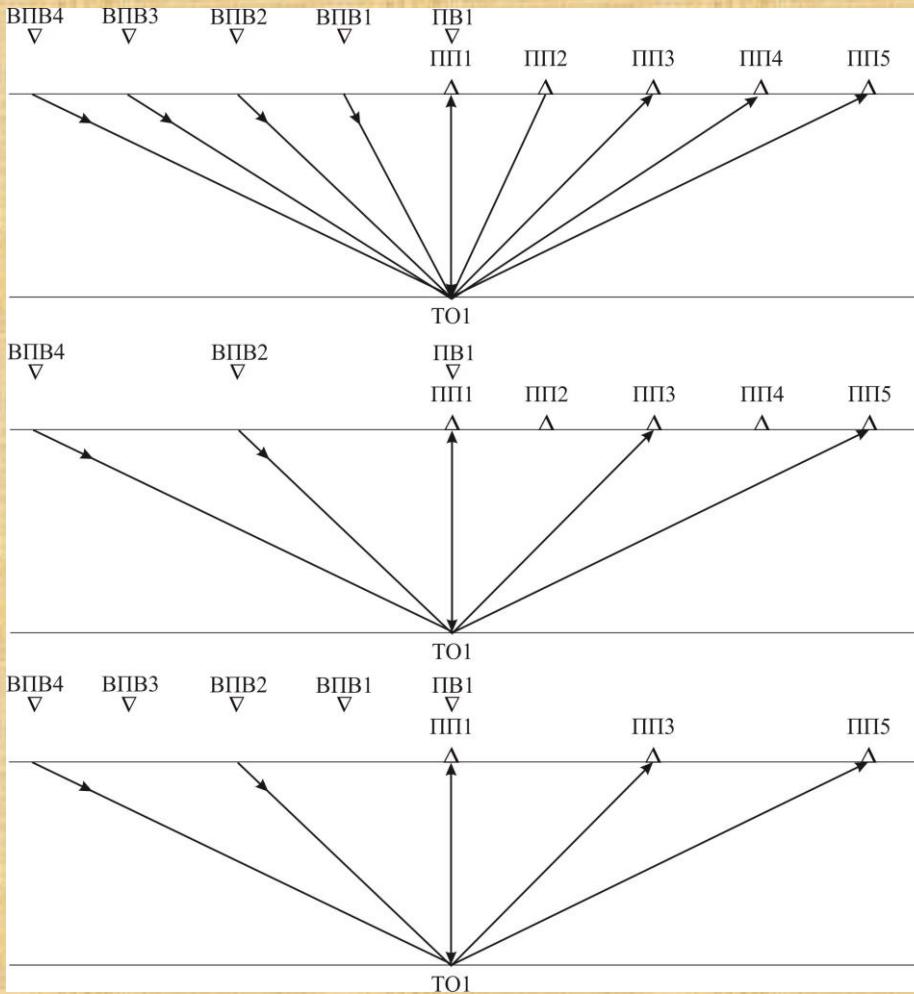
Детальность сейсмического разреза (преломляющей границы) в зависимости от количества ПВ (годографов): *a* – 14 ПВ; *b* – 8 ПВ; *c* – 4 ПВ. Способ t_0 , головные волны.

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.



Детальность сейсмического разреза в зависимости от количества ПВ (гидографов).

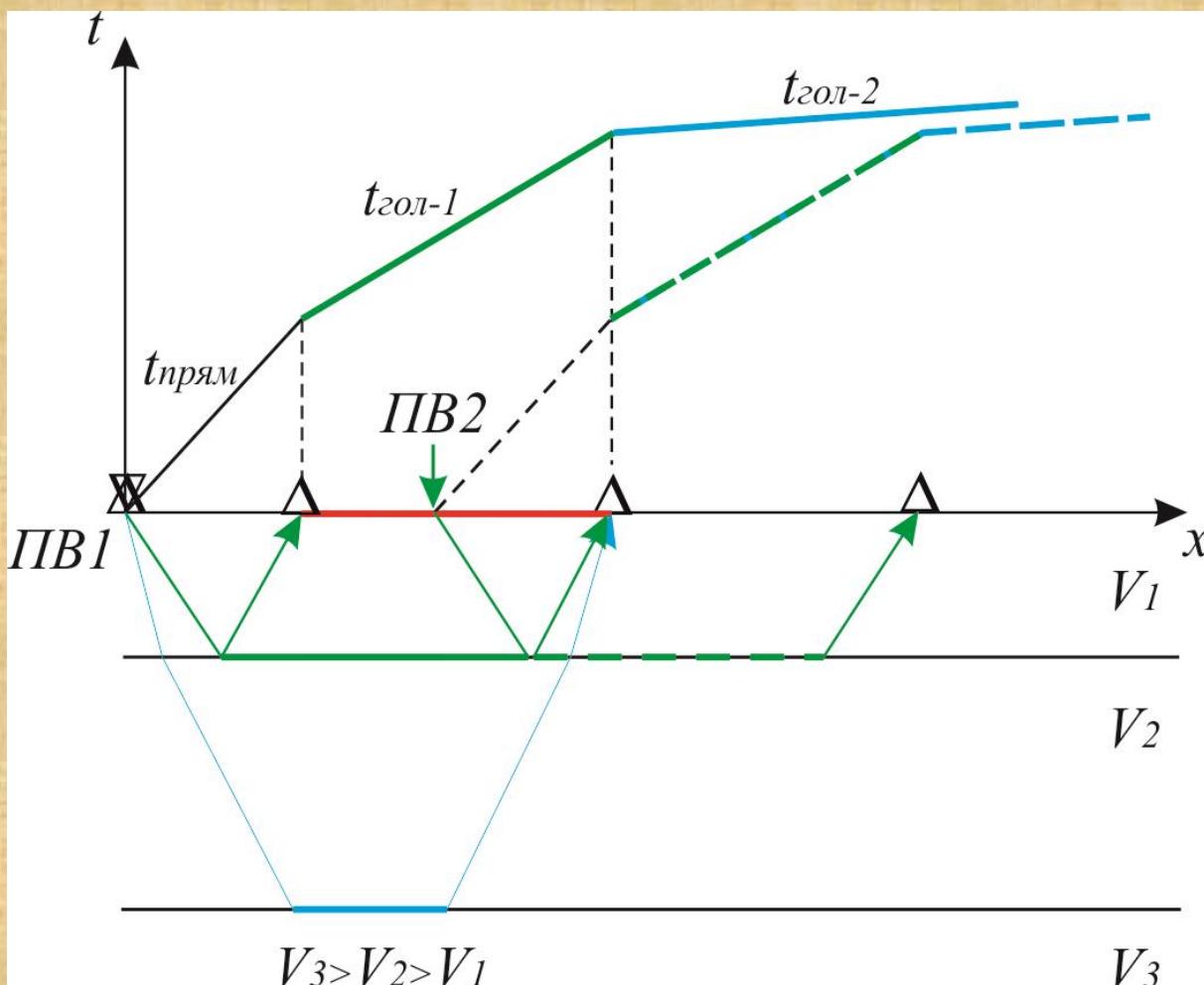
3. В МОВ-ОГТ количество ПВ и ПП определяет кратность отражений от ОГТ;



Кратность отражений от ОГТ в зависимости от количества ПП и ПВ в МОВ-ОГТ (сверху вниз): кратность 5 для 5 ПВ и 5 ПП, кратность 3 для 3 ПВ и 5 ПП, кратность 3 для 5 ПВ и 3 ПП.

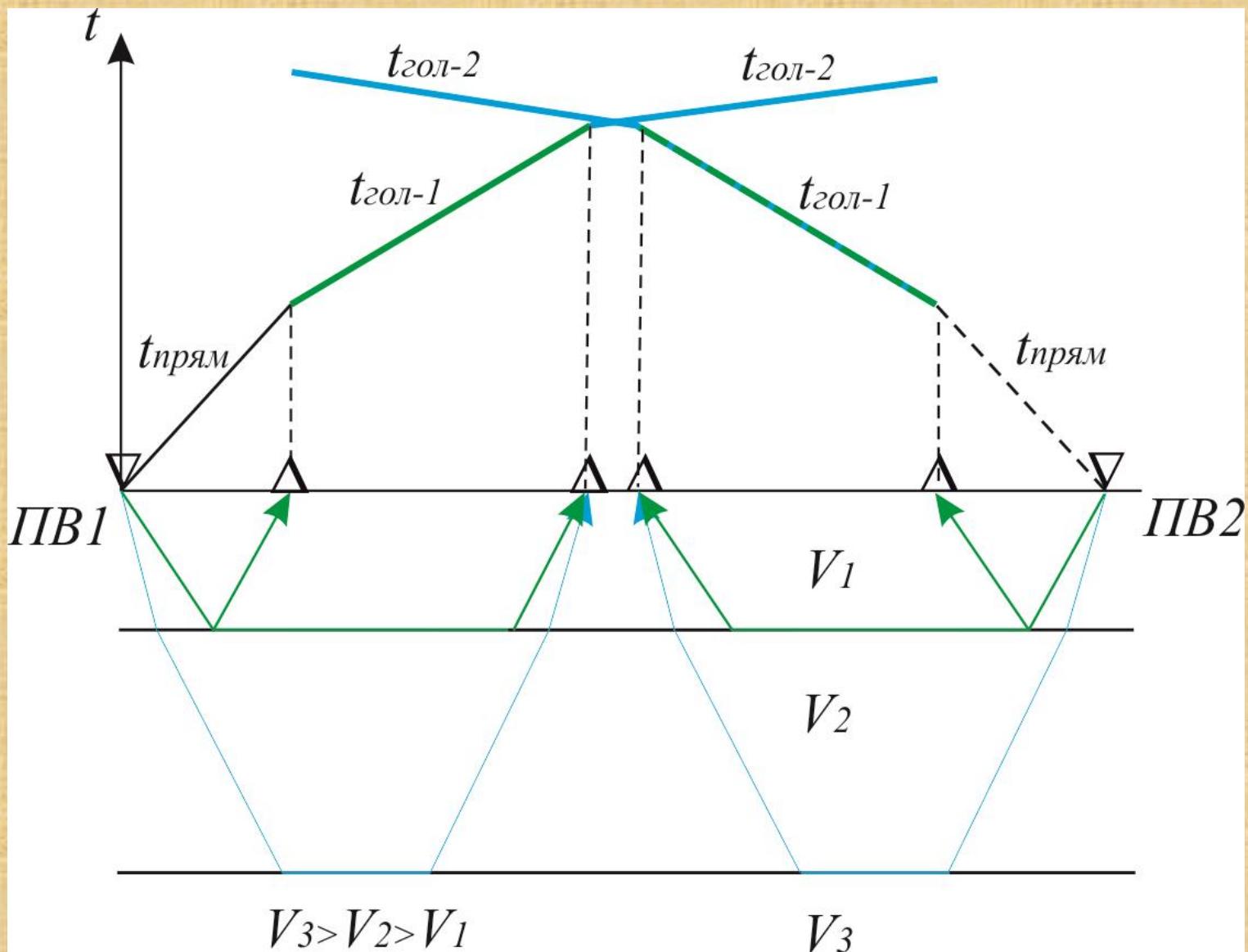
Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.

4. В МПВ для непрерывного прослеживания целевой головной волны вдоль профиля необходимо выбирать шаг ПВ не превышающий интервал регистрации этой волны.



Выбор шага ПВ для непрерывного прослеживания головной волны от кровли второго слоя ([зеленая граница](#)) для системы нагоняющих годографов. **Красная линия** – интервал прослеживания головной волны от кровли второго слоя на годографе для ПВ1. Зеленой стрелкой показано положение искомого ПВ - ПВ2. Пунктирной линией показан годограф для ПВ2.

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.



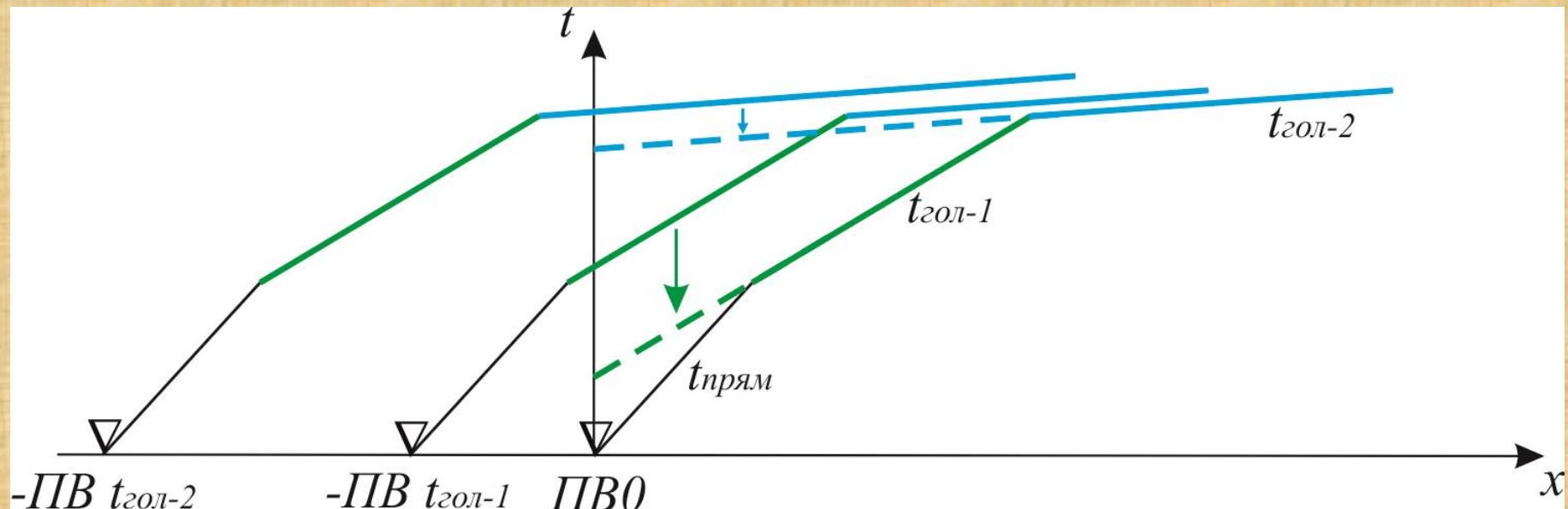
К выбору шага ПВ для непрерывного прослеживания головной волны от кровли второго слоя (**зеленая граница**) для системы встречных годографов головных волн. Годографы головных волн от второго слоя не пересекаются, т.е. невозможно построить разностный годограф t_0 .

3. Количество (шаг) выносных ПВ.

Количество и положение на профиле выносных ПВ выбирается из следующих соображений:

1. Необходимость достраивания годографов головных волн в «мертвой» зоне в МПВ на головных волнах;
2. Увеличение длины годографов в МОВ и МПВ;
3. Увеличение кратности в МОВ-ОГТ на крайних каналах.

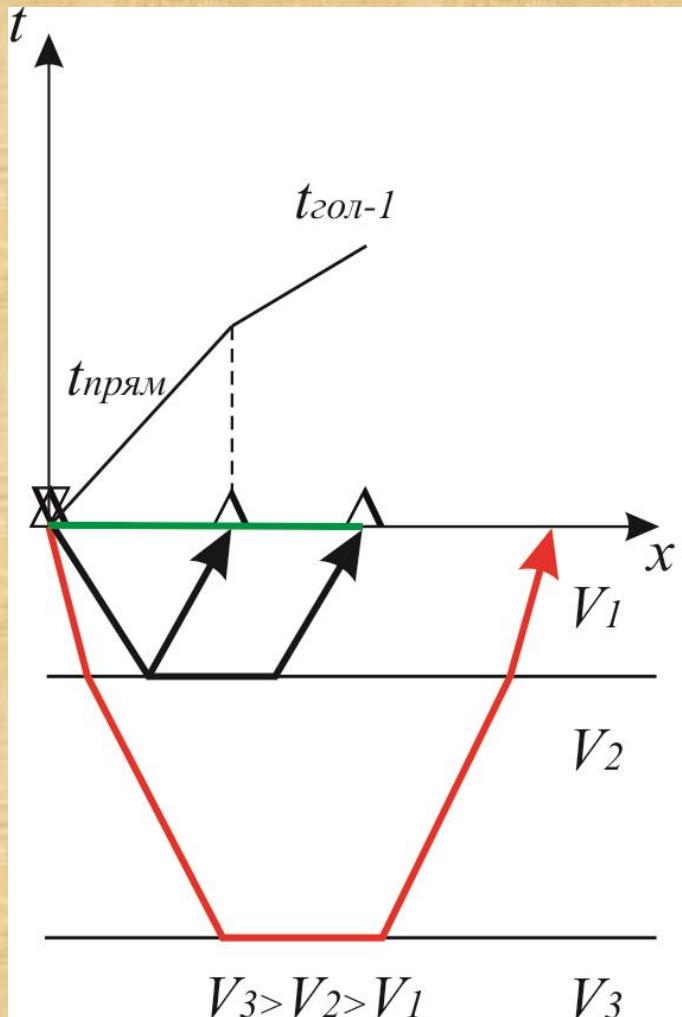
1. Количество выносных пунктов возбуждения в МПВ равно числу изломов на годографе первых вступлений.
Расстояние выноса равно (может быть больше) размеру «мертвой зоны» для целевой головной волны.



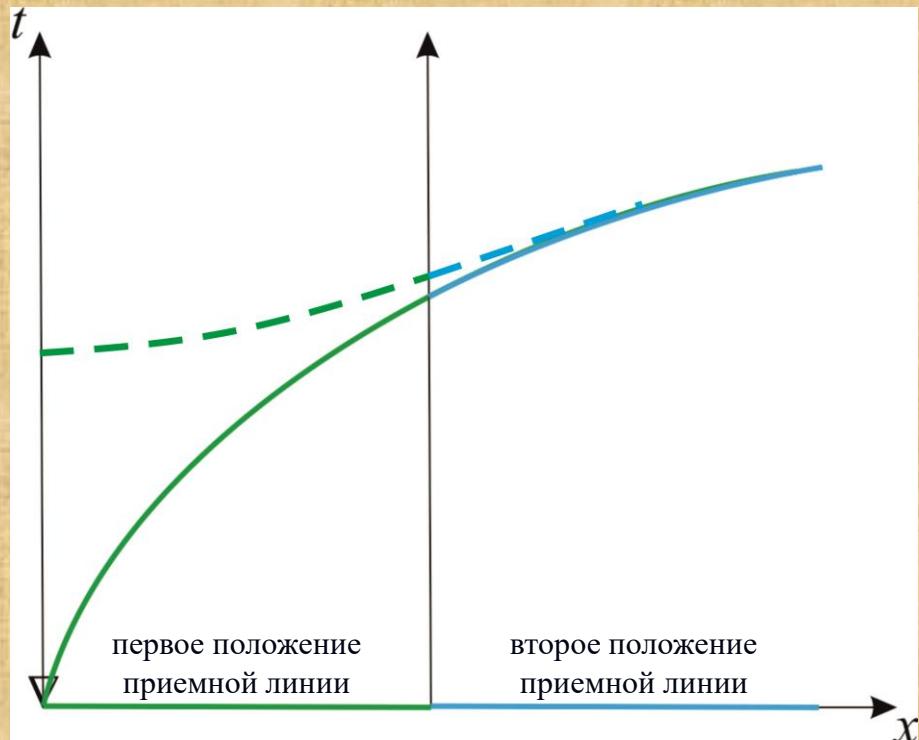
К выбору количества выносных ПВ и их положения при регистрации в первых вступлениях головной волны в МПВ.

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.

2. С помощью выносных ПВ можно достраивать гидографы до требуемой длины.



Выход головной волны от глубокой границы
(красная линия) вне линии приема (**зеленая линия**).



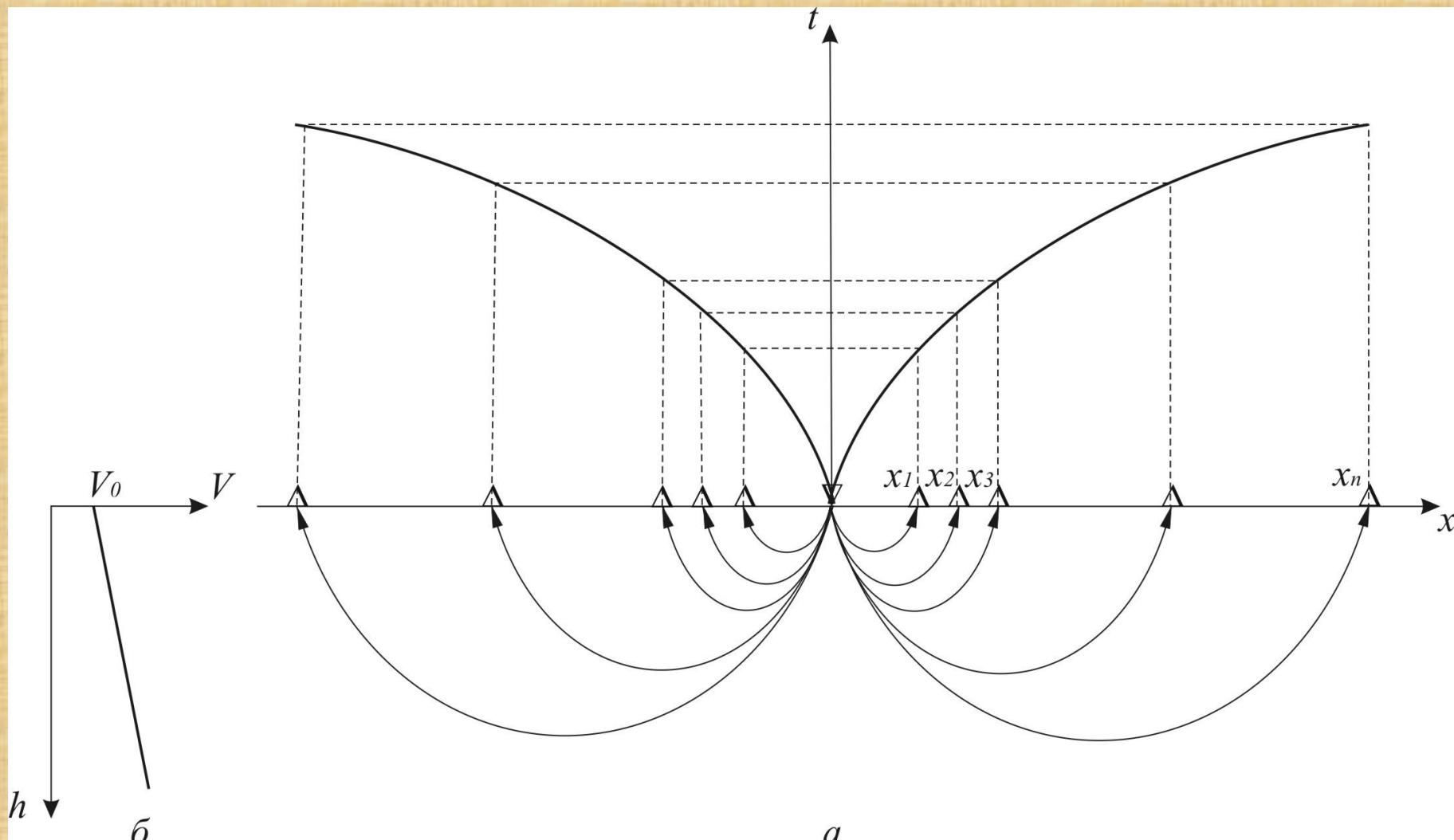
Увеличение длины гидографов отраженных (пунктирная линия) и преломленных (сплошная линия) волн с помощью выносного ПВ.

Среди множества факторов, влияющих на глубинность сейсмических исследований, одним из методических факторов является длина гидографов (МПВ или МОВ).

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.

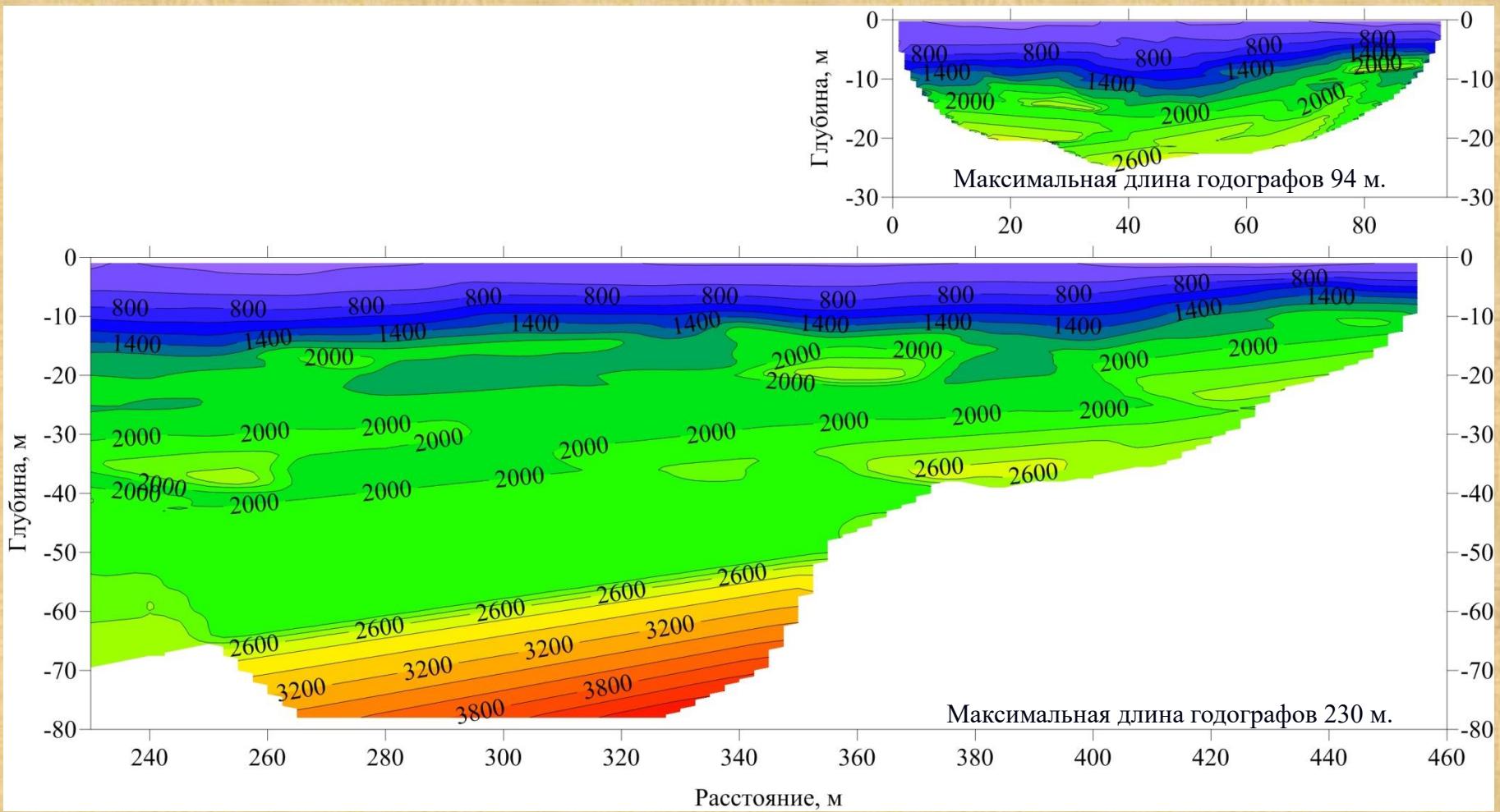
Глубинность сейсмических исследований МПВ при регистрации в первых вступлениях рефрагированных волн составляет $1/3$ - $1/10$ от длины годографа.

Глубинность МОВ составляет порядка 1 - 1.5 от длины годографа.



Глубина проникновения лучей и соответствующая им длина годографов рефрагированных волн (*a*); *б* – изменение скорости с глубиной.

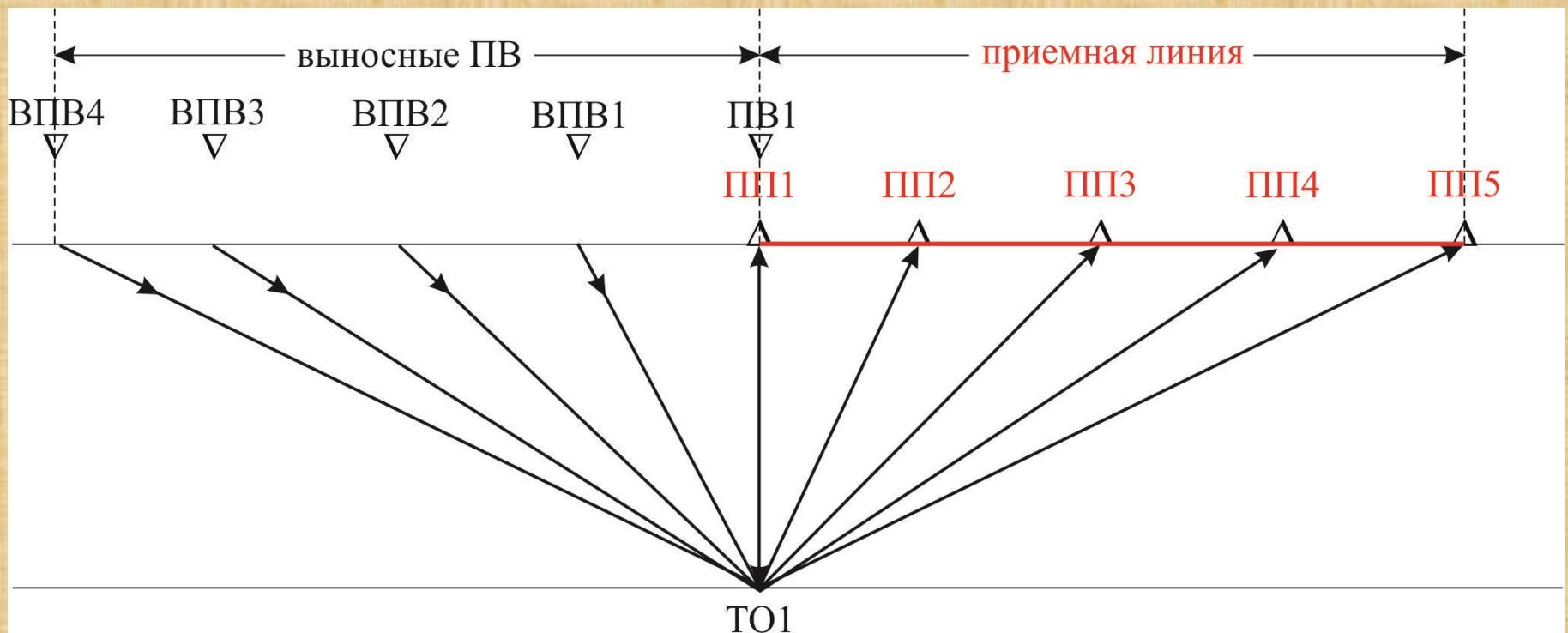
Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.



Сравнение глубинности сейсмических разрезов с разной длиной гидографов первых вступлений.

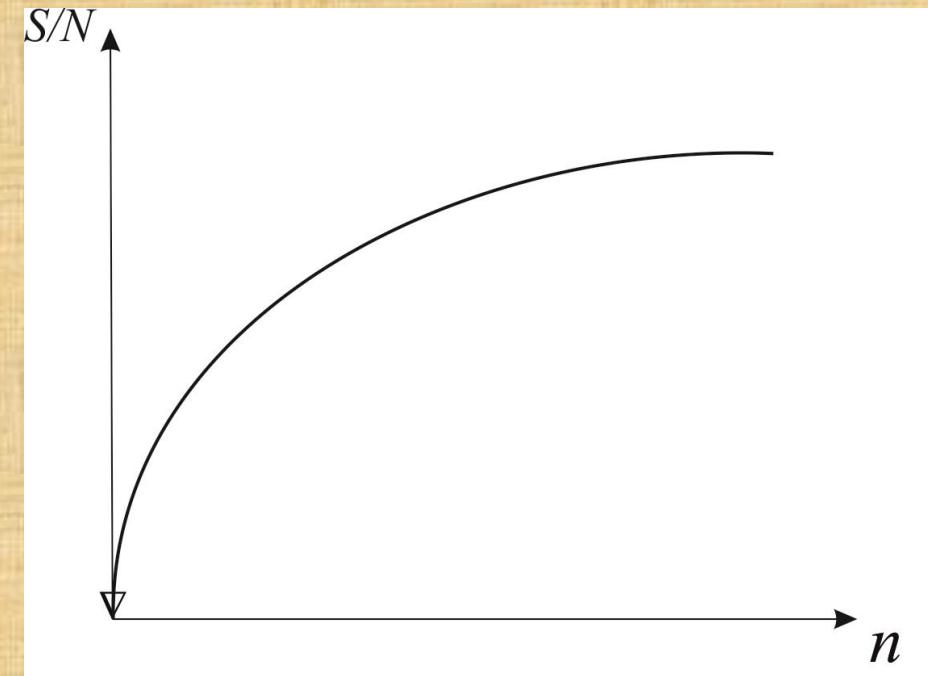
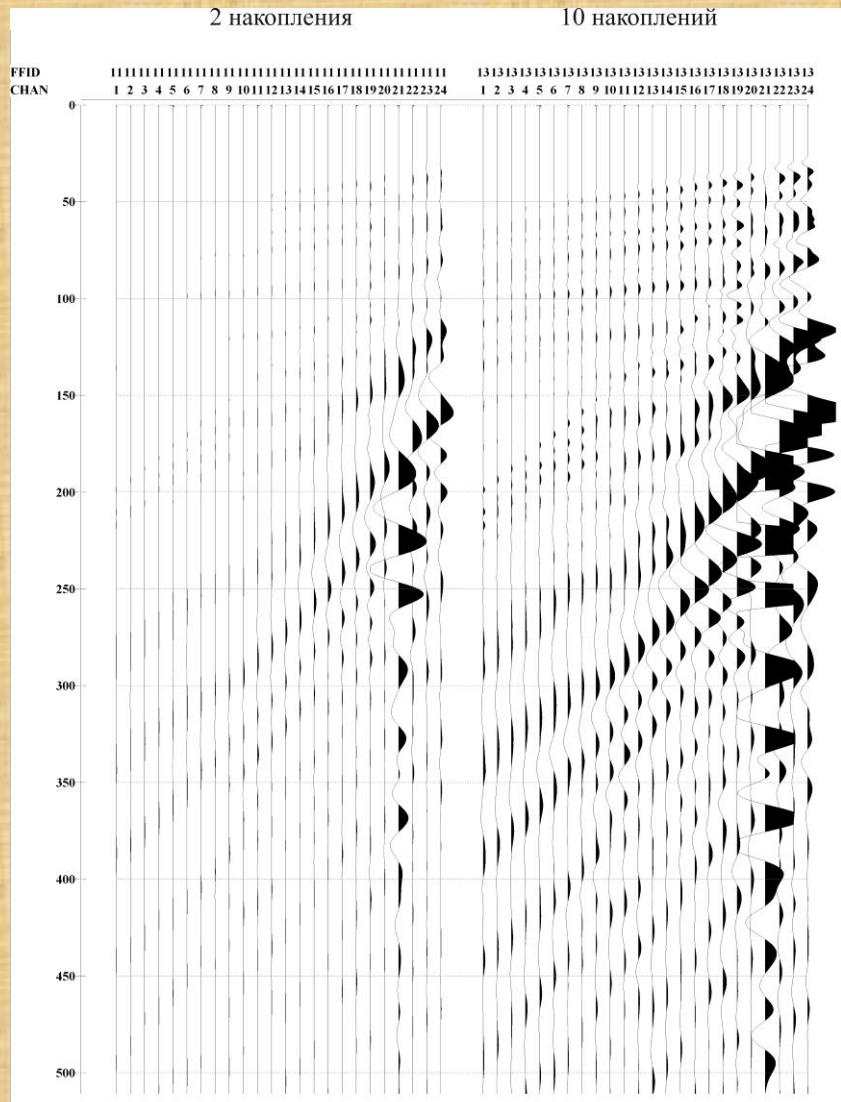
Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.

3. Кратность на крайних каналах в МОВ-ОГТ можно увеличивать, добавляя выносные ПВ.



Увеличение кратности на первом канале с помощью выносных ПВ.

4. Количество накоплений сигнала.



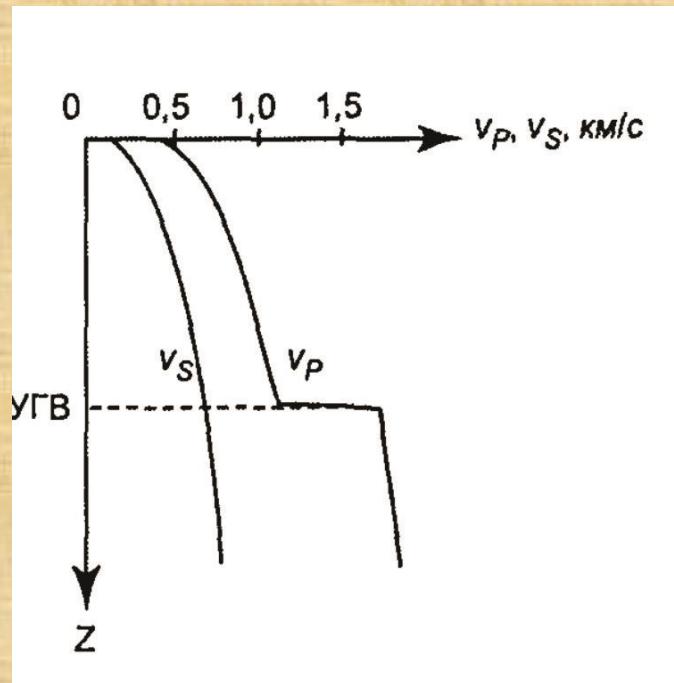
Зависимость отношения S/N от числа накоплений n .

Возбуждение сигнала n раз на одном и том же ПВ позволяет увеличить отношение амплитуды полезного сигнала к амплитуде случайной помехи на сейсмической записи после суммирования между собой всех сейсмограмм в \sqrt{n} раз.

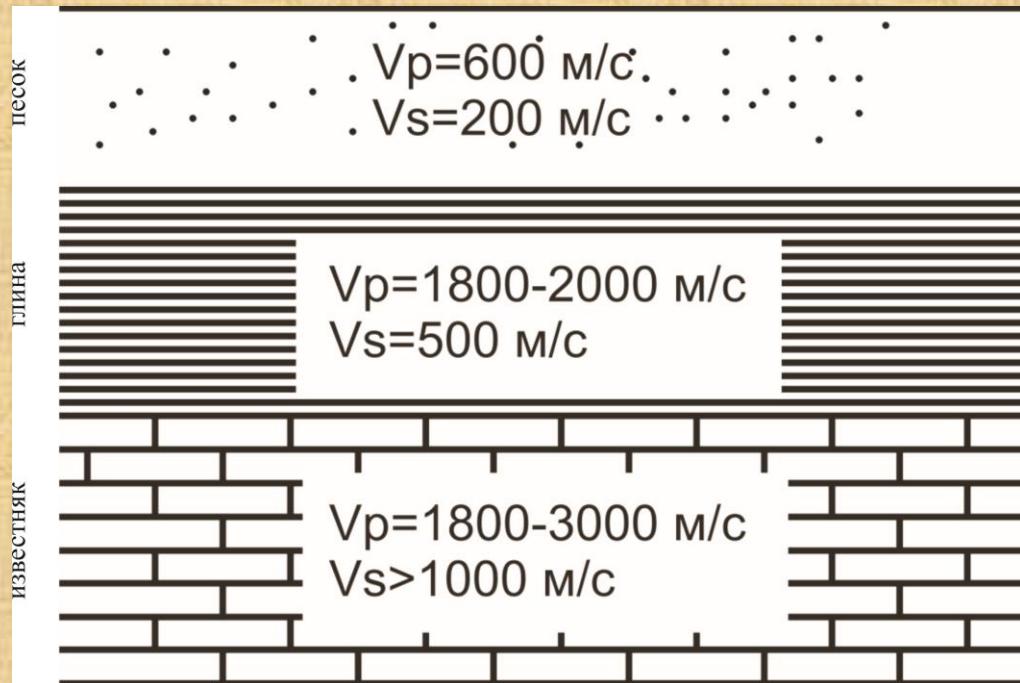
Увеличение отношения амплитуды регулярных волн к амплитуде случайной помехи (S/N) с накоплением.

5. Тип сейсмических волн.

Выбор типа сейсмических волн – поперечных (SH и/или SV) или продольных, определяется задачами исследований.



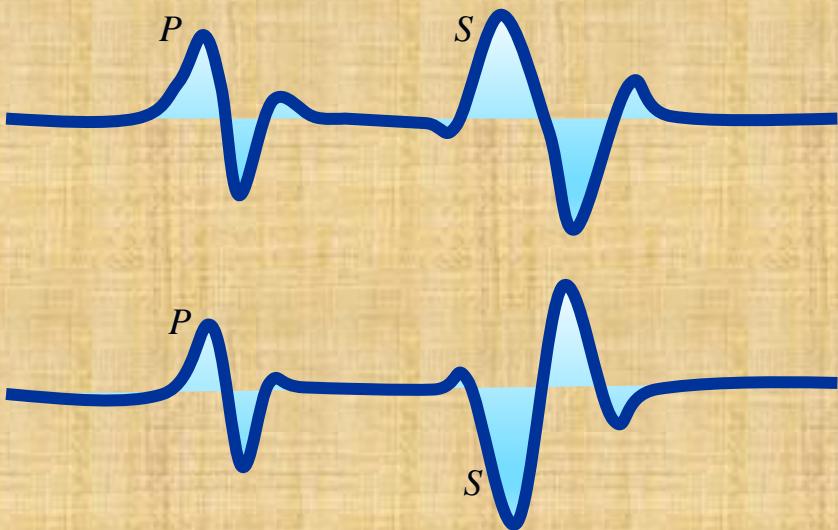
Характер изменения скоростей распространения продольной и поперечной волн с глубиной при наличии в разрезе уровня грунтовых вод (УГВ) (по Боганик Г.Н., Гурвич И.И., 2006).



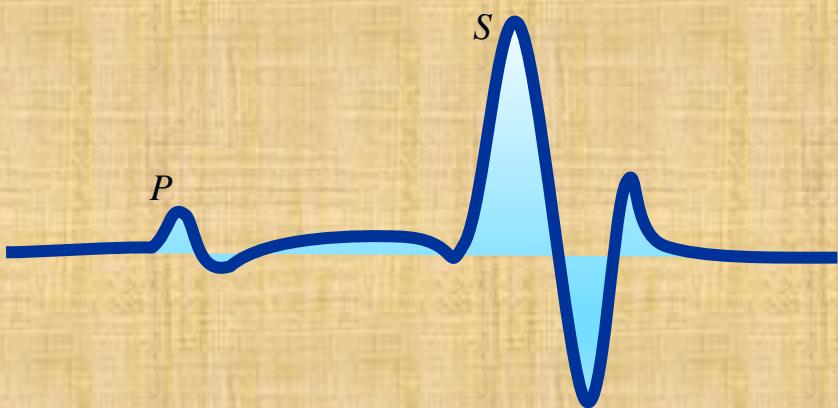
Скорости распространения продольных и поперечных волн в песках, глинах, известняках, слагающих верхнюю часть разреза в районе г. Москвы.

Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.

Методика разнонаправленных ударов при регистрации S -волн.



Трассы, соответствующие разнонаправленным ударам.

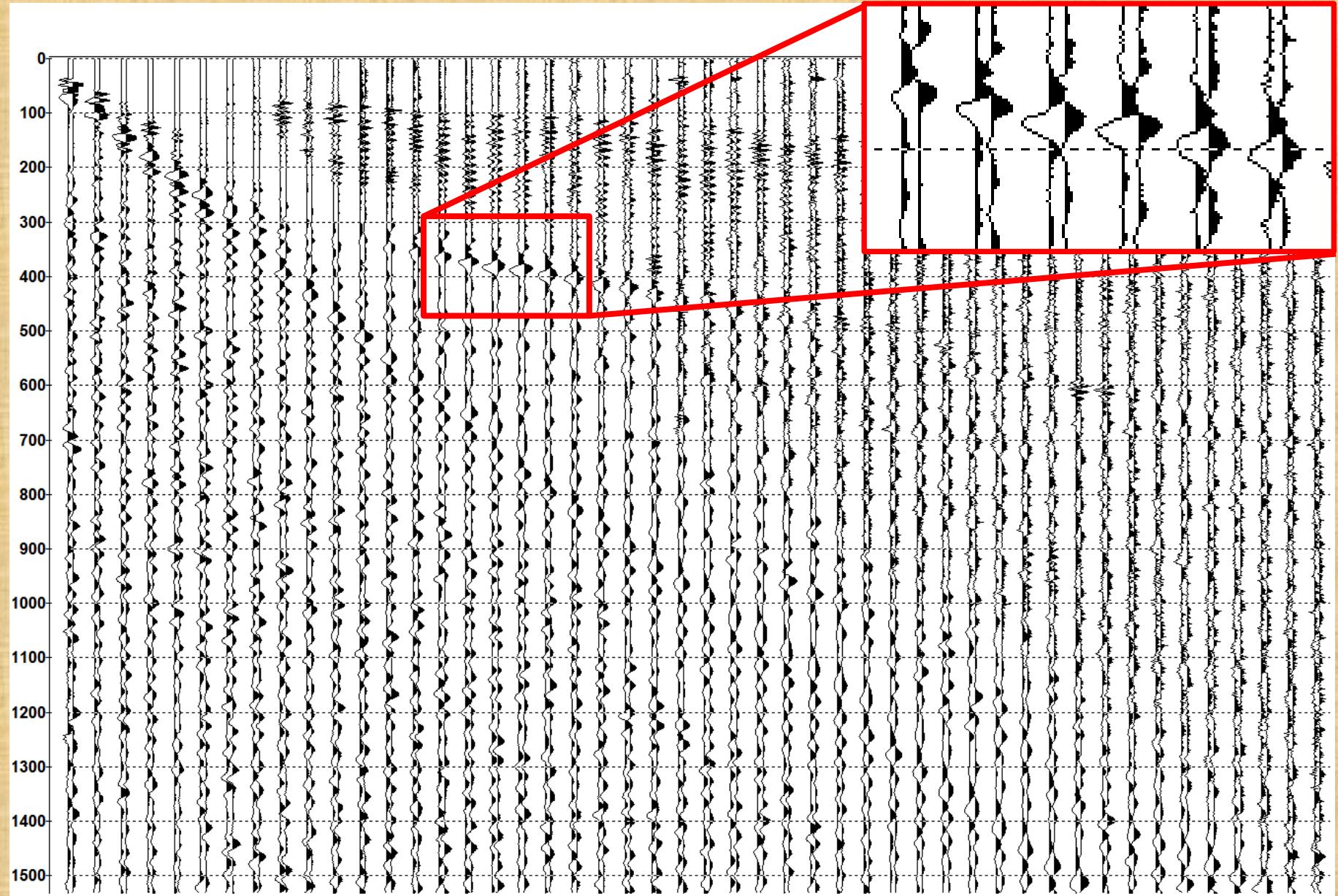


Выченная трасса с подавленной P -волной и усиленной S -волной.



Возбуждение SH -волн с помощью штыря и кувалды.

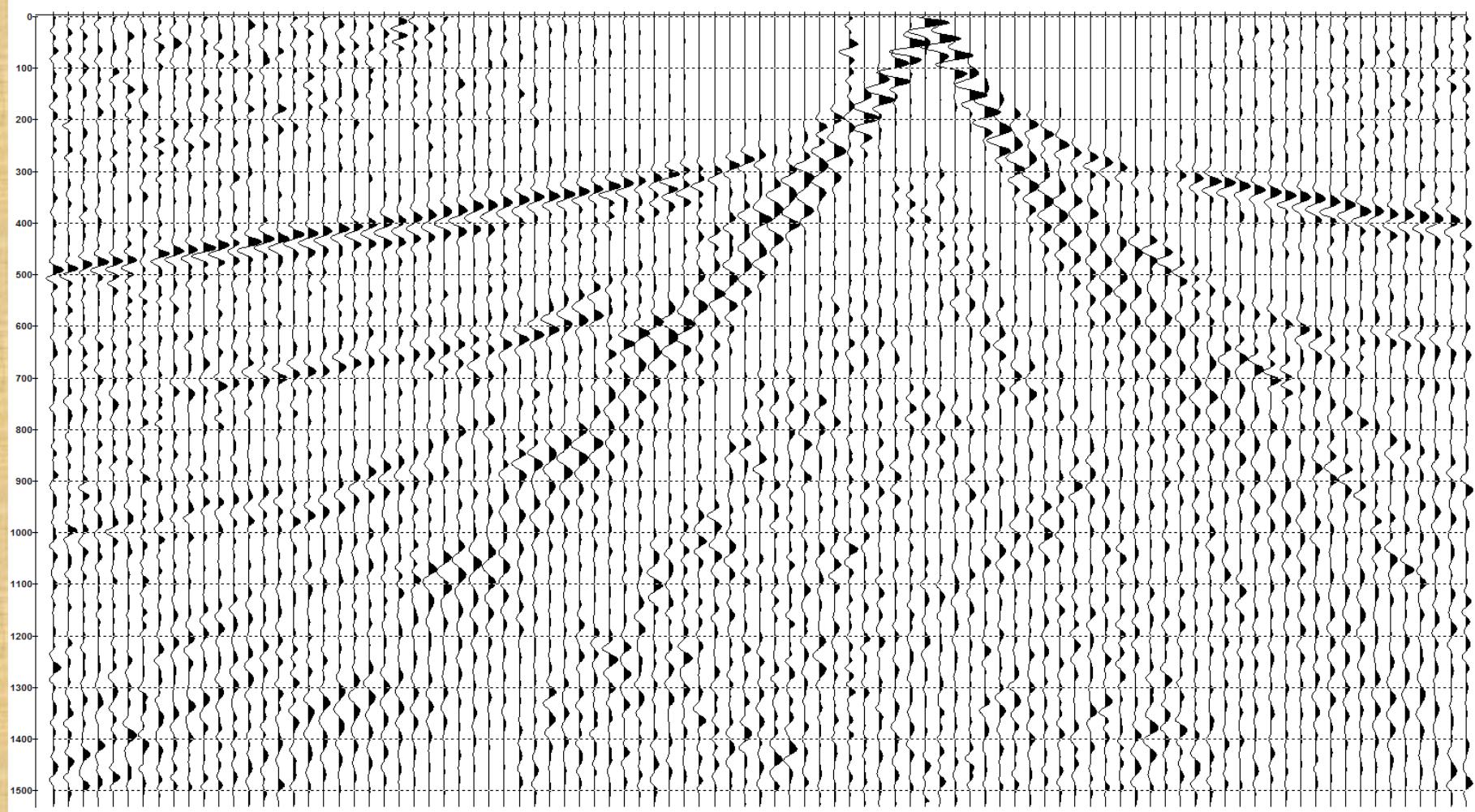
Параметры систем наблюдения в сейсморазведке.



Ансамбли трасс, соответствующие разнонаправленным ударам.

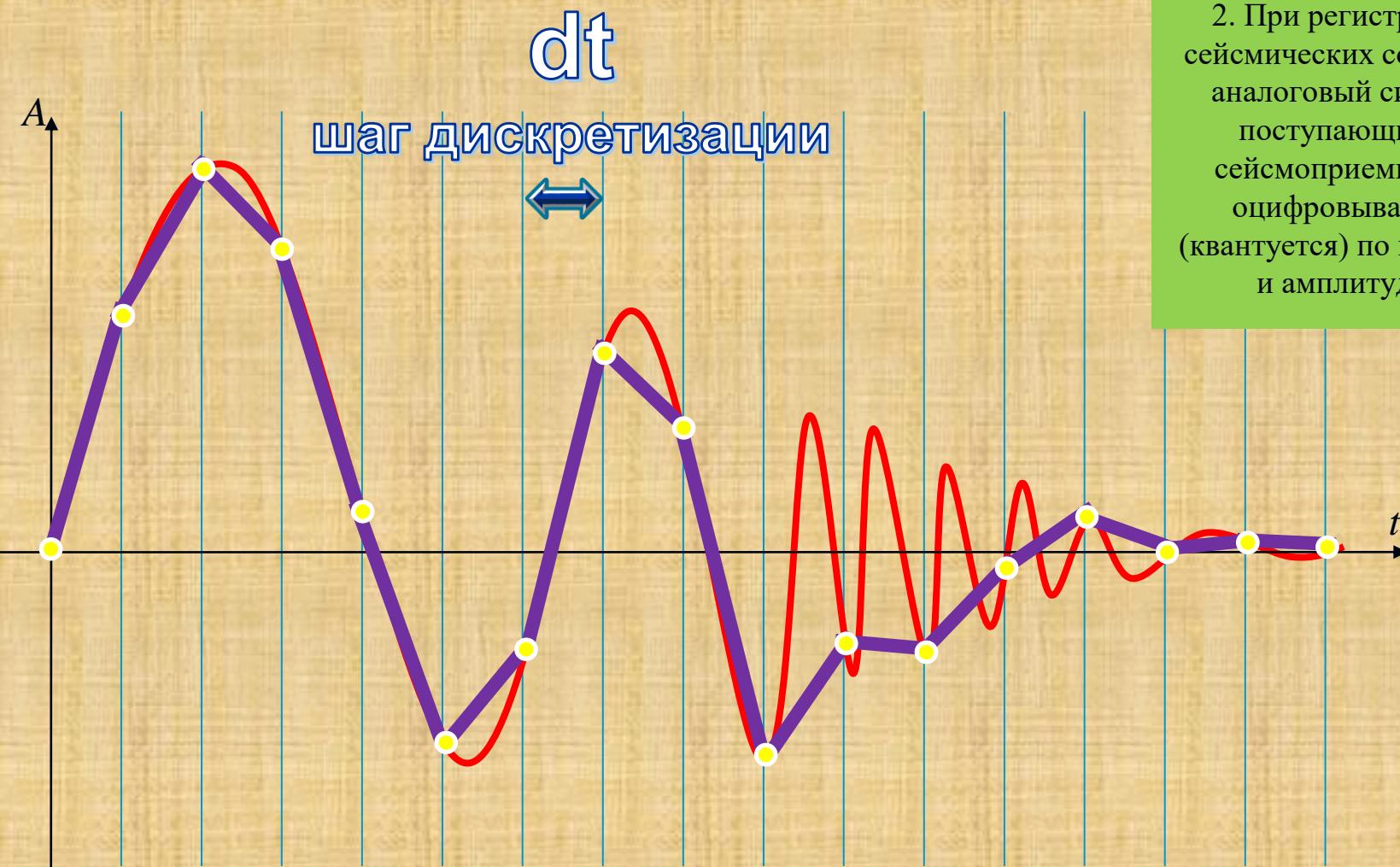
6. Параметры регистрации.

Основные параметры регистрации сейсмических сигналов – 1. время регистрации (длина записи) и 2. шаг квантования (оцифровки) аналогового сигнала .



Сейсмограмма ОПВ. Максимальное время регистрации преломленной волны на крайних каналах 500 мс.

1. Длина записи должна быть больше максимального времени прихода целевой волны на крайних каналах, по крайней мере, в 2 раза.



2. При регистрации сейсмических событий, аналоговый сигнал, поступающий с сейсмоприемников оцифровывается (квантуется) по времени и амплитуде.



СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНАЯ АППАРАТУРА И ТЕХНИКА

- Источники упругих колебаний;**
- Приемники сейсмических колебаний;**
- Сейсмические косы;**
- Сейсмические станции.**

Общие требования к сейсмической аппаратуре:

- надежность при динамических воздействиях и в условиях экстремальных температур;
- быстрая обработка большого количества информации без ее искажения;
- портативность;
- легкость обслуживания в полевых условиях;
- безопасность;
- экологичность.

Источники упругих колебаний.

Источник упругих колебаний - устройство, осуществляющее механическое воздействие на геологическую среду.

Требования к сейсмическим источникам:

- воздействие на геологическую среду должно быть достаточно сильное, чтобы принять полезные сейсмические волны от глубоких границ и на больших удалениях;
- воздействие на геологическую среду должно быть кратковременным, чтобы обеспечить возможность фазовой корреляции сейсмических сигналов от трассы к трассе, а также разделения отраженных сигналов от соседних границ (*импульсный источник – длительность излучаемого сигнала меньше видимого периода колебаний*);
- возможность накопления сигнала;
- экологичность;
- безопасность.

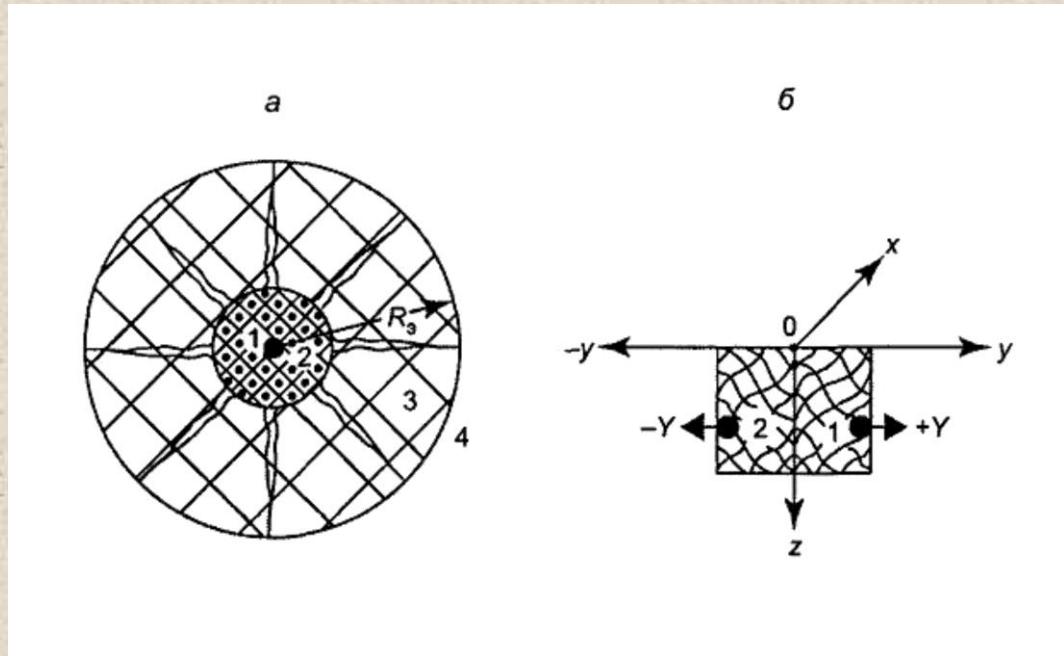
Источники упругих колебаний.



1. Взрывчатые вещества (ВВ): динамит, тринитротолуол (ТНТ), порох, реже газовые смеси. Взрыв осуществляется в скважинах с глубиной забоя ниже подошвы ЗМС. Самый высокий КПД среди всех типов источников.



Взрывы ВВ при возбуждении упругих волн.



Принципиальная схема возбуждения сейсмических волн в среде с помощью взрыва (по Боганик Г.Н., Гурвич И.И., 2006): *а* - источник *P*-волн (1 – заряд ВВ, 2 – зона разрушенных пород, 3 – зона остаточных деформаций, 4 – область упругих деформаций); *б* - источник *S*-волн (1, 2 – заряды у боковых стенок шурфа).

преимущества

- мощность;
- импульсный источник.

недостатки

- экологичность;
- безопасность;
- нет возможности накопления.

Источники упругих колебаний.



Взрыв на пункте возбуждения.

Источники упругих колебаний.

2. Вибрационные источники - тип поверхностных источников, которые обеспечивают кратковременные воздействия на среду, повторяющиеся с большой частотой. Время воздействия – от нескольких сек до нескольких десятков сек. Толкающее воздействие вибратора близко к массе транспортного средства.

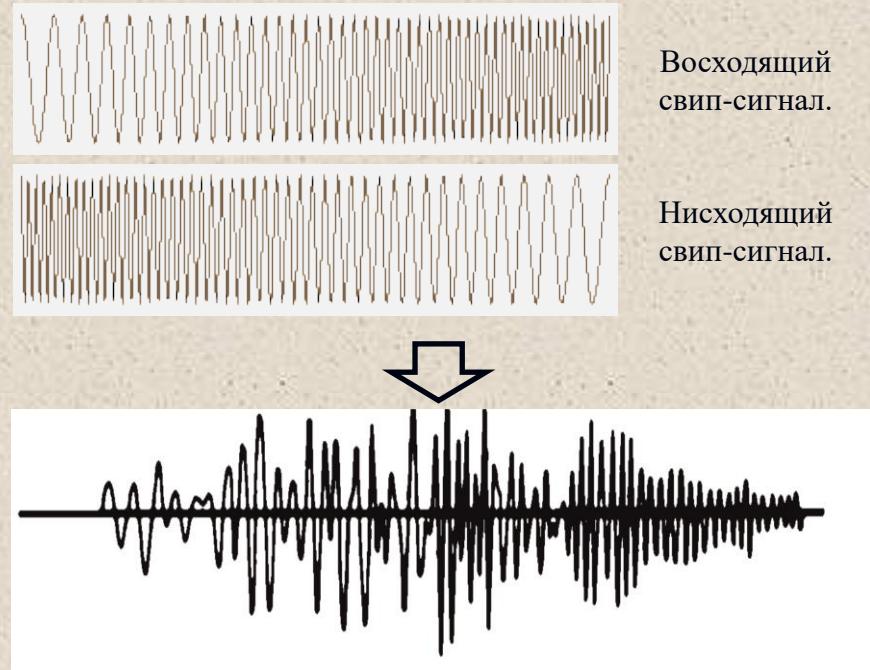


Внешний вид **сейсмического вибратора** (колесный вариант).

Свип-сигнал – сигнал с меняющейся частотой, генерируемый в источнике;

Виброграмма – полевая запись после прохождения свип-сигнала через среду;

Кореллограмма – результат вычисления ФВК между виброграммой и свип-сигналом.



Кореллограмма.

Источники упругих колебаний.



Внешний вид вибрационных источников.

преимущества

- мощность;
- безопасность;
- экологичность;
- накопление;
- группирование.

недостатки

- поверхностные волны;
- прохождение волн через ЗМС;
- дороговизна (от 30 млн. руб/шт.).

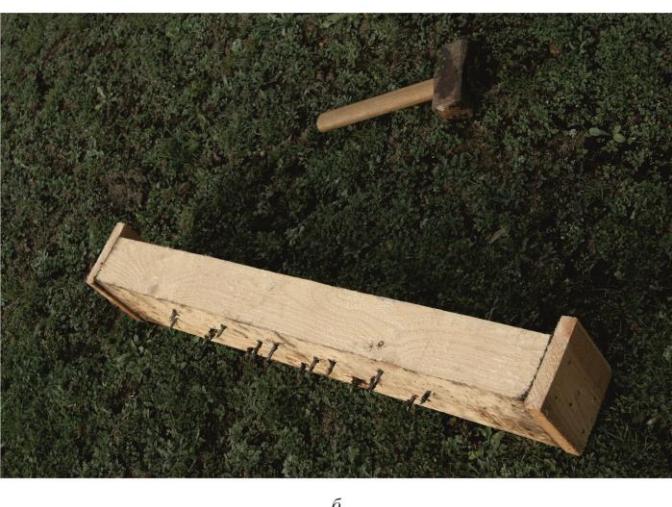
Источники упругих колебаний.



Сейсмический вибратор в действии.

Источники упругих колебаний.

3. Источники типа «падающий груз» наибольшее применение нашли в малоглубинной сейсморазведке, где для возбуждения упругих волн используется обычная кувалда массой 5-10 кг.



Возбуждение продольных волн с помощью кувалды и плашки (вверху) и электрического сейсмического источника (ESS) (внизу).

преимущества

- дешевизна;
- транспортабельность;
- накопление;
- поперечные волны;
- экологичность.

недостатки

- малая мощность.

Источники упругих колебаний.



Возбуждение поперечных волн с помощью кувалды.

Источники упругих колебаний.



Возбуждение продольных волн с помощью специализированного сейсмического источника.

Источники упругих колебаний.



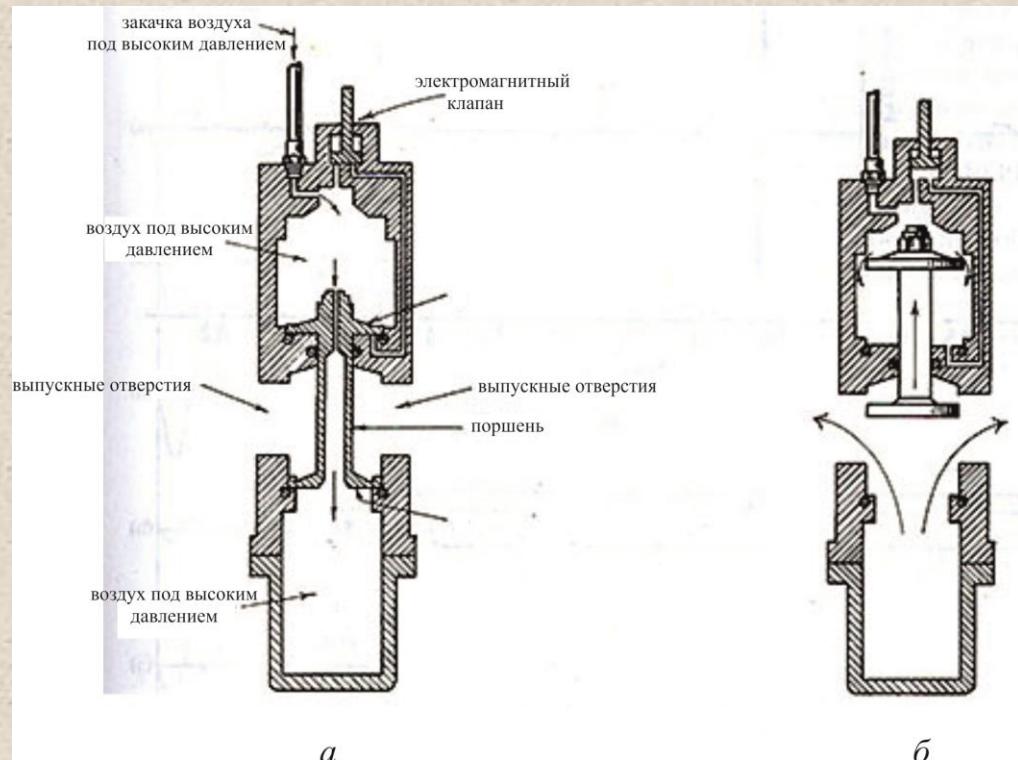
Возбуждение упругих волн с помощью специализированного сейсмического источника ESS200.

Источники упругих колебаний.

4. Воздушные пушки (пневмопушки или англ. air gun) - тип морских сейсмических источников, основанных на генерации упругих колебаний в воде путем резкого выброса сжатого воздуха в воду (P -до 15МПа) из камер объемом 0,5-3 л.



Внешний вид пневмопушки.



Принципиальная схема работы пневмопушки: *а* – заполнение камеры;
б – момент выброса воздуха.

преимущества

- безопасность;
- экологичность;
- группирование.

недостатки

- малая мощность (~200-300 кДж);
- пульсация пузыря.

Источники упругих колебаний.



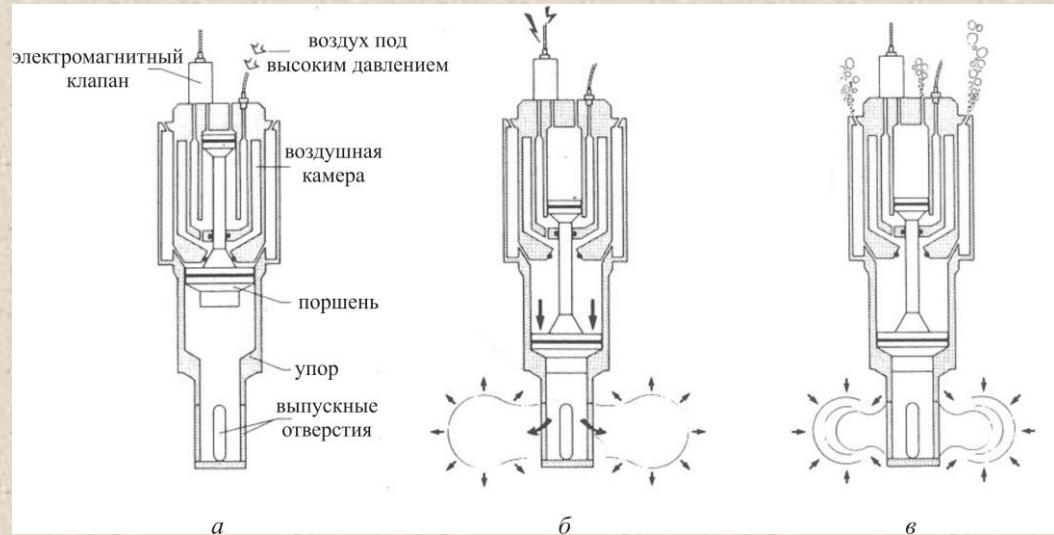
Возбуждение упругих волн пневмопушкой.

Источники упругих колебаний.

5. В водяных пушках (англ. water gun) возбуждение упругой волны достигается путем выброса в окружающую водяную толщу воды под высоким давлением. Морская сейсморазведка.



Внешний вид водяной пушки.



Принципиальная схема работы водяной пушки: а – закачка воздуха; б – момент выброса воды; в – закачка воды в камеру..

6. Электроискровые источники (спаркеры, англ. sparker) основаны на преобразовании электрической энергии в акустическую за счет быстрого нагревания воды протекающим через нее электрическим током высокого напряжения (сотни вольт – сотни киловольт). $E < 100$ кДж. Скважинная сейсморазведка.



Источники упругих колебаний.

7. В газодинамических источниках используется энергия взрыва газовой смеси (пропан-бутан-кислород) в специальной замкнутой камере с поршнем.

8. В пороховых источниках (пороховых ружьях) возбуждение волны в земле осуществляется за счет энергии расширения газов при горении пороха.



Внешний вид порохового ружья.

9. Электромагнитные источники («Енисей», «Геотон») в своем составе имеют мощные электромагниты и преобразовывают электрическую энергию в механическую.



Внешний вид электромагнитного источника «Геотон».

10. Основой пьезоэлектрических источников являются керамические пьезоэлектрические элементы, которые в ответ на возбуждение электрическим импульсом излучают очень короткий высокочастотный акустический импульс небольшой мощности.

Источники упругих колебаний.



Возбуждение упругих волн с помощью пороховой пушки.

Источники упругих колебаний.

	Источник упругих волн	Спектральный диапазон, Гц
наземные	землетрясение (поверхностные волны)	сотые и десятые доли
	землетрясение (объемные волны)	1-10
	взрыв (региональная сейморазведка)	5-20
	взрыв (нефтегазовая сейморазведка)	20-100
	вибратор	10-120
	падающий груз (кувалда)	40-150
морские	пневматический	50-300
	электроискровой	100-2000
	индукционный	1000-10000
	пьезоэлектрический	>2000

Частотные диапазоны источников упругих волн. Источники расположены в порядке убывания их мощности.

Приемники сейсмических колебаний.

Основное назначение **сейсмических приемников** (**сейсмоприемников**) упругих колебаний – преобразование колебаний среды в электрический сигнал. Существуют **наземные (геофоны)** и **морские (гидрофоны)** типы сейсмоприемников.

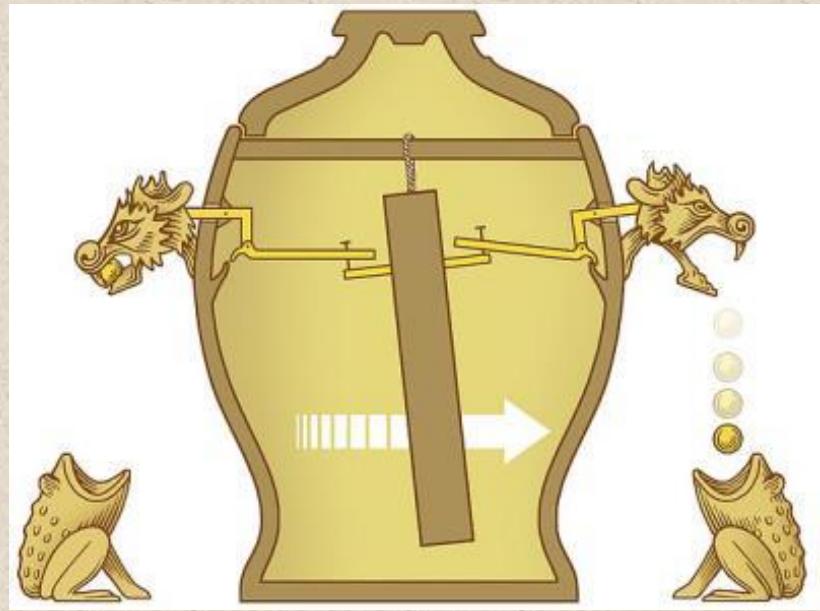
Требования к сейсмоприемникам:

- надёжность;
- возможность группирования;
- идентичность сигналов по фазе и амплитуде;
- возможность регистрации мало и высокоамплитудных сигналов;
- низкий уровень собственных шумов;
- небольшая масса;
- большой диапазон рабочих температур.

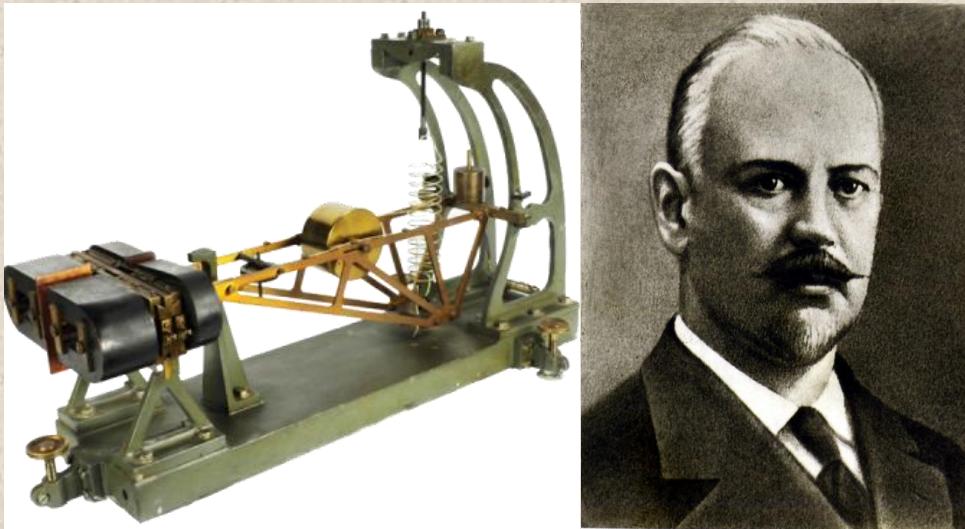
Приемники сейсмических колебаний.



Китайский сейсмограф в музее. Династия Хань ~132 г. н.э.
Ученый Чжан Хэн.



Принцип работы китайского сейсмографа.



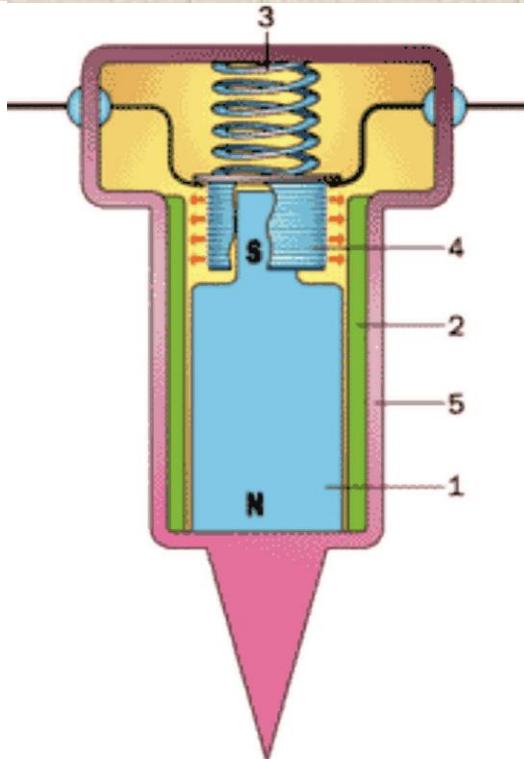
Первый электродинамический сейсмограф Б.Б. Голицына с гальванометрической записью. 1902 г. Принцип его работы используется до сих пор в современных геофонах.

Приемники сейсмических колебаний.



Электродинамические сейсмоприемники (геофоны) - устройства,

способные преобразовывать механические колебания грунта в электрический сигнал. Колебательные движения корпуса сейсмоприемника и магнита внутри катушки согласно закону Фарадея $\varepsilon = -\frac{d\Phi}{dt}$ приводят к появлению в катушке индукционной ЭДС.

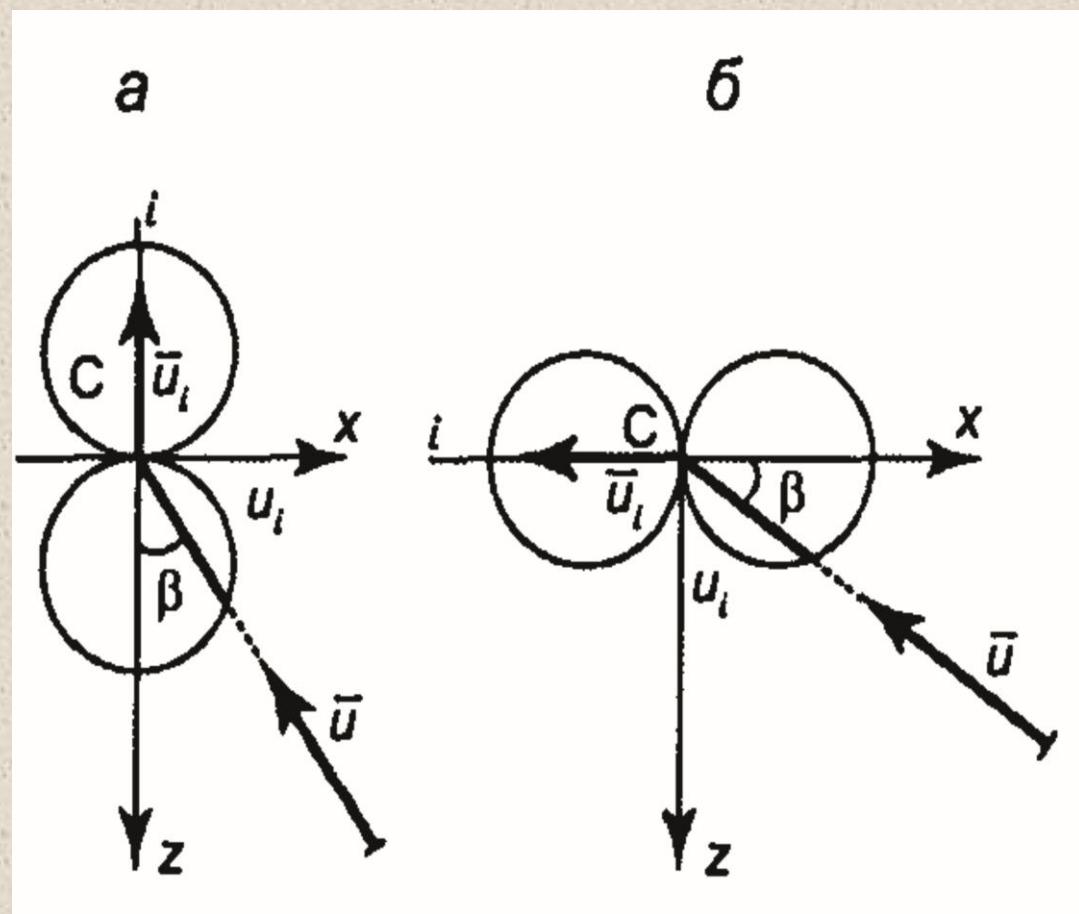


Для уменьшения собственных колебаний катушки используются **демпферы** - шунтирующие резисторы.

Основные элементы электродинамического сейсмоприемника: 1 – постоянный магнит, 2 - магнитопровод, 3 - пружина, 4 – катушка, 5 – корпус, 6 – штырь, 7 - выводы для соединения с внешней электрической цепью.

Приемники сейсмических колебаний.

В зависимости от взаимного расположения катушки и магнита сейсмоприемники могут иметь вертикальную и горизонтальную ось чувствительности. Пространственную избирательную способность сейсмоприемников регистрировать сейсмические колебания изображают в виде **диаграмм направленности**. Они представляют собой зависимость эффективной чувствительности сейсмоприемников от величины угла между направлением перемещения инертной массы и фактическим направлением вектора смещения (скорости смещения) частиц грунта.



Фактический вектор смещения частиц грунта, регистрируемый сейсмоприемником:

$$\vec{u} = \vec{u}_0 \cos \beta$$

\vec{u}_0 - вектор максимальной амплитуды смещения, β - угол между направлением перемещения инерционной массы и направлением вектора смещения.

Диаграммы направленности сейсмоприемников с вертикальной (a) и горизонтальной (б) осями максимальной чувствительности.

Приемники сейсмических колебаний.



Внешний сейсмоприемника с вертикальной осью максимальной чувствительности.



Внешний вид цифрового трехкомпонентного сейсмоприемника.



Внешний сейсмоприемника с вертикальной осью максимальной чувствительности.

Приемники сейсмических колебаний.

Пьезоприемники (гидрофоны), погруженные в воду, реагируют на изменение давления воды при прохождении сейсмической волны с образованием на поверхности прибора электрических зарядов (**пьезоэффект**).



Пьезоприемник ПДС-21 (слева), реагирующий на сжатие пьезокерамических цилиндров и ПДС-7 (справа), реагирующий на изгиб пьезокерамических пластин.

Диаграмма направленности пьезоприемников – пространственная сфера, в центре которой находится прибор.



Пьезоприемники в морской сейсмической косе.



Размотка морской сейсмической косы.



Приемники сейсмических колебаний.

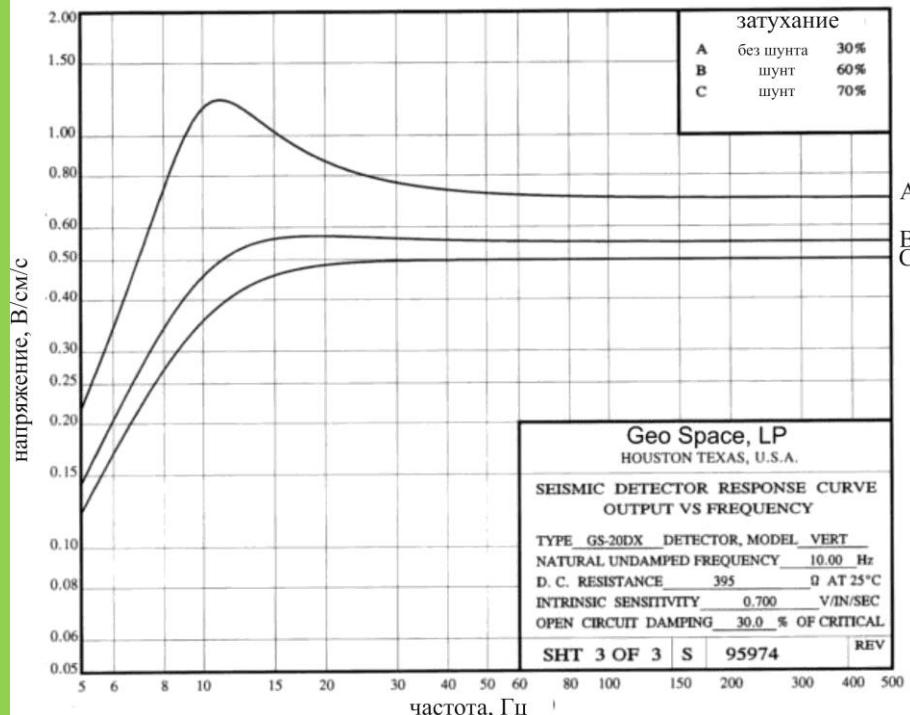
Основные параметры сейсмоприемников:

- **чувствительность (В/см/с)** – характеристика, количественно показывающая процесс преобразования колебательных движений корпуса прибора (частиц грунта) в величину напряжения на выходе прибора. Она определяется числом витков в катушке и скоростью изменения в ней магнитного поля

$$-n \frac{d\Phi}{dz} \quad \text{– коэффициентом электромеханической связи (КЭМС);}$$

- **амплитудно-частотная характеристика (АЧХ)** сейсмоприемника показывает как колебательная система сейсмоприемника изменяет сигнал на его входе, т.е. определяет, как зависит амплитуда регистрируемых сигналов на выходе от их частоты на входе;
- **собственная частота (Гц)** сейсмоприемника – частота свободных колебаний системы, определяется жесткостью пружины К и массой М подвижного элемента:

$$f_0 = \sqrt{\frac{K}{M}}$$



Вид АЧХ сейсмоприемника с вертикальной осью чувствительности.

Сейсмические косы.



Сейсмическая коса – специальный провод, передающий электрический сигнал с выходов сейсмоприемников на регистрирующую аппаратуру (сейсмостанцию).



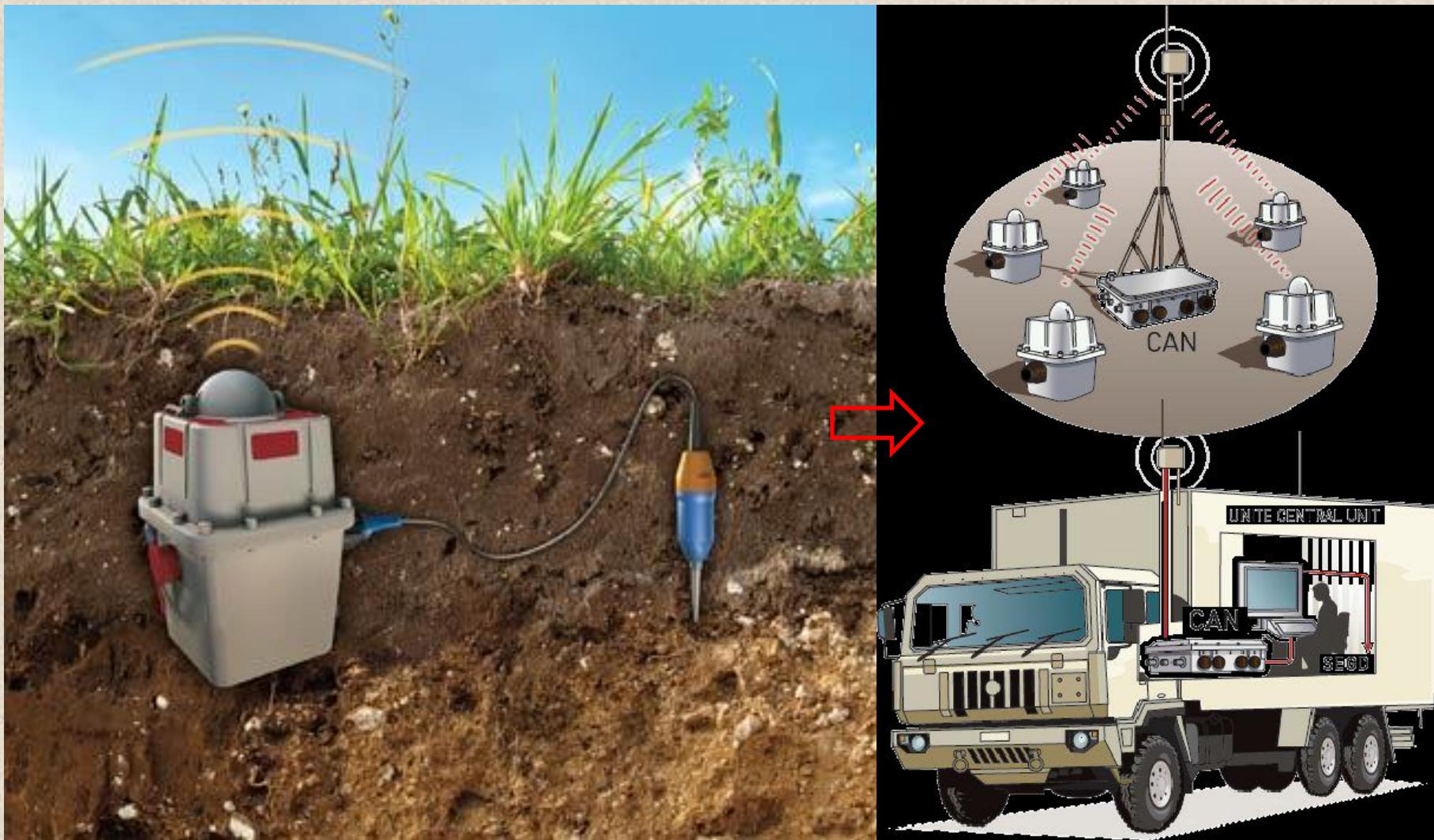
Внешний вид аналоговой сейсмической косы.



Сейсмическая коса на профиле.

Сейсмические косы.

Современные **теле**метрические системы позволяют оцифровывать сигнал непосредственно на пункте приема без использования аналоговых сейсмических кос.



Принцип работы телеметрических систем компании Sercel (Франция).

Сейсмические косы.



Принцип работы телеметрических систем Scout ОАО «СКБ СП» (Россия).

Сейсмические станции.

Сейсмический сигнал в аналоговой форме поступает на **сейсмические станции (сейсмостанции)**. Среди множества функций сейсмостанций следует выделить следующие:

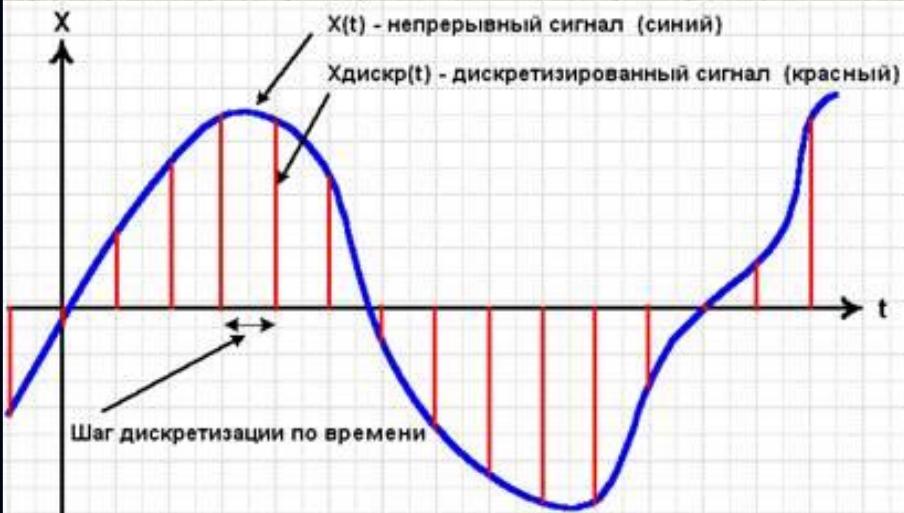
- ❖ усиление;
- ❖ частотная фильтрация;
- ❖ преобразования аналогового сигнала в цифровой вид.

1. Дискретизация (квантование) по времени.

Шаг дискретизации по времени определяется согласно **теореме Котельникова**: $dt < 1/2f_{max}$. Здесь f_{max} - максимальная частота сигнала в его спектре. Т.е. $f_{кв} > 2f_{max}$.

Выбор шага дискретизации по этой формуле позволяет восстановить все составляющие гармонического сигнала с частотами вдвое меньшими частоты квантования.

Поскольку реальный сигнал ограничен по времени, а его амплитудный спектр бесконечен, то **оцифровать все частоты невозможно**.



Квантование по времени аналогового сигнала по времени.

Сейсмические станции.

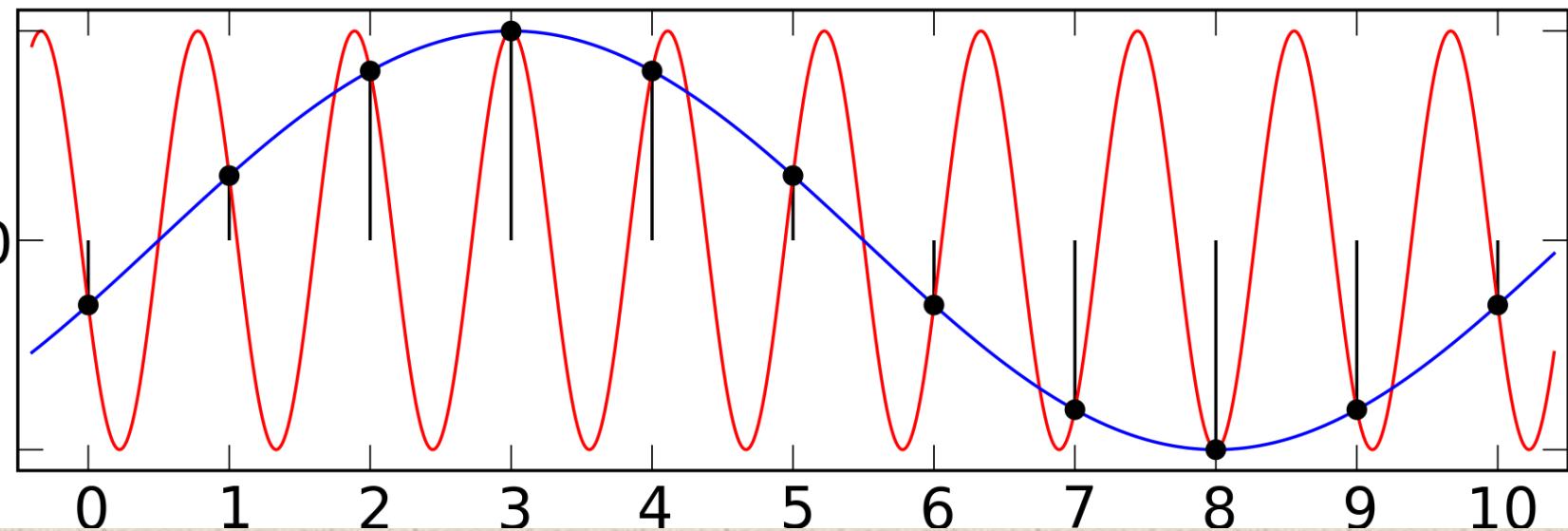
Результатом оцифровки частот сигнала равных или больше половины частоты дискретизации: $f_N = \frac{1}{2} f_{\text{кв}}$ -

частоты Найквиста, является **альясинг-эффект**, приводящий к появлению на записи **зеркальных частот**.

На практике для сигналов конечной длительности, обладающих граничной частотой f_{ep} , шаг дискретизации по времени $\Delta t_{\text{кв}}$ должен быть: $\frac{1}{\Delta t_{\text{кв}}} = f_{\text{кв}} \geq 4f_{ep}$. Граничная частота определяется как частота, где достигается уровень спектра $S(f_{ep}) = 0.7S_{\text{max}}$.

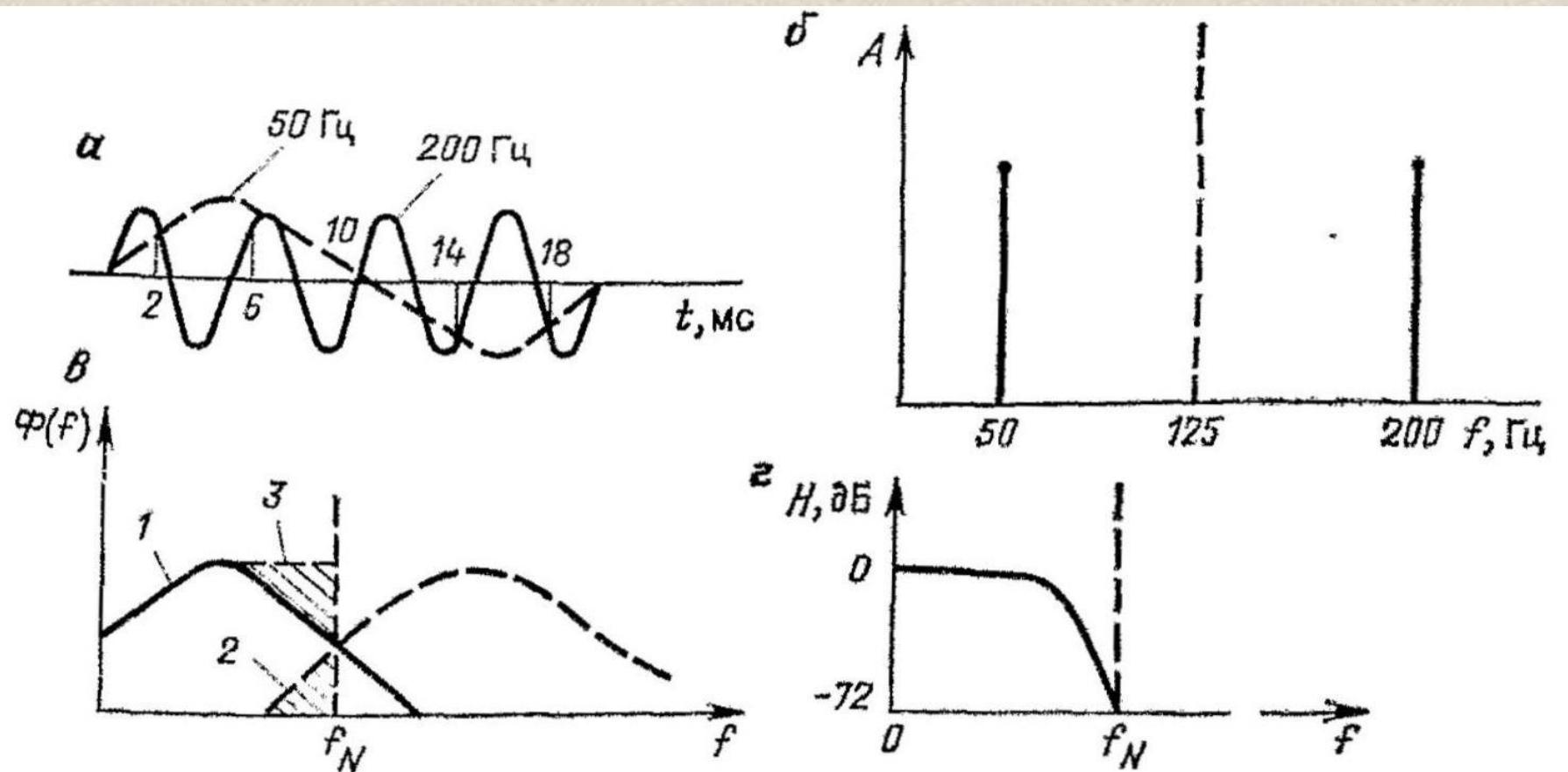
Пример. Для оцифровки по времени сигнала с граничной частотой $f_{ep}=250$ Гц шаг дискретизации должен быть не больше чем:

$$\Delta t \leq \frac{1}{4 \times 250} = 0.001c = 1\text{мс}$$



Альясинг-эффект: появление низкочастотного сигнала (синий цвет) при оцифровке высокочастотного сигнала (красный цвет).

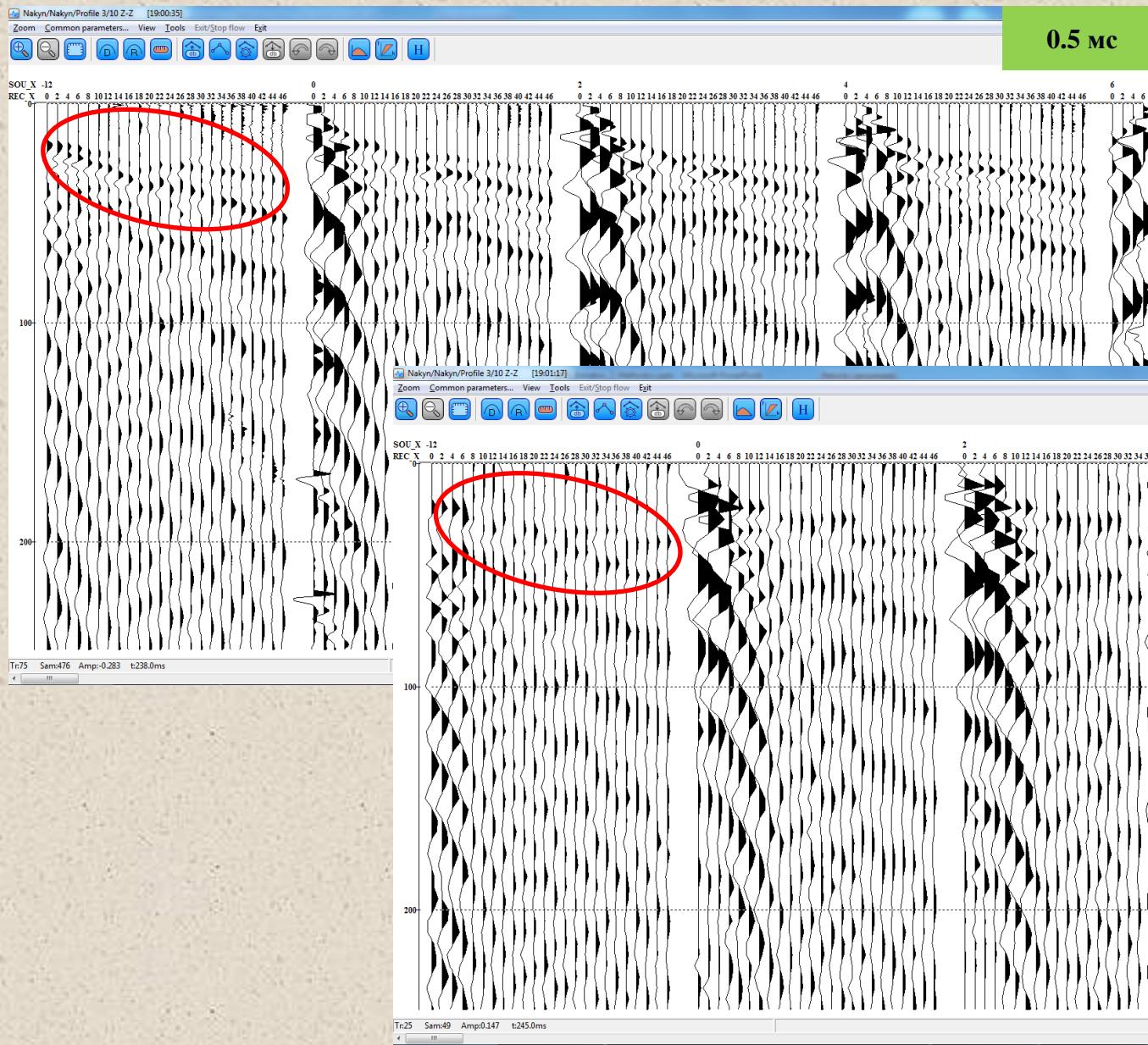
Сейсмические станции.



(α) и (δ) - возникновение зеркальной частоты 50 Гц при частоте квантования 4 мс (250 Гц) аналоговых сигналов с частотами 50 Гц и 200 Гц (α). (δ) – соотношение между частотой 200 Гц и зеркальной частотой 50 Гц относительно частоты Найквиста 125 Гц.

(β) – искажение спектра реального исходного сигнала при дискретизации. (γ) – частотная характеристика анти-альясинг фильтра - ФНЧ (по В.В. Знаменскому, 1989).

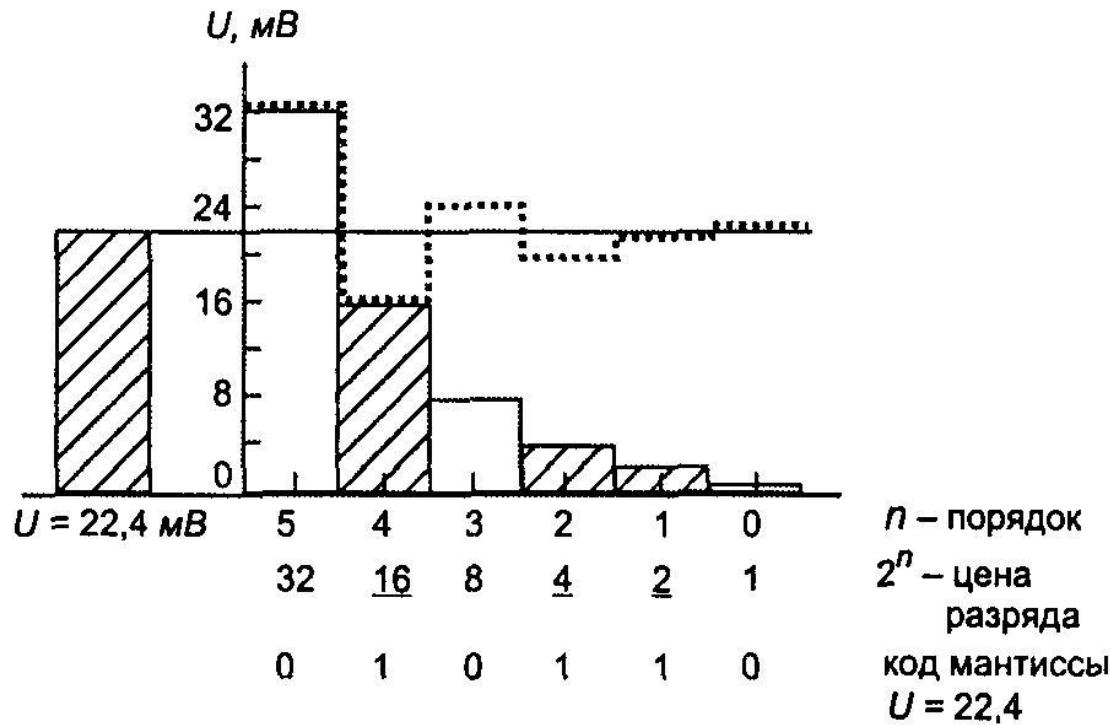
Сейсмические станции.



Сейсмограммы ОПВ с разным шагом дискретизации по времени: 0.5 мс (слева) и 5 мс (внизу).

Сейсмические станции.

2. **Оцифровка по амплитуде (уровню)** происходит путем последовательного сравнения уровня сигнала с эталонным уровнем – **способ взвешивания**. При оцифровке по амплитуде уровень непрерывного сигнала представляется конечным числом отсчетов, которые в АЦП кодируются числом двоичного кода.



Квантование аналогового сигнала по амплитуде способом взвешивания.

Динамический диапазон (Дб) устройства определяет минимальный A_{min} и максимальный A_{max} уровень сигнала, при котором он будет зарегистрирован без искажения:

$$D = 20 \times \lg \frac{A_{max}}{A_{min}}$$

Динамический диапазон цифровой сейсморазведочной станции:

$$D = 20 \times \lg 2^n \approx 6n, n – \text{число разрядов.}$$

Клиппирование сигнала.



Сейсмические станции.

Важные характеристики сейсмостанции:

- быстродействие – определяет время, необходимое для оцифровки одного отсчета;
- разрядность – определяет динамический диапазон сейсмостанции;
- канальность – определяет максимально возможное количество каналов, которые одновременно могут быть подключены к данной станции.

Сейсмический сигнал после оцифровки записывается на носитель информации в определенном **формате записи: мультиплексном (повоременном)** или **демультиплексном (потрассном)**.

мультиплексный (повоременный) (SEG-B, SEG-D)	номер трассы	1	2	...	N	1	2	...	N
	номер отсчета	1	1	1	1	2	2	2	2
демультиплексный (потрассный) (SEG-Y)	номер трассы	1	1	1	1	2	2	2	2
	номер отсчета	1	2	...	M	1	2	...	M

Структура мультиплексного и демультиплексного форматов сейсмических записей.

Сейсмические станции.



a



б



в

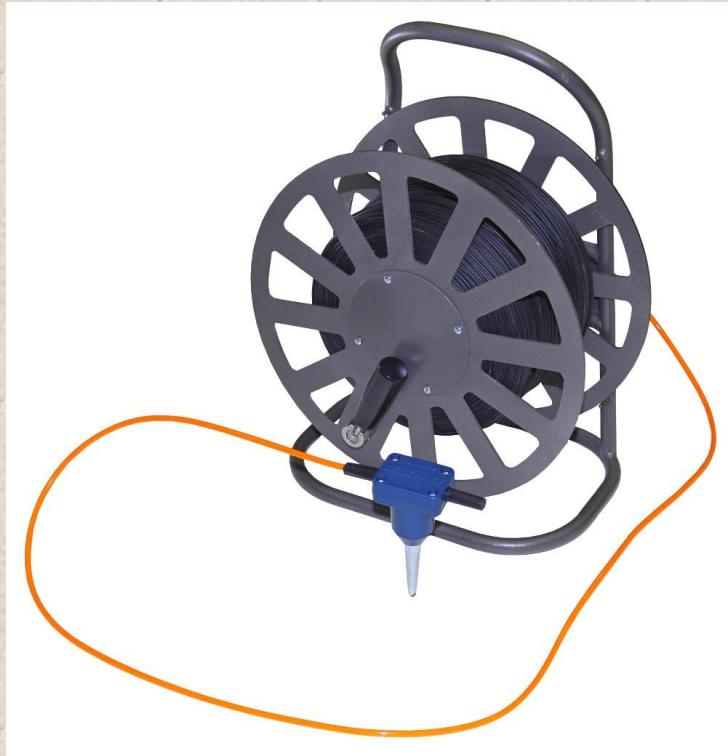
Отечественные линейные
сейсмические станции,
применяющиеся при
малоглубинной сейсморазведке:

- a* – «SGD-SEL»
(СибГеофизПрибор, г.
Новосибирск),
- б* – «ЭЛЛИСС-3» (Геосигнал, г.
Москва),
- в* – «Лакколит 24-М4» (Логис, г.
Жуковский).



Линейная сейсмическая
станция SUMMIT Compact
(Германия).

Сейсмические станции.



Система проводной синхронизации «по обнаружению» с помощью геофона.



Система беспроводной синхронизации «по обнаружению» с помощью геофона.

Способы синхронизации момента возбуждения и начала записи на станции в сейсморазведке:

- - по размыканию;
- - по замыканию;
- - по обнаружению.

