

دانشگاه ساری

لرزه شناسی

Seismology

عنوان درس : لرزه شناسی (Seismology) (درس اصلی)

سر فصل درس :

فصل اول - مقدمه

نتش، کرنش، قانون هوک، ضرایب کنششی، معادله موج، اصل هویگنس، قانون اسنل، انواع امواجی که در لرزه ثبت می شوند، سرعت گروه و سرعت فاز، جنگالی انرژی، گسترش هندسی، جذب انرژی، افراز انرژی در سطوح جدایی دولاچه، مقابله صوتی، ضریب بازتاب و عبور انرژی.

فصل دوم - نمودارهای زمان-مسافت

نمودارهای زمان-مسافت موج شکست مرزی برای مدل های دولاچه و سه لایه تخت و شیبدار، منحنی زمان-مسافت امواج بازتابی برای مدل های ساده تخت و شیبدار، نمودارهای زمان-مسافت امواج پراکنده و تکراری.

فصل سوم - چشمه های انرژی، گیرنده ها و دستگاه های ثبت لرزه ای

چشمه های ضربه ای و ارتعاشی و مشخصه حاصل از آنها، ژئوفونها و هیدروفونها و مشخصه آنها، دستگاه های ثبت داده های لرزه ای و مشخصات آنها.

فصل چهارم - عملیات لرزه ای

الف: روش بازتابی

برنامه ریزی عملیات لرزه ای بازتابی دوبعدی، روشهای عملیات لرزه ای دوبعدی در خشکی و فریا اندازه گیری سطح نوبه ها، آرایه گیرنده ها، آرایه چشمه ها.

ب: روش شکست مرزی

روش های عملیات لرزه ای شکست مرزی برای ثبت امواج تراکمی و برشی برای مطالعه لایه های کم عمق و مطالعه پوسته زمین، بررسی فاصله ژئوفون ها در تعیین عمق هدف.

ج: روش درون چاه

روش های عملیات لرزه ای پایین چاهی، بالا چاهی، بین چاهی و VSP با دورافت صفر.

فصل پنجم - پردازش داده های لرزه ای

الف: روش بازتابی

دیمانتیبلتکس، بازافت دامنه ها، تصحیحات ایستا، تضعیف نوبه ها، واگمانیخت، تحلیل سرعت، تصحیحات پویا، برآیند و کوچ زمانی.

ب: روش شکست مرزی

تصحیح توپوگرافی، جداسازی امواج برشی از امواج تراکمی، تشخیص امواج سطحی

ج: روش درون چاهی

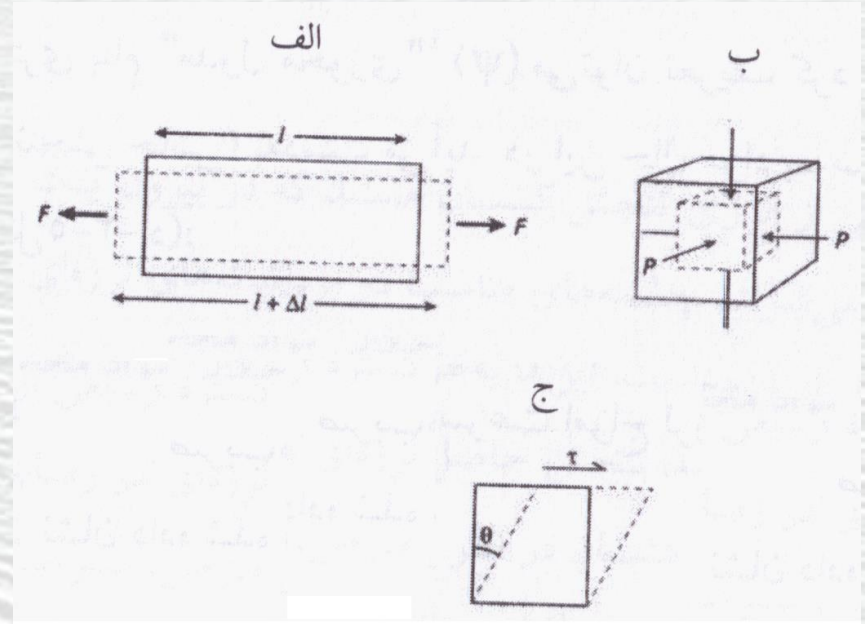
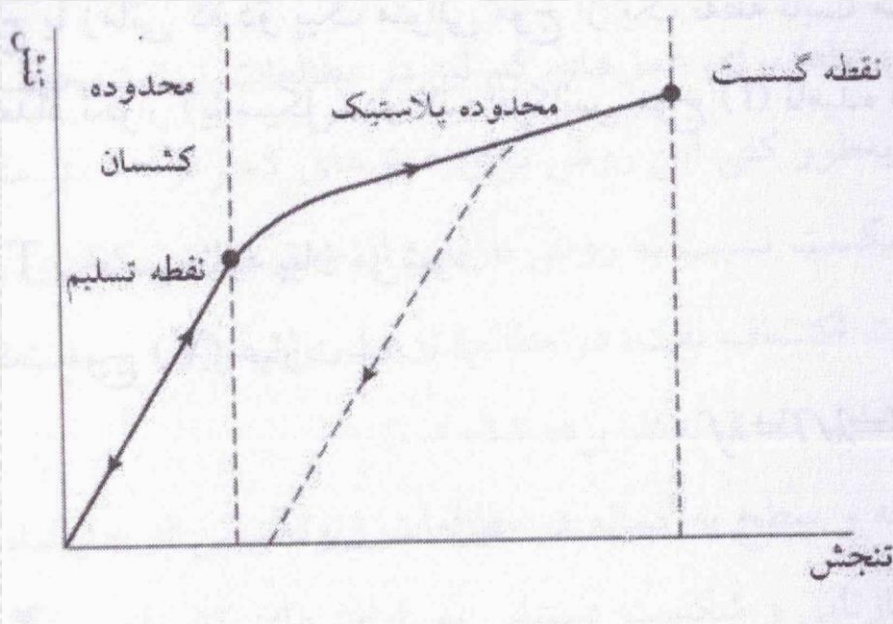
جداسازی امواج پائین رونده از امواج بالا رونده، تبدیل زمان VSP به زمان دورافت، برآیند.

فصل ششم - تفسیر داده های لرزه ای بازتابی

مقطع لرزه نگاری، لایه های افقی و شیبدار، گسلها، تاقدیس ها و ناودیس ها، گنبد های نمکی، ریفها، چندگانه ها، برآیند تشخیص تکراریها بر روی مقاطع لرزه ای، تفسیر مقاطع لرزه ای، تهیه نقشه های زمانی، کوچ و تهیه نقشه های زمانی.

منابع پیشنهادی:

- 1- Dobrin, M. B., and Savit, C.H., 1988, Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw-Hill.
- 2- Fitch, A. A., 1985, Developments in Geophysical Exploration Methods-6, Elsevier.
- 3- Sheriff, R. E., and Geldart, L. P., 1995, Exploration Seismology, Cambridge University Press.
- 4- Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sheriff, R.E., 1998, Applied Geophysics, Cambridge University Press.
- 5- Udias, A., 1999, Principles of seismology, Cambridge University Press.
- 6- Waters, K. H., 1981, Reflection Seismology, John Wiley & Sons.



ضریب های کشسان: الف- مدول یانگ ب- مدول بالک ج- مدول برشی

منحنی تنش - تنجش برای یک جسم جامد

$$E = \frac{F/A}{\Delta l/l} = \frac{\text{تنش محوری}}{\text{تنجش محوری}}$$

$$\kappa = \frac{\text{فشار}}{\text{تنجش حجمی}} = \frac{F/A}{\Delta V/V} = \frac{P}{\Delta V/V}$$

$$\mu = \frac{F/A}{\Delta l/l} = \frac{\tau}{\theta}$$

$$\sigma = \frac{\text{تنجش عرضی}}{\text{تنجش طولی}} = \frac{\Delta W/W}{\Delta l/l}$$

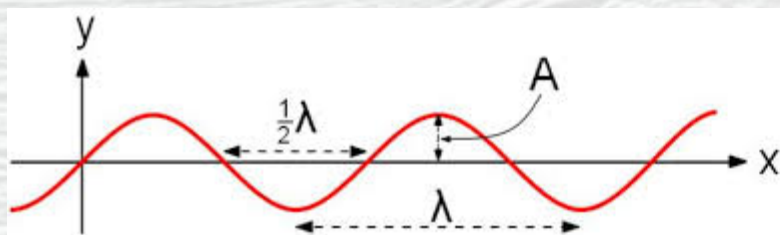
$$\lambda = \frac{E\sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}$$

$$\kappa = \frac{E}{3(1 - 2\sigma)}$$

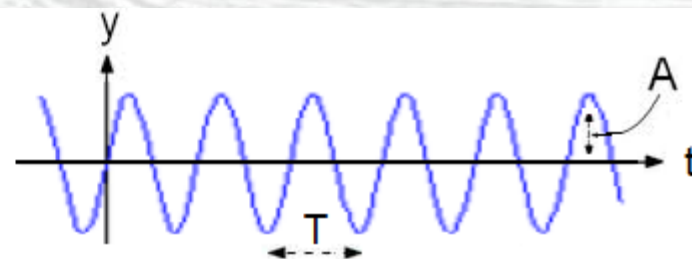
$$\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}$$

$$E = \frac{9\kappa\mu}{3\kappa + \mu}$$

$$\sigma = \frac{3\kappa - 2\mu}{6\kappa + 2\mu}$$



الف



ب

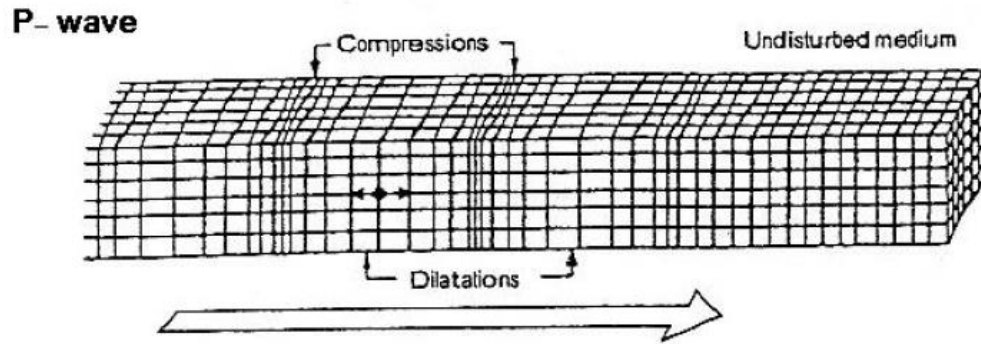
موج سینوسی الف - بر حسب فاصله ب - بر حسب زمان

اموج لرزه ای (امواج حجمی)

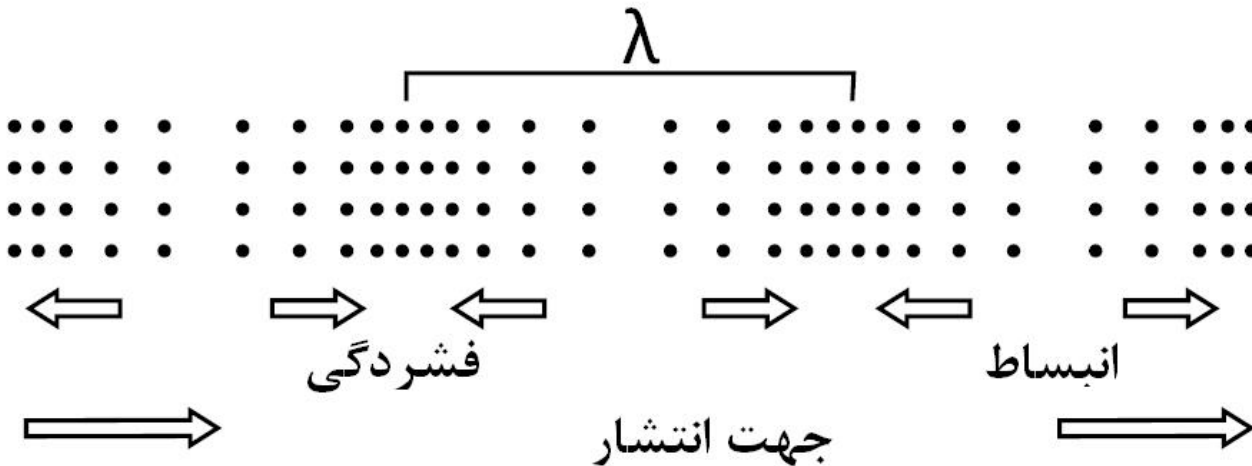
امواج حجمی (پیکری، درونی)

امواجی هستند که از میان محیط منتشر می‌شوند. دو نوع از امواج حجمی قادر به انتشار در محیط‌های الاستیک می‌باشند: امواج P (طولی، فشاری، اولیه) و امواج S (عرضی، برشی، ثانویه).

امواج P مهم‌ترین امواج در اکتشافات لرزه‌ای می‌باشند. ارتعاش ذرات در این امواج، در جهت انتشار موج و بصورت کرنش‌های فشارشی و کششی می‌باشد. مثال: موج صوتی.



شکل. تغییر شکل الاستیک و ارتعاش ذرات زمین در انتشار موج P

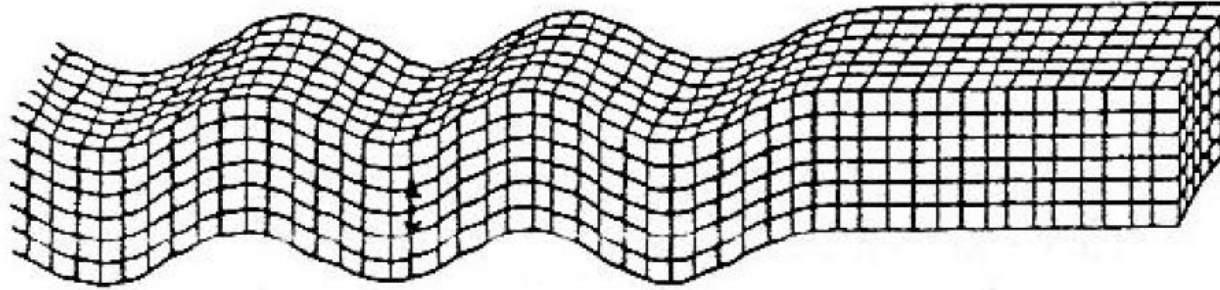


$$V = \sqrt{\frac{\text{Appropriate elastic modulus}}{\rho(\text{density})}}$$

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4\mu/3}{\rho}}$$

اموج لرزه ای (امواج حجمی)

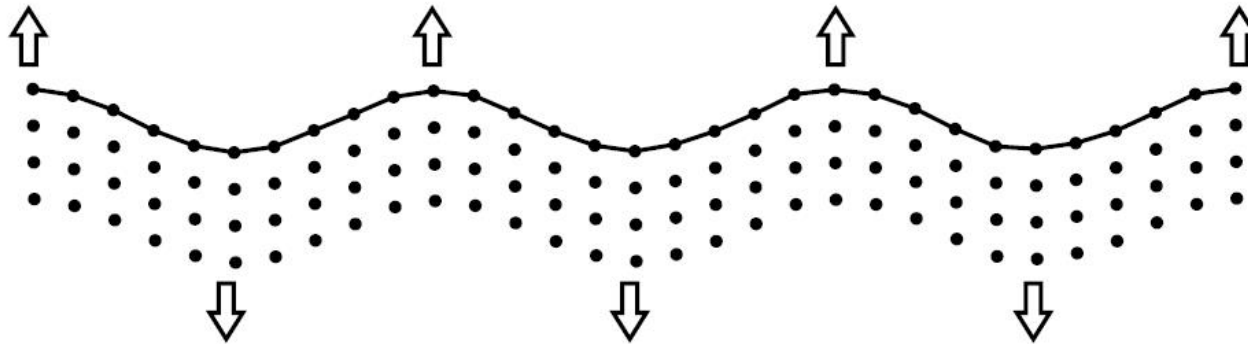
S-wave



شکل. تغییر شکل الاستیک و ارتعاش ذرات زمین در انتشار موج S.



جهت انتشار

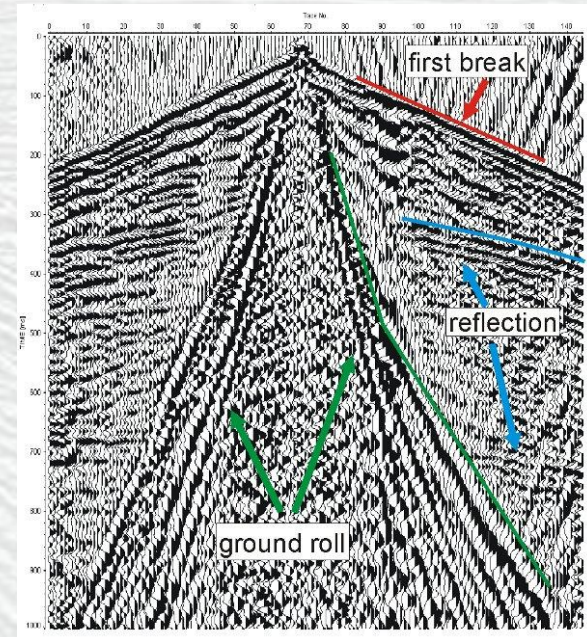
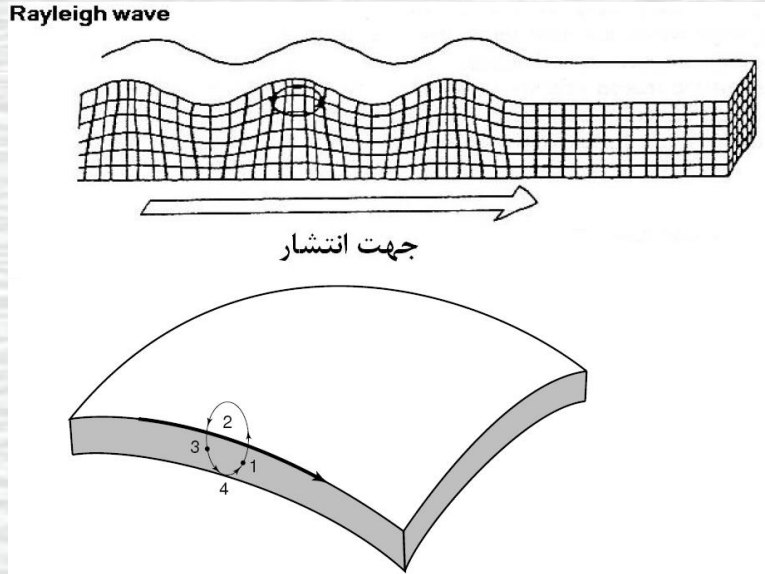


$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

$$\frac{V_s}{V_p} = \sqrt{\frac{0.5 - \sigma}{1 - \sigma}}$$

اموج لرزه ای (امواج سطحی)

مشخصه اصلی امواج سطحی پاشندگی (dispersion). سرعت موج با طول موج تغییر می کند. به عبارتی شکل موج به دلیل اختلاف آهنگ انتشار مولفه های فرکانسی آن ها در حین انتشار تغییر می کند.



امواج رایلی در طول سطح آزاد زمین منتشر می شوند.

دامنه آن نسبت به عمق به صورت نمائی کاهش می یابد.

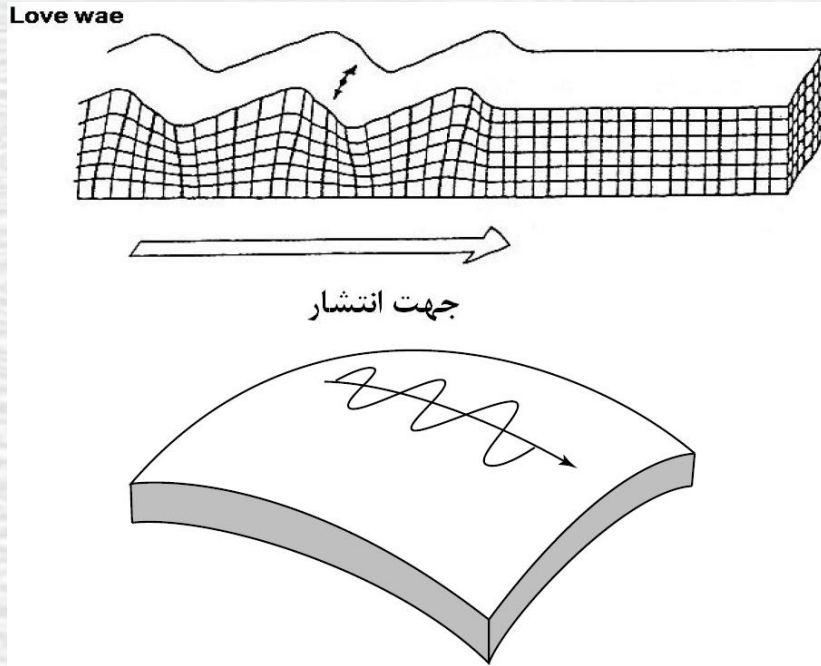
حرکت ذره به شکل بیضوی واقع در یک صفحه عمود بر سطح است.

این موج شامل یک تنجش برشی است پس فقط در جامدات منتشر می شود.

سرعت انتشار آن تقریباً 0.9 موج برشی در همان محیط است.

آن ها بخش اصلی نوفه ground roll را تشکیل می دهند. اغلب به صورت امواج فرکانس پایین با دامنه گسترده ظاهر می شوند که امکان پوشاندن بازتاب ها را در یک ثبت لرزه ای دارند.

اموج لرزه ای (امواج سطحی)



اگر سرعت موج برشی لایه سطحی کمتر از لایه زیرین باشد، **امواج لاو** ایجاد می شوند.

از نوع امواج برشی پلاریزه شده ای هستند که حرکت ذره به موازات سطح آزاد و عمود بر امتداد انتشار است.

سرعت این امواج حد واسط سرعت موج برشی لایه سطحی و زیرین است.

چون ارتعاش آن ها افقی است بر روی نگار لرزه ای ثبت نمی شوند. زیرا ژئوفون های معمولی ارتعاشات عمودی را ثبت می کنند.

اموج لرزه ای

ضریب پواسون برای سنگهای بسیار سخت $\sigma \approx 0.05$ ؛ برای رسوبات سست و تحکیم نیافته $\sigma \approx 0.45$ ؛ و مقدار متوسط آن $\sigma \approx 0.25$ می باشد. باتوجه به اینکه ضریب پواسون از صفر تا $0/5$ متغیر است، سرعت امواج عرضی (بسته به جنس محیط) از 0 تا 70 درصد سرعت امواج طولی متغیر است. هنگامیکه ضریب پواسون برابر با $0/33$ باشد، سرعت موج S نصف سرعت انتشار موج P خواهد بود.

امواج سطحی لاو تقریباً با سرعت امواج S منتشر می شوند، اما امواج ریلی سرعت نسبتاً کمتری دارند ($V_s 92/0$ برای ضریب پواسون $0/25$).

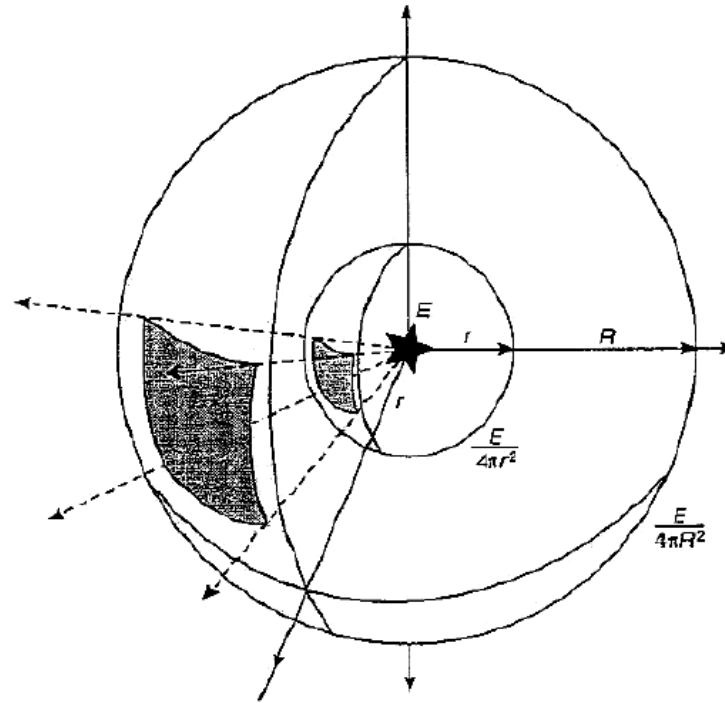
سرعت انتشار امواج لرزه ای در سنگهای رسوبی با افزایش عمق و سن، افزایش می یابد. برای شیل و ماسه، سرعت امواج الاستیک V (برحسب کیلومتر بر ثانیه) از رابطه زیر بدست می آید:

$$V = 1.47 (Z.T)^{\frac{1}{6}}$$

که در آن، Z عمق برحسب کیلومتر و T سن زمین شناسی برحسب میلیون سال می باشند.

جذب انرژی اموج لرزه ای (واگرایی کروی) (spherical divergence)

واگرایی کروی (انتشار هندسی). انرژی موج لرزه ای بطور شعاعی از منبع خارج شده و دامنه آن با افزایش فاصله کاهش می یابد.



گسترش بعد انرژی در واحد سطح در اثر انتشار کروی از منبع انرژی در نقطه E.

انرژی کل تولید شده در منبع (E) بر روی پوسته کروی با شعاعی که نسبت به زمان افزایش می یابد، منتشر می شود. تراکم انرژی (یعنی انرژی واحد سطح) $E/4\pi r^2$ می باشد. با گذشت زمان، شعاع پوسته افزایش می یابد و تراکم انرژی در پوسته جدید $E/4\pi R^2$ خواهد بود. با توجه به اینکه $R > r$ می باشد، تراکم انرژی با گذشت زمان کاهش می یابد. بنابراین، انرژی با نسبت $1/r^2$ کاهش یافته و دامنه نیز که با جذر تراکم انرژی متناسب است، به نسبت $1/r$ کاهش می یابد.

جذب انرژی اموج لرزه ای (افت ذاتی intrinsic attenuation)

افت ذاتی. علاوه بر واگرایی کروی، انرژی الاستیک به دلیل اصطکاک ذرات محیط (که نسبت به ذرات مجاور حرکت دارند) در انتقال موج لرزه‌ای، توسط محیط جذب و به گرما تبدیل می‌شود.

جذب انرژی و یا افت ذاتی، بطور نمایی نسبت به فاصله کاهش می‌یابد. میرایی موج به نوع موادی که موج از میان آن عبور می‌کند نیز بستگی داشته و مشخصه آن ضریب افت (ضریب جذب) α می‌باشد.

$$A = A_0 \exp^{-\alpha r}$$

A دامنه موج در فاصله r از منبع و A0 دامنه موج در منبع می‌باشد.

فرمول زیر رابطه ضریب افت را با سرعت موج لرزه‌ای (V) و فرکانس آن (f) نشان می‌دهد:

$$\alpha = \frac{\pi f}{QV} \quad \text{and} \quad \alpha = \frac{\pi}{Q\lambda}$$

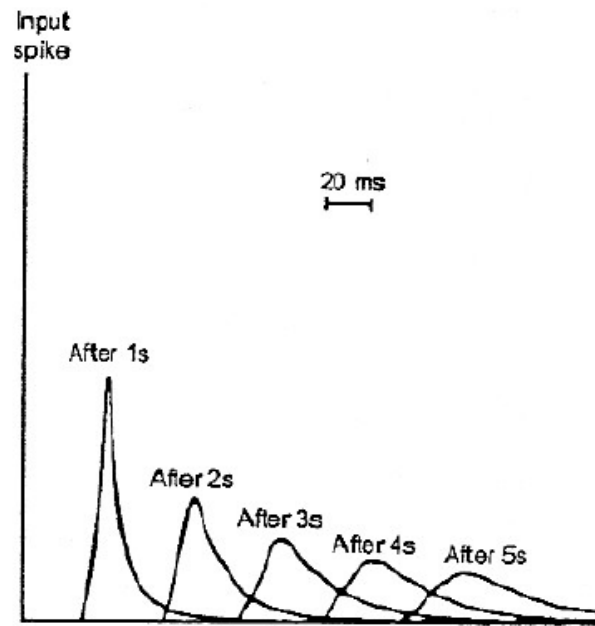
که Q فاکتور کیفیت (Quality Factor) نامیده شده و λ طول موج می‌باشد.

$$\begin{aligned} Q &= 2\pi / (\text{نسبت انرژی جذب شده در هر سیکل به کل انرژی موج}) \\ &= 2\pi(E/\Delta E) \end{aligned}$$

ضریب افت معیاری از افت بخشی انرژی در واحد فاصله، و $2\pi/Q$ افت بخشی انرژی در هر طول موج می‌باشد.

جذب انرژی اموج لرزه ای (افت ذاتی intrinsic attenuation)

بنابراین، هرچه تعداد سیکل‌ها بیشتر باشد، افت بیشتری رخ می‌دهد. فرمول اخیر نشان می‌دهد که ضریب افت با افزایش فرکانس افزایش می‌یابد. بنابراین، امواج با فرکانس کم نسبت به امواج با فرکانس زیاد با سرعت کمتری میرا می‌شوند.



تأثیر جذب انرژی در تغییر تدریجی شکل پالس اولیه در حین انتشار آن در زمین.

با تلفیق واگرایی کروی ($1/r$) و جذب انرژی ($\exp(-\alpha r)$)، کاهش دامنه نسبت به فاصله از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\frac{A}{A_0} = \frac{r_0}{r} \exp\{-\alpha(r - r_0)\}$$

که در آن، A و A_0 دامنه در فاصله r و r_0 از منبع؛ و α ضریب افت می‌باشند.

جذب انرژی اموج لرزه ای (پراکندگی Scattering)

پراکندگی ناشی از توزیع ناهمگنی ها در زمین عامل کاهش دامنه نسبت به فاصله طی شده توسط موج می باشد (Aki, 1980).

پراکندگی. افت ظاهری ناشی از انعکاس، انکسار و پراش امواج لرزه‌ای، دلیل برای پخش انرژی برخوردی می‌باشد.

بر اساس حاصلضرب عدد موج $(k = 2\pi f/V)$ در مقیاس ناهمگنی (a)، سه سطح برای پراکندگی وجود دارد:

- هنگامیکه $ka \ll 0.01$ باشد، موادی که موج از آنها عبور می‌کند، شبه‌همگن (*quasi-homogeneous*)

نامیده شده و پراکندگی‌ها به قدری کوچک هستند که با امواج لرزه‌ای قابل رویت نمی‌باشند، جز بصورت ناهمسانی‌های ظاهری در صورتیکه ترکهای کافی در سنگ وجود داشته باشد.

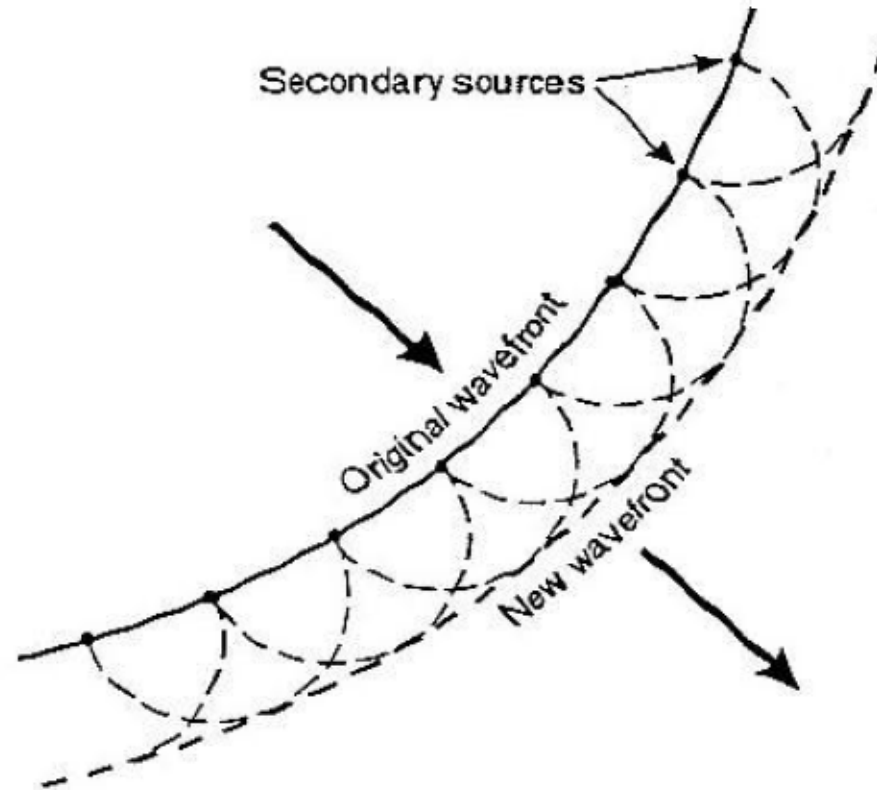
- هرگاه طول موج امواج لرزه‌ای در مقایسه با ناهمگنی‌ها بزرگ باشد ($ka < 0.1$)، پراکندگی ریلی رخ داده و باعث افت ظاهری می‌شود. این حالت بیشترین احتمال را دارد.

- در مناطقی که تغییرات بسیار سریع جانبی و عمودی در سرعت امواج لرزه‌ای و چگالی وجود داشته باشد (مانند محل‌های قدیمی انباشت باطله)، پراکندگی بسیار حائز اهمیت خواهد بود. در این حالت، ka در محدوده ۰/۱-۱۰ قرار دارد.

آسمان آبی: پراکنش **کشسان نور** یا سایر **امواج الکترومغناطیس** است که به وسیله ذرات کوچکتر از **طول موج**، حتی **اتم‌ها** یا **مولکول‌ها** اتفاق می‌افتد. بنابر قانون پراکندگی ریلی، اگر اندازه ی ذره کمتر از طول موج های نور مرئی باشد آن ذره به طور بسیار گزینشی عمل خواهد کرد، یعنی طول موج های کوتاهتر را بهتر و بیشتر از طول موجهای بلندتر پراکنده میکند. تمام رنگ های نور تا حدی پراکنده میشوند اما مولکولهای جو زمین (که ابعادشان کوچکتر از طول موج نور آبی است) نور آبی را بیشتر از نور سبز، زرد یا قرمز پراکنده میکند.

اصل هویگنس

اصل هویگنس (Huygens's Principle) برای درک چگونگی انتشار امواج لرزه‌ای در زمینهای لایه‌ای بسیار حائز اهمیت می‌باشد. برطبق این اصل، هر نقطه بر روی یک جبهه موج می‌تواند بعنوان یک منبع ثانوی امواج کروی در نظر گرفته شود. جبهه موج جدید بصورت پوش این امواج بعد از یک فاصله زمانی می‌باشد.



انتشار موج در محیط های لایه ای

انعکاس و انکسار موج در تابش عمود بر فصل مشترک دولایه

در شرایطی که موج بطور قائم به یک فصل مشترک برخورد کند و با فرض اینکه هیچ اتلاف انرژی وجود نداشته

باشد، انرژی موج برخوردی باید با مجموع انرژی موج انعکاسی و انتقالی برابر باشد: $A_0 = A_1 + A_2$

میزان انعکاس از یک فصل مشترک برای برخوردهای عمودی و کم زاویه ($< 20^\circ$) با استفاده از ضریب انعکاس (R) که برابر است با نسبت دامنه موج انعکاسی (A_1) به موج برخوردی (A_0) بیان می شود. همچنین می توان ضریب انعکاس را بصورت نسبت اختلاف امپدانس های صوتی به مجموع آنها بیان کرد:

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{(Z_2 - Z_1)}{(Z_2 + Z_1)} \quad ; \quad R \leq \pm 1$$

هنگامیکه یک موج از محیطی با سرعت بالای امواج به محیطی با سرعت کم امواج عبور می کند، ضریب انعکاس منفی بوده و در موج انعکاسی معکوس شدگی فاز (180° درجه) رخ می دهد. بعنوان مثال، هنگامیکه یک موج درون آب به فصل مشترک آب و هوا برخورد کند، ضریب انعکاس -1 بوده و فاز موج انعکاسی در فصل مشترک معکوس می شود. مقادیر متداول برای ضریب انعکاس عبارتند از < 0.1 (انعکاس ضعیف)؛ $0.1 - 0.2$ (انعکاس متوسط)؛ و > 0.2 (انعکاس شدید).

میزان انتقال از یک فصل مشترک برای برخوردهای عمودی و کم زاویه ($< 20^\circ$) با استفاده از ضریب انتقال (T) که برابر است با نسبت دامنه موج انتقالی (A_2) به موج برخوردی (A_0) بیان می شود. همچنین می توان ضریب انتقال را با استفاده از نسبت امپدانس های صوتی نیز بیان کرد:

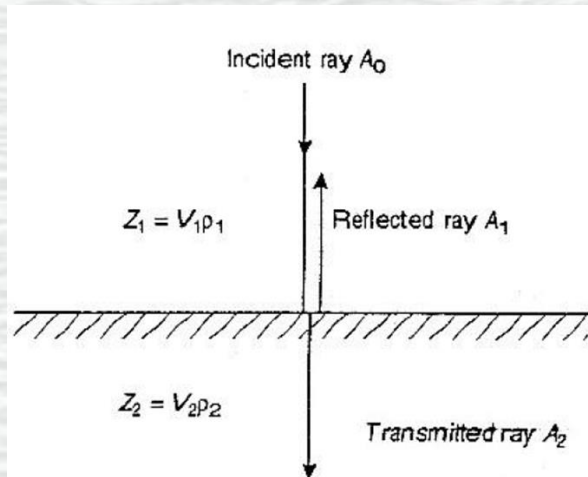
$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{(Z_2 + Z_1)}$$

میزان انرژی های انعکاسی و انتقالی را نیز می توان با استفاده از ضرایب انعکاس و انتقال بصورت زیر محاسبه کرد لازم به ذکر است که مجموع انرژی انعکاسی و انتقالی بایستی با یک برابر باشد:

$$E_T = \frac{4Z_1Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2} \quad \text{انرژی انتقالی} \quad ; \quad E_R = \frac{(Z_2 - Z_1)^2}{(Z_2 + Z_1)^2} \quad \text{انرژی انعکاسی}$$

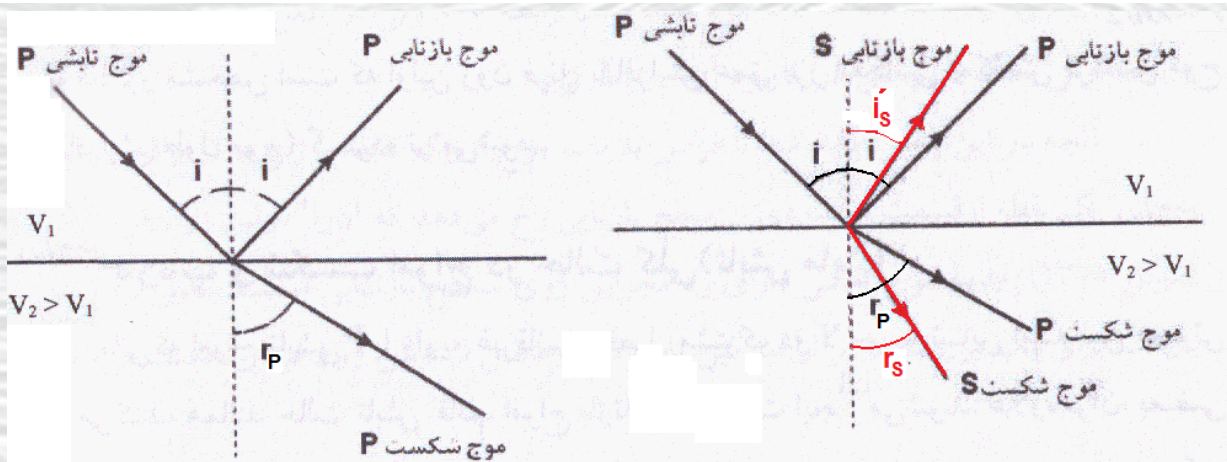
$$E_R + E_T = 1$$

اگر ضریب انعکاس برابر با ± 1 باشد، یا بعبارت دیگر $E_R = 1$ ، آنگاه تمام انرژی برخورد کرده منعکس شده و هیچ بخشی از آن انتقال نمی یابد ($E_T = 0$ و $T = 0$). بالعکس، اگر $R = 0$ و $E_R = 0$ باشند، آنگاه کل انرژی منتقل شده و بدین معنی است که هیچ تباین امپدانس صوتی در فصل مشترک وجود ندارد ($Z_1 = Z_2$).



انتشار موج در محیط های لایه ای

انعکاس و انکسار موج در برخورد مایل. هر گاه موجی تحت زاویه دلخواه به فصل مشترک دو محیط با تباین امپدانس صوتی برخورد کند، امواج انعکاسی و انتقالی (مشابه با برخورد قائم) تولید می شوند. در زوایای برخورد متوسط ممکن است دامنه امواج S انعکاسی که از برخورد امواج P تولید شده اند، بزرگتر از دامنه امواج انعکاسی P باشد. بطور کلی هر گاه یک موج P بطور مایل به یک فصل مشترک برخورد کند، چهار نوع موج تولید می شود: امواج انعکاسی و انتقالی P؛ و امواج انعکاسی و انتقالی S. جهت انتشار امواج انتقالی در ورود به محیط جدید تغییر می کند و این تغییر تحت عنوان *انکسار (Refraction)* شناخته می شود.



طبق قوانین انعکاس:

- زاویه برخورد با زاویه انعکاس برابر است.
- پرتوهای برخوردی، انعکاسی و انکساری، و همچنین عمود در نقطه برخورد همگی در یک صفحه قرار دارند

موج S بازتابی حاصل از موج تابشی P:

$$\frac{\sin i}{\sin i_s} = \frac{V_{P1}}{V_{S1}}$$

موج انکساری S حاصل از موج تابشی P:

$$\frac{\sin i}{\sin r_s} = \frac{V_{P1}}{V_{S2}}$$

موج انکساری P حاصل از موج تابشی P:

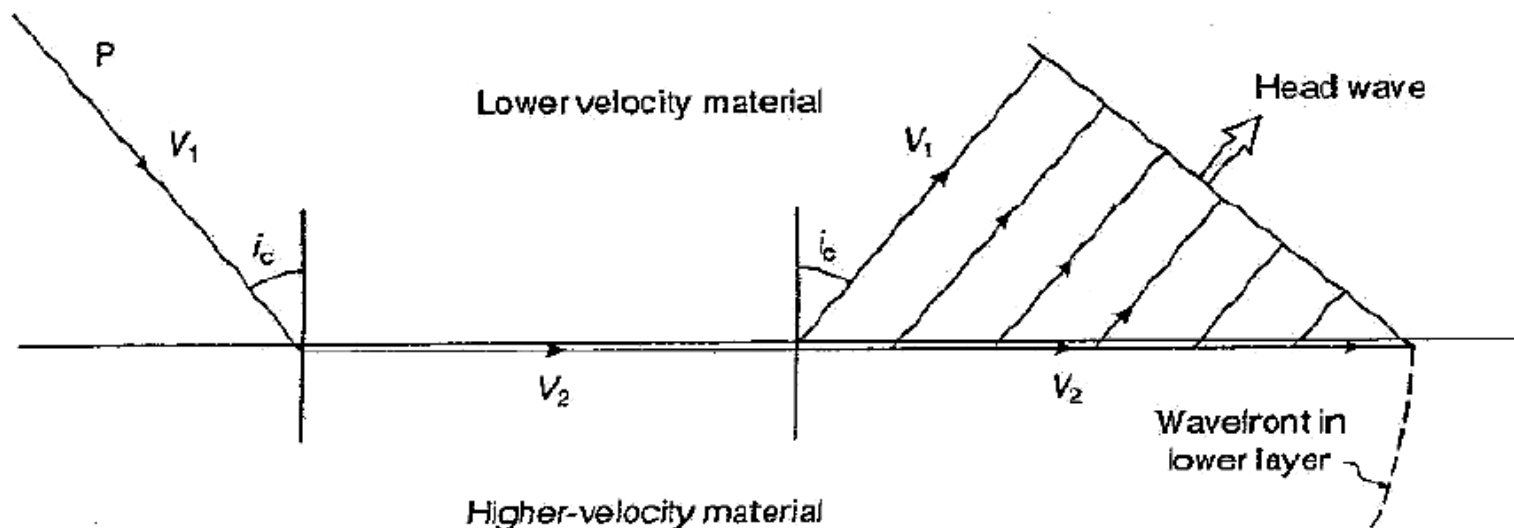
$$\frac{\sin i}{\sin r_p} = \frac{V_{P1}}{V_{P2}}$$

انتشار موج در محیط های لایه ای

انکسار بحرانی (Critical Refraction). هنگامیکه زاویه برخورد به یک مقدار مشخص که زاویه بحرانی نامیده می شود برسد، زاویه انکسار برابر با ۹۰ درجه خواهد بود:

$$\frac{\sin i_c}{\sin 90} = \frac{V_1}{V_2}$$

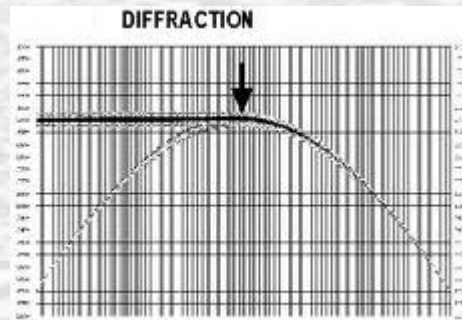
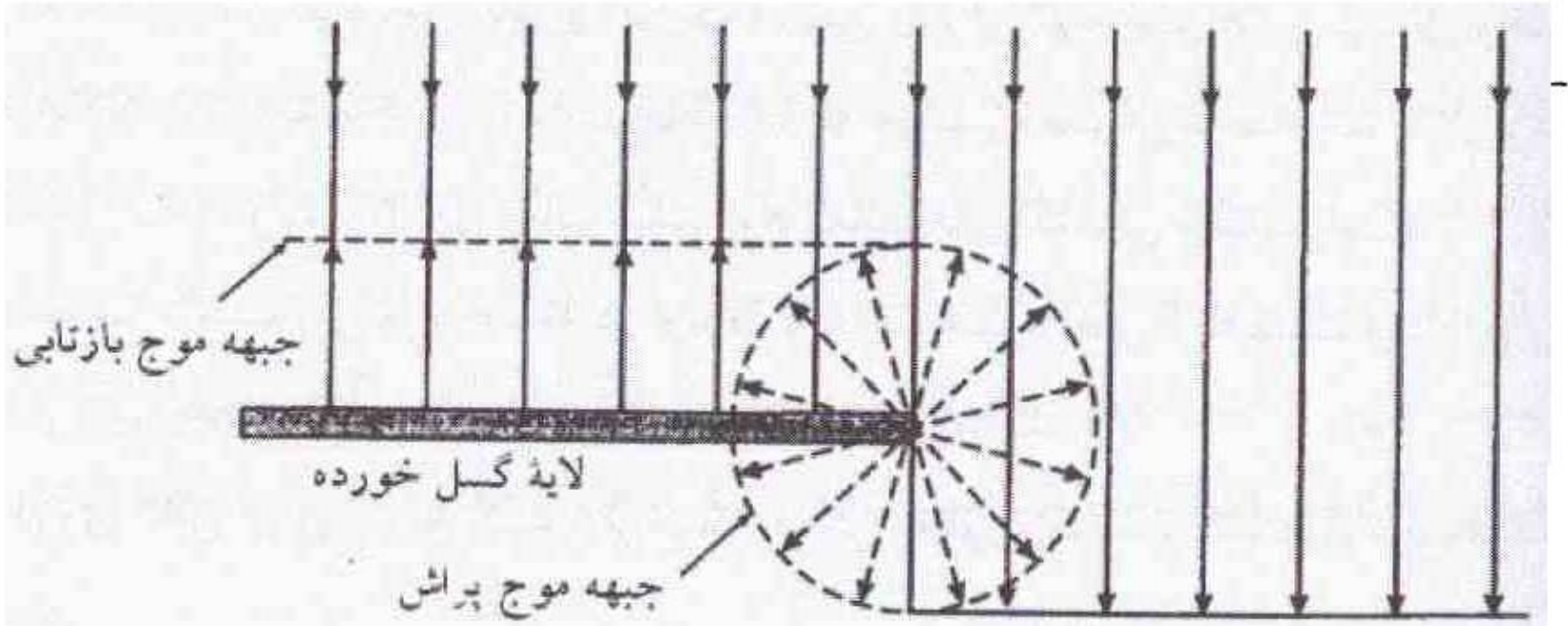
در این حالت، موج انکساری در طول مرز بالایی لایه پایینی (که سرعت آن بیشتر از لایه فوقانی است: $V_2 > V_1$) منتشر می شود. در اثر عبور موج انکساری، مواد موجود در فصل مشترک دو محیط در معرض یک تنش نوسانی قرار گرفته و در نتیجه امواجی به سمت بالا و با زاویه مساوی با زاویه بحرانی تولید خواهد شد که به نام *Head Waves* شناخته می شوند که ممکن است در نهایت به سطح برسند.



انتشار موج در محیط لایه ای ناپیوسته

پراش (Diffraction)

هرگاه موجی به یک سطح دارای ناپیوستگی (مانند یک لایه گسل خورده) برخورد کند، جبهه موج دچار انحنای می-شود. درحقیقت ناپیوستگی باعث اغتشاش شده و مانند یک منبع نقطه‌ای باعث بازتاب امواج در تمام جهات می-شود.



جمع آوری داده های لرزه ای

هدف اصلی از برداشت ثبت جنبش زمین در اثر انرژی رها شده از چشمه است. سائسموگرام: ثبت جنبش زمین بر حسب زمان شامل اطلاعات پایه برای تفسیر، مدل سازی و ایجاد تصویر لایه های زیر سطحی

تجهیزات:

- 1) چشمه مناسب برای ایجاد پالس لرزه ای
- 2) آشکارسازی امواج لرزه ای در زمین
- 3) ثبت و نمایش فرم های موج لرزه ای بر روی سائسموگراف

مختصری از طراحی برداشت (اهمیت تجهیزات برداشت):
قدرت تفکیک: حدی برای آشکارسازی کوچک ترین ساختار
قدرت تفکیک وابستگی به طول پالس لرزه دارد.

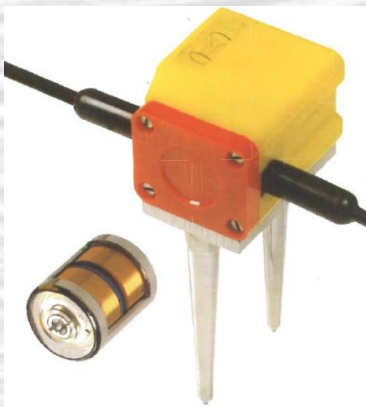
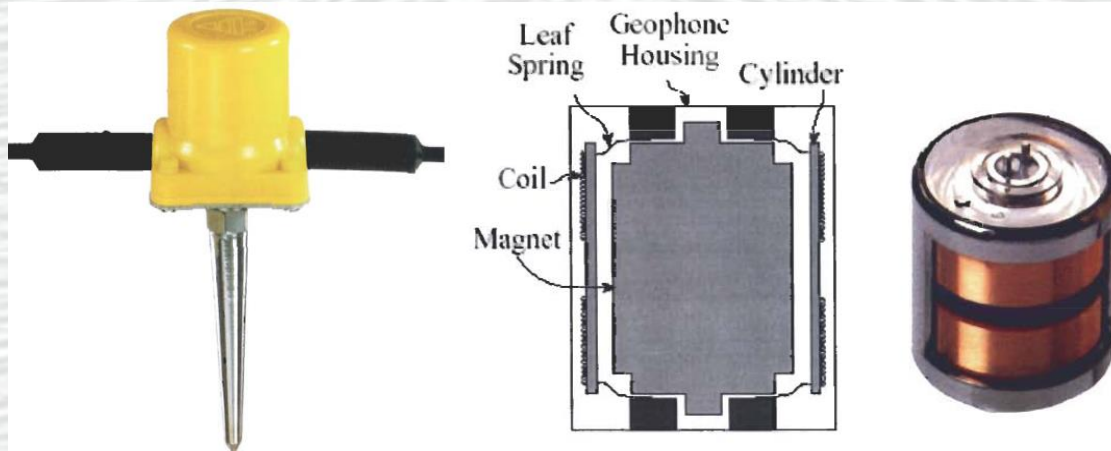
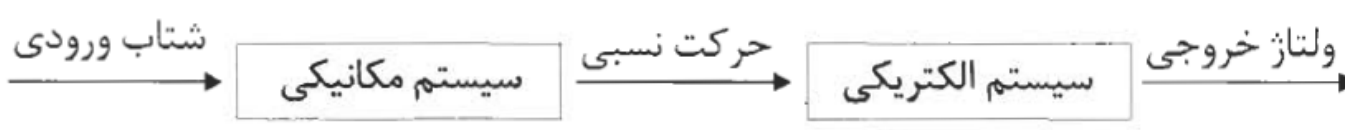
برای هر پالس با طول موج مشخص جداسازی کمینه ای وجود دارد که در کمتر از آن پالس دچار همپوشانی می شود. با دکانولوشن طول پالس کوتاهتر می شود. دکانولوشن جای داده های با کیفیت خوب را نمی گیرد.

تعیین پهناي پالس توسط فرکانس بیشینه و پهناي باند فرکانسی سیگنال ثبت شده.

آشکار سازی امواج لرزه

در عمل استوانه مورد بحث در یک محفظه معمولاً پلاستیکی قرار گرفته و توسط یک میله مخروطی تقریباً محکم در زمین مستقر می‌گردد.

ژئوفون یک لرزه نگار تک محوره است که حرکت در امتداد محور استوانه‌ای شکل خود را تبدیل به علائم الکتریکی می‌نماید.



ژئوفون آشکار ساز در برداشت های خشکی

مارشفون آشکار ساز در برداشت لرزه ای در محیط های باتلاقی

هیدروفون تشکیل شده از سنسورهای پیزوالکتریک برای برداشت های آبی

آشکار سازی امواج لرزه

نوسان سیم پیچ ژئوفون تحت تاثیر سرعت ارتعاش ذرات است.

حساسیت ژئوفون $(V/(m/S)) =$ حساسیت مکانیکی + حساسیت الکتریکی:

تعداد دور سیم پیچ، شدت میدان مغناطیسی

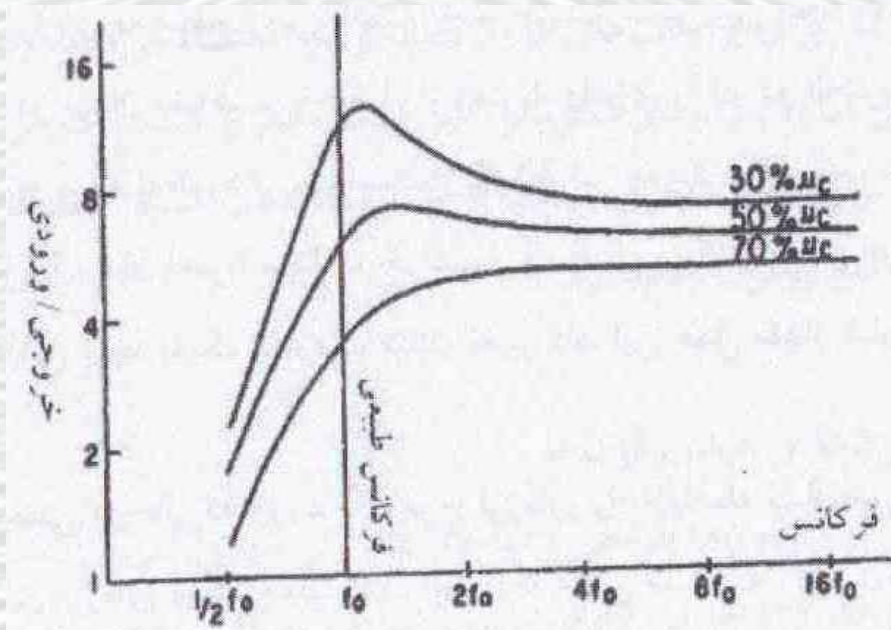
ولتاژ خروجی ژئوفون بر واحد سرعت ارتعاش سیم پیچ

حساسیت ژئوفون های لرزه ای حدود ۱۰ ولت بر m/S است.

(۱) حساسیت مکانیکی: مقدار حرکت نسبی استوانه نسبت به بدنه (m) به ازای واحد شتاب وارده (m/S^2)

(۲) حساسیت الکتریکی (V/m): مقدار ولتاژ خروجی به حرکت نسبی سیم پیچ

کاهش حساسیت ژئوفون در فرکانس های پائین مربوط به سیستم الکتریکی و در فرکانس های بالا مربوط به سیستم مکانیکی است.



آشکار سازی امواج لرزه

ضریب میرائی ژئوفون:

حرکت نوسانی در ژئوفون به طور ذاتی میراست. زیرا جریان القائی در سیم پیچ، میدان مغناطیسی در تقابل با میدان آهنربا ایجاد می کند. به هر حال توقف آرام و یکنواخت ارتعاش مطلوب است که توسط اتصال مقاومت شنت کنترل می شود.

ژئوفون در عین حالی که ثبت موج را انجام می دهد، باید آمادگی دریافت موج بعدی را نیز داشته باشد. به عبارتی ژئوفون باید میرا باشد.

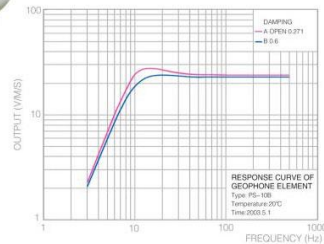
میرائی بحرانی: حداقل میرائی مورد نیاز برای توقف نوسان سیستم است. اغلب ژئوفون ها دارای میرائی حدود 0.6 تا 0.66 میرائی بحرانی هستند.

میرایی بیشتر با اتصال یک مقاومت موازی در دو سر پیچه ژئوفون حاصل می شود. میرایی ژئوفون را می توان با تغییر مقاومت موازی تنظیم کرد. با کاهش دادن مقاومت موازی از تعداد نوسان ها به علت افزایش میرایی کاسته می شود تا در انتها به نقطه ای می رسد که یک ضربه به سختی ایجاد نوسان می کند. در این نقطه ژئوفون در حالت میرایی بحرانی است.



B Series Geophone

B series geophone has wide frequency band and high spurious frequency. The tolerance of all parameters is controlled within +/-5%. B series geophone has good stability, high accuracy and stable signal output. The unique double coils structure considerably makes the distortion lower. And the coil can circumscribes freely within 360°, this design effectively eliminates surface disturbance.



Main Specifications (20°C)

| Parameter/Mode | PSH-4.5B PS-4.5B | PS-10B | PS-14B | PS-28B | PS-35B | PS-40B | PS-60A | PS-100A |
|---|--|-----------------------|----------------------|------------------------|-----------|------------|-----------|-----------|
| Natural Frequency (Hz) | 4.5 ± 10% | 10 ± 5% | 14 ± 5% | 28 ± 5% | 35 ± 5% | 40 ± 5% | 60 ± 5% | 100 ± 5% |
| Coil Resistance (Ω) | 375 ± 5% | 375 ± 5% | 375 ± 5% | 390 ± 5% | 560 ± 5% | 548 ± 5% | 940 ± 5% | 1084 ± 5% |
| Sensitivity (V/m/s) | 28.8 ± 7.5% | 28.8 ± 5% | 28.8 ± 5% | 30.0 ± 5% | 32.5 ± 5% | 32.5 ± 5% | 55 ± 5% | 39 ± 5% |
| Sensitivity With Shunt Resistor (V/m/s) | | 22.7 ± 5% (1400 Ω) | 18.2 ± 5% (640 Ω) | 28.5 ± 5% (7500 Ω) | | | | |
| Damping | 0.60 ± 10% | 0.271 ± 5% | 0.20 ± 5% | 0.60 ± 5% | 0.60 ± 5% | 0.615 ± 5% | 0.65 ± 5% | 0.42 ± 5% |
| Damping With Shunt Resistor | | 0.60 ± 5% (1400 Ω) | 0.60 ± 5% (640 Ω) | 0.632 ± 5% (7500 Ω) | | | | |
| Distortion (%) | ≤ 0.3 | ≤ 0.2 | ≤ 0.2 | ≤ 0.2 | ≤ 0.2 | ≤ 0.2 | ≤ 0.2 | ≤ 0.2 |
| Max. Motion (mm) | 4 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Moving Mass (g) | 11.3 | 11.3 | 11.6 | 10.1 | 9.3 | 9.3 | 11.5 | 7.6 |
| Dimensions (d × h)mm | 25.4x36 | 25.4x32 | 25.4x32 | 25.4x32 | 26x32 | 25.4x32 | 27.5x34 | 27.5x34 |
| Temperature Range (°C) | -40~+70 | -40~+70 | -40~+70 | -40~+70 | -40~+70 | -40~+70 | -40~+70 | -40~+70 |
| Warranty Period (Year) | 1 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 2 | 2 |
| Case Type | VW Underwater Case; VM Marsh Case; VS Well Case; VHL Land 3 Component Case; VLW Land and Underwater Case | | | | | | | |

*Special requirements can be met.

آشکار سازی امواج لرزه

فرکانس در ژئوفون ها:

ژئوفون ها برای دریافت پاسخ های فرکانسی مختلف طراحی می شوند.

۳۰-۴ هرتز در برداشت های انکساری و بازتابی عمیق ۱۰۰ هرتز و بیشتر برداشت های بازتابی کم عمق و با قدرت تفکیک بالا

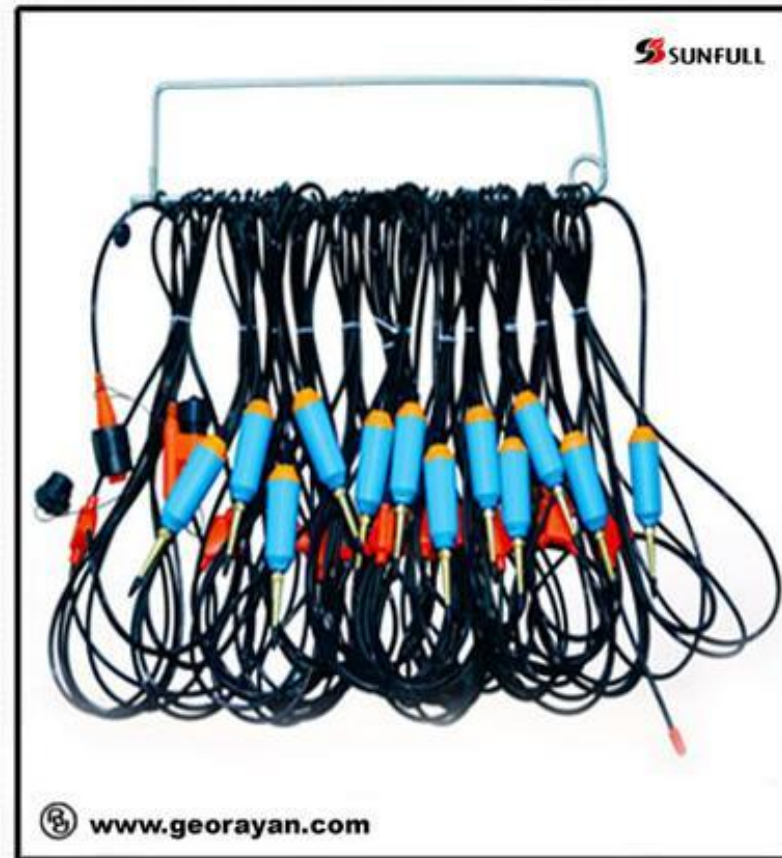
فرکانس طبیعی (تشدید) ژئوفون: سیگنال های با فرکانس کمتر و نزدیک به فرکانس تشدید ژئوفون شدیداً تضعیف می شوند. پاسخ ژئوفون در فرکانس های بالاتر صاف است.

پاسخ یک ژئوفون به یک سیگنال بستگی به ارتباط بین فرکانس سیگنال و فرکانس طبیعی ژئوفون و همچنین بستگی به درجه میرایی دارد .

معمولاً چند ژئوفون که در فاصله کوتاه از یکدیگر قرار دارند در آرایش سری - موازی برای ایجاد یک خروجی تک ترکیبی به هم متصل می شوند که کل گروه ژئوفون هم ارز یک ژئوفون تک که در مرکز گروه قرار گرفته باشد در نظر گرفته می شود . ولی میرایی هر ژئوفون به علت تغییر در مقاومت مدار ، تحت تأثیر ژئوفون های دیگر قرار می گیرد.

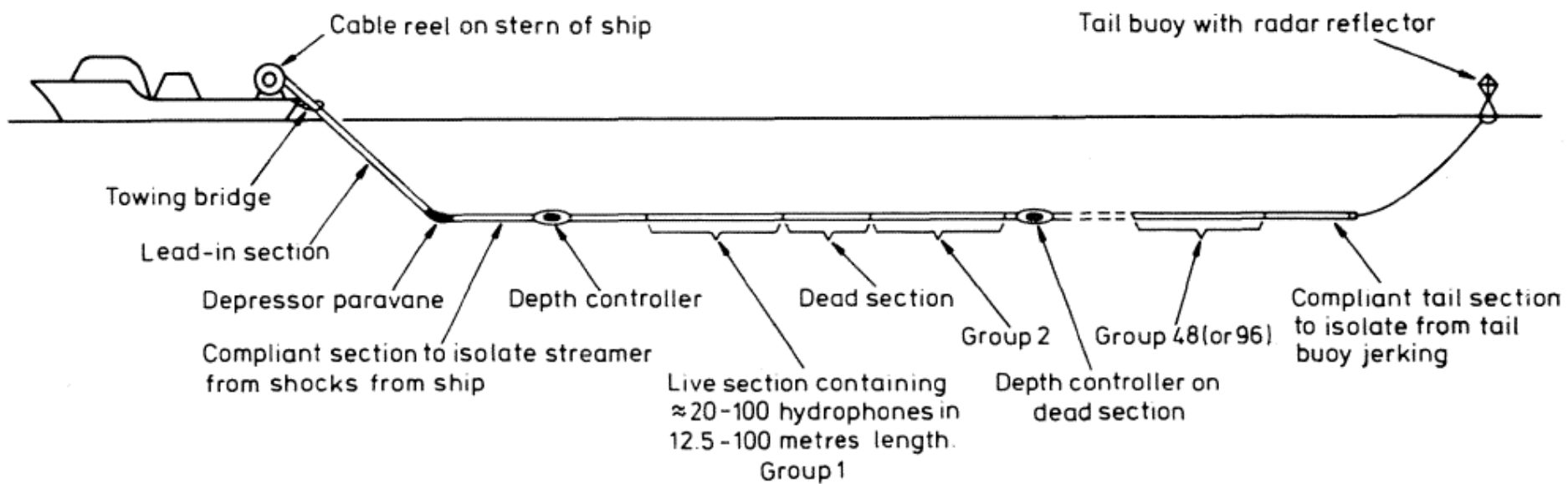
آشکار سازی امواج لرزه

مارشفون (marshphone):



در محیطهای باتلاقی که امکان استفاده از ژئوفون ها وجود ندارد از مارشفون ها استفاده می شود. مارشفون های اسپایک (میخ انتهایی) بلندتری دارند و همچنین ساختار دوکی شکل آنها باعث می شود بتوان آنها را در زمینهای باتلاقی و سست استفاده نمود. مارشفون ساختار ضد آبی دارند و می توانند ساعتها در زیر آب در برابر نفوذ آب دوام بیاورند.

کنترل کارکرد آشکار ساز: قبل از برداشت لرزه ای مشخصات مختلف آشکار سازها مانند مقاومت الکتریکی، فرکانس طبیعی و حساسیت توسط Geophone Tester به صورت مجزا و یا اتوماتیک کنترل می گردد.



منابع تولید انرژی لرزه ای

مهمترین هدف هر منبع لرزه‌ای، تولید سیگنال به‌اندازه کافی قوی و حصول اطمینان از عمق نفوذ کافی آن می‌باشد.

منبع تولید لرزه عموماً باید:

- 1) دارای انرژی کافی برای ایجاد سیگنال قابل اندازه‌گیری با یک نسبت سیگنال به نوفه مناسب باشد.
- 2) پالس با دوره کوتاه و فرکانس به اندازه کافی بالا باشد تا قدرت تفکیک لازم را تولید نماید.
- 3) دارای شکل پالس شناخته شده باشد.
- 4) مینیمم نوفه را تولید نماید.

منبع تولید موج لرزه از نظر اجرائی باید:

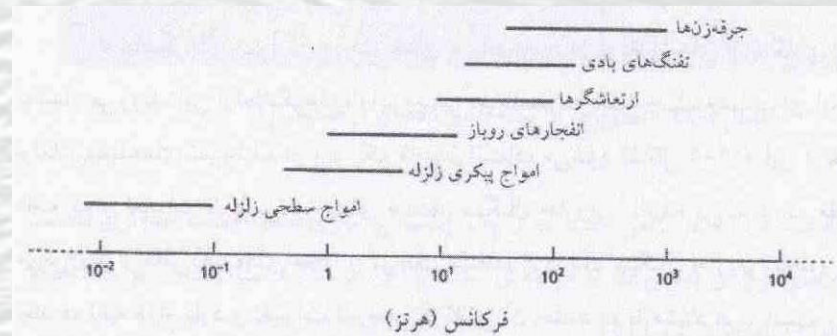
- 1) در عمل قابلیت اجرائی بالا داشته باشد برای مثال قابل تکرار با سرعت زیاد باشد.
- 2) شکل پالس تکرار پذیر باشد.
- 3) ایمن از نظر اجرا و مینیمم هزینه نگهداری داشته باشد.
- 4) قابل اجرا با حداقل تعداد افراد.
- 5) حداقل قیمت برای خرید و یا اجرا داشته باشد.

منابع تولید انرژی لرزه ای

تعداد بسیار زیادی از منابع متنوع تولید امواج لرزه‌ای وجود دارد. برای هر برداشت بخصوص، انتخاب مناسب‌ترین منبع لرزه‌ای از اهمیت بسزایی برخوردار است.

بطور کلی سه نوع منبع لرزه‌ای وجود دارد: ۱- ضربه‌ای (Impact): ۲- جنبشی (Impulsive): و ۳- لرزش‌ساز (Vibrator). این منابع را می‌توان در برداشتهای زمینی، دریایی و درون‌چاهی مورد استفاده قرار داد.

| | On land | On water | |
|------------------|---|---|-----------------------------|
| <i>Impac</i> | Sledge hammer Drop weight Accelerated weight | | |
| <i>Impulsive</i> | Dynamit Detonating cord Airgun Shotgun Borehole sparker | Airgun Gas gun Sleeve gun Water gun Steam gun | Pinger Boomer Sparker |
| <i>Vibrator</i> | Vibroseis Vibrator plate Rayleigh wave generator | Multipulse GeoChirp | |



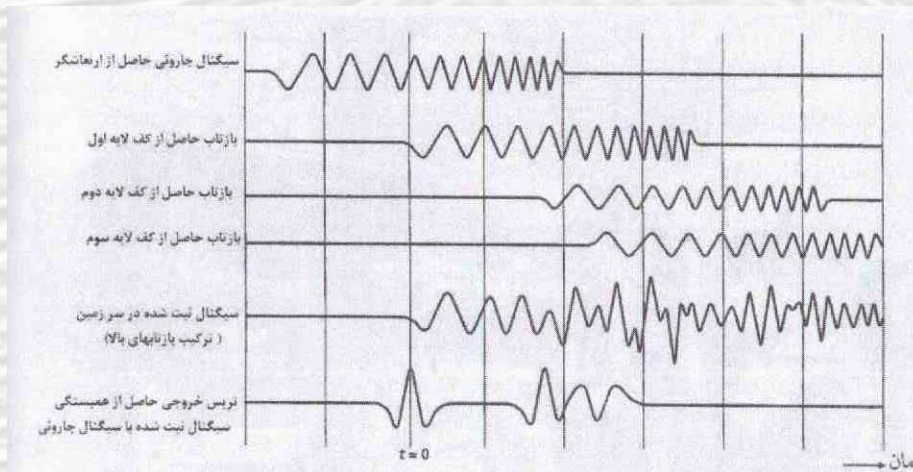
منابع تولید انرژی لرزه ای

چشمه های ایмпالس (انفجاری): ۴۰٪ برداشت های زمینی
قرار دادن مواد منفجره (دینامیت، ژلیگنیت) در گمانه های کم عمق
قیمت مناسب، انرژی مناسب، طیف فرکانسی گسترده

نیاز به مجوز، بازده کم اجرا به دلیل حفاری، عدم تکرار پذیری، عدم امکان دقیق شلیک، تخریب زیست محیطی

چشمه های ارتعاشگر (وایروسایز): یکی از معمول ترین چشمه خشکی
این چشمه ها دارای دامنه کم و تغییرات پیوسته فرکانس (سیگنال جارویی) از چند ثانیه تا چند ده ثانیه
فرکانس از ۱۰ تا ۱۰۰ هرتز با تغییر فرکانس خطی

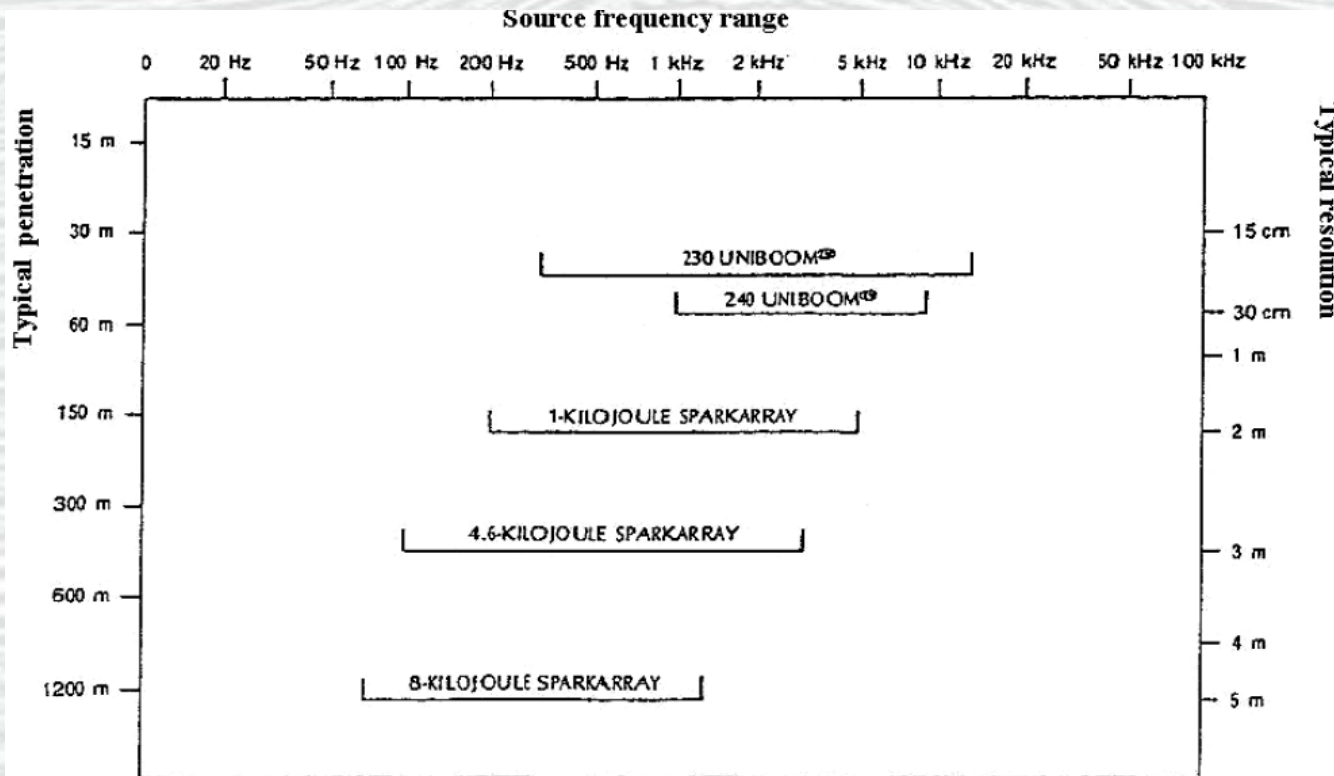
سریع، راحت، تکرار شونده، عدم تخریب زیست محیطی، مناطق شهری
نیاز به زمین سخت برای جفت شدن با زمین، دامنه موج کوچک (اجرای همزمان چند وایروسایز)، گستره وسیع تر
فرکانسی نسبت به انفجار
قیمت زیاد کامیون وایروسایز



منابع تولید انرژی لرزه ای

مهمترین عواملی که در انتخاب منبع لرزه‌ای مدنظر قرار می‌گیرد، عمق نفوذ و حداقل رزولوشن می‌باشد. برای دستیابی به عمق نفوذ زیاد، منبع لرزه‌ای با فرکانس کم مورد استفاده قرار می‌گیرد، اما این منابع، رزولوشن پایینی دارند

در برداشتهای لرزه‌ای کم عمق با رزولوشن بالا، منابع با فرکانس بالا (که متقابلاً عمق نفوذ محدودی دارند) مورد استفاده قرار می‌گیرد.



مقادیر متداول عمق نفوذ و رزولوشن برای منابع لرزه‌ای Uniboom و Spaker بعنوان تابعی از محدوده فرکانس.

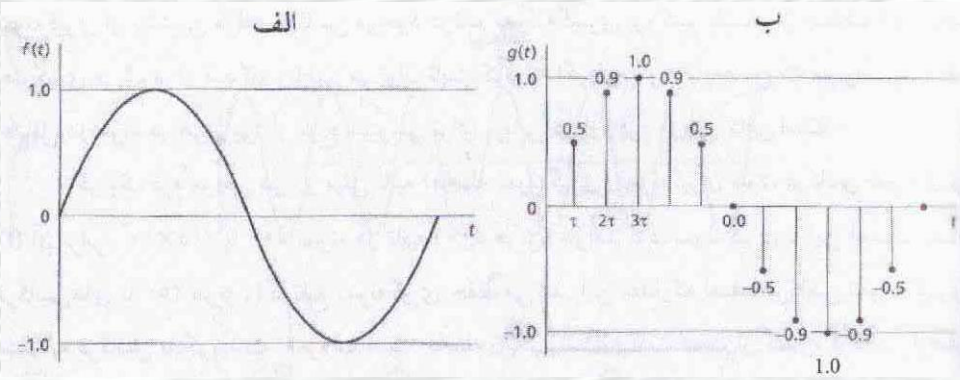
سیستم های ثبت لرزه ای

لرزه نگاشت: سیگنال پس از دریافت و تقویت ثبت می شود.
ثبت سیگنال شامل:

- 1) زمان ثبت باید نسبت به زمان ارسال موج از چشمه لرزه ای با دقت زیاد تعیین شود.
- 2) لرزه نگاشت باید پاسخ دریافتی چندین ژئوفون را همزمان ثبت کند (دقت های بهتر از یک میلی ثانیه).
- 3) سیگنال های الکتریکی باید برای استفاده در مطالعات آتی حفظ شوند.

دستگاه های لرزه نگار به طور معمول ۱۲، ۲۴، ۴۸ و ۹۶ کاناله اند و در موارد برداشت های سه بعدی به ۶۰۰ کانال هم می رسد.

پس از تبدیل داده های خروجی آنالوگ ژئوفون به دیجیتال، آن ها را با فرمت استاندارد SEG ذخیره می کنند.



تبدیل آنالوگ به دیجیتال: فرم موجی واقعی به دقت دامنه اندازه گیری شده (گستره دینامیکی بر حسب دسی بل A_{max}/A_{min}) و فاصله نمونه گیری (فرکانس نمونه گیری) وابسته است.

گستره دینامیکی بزرگتر نسخه دیجیتال واقعی تر

$$DR=10\log(P_2/P_1)=10\log(A_2/A_1)^2=20\log(A_2/A_1)$$

برای مثال اگر دامنه های اندازه گیری شده در گستره ۱ تا ۱۰۲۴ برابر واحد دامنه تغییر کند، گستره دینامیکی برابر ۶۰ دسی بل است.

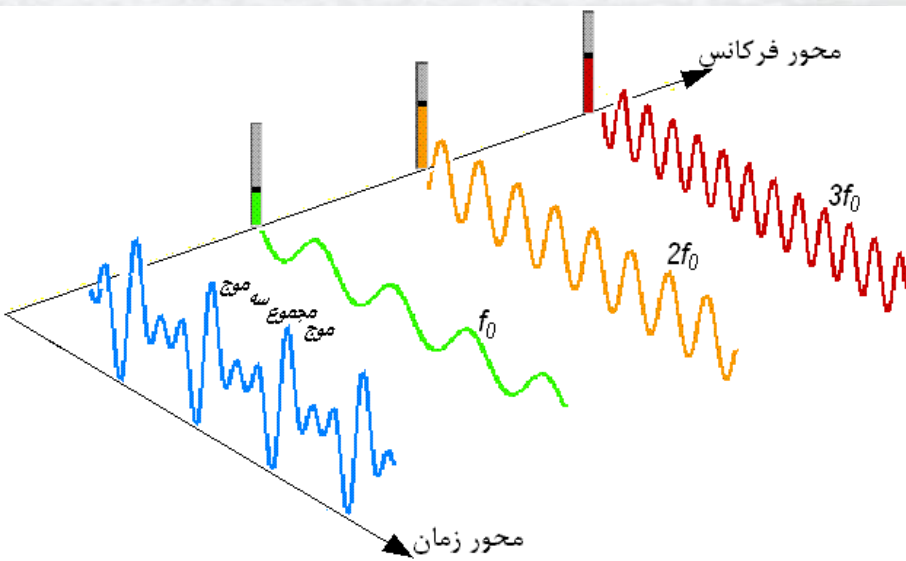
گستره دینامیکی بیشینه ژئوفون ها حدود ۱۴۰ دسی بل، حداقل سطح نوفه ۱ میکرو ولت و گستره دینامیکی بیشینه ثبت لرزه ای به ۱۲۰ دسی بل محدود می شود ($A_2/A_1=10^6$).

سیستم های ثبت لرزه ای

فرکانس نمونه گیری: تعداد نقاط نمونه گیری در واحد زمان یا فاصله.

در نمونه گیری تابع پیوسته ممکن است بخشی از اطلاعات موجود در آن هدر رود.

هر چه فرکانس نمونه گیری از بیشترین مولفه فرکانس موجود در تابع نمونه گیری بزرگتر باشد، از حذف اطلاعات جلوگیری می شود.



از نظر ریاضی اثبات می شود که اگر فرم موج سینوسی باشد، حداقل دو نمونه در هر پریود برای برپائی دوباره موج کافی است.

مثال: اگر از یک سیگنال هر دو میلی ثانیه نمونه گیری شود (فرکانس نمونه گیری ۵۰۰ هرتز)، تمام فرکانس های تا ۲۵۰ هرتز در تابع نمونه گیری حفظ می شود. مقدار اخیر که نصف فرکانس نمونه گیری است، فرکانس نایکوئیست نامیده می شود.

اگر فرکانس های بیشتر از فرکانس نایکوئیست در سیگنال وجود داشته باشد، تغییر بارزی در فرم سیگنال ایجاد می شود که به آن آلیازینگ گویند.

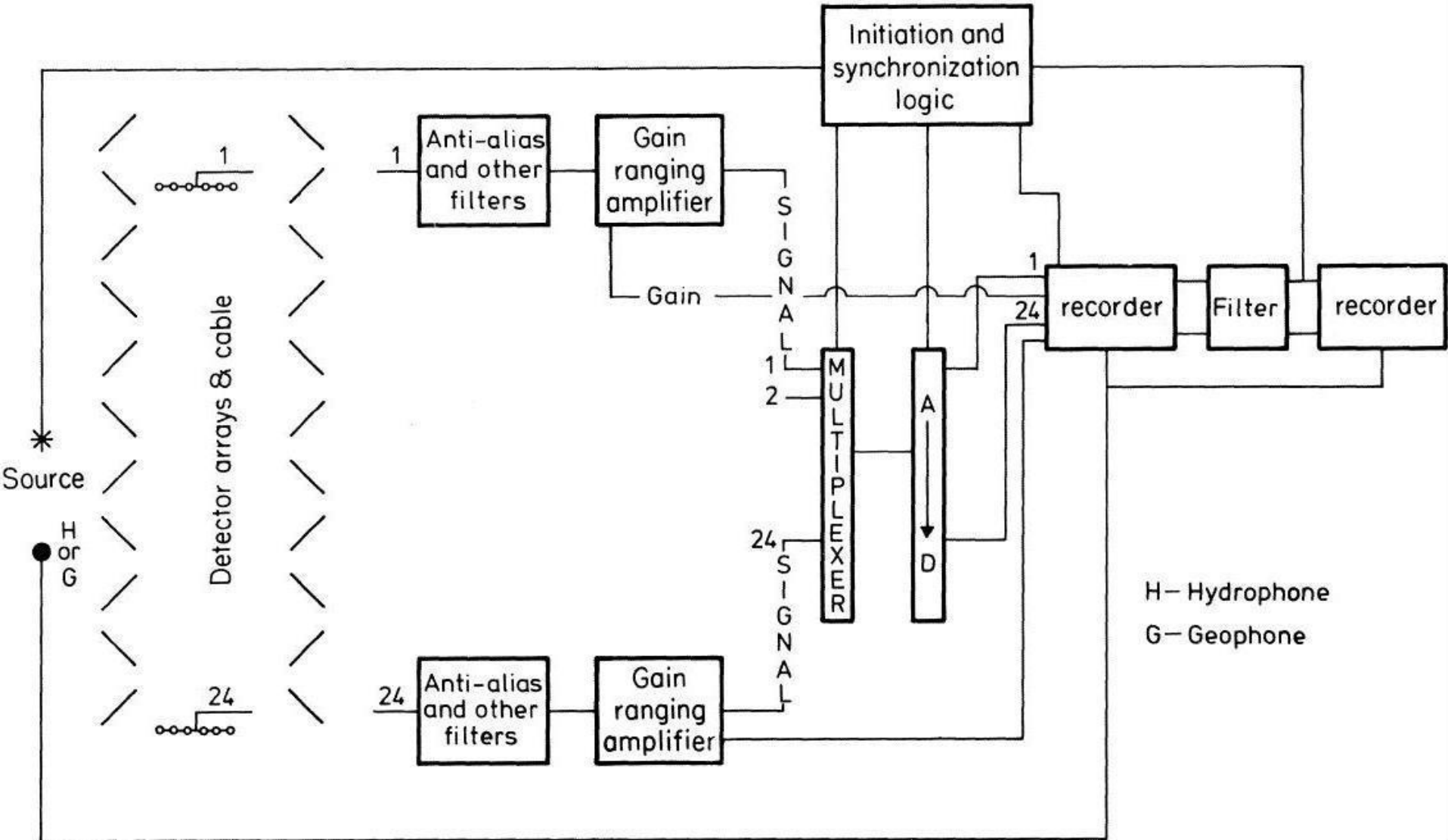
$$f_N = 1/(2\Delta t) \quad \text{یا} \quad f_S = 2f_N$$

Δt فاصله نمونه گیری و f_S فرکانس نمونه گیری است.

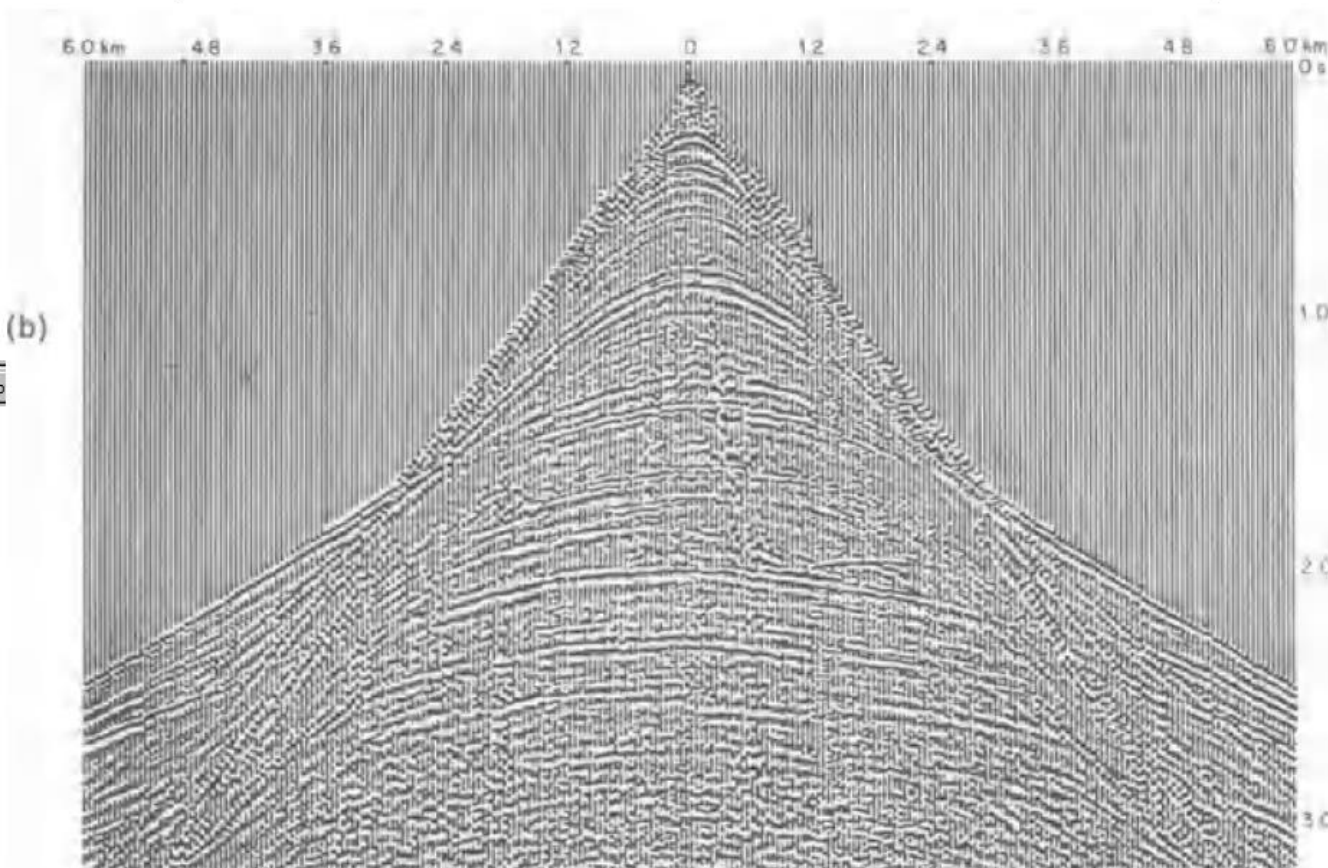
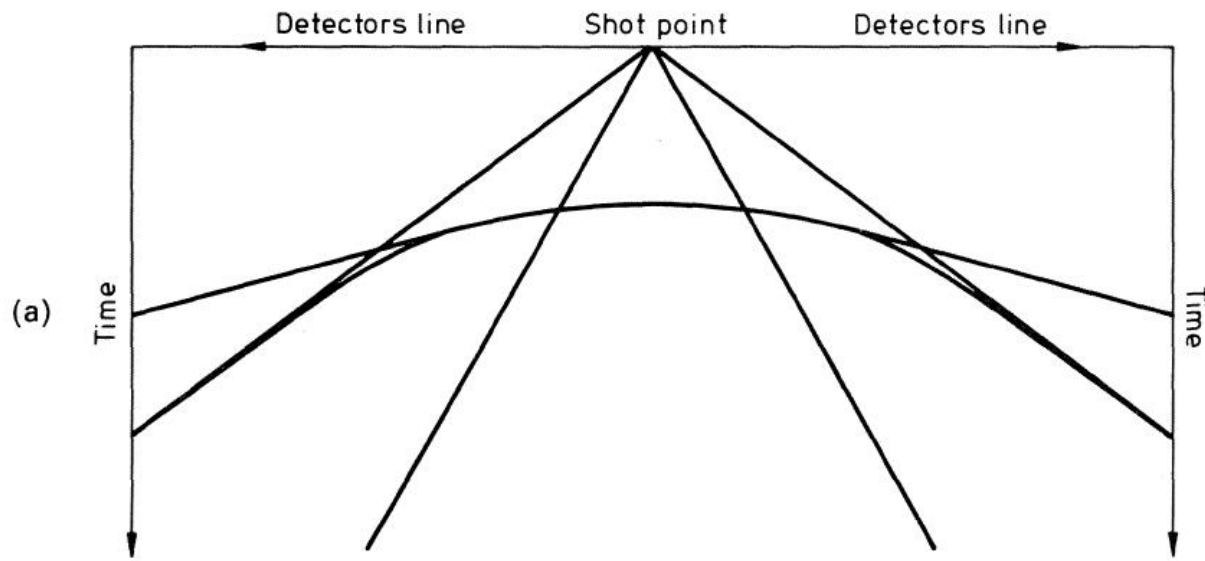
برای جلوگیری از آلیازینگ، فرکانس نمونه گیری باید حداقل دو برابر بیشتر از بالاترین مولفه فرکانس موجود در سیگنال باشد.

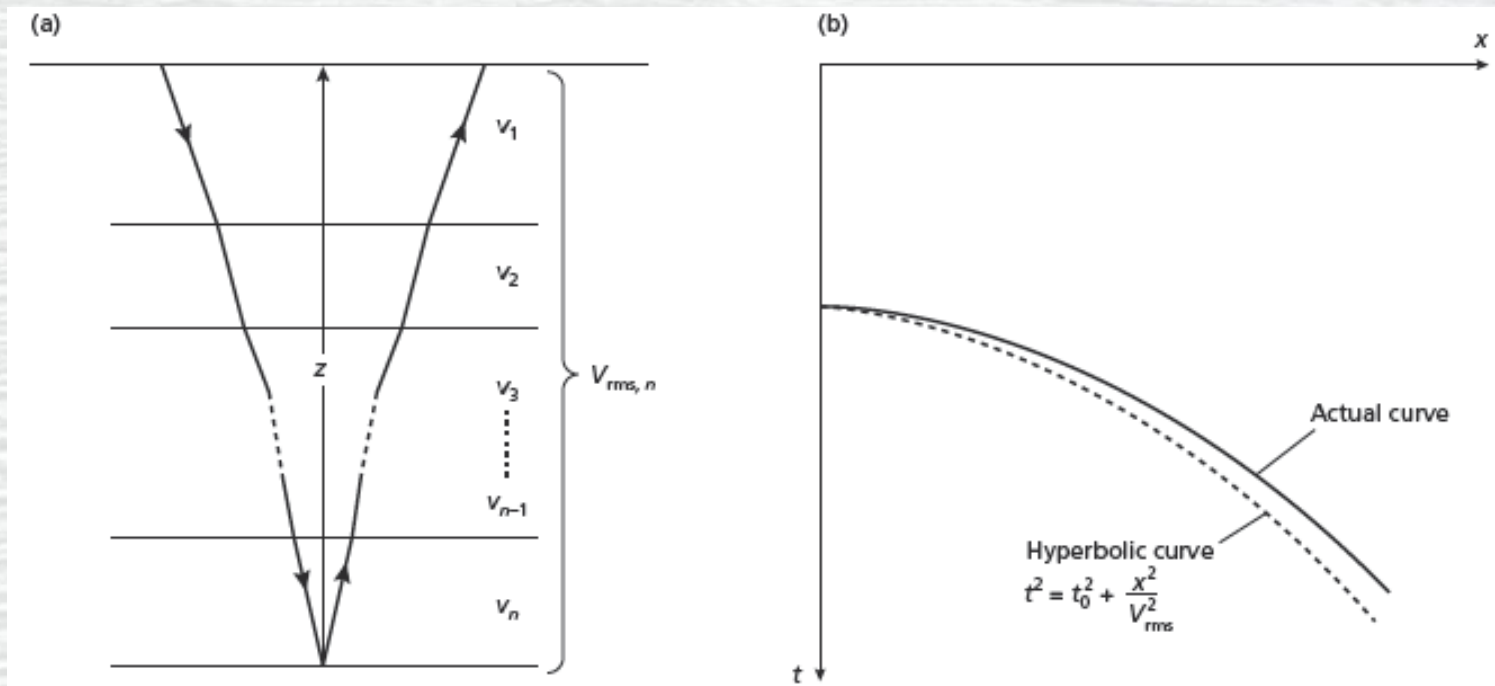
$$f_S \geq 2 * \text{Max}(f)$$

سیستم های ثبت لرزه ای

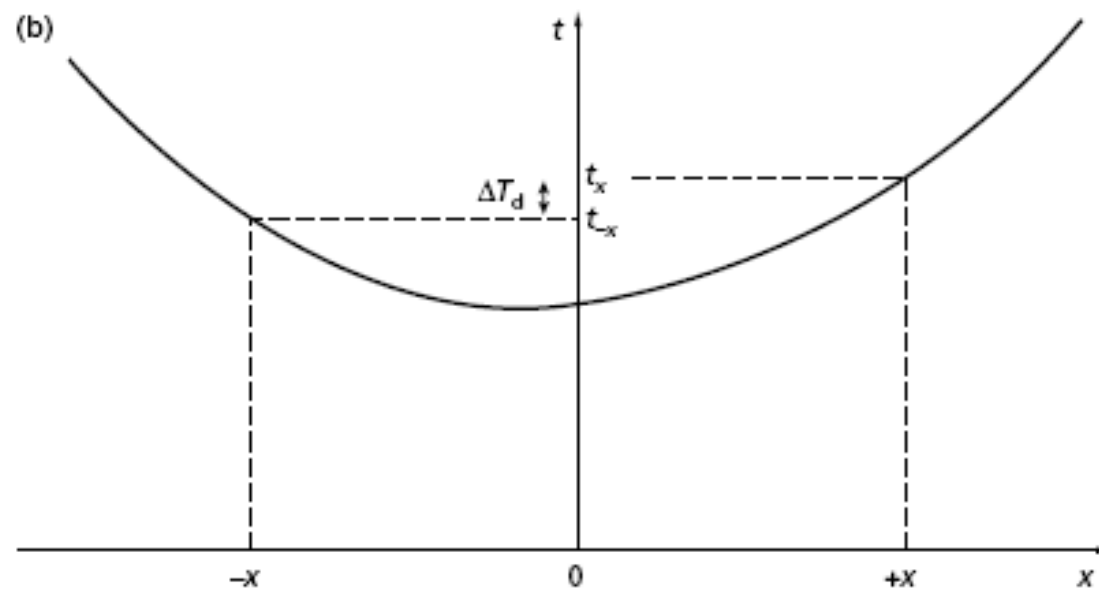
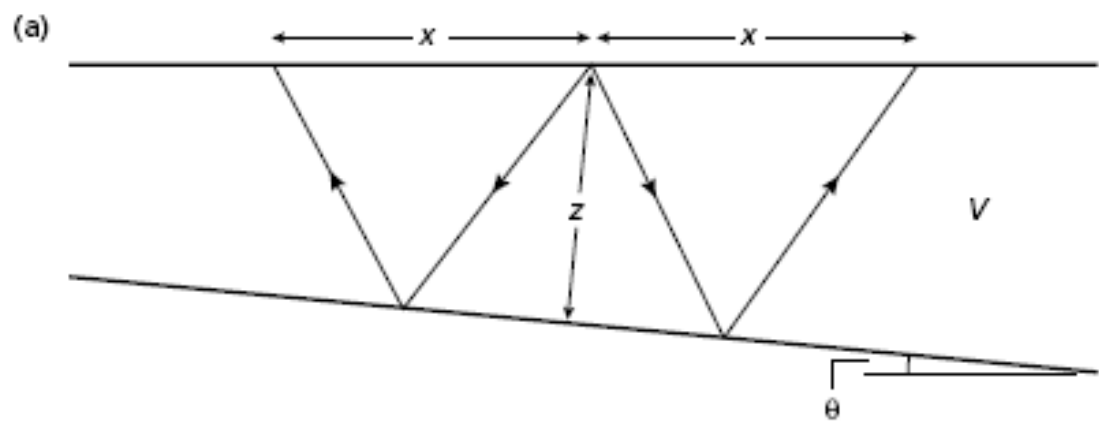


منحنی زمان فاصله



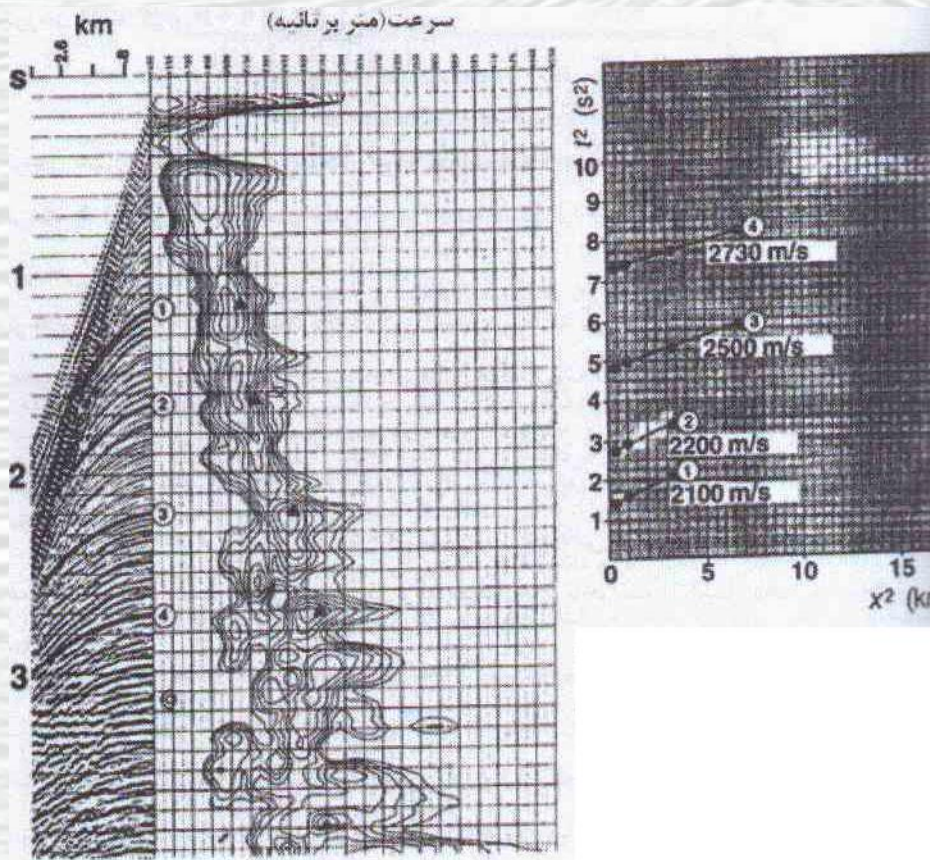


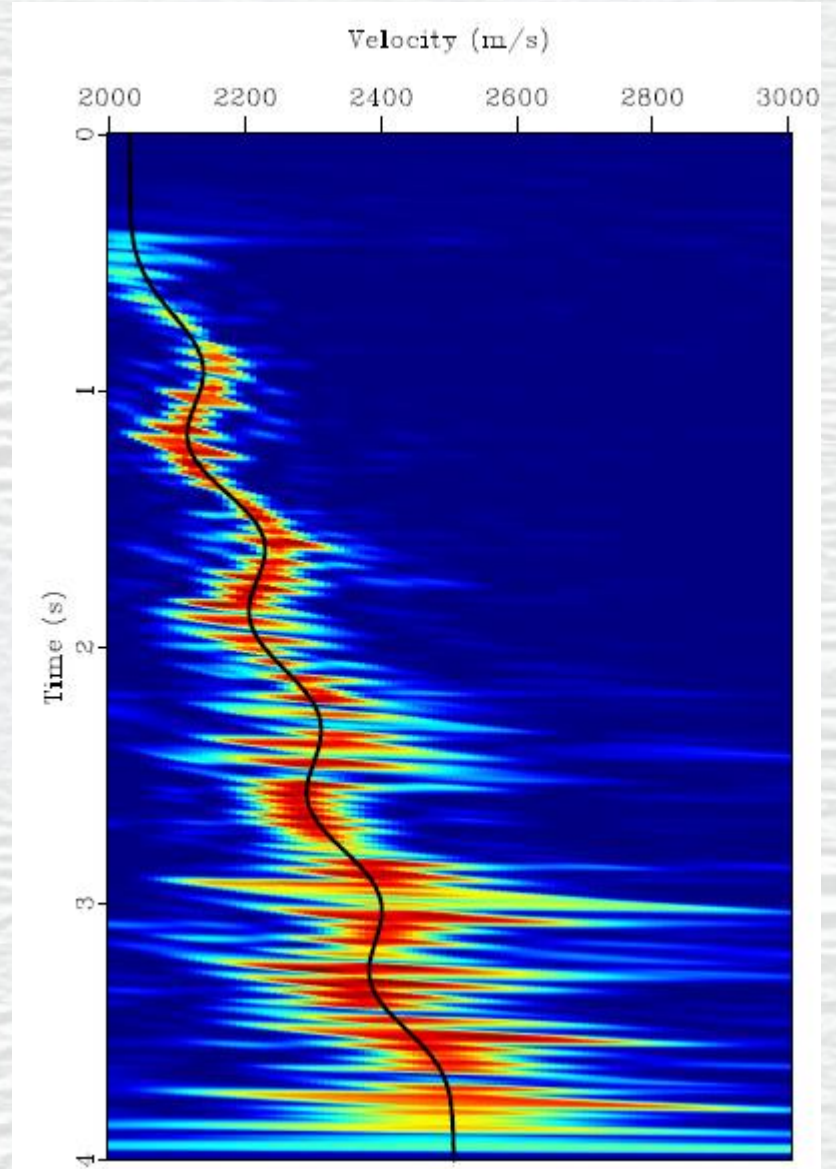
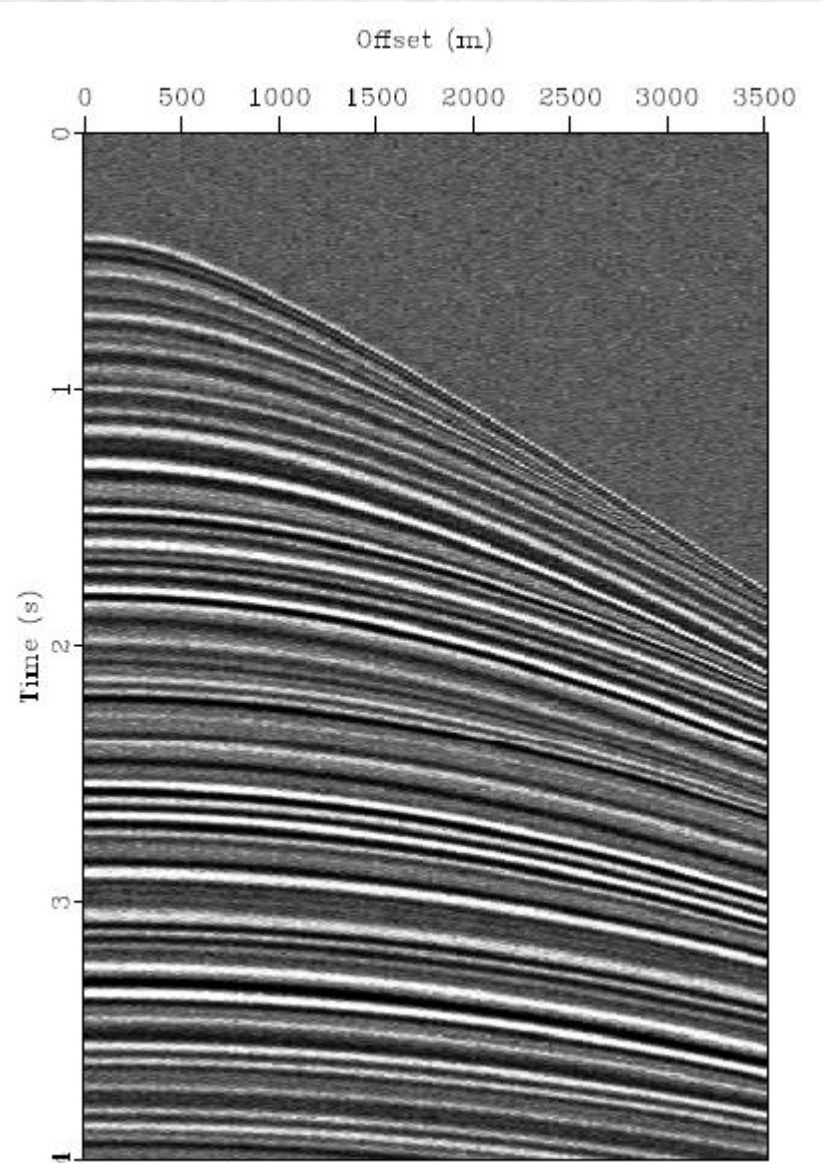
(a) The complex travel path of a reflected ray through a multilayered ground, showing refraction at layer boundaries. (b) The time–distance curve for reflected rays following such a travel path. Note that the divergence from the hyperbolic travel-time curve for a homogeneous overburden of velocity V_{rms} increases with offset.



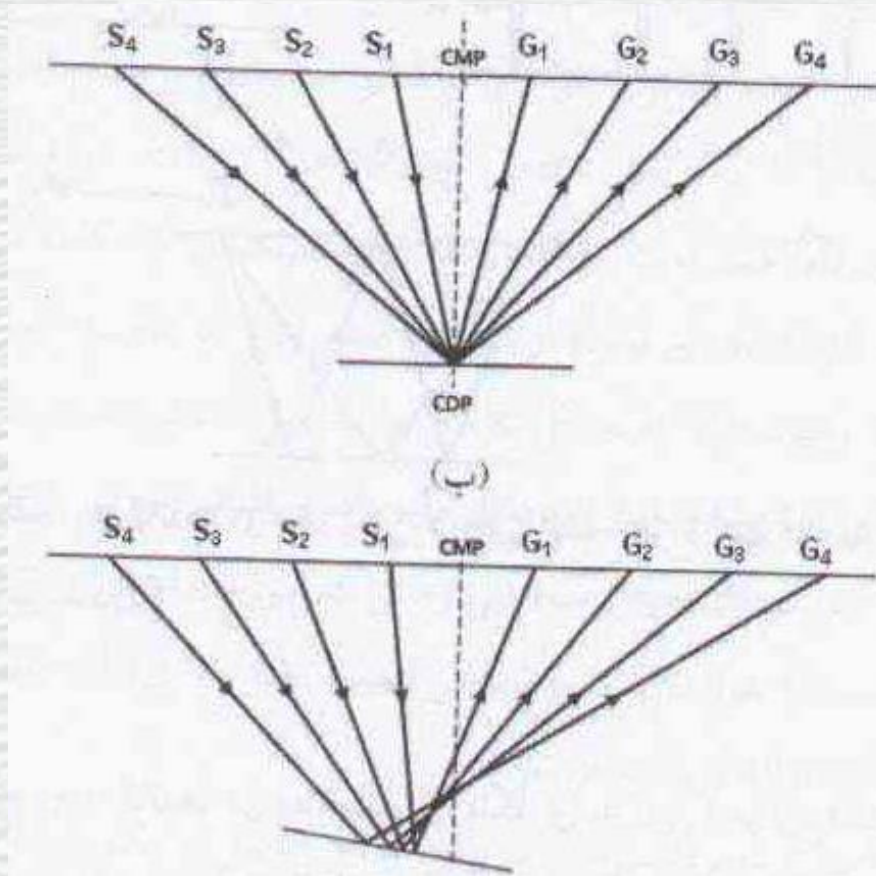
تحلیل سرعت (Constant-velocity gather)

فرض: v_{rms} در تمام مسیر حرکت موج، ثابت می ماند.
طیف شبیه سازی سرعت (velocity semblance spectrum): معیاری برای پیوستگی پردازش برانبارش. اگر مقدار آن ۱ باشد یعنی انتخاب درست تصحیح برونراند نرمال.
پیوستگی معیاری برای مرتبه برازش منحنی هذلولی نظری در یک زمان مشخص برای v_{rms} انتخاب شده است.



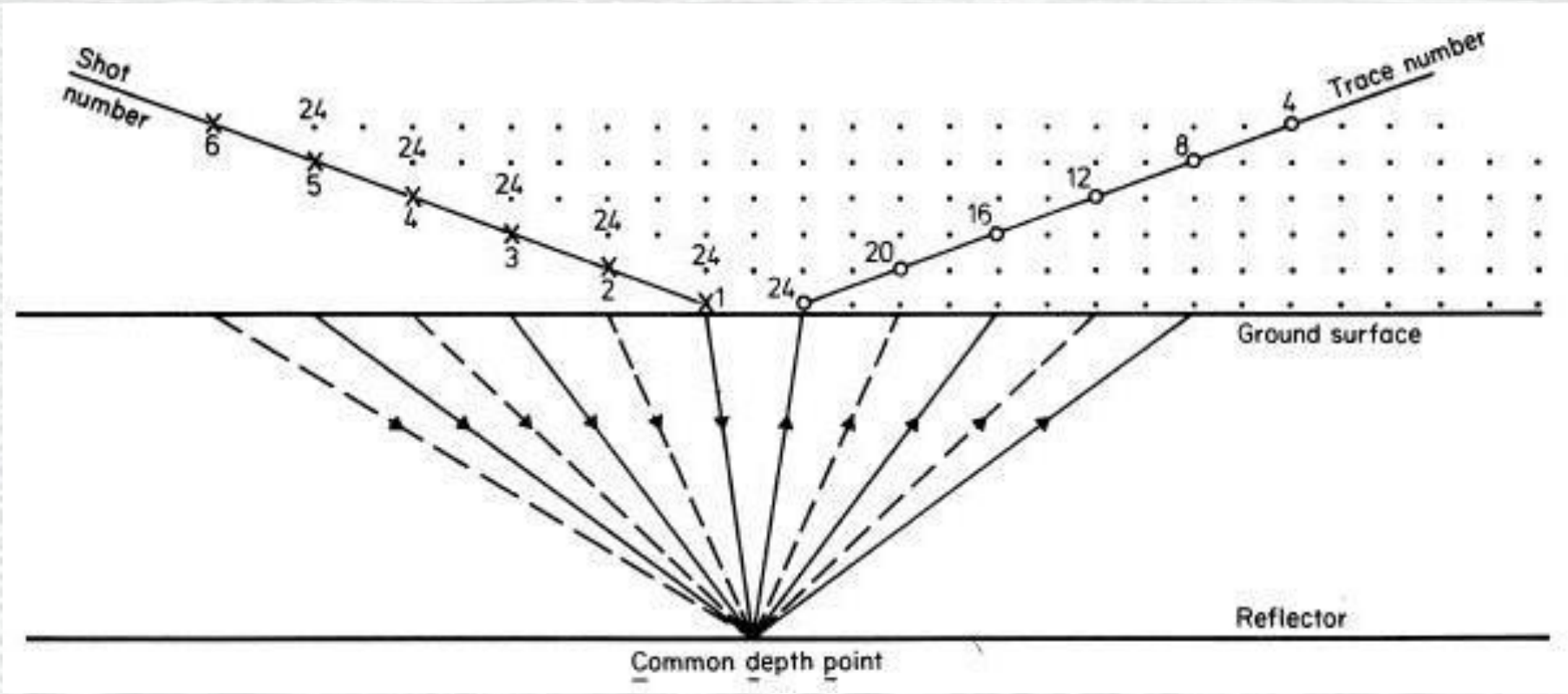


انباشت نقطه میانی مشترک (Common midpoint gather)

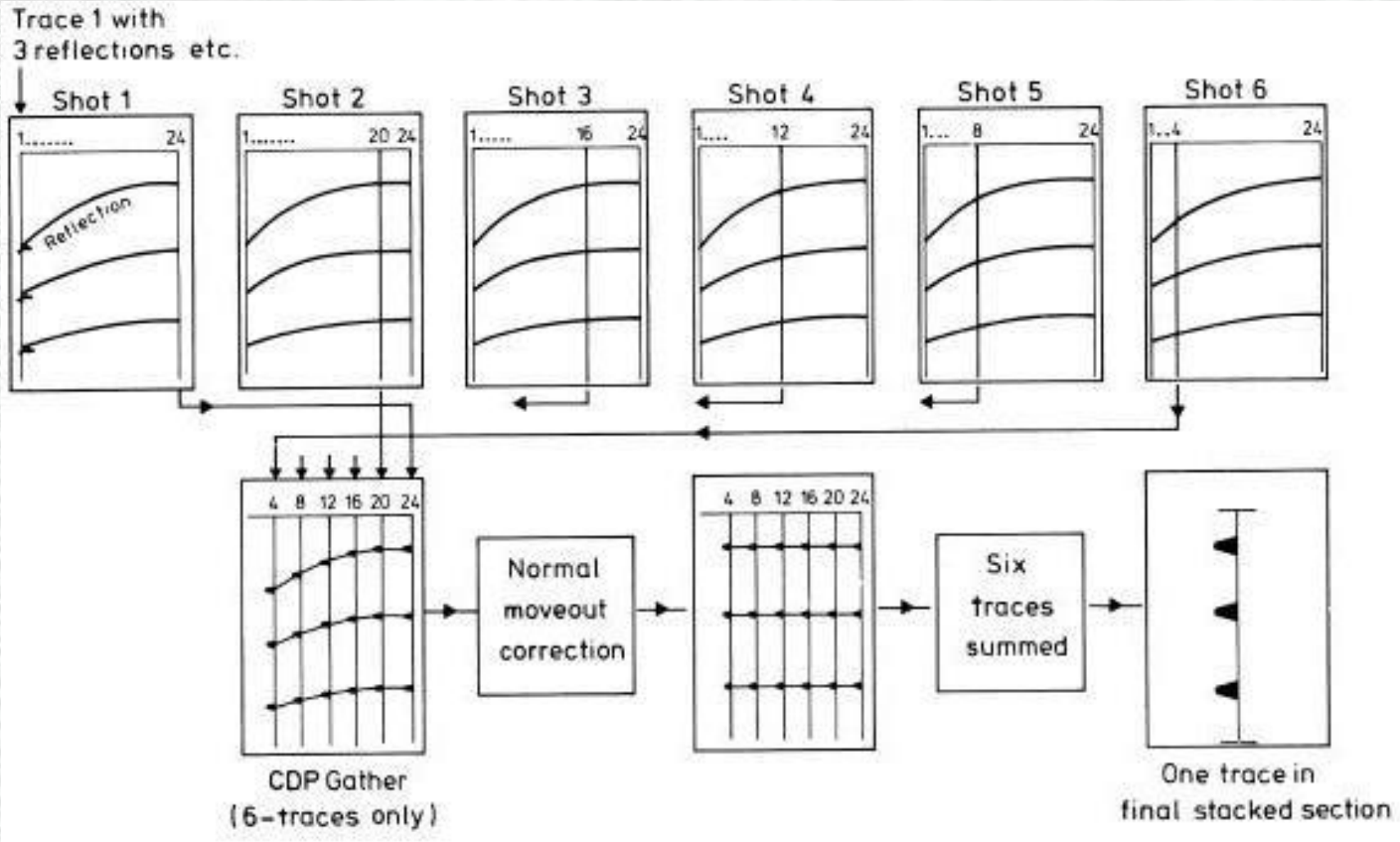


انباشت نقطه میانی مشترک (Common midpoint gather)

مرتبه پوشش (fold) تعداد دفعاتی که یک نقطه مشترک واقع در روی افق بازتابی برداشت می شود. $f=N/2n$ که N تعداد کل ژئوفون ها، n آهنگ جابجائی



انباشت نقطه میانی مشترک (Common midpoint gather)

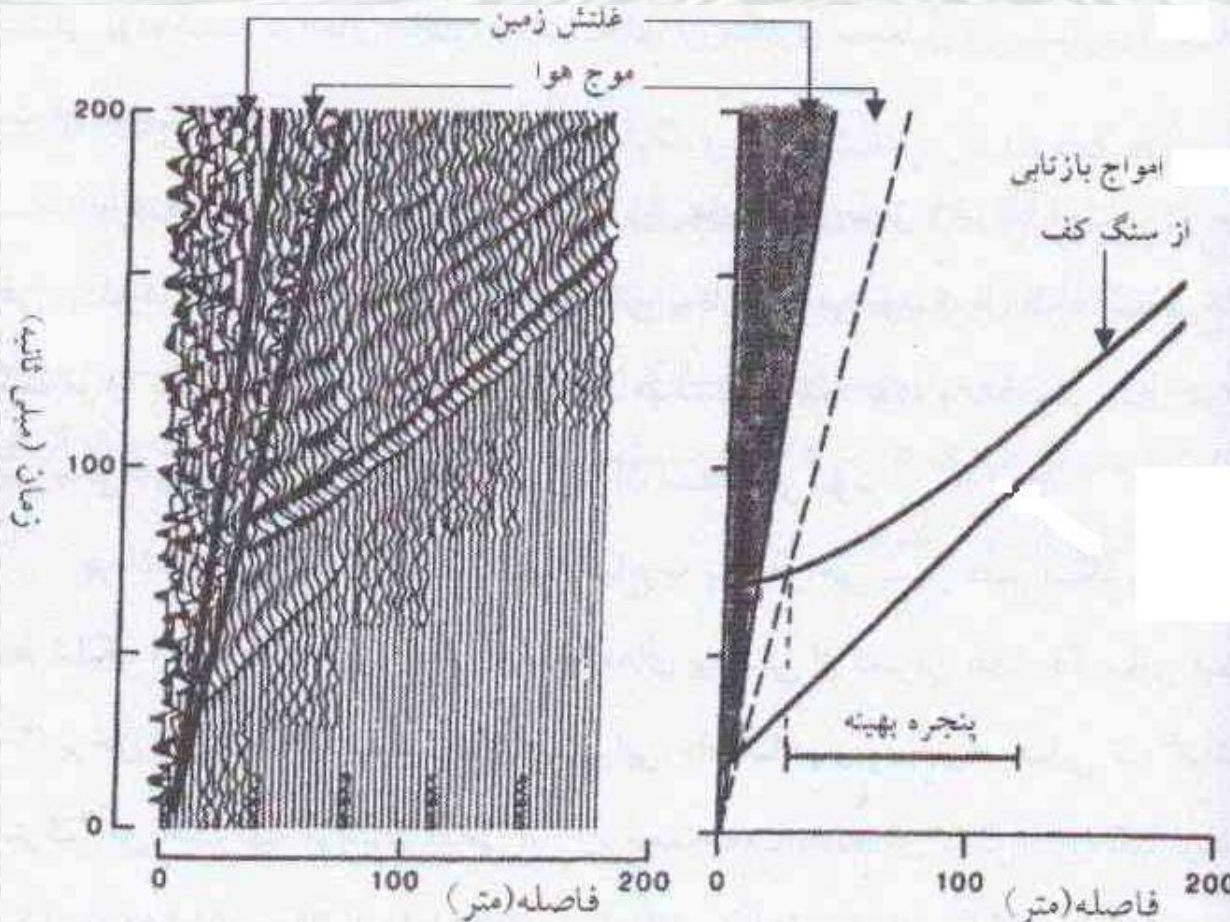


طراحی برداشت امواج بازتابی

طراحی آرایه گیرنده ها، دورافت موثر،

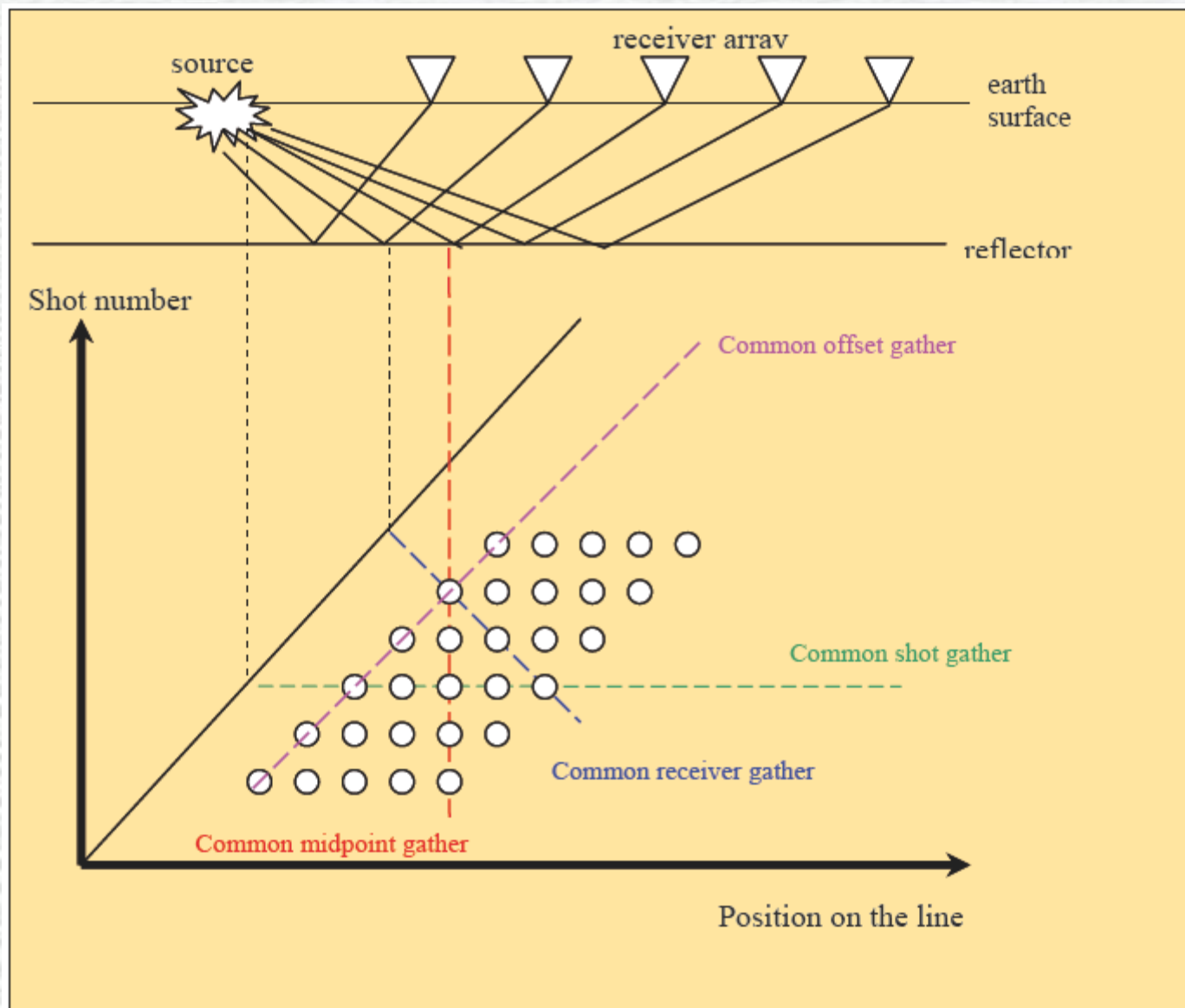
ارتقاء پالس های مربوط به امواج بازتابی در مسیر بازگشت در امتداد قائم، کاهش نوفه ها

اگر موج سطحی رایلی و موج p بازتابی عمیق، در مسیر قائم همزمان به دو ژئوفون متصل به هم به صورت سری برسند، اگر فاصله دو ژئوفون نصف طول موج رایلی باشد، در یک زمان مشخص جنبش زمین در ارتباط با موج رایلی دارای مقدار مساوی و جهت های مخالف در دو ژئوفون است. پس در کانال خروجی که حاصل جمع آن هاست حذف می شود ولی سیگنال p خروجی همفاز بوده و خروجی تقویت می شود.



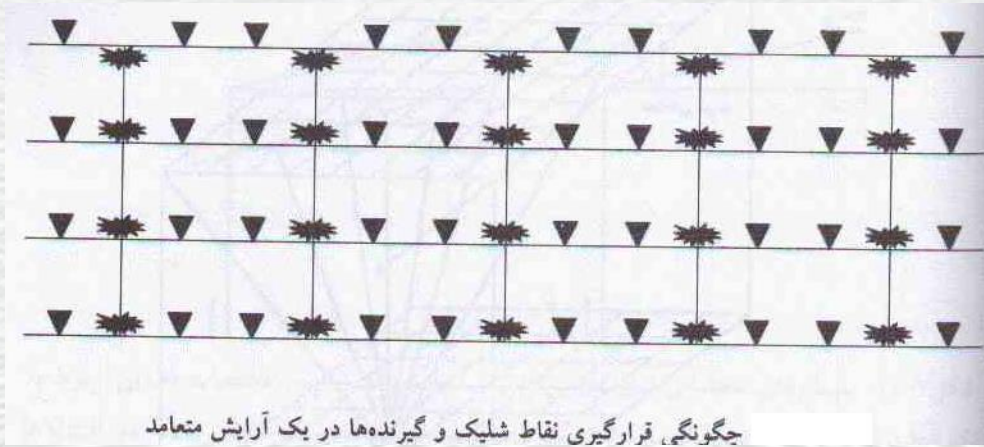
airwave و Ground roll

اجرای شلیک آزمایشی

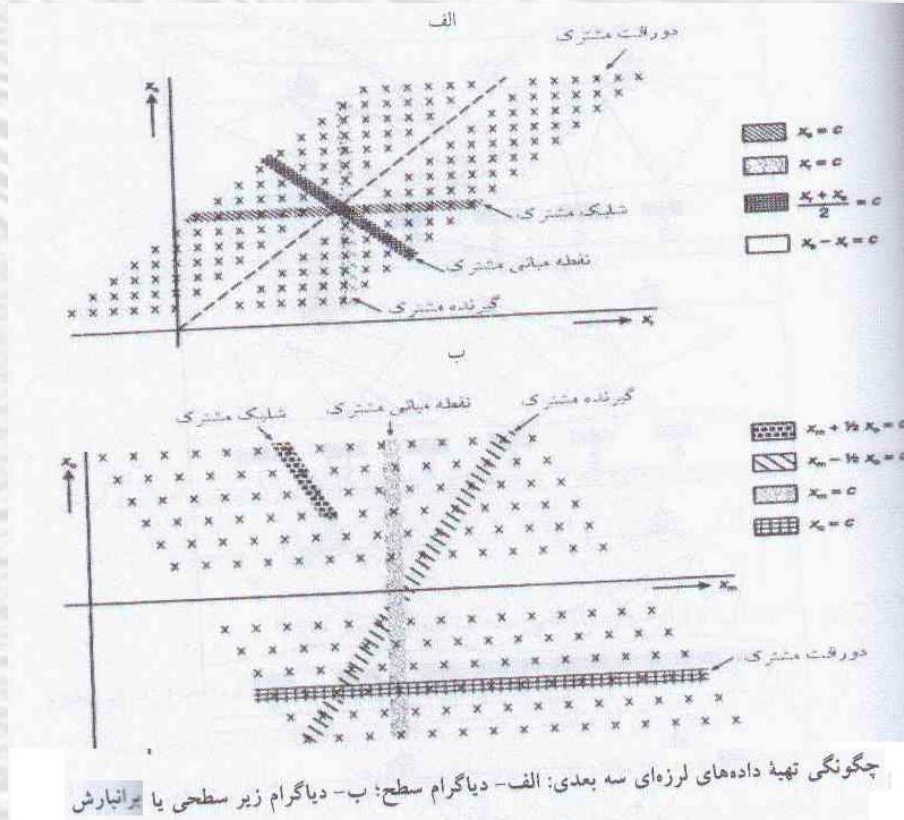
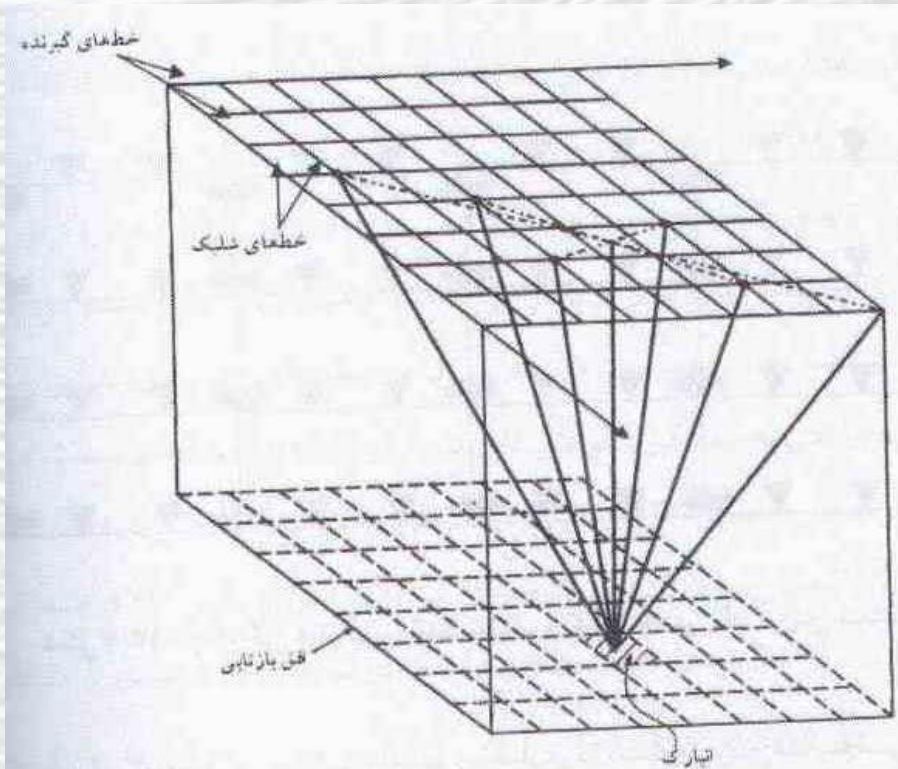


Data sorting techniques and CMP method (Modified from Evans, 1997).

برداشت سه بعدی

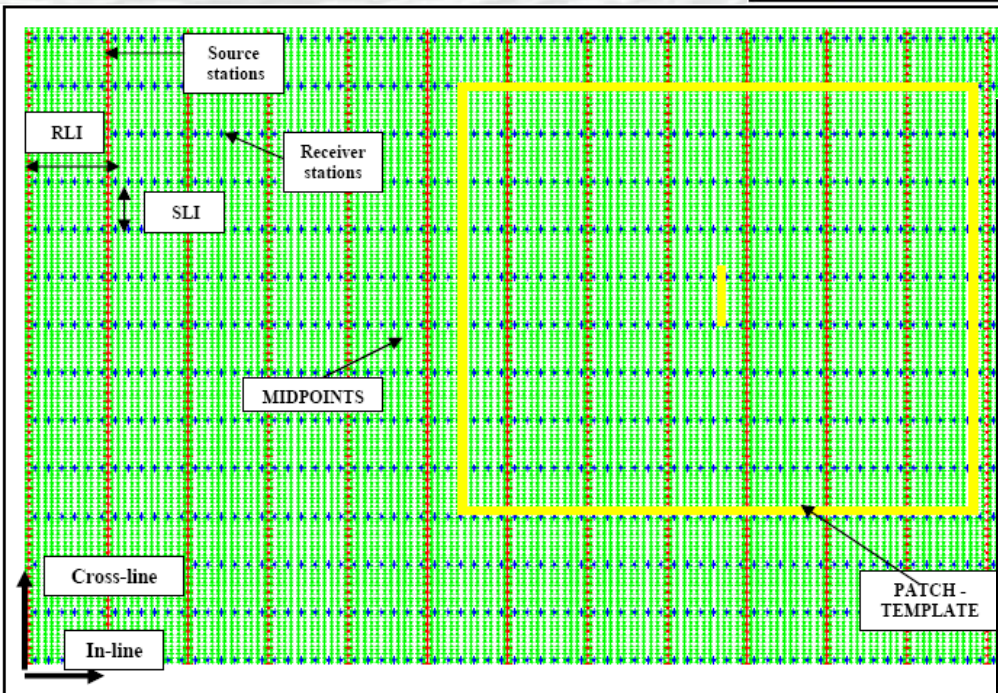
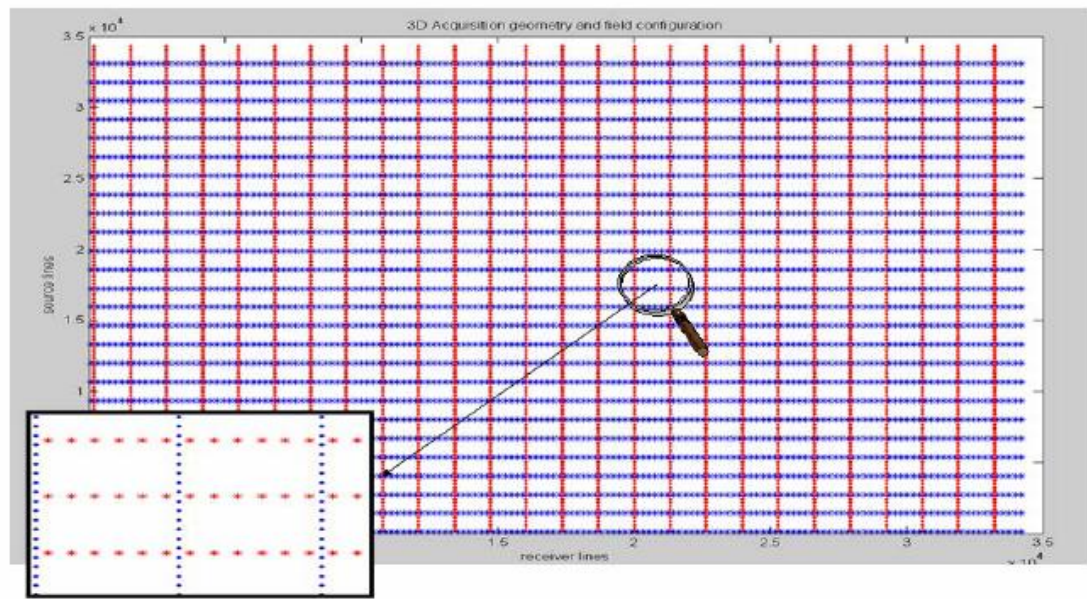


چگونگی قرارگیری نقاط شلیک و گیرنده‌ها در یک آرایش متعامد

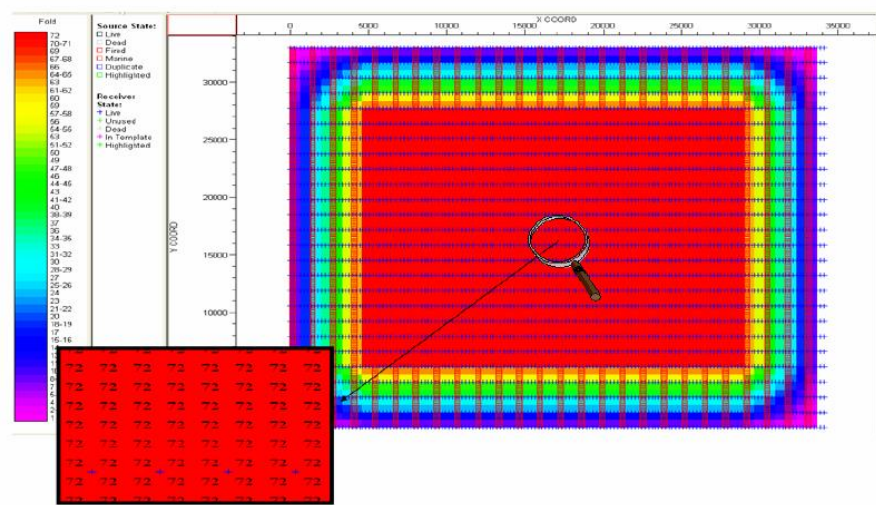


3-D stacking fold = $\frac{1}{2}$ (2-D stacking fold)

Model1 – 1320-ft Sources (red) -1320-ft Receivers (blue) (220-ft inline)



ORTHOGONAL Model : Nominal Fold (110-ft Bins)



3-D acquisition and survey design terms.

Fold calculation analysis and fold distribution diagram.

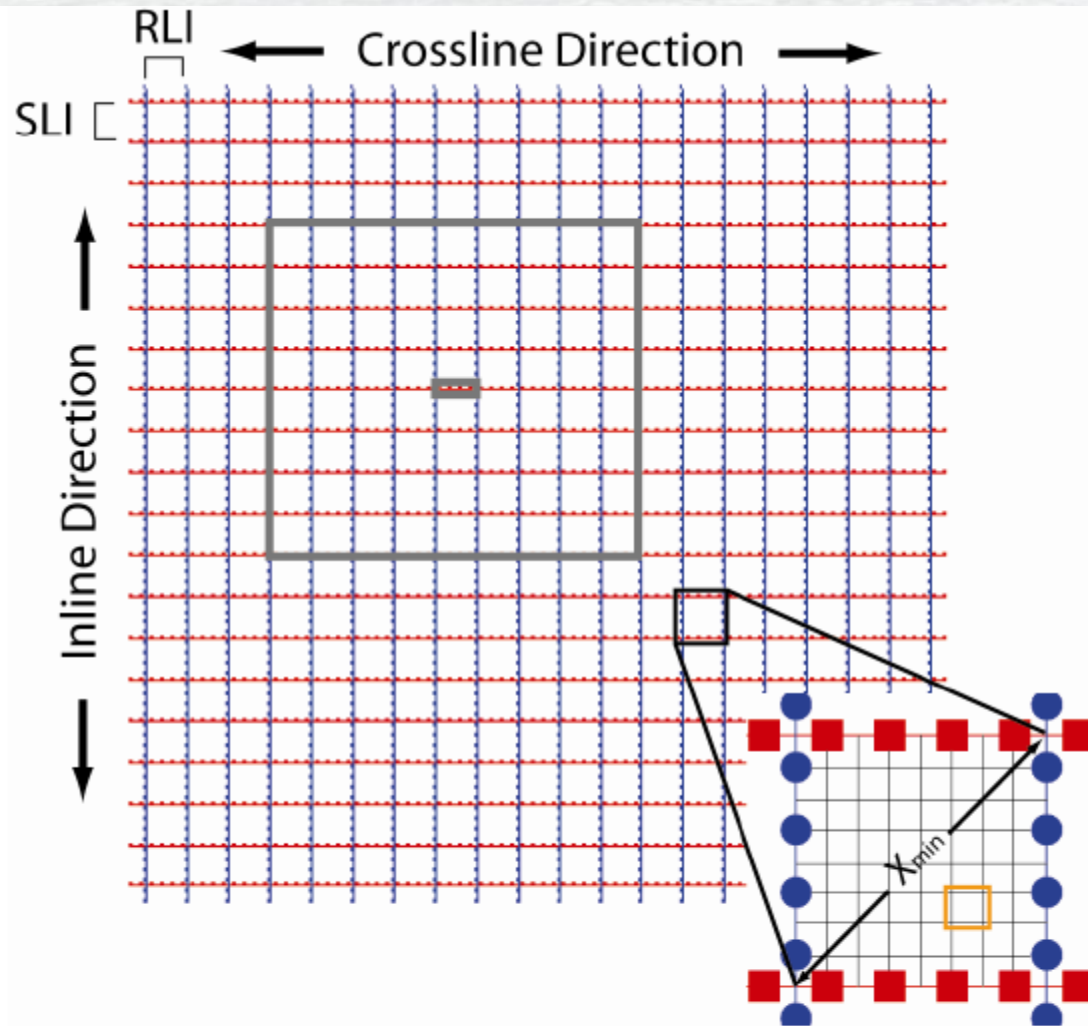
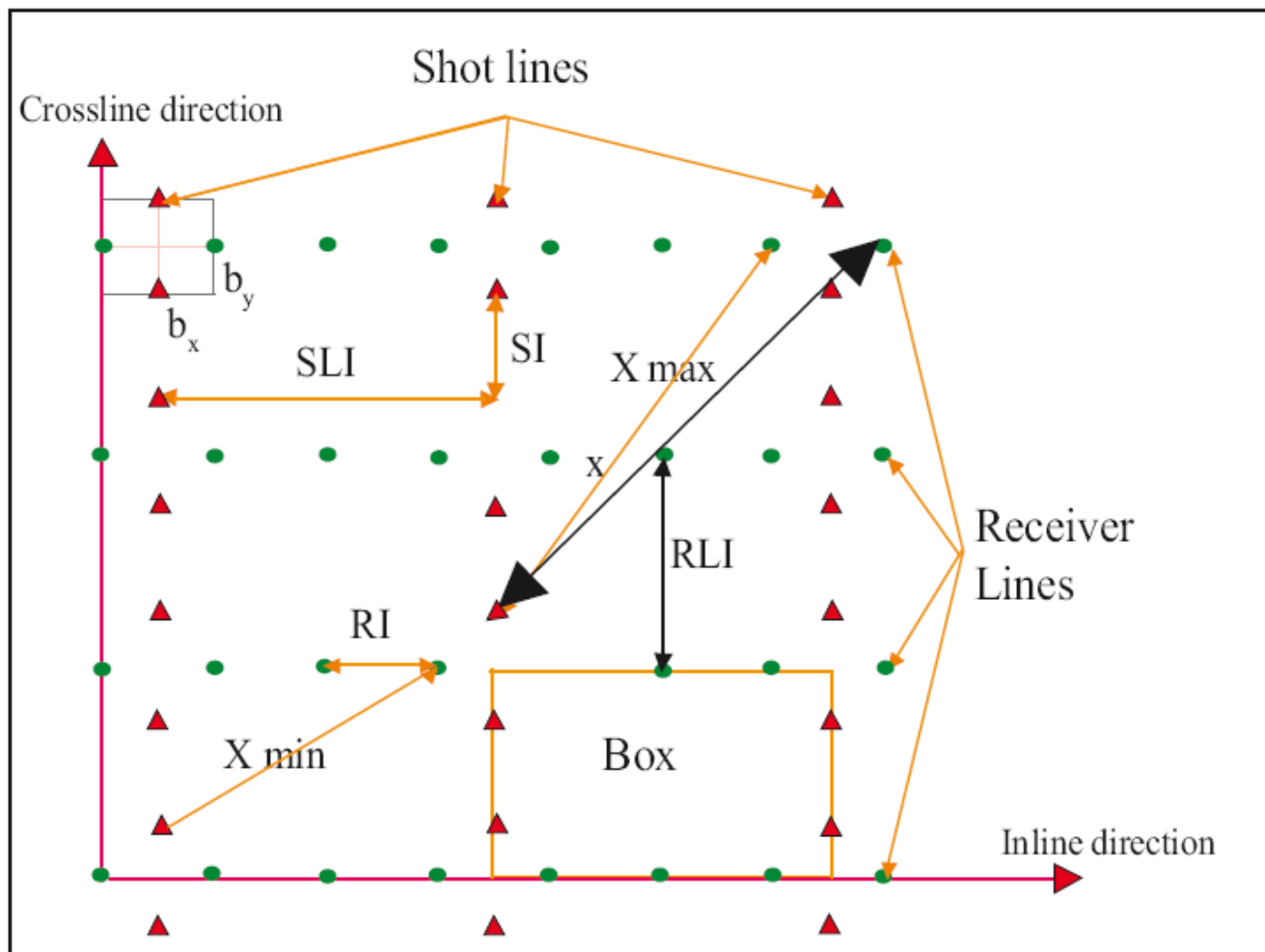


Illustration of several of the survey design terms defined in the text. The blue circles represent receiver locations and the red squares are source points. The gray square represents a patch where all receivers are live for the four source points highlighted in the middle. The enlargement depicts a unit cell (bounded by the source and receiver lines), a bin (the orange box), and the X_{min} .

| متغیر | تعریف |
|-----------|---|
| RI | فاصله میان گیرنده‌ها |
| SI | فاصله میان فرستنده‌ها |
| nr | تعداد گیرنده‌ها میان دو خط فرستنده مجاور |
| ns | تعداد فرستنده‌ها میان دو خط گیرنده مجاور |
| NRL | تعداد خطوط گیرنده |
| NSL | تعداد خطوط فرستنده |
| RLI | فاصله میان خطوط گیرنده |
| SLI | فاصله میان خطوط فرستنده |
| Ifold | فولد امتدادی |
| Xfold | فولد عرضی |
| Fold | فولد اسمی درون قطعه |
| SD | تراکم فرستنده‌ها در واحد سطح (در هر کیلومتر مربع) |
| NC | تعداد کانال‌های گیرنده در قطعه |
| X_r | دورافت ثبت شده در جهت امتدادی |
| X_s | دورافت ثبت شده در جهت عرضی |
| X_{max} | حداکثر دورافت ثبت شده در قطعه |
| X_{min} | بزرگترین دورافت کمینه ثبت شده |
| AR | نسبت تصویر در قطعه (ابعاد عرضی به ابعاد امتدادی) |

| متغیر وابسته | رابطه |
|--------------|---|
| Ifold | $0.5 \times (NSL - 1)$ |
| Xfold | $0.5 \times NRL$ |
| Fold | $0.25 \times (NSL - 1) \times NRL$ |
| SD | $\frac{10^6}{RI \times SI \times nr} = \frac{Fold \times 10^6}{NC \times b_x \times b_y}$ |
| NC | $nr \times (NSL - 1) \times NRL$ |
| X_r | $0.5 \times (NSL - 1) \times nr \times RI$ |
| X_s | $0.5 \times (NSL - 1) \times ns \times SI$ |
| X_{max} | $[(0.5 \times (NSL - 1) \times nr \times RI) + (0.5 \times NRL \times ns \times SI)]^{1/2}$ |
| X_{min} | $[(RLI - 0.5 \times SI)^2 + (SLI - 0.5 \times RI)^2]^{1/2}$ |
| AR | $\frac{ns \times SI \times (NRL - 1)}{nr \times RI \times (NSL - 1)}$ |



Source station : به نقطه انفجار اطلاق می شود.

RLI : فاصله خطوط گیرنده (receiver lines interval)

SLI : فاصله خطوط شوت (shot lines interval)

خطوط گیرنده (Receiver lines) : خطوطی که دارای ایستگاه های برداشت اطلاعات (Station points) هستند را گویند.

خطوط شوت (Source lines) : خطوطی که دارای نقاط شوت (Shot points) هستند را گویند.

فاصله نقاط گیرنده (Receiver interval) : فاصله بین ایستگاههای برداشت در خطوط گیرنده را گویند.

فاصله نقاط شوت (Source interval) : فاصله بین نقاط شوت در خطوط شوت را گویند .

Cross lines direction : حرکت در جهت عمود بر خطوط شوت و یا گیرنده را جهت خطوط عرضی می گویند.

In lines direction : حرکت در جهت موازی خطوط شوت و یا گیرنده را جهت خطوط داخلی گفته می شود.

نقاط میانی مشترک (CMP) : به نقطه میانی فاصله بین شوت و گیرنده گفته می شود.

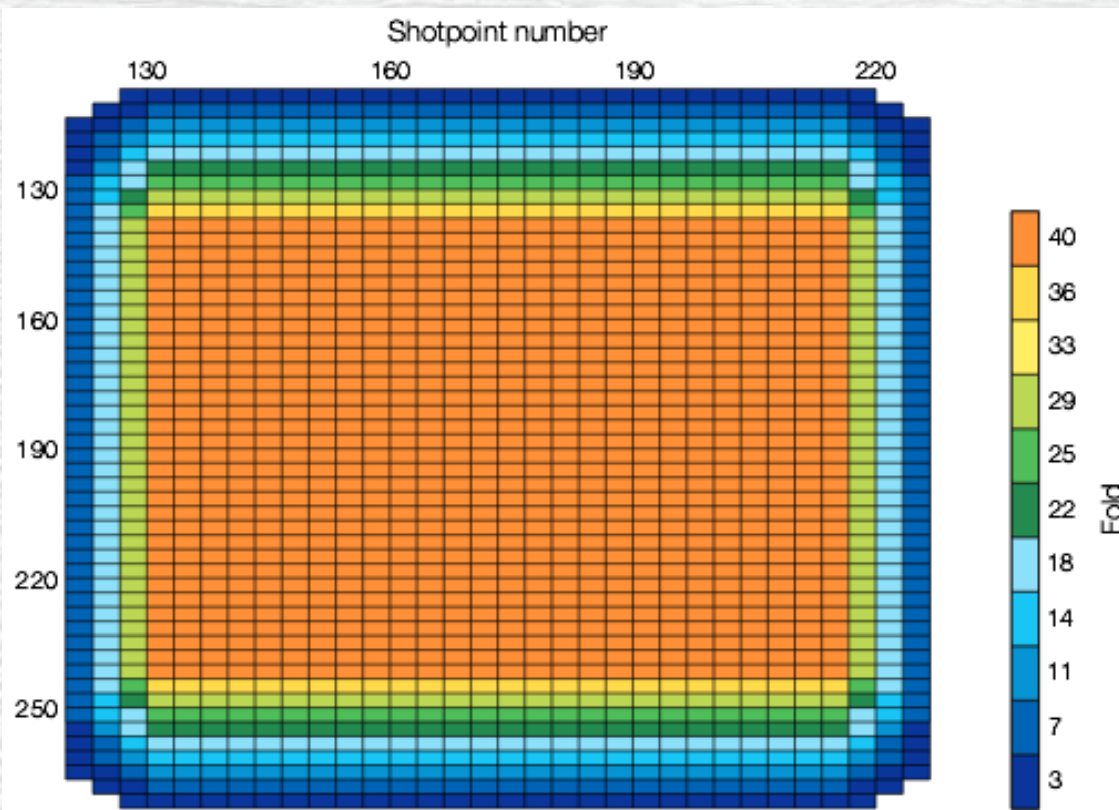
بین (Bin) و اندازه بین (Bin size) : یک چهار ضلعی کوچک می باشد که دارای ابعادی بطول $SI/2 * RI/2$ می باشد .

Patch : تمام کانالهای فعالی است که در طی یک شوت اطلاعات را ثبت می کنند . معمولاً یک چهارضلعی است که دارای خطوط گیرنده موازی است ، که در طول عملیات بسته به شوت حرکت می کند .

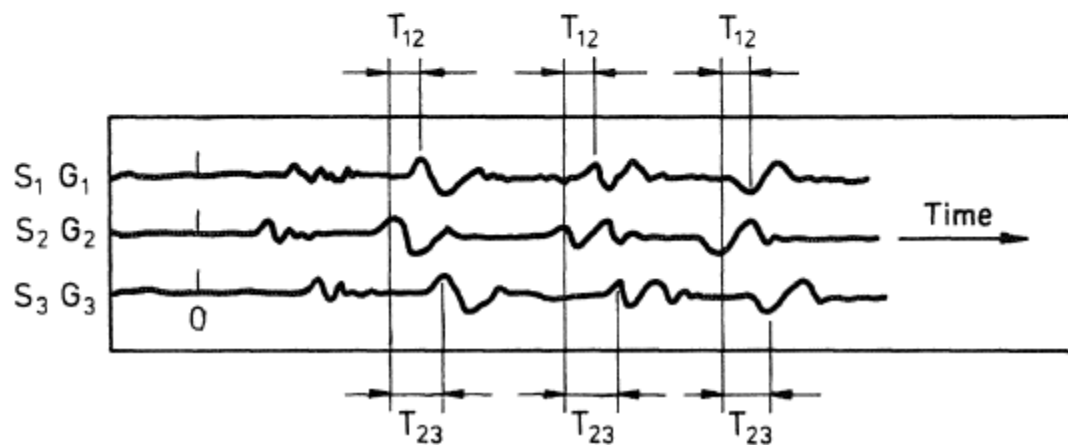
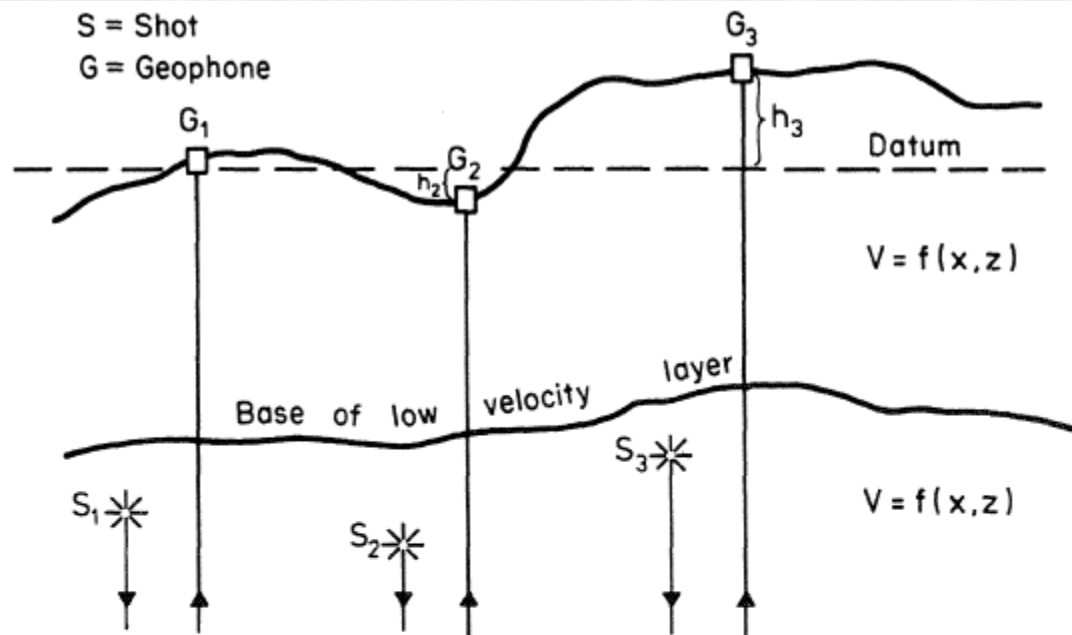
Swath : خطوط شوت و گیرند ها را گویند که در ایجاد CMP Bin دخالت داشته و بسته به تعداد جابجائی ها ی گیرنده ها (Rolling) در طی عملیات تکرار می گردد . این محدوده در صورت نیاز برای تعیین پوشش Fold در اثر عمل Rolling درصدی از محدوده دیگر را پوشش می دهد .

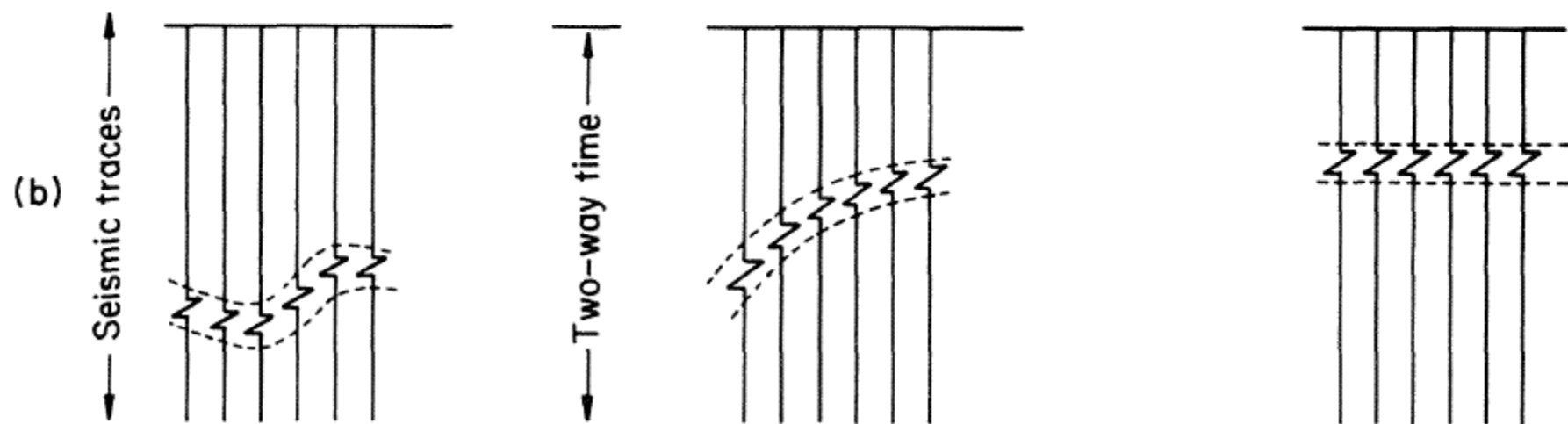
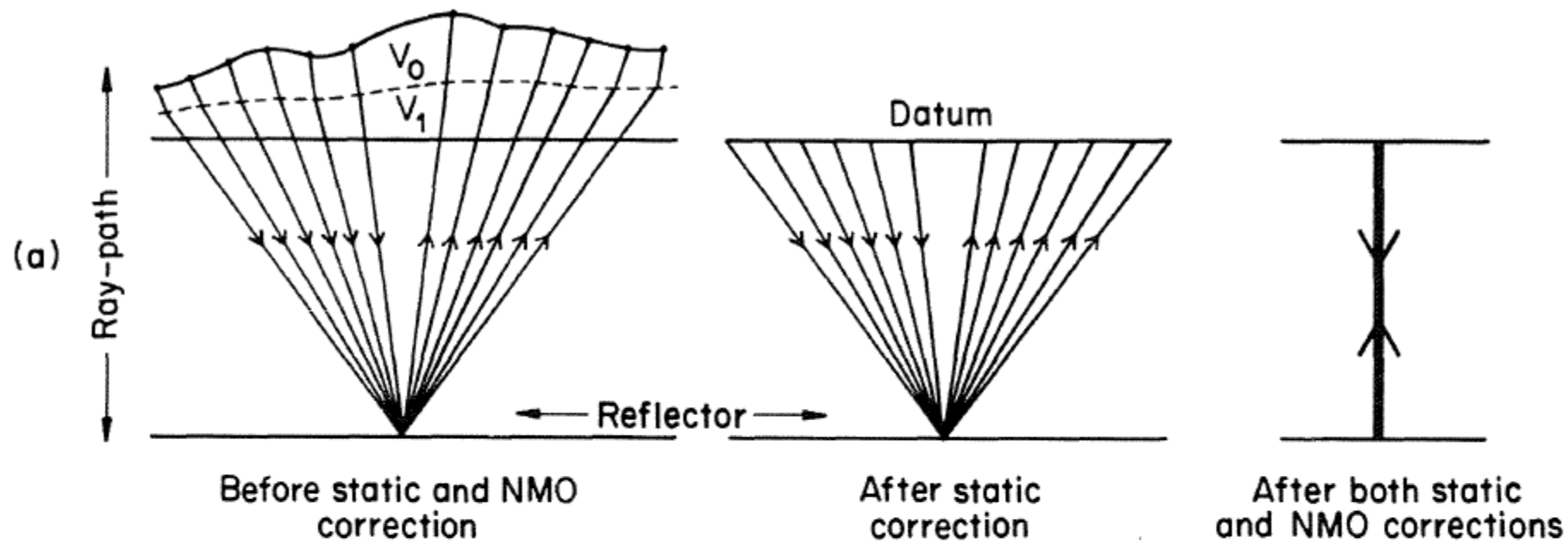
Rolling : جمع آوری تعدادی از خطوط گیرنده از عقب یک Swath و چیدن آنها در خطوط جلوتر.

موارد بالا از پارامترهایی هستند که باید قبل از شروع عملیات طراحی شوند.



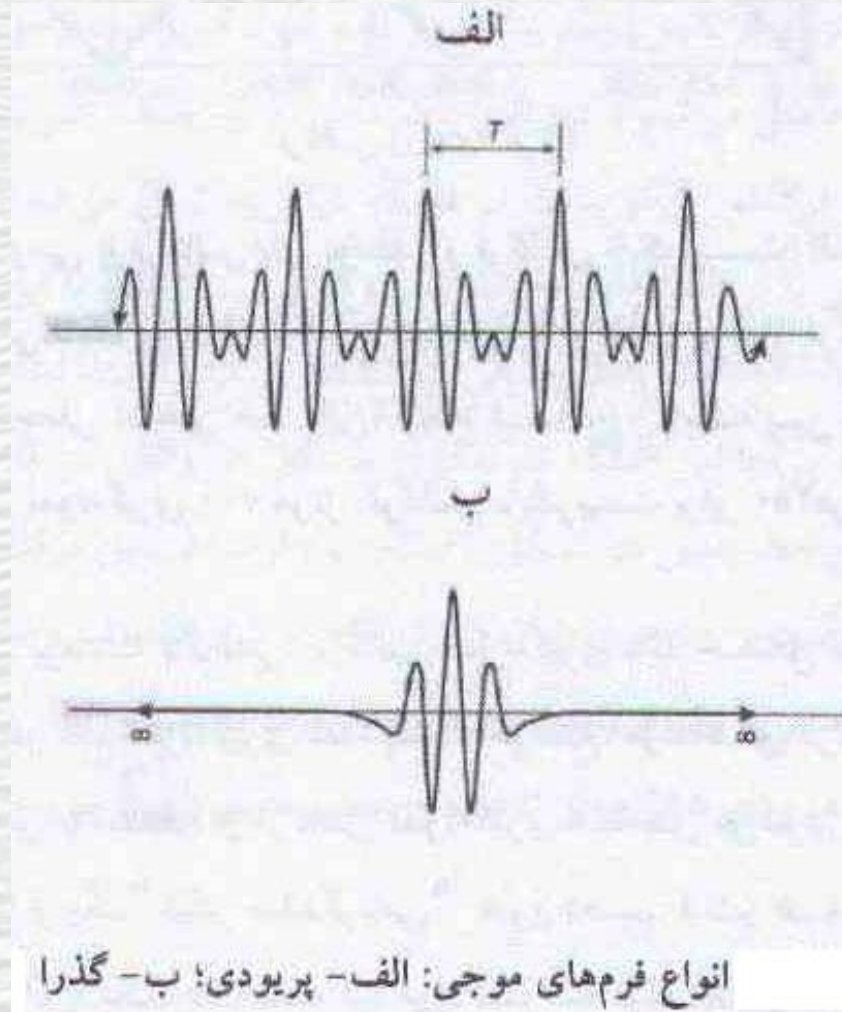
□ **A fold plot showing 40-fold coverage over the heart of the survey. The edge of the survey has partial fold because several of the first and last shots do not reach as many receivers as in the central part of the survey.**





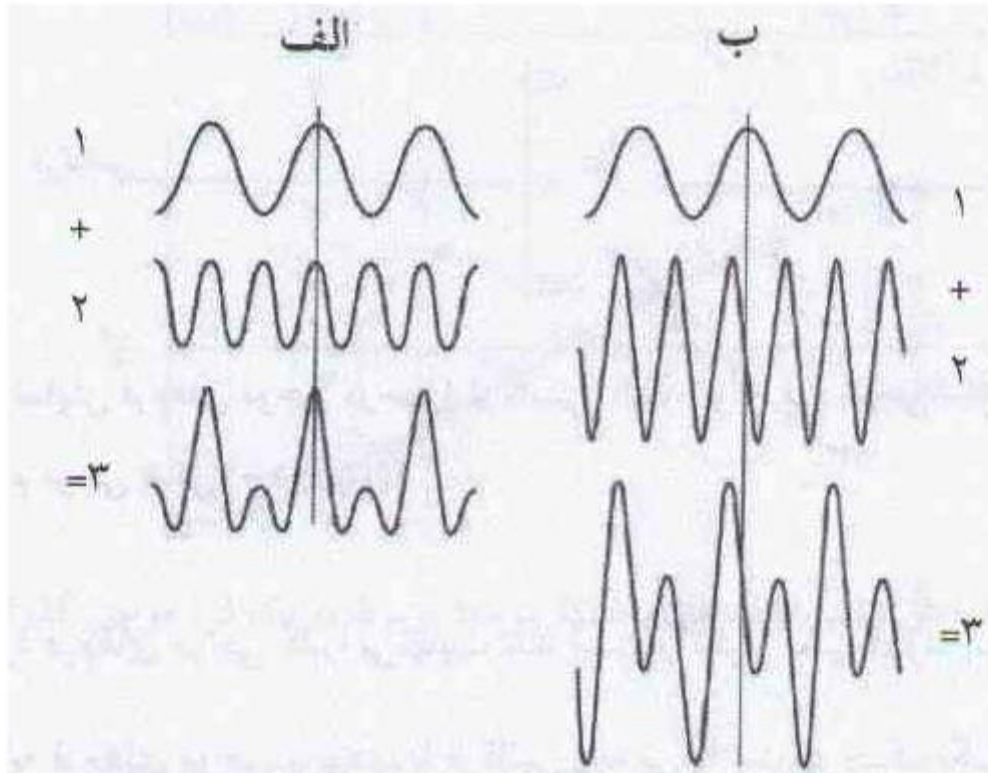
تحلیل طیفی سیگنال

هر فرم موج پریودی پیچیده را می توان به مجموعه ای از موج های سینوسی که فرکانس آن ها مضرب صحیحی از فرکانس تکرار اصلی ($1/T$) است تجزیه کرد. فرکانس اصلی را بنیادی و بقیه را هارمونیک ها نامند.



تحلیل طیفی سیگنال

هر فرم موج بر حسب مولفه های سینوسی تشکیل دهنده آن علاوه بر فرکانس هر مولفه باید دامنه و فاز هر یک از آن ها نیز مشخص باشد.



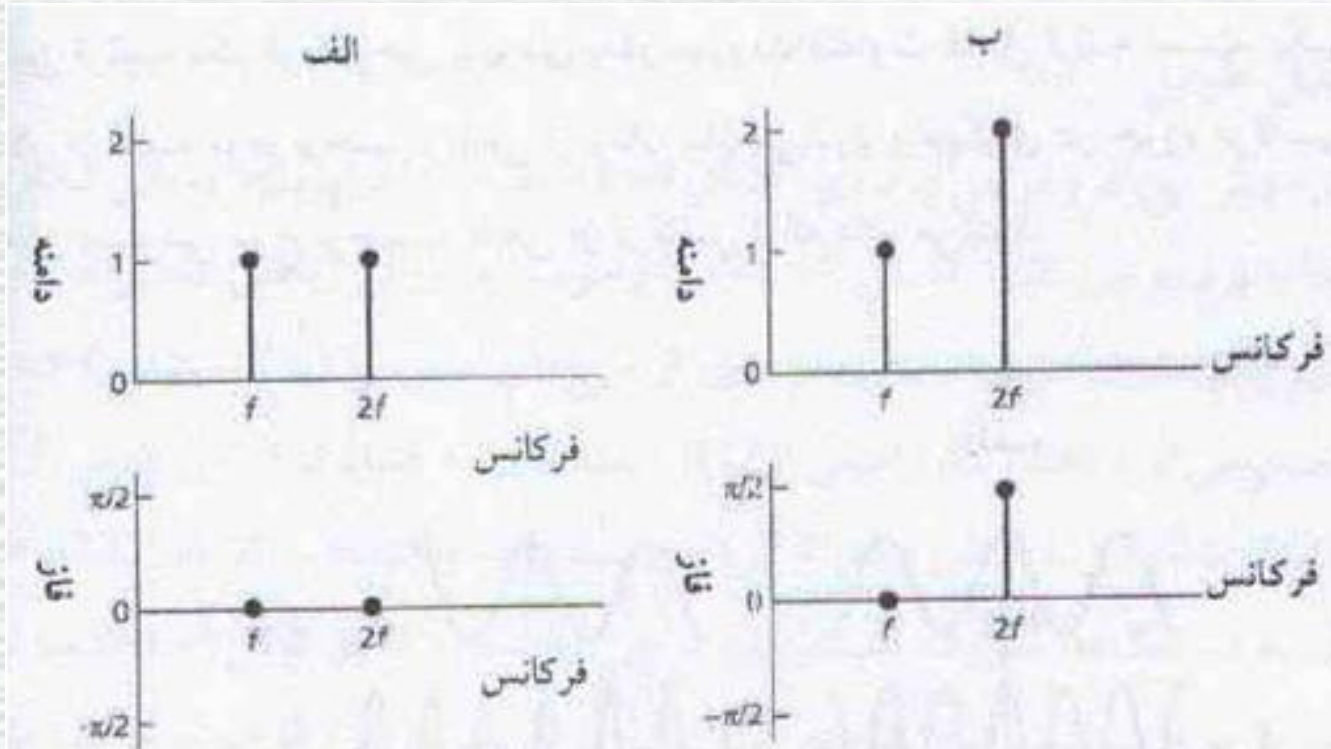
فرم های موجی پیچیده که از جمع دو مؤلفه موج سینوسی با فرکانس های f و $2f$ به دست

آمده اند: الف- دو موج سینوسی هم فاز با دامنه یکسان؛ ب- یک موج سینوسی با فرکانس بیشتر، دامنه دو

برابر و اختلاف فاز $\frac{\pi}{2}$ نسبت به موج سینوسی دیگر

تحلیل طیفی سیگنال

فرم های موجی در حوزه زمان (اسلاید قبل) بر حسب دامنه و فاز آن ها نیز نمایش داده می شوند. که از ترکیب یک سری مقادیر مجزای دامنه و فاز مولفه های فرم موجی در مقادیر فرکانسی بین صفر و فرکانس نیکوئیست توزیع شده اند، تشکیل می شوند.

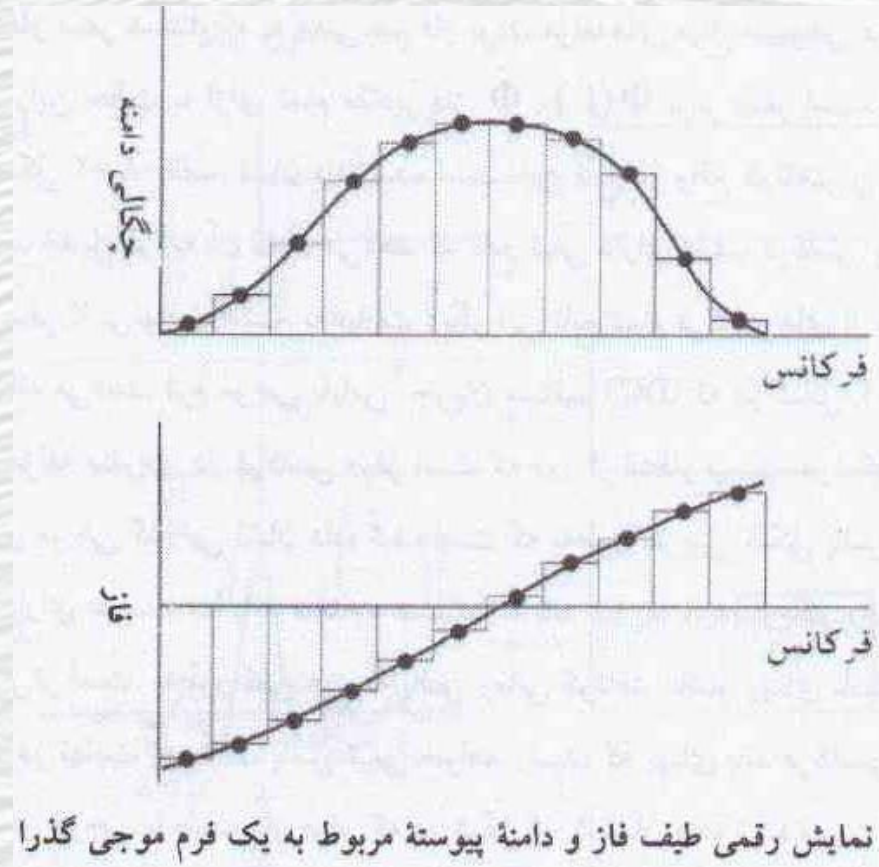


نمایش فرم های موجی درحوزه فرکانسی: الف- برای فرم موجی شکل الف؛

ب- برای فرم موجی شکل ب

تحلیل طیفی سیگنال

پریود فرم های موجی گذرا بی نهایت است و تکرار نمی شوند. در نتیجه هارمونیک هایی که در فاصله های فرکانسی بی نهایت کوچک رخ می دهند، به جای طیف خطی فرم های پریودی، طیف فاز و دامنه پیوسته ای را ارائه می دهند. یک فرم موجی گذرا که به صورت رقمی نمونه گیری شده، دامنه و فاز طیف موج را به تعدادی قطعه فرکانسی نازک تقسیم می کند، که هر قطعه دارای فرکانسی برابر متوسط فرکانس آن قطعه و دامنه و فازی متناسب با مساحت قطعه طیف مربوط به آن است.



تحليل طيفي سيگنال

برای برگرداندن تابع زمانی $g(t)$ به معادل طیف دامنه و فاز آن $A(f)$ و $\phi(f)$ آن از تبدیل فوریه استفاده می شود.

$$G(f) = A(f) e^{i\phi(f)}$$

$$g(t) \leftrightarrow G(f)$$

انتقال فوریه یک فرم موجی از حوزه زمان به فرکانس و برعکس:

The 1-D Fourier Transform

continuous function $x(t)$ of a single variable t

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \exp(-i\omega t) dt$$

$$\omega = 2\pi f$$

$$x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} X(\omega) \exp(i\omega t) d\omega$$

For the forward transform, the sign of the argument in the exponent is negative if the variable is time and positive if the variable is space.

$$X(\omega) = X_r(\omega) + iX_i(\omega)$$

$$X(\omega) = A(\omega) \exp[i\phi(\omega)]$$

$$X_r(\omega) = A(\omega) \cos \phi(\omega),$$

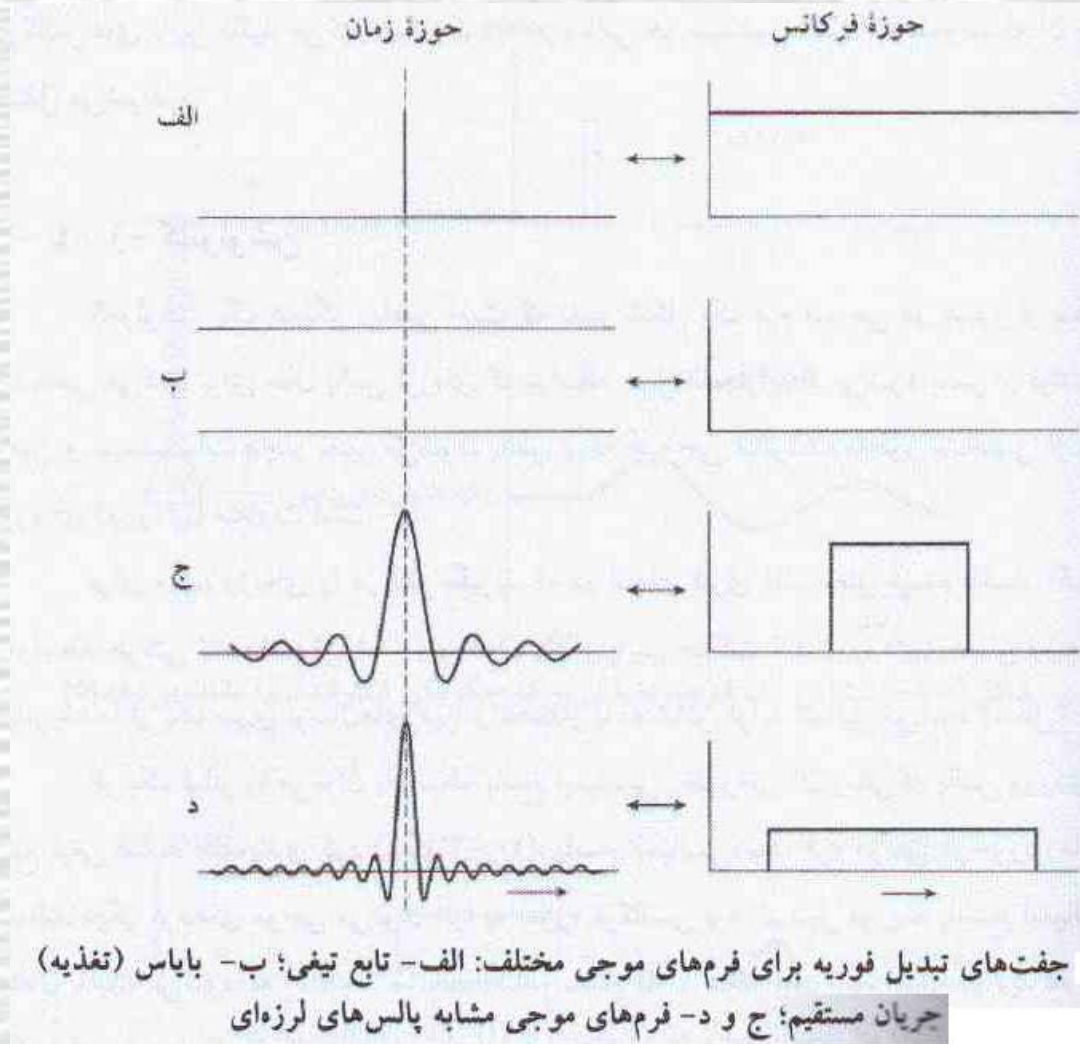
$$X_i(\omega) = A(\omega) \sin \phi(\omega).$$

$$A(\omega) = \sqrt{X_r^2(\omega) + X_i^2(\omega)}$$

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \frac{X_i(\omega)}{X_r(\omega)},$$

تحلیل طیفی سیگنال

انتقال فوریه برای تعدادی از فرم های موجی پر کاربرد در ژئوفیزیک در اینجا طیف فاز صفر است: به طور کلی هر چه پالس زمانی کوتاهتر باشد، پهنای باند فرکانسی آن بیشتر است. اگر تغییرات فاز نسبت به فرکانس خطی باشد، فرم موجی بدون تغییر شکل در طول زمان جا بجا می شود. اگر تغییرات فاز نسبت به فرکانس غیرخطی باشد، فرم موجی تغییر شکل می دهد.



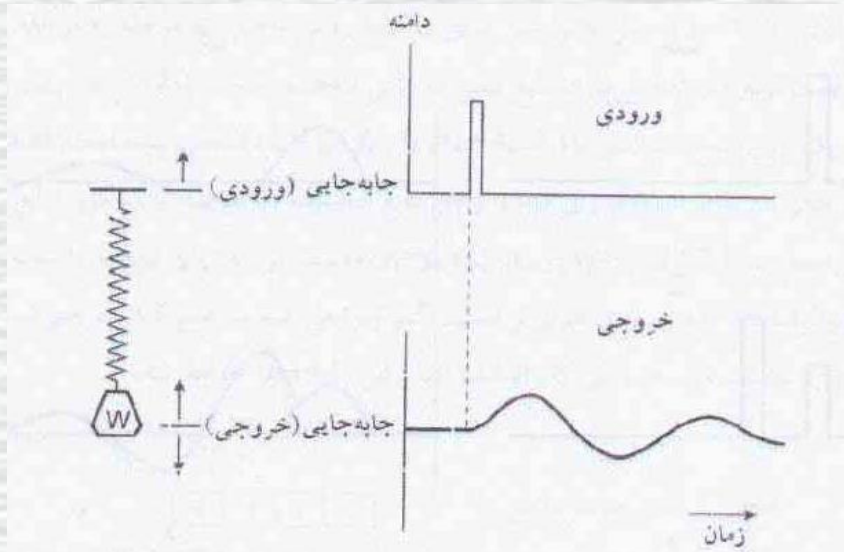
پردازش فرم موجی (کانولوشن، دیکانولوشن و همبستگی)

بررسی اثر یک فیلتر بر روی فرم موجی

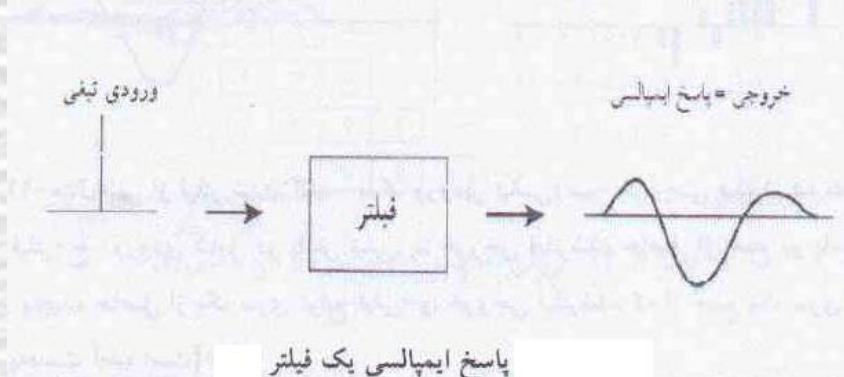
کانولوشن

عملگر ریاضی که تغییر شکل یک فرم موجی در عبور از یک فیلتر را مشخص می کند.

پالس لرزه ای ایجاد شده از انفجار، پس از فیلتر شده در زمین و سیستم ثبات دچار تغییر شده به طوری که خروجی فیلتر به طور مشخصی از پالس ورودی متفاوت است.



اغتشاش یک فنر همراه با وزنه که چگونگی فیلتر شدن را نشان می دهد



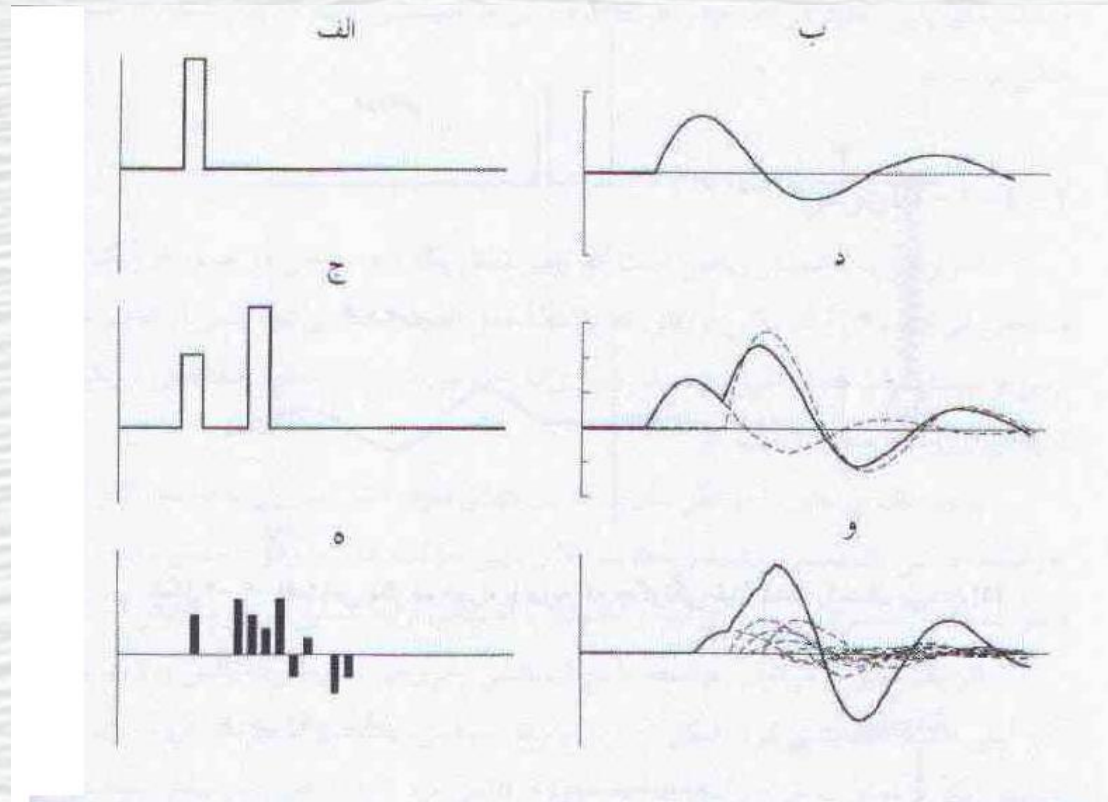
$$g(t)*f(t)=y(t)$$

پردازش فرم موجی (کانولوشن)

تابع ورودی $g_i (i = 0, 1, 2, \dots, m)$

عملگر کانولوشن $f_j (j = 1, 2, \dots, n)$

$$y_k = \sum_i g_i f_{k-i} \quad (k = 1, 2, \dots, m+n-1)$$



مثالهایی از فیلتر شدن: الف- یک ورودی تیغی؛ ب- خروجی فیلترشده معادل پاسخ

ایمپالسی فیلتر؛ ج- ورودی شامل دو پالس تیغی؛ د: خروجی فیلترشده حاصل از جمع دو پاسخ ایمپالسی؛

ه: ورودی پیچیده حاصل از یک سری توابع تیغی؛ و: خروجی فیلترشده که از جمع یک سری پاسخ‌های

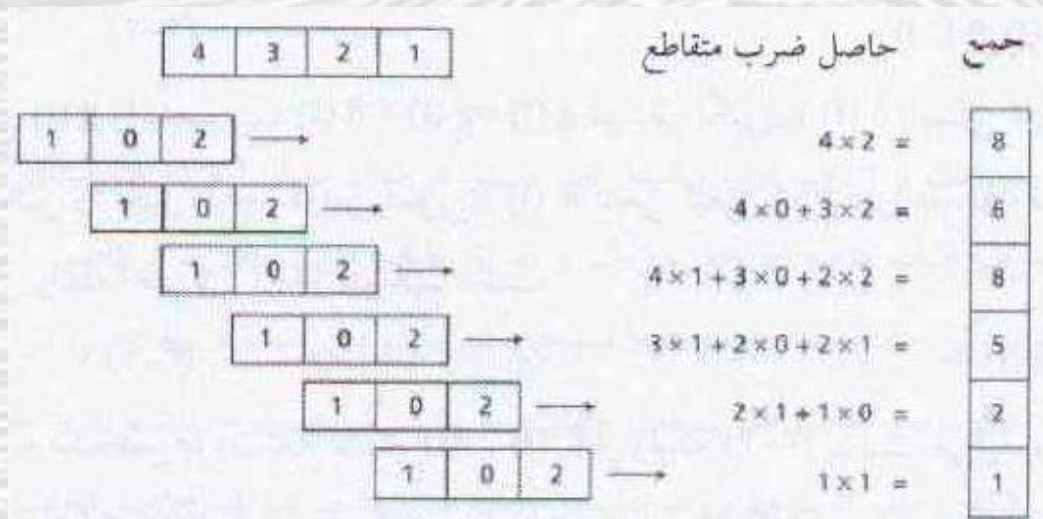
ایمپالسی به دست آمده است

پردازش فرم موجی (کانولوشن)

تابع تیغی دو تایی به صورت $g_i = g_0, g_1, g_2 = 2, 0, 1$

تابع پاسخ ایمپالسی با $f_i = f_1, f_2, f_3, f_4 = 4, 3, 2, 1$

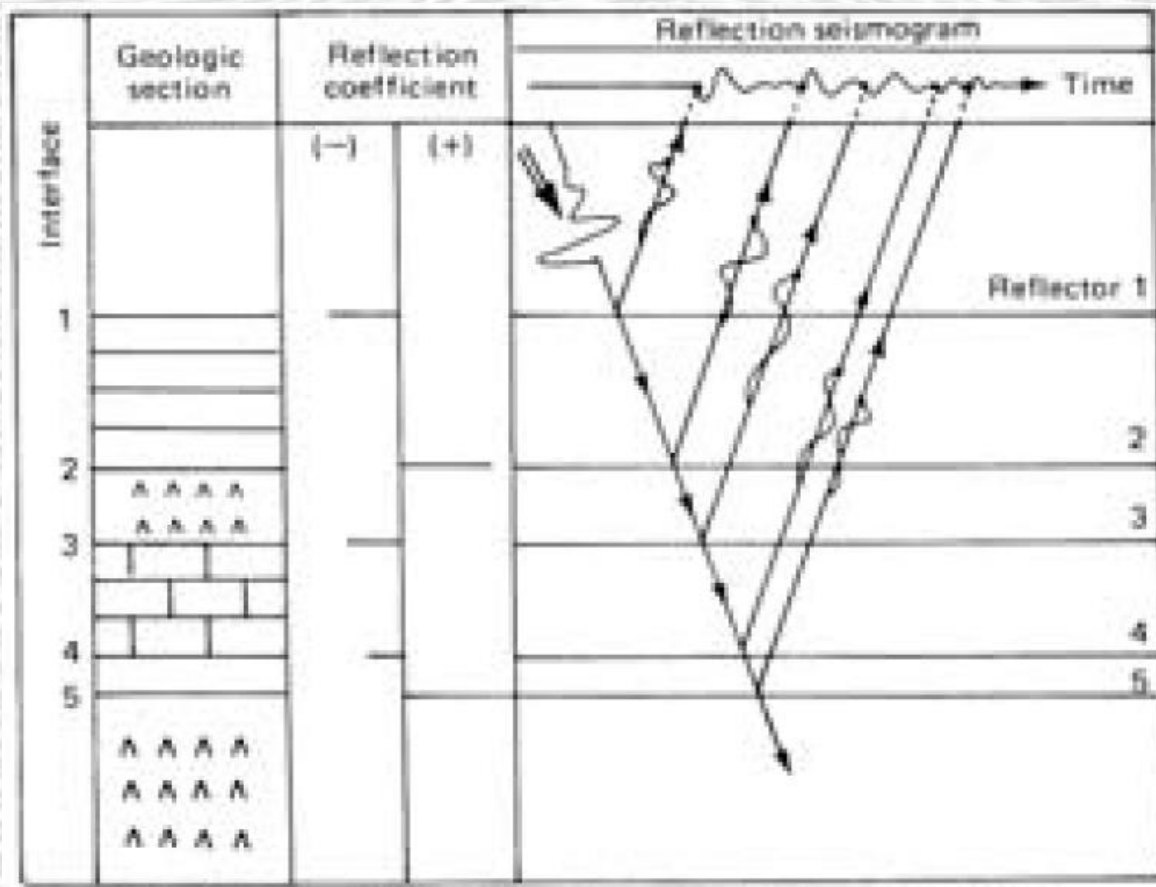
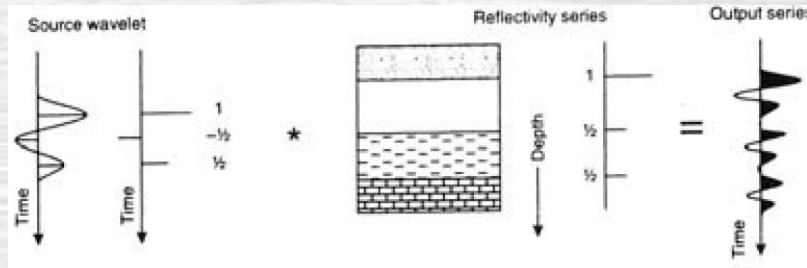
تابع خروجی کانوالوشده به صورت $y_k = y_1, y_2, y_3, y_4, y_5, y_6 = 8, 6, 8, 5, 2, 1$



روش محاسبه کانولوشن دو تابع رقمی

اگر توابعی که با هم کانوالو می‌شوند دارای طول‌های m و n باشند، طول خروجی کانوالوشده آنها برابر $(m+n-1)$ خواهد شد.

پردازش فرم موجی (کانولوشن)



پردازش فرم موجی (کانولوشن)

با تبدیل توابع به حوزه فرکانس، با ضرب جمله های فرکانسی معادل از طیف دامنه و اضافه کردن جمله های طیف فاز آن ها عمل کانولوشن صورت می پذیرد. پس از آن می توان طیف دامنه و فاز خروجی حاصل را به حوزه زمان برگرداند.

برای سری داده های گسترده از حوزه فرکانس استفاده می شود، زیرا حجم محاسبات کمتر است.

پردازش فرم موجی (دیکانولوشن)

دیکانولوشن، فیلتر معکوسی است که بر روی کانولوشن عمل عکس انجام می دهد.

$$y(t) = g(t) * f(t)$$

کانولوشن

با شناسخت $y(t)$ و $f(t)$ و با اعمال دیکانولوشن می توان تابع $g(t)$ را بازیابی کرد.

$$g(t) = y(t) * f'(t)$$

$$g(t) = g(t) * f(t) * f'(t)$$

$$g(t) = g(t) * \delta(t)$$

$\delta(t)$ تابعی تیغی با دامنه واحد در زمان صفر است

$$f(t) * f'(t) = \delta(t)$$

تابع $f'(t)$ عملگر دیکانولوشن است.

کاربرد دیکانولوشن حذف اثرهای ناخواسته ای است که در اثر عمل فیلترهای قبلی به وجود آمده است.

پردازش فرم موجی (دیکانولوشن)

$$y(t) = b(t) * x(t) = \int b(t - t')x(t')dt'$$

$$y_i = \sum_j b_{i-j}x_j$$

$$\mathbf{y} = \mathbf{B} \mathbf{x}$$

$$\begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \\ y_4 \\ y_5 \\ y_6 \\ y_7 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} b_1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ b_2 & b_1 & 0 & 0 & 0 \\ b_3 & b_2 & b_1 & 0 & 0 \\ 0 & b_3 & b_2 & b_1 & 0 \\ 0 & 0 & b_3 & b_2 & b_1 \\ 0 & 0 & 0 & b_3 & b_2 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & b_3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ x_4 \\ x_5 \end{bmatrix}$$

$$\min_{\mathbf{x}} \|\mathbf{y} - \mathbf{B} \hat{\mathbf{x}}\|$$

$$\hat{\mathbf{x}} = (\mathbf{B}^T \mathbf{B})^{-1} \mathbf{B}^T \mathbf{y}$$

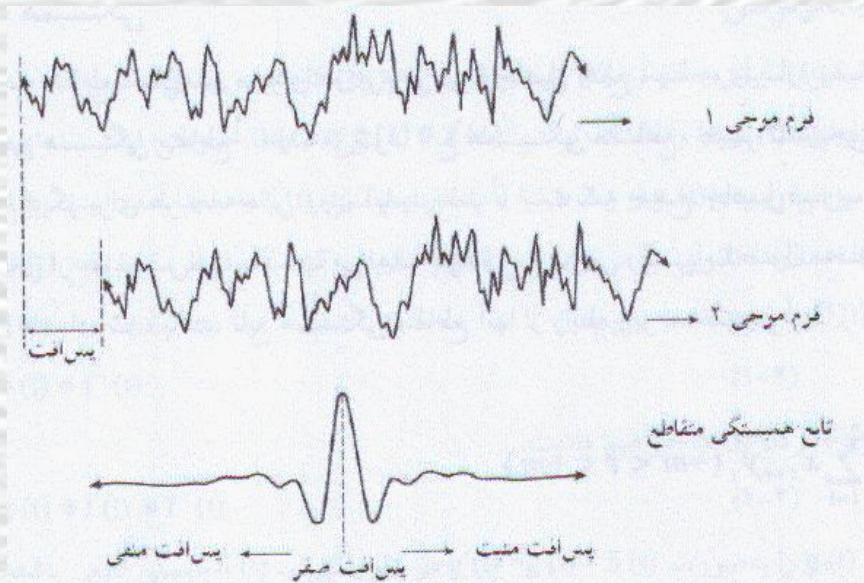
پردازش فرم موجی (همبستگی متقاطع)

همبستگی متقاطع: ضرب متقاطع المان های مجزای دو فرم موجی و حاصل جمع آن ها در بازه زمانی معمول فرم های موجی.

تابع همبستگی متقاطع، تغییر تدریجی یک فرم موجی به فرم موجی دیگر برای هر جابجائی زمان (یا پس افت) است که جمع حاصل ضرب متقاطع را به صورت تابعی از مقدار پس افت بدست می دهد. اگر دو فرم موجی x_i و y_i با طول محدود $i=1,2,\dots,n$ داده شده باشد، تابع همبستگی متقاطع آن ها از:

$$\phi_{xy}(\tau) = \sum_{i=1}^{n-\tau} x_{i+\tau} y_i \quad (-m < \tau < +m) \quad \text{که در آن } \tau, \text{ پس افت و } m \text{ پس افت بیشینه تابع است}$$

عمل همبستگی متقاطع روی دو فرم موجی غیر پریودی مشابه اجرا شود، در پس افت صفر تمام حاصل ضرب های متقاطع با یکدیگر جمع می شوند و مقدار مثبت بیشینه ای ایجاد می کنند. زمانی که فرم های موجی در زمان جابجا می شوند، حاصل ضرب متقاطع در جهت حذف مقادیر کوچک حرکت می کند. بنابراین تابع همبستگی متقاطع در پس افت صفر به یک می رسد و در جابجائی زمان زیاد به مقادیر کم میل می کند.

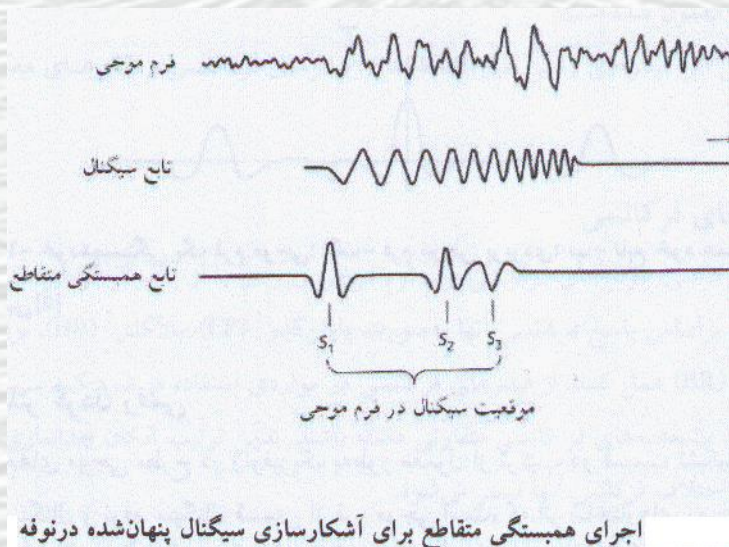


همبستگی متقاطع دو فرم موجی مشابه

پردازش فرم موجی (همبستگی متقاطع)

اگر روی دو فرم موج مختلف همبستگی متقاطع انجام شود جمع حاصل ضرب های متقاطع به دلیل تمایل به حذف حاصل مقادیر مثبت و منفی در تمام مقادیر پس افت نزدیک صفر خواهد بود. پس برای دو فرم موجی که فقط شامل نوفه های تصادفی هستند، تابع همبستگی متقاطع برای تمام مقادیر غیر صفر τ برابر صفر است. همبستگی متقاطع درجه تشابه فرم های موجی را نشان می دهد.

یکی از کاربردهای همبستگی متقاطع آشکار سازی سیگنال های ضعیفی که به وسیله نوفه ها احاطه شده اند. حاصل همبستگی متقاطع آن با تابع سیگنال تابع همبستگی متقاطعی خواهد بود که در زمان هم فاز بودن تابع سیگنال و معادل پنهان شده آن در فرم موجی به صورت پیک ظاهر می شود.



حالت خاصی از همبستگی، ایجاد همبستگی متقاطع بین یک فرم موجی با خودش است که به خود همبستگی معروف است. این تابع نسبت به پس افت صفر متقارن است.

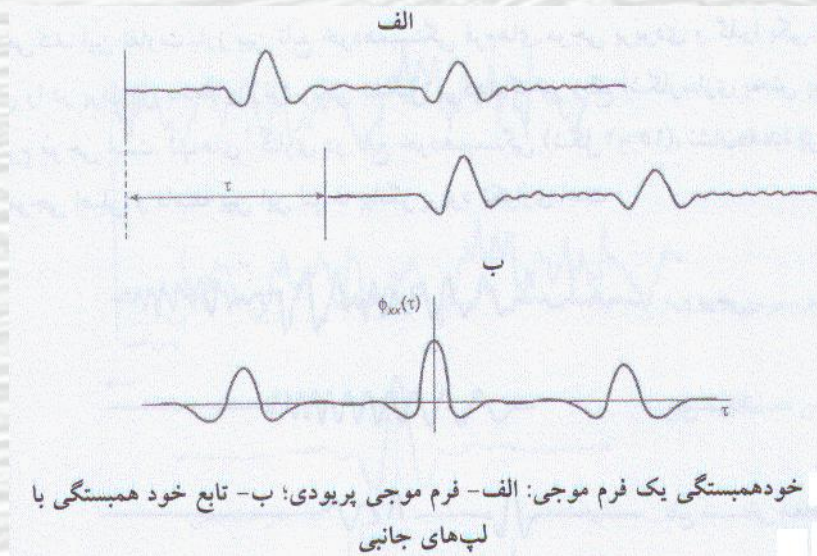
$$\Phi_{XX}(\tau) = \Phi_{XX}(-\tau)$$

پردازش فرم موجی (همبستگی متقاطع)

تابع خود همبستگی یک فرم موجی پریودی خود پریودی است و فرکانس آن برابر فرکانس تکراری فرم موج است. خود همبستگی موج کسینوسی نیز موج کسینوسی است.

برای فرم موجی گذرا تابع خود همبستگی در مقادیر زیاد پس افت به مقادیر کوچک افت پیدا می کند. این تفاوت بارز یکی از کاربردهای همبستگی متقاطع در پردازش برای آشکار سازی بخش پریودی پنهان هر فرم موجی است.

لپ های کناری در تابع خودهمبستگی نشان دهنده پریودی بودن فرم موجی اصلی و فاصله بین این لپ ها بیانگر پریود تکراری است.

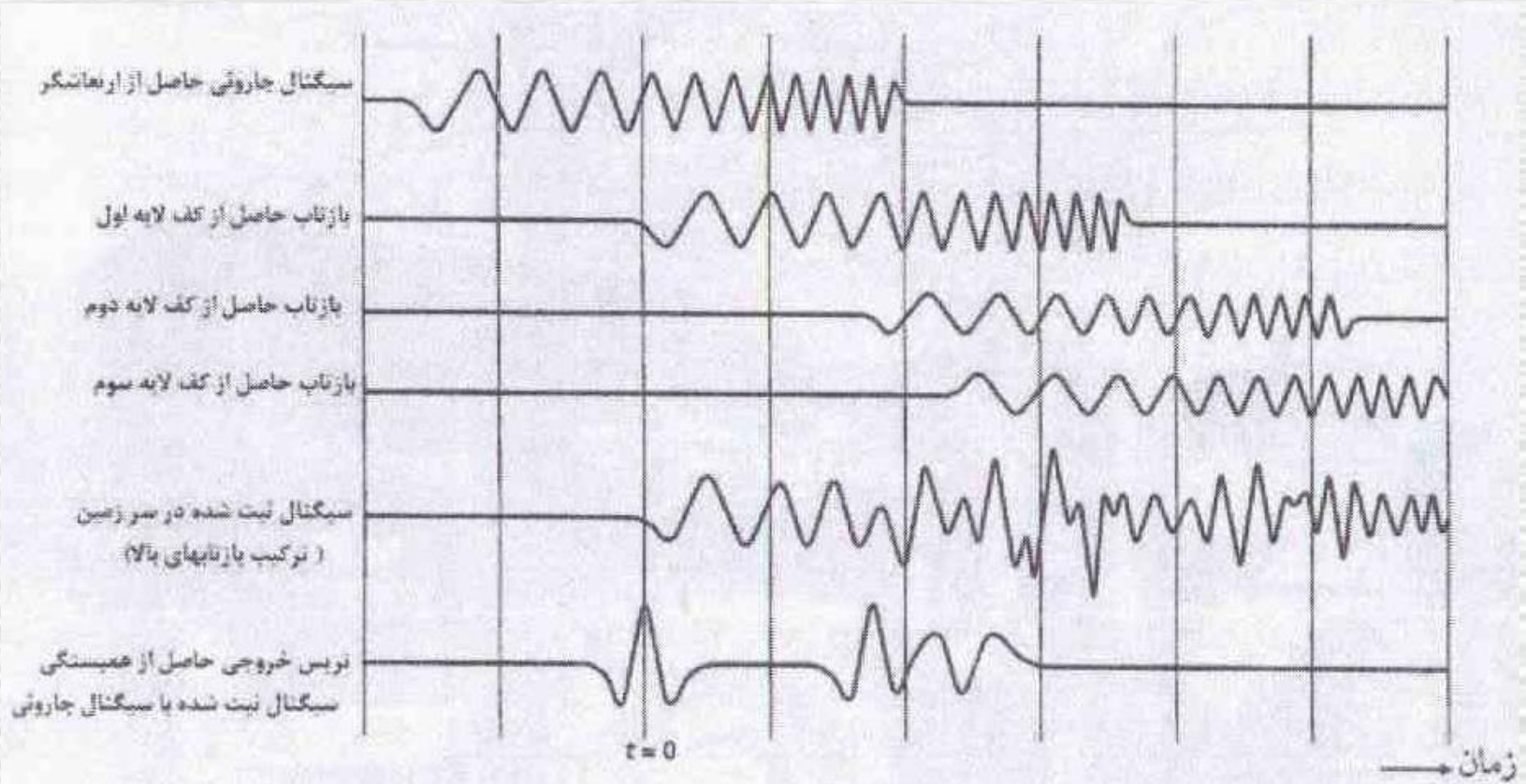


تابع خود همبستگی تمام اطلاعات دامنه فرم موجی اصلی را شامل می شود، ولی اطلاعات فاز را بدست نمی دهد. در واقع تابع خود همبستگی مربع طیف دامنه انتقال فوریه آن است.

$$\Phi_{XX}(\tau) \leftrightarrow A(f)^2$$

چون مربع دامنه بیانگر توان (انرژی موجود در مولفه فرکانس) است، از تابع خود همبستگی می توان برای محاسبه طیف توان یک فرم موجی استفاده کرد.

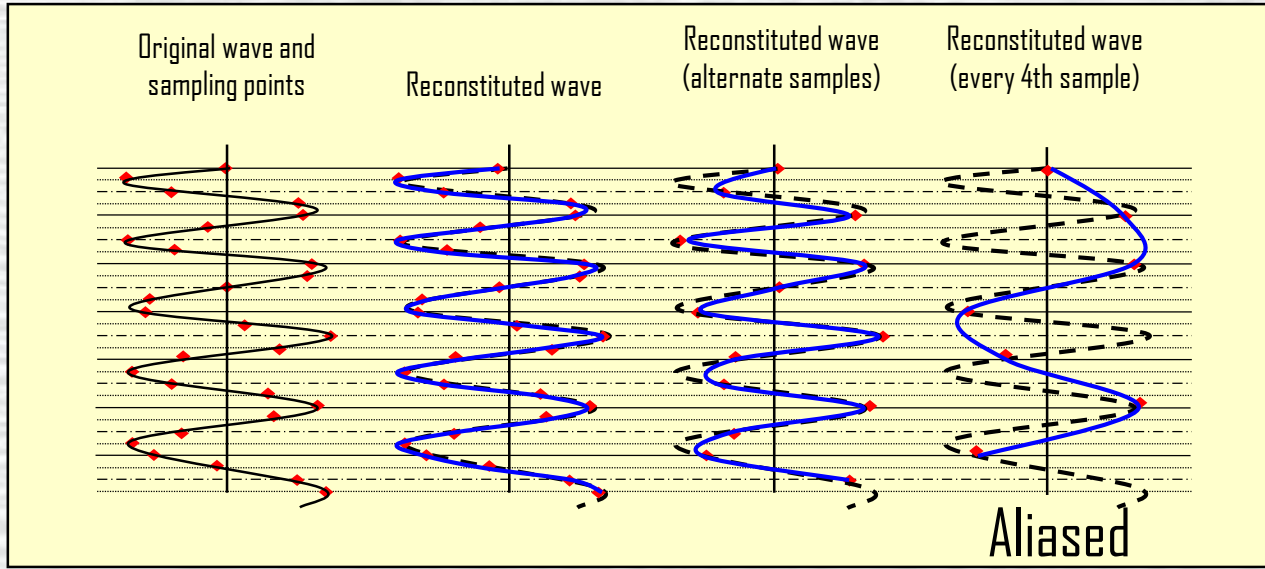
پردازش فرم موجی (همبستگی متقاطع)



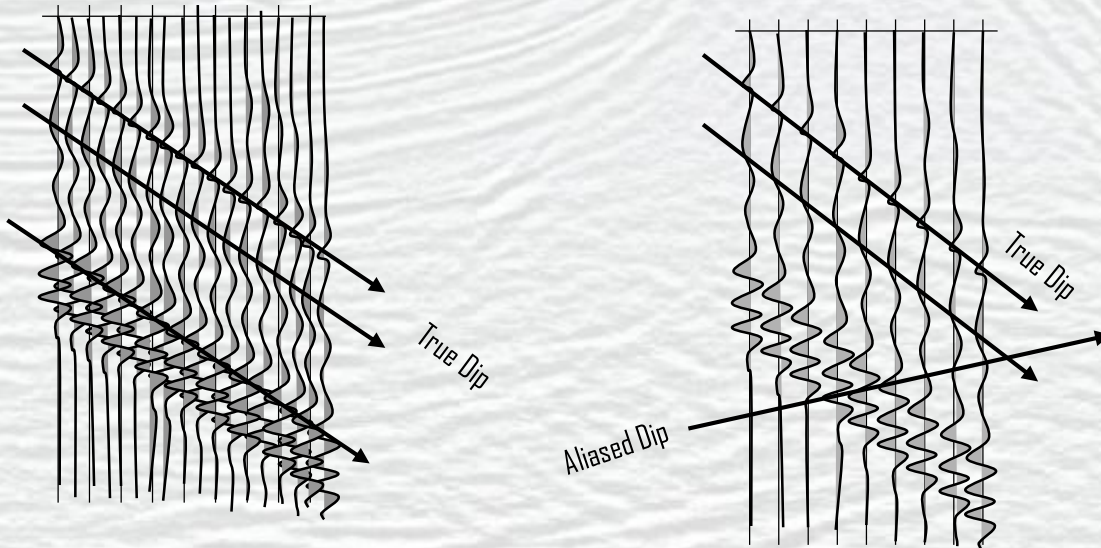
همبستگی متقاطع یک ساینموگرام با سیگنال جارویی حاصل از ارتعاشگر برای تعیین موقعیت دقیق تر ورودی‌های بازتابی

چند نکته مهم در پردازش (۱) آلیازینگ:

زمانی (با افزایش فاصله نمونه برداری فرکانس های بالا به صورت فرکانس پایین نمایان می گردند).



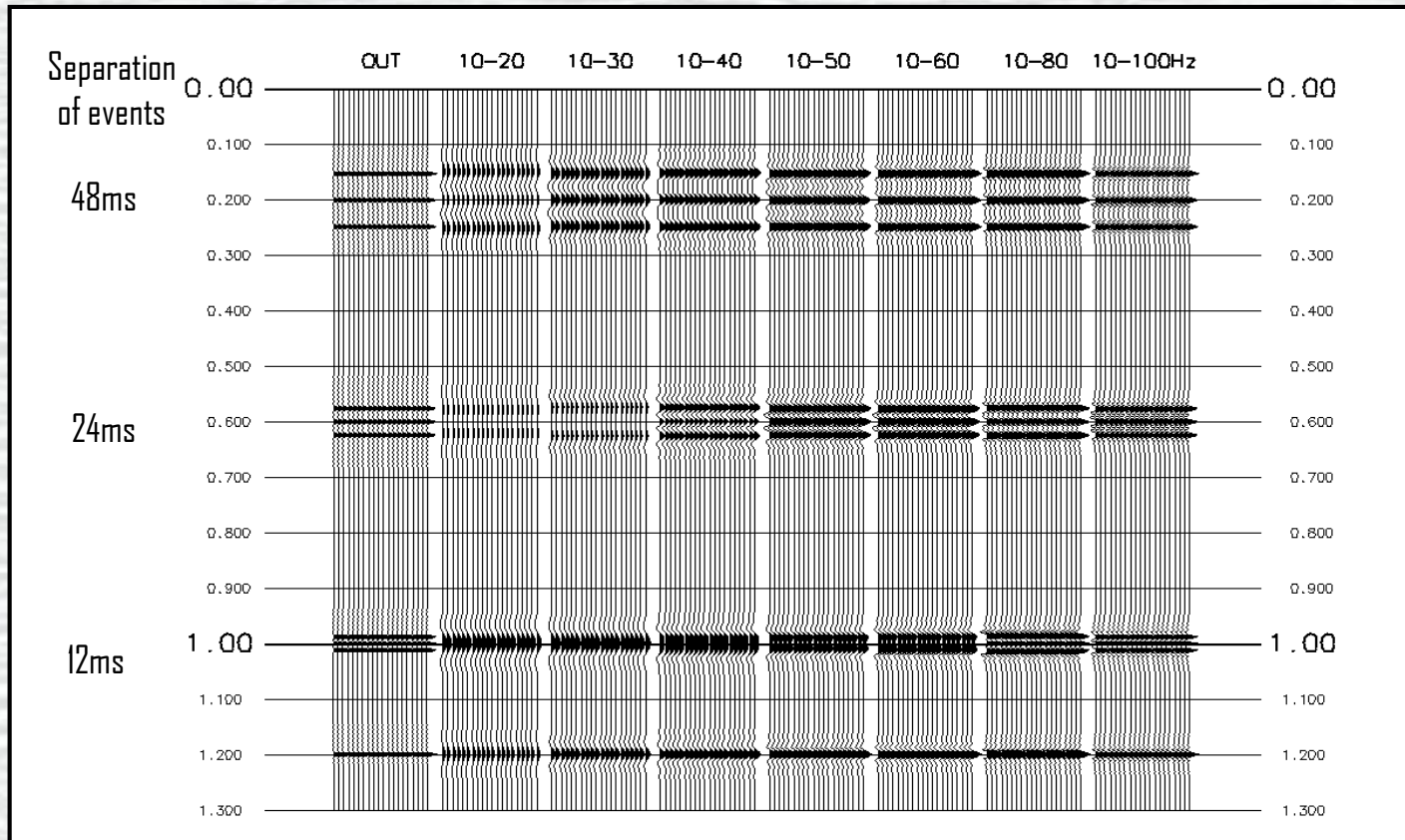
مکانی (زیاد شدن فاصله از نظر مکانی باعث خطای دید شده و پدیده ها را بر عکس می بینیم. پدیده کم شیب معکوس و پر شیب دیده می شود).



چند نکته مهم در پردازش (۲) اعمال فیلترها

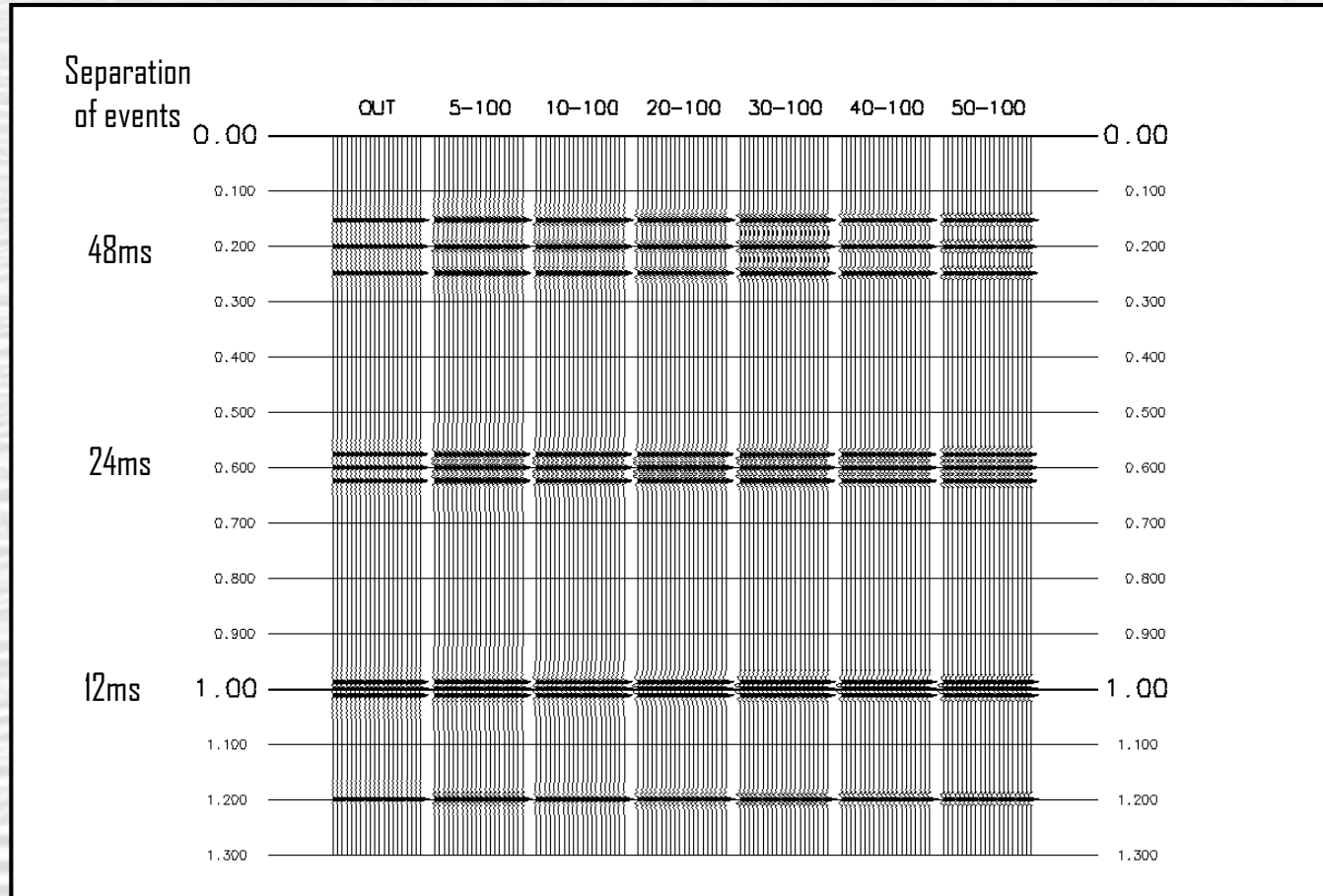
پهنای گذر (pass band): اجازه می‌دهد ورود محدودی از فرکانس به دستگاه را می‌دهد.
بالا گذر (high-pass یا low cut): از یک مقدار به بالا را قبول می‌کند و مقادیر کم حذف می‌شوند.
پایین گذر (low-pass یا high cut): از یک مقدار به پایین را قبول کرده و مقادیر بالاتر حذف می‌شوند.

اثر تغییرات فیلتر پائین گذر



10-30Hz is sufficient to resolve the 48ms separated events,
10-100Hz is required to resolve the 12ms separation

اثر تغییرات فیلتر بالا گذر



Loss of the low frequencies also causes loss of resolution, e.g. the 48ms reflectors are not resolved with 30-100Hz

چند نکته مهم در پردازش

(۲) بازتاب های چندگانه (Multiples)

بازتاب اولیه: امواج بازتابی حاصل از یک فصل مشترک منفرد

چندگانه ها: علاوه بر بازتاب های اولیه تعدادی از شعاع های بازتابی در برگشت ممکن است از تعداد بیشتری افق بازتابی به سطح برسند.

چندگانه ها به دلیل اتلاف انرژی در هر بازتاب، نسبت به بازتاب های اولیه از انرژی کمتری برخوردارند. ولی بعضی از آن ها به دلیل بازتاب از فصل مشترک های با ضریب بازتاب زیاد، دارای دامنه انرژی مشابه بازتاب اولیه هستند:

بازتاب شبح: وقتی امواج حاصل از چشمه مدفون از سطح یا کف لایه هوازده بازتاب کند، که زمان کوتاهی بعد از بازتاب اولیه دریافت می شود.

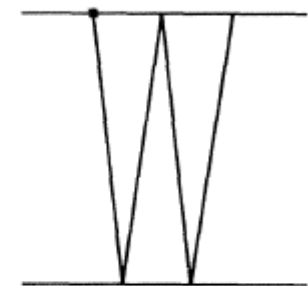
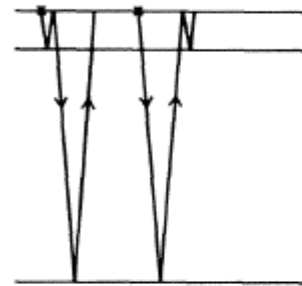
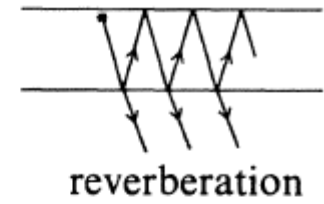
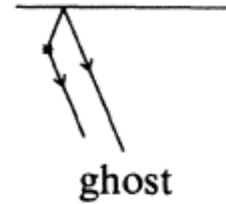
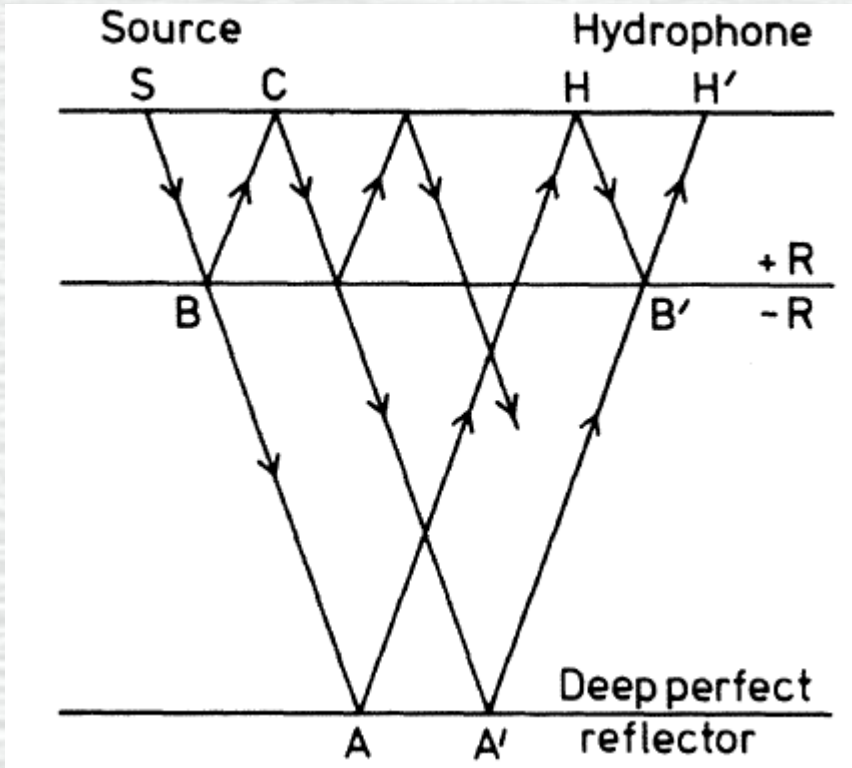
طنین های لایه آب: در برداشت های دریایی امواج حاصل از چشمه مکررا از سطح و کف آب بازتاب می کند.

چندگانه های مسیر کوتاه: بازتاب های چندگانه ای که تنها یک مسیر کوتاه اضافی را طی می کنند و بلافاصله بعد از بازتاب های اولیه می رسند و فقط باعث گسترش طول پالس می شوند.

چندگانه های مسیر بلند: اضافه مسیر طی شده توسط آن ها به اندازه ای است که می توان اثر روشن و مجزائی را روی ثبت لرزه ای مشاهده کرد. این چندگانه ها باعث ایجاد خطای بزرگ در تفسیر می شوند.

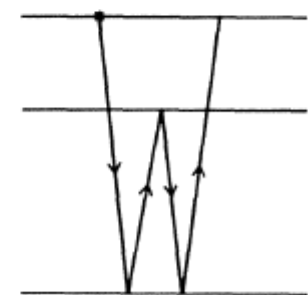
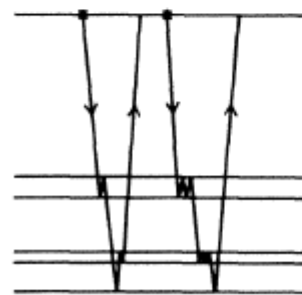
زمان های رسید چندگانه ها قابل پیش بینی است، پس با کمک روش های پردازشی مناسب حذف می شوند.

چند نکته مهم در پردازش (۲) بازتاب های چندگانه (Multiples)



water-layer peg-leg

simple surface multiple



short-period internal

long period internal

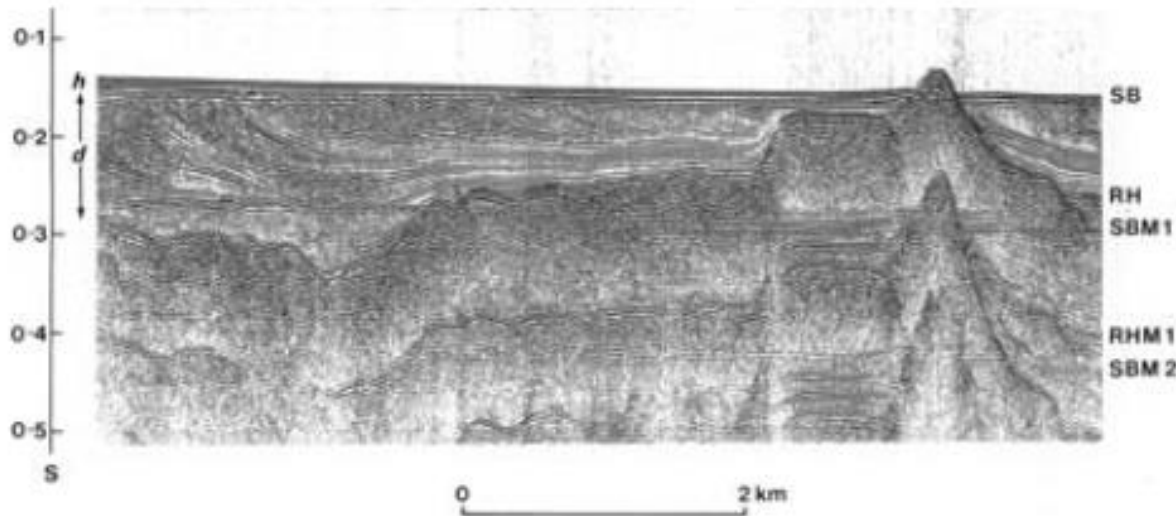
Multiples

Due to multiple bounce paths in the section

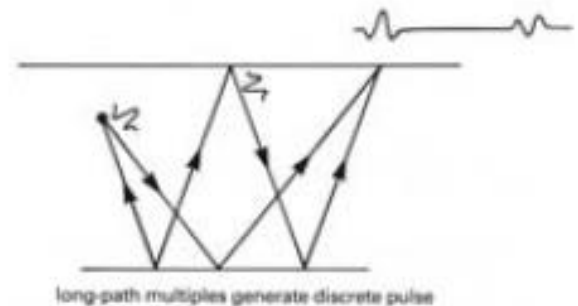
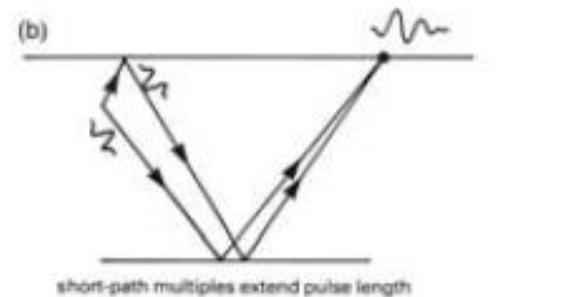
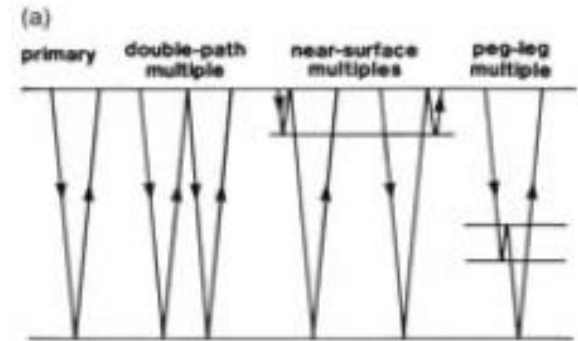
→ Looks like repeated structure

These are also removed with deconvolution

- easily identified with an autocorrelation
- removed using cross-correlation of the autocorrelation with the waveform



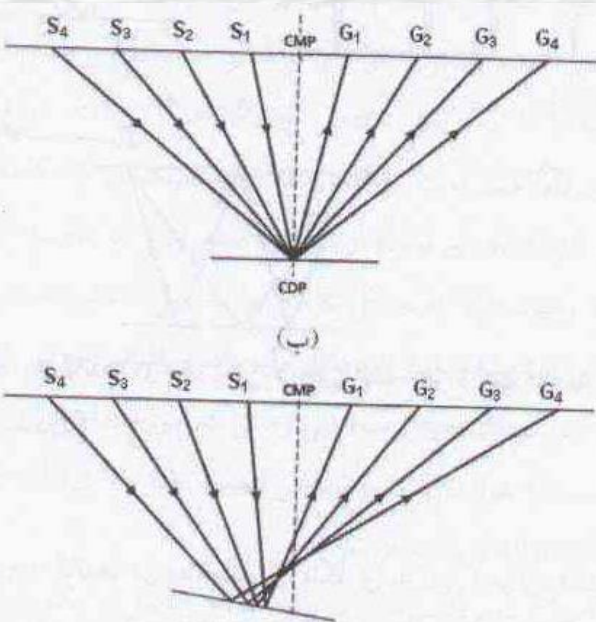
Sea-bottom reflections



چند نکته مهم در پردازش

(۳) کوچ دادن داده های لرزه ای (Migration)

پردازشی که ارتباط هندسی بین رویدادهای لرزه ای و فصل مشترک های سیبدار را به حالت واقعی آن برمی گرداند. CMP=CDP اگر فصل مشترک افقی باشد. در غیر اینصورت نقطه بازتابنده در جهت فراشیب جابجا می شود.

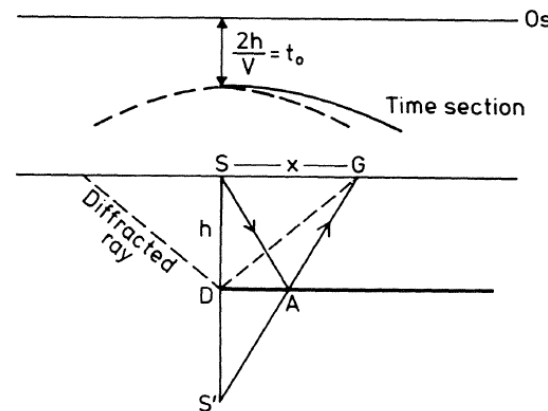


هدف از پردازش کوچ، تهیه مقطع لرزه ای است که در آن رویدادهای بازتابی به موقعیت صحیح خود در زمین و به یک زمان بازتابی قائم درست برگردانده شود.

کوچ قدرت تفکیک داده های لرزه ای را ارتقاء می دهد. این عمل با تمرکز انرژی های پخش شده در زون فرنل و یا پراش ایجاد شده در اثر ناهموازی یا گسل خوردگی افق بازتابی انجام می پذیرد.

در کوچ زمان، محور قائم مقاطع لرزه ای زمان است.

$$t_d = \frac{h}{V} + \frac{(x^2 + h^2)^{1/2}}{V}$$

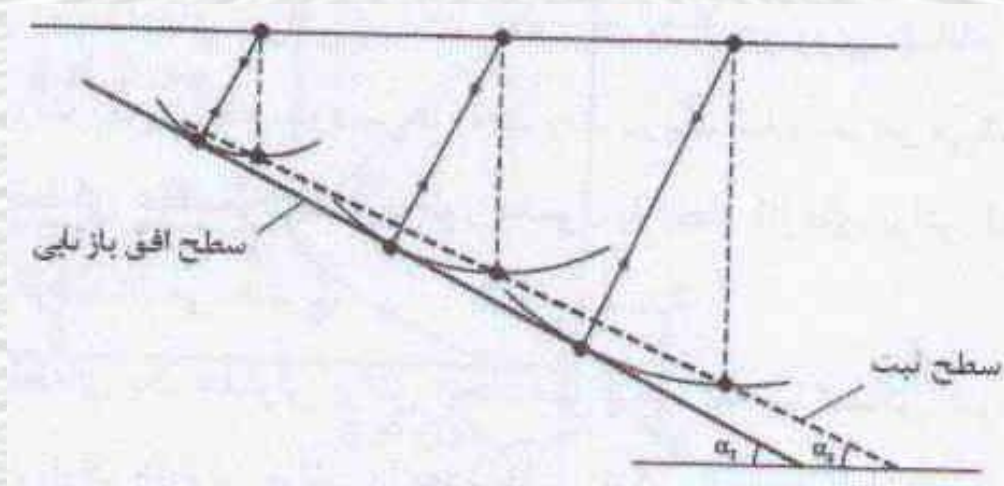
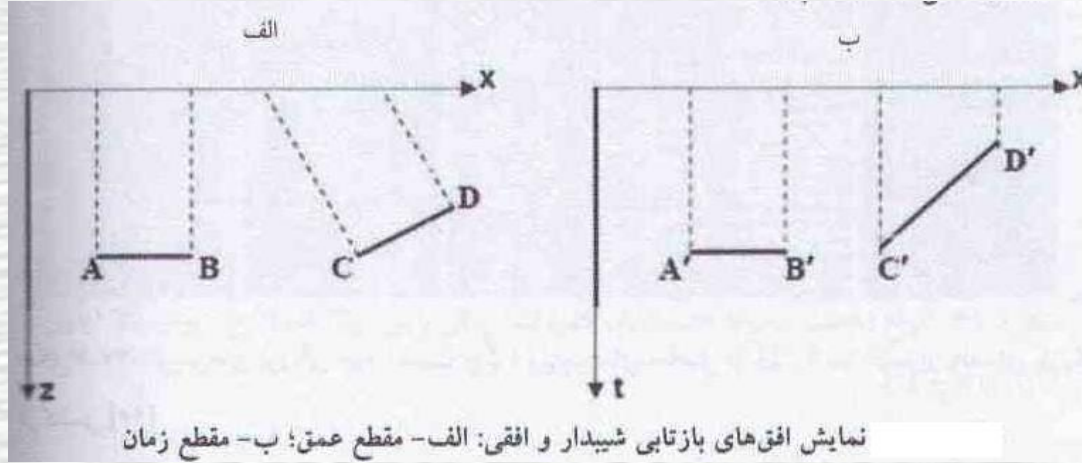


Diffraction hyperbola (dashed).

چند نکته مهم در پردازش

(۳) کوچ دادن داده های لرزه ای (Migration)

افق بازتابی AB روی مقطع عمقی به صورت مشابهی روی مقطع زمانی ($A'B'$) نمودار شده است. ولی سطح شیبدار CD در مقطع زمان تغییر کرده است ($C'D'$). برگرداندن $C'D'$ به حالت واقعی آن در روی مقطع لرزه ای کوچ است.

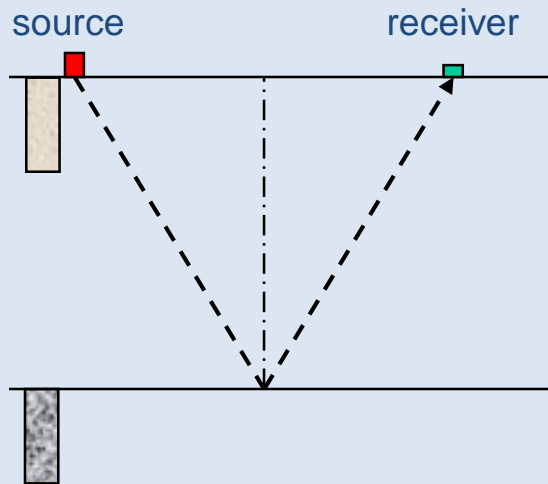


Migration

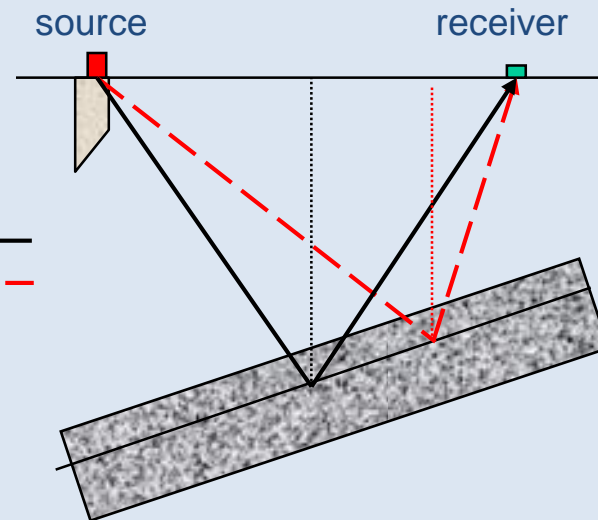
Migration moves dipping reflectors into their true subsurface positions, and collapses diffractions, thereby delineating subsurface features such as fault planes.

The goal of migration is to make the section appear similar to the geologic cross-section along the seismic line, although it is generally performed in time rather than depth

Travel paths

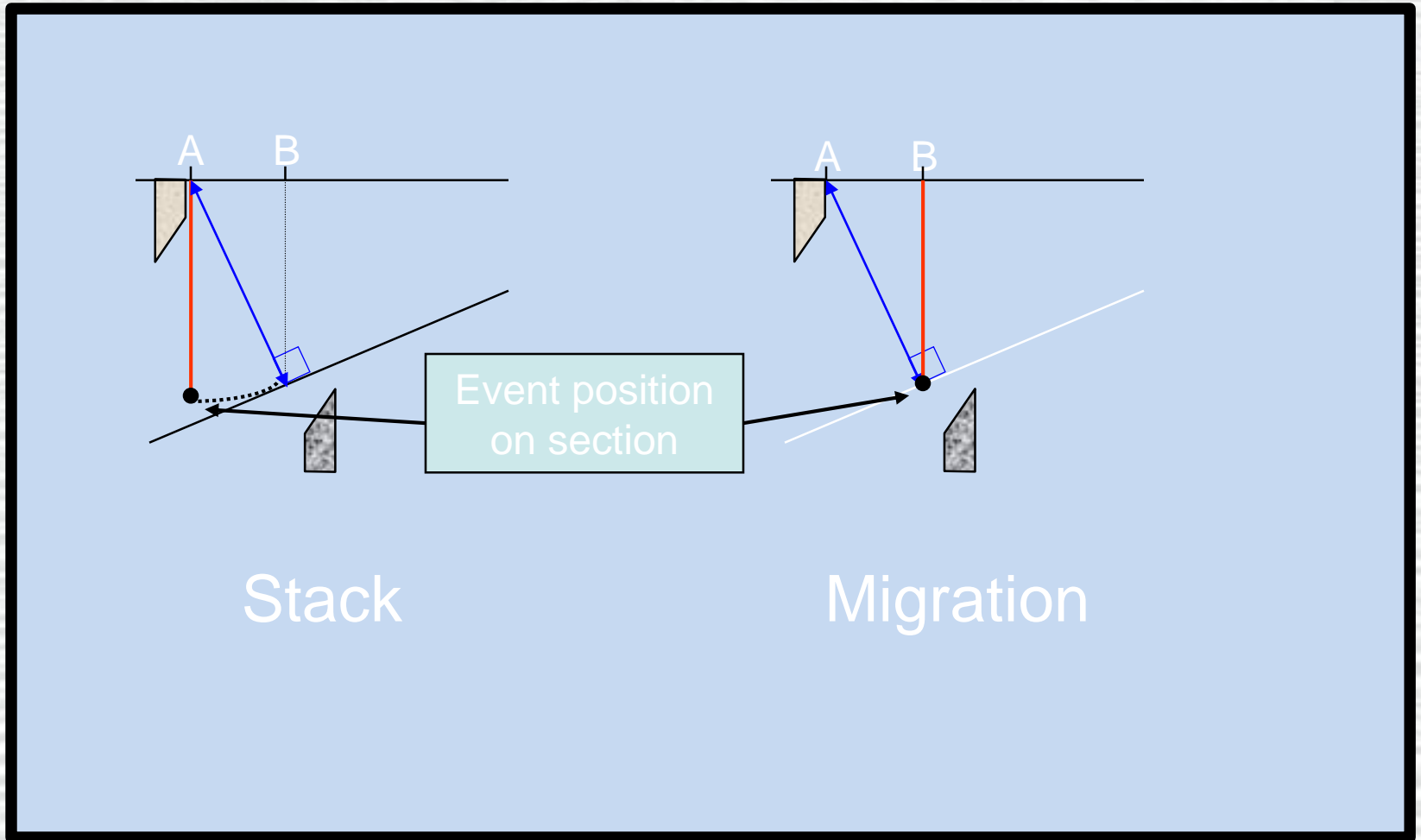


Assumed —
Actual - - -



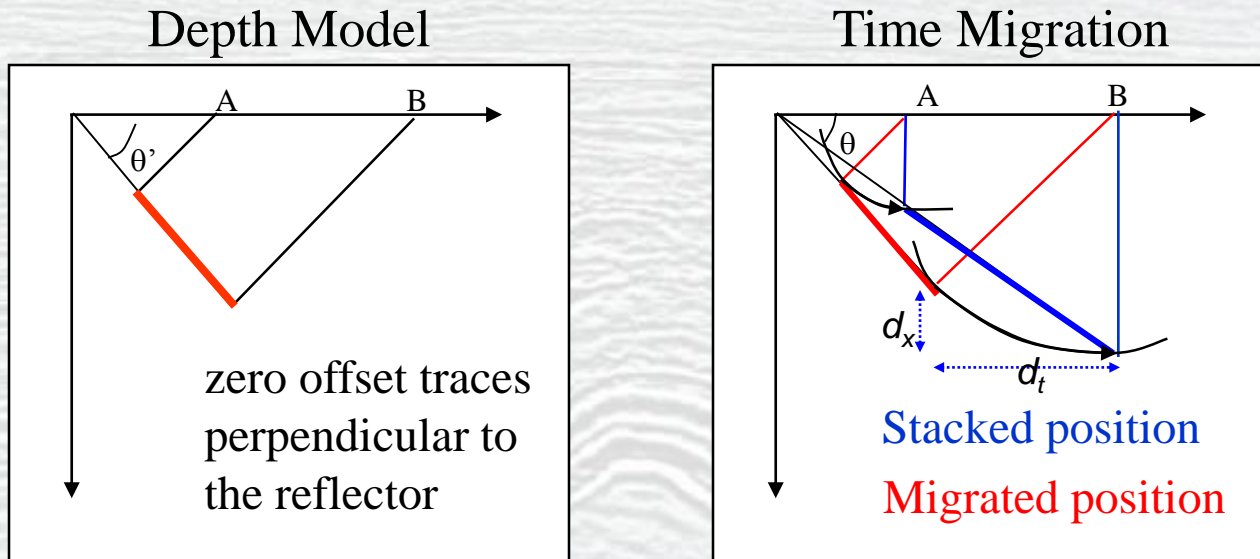
For a dipping horizon, the reflection point is not at the Mid Point, but offset up dip from it.

Zero Offset Travel Path



Migration moves the event from its apparent position on the stack section to its "true" position up dip.

Migration Principles

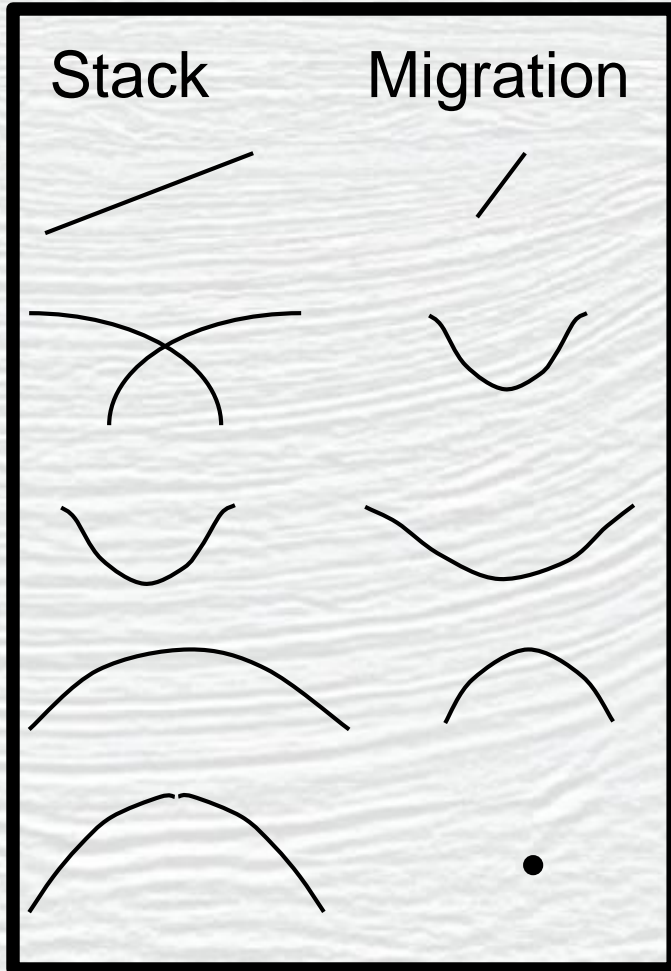


In the stacked section the data is plotted vertically below the surface position where it is recorded.

Migration moves the reflector to the position where the reconstructed wave-fronts coincide.

Thus migration steepens dipping reflectors, shortens reflectors moves reflectors in the up-dip **direction**

Migration Effects



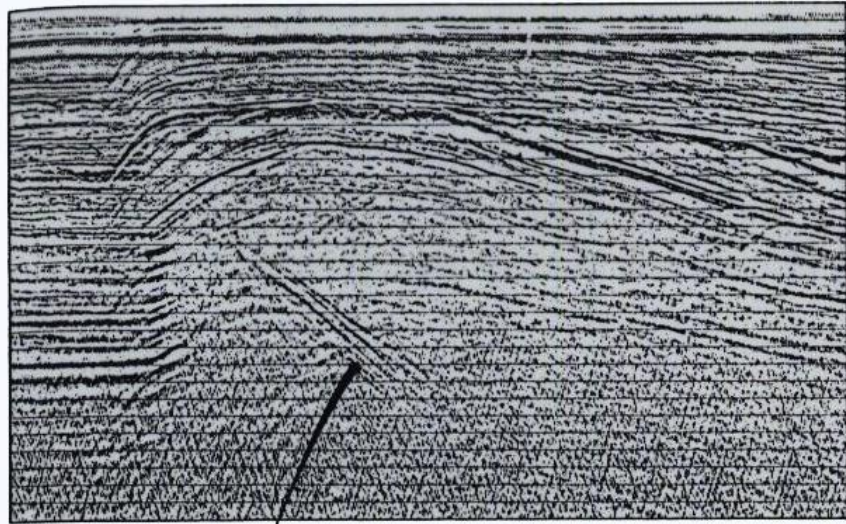
dipping reflectors are shortened, steepened and moved up-dip

bow-ties become synclines

synclines are broadened

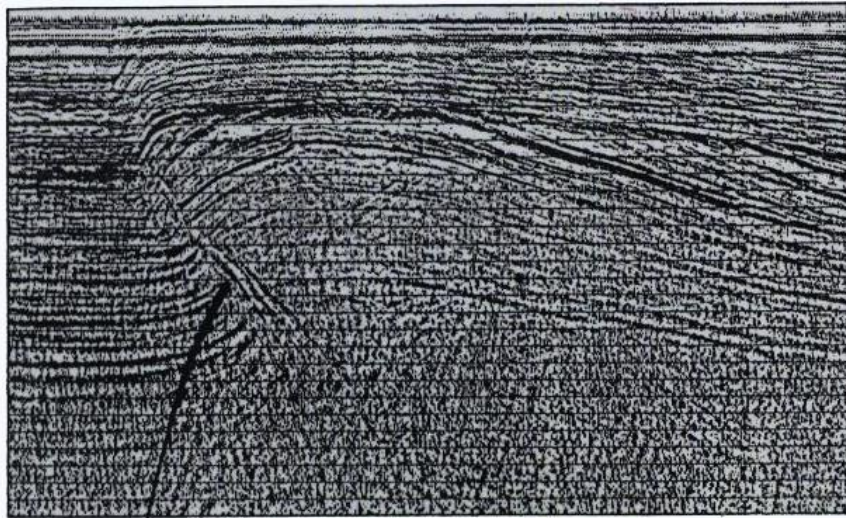
anticlines are narrowed

Diffractions are collapsed to a point



Time section

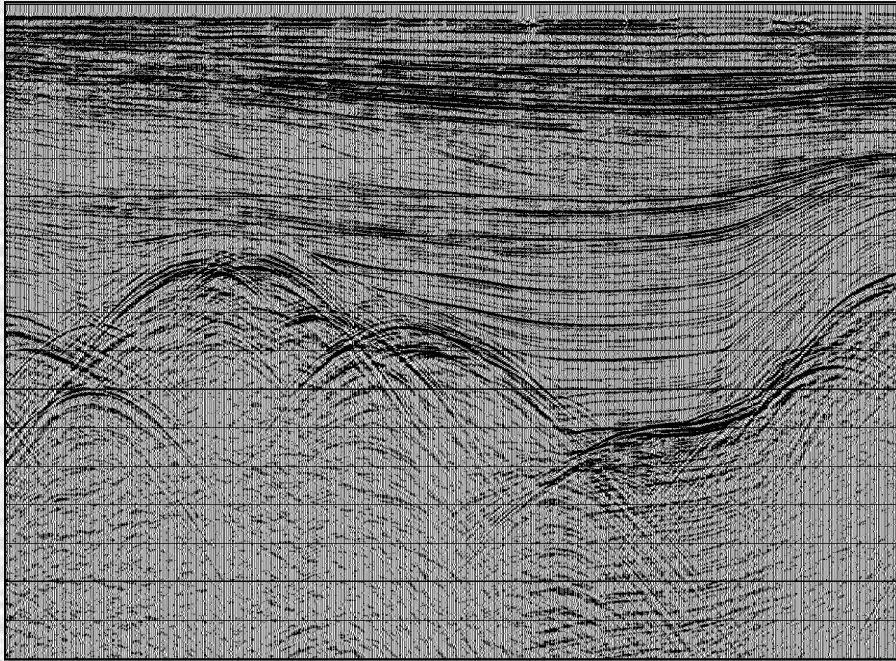
A



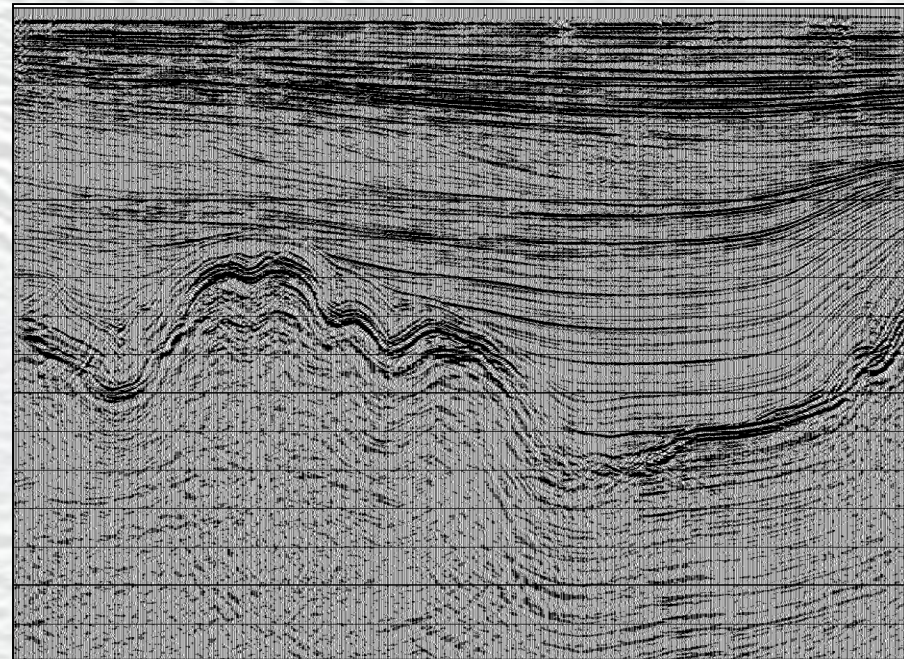
Migrated section

A

Post Stack Time Migration



Input Stack



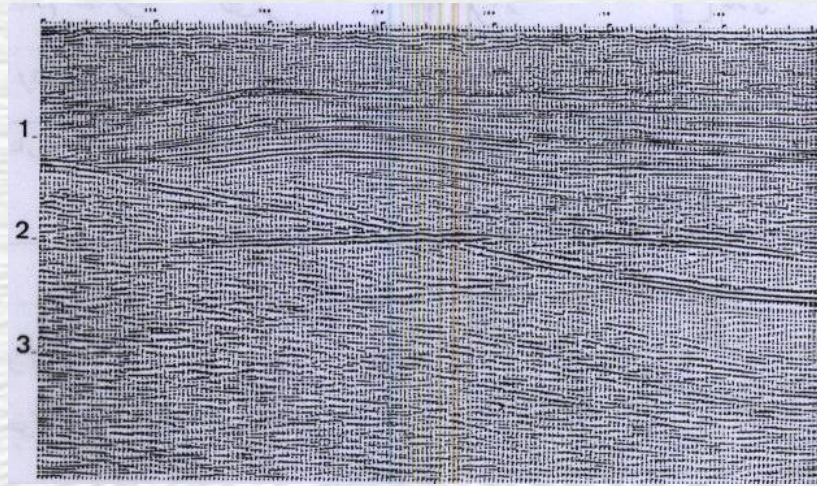
Migration



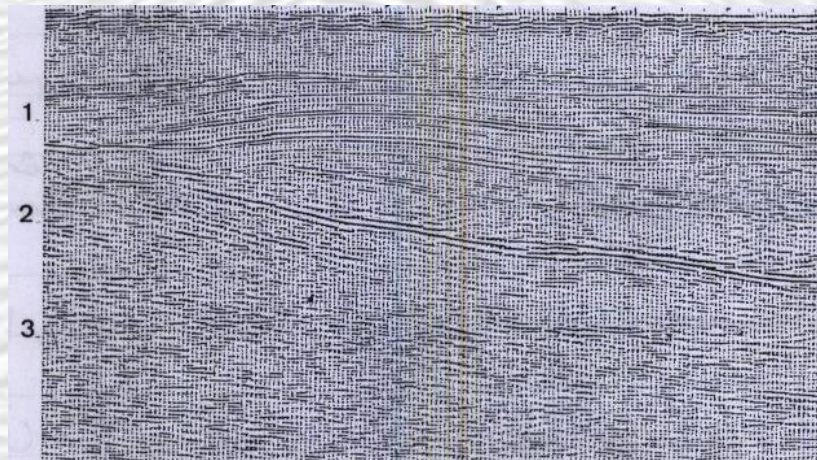
Post Stack Time Migration



Pre Stack Time Migration



2D Migration



Two Pass 3D Migration

چند نکته مهم در پردازش

(۳) کوچ دادن داده های لرزه ای (Migration)

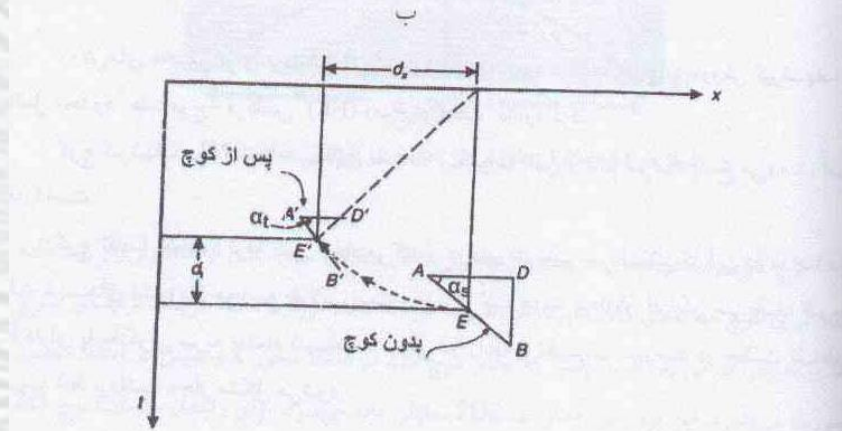
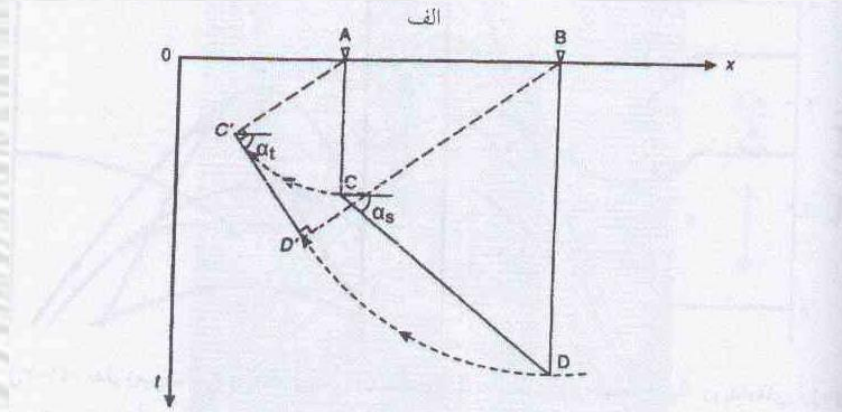
برای هر نقطه در روی مقطع بدون کوچ، می توان جابجائی قائم و افقی آن را برای رسیدن به وضعیت واقعی (مقطع کوچ داده شده) محاسبه کرد.

$$dx = (V^2 t \tan \alpha_s) / 4$$

$$dt = t \{ 1 - [1 - (V^2 \tan^2 \alpha_s) / 4]^{1/2} \}$$

$$\tan \alpha_t = \tan \alpha_s / [1 - (V^2 \tan^2 \alpha_s) / 4]^{1/2}$$

$$\tan \alpha_s = BD / AD$$

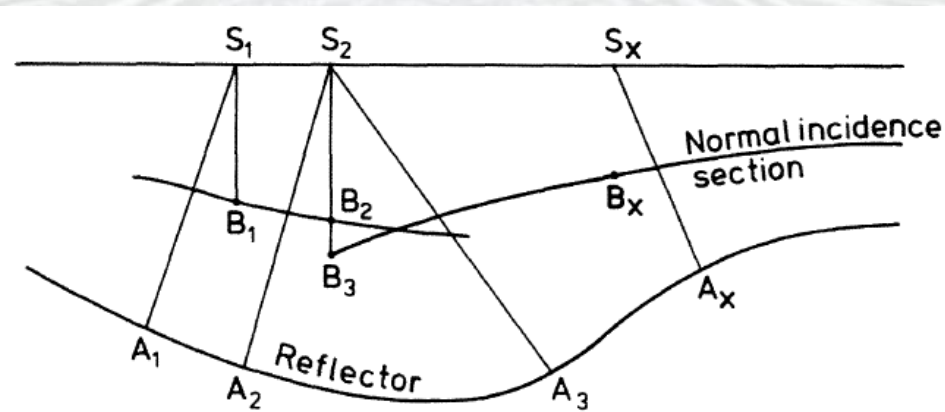
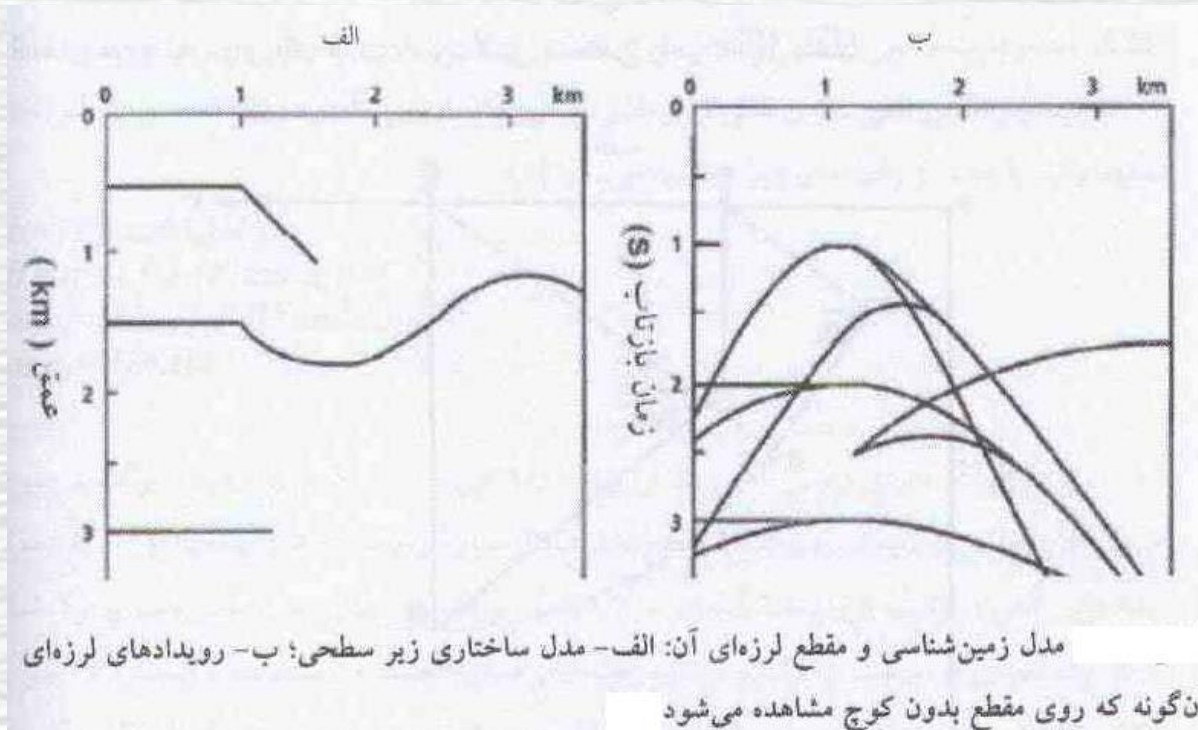


مثال: برای زمینی با سرعت لرزه ای ۴۰۰۰ متر بر ثانیه اگر زمان رفت و برگشت موج از یک افق بازتابی ۴ ثانیه و زاویه شیب سطح مقطع کوچ داده نشده ۰/۰۲۳ درجه باشد، جابجائی افقی و قائم به ترتیب ۶/۴ کیلومتر و ۱/۶ ثانیه خواهد بود. حتی در زمان های رفت و برگشت کوتاه ۱ ثانیه ای و سرعت ۲۵۰۰ متر بر ثانیه جابجائی های فاصله و زمان ۶۲۷ متر و ۰/۱۳۴ ثانیه است.

اصول پردازش کوچ: الف- افق بازتابی شیبدار CD در روی مقطع برانبارش شده به وسیله کوچ به محل صحیح آن (C'D') برگردانده شده است؛ ب- پردازش کوچ رویداد لرزه ای E را به اندازه فاصله افقی dx و قائم dt جابه جا کرده است (E')

چند نکته مهم در پردازش

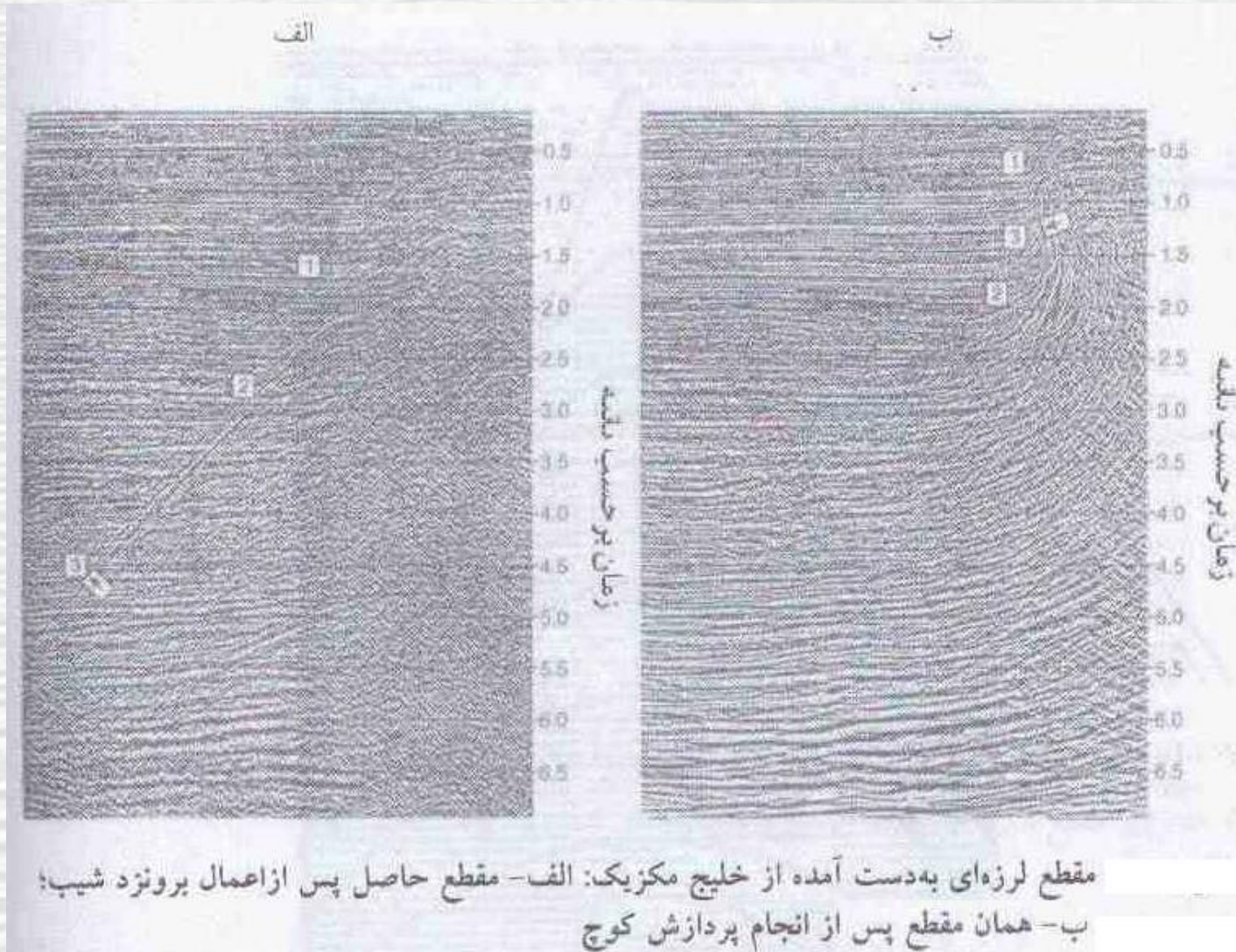
۳) کوچ دادن داده های لرزه ای (Migration)



Construction of normal-incidence section over curved reflector.

چند نکته مهم در پردازش

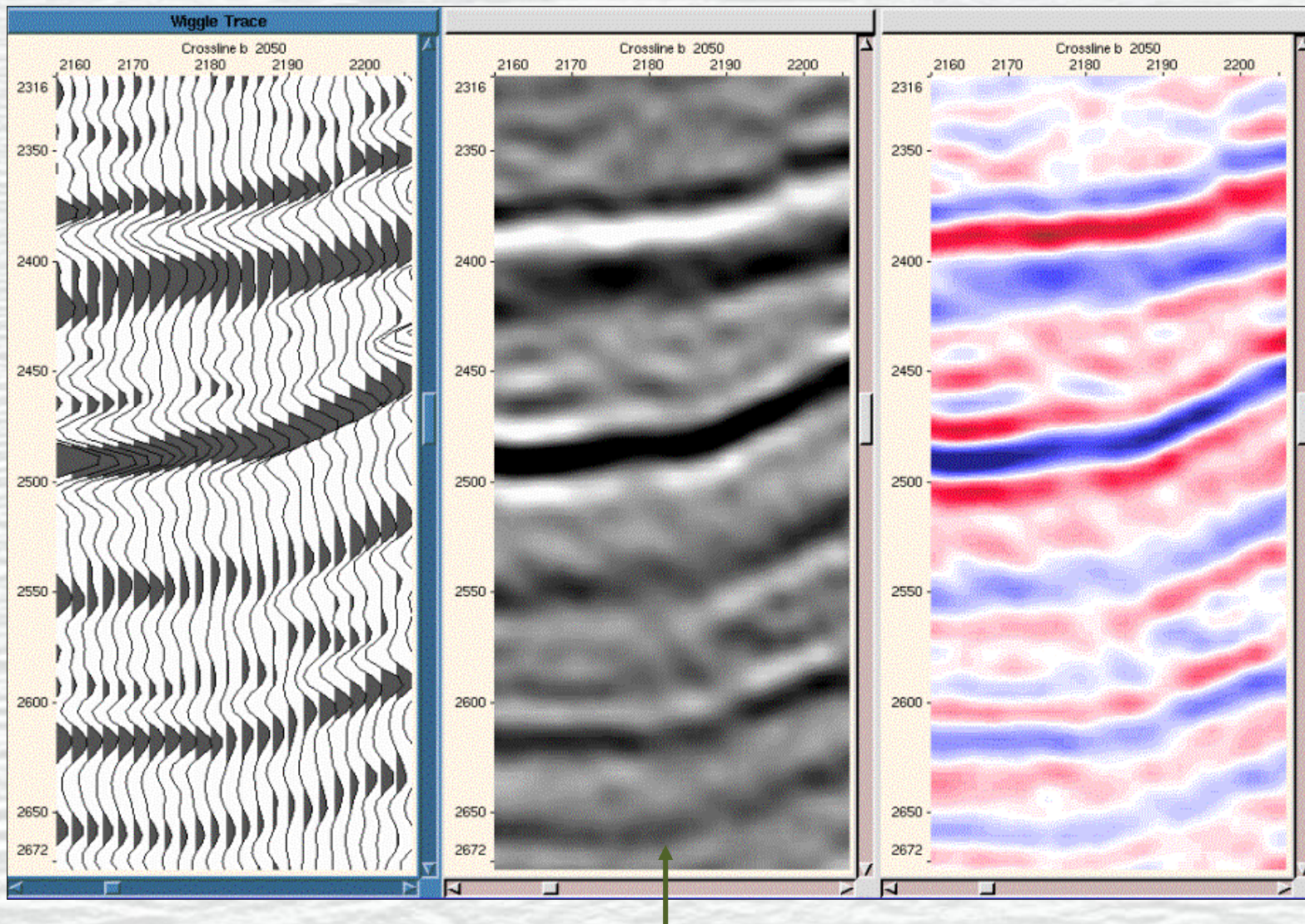
(۳) کوچ دادن داده های لرزه ای (Migration)



مراحل مختلف تفسیر

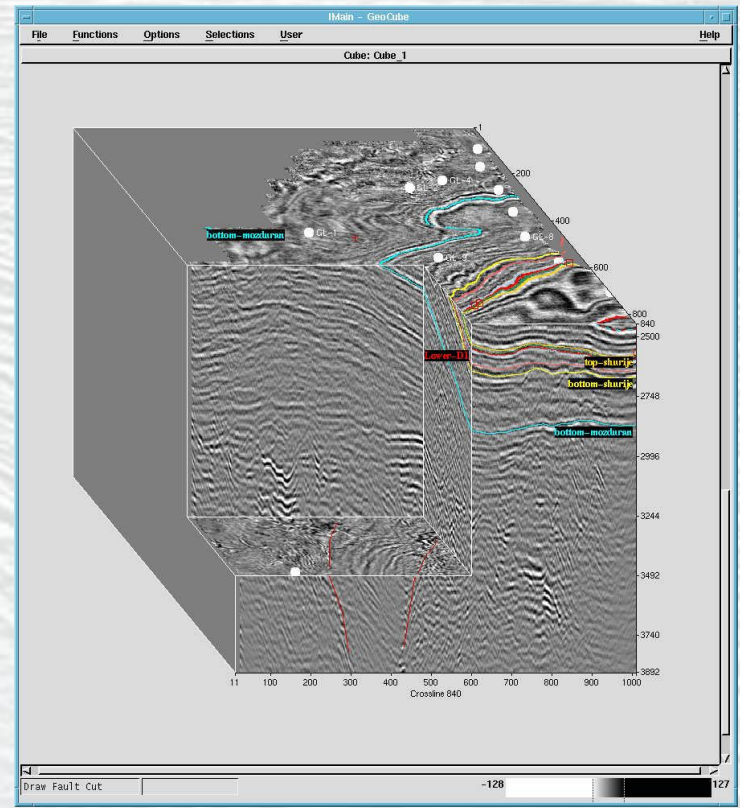
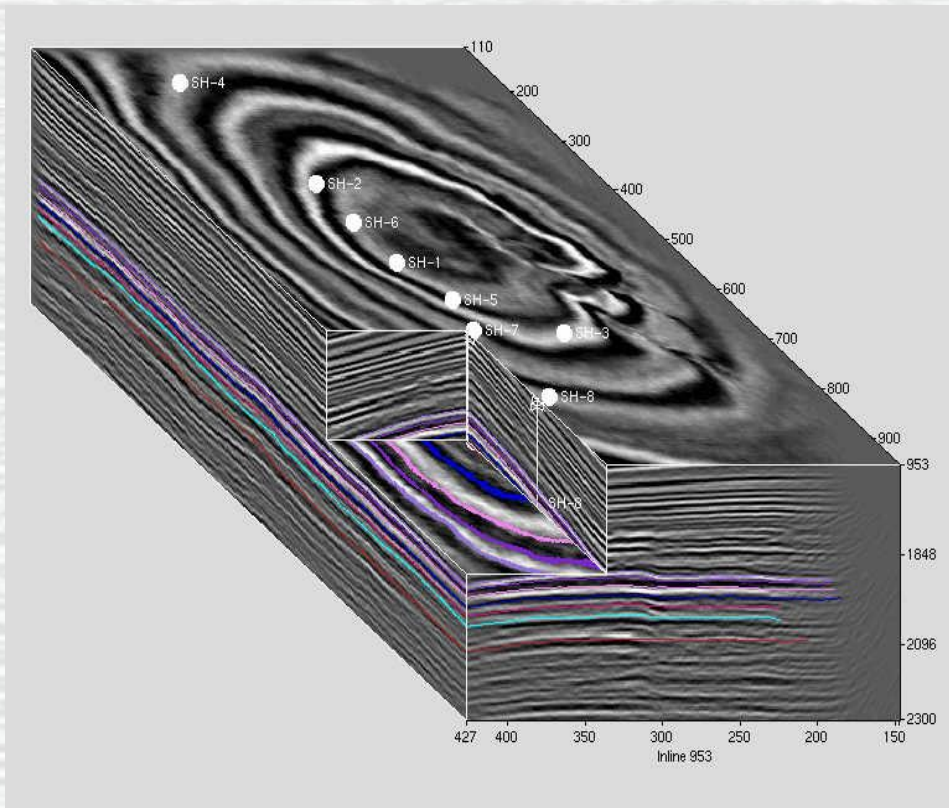
- انتخاب داده های لرزه نگاری جهت تفسیر
- تعیین سطوح مورد تفسیر (افقها و گسلها)
- پیک کردن افق و گسل به عبارتی نشان دادن بالا و پایین سطوح
- تبدیل داده های زمانی به داده های عمقی
- تطبیق اطلاعات لرزه نگاری با اطلاعات زمین شناسی
- مدل سازی سرعت
- تعیین حجم مخزن و موقعیت چاه

Wiggle Trace – variable area

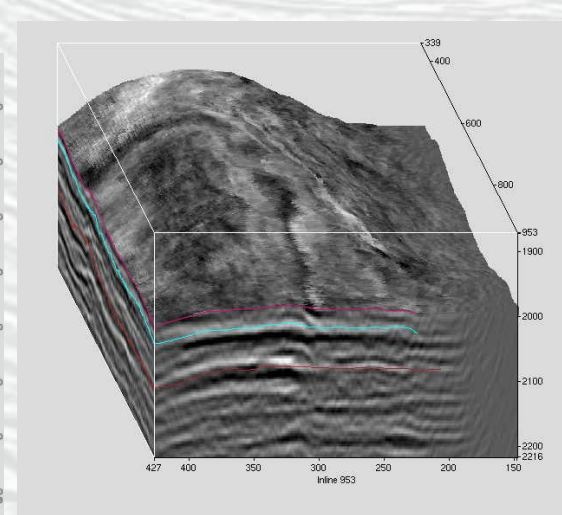
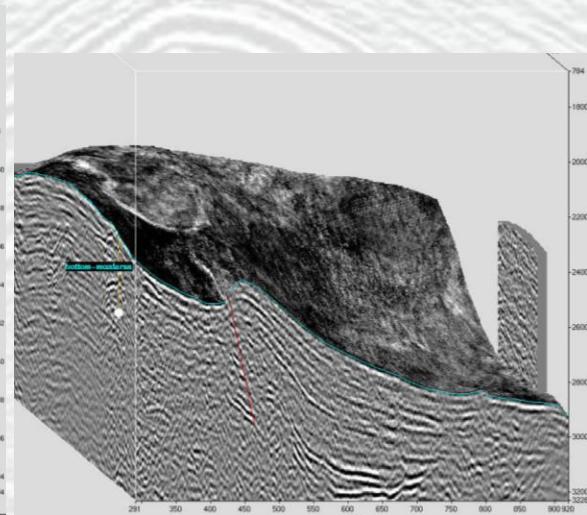
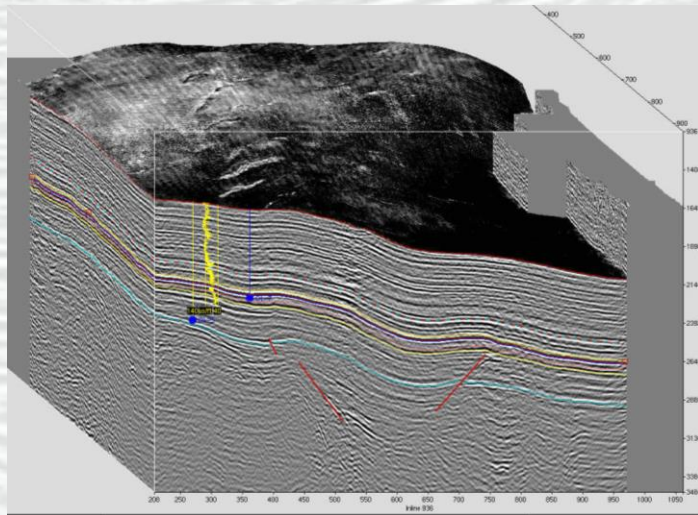
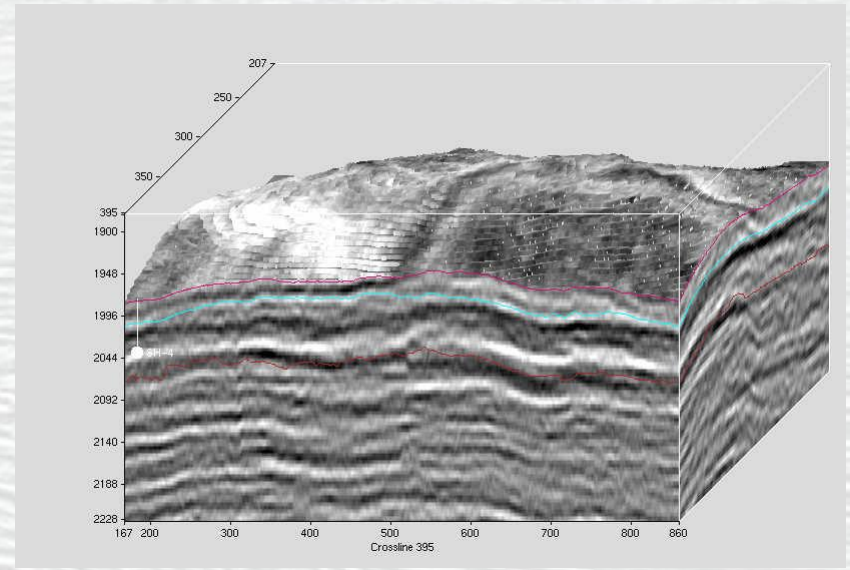
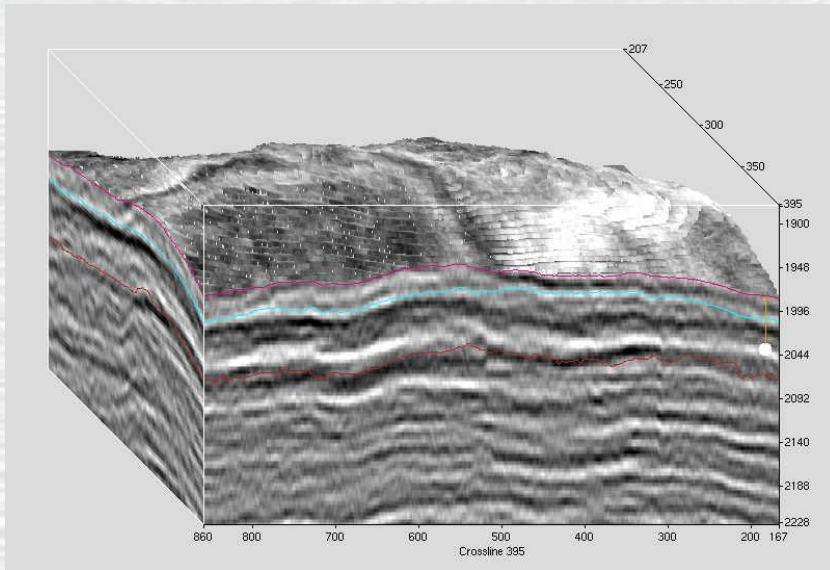


تغییرات دانسیته-مقیاس سیاه و سفید

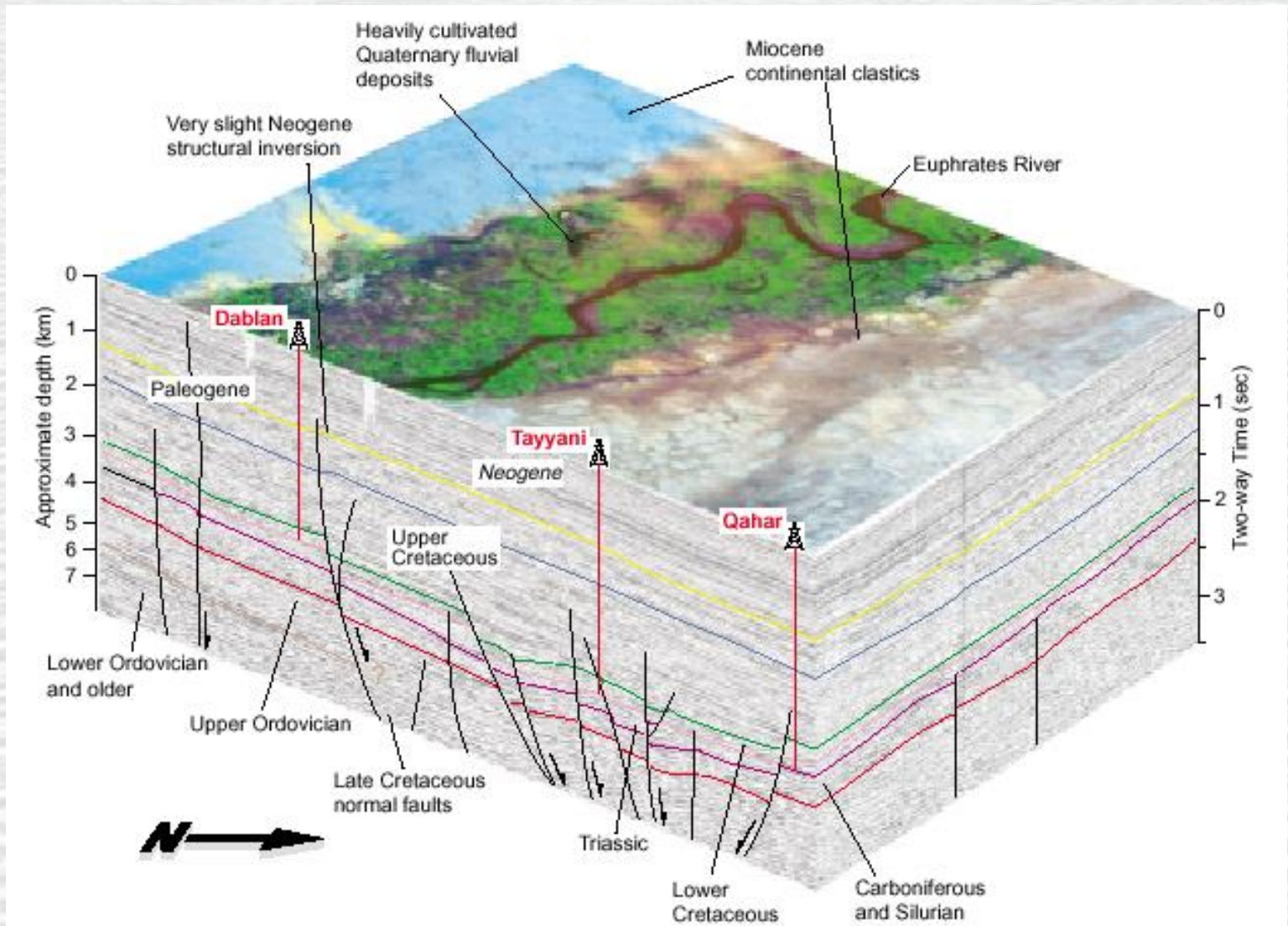
تغییرات دانسیته-رنگی



Chair Display



3D cubes after removal of upper part



3D Cube and Surface Image over it (Syria)

مشکلات تفسیر

مشکلات ذاتی موجود در زمین : منطقه پرشیب، منطقه گسل خورده، منطقه بازتاب پذیر نباشد
مشکلات برداشت صحرائی: شرایط سطحی، مشکلات مربوط به گیرنده ها مانند چیدمان بد ژئوفون ها

مشکلات ثبت کردن

مشکلات مربوط به پردازش

مشکلات مربوط به تصحیحات استاتیکی

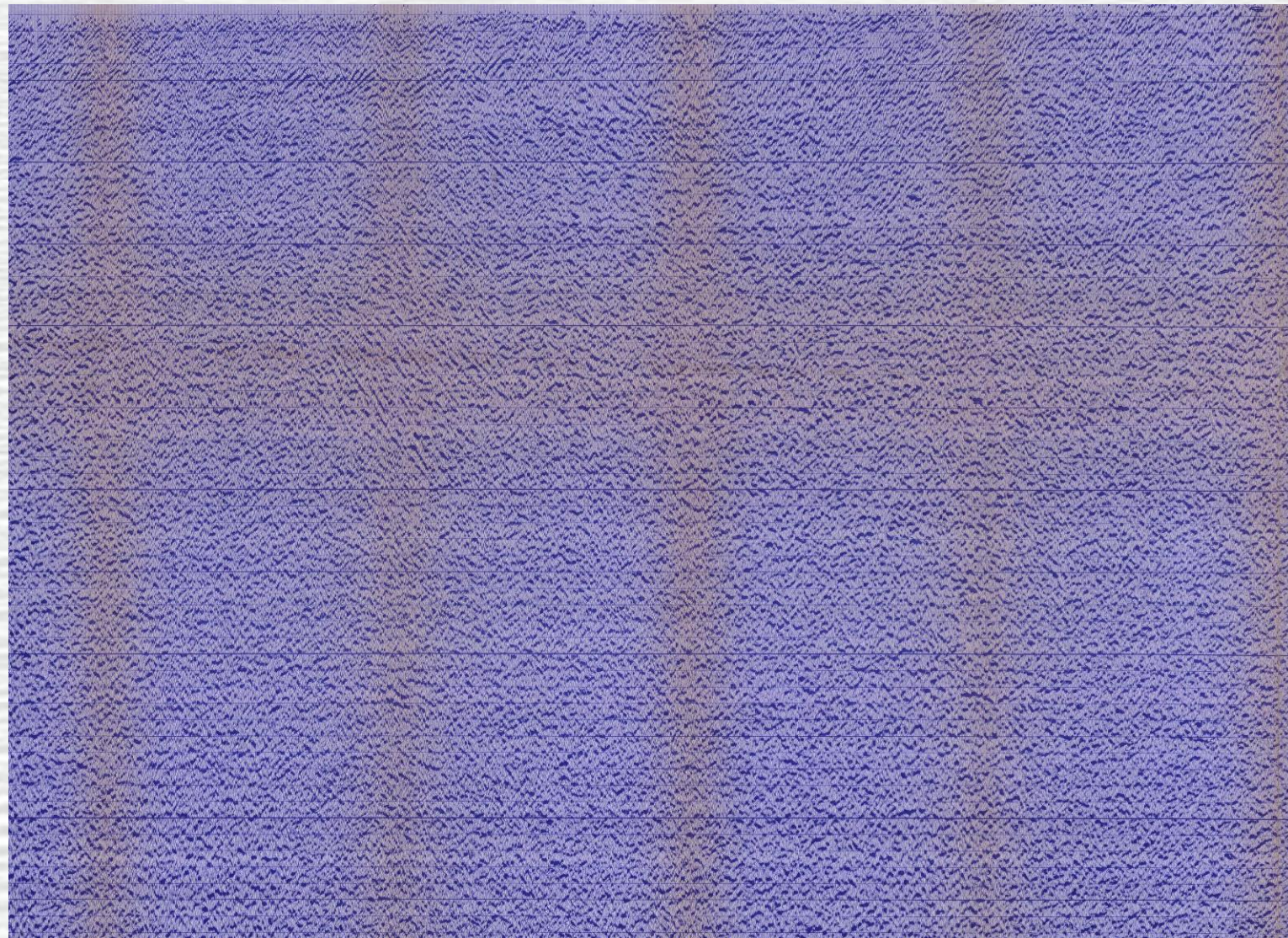
مشکلات ناشی از آنومالی های قائم

به کار بردن فیلترهای اشتباه

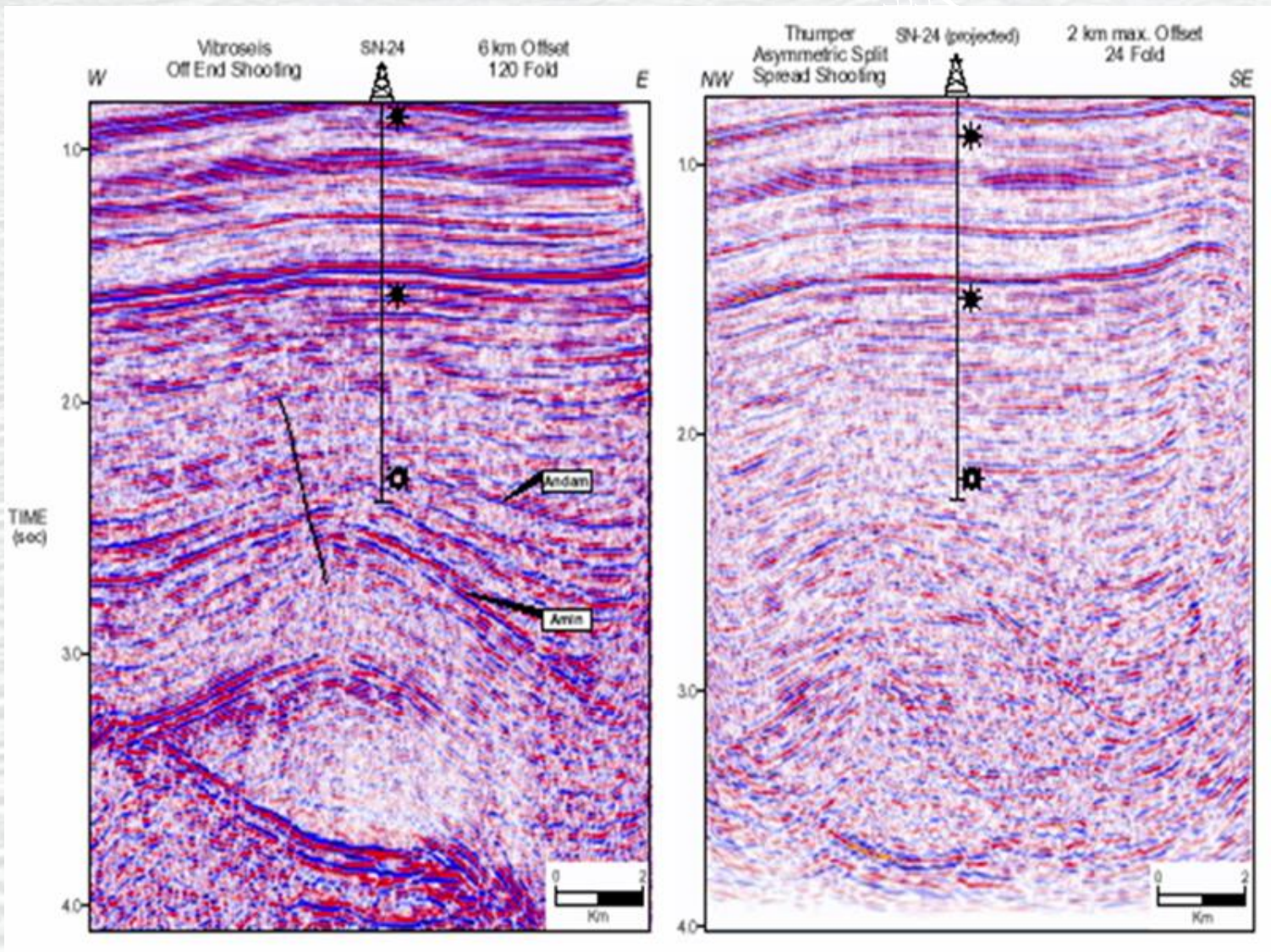
کوچ

چندگانگی و سطوح انعکاسی شبیه سازی شده در دریا و خشکی

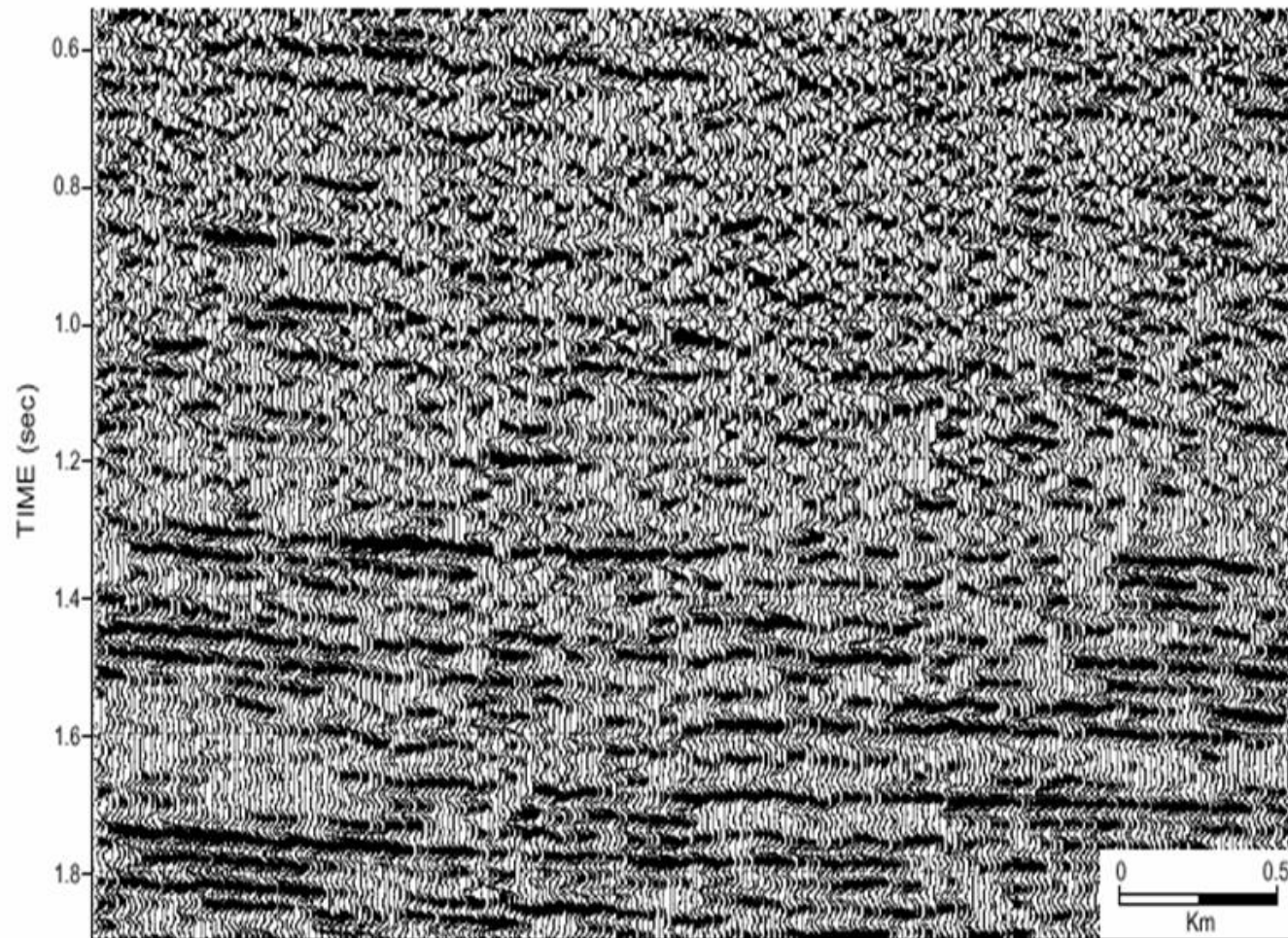
محدودیت های نرم افزار های تفسیر



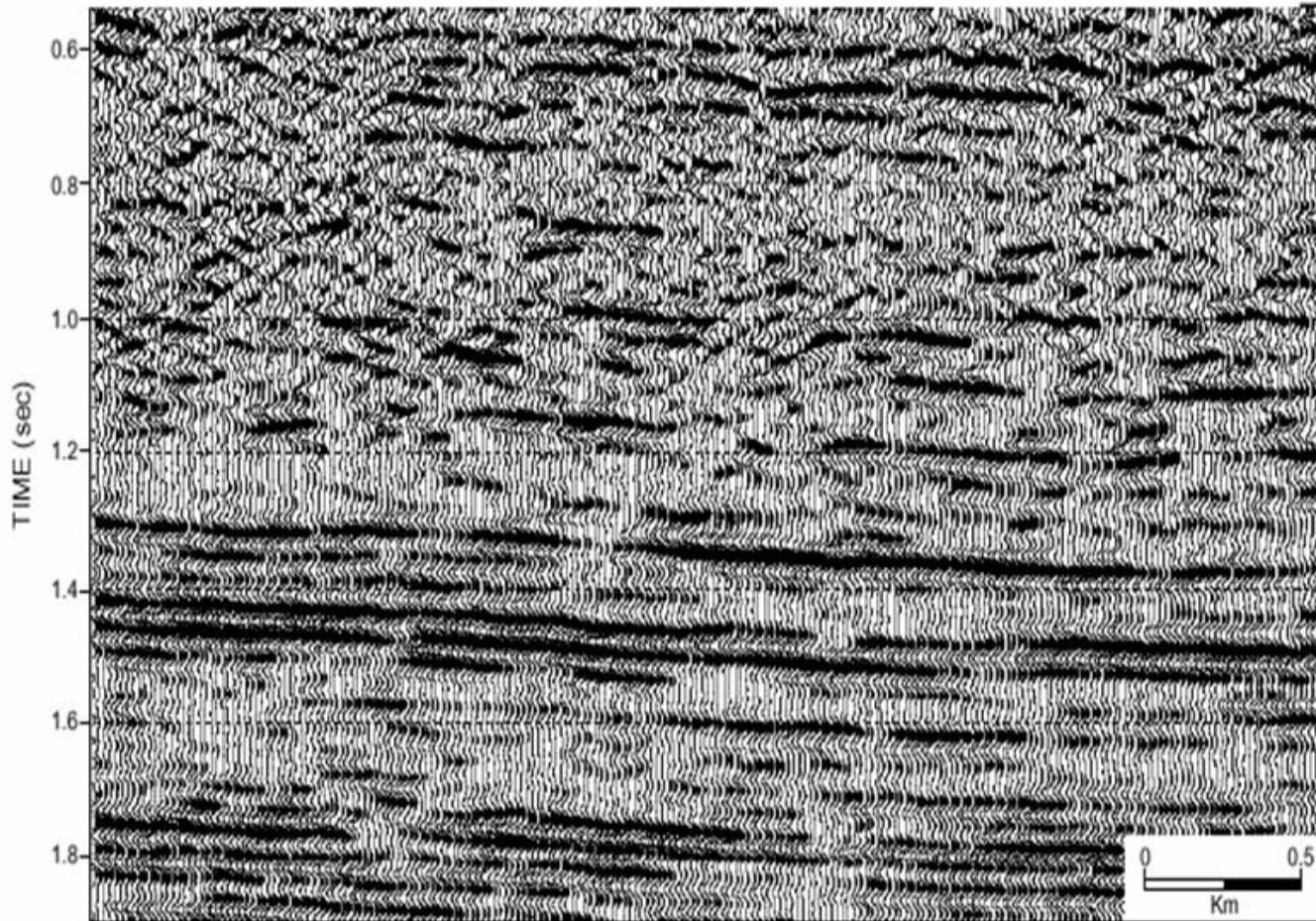
اطلاعات با کیفیت ضعیف



مقایسه اطلاعات لرزه نگاری دو بعدی پردازش شده با روش های قدیمی و جدید (Oman)



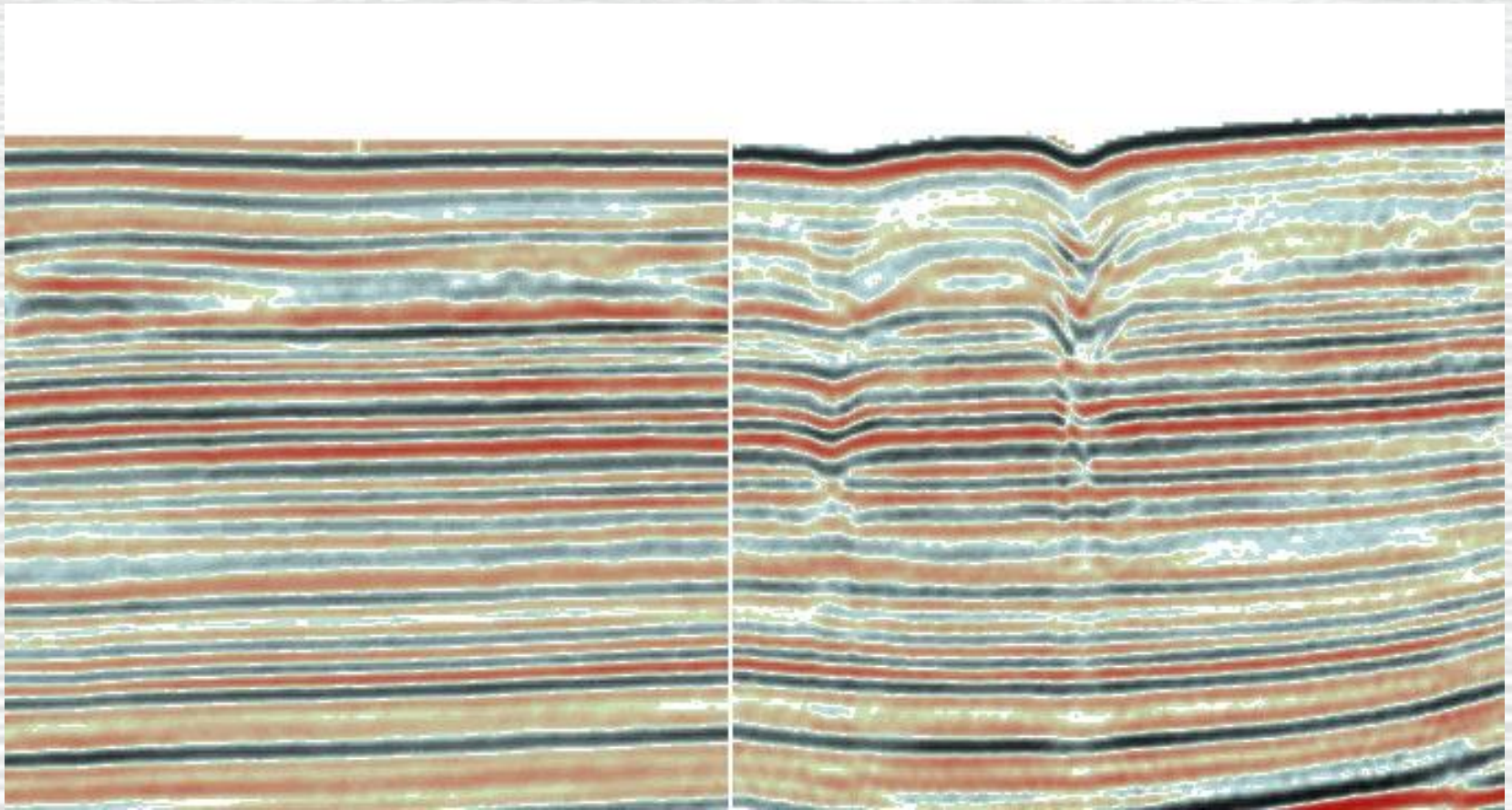
افزایش تعداد fold از 96 به 288 به منظور بدست آوردن داده هایی با کیفیت بهتر که در نهایت خطوط ناپیوسته به خطوط پیوسته تبدیل شده است.



fold تعداد =288

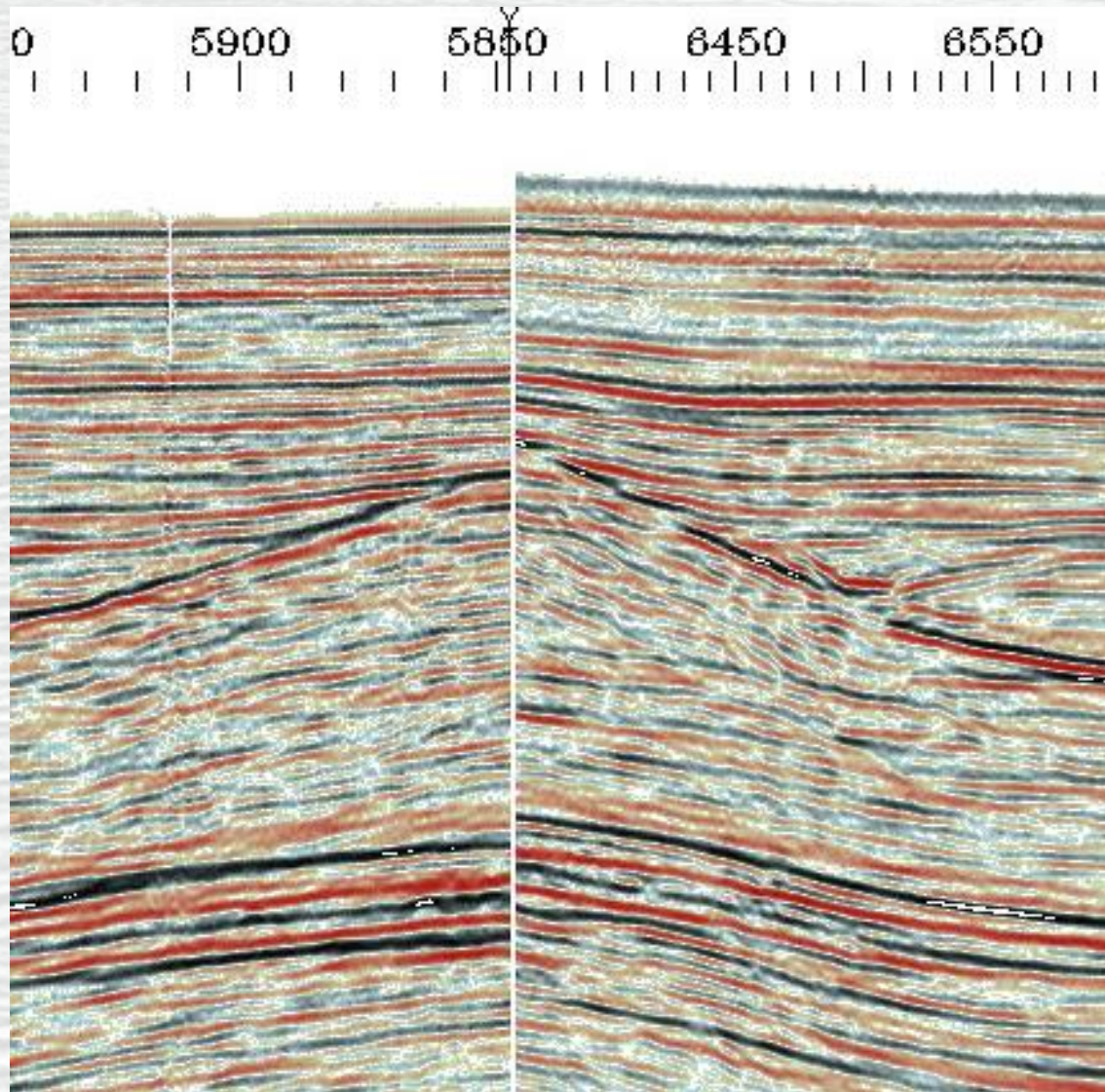
in Saudi Arabia.

همخوانی لایه ها



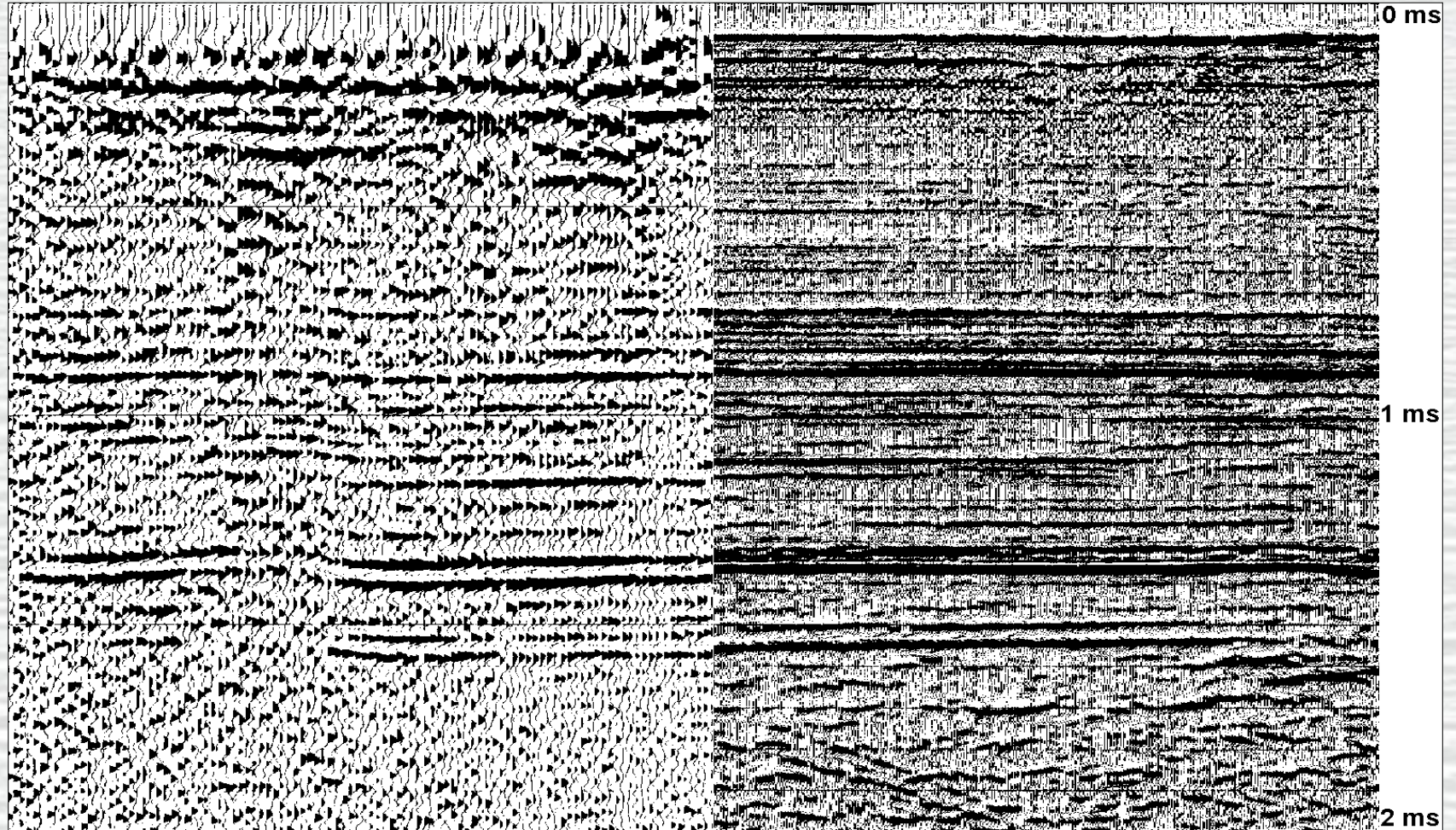
لایه های با همخوانی
خوب

عدم همخوانی لایه ها



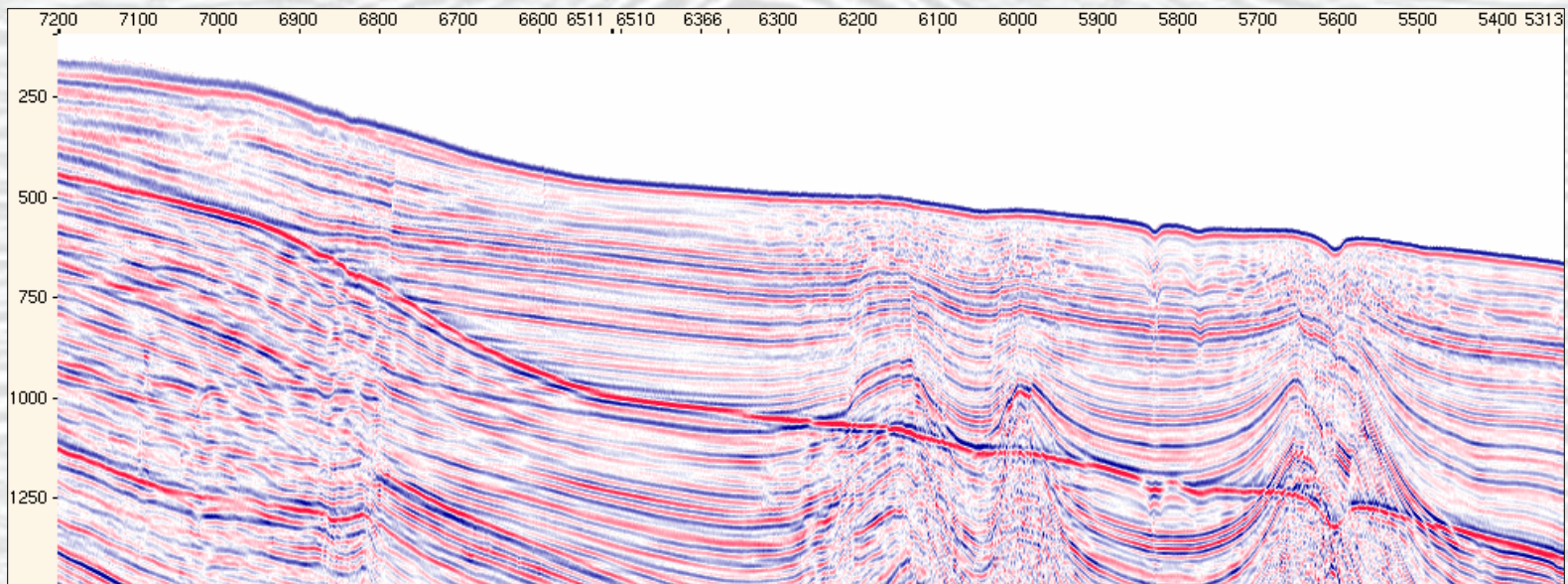
اطلاعاتی با پردازش متفاوت

دو خط در امتداد هم با پردازش های متفاوت



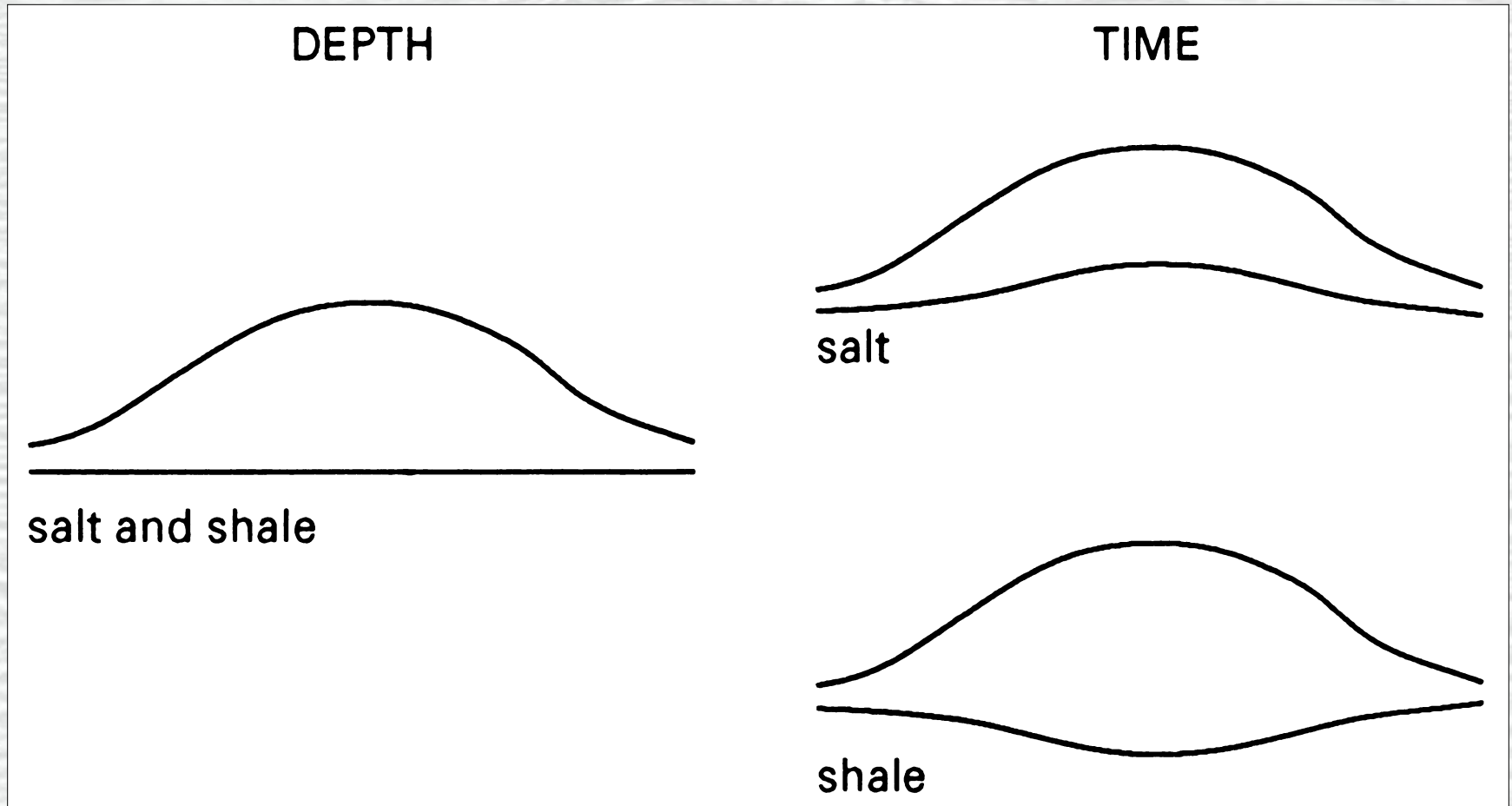
چندگانه های کف دریا

- The first multiple has the opposite polarity to the primary reflection. This is because the reflection coefficient at a boundary has opposite signs for upgoing and downgoing waves.
- The second multiple has the same polarity as the primary reflection and subsequent multiples alternate.

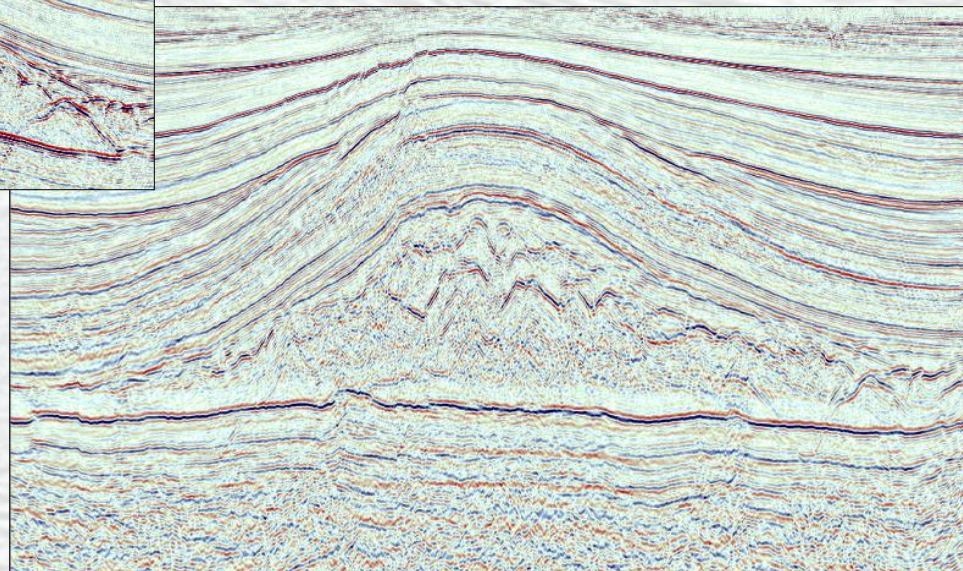
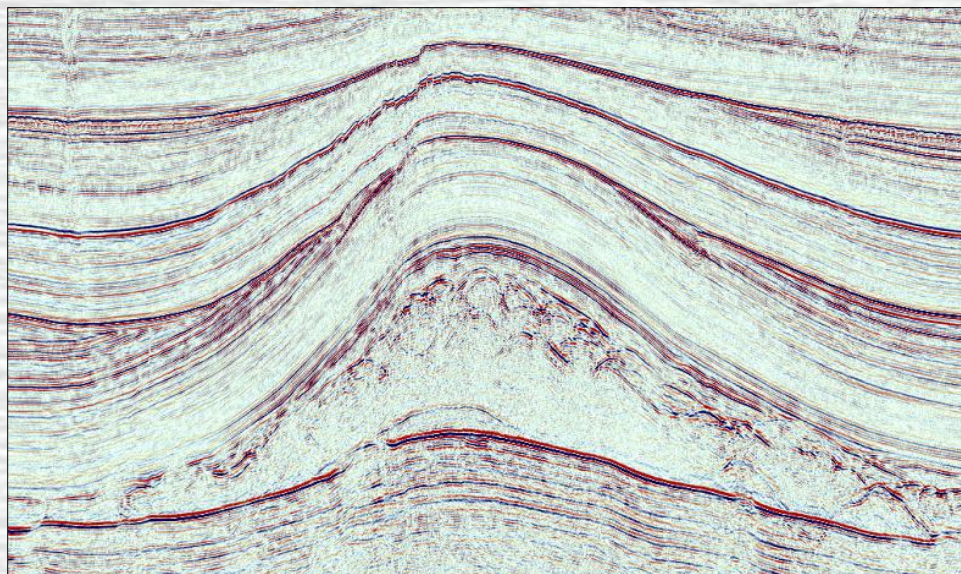


اثرات سرعت

به علت بالا بودن زمان سیر موج در نمک زمان رفت و برگشت موج کاهش می یابد در نتیجه تصور می شود آنومالی به صورت بالا آمده (برآمدگی) در زیر توده نمکی وجود دارد. هم چنین پایین بودن سرعت در شیل موجب افزایش زمان رفت و برگشت موج می شود در نتیجه سطح انعکاسی به صورت افتاده (فرورفتگی) دیده می شود. باید دقت کرد تفسیر ناشی از چنین تصورات اشتباهی ناشی از سرعت نباشد.



Velocity effects and depth migration



در برداشت عمقی سطح صافی در زیر کانایه نمکی دیده می شود در حالی که در برداشت زمانی ساختار گنبدی شکلی در زیر کانایه نمکی ظاهر شده است.

معیارهای انتخاب اطلاعات جهت تفسیر

خطی جهت تفسیر انتخاب می گردد که :

- 1- به چاه نزدیک باشد
- 2- کیفیت مناسبی داشته باشد
- 3- قرار است به عنوان سطح انعکاس عملیات بر روی آن انجام شود در نظر گرفته شود.
- 4- در یک عملیات بزرگ دارای 30 تا 40 خط برداشت خط وسط برای تفسیر انتخاب می گردد تا در خطوط بعدی از آن به عنوان مرجع استفاده کرد.

Detection of Reflectors:

- Previously detected

با استفاده از پروژه های قبلی

آشنایی شخص با ماهیت رفلکتور بر اساس تجربه

با استفاده از اطلاعات مربوط به برداشت درون چاهی

- Stacking Velocity

• نگار صوتی Sonic

• ساختن trace مصنوعی Synthetic Seismogram

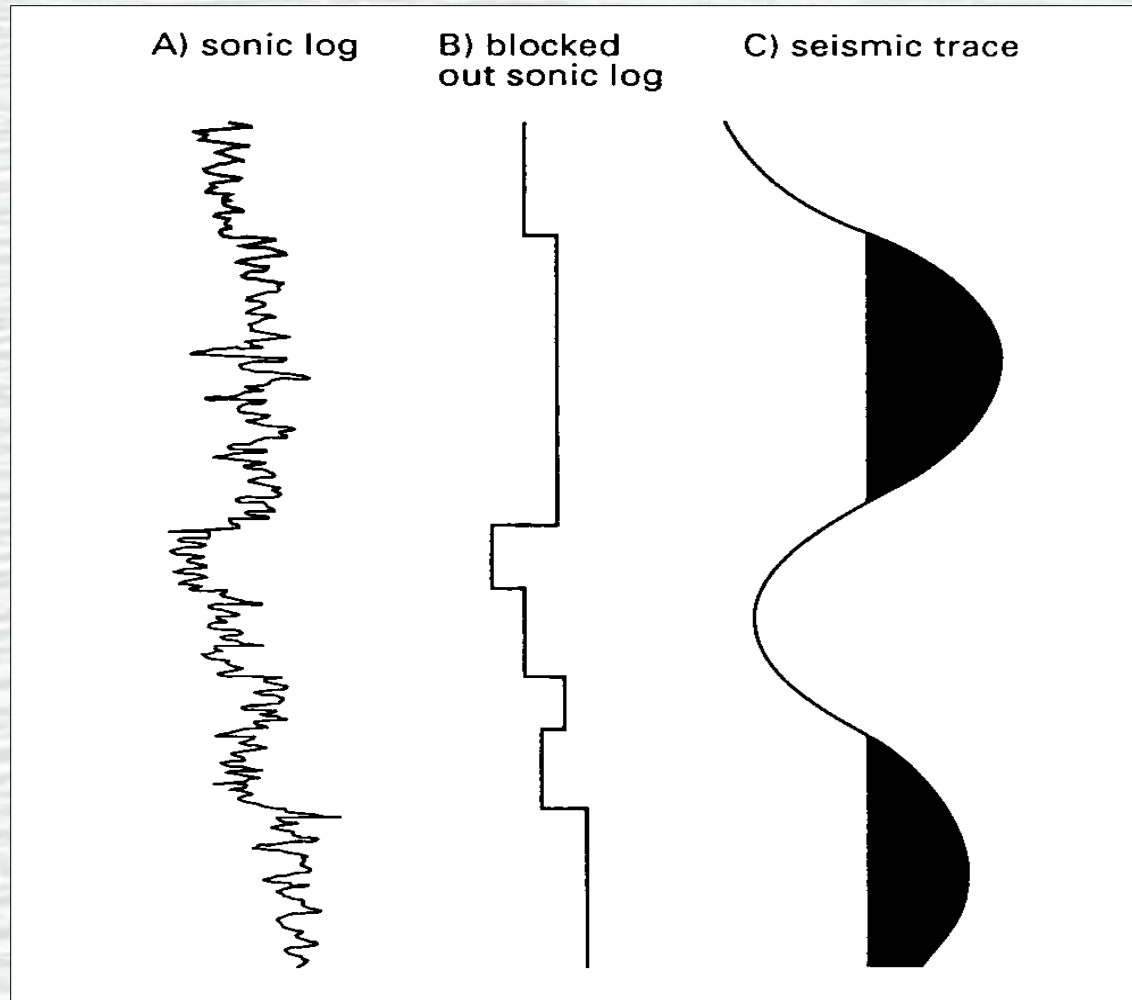
- Other Evidences such as Continuity

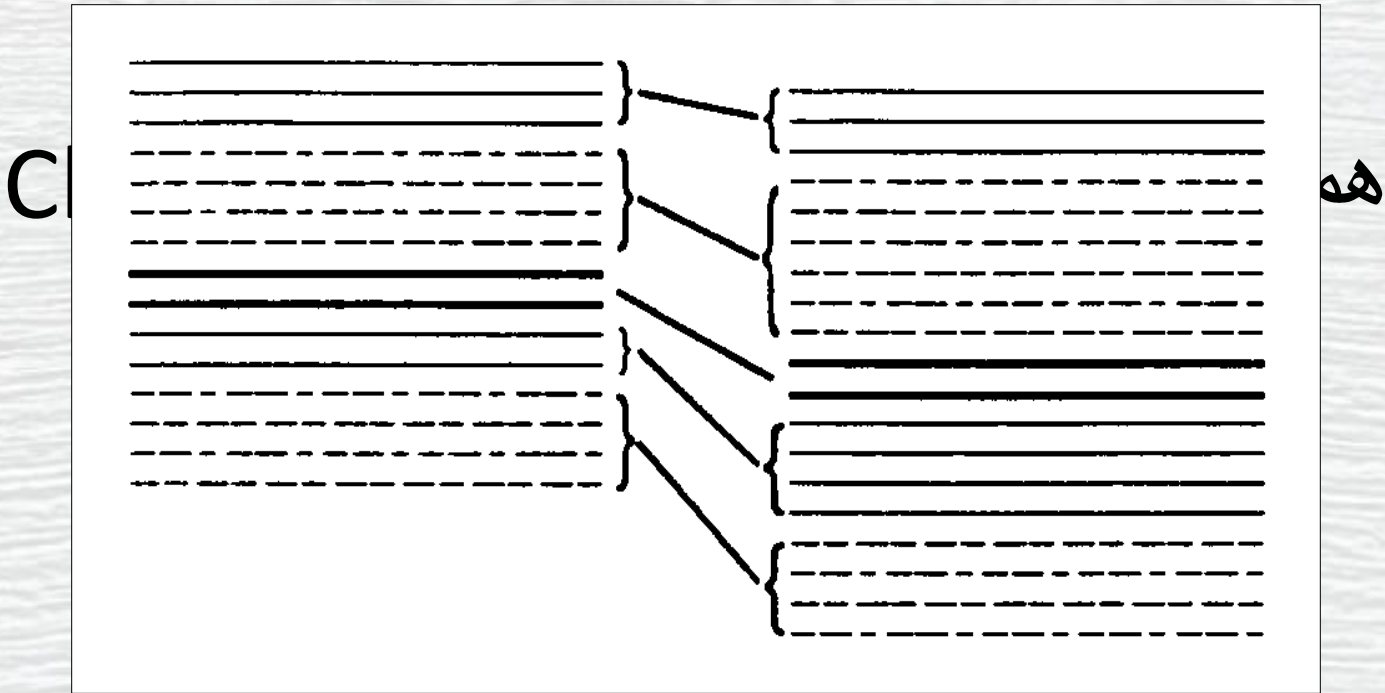
- Phantom در نظر گرفتن افق شفق فرضی زمین شناسی

استراتژی های تفسیر

- **Tie to Wells** استفاده از چاه ها
- **Using other data such as Logs, Gravity,...**
- **3D visualization or movie**
- **Defining reflector patterns**
- **Defining of Fault regimes** تشخیص رژیم های گسلی
- **Structural blocking with respect to Faults**
- **Initial geological model** استفاده از مدل های زمین شناسی اولیه
- **Skelton interpretation**
- **Tying loops**
- **Attributes**
- **Depth Conversion** تبدیلات عمقی

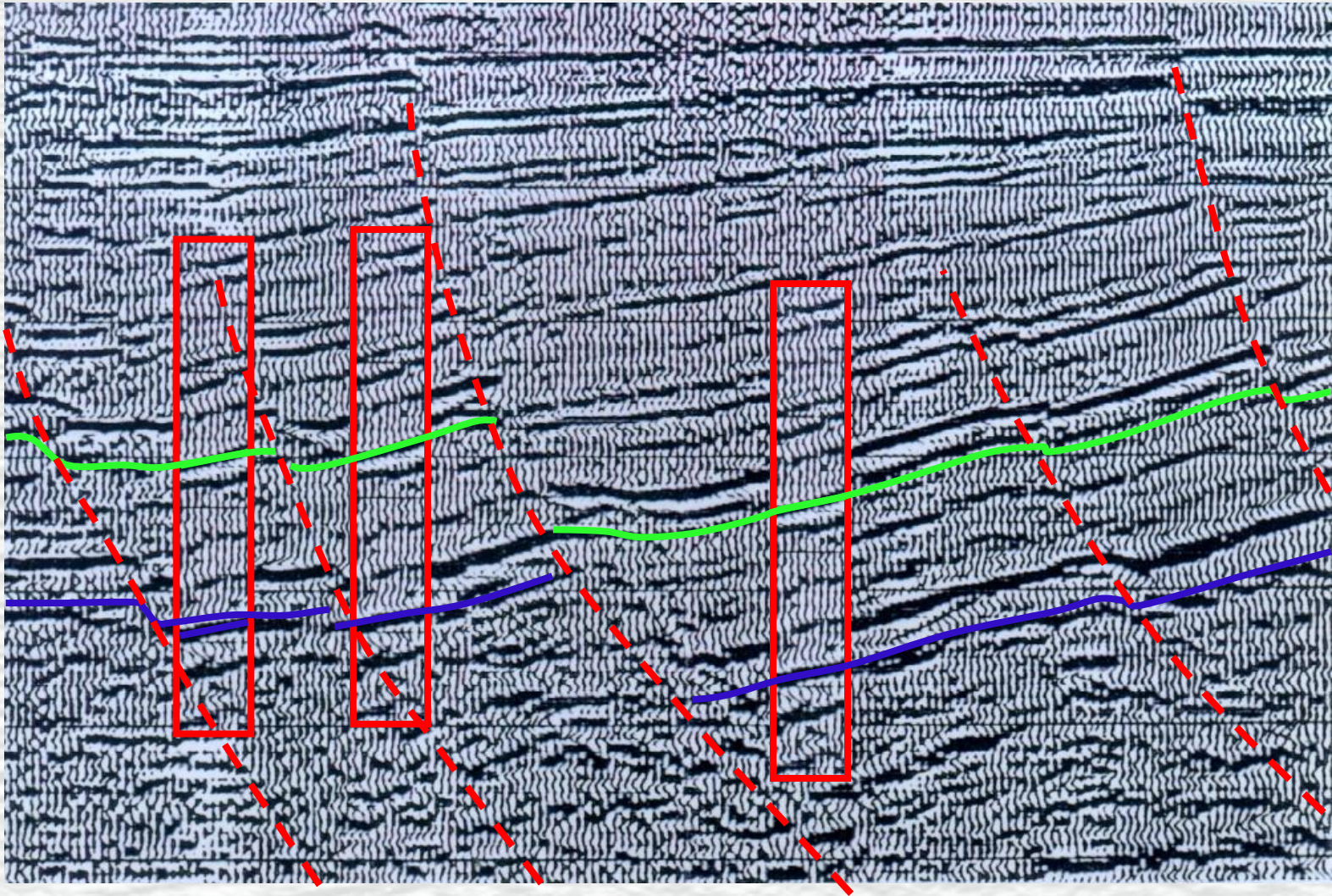
لرزه نگار مصنوعی





جایی که نمی توان رفلکتور خاصی را دنبال کرد

Draw a Correlation Mask on the workstation to correlate across a fault



انتشار موج در محیط های لایه ای انعکاس و انکسار موج در حالت کلی (تابش مایل)

The seismic reflection industry can be divided into three main sections: data acquisition, data processing and data interpretation. These incorporate not only areas of technique, but also of business activity and of employment:

- Data acquisition is a difficult operation on both land and sea. It requires a lot of skill and experience on the part of operating personnel and so, like much of the technically difficult operations in the oil business, is placed in the hands of specialist contractors. They employ mostly physicists, geophysicists, engineers, computer scientists and mathematicians, with some geologists.

- Data processing is normally handled by the same contractors who carry out acquisition, with the addition of some smaller firms who may focus on particular advanced processing techniques. They all employ a similar mix of people.
- Data interpretation is mostly handled by the client oil companies, who employ both geophysicists and geologists as
As a result, there
is much more emphasis on the integration of geological/geophysical data with other data sets, such as those of the reservoir engineer, and all geoscientists have to know quite a lot about what the others in the group are doing.

There are three primary stages in seismic data processing; each is aimed at improving seismic resolution — the ability to separate two events that are very close together, either spatially or temporally:

- (a) *Deconvolution* is performed along the time axis to increase temporal resolution by compressing the basic seismic wavelet to approximately a spike and suppressing reverberating wavetrains.
- (b) *Stacking* compresses the offset dimension, thus reducing seismic data volume to the plane of the zero-offset seismic section and increasing the signal-to-noise ratio.
- (c) *Migration* commonly is performed on the stacked section (which is assumed to be equivalent to a zero-offset section) to increase lateral resolution by collapsing diffractions and moving dipping events to their supposedly true subsurface positions.

1. Fourier transform analysis

The Fourier transform is fundamental to seismic data analysis. It applies to almost all stages of processing. A seismic trace represents a seismic wavefield recorded at a receiver location. The digital form of a seismic trace is a time series which can be completely described as a discrete sum of a number of sinusoids — each with a unique peak amplitude, frequency, and a phase-lag (relative alignment). The *analysis* of a seismic trace into its sinusoidal components is achieved by the *forward* Fourier transform. Conversely, the *synthesis* of a seismic trace from the individual sinusoidal components is achieved by the *inverse* Fourier transform.

Seismic data processing algorithms often can be described or implemented more simply in the frequency domain than in the time domain.

simple application of Fourier analysis is in the design of zero-phase frequency filters, typically in the form of band-pass filtering.

The two-dimensional (2-D) Fourier transform is a way to decompose a seismic wavefield, such as a common-shot gather, into its plane-wave components, each with a certain frequency propagating at a certain angle from the vertical. Therefore, the 2-D Fourier transform can describe processes like migration and frequency-wavenumber ($f - k$) filtering.