

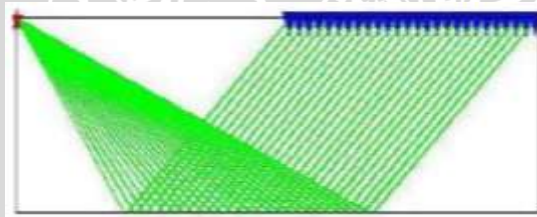
BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

Data seismik didapatkan dari beberapa konfigurasi sumber dan penerima. Sinyal dibangkitkan oleh sumber di permukaan, menjalar ke dalam bumi dan akan direfleksikan oleh batas 2 lapisan di bawah permukaan bumi. Penerima di permukaan akan merekam sinyal refleksi. Hal tersebut digunakan sebagai konsep dasar yang digunakan dalam seismologi eksplorasi khususnya dalam penelitian ini. Menurut Cao pada tahun 2006, data seismik berasal dari sumber energi yang membangkitkan gelombang elastik yang terefleksi kembali oleh *subsurface* ke penerima pada permukaan bumi.

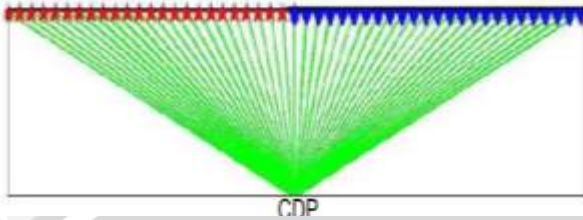
2.1 *Common Shot Gather* dan *Common Mid Point (CMP) Gather*

Common Shot Point adalah istilah pengambilan data seismik untuk konfigurasi *source-receiver* dalam suatu penembakan yang ditunjukkan pada gambar 2.1. Konfigurasi ini akan menghasilkan *common shot gather* yang merupakan kumpulan *trace* yang berasal dari sumber yang sama.



Gambar 2. 1 *Common shot point* dengan warna merah merupakan sumber, biru sebagai penerima dan hijau merupakan penjalaran gelombang (Abdullah, 2011)

Common mid point merupakan pengambilan data seismik untuk konfigurasi *source-receiver* dimana terdapat satu titik tetap dibawah permukaan bumi yang ditunjukkan gambar 2.2. Untuk reflektor bidang datar, CMP dikenal juga dengan CDP (*common depth point*). Kumpulan dari *trace* yang dihasilkan disebut *CMP gather*.



Gambar 2. 2 *Common mid point* dengan warna merah merupakan sumber, biru sebagai penerima dan hijau merupakan penjalaran gelombang (Abdullah, 2011)

2.2 Multipel

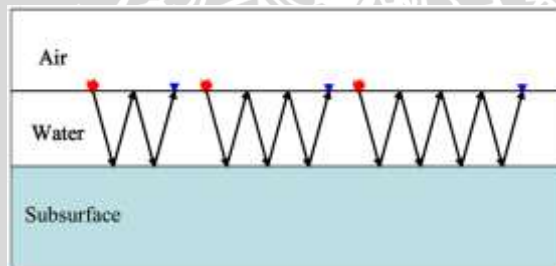
Multipel merupakan salah satu jenis *noise* koheren (*coherent noise*). Ciri-ciri dari *noise* koheren adalah *noise* tersebut memiliki suatu keteraturan dalam keberadaannya di data seismik. Multipel dapat dibagi menjadi dua jenis berdasarkan lama waktu penjalaran gelombangnya, yaitu *short period multiple* dan *long period multiple*. *Short period multiple* memiliki waktu tiba gelombang yang tidak terlalu jauh dari waktu tiba gelombang primernya, sehingga multipel dalam data seismik tergambar tidak jauh dari *event* primernya. *Long period multiple* memiliki waktu tiba gelombang yang sangat besar dari pada waktu tiba gelombang primernya, sehingga multipel jenis *long period multiple* akan tergambar jauh dari *event* primernya.

Pada pengambilan data seismik laut, multipel timbul akibat adanya gelombang yang terperangkap dalam lapisan air laut maupun lapisan batuan karena adanya kontras impedansi medium perambatan yang sangat besar. Gelombang tidak dapat menembus lapisan untuk kembali ke permukaan sehingga terpantul dalam lapisan yang sama. Gelombang tersebut ditangkap oleh *hidrophone* dan akan memberikan informasi waktu rambat gelombang yang lebih lama dari pada saat gelombang tersebut hanya terpantulkan sekali oleh suatu lapisan (lapisan primer). Berdasarkan informasi waktu rambat gelombang ini maka akan menimbulkan efek lapisan baru yang sebenarnya tidak ada pada data seismik.

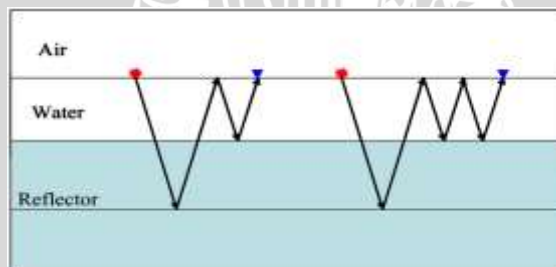
Refleksi dari primer hanya sekali terpantul pada batas medium *subsurface* sebelum ditangkap oleh penerima. Refleksi primer tersebut menyediakan beberapa informasi antara lain kecepatan dan identifikasi struktur bawah permukaan bumi. Teknik penggambaran seismik dikembangkan berdasarkan refleksi primer. Akan tetapi, dalam perekaman refleksi primer, penerima juga

menangkap adanya refleksi dari multipel. Refleksi multipel sering digambarkan mengganggu refleksi primer dan pasti menghasilkan gambar seismik yang buruk. Pereduksian multipel dari refleksi yang terdapat pada seismogram telah menjadi sebuah permasalahan lama di eksplorasi geofisika. Refleksi multipel menghasilkan suatu afek yang dramatis khususnya pada data seismik laut karena terdapat kontras impedansi yang tinggi antara air laut dan udara, koefisien refleksi air dengan udara sangat dekat hingga -1 . Jika *water bottom* padat, maka lapisan air dapat menangkap energi antara air dan *water bottom*. Dalam kasus tersebut, refleksi multipel dapat lebih kuat daripada refleksi primer. Energi yang terperangkap tersebut termasuk ke dalam jenis multipel *water column reverberation* dan multipel *peg-leg*. Jenis lain multipel adalah multipel *interbed*, yang dapat terjadi contohnya pada lapisan *salt* (Cao, 2006).

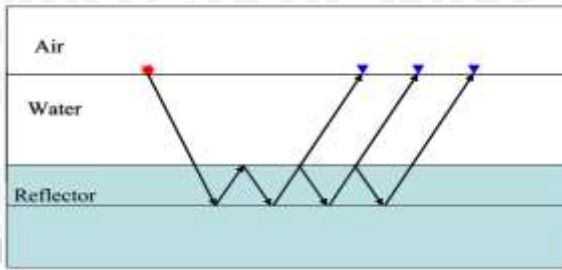
Multipel dapat dikategorikan dalam beberapa jenis akibat proses pembentukannya. Pada gambar 2.3, 2.4 dan 2.5 diperlihatkan jenis-jenis multipel berdasarkan proses pembentukannya.



Gambar 2.3 *Water-column reverberation* (Cao, 2006)



Gambar 2.4 *Peg-leg multiples* (Cao, 2006)



Gambar 2. 5 *Interbed multiples* (Cao, 2006)

2.3 Transformasi Fourier

Transformasi Fourier merupakan transformasi yang digunakan untuk membawa sinyal dalam kawasan waktu (*time domain*) ke dalam kawasan frekuensi (*frequency domain*). Dalam transformasi ini, gelombang akan dibagi menjadi gelombang-gelombang sinus yang mempunyai beragam frekuensi. Transformasi Fourier akan menghasilkan spektral atau spektrum yang mencirikan amplitudo dan fase dari beragam frekuensi yang menyusun suatu sinyal.

Jika suatu sinyal *input* dinyatakan sebagai $s(t)$ dan spektrum sinyal dinotasikan sebagai $S(f)$, maka transformasi Fourier dan *invers* Transformasi Fourier (transformasi balik) dapat dituliskan sebagai berikut.

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t)e^{-2\pi jft} dt \dots\dots\dots(2.1)$$

sedangkan $s(t)$:

$$s(t) = \int_{-\infty}^{\infty} S(f)e^{2\pi jft} df \dots\dots\dots(2.2)$$

Berdasarkan kedua persamaan di atas dapat diketahui bahwa untuk melihat sinyal dalam kawasan frekuensi digunakan Transformasi Fourier dan untuk melihat sinyal dalam kawasan waktu digunakan *invers* Transformasi Fourier, dengan kata lain tidak bisa melihat sinyal dalam kawasan waktu dan frekuensi sekaligus. Saat sinyal dalam kawasan frekuensi, informasi waktu akan hilang, sehingga untuk sinyal-sinyal yang tidak stasioner atau transien tidak bisa diketahui keterangan tentang waktu kejadian sebuah *event*.

Berdasarkan dalil de Moivre, persamaan 2.1 dapat diubah menjadi suatu fungsi sinus dan cosinus sebagai berikut.

$$e^{-j\theta} = \cos \theta - j \sin \theta \dots\dots\dots(2.3)$$

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) \cos(2\pi ft) dt - j \int_{-\infty}^{\infty} s(t) \sin(2\pi ft) dt \dots\dots\dots(2.4)$$

$$S(f) = \text{Re}(f) - j \text{Im}(f) \dots\dots\dots(2.5)$$

Jadi spektrum sinyal $s(t)$ yaitu $S(f)$ ternyata terdiri dari bagian riil yaitu $\text{Re}(f)$ dan bagian imajiner yaitu $\text{Im}(f)$ (Munadi, 2003).

Data dengan fungsi yang berubah terhadap waktu sekaligus terhadap jarak tidak dapat diselesaikan dengan hanya menggunakan transformasi Fourier biasa sehingga diperlukan transformasi Fourier 2D. Transformasi Fourier 2D dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut

$$F(k, f) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, t) e^{-2\pi j(kx + ft)} dx dt \dots\dots\dots(2.6)$$

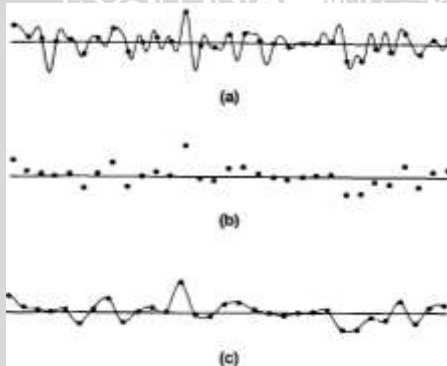
sedangkan transformasi baliknya adalah

$$f(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(k, f) e^{2\pi j(kx + ft)} dk df \dots\dots\dots(2.7)$$

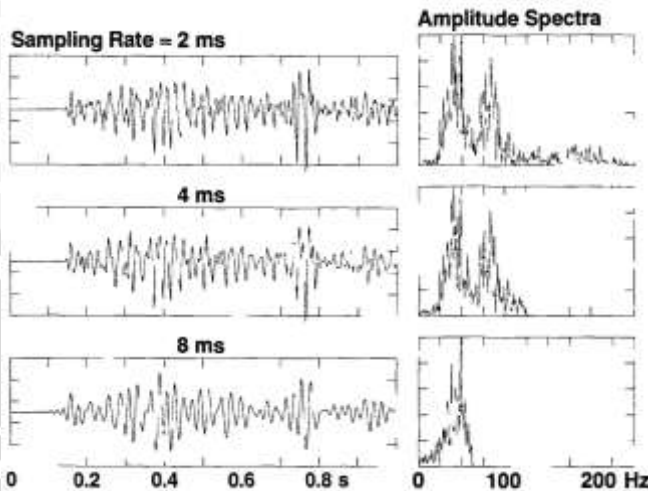
di mana k merupakan bilangan gelombang (Munadi, 2003).

2.4 Sampling Rate dan Frekuensi Nyquist

Pada transformasi Fourier 1D, sebuah sinyal seismik merupakan fungsi waktu yang kontinu. Dalam perekaman digital, sinyal seismik yang kontinu (analog) merupakan pencuplikan dasar dalam waktu, yang dapat disebut dengan *sampling interval* atau *sampling rate* (Δt).



Gambar 2. 6 (a) Sinyal analog yang kontinu, (b) Bentuk digitasi dari (a), (c) Rekonstruksi sinyal analog berdasarkan (b). Ketika didigitasi, sinyal analog yang kontinu kehilangan frekuensi di atas frekuensi *Nyquist* menurut Rothman (1981) oleh Yilmaz (2001)



Gambar 2. 7 Sebuah deret waktu yang dicuplik 2 ms memiliki frekuensi *Nyquist* sebesar 250 Hz. Pencuplikan juga dilakukan pada 4 ms dan 8 ms sehingga menghasilkan 125 dan 62.5 Hz. Catatan bahwa frekuensi tinggi hilang pada pencuplikan yang lebih besar (Yilmaz, 2001)

Gambar 2.6 menunjukkan sinyal kontinyu dalam waktu. Pencuplikan diskrit ditunjukkan oleh tanda titik pada gambar tersebut. Fungsi diskrit waktu disebut dengan deret waktu. Rekonstruksi sinyal analog (gambar 2.6c) tidak memberikan detail seperti sinyal pada gambar 2.6a. Hal tersebut dikarenakan sinyal yang memiliki frekuensi tinggi hilang oleh adanya pencuplikan (*sampling rate*).

Gambar 2.7 menunjukkan adanya deret waktu sebagai *trace* seismik dan hubungannya dalam spektrum amplitudo. Secara umum, Frekuensi tinggi maksimal yang dapat diijinkan yang diberikan oleh *sampling interval* (Δt) disebut dengan frekuensi *Nyquist*.

$$f_{Nyq} = 1/2\Delta t \dots\dots\dots(2.8)$$

Pada transformasi Fourier 2D, data seismik tidak hanya berada dalam fungsi waktu saja tetapi juga merupakan sebuah fungsi dari variabel ruang (*space*) seperti sumbu *offset* dan *midpoint*. Menurut Yilmaz (2001) Transformasi Fourier untuk variabel ruang didefinisikan sebagai *spatial frequency* yang merupakan nomor dari perputaran per unit waktu (bilangan gelombang). Frekuensi *Nyquist*

didefinisikan oleh persamaan 2.8 sedangkan bilangan gelombang *Nyquist* dinyatakan dalam persamaan

$$k_{Nyq} = 1/2\Delta x \dots\dots\dots(2.9)$$

di mana Δx merupakan *spatial sampling interval*.

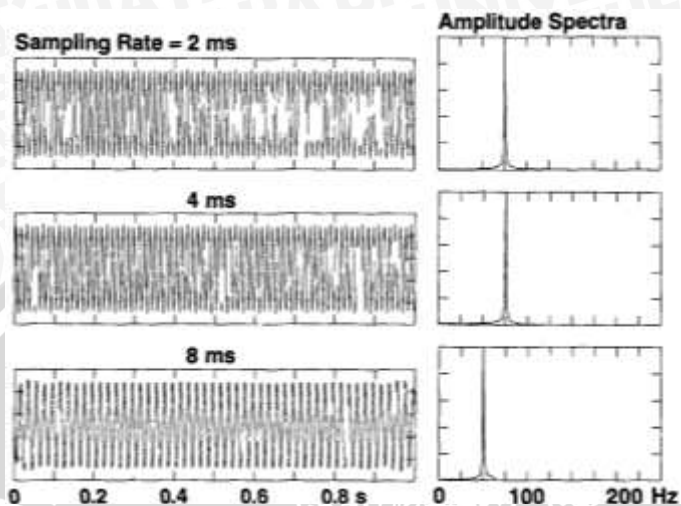
2.5 Aliasing

Menurut Yilmaz (2001), deret waktu diskrit terbentuk dari sebuah pencuplikan sinyal kontinyu yang terlalu kasar (*undersampling*). Sinyal kontinyu tersebut sebenarnya berisi komponen frekuensi tinggi. Frekuensi tinggi tersebut seakan-akan terlipat ke belakang pada spektrum deret waktu diskrit dan terlihat sebagai frekuensi rendah. Fenomena tersebut disebabkan oleh *undersampling* sinyal kontinyu yang disebut frekuensi *aliasing*. Persamaan 2.10 digunakan untuk menghitung frekuensi *alias* f_a

$$f_a = |2mf_N - f_s| \dots\dots\dots(2.10)$$

di mana f_N adalah frekuensi pembalikan atau juga dapat merupakan frekuensi *Nyquist*, f_s adalah frekuensi sinyal dan m adalah *integer* sehingga $f_a < f_N$.

Peristiwa *undersampling* dapat menyebabkan dua hal. Pertama, pita frekuensi yang membatasi spektrum sinyal kontinyu, dengan frekuensi maksimum menjadi *Nyquist*. Kedua, pencemaran spektrum sinyal digital oleh frekuensi tinggi yang melebihi frekuensi *Nyquist*, yang mungkin telah terlihat pada sinyal kontinyu. Pernyataan pertama bukan merupakan suatu permasalahan. Permasalahan kedua adalah masalah praktis yang penting dan perlu dihindari. Untuk menjaga pita frekuensi antara frekuensi nol dan *Nyquist* bebas dari frekuensi *aliasing*, filter *high-cut antialiasing* diaplikasikan ke dalam data sebelum konversi sinyal seismik analog menjadi sinyal seismik digital. Filter ini mengeliminasi komponen frekuensi yang dapat teralias selama pencuplikan. Filter *high-cut antialiasing* memiliki frekuensi *cutoff* setengah dari frekuensi *Nyquist*. Secara bertahap frekuensi *aliasing* yang berada di atas frekuensi *Nyquist* direduksi. Gambar 2.8 mengilustrasikan *sampling rate* dan frekuensi *Nyquist*.



Gambar 2. 8 Sinusoida dengan frekuensi 75 Hz pada pencuplikan 2 ms dan 4 ms serta 50 Hz pada pencuplikan 8 ms. Oleh karena itu bagian yg terakhir merupakan alias dari sinusoida sebenarnya (Yilmaz, 2001)

2.6 Dekonvolusi

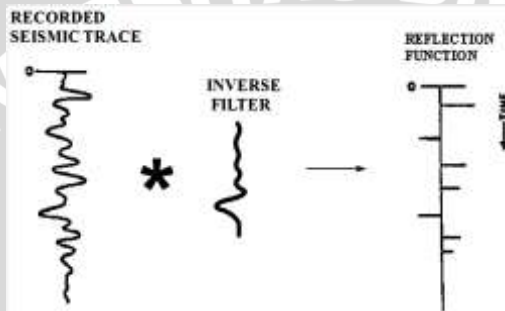
Seismic trace yang diterima dan terekam di alat merupakan suatu hasil dari konvolusi gelombang seismik yang terjadi dalam bumi yang dinyatakan sebagai

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \dots \dots \dots (2.11)$$

di mana $s(t)$ adalah *trace* yang terekam, $w(t)$ adalah *wavelet* yang dibangkitkan, $e(t)$ adalah koefisien refleksi dan $n(t)$ adalah *noise* (Yilmaz, 2001).

Dalam proses konvolusi tersebut, *wavelet* yang dibangkitkan sumber gelombang merambat ke medium bawah permukaan, berkonvolusi terhadap koefisien refleksi. Koefisien refleksi adalah target utama dalam survei seismik yang mampu menunjukkan kontras impedansi akustik sebagai petunjuk perubahan litologi maupun konfigurasi internal batuan di bawah permukaan bumi. Selanjutnya sebagai efek-efek alamiah pemfilteran yang terjadi di bawah permukaan bumi, ternyata terdapat faktor tambahan terhadap hasil konvolusi tersebut di atas, yaitu berupa *noise*, yang sebetulnya tidak diinginkan tetapi juga terekam di penerima.

Dekonvolusi adalah tahapan dalam pengolahan data seismik yang bertujuan untuk mengambil komponen reflektivitas dari data seismik dengan cara membuang efek *wavelet*, termasuk *ghost* dan *short-period multiples*. Proses dekonvolusi adalah proses untuk mengkompres *wavelet* agar dapat memberikan daya pisah terhadap perlapisan batuan dalam bumi pada penampang seismik. Gambar berikut ini (gambar 2.9) adalah model umum yang digunakan dalam dekonvolusi.



Gambar 2. 9 Model umum dekonvolusi yang merupakan arah sebaliknya dari konvolusi (Murdianto, 2009)

Secara umum menurut Murdianto pada tahun 2009, dekonvolusi terbagi menjadi 2 kategori, yaitu:

1. Dekonvolusi Deterministik

Yang dimaksud dengan dekonvolusi deterministik adalah dekonvolusi di mana sebagian dari sistem seismik diketahui. Tidak ada elemen acak yang terlibat. Contoh dari dekonvolusi deterministik ini adalah dekonvolusi *source signature*.

2. Dekonvolusi Statistik

Yang dimaksud dengan dekonvolusi statistik adalah dekonvolusi di mana tidak ada informasi yang tersedia mengenai satu pun komponen dari model konvolusi. Karena itu, pendekatan statistik diperlukan untuk menentukan informasi tentang *wavelet* itu sendiri. Contoh dari dekonvolusi statistik ini adalah dekonvolusi *Spiking* dan dekonvolusi *predictive*.

Prinsip dasar pada analisa dekonvolusi adalah mencari bentuk solusi *filter inverse* atau *least square inverse filter*. Secara umum semua proses di atas tercakup dalam metode dekonvolusi yang disebut *Optimum Wiener Filter*.

2.6.1 Filter Invers

Seismogram merupakan hasil konvolusi antara *wavelet* sumber dengan fungsi reflektivitas seperti pada persamaan 2.11 sehingga fungsi relektivitas dapat dipandang sebagai hasil konvolusi antara *filter inverse* dengan seismogram yang dapat dituliskan sebagai

$$e(t) = f(t) * x(t) \dots \dots \dots (2.12)$$

di mana $f(t)$ adalah operator filter dari *wavelet*. Dengan mensubtitusikan persamaan 2.11 ke 2.12 diperoleh

$$x(t) = w(t) * f(t) * x(t) \dots \dots \dots (2.13)$$

dengan menghilangkan $x(t)$ pada kedua sisi persamaan, diperoleh persamaan

$$\delta(t) = w(t) * f(t) \dots \dots \dots (2.14)$$

di mana $\delta(t)$ merupakan fungsi delta Kronecker

$$\delta(t) = \begin{cases} 1, & t = 0 \\ 0, & t \neq 0 \end{cases}$$

Dari persamaan 2.14 dapat diturunkan persamaan untuk operator filter

$$f(t) = \delta(t) * \frac{1}{w(t)} \dots \dots \dots (2.15)$$

(Yilmaz, 2001).

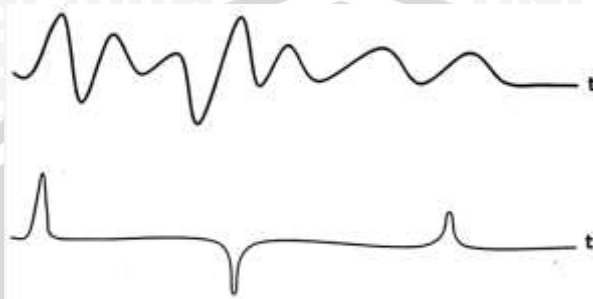
Tujuan dari proses ini adalah mengkompres *wavelet* sumber $w(t)$ menjadi *a zero lag spike*. Yang berarti, kita mengeliminasi $w(t)$ dan hanya menyisakan $e(t)$ dalam $x(t)$. Sehingga, dekonvolusi dapat disempurnakan dengan menkonvolusikan *inverse filter* $f(t)$ dengan *trace* $x(t)$

$$f(t) * x(t) = (f(t) * w(t)) * e(t) = \delta(t) * e(t) = e(t) \dots \dots (2.16)$$

di mana persamaan 2.16 sama dengan 2.12 *Inverse filter* juga menghasilkan *wavelet* fase minimum.

Untuk peningkatan daya pisah sinyal seismik juga dipakai filter inversi. Konsepsi filter inversi di atas muncul berdasarkan anggapan bahwa bumi telah bertindak sebagai filter sehingga sinyal seismik yang direkam mempunyai bentuk yang rumit. Filter inversi adalah suatu filter yang dirancang untuk mengembalikan bentuk

sinyal seismik yang rumit tadi menjadi sederhana seperti paku seperti pada gambar 2.10 di bawah ini.



Gambar 2. 10 Atas:trace sebelum dilakukan invers, bawah:trace setelah dilakukan invers (Munadi, 2002)

Berikut merupakan contoh untuk menjelaskan tentang konsepsi filter inversi. Operasi dilakukan dalam domain Z. untuk sinyal seismik (1,0.5) yang dalam bentuk transformasi Z dapat dituliskan menjadi $S_1(z) = 1 - 0.5z$ maka filter inversinya adalah

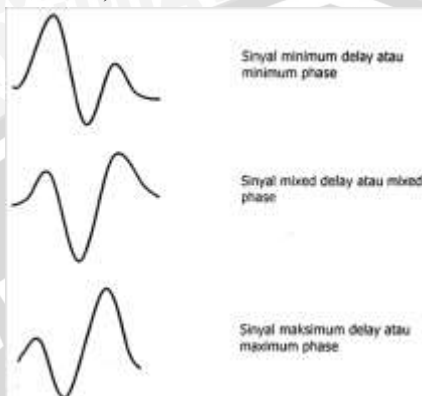
$$f_1(z) = \frac{1}{S_1(z)} = \frac{1}{1-0.5z} = 1 + 0.5z + 0.25z^2 + \dots \dots \dots (2.17)$$

Persamaan 2.17 adalah suatu deret waktu yang akan habis nilainya dengan membesarnya waktu. Dalam hal ini $f_1(z)$ dikatakan stabil dan dapat direalisasikan. Contoh kasus lain dengan sinyal seismik (1,2) dengan tranformasi Z dapat dituliskan menjadi $S_2(z) = 1 - 2z$ maka filter inversinya adalah

$$f_2(z) = \frac{1}{S_2(z)} = \frac{1}{1-2z} = 1 + 2z + 4z^2 + \dots + 1024z^{10} + \dots \dots (2.18)$$

Persamaan 2.18 adalah suatu deret waktu yang panjangnya tak berhingga dan nilainya semakin membesar dengan bertambahnya waktu. Fungsi seperti ini dikatakan tidak stabil dan tidak dapat direalisasikan. Dari dua sinyal yang telah diutarakan di atas yakni $S_1(z) = 1 - 0.5z$ dan $S_2(z) = 1 - 2z$ adalah sekedar contoh atau bentuk elementer dari sinyal *minimum delay* dan *maximum delay*. Konvolusi antara keduanya menghasilkan sinyal memiliki waktu tunda campuran (*mixed delay wavelet*). Syarat yang harus dipenuhi agar filter inversi dapat dioperasikan adalah seismik yang terkandung dalam *trace* yang akan didekonvolusikan harus *minimum delay*. Berikut ini gambar dari contoh sinyal *minimum delay*, *mixed delay* dan *maximum delay* atau dapat disebut juga sebagai sinyal *minimum*

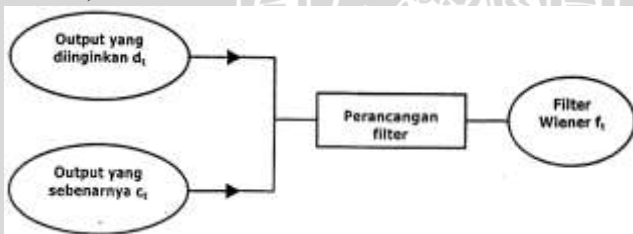
phase, *mixed phase*, dan *maximum phase* dalam bentuk tidak elementer (Munadi, 2002).



Gambar 2. 11 Contoh sinyal *minimum delay*, sinyal *mixed delay*, dan sinyal *maximum delay* (Munadi, 2002)

2.6.2 Filter Optimum Wiener

Filter Wiener adalah sebuah proses operasi matematik yang menganut azas kuadrat terkecil (*least square criteria*) dalam menjalankan operasinya. Tahap operasinya dibagi menjadi dua tahap yakni tahap perancangan (*filter design*) dan tahap pemakaian (*filter application*) seperti yang ditunjukkan pada gambar 2.12. Pada tahap perancangan kriteria kesalahan kuadrat terkecil sudah diperhitungkan (Munadi, 2002).



Gambar 2. 12 Tahap Perancangan filter Wiener (Munadi, 2002)

Menurut Yilmaz (2001), kriteria azas kuadrat terkecil yang dipakai adalah

$$L = [c_t - d_t]^2 \text{ harus minimum}$$

$$L = (c_0 - d_0)^2 + (c_1 - d_1)^2 + (c_2 - d_2)^2 \dots\dots\dots(2.19)$$

Jika diambil sebagai contoh:

$$d_t = d_0 \quad d_1 \quad d_2$$

$$b_t = b_0 \quad b_1 \quad b_2$$

$$f_t = f_0 \quad f_1 \quad f_2$$

di mana L adalah kriteria kuadrat terkecil, d_t adalah *output* yang diinginkan, c_t adalah konvolusi antara *input* dengan filter, b_t merupakan *input*, dan f_t adalah filter. Maka $c_t = b_t * f_t$ dengan (*) menyatakan konvolusi

$$c_t = \underbrace{b_0 f_0}_{c_0}, \underbrace{(b_1 f_0 + b_0 f_1)}_{c_1}, \underbrace{(b_2 f_0 + b_1 f_1 + b_0 f_2)}_{c_2}, \underbrace{(b_2 f_1 + b_1 f_2)}_{c_3}, \underbrace{b_2 f_2}_{c_4}$$

$$L = (b_0 f_0 - d_0)^2 + (b_1 f_0 + b_0 f_1 - d_1)^2 + (b_2 f_0 + b_1 f_1 + b_0 f_2 - d_2)^2 + (b_2 f_1 + b_1 f_2 - d_3)^2 + (b_2 f_2 - d_4)^2$$

$$L \text{ akan minimum } \frac{\partial L}{\partial f_t} = 0$$

Jadi

$$0 = 2b_0(b_0 f_0 - d_0) - 2b_1(b_1 f_0 + b_0 f_1 - d_1) - 2b_2(b_2 f_0 + b_1 f_1 + b_0 f_2 - d_2) \\ \underbrace{(b_0^2 + b_1^2 + b_2^2)}_{r_0} f_0 + \underbrace{(b_0 b_1 + b_1 b_2)}_{r_1} f_1 + \underbrace{(b_0 b_2)}_{r_2} f_2 = \underbrace{b_0 d_0 + b_1 d_1 + b_2 d_2}_{g_0}$$

atau

$$r_0 f_0 + r_1 f_1 + r_2 f_2 = g_0 \dots \dots \dots (2.20)$$

kita dapat mengamati bahwa dari $\frac{\partial L}{\partial f_0} = 0$ di dapat persamaan di atas dengan jalan yang sama, dari $\frac{\partial L}{\partial f_1} = 0$ didapat

$$r_1 f_0 + r_0 f_1 + r_2 f_2 = g_1 \dots \dots \dots (2.21)$$

Kemudian dari $\frac{\partial L}{\partial f_2} = 0$ didapat

$$r_2 f_0 + r_1 f_1 + r_0 f_2 = g_2 \dots \dots \dots (2.22)$$

persamaan 2.23, 2.24, dan 2.25 dapat ditulis dalam bentuk matriks sebagai berikut.

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 \\ r_1 & r_0 & r_2 \\ r_2 & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} f_0 \\ f_1 \\ f_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \end{bmatrix} \dots \dots \dots (2.23)$$

Dalam hal ini:

r_0 = autokorelasi dari sinyal *input* pada $n = 0$

r_1 = autokorelasi dari sinyal *input* pada $n = 1$

r_2 = autokorelasi dari sinyal *input* pada $n = 2$

g_0 = korelasi silang antara sinyal *input* dengan sinyal yang diinginkan pada $n = 0$

g_1 = korelasi silang antara sinyal *input* dengan sinyal yang diinginkan pada $n = 1$

g_2 = korelasi silang antara sinyal *input* dengan sinyal yang diinginkan pada $n = 2$

$f_t = f_0, f_1, f_2$ adalah koefisien-koefisien dari filter Wiener yang dicari Matriks paling kiri dari persamaan matriks 2.23 mempunyai bentuk yang khusus dari sifat simetri elemen-elemennya.

Sebelumnya dibahas mengenai contoh dari sinyal *input* yang hanya mempunyai 3 sampel saja sehingga filter Wiener cukup dengan 3 sampel. Pada sinyal *input* yang bentuknya rumit, filter Wiener menjadi jauh lebih panjang seperti pada gambar berikut.



Gambar 2. 13 Sinyal *input* $s(t)$, *output* yang diinginkan $d(t)$ dan bentuk filter Wiener $f(t)$ yang cukup panjang. *Output* yang sebenarnya ditampilkan di bawah $f(t)$ (Munadi, 2002)

Bila *output* yang diinginkan tanpa *delay* $(1, 0, 0, \dots, 0)$, maka bentuk *Optimum Wiener filter* identik dengan *Least Square Inverse Filter*. Bentuk matriks simetri seperti yang dituliskan pada persamaan 2.24 disebut sebagai *matrik Toeplitz*. Algoritma filtering yang didasarkan pada teorema *Optimum Wiener Filter* dikenal juga sebagai Algoritma *Wiener Levinson*.

$$\begin{vmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \cdots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} f_0 \\ f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ f_{n-1} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \\ \vdots \\ g_{n-1} \end{vmatrix} \dots\dots(2.24)$$

2.6.3 Prediktif Dekonvolusi

Menurut Yilmaz (2001) suatu proses prediktif adalah suatu proses untuk mendapatkan bentuk *output time-advanced* dari *input wavelet*. Apabila diberikan suatu *input* $x(t)$, maka harga selang waktu berikutnya $x(t + \alpha)$ dapat diprediksi dengan menggunakan filter yang dihitung berdasarkan persamaan normal matriks Toeplitz (algoritma *Wiener Levinson*) di mana α adalah *prediction lag* (*delay*). Jika *output* yang diinginkan $x(t + \alpha)$ merupakan *time advanced* dari *input* $x(t)$ maka diperlukan untuk mengubah ruas kanan dari persamaan matriks Toeplitz. Untuk mudahnya bisa dilihat pada contoh berikut. Diberikan *input* deret waktu $xt = (x_0, x_1, x_2, x_3, x_4)$ dan $\alpha = 2$. Harga Autokorelasi r_t adalah sebagai berikut.

$$r_0 = x_0^2 + x_1^2 + x_2^2 + x_3^2 + x_4^2$$

$$r_1 = x_0x_1 + x_1x_2 + x_2x_3 + x_3x_4$$

$$r_2 = x_0x_2 + x_1x_3 + x_2x_4$$

$$r_3 = x_0x_3 + x_1x_4$$

$$r_4 = x_0x_4$$

$$r_5 = 0$$

$$r_6 = 0$$

Harga korelasi silang antara *input* $x_t = (x_0, x_1, x_2, x_3, x_4)$ dengan *output* yang diinginkan $x_{t+\alpha} = (x_2, x_3, x_4)$ dan $\alpha = 2$ sebagai berikut.

$$g_0 = x_0x_2 + x_1x_3 + x_2x_4$$

$$g_1 = x_0x_3 + x_1x_4$$

$$g_2 = x_0x_4$$

$$g_3 = 0$$

$$g_4 = 0$$

Berdasarkan harga di atas terlihat bahwa $g_t = r_{(t+\alpha)}$, $\alpha = 2$, $t = (0, 1, 2, 3, 4)$. Selanjutnya persamaan matriks Topelitz dapat dituliskan sebagai berikut.

$$\begin{vmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & r_3 & r_4 \\ r_1 & r_0 & r_1 & r_2 & r_3 \\ r_2 & r_1 & r_0 & r_1 & r_2 \\ r_3 & r_2 & r_1 & r_0 & r_1 \\ r_4 & r_3 & r_2 & r_1 & r_0 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} f_0 \\ f_1 \\ f_2 \\ f_3 \\ f_4 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} r_2 \\ r_3 \\ r_4 \\ r_5 \\ r_6 \end{vmatrix} \dots\dots\dots(2.25)$$

Nilai deret dari kesalahan prediksi adalah

$$e_{(t+\alpha)} = x_{(t+\alpha)} - y_t \dots\dots\dots(2.26)$$

di mana *output* yang sebenarnya $y_t = (y_0, y_1, y_2, y_3, y_4)$ merupakan konvolusi antara filter prediksi $f_t = (f_0, f_1, f_2, f_3, f_4)$ dengan *input wavelet* $x_t = (x_0, x_1, x_2, x_3, x_4)$. Nilai y_t dapat ditulis sebagai berikut

$$\begin{aligned} y_0 &= f_0 x_0 \\ y_1 &= f_1 x_0 + f_0 x_1 \\ y_2 &= f_2 x_0 + f_1 x_1 + f_0 x_2 \\ y_3 &= f_3 x_0 + f_2 x_1 + f_1 x_2 + f_0 x_3 \\ y_4 &= f_4 x_0 + f_3 x_1 + f_2 x_2 + f_1 x_3 + f_0 x_4 \end{aligned}$$

Harga kesalahan prediksi $e_{(t+\alpha)}$ dapat dituliskan sebagai berikut

$$\begin{aligned} e_2 &= x_2 - f_0 x_0 \\ e_3 &= x_3 - f_1 x_0 - f_0 x_1 \\ e_4 &= x_4 - f_2 x_0 - f_1 x_1 - f_0 x_2 \\ e_5 &= 0 - f_3 x_0 - f_2 x_1 - f_1 x_2 - f_0 x_3 \\ e_6 &= 0 - f_4 x_0 - f_3 x_1 - f_2 x_2 - f_1 x_3 - f_0 x_4 \end{aligned}$$

Deret $(f_0, f_1, f_2, f_3, f_4)$ disebut sebagai filter prediktif (prediction filter), sedangkan deret $(1, 0, -f_0, -f_1, -f_2, -f_3, -f_4)$ disebut sebagai koefisien filter kesalahan prediktif (*prediction error filter coefficients*). Proses konvolusi antara *wavelet input* $x_{(t)}$ dengan koefisien filter kesalahan prediksi (*prediction error filter coefficients*) adalah sebagai berikut.

$$\begin{aligned} e_0 &= x_0 \\ e_1 &= x_1 \end{aligned}$$

$$e_2 = x_2 - f_0 x_0$$

$$e_3 = x_3 - f_1 x_0 - f_0 x_1$$

$$e_4 = x_4 - f_2 x_0 - f_1 x_1 - f_0 x_2$$

$$e_5 = 0 - f_3 x_0 - f_2 x_1 - f_1 x_2 - f_0 x_3$$

$$e_6 = 0 - f_4 x_0 - f_3 x_1 - f_2 x_2 - f_1 x_3 - f_0 x_4$$

Bentuk umum persamaan matriks Toeplitz dengan filter prediksi f_i dengan *operator length* (n) dan *prediction lag* (α) dapat dituliskan sebagai berikut.

$$\begin{vmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \cdots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} f_0 \\ f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ f_{n-1} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} r_\alpha \\ r_{\alpha+1} \\ r_{\alpha+2} \\ \vdots \\ r_{\alpha+n-1} \end{vmatrix} \quad ..(2.27)$$

(Yilmaz, 2001)

Pereduksian *multiple* dengan menggunakan metode prediktif dekonvolusi dilakukan dengan pemilihan *prediction error filter* yang didasarkan pada kenyataan bahwa *multiple* dalam *trace* selalu dapat diprediksi y_t , dan bagian yang tidak dapat diprediksi adalah reflektor $e_{(t+\alpha)}$. Kemudian filter prediksi akan menghilangkan semua komponen yang dapat diprediksi (*multiple*) tersebut (Muliani, 2008).

Dalam menerapkan dekonvolusi prediktif untuk menghilangkan multipel asumsi-asumsi dasar model konvolusional *trace* sebagai berikut harus diperhatikan.

1. Bumi tersusun atas lapisan horizontal yang memiliki kecepatan konstan.
2. Sumber menghasilkan gelombang P yang terefleksikan pada batas lapisan dengan *normal incidence*.
3. Bentuk gelombang dari sumber adalah tetap. Gelombang tersebut tidak mengalami perubahan bentuk ketika berjalan di bawah permukaan.
4. Komponen *noise* $n(t)$ sama dengan nol.
5. Reflektivitas bumi acak. Setiap lapisan memiliki koefisien reflektivitas yang berbeda dan ada pula yang sama.
6. Jenis *wavelet* yang digunakan adalah *minimum phase wavelet*.

Namun, dalam kenyataannya sangat sulit untuk memenuhi asumsi-asumsi tersebut secara sempurna (Yilmaz, 2001).

Penerapan praktis prediktif dekonvolusi dimulai dari pemilihan jendela waktu autokorelasi. Autokorelasi memberikan petunjuk bagi perancangan parameter *prediction lag* dan *operator length*. Data yang akan didekonvolusi biasanya telah melalui pengkondisian sebelum dilakukan proses dekonvolusi, khususnya dengan pemulihan amplitudo, pemfilteran data dengan *band* yang masih memiliki cakupan frekuensi yang jelas. Autokorelasi ini pada dasarnya merupakan representasi spektrum amplitudo *trace* dan pulsa pantul yang ditampilkan dalam domain waktu. Besarnya autokorelasi merupakan petunjuk dari tingkatan prediktibilitasnya. Efek dekonvolusi diatur oleh besar *prediction lag* (α) dan *operator length* (n). Dengan menggunakan *operator length* dan *prediction lag* yang benar, multipel akan diatenuasi. Selain itu, sinyal dapat dikendalikan dan kehilangan energi (horizon reflektor sebenarnya) dapat dihindari (Muliani, 2008).

2.7 Moveout

Moveout (M) dapat didefinisikan sebagai pergeseran waktu pada jarak sumber-penerima tertentu. Besarnya *moveout* minimum dan maksimum menjadi salah satu parameter pembentuk *trace* p. Menurut *user manual software Omega*, berdasarkan sifatnya *moveout* dapat dibedakan menjadi 3 macam, yaitu :

1. *Moveout* linier

$$\Delta T_{x,p} = px ; p = \frac{-M}{x_{max}} \dots\dots\dots(2.28)$$

di mana parameter sinar (p) adalah $1/v$, $\Delta T_{x,p}$ adalah *moveout* pada *offset* (x) untuk sepanjang (p), dan x_{max} merupakan *offset* maksimum. Kecepatan (v) yang sesuai dengan *event* yang terbentuk berasal dari persamaan *moveout* = x/v .

2. *Moveout* parabolik

$$\Delta T_{x,p} = px^2 ; p = \frac{-M}{x_{max}^2} \dots\dots\dots(2.29)$$

3. *Moveout* hiperbolik

$$\Delta T_{x,p} = \sqrt{T_0^2 + px^2} - T_0 ; p = \frac{-(T_0+M)^2+T_0^2}{x_{max}^2} \dots\dots\dots(2.30)$$

di mana p adalah $1/v^2$ dan T_0 merupakan waktu awal *event* sebelum dikenai *moveout*.

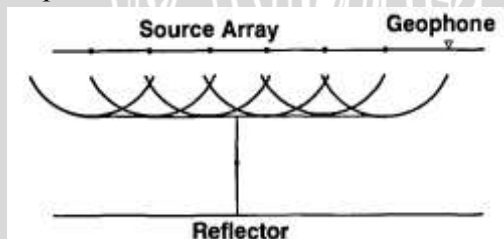
Jangkauan *moveout* merupakan besarnya jarak dari *moveout* minimum ke *moveout* maksimum yang tergambarkan dalam data seismik di domain $\tau - p$. Nantinya, jangkauan *moveout* akan diisi oleh banyaknya p *trace* yang akan dijelaskan pada subbab selanjutnya (Mustoin, 2011).

2.8 Transformasi *Slant-stack*

Pengolahan data seismik konvensional biasanya dilakukan dalam koordinat *midpoint* atau *offset*. Dalam *slant-stacking*, sumbu *offset* digantikan dengan sumbu *ray parameter* (p). *Ray parameter* adalah invers dari kecepatan fase arah horizontal ($v/\sin \theta$). Sebuah grup *trace* dengan jarak sejauh p disebut *slant-stack gather*.

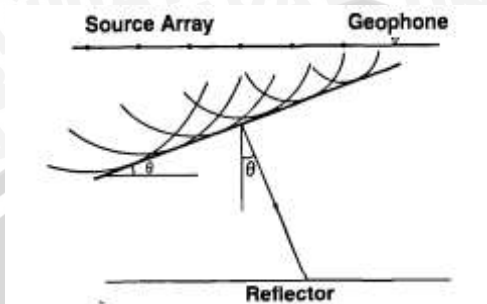
2.8.1 Aspek fisis dari *Slant-stack*

Yilmaz (2001) menyatakan setiap *trace* pada jenis *gather* ini mewakili sebuah *plane wave* yang menjalar pada sudut tertentu dari arah vertikal. Diasumsikan bahwa suatu bentangan sumber diaktifkan sehingga semua titik pada bentangan tersebut akan terbangkitkan secara simultan, dan tiap titik menghasilkan sebuah *wavefield* yang berbentuk *spheris*. Pada kedalaman tertentu, *wavefront spheris* tersebut akan menumpuk ke atas dan menghasilkan sebuah gelombang berbentuk bidang yang menjalar ke bawah secara vertikal yang ditunjukkan gambar 2.14. Selain sebuah gelombang bidang yang menjalar secara vertikal, sebuah gelombang bidang yang menjalar pada sudut tertentu akan membentuk sebuah *wavefront* bidang yang miring yang ditunjukkan gambar 2.15. Gelombang bidang ini terpantul dari sebuah batas antar dua lapisan dan terekam oleh *receiver* di permukaan.

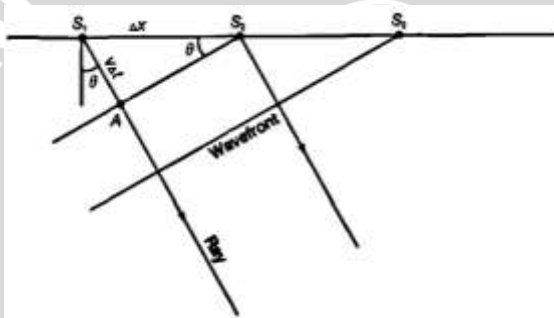


Gambar 2. 14 Sebuah *plane wave* vertikal dihasilkan oleh pengaturan sumber

(Yilmaz, 2001)



Gambar 2. 15 Sebuah gelombang bidang yang menjalar pada sudut θ dari arah vertikal digeneralisasikan oleh penentuan banyaknya sumber (dimulai dari kiri) pada interval waktu yang tepat (Yilmaz, 2001).



Gambar 2. 16 Perhitungan interval waktu antara sumber (S) untuk menghasilkan gelombang bidang miring dalam gambar 2.16 (Yilmaz, 2001)

Jarak antara S_1 dan S_2 adalah Δx dan kecepatan medium di mana *wavefront* merambat adalah v . Jika *wavefront* membutuhkan waktu sebesar Δt untuk merambat dari S_1 ke A, dengan menggunakan segitiga $S_1 - A - S_2$, maka kemiringan θ adalah

$$\sin \theta = \frac{v \Delta t}{\Delta x} \dots\dots\dots (2.31)$$

Oleh karena itu, sumber aktif juga harus menjalar dengan kecepatan

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{v}{\sin \theta} \dots\dots\dots (2.32)$$

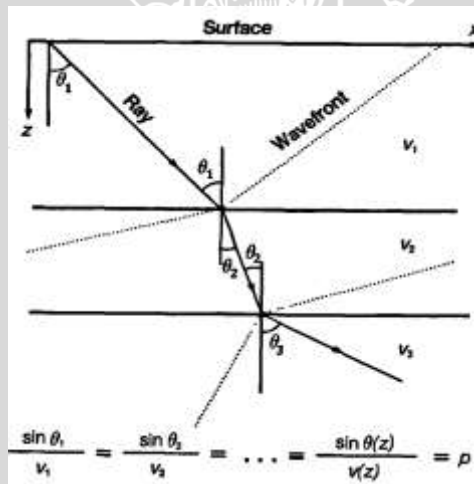
di sepanjang arah horizontal. Kecepatan $(v/\sin \theta)$ di mana letak sumber harus berpindah disebut kecepatan fase horizontal. Waktu tunda yang menghubungkan *plane wave* yang menjalar pada sudut θ terhadap posisi vertikal sebagai berikut.

$$\Delta t = \frac{\sin \theta}{v} \Delta x \dots\dots\dots (2.33)$$

Hukum Snell menyatakan bahwa nilai $\sin\theta/v$ yang merupakan kebalikan kecepatan fase horizontal konstan sepanjang *raypath* dalam suatu medium lapisan (gambar 2.17). Konstanta ini disebut parameter sinar (p). Persamaannya dituliskan sebagai berikut.

$$\Delta t = p\Delta x \dots\dots\dots(2.34)$$

Sudut perambatan *planwave* diatur oleh besarnya nilai p . Jika parameter sinar p telah ditentukan, maka sinar dapat ditelusuri pada model lapisan bumi secara horizontal dengan fungsi kecepatan $v(z)$. Sebuah *plane wave* yang menjalar dalam lapisan bumi disebut gelombang Snell oleh Claerbout tahun 1978 dalam Yilmaz (2001). Tipe *plane wave* ini mengubah arah perambatannya pada tiap batas lapisan menurut hukum Snell (gambar 2.17).



Gambar 2. 17 Jika parameter sinar p ditetapkan, kemudian sinar tersebut tergambar dalam model lapisan horizontal bumi dengan sebuah fungsi kecepatan yang diketahui $v(z)$ (Yilmaz, 2001)

2.8.2 Transformasi *Slant-stack*

Cao (2006) menyatakan transformasi radon adalah teknik matematis yang telah luas digunakan dalam pengolahan data seismik. Tiga tipe transformasi radon yang digunakan untuk mereduksi multipel dalam pengolahan data seismik antara lain transformasi *slant-stack* atau $\tau - p$, transformasi Radon Parabolik dan transformasi Radon Hiperbolik. Masing-masing tipe dibedakan oleh

bentuk *moveout* yang digunakan yang ditunjukkan pada persamaan di bawah ini.

$$t = \tau + px, \text{ transformasi Slant-stack}$$

$$t = \tau + px^2, \text{ transformasi Radon Parabolik} \dots\dots\dots(2.35)$$

$$t = \sqrt{\tau^2 + px^2}, \text{ transformasi Radon Hiperbolik}$$

(Gu dan Sacchi, 2009).

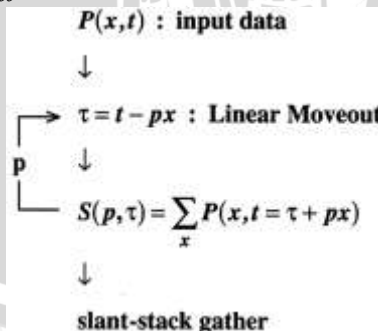
Dua langkah yang biasa digunakan dalam proses menyatukan gelombang bidang dengan menjumlahkan amplitudonya dalam domain *offset* sepanjang *slanted paths*. Pertama, mengaplikasikan koreksi *linear moveout* (LMO) terhadap data melalui sebuah transformasi koordinat berdasarkan persamaan yang dinyatakan oleh Claerbout tahun 1978 (Yilmaz, 2001).

$$\tau = t - px \dots\dots\dots(2.36)$$

di mana p adalah *ray parameter*, x adalah *offset*, t adalah *two way travelttime*, dan τ adalah *intercept time* pada $p = 0$. Kemudian, data dijumlahkan terhadap x dengan persamaan berikut.

$$S(p, \tau) = \sum_x P(x, \tau + px) \dots\dots\dots(2.37)$$

di mana $S(p, \tau)$ adalah sebuah gelombang bidang dengan *ray parameter* $p = \sin \theta / v$. Koreksi LMO diulangi untuk sebuah wilayah dengan nilai p dan menjumlahkannya berdasarkan persamaan 2.37 sehingga sebuah *slant-stack gather* terbentuk. Sebuah *slant-stack gather* biasanya juga disebut dengan *gather* $\tau - p$ yang berisi semua komponen kemiringan di dalam cakupan wilayah nilai p pada data *offset*.



Gambar 2. 18 Pembentukan *Slant-stack gather*

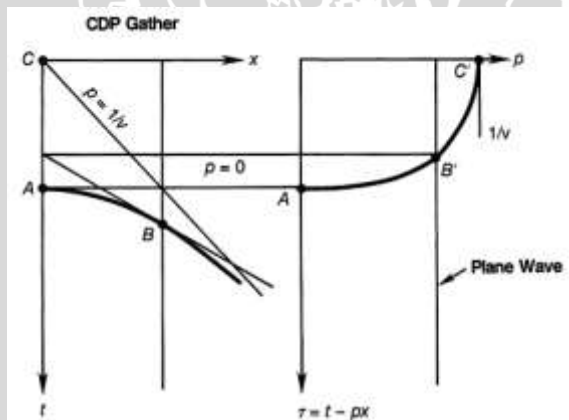
Pemetaan data dari domain $t - x$ ke dalam domain $\tau - p$ berlaku kebalikan (*reversible*) menurut Thorson tahun 1978 oleh Yilmaz (2001). Pertama, koreksi *linear moveout* (LMO) diaplikasikan pada data di dalam domain $\tau - p$ oleh persamaan

$$t = \tau + px \dots\dots\dots(2.38)$$

Kemudian, data dijumlahkan dalam domain $\tau - p$ terhadap *ray parameter* p untuk menghasilkan

$$S(x, t) = \sum_p P(p, t - px) \dots\dots\dots(2.39)$$

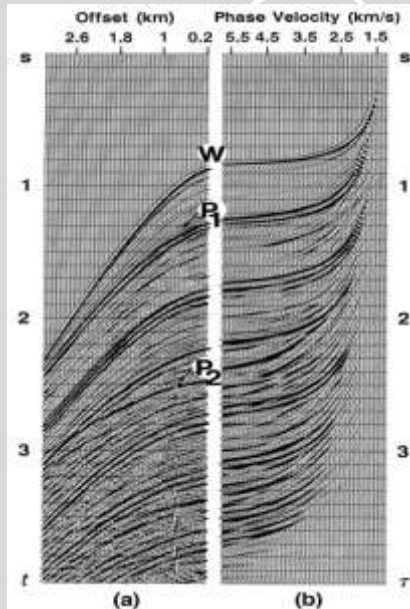
Sebuah deskripsi skematik dari pemetaan *plane wave* diberikan oleh persamaan 2.36 dan 2.37 serta ditunjukkan pada gambar 2.18. Hal tersebut dimulai dengan menjumlahkan amplitudo pada domain *offset* di sepanjang garis horizontal $p = 0$ pada gambar 2.19. Garis ini memotong hiperbola refleksi di sekitar puncak A. Jadi, titik A dipetakan menjadi titik A' pada bidang $\tau - p$, bersinggungan dengan *trace* dengan $p = 0$. Hiperbola akan memotong pada titik B, yang terpetakan menjadi B' dengan memiringkan garis penjumlahan. Hal yang perlu diingat bahwa sebuah kontribusi besar terhadap penjumlahan di sepanjang sumbu/garis *slanted* berada di area tangensial pada titik B. Zona tangensial ini disebut Zone Fresnel.



Gambar 2. 19 Sebuah hiperbola dalam CDP *gather* tergambarkan dalam sebuah elips pada domain $\tau - p$ (Yilmaz, 2001)

Zona Fresnel dari sebuah *event* akan semakin luas sebanding dengan besar kecepatan dan kedalamannya. Kenyataannya, penjumlahan pada sumbu *offset* setelah koreksi *linear moveout* dapat

dibatasi oleh zona Fresnel. Garis paling curam dan penting dalam proses penjumlahan adalah sepanjang $p = 1/v$ yang merupakan asimtot terhadap hiperbola. Garis ini berhubungan dengan sinar yang 90 derajat terhadap sumbu vertikal. Energi di sepanjang asimtot terpetakan menjadi C' pada sumbu p . Dengan menggunakan pemetaan yang telah dibahas sebelumnya, koreksi *linear moveout* yang diikuti dengan penjumlahan pada sumbu *offset* untuk sebuah wilayah nilai p (persamaan 2.36 dan 2.37), lintasan hiperbola dalam domain $t - x$ terpetakan menjadi sebuah lintasan elips dalam domain $\tau - p$. Secara ideal, sebuah *event* linear dalam domain *offset* terpetakan menjadi sebuah titik dalam domain *slant-stack*. Sebaliknya, sebuah *event* linear dalam domain *slant-stack* terpetakan menjadi sebuah titik dalam domain *offset*.



Gambar 2. 20 (a) Sebuah *shot gather* yang terdapat refleksi primer dan multipel, (b) *Gather* $\tau - p$ gambar a. Sumbu horizontal dalam gambar b adalah kecepatan fase horizontal $1/p$ (Data courtesy Shell dan Esso dalam Yilmaz tahun 2001)

Gambar 2.20 menunjukkan sebuah *shot gather* yang sebagian besar berisi *water bottom* dan multipel *peg-leg*. Sumbu horizontal pada domain $\tau - p$ pada contoh ini adalah kecepatan fase horizontal $1/p$. Selain refleksi dasar laut W, ada 2 refleksi primer yang berbeda, P_1 dan P_2 . Refleksi multipel terpetakan sepanjang

lintasan eliptikal yang terfokus pada $p = (1/1500) \text{ s/m}$, invers dari kecepatan gelombang seismik dalam air.

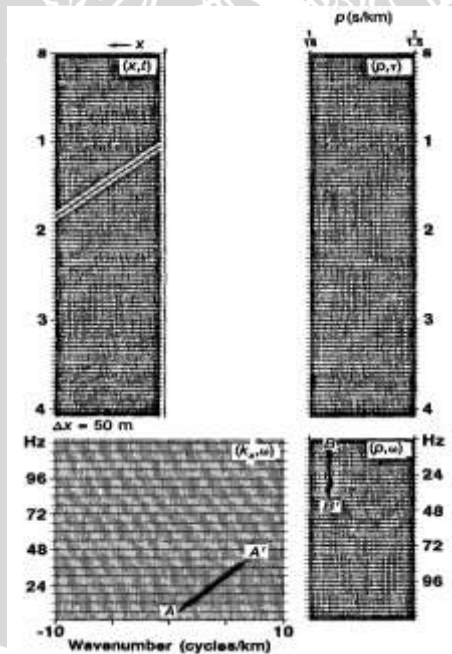
2.8.3 Aspek praktis dari *Slant-stack*

Pertama, keterkaitan antara berbagai domain yang digunakan dalam pengolahan data seismik diteliti. Kemudian ditinjau kemiringan *event* pada domain $t - x$ yang ditunjukkan gambar 2.21. Jangkauan *offset* data tersebut antara 250 hingga 5000 m dengan spasi antar *trace* sebesar 50 m. *Event* ini tergambarkan di sepanjang garis radial A-A' dalam domain $f - k$. Kemiringan garis radial ω/k diwujudkan ke dalam kecepatan fase horizontal $v/\sin\theta$ oleh hubungan

$$\frac{\omega}{k_x} = \frac{v}{\sin \theta} \dots\dots\dots(2.39)$$

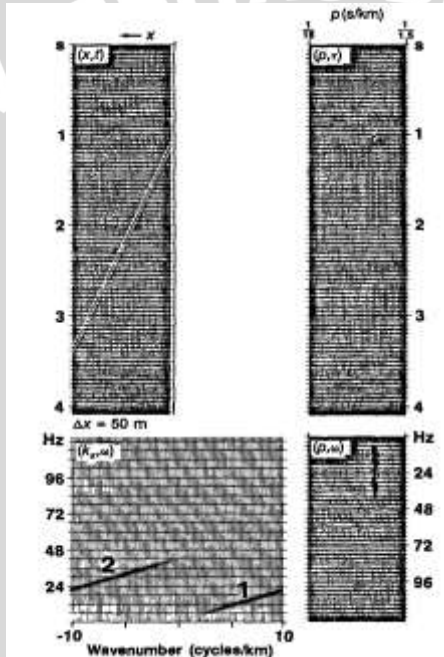
Dengan mensubstitusikan $p = \sin\theta/v$ untuk mencari hubungan antara variabel dalam transformasi domain didapatkan

$$k_x = p\omega \dots\dots\dots(2.40)$$



Gambar 2. 21 Sebuah *event* miring dalam berbagai domain

Gambar 2.21 menunjukkan gambaran kemiringan *event* untuk domain $\tau - p$. Sebuah linear *event* pada domain $\tau - p$ digambarkan sebagai titik pada domain $t - x$. Sebuah transformasi Fourier 1D dari *slant-stack trace* dalam arah waktu memberikan spektrum amplitudo pada domain $\omega - p$, yang juga ditunjukkan pada gambar 2.21. Sesungguhnya bidang $\omega - p$ menggambarkan ketergantungan frekuensi dari kecepatan fase. Energi sepanjang arah radial A-A' dalam domain $\omega - k_\omega$ setara sepanjang arah vertikal B-B' di domain $\omega - p$.



Gambar 2. 22 Sebuah spasial *aliasing event* miring dalam beberapa domain

Gambar 2.22 menggambarkan sebuah *event* miring dengan spasial *aliasing*. Data yang teramati tersebut disebabkan oleh spasial *sampling* yang kurang tepat. Pada kasus ini jangkauan frekuensi dari *aliasing* (21-42 Hz) tidak akan diikuti dalam domain $\omega - p$ di mana hanya nilai p positif yang dimasukkan. Hal tersebut dilakukan untuk mengurangi *aliasing* pada domain $\tau - p$ nantinya.

Wang dan Houseman (1997) menyatakan dalam proyeksi dari domain $\omega - k$ ke domain $\omega - p$ dapat dilihat bahwa pada *slowness* (p), komponen sinyal dengan frekuensi yang melebihi

k_{Nyq}/p tidak harus dimasukkan, sebagai komponen yang tergambar ke bilangan gelombang melebihi k_{Nyq} . Nilai p maksimum pada seluruh frekuensi hingga frekuensi *Nyquist* (ω_{Nyq}) adalah p_{max} di mana

$$p_{max} = k_{Nyq} / \omega_{Nyq} \dots\dots\dots(2.41)$$

Pada *Slowness* melebihi p_{max} , terdapat sebuah resiko dengan informasi frekuensi tinggi mungkin teralias menjadi *noise*.

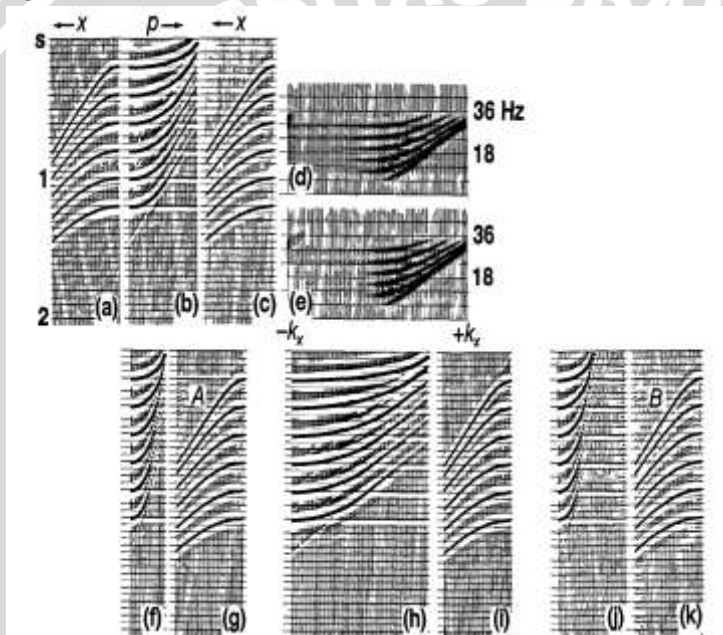
2.8.4 *Slant-stack Parameters*

Parameter yang menentukan pembentukan *Slant-stack gather* yaitu jumlah p *traces* (n_p), nilai p minimum (p_{min}), nilai p maksimum (p_{maks}), frekuensi maksimum dan *offset* maksimum. Menurut Yilmaz (2001), besarnya parameter pembentuk *slant-stack gather* pada gambar 2.23b antara lain n_p idealnya dipilih sebanding dengan jumlah x *trace* (n_x), nilai $p_{min} = 0$ dan nilai p_{maks} diatur hingga membentuk garis linear dengan kemiringan terbesar yang ada dalam data. Rekonstruksi dengan menggunakan parameter-parameter di atas akan menghasilkan sebuah hasil yang akurat (gambar 2.23c). Beberapa perbedaan terjadi antara spektra amplitudo 2D dari data *input*, panel (d), dan *gather* hasil rekonstruksi panel (e), dikarenakan p_{min} yang diatur menjadi nol (0).

Gambar 2.23f menunjukkan *slant-stack gather* dan gambar 2.23g menunjukkan *gather* rekonstruksi yang dihasilkan dengan mengatur $n_p = n_x/2$ tanpa mengubah nilai dari p_{min} dan p_{maks} . Keadaan tersebut disebut *undersampled* karena sumbu p tercuplik terlalu rendah. *Input gather* sama dengan panel (a). Hal yang perlu dicatat adalah *undersampling* di sepanjang sumbu p menghasilkan beberapa *noise* dalam *gather rekonstruksi* (ditandai dengan A pada gambar 2.23g). Keadaan yang sebaliknya (*oversampling*) ditunjukkan pada gambar 2.23h. Pada keadaan tersebut $n_p = 2n_x$ dan nilai p_{min} dan p_{maks} tetap. Peristiwa *oversampling* pada sumbu p tidak merugikan dan tidak meningkatkan kualitas *gather* hasil rekonstruksi berdasarkan gambar 2.23i.

Pada praktiknya, sering dijumpai ketidaktepatan dalam penentuan p_{min} dan p_{maks} . Parameter p_{maks} dipilih sesuai dengan kemiringan yang lebih besar daripada kemiringan yang ada dalam *gather input* (gambar 2.23j). Pada gambar tersebut $n_p = n_x$,

$p_{min} = 0$, p_{maks} dua kali lebih besar daripada nilai p_{maks} yang digunakan pada gambar 2.23b. Jadi, setengah dari *gather* p sebelah kanan (gambar 2.23j) tidak mengandung komponen kemiringan yang ada pada data *input* (gambar 2.23a). Bagian tersebut mengandung *noise* sebagai hasil dari pemotongan *event* dan pencuplikan di sepanjang garis yang termiringkan curam dengan nilai p di mana kemiringan yang dicuplik tidak terdapat dalam *offset* data. Hal ini menghasilkan *noise* pada *gather* rekonstruksi, ditandai dengan B pada gambar 2.23k.



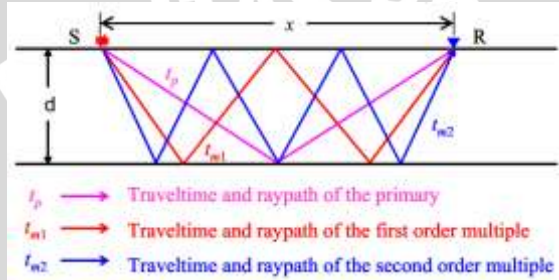
Gambar 2. 23 (a) *Gather input*, (b) *Slant-stack gather*, (c) rekonstruksi *offset gather*, (d) Spektrum $f - k$ dari panel (a), (e) Spektrum $f - k$ dari panel (c). Panel (f), (h), dan (j) adalah *slant-stack gather* yang didapatkan dari *gather input* (a) menggunakan nilai p dan jangkauan p yang berbeda. Sedangkan panel (g), (i) dan (k) adalah rekonstruksi dari mereka. *Input* (a) sama untuk semua kasus

2.8.5 Pereduksian Multipel dalam Domain $\tau - p$ (*Slant-stack*)

Teknik pereduksian multipel *slant-stack* berdasar pada prediksi dari suatu multipel. Alam dan Austin (1981) oleh Yilmaz tahun 2001 menyatakan bahwa aplikasi dekonvolusi prediktif dalam domain $\tau - p$ dapat digunakan untuk pereduksian multipel. Menurut Cao (2006) kekurangan dari dekonvolusi prediktif pada domain $t - x$ adalah multipel tidak bersifat periodik pada *non-zero offset*

trace meskipun dalam media yang terpisah oleh lapisan secara horizontal.

Alam & Austin (1981) dalam Cao tahun 2006 membuktikan bahwa pada domain $\tau - p$, karakter periodik yang dimiliki multipel tetap terjaga (*preserved*) untuk *trace non-zero offset*. Sebuah sinyal utama (primer), multipel orde pertama, dan multipel orde kedua dengan *offset* yang sama x pada gambar 2.24 menjelaskan tentang mengapa multipel tidak bersifat periodik pada domain $t - x$.



Gambar 2. 24 Multipel pada *offset* yang sama, tidak bersifat periodik dalam waktu perambatannya

Berdasarkan persamaan NMO (persamaan 2.42), persamaan dari masing-masing *traveltimes* adalah sebagai berikut.

$$t^2(x) = t_0^2 + x^2/v^2 \dots\dots\dots(2.42)$$

$$t_p = \sqrt{t_0^2 + (x/v)^2} \dots\dots\dots(2.43)$$

$$t_{m1} = 2\sqrt{t_0^2 + (x/2v)^2} \dots\dots\dots(2.44)$$

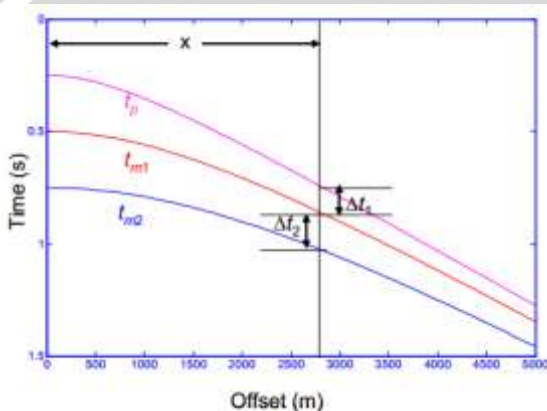
$$t_{m2} = 3\sqrt{t_0^2 + (x/3v)^2} \dots\dots\dots(2.45)$$

Kita dapat dengan mudah mendapatkan persamaan Δt_1 , interval antara multipel orde pertama dan primer, dan Δt_2 merupakan interval antara multipel orde kedua dan orde pertama sebagai berikut.

$$\Delta t_1 = 2\sqrt{t_0^2 + (x/2v)^2} - \sqrt{t_0^2 + (x/v)^2} \dots\dots\dots(2.46)$$

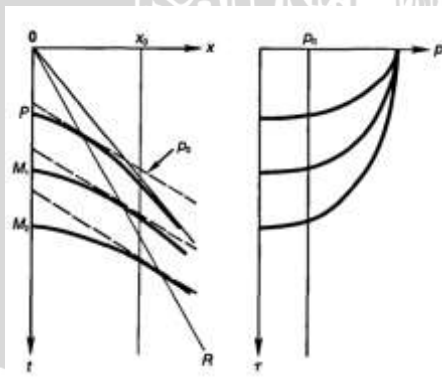
$$\Delta t_2 = 3\sqrt{t_0^2 + (x/3v)^2} - 2\sqrt{t_0^2 + (x/2v)^2} \dots\dots\dots(2.47)$$

Menurut persamaan di atas, dapat dilihat bahwa $\Delta t_1 \neq \Delta t_2$ pada *non-zero offset* (x). Hal tersebut mengindikasikan bahwa refleksi multipel tidak bersifat periodik pada *non-zero offset* tertentu dalam domain $x - t$. Pemodelan *traveltimes* dari primer dan multipel disajikan pada gambar 2.25, yang mana kita juga bisa mengetahui fitur atau bagian non-periodik dari multipel.



Gambar 2. 25 Sketsa dari sebuah CMP Gather untuk menggambarkan *traveltime* dari sinyal seismik (*event*) pada gambar 2.26 (Cao, 2006)

Gambar 2.26 menggambarkan sketsa *shot gather* dengan primer P (*water bottom reflection*) dan multipel M1 dan M2 dengan hubungannya pada *slant-stack gather*. Jarak waktu tiba multipel pada *offset* hanya sama jika $x = 0$ pada domain *time-offset*.



Gambar 2. 26 Perioditas multipel sepanjang *trace* yang radial dan menurun pada *p trace* (Yilmaz, 2001)

Pada Yilmaz tahun 2001, Tanner (1980) pertama kali memperkenalkan bahwa waktu tiba multipel sama sepanjang lintasan radial OR. Sebuah *trace* dapat digambarkan dengan pengambilan sampel sepanjang salah satu arah radial tersebut. Sudut perambatannya adalah konstan sepanjang *radial trace*. Sebuah *radial trace* dalam suatu medium lapisan disebut *Snell trace*. Dalam suatu medium lapisan, *Snell trace* kemungkinan tidak mengikuti lintasan lurus dalam gambar 2.26, ketika sudut perambatan berubah dalam batas lapisan menurut hukum Snell. Tanner (1980) mengaplikasikan dekonvolusi prediktif sepanjang *radial trace*. Hal yang perlu diketahui yakni magnitudo dari pemisahan waktu antar multipel berbeda pada *radial trace* yang satu dan lainnya (gambar 2.26). Namun, pemisahan waktu akan sama sepanjang tiap lintasan kemiringan yang dijumlahkan. Oleh karena itu, operator dekonvolusi prediktif dapat di desain dari *autocorrelogram* pada tiap *p trace* dan diaplikasikan untuk menekan multipel.

