

## BAB II

### DASAR TEORI

#### 2.1. Persamaan Gelombang Seismik

Bentuk umum persamaan gelombang dalam medium homogen dan isotropis dapat diperoleh dengan mendiferensialkan persamaan gerak benda masing-masing terhadap  $x$ ,  $y$ , dan  $z$  sehingga didapat :

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial^2}{\partial x^2} [\nabla \cdot \psi_x] + \mu \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi_x = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \psi_x \right] \quad 2.1$$

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial^2}{\partial y^2} [\nabla \cdot \psi_y] + \mu \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 \psi_y = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left[ \frac{\partial}{\partial y} \psi_y \right] \quad 2.2$$

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial^2}{\partial z^2} [\nabla \cdot \psi_z] + \mu \frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 \psi_z = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left[ \frac{\partial}{\partial z} \psi_z \right] \quad 2.3$$

*(Telford, dkk, 1976)*

Bila ketiga persamaan diatas dijumlahkan akan menghasilkan :

$$(\lambda + \mu) \nabla^2 \psi + \mu \nabla^2 \psi = \rho \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad 2.4$$

$$(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \psi = \rho \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad 2.5$$

dengan ;

$$\frac{\rho}{(\lambda + 2\mu)} = \frac{1}{v^2} \quad 2.6$$

dapat dituliskan sebagai berikut :

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad 2.7$$

dengan : v adalah kecepatan gelombang seismik

$\psi$  adalah fungsi medan gelombang

x,y,z adalah arah perambatan medan gelombang

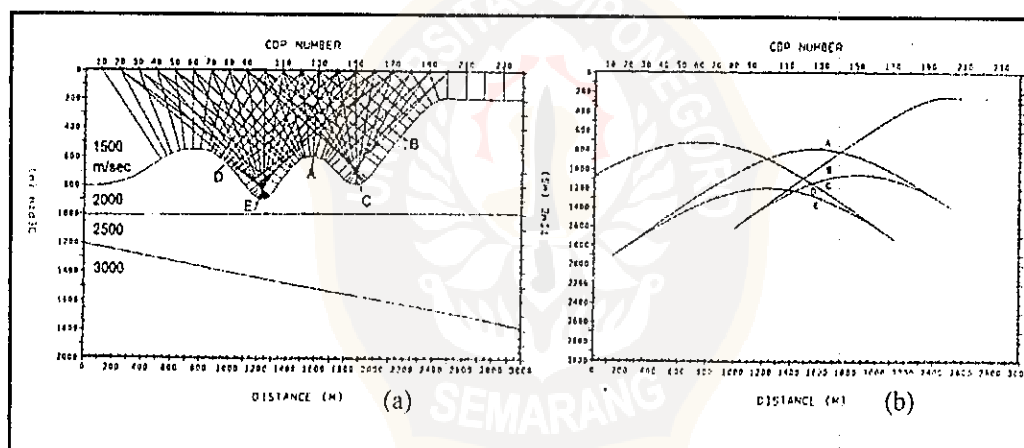
t adalah waktu penjalaran gelombang

Dari persamaan gelombang tersebut diatas maka metode migrasi dapat dibagi menjadi tiga yaitu pertama migrasi dengan *finite difference* (J. Clearbout, 1970), yang kedua migrasi dengan *kirchoff summation* (French, 1975; Schneider, 1978) dan yang ketiga migrasi dengan bilangan gelombang (Stolt, 1978; Gazdag, 1978). Prinsip dasar ketiga metoda tersebut adalah menyelesaikan persamaan gelombang diatas (Gurusinga, 1989).

## 2.2. Pengertian Migrasi

Migrasi merupakan tahap akhir yang dilakukan dalam pengolahan data seismik. Tujuan dilakukannya migrasi adalah untuk mengoreksi letak titik pantul dalam memindahkan reflektor miring pada kedudukan sebenarnya, menghilangkan efek difraksi gelombang yang muncul akibat adanya struktur struktur tertentu (patahan, lipatan), sementara bidang datar lainnya tetap pada posisinya. Pada pemrosesan data seismik migrasi adalah pemindahan semua peristiwa difraksi, pemantulan dan pembiasan yang berkaitan dengan penjalaran gelombang dalam medium ke posisi yang sebenarnya (Dobrin, 1980).

Data seismik yang diperlukan dalam pelaksanaan migrasi setelah *stack* adalah suatu penampang seismik hasil *stacking* yang didasarkan pada asumsi *zero offset*. Setelah *zero offset* maka posisi sumber dan penerima gelombang seismik akan berada di atas titik CDP yang sama. Dengan demikian gelombang akan berasal dari dan diterima di titik tersebut. Bentangan survei untuk akuisisi data seismik terdiri atas deretan penerima dan sumber yang memiliki interval tertentu akan menghasilkan sederetan lokasi titik-titik di penampang *zero offset*-nya. Bentuk lapisan bawah permukaan yang menjadi reflektor akan mempengaruhi waktu tempuh gelombang datang normal terhadapnya yang diterima oleh penerima. (Yilmaz, 1987)

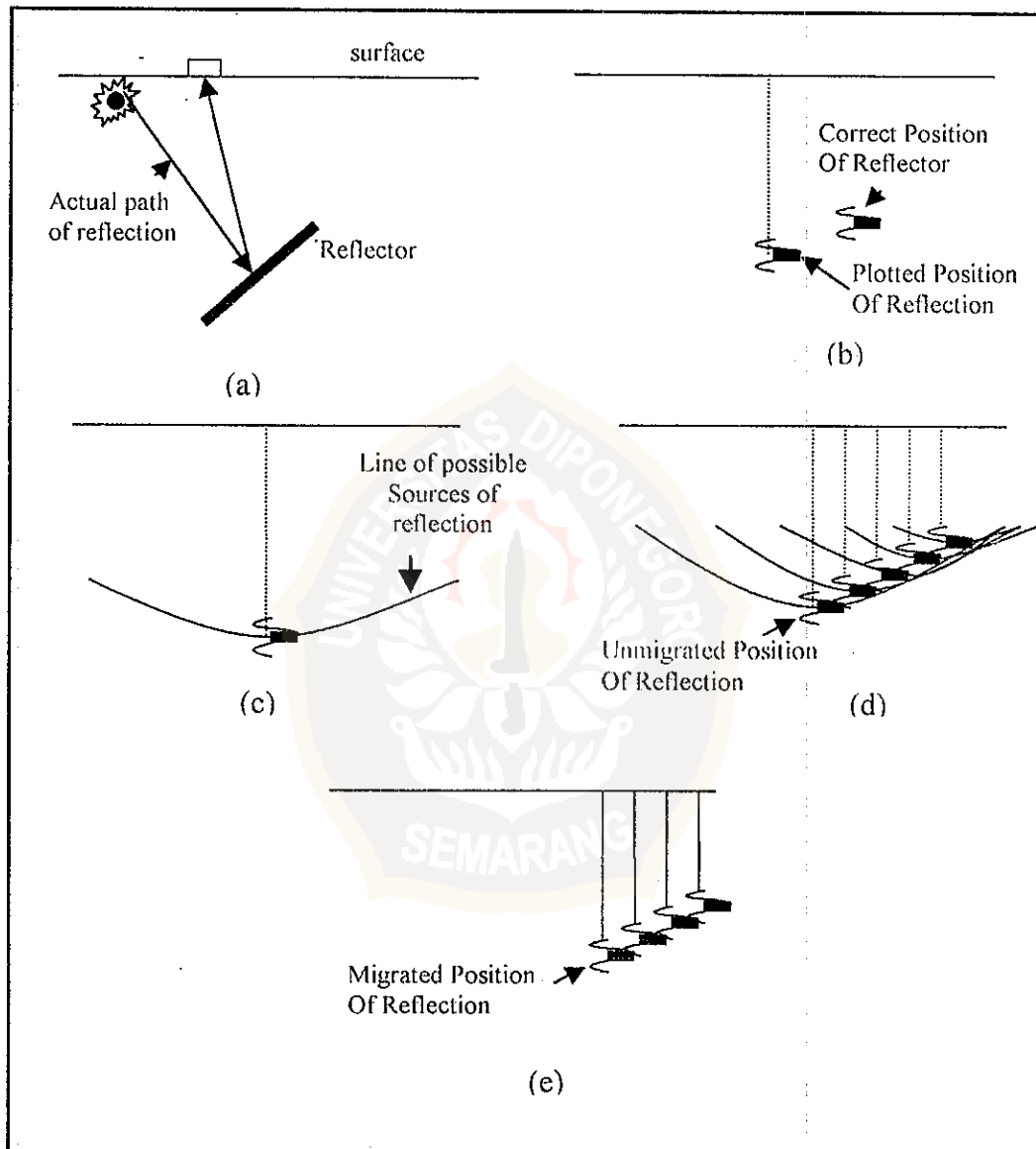


Gambar 2.1 (a) Model lapisan bawah permukaan, (b) Respon *zero offset* di peroleh dari kedatangan jejak sinar tegak lurus, (Yilmaz, 1987)

Secara geometris fenomena tersebut dapat dijelaskan melalui gambar 2.1. Reflektor yang berbentuk sinklin dan antiklin menjadi target pemantulan gelombang datang normal. Bila ditinjau terhadap satu CDP yakni CDP 130 maka terdapat lima gelombang datang normal yang diterimanya. Gelombang datang normal di posisi A akan diplotkan waktu tempuhnya terhadap skala waktu di titik

A. Gelombang datang B akan diplotkan oleh CDP 130 tersebut di titik B, demikian pula untuk gelombang datang C, D dan E. CDP-CDP lainnya juga mengalami hal yang sama sebagaimana CDP 130. Variasi bentuk reflektor akan menghasilkan respon *zero offset* seperti pada gambar 2.1 (b) (Yilmaz, 1987).

Secara geometri proses migrasi dapat di gambarkan sebagai berikut



Gambar 2.2. Prinsip dasar migrasi secara geometri  
(Anonim, 2000)

- a. Penampang seismik yang sebenarnya pada suatu bidang miring.
- b. Kesalahan yang ditimbulkan ketika memplot reflektor dibawah titik pengamatan.
- c. Menempatkan reflektor pada lingkaran disekitar sumber.
- d. Melakukan hal yang sama pada semua *trace* untuk CDP2, CDP3, dan lain-lain.
- e. Kelihatan jika refleksi tergeser kepada posisi sebenarnya.

### 2.3. Jenis-Jenis Migrasi (*Gurusinga, 1989*)

Dalam perkembangannya proses migrasi data seismik dapat dibagi menjadi dua yaitu migrasi dengan *diffraction stack* dan migrasi dengan persamaan gelombang. Migrasi yang pertama didasari oleh prinsip Huygens yang menganggap gelombang menjalar dalam medium berbentuk muka gelombang yaitu tempat dan kedudukan gelombang yang mempunyai energi yang sama besarnya. Anggapan yang lain yaitu bidang batas dua media yang berbeda sifatnya dapat didekati sebagai kumpulan sederetan titik-titik pemantul. Sebagai akibatnya peristiwa difraksi akan terjadi ketika gelombang yang menjalar dalam satu medium mengenai bidang batas dengan medium lain.

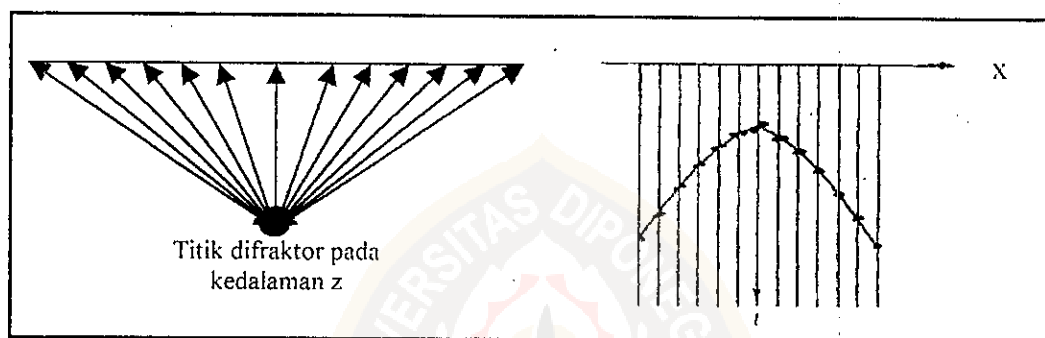
Untuk medium homogen isotropis penjalaran gelombang yang terdifraksi ke permukaan akan memenuhi persamaan dibawah ini.

$$T^2 = \frac{X^2 + Z^2}{V^2} \quad 2.8$$

Bila harga Z tetap dan X berubah maka persamaan diatas akan menjadi persamaan berikut ini.

$$T^2 - \frac{X^2}{V^2} = \text{konstan} \quad 2.9$$

Melihat bentuknya persamaan diatas merupakan suatu persamaan hiperbola yang menyatakan suatu lintasan gelombang terdifraksi. Sebagai akibatnya, hasil perekaman terhadap gelombang yang terdifraksi di permukaan tanah dengan interval geophone yang tetap akan menghasilkan seismogram dengan kurva berbentuk hiperbola seperti digambarkan pada gambar dibawah ini.



Gambar 2.3. (a) Model suatu titik difraktor, (b) Seismogram dengan kurva berbentuk hiperbola (Yilmaz, 1987)

Bila peristiwa difraksi merupakan kerja dari suatu operator yang menghasilkan rekaman berbentuk hiperbola, maka migrasi *diffraction stack* adalah kerja suatu operator yang memindahkan bentuk hiperbola ke titik difraktor. Dapat pula dikatakan migrasi dalam hal ini merupakan operator baru yang prinsip kerjanya sebagai invers operator difraksi.

Migrasi dengan persamaan gelombang pada dasarnya adalah menyelesaikan persamaan gelombang dibawah ini.

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad 2.10$$

Ada tiga metode proses migrasi yang didasarkan pada penyelesaian persamaan gelombang yaitu:

(a) Metode beda hingga

Pada metode ini migrasi adalah suatu algoritma yang dipakai untuk menyelesaikan persamaan gelombang secara diskrit. Metode ini berorientasi pada perhitungan secara numeris dan tidak berhubungan langsung terhadap metode *diffraction stack*.

(b) Metode penjumlahan Khirchhoff

Metode ini menggunakan suatu operator yang menyelesaikan persamaan gelombang dalam medium homogen secara diskrit.

(c) Metode bilangan gelombang

Pada metode ini proses migrasi berlangsung dalam ruang frekuensi dan bilangan gelombang. Operator migrasi dihasilkan dari transformasi fourier terhadap operasi penjumlahan kirchhoff

#### 2.4. Migrasi Dengan Metode Beda Hingga

Konsep yang mendasari migrasi metode beda hingga adalah kontinuitas ke bawah medan gelombang seismik. Proses migrasi metode beda hingga memanfaatkan pemecahan persamaan gelombang dengan menggunakan metode beda hingga. Persamaan gelombang skalar untuk dua dimensi dapat dituliskan sebagai berikut :

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad 2.11$$

Medan gelombang seismik yang terekam di permukaan bumi adalah  $\psi(x,0,t)$ , dan medan gelombang seismik yang dipantulkan adalah  $\psi(x,z,0)$ . Untuk menentukan apa yang direkam oleh geophone jika di pendam pada kedalaman tertentu maka medan gelombang seismik tersebut harus di kontinuasikan ke bawah. Gelombang seismik dikontinuasikan kebawah secara bertahap, cara yang paling efektif adalah geophone diturunkan kebawah secara bertahap kedalam bumi. Pada masing-masing kedalaman geophone diharapkan akan diperoleh gambaran reflektor yang berada tepat dibawah geophone.

Jika dianggap  $t$  adalah waktu tempuh searah (setengah waktu kedatangan untuk data sumber-penerima yang berada pada tempat yang sama). Gelombang bidang yang merambat permukaan dengan sudut  $\theta$  dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$\psi(x, z, t) = A \exp \left[ j\omega \left\{ t - (x/v)\sin\theta - (z/v)\cos\theta \right\} \right] \quad 2.12$$

Jika di batasi  $\theta$  adalah sudut yang kecil, maka harga  $\sin\theta$  dapat didekati dengan  $\sin\theta \approx \theta$  dan  $\cos\theta \approx (1 - 1/2 \theta^2)$ , sehingga persamaan 2.12 menjadi

$$\psi(x, z, t) = A \exp \left[ j\omega \left\{ t - \frac{x\theta}{v} - \frac{z}{v} + \frac{z\theta^2}{2v} \right\} \right] \quad 2.13$$

Sekarang di definisikan skala waktu yang baru yaitu :  $t^* = t - z/v$ . perubahan ini berarti bahwa sistem koordinat secara efektif mengikuti muka gelombang yang datang. Sehingga diperoleh persamaan gelombang dalam  $t^*$  sebagai berikut :

$$\psi^*(x, z, t^*) = A \exp \left[ j\omega \left\{ t^* - \frac{x\theta}{v} - \frac{z}{v} + \frac{z\theta^2}{2v} \right\} \right] \quad 2.14$$



dan :

$$\begin{aligned}\frac{\partial \psi}{\partial t} &= \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} \frac{\partial t^*}{\partial t} = \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} ; \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial t^{*2}} \\ \frac{\partial \psi}{\partial x} &= \frac{\partial \psi^*}{\partial x} ; \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} \\ \frac{\partial \psi}{\partial z} &= \frac{\partial \psi^*}{\partial z} + \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} \frac{\partial t^*}{\partial z} = \frac{\partial \psi^*}{\partial z} - \frac{1}{v} \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} \\ \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} &= \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z^2} - \frac{2}{v} \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} + \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial t^{*2}}\end{aligned}\quad 2.15$$

Substitusi ke persamaan gelombang 2.11 memberikan persamaan gelombang baru

$$\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z^2} - \left(\frac{2}{v}\right) \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} = 0 \quad 2.16$$

Untuk gelombang yang merambat mendekati vertikal perubahan pada  $\psi^*$  terhadap  $z$  adalah kecil, sehingga  $\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z^2}$  bisa diabaikan. Hal ini di sebut pendekatan 15°. (Claerbout, 1985)

Fungsi gelombang  $\psi^*$  merupakan bentangan tiga dimensi (gambar 2.4), yang mempunyai nilai interval diskrit pada  $\Delta x$ ,  $\Delta z$ ,  $\Delta t^*$ , bidang  $z = 0$  merupakan penampang waktu belum termigrasi dan bidang diagonal  $t = t^* - z/v$  mewakili penampang waktu termigrasi. Turunan dapat didekati dengan menggunakan metode beda hingga sebagai berikut :

$$\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} \approx \frac{\psi^*(x, z, t^*) - 2\psi^*(x - \Delta x, z, t^*) + \psi^*(x - 2\Delta x, z, t^*)}{\Delta x^2}$$

$$\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} \approx \frac{\psi^*(x, z, t^*) - \psi^*(x, z - \Delta z, t^*) - \psi^*(x, z, t^* - \Delta t^*) + \psi^*(x, z - \Delta z, t^* - \Delta t^*)}{\Delta z \Delta t^*}$$

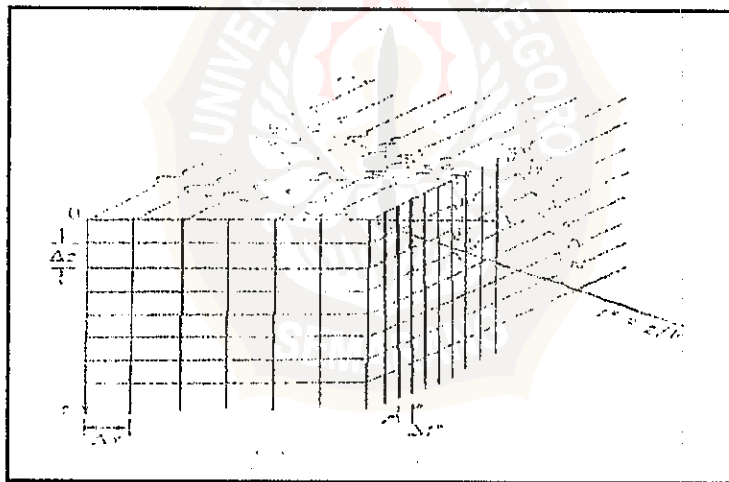
Persamaan 2.16 sekarang menjadi :

$$\psi^*(x, z, t^*) = \frac{\Delta z \Delta t^* \Delta x^*}{2\Delta z^2 - v\Delta z \Delta t^*} \left\{ \frac{\psi^*(x, z - \Delta z, t^*)}{\Delta z \Delta t^*} + \frac{\psi^*(x, z, t^* - \Delta t^*)}{\Delta z \Delta t^*} - \frac{v\psi^*(x - \Delta x, z, t^*)}{\Delta x^2} \right. \\ \left. - \frac{\psi^*(x, z - \Delta z, t^* - \Delta t^*)}{\Delta z \Delta t^*} + \frac{v\psi^*(x - 2\Delta x, z, t^*)}{2\Delta x^2} \right\} \quad 2.17$$

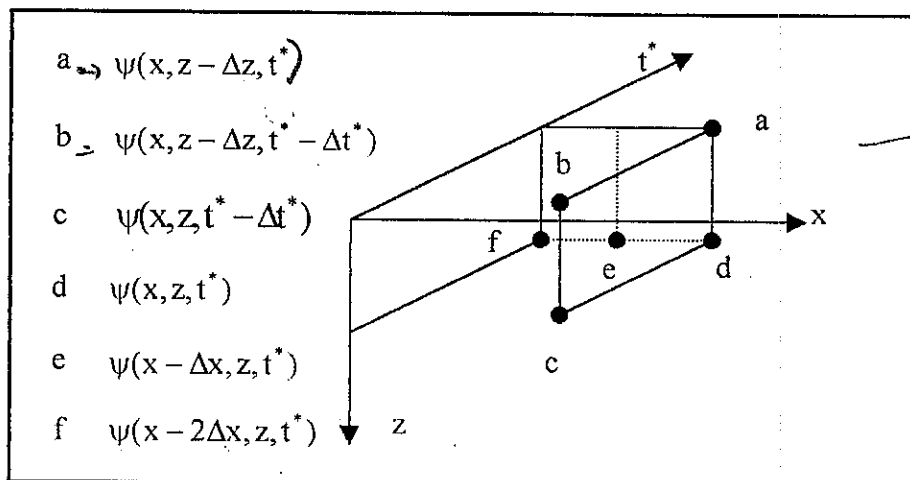
(Sheriff, 1982)

Hubungan antara enam elemen dari bentangan  $\psi^*$  seperti ditunjukkan pada gambar 2.4, adalah sebagai berikut ;

$$\psi^*(x, z, t^*) = a_1 \psi^*(x, z - \Delta z, t^*) + a_2 \psi^*(x, z, t^* - \Delta t^*) + a_3 \psi^*(x, z - \Delta z, t^* - \Delta t^*) \\ + v \{ a_4 \psi^*(x - \Delta x, z, t^*) + a_5 \psi^*(x - 2\Delta x, z, t^*) \} \quad 2.18$$



Gambar 2.4. hubungan antar elemen dalam ruang  $x, z, t^*$ , trace seismik di permukaan atas  $z = 0$  menunjukkan penampang yang tak termigrasi, yang dilapisan berikutnya menunjukkan apa yang akan direkam geophone yang dipendam dikedalaman  $z$ , (Sheriff, 1982)



Gambar 2.5 Elemen yang dimasukkan ke perhitungan domain waktu dari  $\psi(x, z, t^*)$ , (Sheriff, 1982)

Terdapat banyak alternatif untuk pendekatan penurunan yang bisa dilakukan pada metode-metode sebelumnya. Satu di antaranya adalah melalui transformasi Fourier terhadap sumbu  $x$  :

$$\psi^*(x, z, t^*) \leftrightarrow \Psi_x^*(k_x, z, t^*) \quad 2.19$$

Dengan demikian pers. (2.16) menjadi :

$$k_x^2 \Psi_x^* - (2/V) \frac{\partial^2 \Psi_x^*}{\partial z \partial t^*} = 0 \quad 2.20$$

Diasumsikan kita mempunyai tabel nilai  $\Psi_x^*$  untuk nilai diskrit  $z, t^*$  seperti terlihat pada gambar 2.6, dianggap bagian tabel yang ditengah-tengah bernilai antara A, B, C, D. Nilai pendekatan  $\Psi_x^*$  pada titik tersebut adalah

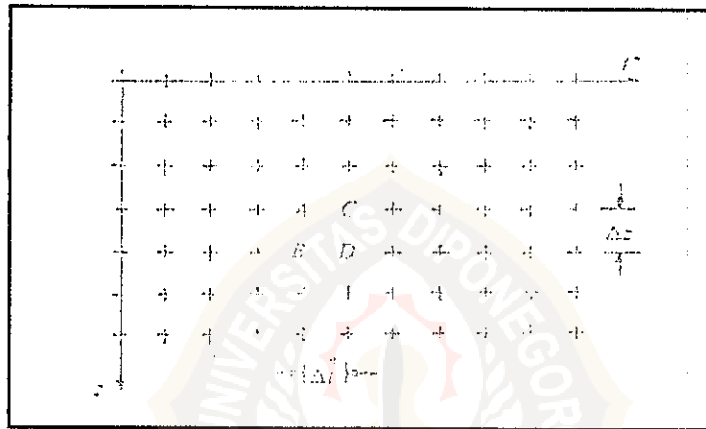
$\frac{1}{4}(A + B + C + D)$ . Bentuk  $\frac{\partial^2 \Psi_x^*}{\partial z \partial t^*}$  dapat didekati dengan persamaan berikut :

$$\left( \frac{D-C}{\Delta z} - \frac{B-A}{\Delta z} \right) \frac{1}{\Delta t^*} = \frac{A-B-C+D}{\Delta z \Delta t^*} \quad 2.21$$

Pers. 2.20 lalu bisa dituliskan menjadi :

$$\varepsilon \begin{vmatrix} 1 & 1 \\ 1 & 1 \end{vmatrix} - \begin{vmatrix} 1 & -1 \\ -1 & 1 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \varepsilon - 1 & \varepsilon + 1 \\ \varepsilon + 1 & \varepsilon - 1 \end{vmatrix} = 0 \quad 2.22$$

Dimana  $\varepsilon = \frac{1}{8} V_{K_x}^2 \Delta z \Delta t^*$ . Ke empat kotak kompartemen berada pada tabel nilai  $\psi_N^*$  dan masing-masing dikalikan dengan faktor  $(\varepsilon \pm 1)$  dan jumlahnya dianggap sama dengan nol. Jika diketahui 3 dari 4 nilai tersebut maka dapat di hitung nilai yang ke empat.



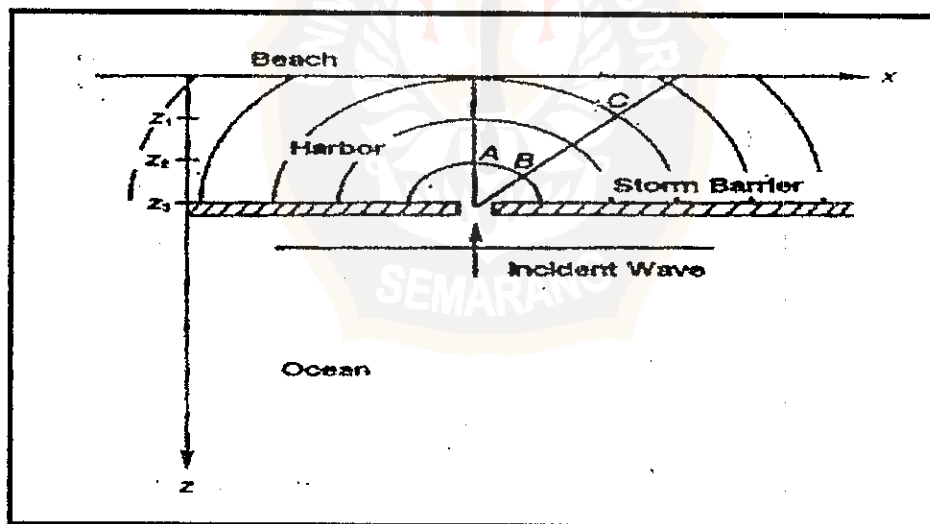
Gambar 2.6. Tabel nilai untuk  $\psi_N^*(z, t^*)$

Bagian atas dari gambar 2.4 adalah penampang waktu yang belum di migrasi diamati di permukaan bumi, yang memberikan dasar perhitungan penampang waktu yang akan diamati pada  $z = \Delta z$ , dan seterusnya. Dalam kontinuitas medan gelombang dari  $z = z_1$  ke  $z = z_1 + \Delta z$  di gunakan kecepatan lapisan antara  $z_1$  dan  $z_1 + \Delta z$  dengan demikian migrasi dengan metode beda hingga dapat mengakomodasi variasi kecepatan vertikal cukup mudah dan langsung dalam domain waktu

## 2.5. Konsep fisis metode migrasi beda hingga

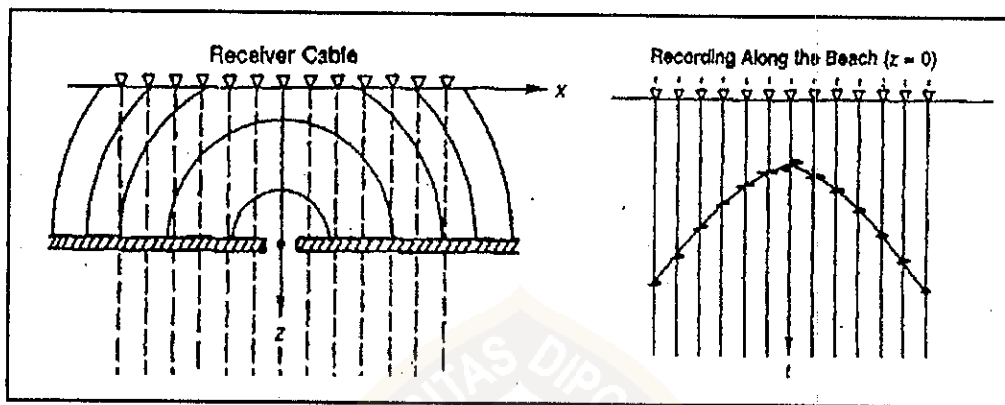
Secara konsep fisika, metode migrasi yang digunakan berdasarkan prinsip Huygens, yang menyatakan bahwa setiap titik yang dilalui oleh gelombang dalam media isotropi dan homogen akan merupakan sumber getaran yang baru dan muka gelombang, pada suatu saat akan membentuk muka gelombang selanjutnya, yang terjadi akibat sumber-sumber gelombang baru tadi. Hal ini berlaku baik pada pembiasan maupun pada pemantulan. (Yilmaz, 1987)

Untuk menggambarkan konsep fisis migrasi dengan metode beda hingga, dimisalkan sebuah pelabuhan yang dilindungi oleh suatu penghalang badai dengan celah kecil di tengahnya, celah ini dianggap sebagai titik reflektor yang memancarkan gelombang ke atas dengan muka gelombang berbentuk setengah lingkaran (hiperbola) seperti ditunjukkan pada gambar 2.8



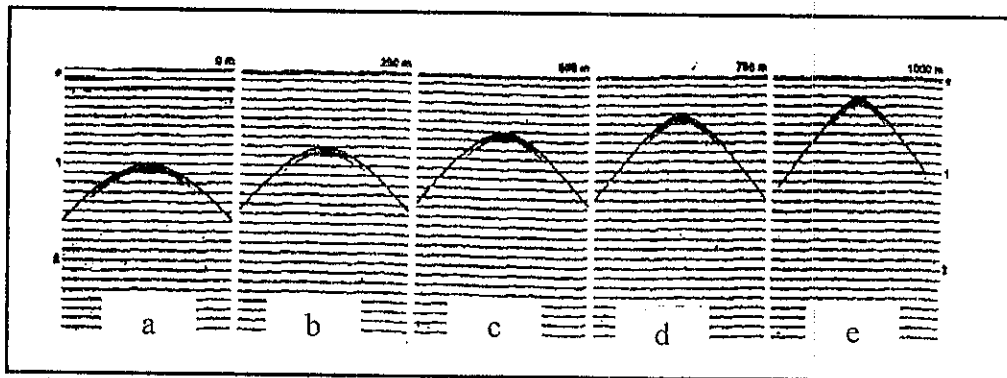
Gambar 2.7. model sebuah pelabuhan dengan penghalang badai bercelah kecil didalamnya, celah pada penghalang berlaku sebagai *huygens secondary source* yang menimbulkan muka gelombang berbentuk setengah lingkaran (Yilmaz, 1987)

Jika gelombang datang sejajar penghalang, maka celah akan menjadi suatu sumber gelombang yang menjalar kepantai berbentuk setengah lingkaran (hiperbola). Maka celah ini bertindak sebagai *Huygens secondary source*, apabila dibentangkan penerima gelombang (*receiver*) sepanjang pantai maka akan diperoleh rekaman berupa kurva difraksi hiperbola (gambar 2.7).



Gambar 2.8. Rekaman gelombang yang dibangkitkan oleh celah penghalang (Yilmaz, 1987)

Jika diasumsikan penghalang berjarak 1250 m dari pantai, dan perekaman dilakukan pada jarak 0 m dari pantai hasil perekaman tersebut ditunjukkan pada gambar 2.9a, perekaman selanjutnya dilakukan pada jarak 250 m dari pantai hasil perekamannya ditunjukkan pada gambar 2.9b, perekaman selanjutnya dilakukan pada jarak 500, 750, dan 1000 meter dari pantai secara berturut-turut, hasil perekaman ditunjukkan oleh gambar 2.9c, 2.9d, dan 2.9e. Semua hasil rekaman berbentuk tersebut kurva hiperbola dimana semakin dekat dengan penghalang puncak hiperbola semakin dekat dengan titik  $t=0$  (titik reflektor). Perekaman dihentikan ketika penerima berada pada jarak 1250 meter atau berada pada penghalang yaitu pada waktu  $t=0$  hal ini disebut *imaging principle*. (Yilmaz, 1987)

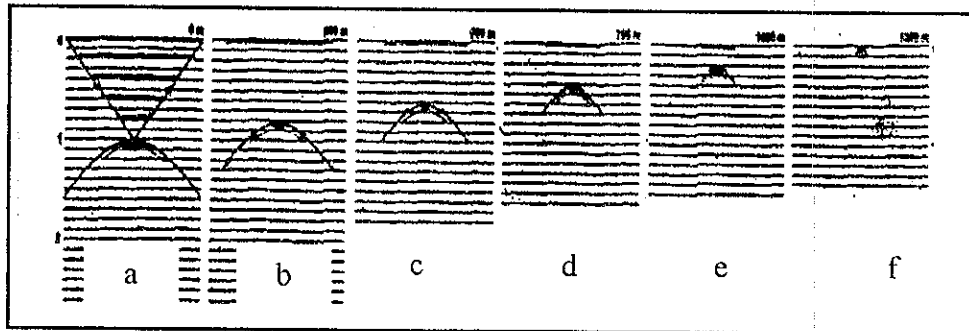


Gambar 2.9. Pemindahan jarak perekaman dari pantai mendekati penghalang pada interval diskrit sejajar garis pantai. Angka pada bagian atas menunjukkan jarak kabel penerima dari garis pantai. (Yilmaz,1987)

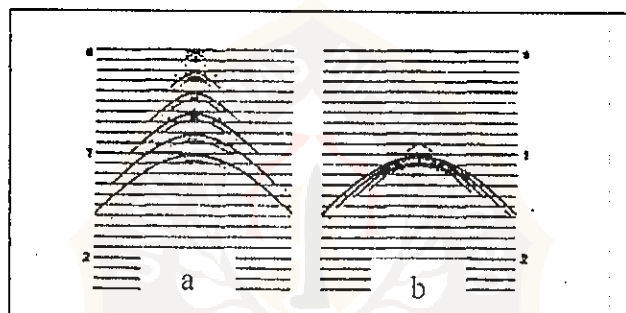
Pemindahan penerima dari pantai keair mendekati penghalang dianalogikan sama dengan memindahkan penerima dari permukaan bumi turun kedalam bumi mendekati reflektor, dan celah pada penghalang sama dengan titik pada bidang lapisan (titik difraktor) yang menghasilkan rekaman berbentuk hiperbola. Kontinuasi kebawah medan gelombang yang di permukaan dapat ditinjau sama dengan menurunkan penerima kedalam bumi. Kontinuasi medan gelombang yang terekam dipermukaan dengan kedalaman berbeda-beda ditunjukkan oleh gambar 2.10. Hasil akhir dari proses tersebut ditunjukkan oleh gambar 2.10f merupakan penampang termigrasi dimana hanya terdapat satu kedatangan pada titiuk  $t = 0$ .

Untuk menghubungkan perekaman yang dilakukan pada kedalaman berbeda maka penampang waktu pada gambar 2.10 dapat di lapiskan keatas seperti ditunjukkan pada gambar 2.11a. untuk menghilangkan efek translasi puncak hiperbola dibuat berada pada satu titik, secara matematis hal ini berarti sumbu  $t$

digantikan dengan sumbu  $t'$  (*retarded time axis*)  $= t - z/v$  seperti ditunjukkan gambar 2.11b



Gambar 2.10. Kontinuasi kebawah penerima pada interval kedalaman diskrit, angka pada bagian atas menunjukan jarak kabel penerima dari permukaan.



Gambar 2.11 (a) Superposisi dari penampang waktu pada gambar 2.11. (b) penghilangan efek translasional dengan perlambatan untuk menempatkan puncak hiperbola berada pada satu titik. (Yilmaz, 1987)

SEMARANG



## 2.6. Pengolahan Data Seismik

Pengolahan data seismik merupakan salah satu proses dari metode seismik sendiri yang sangat menentukan karena unsur ini menjembatani hubungan antara akuisisi data seismik dan interpretasi data dalam metode geofisika khususnya seismik refleksi. Informasi yang maksimal dengan pemakaian parameter yang tepat sangat diperlukan dalam pengolahan data seismik yang optimal dapat membantu menginterpretasi data yang baik.

Pengolahan data seismik bertujuan memperbaiki S/N rasio. Hal ini berarti semua *noise* yang mengganggu atau menyelubungi informasi refleksi sedapat mungkin diredam dan sebaliknya semua informasi refleksi dipertahankan dan bahkan diperkaya (spektrum/amplitudo-nya) dan dikoreksi (spektrum fasenya), sehingga akan diperoleh penampang seismik yang benar. Pengolahan ini dilakukan dengan beberapa tahap proses yang merupakan suatu kesatuan yang satu sama lain saling mendukung. Tahapan pengolahan data seismik dapat digambarkan dalam diagram pada gambar 2.12

Dalam proses migrasi beda hingga data yang digunakan sebagai masukan adalah penampang waktu 2D *zero offset* yang belum dimigrasi (*unmigrated*), yang disimbolkan dengan  $\psi(x,t,\tau = T_{mulai})$ . Dengan  $x$  adalah sumbu horisontal,  $t$  adalah sumbu waktu perekaman dan  $\tau$  adalah waktu yang telah di hitung, sumbu ini menghubungkan konversi waktu terhadap kedalaman bawah permukaan menggunakan kecepatan yang diberikan oleh pengolah data. Setelah data dimasukan kemudian dimulai tahap berikutnya yaitu perhitungan, tahap ini dapat dipisahkan kedalam dua bagian yaitu:

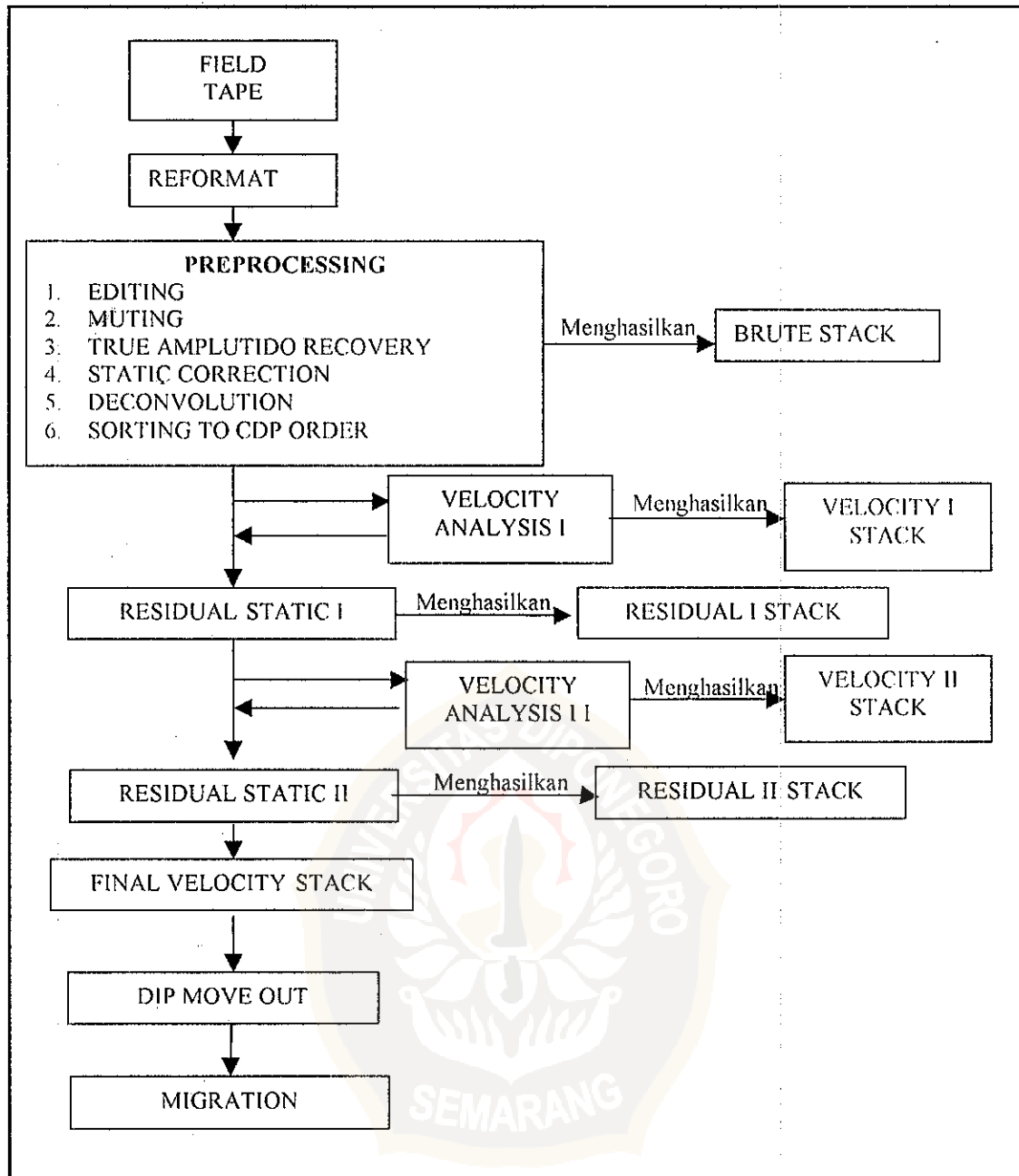
- a) Ekstrapolasi data dalam domain waktu (sepanjang sumbu  $\tau$ ) dengan iterasi berturut-turut pada interval konstan (TAU), dari  $T_{start}$  sampai  $T_{stop}$ .  $T_{start}$  adalah waktu dimana data telah direkam atau waktu dimana migrasi dimulai dan  $T_{stop}$  adalah sumbu waktu maksimum dari penampang yang akan dimigrasi.

$$\psi(x, t, \tau = T_{mulai}) \longrightarrow \psi(x, t, \tau = T_{stop})$$

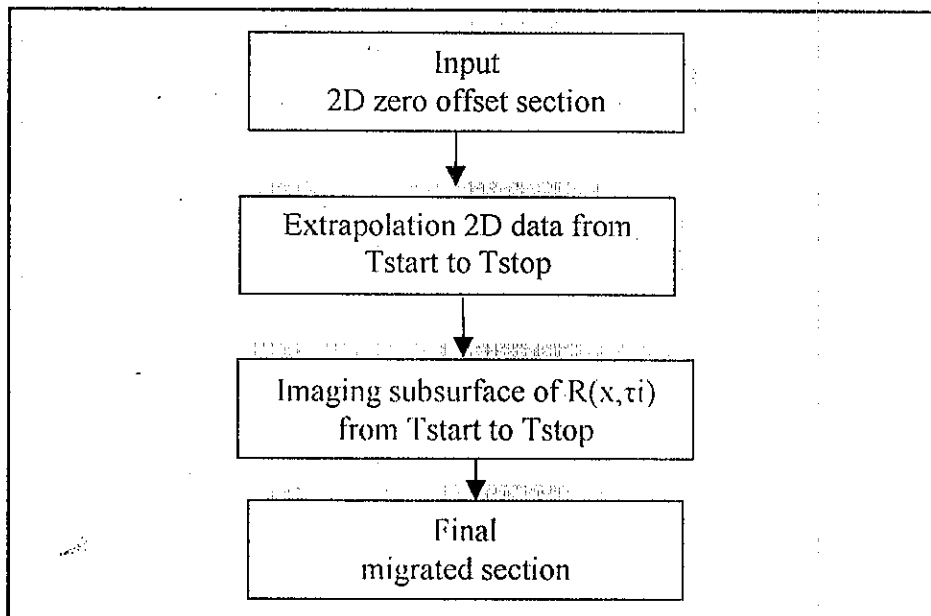
data yang telah diekstrapolasi ini disebut penampang termigrasi parsial dalam waktu  $\tau_i$ .

- b) Diantara masing-masing iterasi dalam proses ekstrapolasi data 2D dalam domain waktu dibuat gambaran bawah permukaan  $R(x, \tau_i)$ , dari penampang termigrasi parsial dalam waktu  $\psi(z, t, \tau_i)$ , penampang termigrasi diperoleh dengan mengambil data yang sudah diekstrapolasi pada waktu  $t=0$ ,  $\psi(z, t = 0, \tau_i)$ . Proses penggambaran bawah permukaan ini berlangsung terus-menerus dari  $R(x, T_{start})$  sampai dengan  $R(x, T_{stop})$ . Sehingga diperoleh penampang migrasi yang sudah termigrasi. (*geodata processing elmusa main center, 2000*)

Secara skematis proses migrasi beda hingga dalam pengolahan data seismik dapat dilihat pada gambar 2.13.



Gambar 2.11. Diagram tahapan pengolahan data seismik  
(Anonim, 2000)



Gambar 2.13. Diagram proses migrasi beda hiingga  
(Anonim, 2000)

