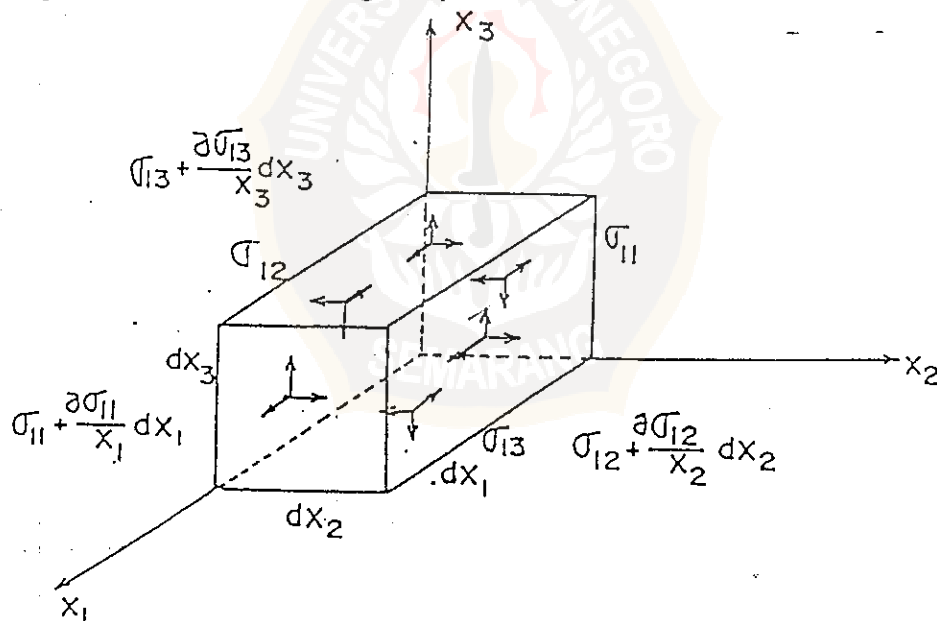


## BAB II DASAR TEORI

### 2.1 Penjalaran Gelombang Seismik

Gelombang yang menjadi perhatian dalam eksplorasi seismik ialah gelombang P (*primary*) yaitu suatu jenis gelombang yang bersifat kompresi, memiliki pergerakan yang searah dengan arah rambatnya (longitudinal) dan irrotasional, sedangkan gelombang S (*shear*) dan gelombang lainnya seperti gelombang permukaan (*groundroll*) dianggap sebagai bising atau *noise* yang mengganggu.

Berikut ini adalah gambar sebuah paralelepiped tegak lurus yang volumenya adalah  $dx_1 dx_2 dx_3$  dengan rapat massa  $\rho$ .



Gambar 2.1 Sebuah paralelepiped tegak lurus pada arah  $x_1$ ,  $x_2$  dan  $x_3$  (Dobrin 1988)

Pada gambar di atas terlihat perangkat tegangan (stresses) yang bekerja pada arah  $x_1$ , pada setiap sisi dari paralelepiped tegak lurus, dengan tegangan pada sisi

belakang bertambah sebesar  $(\partial/\partial r) \delta r$  dari sisi depan. Gaya total pada arah  $x_1$  menjadi:

$$\left\{ \sigma_{11} + \frac{\partial \sigma_{11}}{\partial x_1} dx_1 \right\} dx_2 dx_3 - \sigma_{11} dx_2 dx_3 + \left\{ \sigma_{12} + \frac{\partial \sigma_{12}}{\partial x_2} dx_2 \right\} dx_1 dx_3 - \sigma_{12} dx_1 dx_3 + \left\{ \sigma_{13} + \frac{\partial \sigma_{13}}{\partial x_3} dx_3 \right\} dx_1 dx_2 - \sigma_{13} dx_1 dx_2 = \left\{ \frac{\partial \sigma_{11}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{12}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{13}}{\partial x_3} \right\} dx_1 dx_2 dx_3 \quad (2.1)$$

Jika  $u$  ( $u_1, u_2, u_3$ ) adalah simpangan partikel benda pada arah  $x_1, x_2,$  dan  $x_3,$  sementara  $X, Y,$  dan  $Z$  adalah komponen gaya dalam (*body force*) per satuan massa, maka dari hukum kedua Newton, dalam arah  $x$  diperoleh:

$$\rho \frac{d^2 u_1}{dt^2} = \frac{\partial \sigma_{11}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{12}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{13}}{\partial x_3} + \rho X \quad (2.2)$$

Dengan cara yang sama untuk arah  $y$  dan  $z$  diperoleh:

$$\rho \frac{d^2 u_2}{dt^2} = \frac{\partial \sigma_{21}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{22}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{23}}{\partial x_3} + \rho Y \quad (2.3)$$

$$\rho \frac{d^2 u_3}{dt^2} = \frac{\partial \sigma_{31}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{32}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{33}}{\partial x_3} + \rho Z$$

Dalam penjalaran gelombang elastis, gaya dalam seperti gaya gravitasi, biasanya dapat diabaikan. Selanjutnya untuk perpindahan yang kecil, demikian juga kecepataannya, diferensial  $d/dt$  dapat diganti dengan  $\partial/\partial t$  sehingga persamaan-persamaan di atas berubah menjadi:

$$\rho \frac{d^2 u_1}{dt^2} = \frac{\partial \sigma_{11}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{12}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{13}}{\partial x_3}$$

$$\rho \frac{d^2 u_2}{dt^2} = \frac{\partial \sigma_{21}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{22}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{23}}{\partial x_3} \quad (2.4)$$

$$\rho \frac{d^2 u_3}{dt^2} = \frac{\partial \sigma_{31}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{32}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{33}}{\partial x_3}$$

Untuk padatan yang isotropis, kita dapat mengganti komponen-komponen stress dalam ungkapan perpindahan (*displacement*) melalui hubungan persamaan Hooke.

$$\begin{aligned}\sigma_{ij} &= \lambda\Theta\delta_{ij} + 2\mu\epsilon_{ij} \\ \Theta &= \nabla \cdot U = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3}\end{aligned}\quad i, j = 1, 2, 3 \quad (2.5)$$

Sementara itu untuk padatan yang homogen, koefisien  $\lambda$  dan  $\mu$  merupakan tetapan, tidak bergantung pada  $x_1$ ,  $x_2$ , dan  $x_3$ . Untuk perpindahan dalam arah  $x_1$ , dapat ditulis:

$$\rho \frac{\partial^2 u_1}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x_1} \left[ \lambda\Theta + 2\mu \frac{\partial u_1}{\partial x_1} \right] + \frac{\partial}{\partial x_2} \left\{ \mu \left[ \frac{\partial^2 u_2}{\partial x_1} + \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_2} \right] \right\} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left\{ \mu \left[ \frac{\partial^2 u_3}{\partial x_1} + \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_3} \right] \right\} \quad (2.6)$$

Atau secara lebih sederhana

$$\rho \frac{\partial^2 u_1}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial x_1} + \mu \nabla^2 u_1 \quad (2.7)$$

Dengan cara yang sama untuk arah-arah lainnya

$$\begin{aligned}\rho \frac{\partial^2 u_2}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial x_2} + \mu \nabla^2 u_2 \\ \rho \frac{\partial^2 u_3}{\partial t^2} &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial x_3} + \mu \nabla^2 u_3\end{aligned} \quad (2.8)$$

Kita akan gabungan persamaan-persamaan di atas dalam bentuk vektor dengan mengingat bahwa:

$$\Theta = \nabla \cdot U = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \quad (2.9)$$

maka dapat dituliskan:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla \Theta + \mu \nabla^2 u \quad (2.10)$$

Dengan mengoperasikan kedua sisi dengan divergensinya, maka diperoleh:

$$\rho \frac{\partial^2 \Theta}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 \Theta \quad (2.11)$$

yang merupakan suatu persamaan gelombang, yang mendefinisikan penjaran dilatasi cubikal dengan kecepatan:

$$\alpha = \left[ \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right]^{1/2} \quad (2.12)$$

Hal ini dapat ditaksirkan sebagai bukti bahwa gelombang tekan yang bergerak dengan kecepatan  $\alpha$  dapat menjalar pada sebarang padatan isotropis. Di lain pihak jika kita operasikan persamaan (2.10) dengan operator curl ( $\nabla \times$ ) maka dari aljabar vektor diketahui:

$$\nabla \times (\nabla \Theta) = 0 \quad (2.13)$$

Sehingga persamaan (2.10) menjadi:

$$\frac{\partial^2 (\nabla \times u)}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \times u) \quad (2.14)$$

Persamaan di atas juga merupakan persamaan gelombang yang merepresentasikan penjalaran gangguan rotasional murni (*pure rotational disturbance*) yang menjalar dengan kecepatan  $\beta$ .

$$\beta = \left[ \frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2} \quad (2.15)$$

dengan  $\lambda$  adalah konstanta Lamé,  $\mu$  adalah modulus geser (*shear*),  $\rho$  adalah rapat massa medium. Hal ini ditafsirkan sebagai bukti kemungkinan penjalaran gelombang transversal atau rotasional pada padatan elastis yang isotropis (Dobrin, 1988).

Jenis gelombang pertama yang menjalar dengan kecepatan yang lebih besar (yaitu  $\alpha$ ) disebut sebagai gelombang kompresional dilatasi, irotasional, atau sering juga disebut gelombang P (*Primary*). Sementara itu jenis gelombang kedua yang menjalar dengan kecepatan yang lebih rendah (yaitu  $\beta$ ) disebut sebagai gelombang distorsional, rotasional, geser atau sering disebut sebagai gelombang S (*Secondary*).

Persamaan (2.12) dan persamaan (2.15) menunjukkan bahwa cepat rambat gelombang elastis tergantung pada beberapa sifat fisis medium yang dilaluinya, dalam hal ini modulus elastisitas dan kerapatan medium. Ketergantungan cepat rambat gelombang pada sifat-sifat fisis medium tersebut menimbulkan gejala pemantulan dan pembiasan yang terjadi jika suatu gelombang melintasi permukaan yang memisahkan dua medium sehingga menyebabkan gelombang akan merambat dengan kecepatan yang berbeda. Gelombang yang dipantulkan

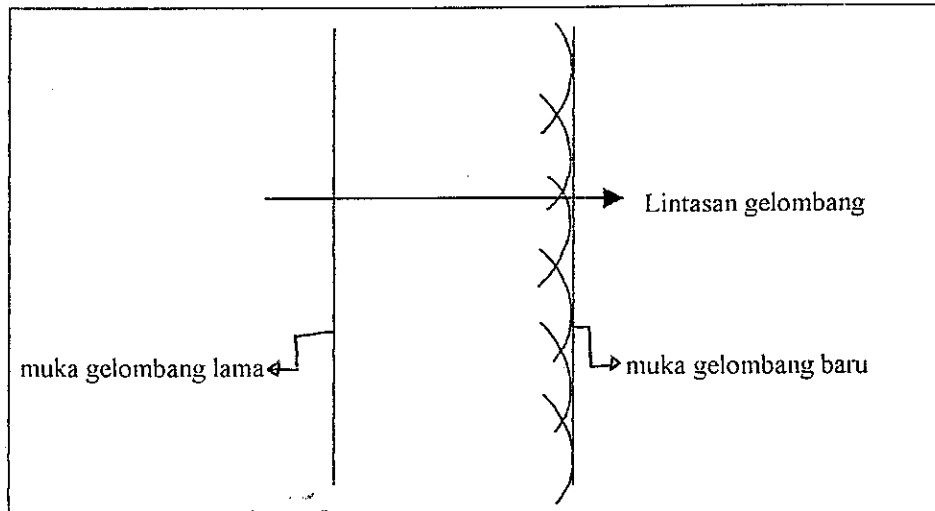
adalah suatu gelombang baru yang merambat kembali ke medium yang dilalui gelombang pada awal perambatannya. Gelombang yang dibiaskan adalah gelombang yang diteruskan ke medium kedua. Energi gelombang datang akan terbagi pada gelombang yang dipantulkan dan yang dibiaskan (Yilmaz, 1987).

## 2.2 Pemantulan Gelombang Seismik

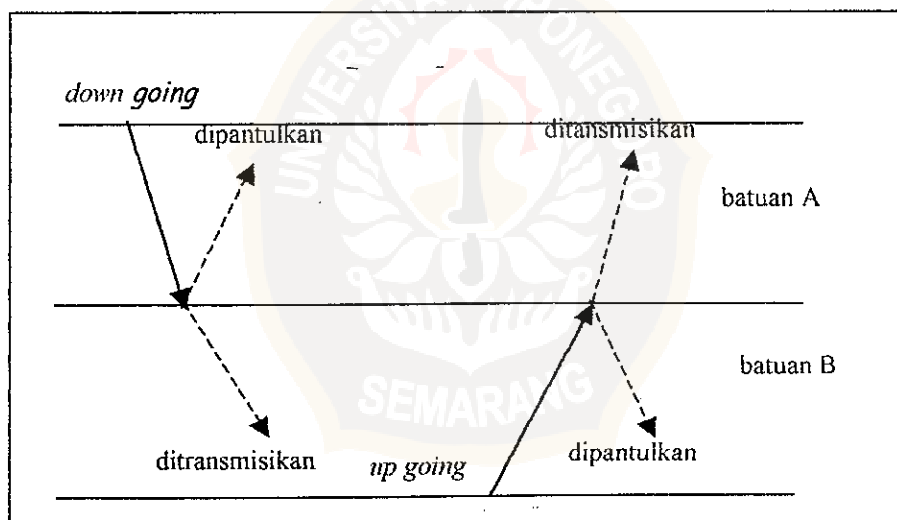
Metode seismik refleksi didasarkan pada perambatan gelombang elastis dari sumber getar ke dalam lapisan-lapisan bumi, kemudian menerima kembali pantulan atau refleksi gelombang dari bidang batas dengan alat penerima (*geophone*) di permukaan bumi. Gelombang akan menjalar dari suatu sumber getar ke segala arah dengan sumber getar sebagai pusat, sehingga terbentuk muka gelombang (*wave front*) dengan permukaan seperti permukaan bola dengan asumsi medium homogen isotropik. Setiap titik pada muka gelombang merupakan sumber gelombang baru. Arah rambat gelombang digambarkan sebagai lintasan gelombang yang tegak lurus terhadap muka gelombang. Peristiwa ini dikenal sebagai prinsip Huygens (gambar 2.2) dan merupakan dasar penjalaran gelombang.

Jika gelombang seismik datang pada bidang batas antara dua lapisan yang berbeda sifat fisis dan litologinya, maka sebagian energinya akan terpantulkan (refleksi) dan sebagian lagi diteruskan (transmisi). Batas antara dua lapisan batuan yang memiliki perbedaan impedansi akustik adalah pemantul dua arah. Hal ini berarti rambatan gelombang efektif pada *down going energy* (energi

yang bergerak ke bawah) sama dengan *up going energy* (energi yang bergerak ke atas) (gambar 2.3).



Gambar 2.2 Prinsip Huygens (Kusnarya, 1999)

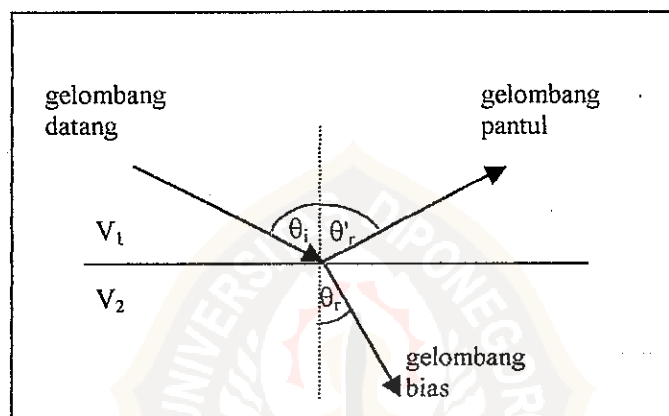


Gambar 2.3 Lintasan energi *down going* dan *up going* (Kusnarya, 1999)

Prinsip lainnya yang juga berlaku dalam perambatan gelombang adalah prinsip Fermat, yaitu “Dalam perjalanan dari titik yang satu ke titik yang lain, suatu gelombang memilih jejak dengan waktu perambatan mempunyai nilai minimum”.

Gelombang yang terpantul akan mengikuti hukum pemantulan gelombang Snellius, yaitu:

- (a) Arah-arrah gelombang datang, bias dan pantul semua berada dalam satu bidang yang normal terhadap permukaan pemisah.
- (b) Sudut pantul akan sama dengan sudut datang, jadi  $\theta_r = \theta_i$ .
- (c) Perbandingan sinus sudut datang dan sinus sudut bias adalah konstan.



Gambar 2.4 Hukum Pemantulan Snellius (Quillin, 1979)

Misal gelombang datang adalah gelombang sinus dengan frekuensi  $f$ , maka:

$$\text{Persamaan gelombang datang: } A = A_i \exp 2\pi j f (t + x / v_1) \quad (2.16)$$

$$\text{Persamaan gelombang pantul: } A = A_r \exp 2\pi j f (t - x / v_1) \quad (2.17)$$

$$\text{Persamaan gelombang transmisi: } A = A_t \exp 2\pi j f (t + x / v_2) \quad (2.18)$$

dengan  $A_i$  adalah amplitudo gelombang datang,  $A_r$  adalah amplitudo gelombang pantul,  $A_t$  amplitudo gelombang transmisi,  $v$  adalah kecepatan medium dengan waktu pergeseran gelombang  $t$  dan jarak pergeseran gelombang tegak lurus



terhadap bidang batas adalah  $x$ . Saat gelombang tepat pada bidang batas kedua medium, dapat dituliskan hubungan:

$$A_i = A_t + A_r \quad (2.19)$$

Tekanan yang diberikan pada medium yaitu  $E \frac{\partial A}{\partial x}$  dengan  $E$  adalah modulus elastisitas atau modulus Young, pada saat mengalami tekanan persamaan menjadi:

$$\frac{E_1 A_i}{v_1} + \frac{E_1 A_r}{v_1} = \frac{E_2 A_t}{v_2} \quad (2.20)$$

Sehingga dari persamaan (2.19) dan (2.20) diperoleh:

$$\frac{A_r}{A_i} = \frac{E_2 / v_2 - E_1 / v_1}{E_2 / v_2 + E_1 / v_1} \quad (2.21)$$

Dengan menerapkan hubungan antara kecepatan dan modulus elastisitas

$v = \sqrt{\frac{E}{\rho}}$  ( $\rho$  merupakan densitas medium), maka dari  $\frac{E}{v} = \rho v$  diperoleh

persamaan:

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (2.22)$$

Persamaan tersebut dikenal sebagai koefisien refleksi dengan  $\rho v = Z$  merupakan impedansi akustik. Sedangkan koefisien transmisinya adalah:

$$T = \frac{A_t}{A_i} = \frac{2 \rho_1 v_1}{\rho_1 v_1 + \rho_2 v_2} \quad (2.23)$$

Dari persamaan (2.23) terlihat bahwa peristiwa pemantulan gelombang seismik berkaitan erat dengan perbandingan densitas dan kecepatan rambat gelombang dari suatu medium yang berbatasan.

### 2.3 Parameter Gelombang Seismik

Parameter gelombang seismik adalah suatu parameter yang mempunyai harga konstan untuk gelombang yang menembus ke dalam lapisan bumi dengan sudut tertentu. Bila suatu gelombang seismik menjalar pada medium elastis homogen isotropik kelakuannya akan mengikuti prinsip Huygens, Fermat dan Snellius (Lavergne, 1989).

Gambar segitiga BCO seperti terlihat pada gambar 2.5 dan menerapkan hukum Snellius diperoleh persamaan:

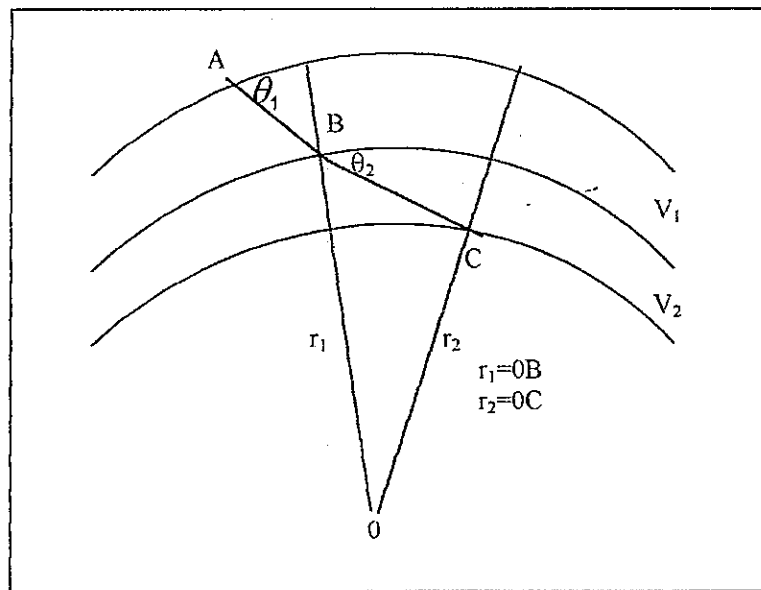
$$\frac{r_1 \sin \theta_1}{v_1} = \frac{r_2 \sin \theta_2}{v_2} \quad (2.24)$$

Masing-masing suku dari persamaan di atas merupakan suatu tetapan yang disebut tetapan parameter gelombang seismik dan secara matematis dinotasikan sebagai berikut:

$$p = \frac{r \sin \theta}{v} \quad (2.25)$$

dengan  $r$  adalah jarak dari  $O$  (pusat bumi) ke bidang perlapisan medium,  $v$  adalah kecepatan gelombang seismik dalam medium dan  $\theta$  sudut gelombang datang terhadap normal. Dalam seismik refleksi, parameter gelombang seismik dapat dirumuskan sebagai berikut (Lavergne, 1989):

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} = \dots = \frac{\sin \theta_n}{v_n} \quad (2.26)$$



Gambar 2.5 Lintasan gelombang seismik mengikuti hukum Snellius (Lavergne, 1989)

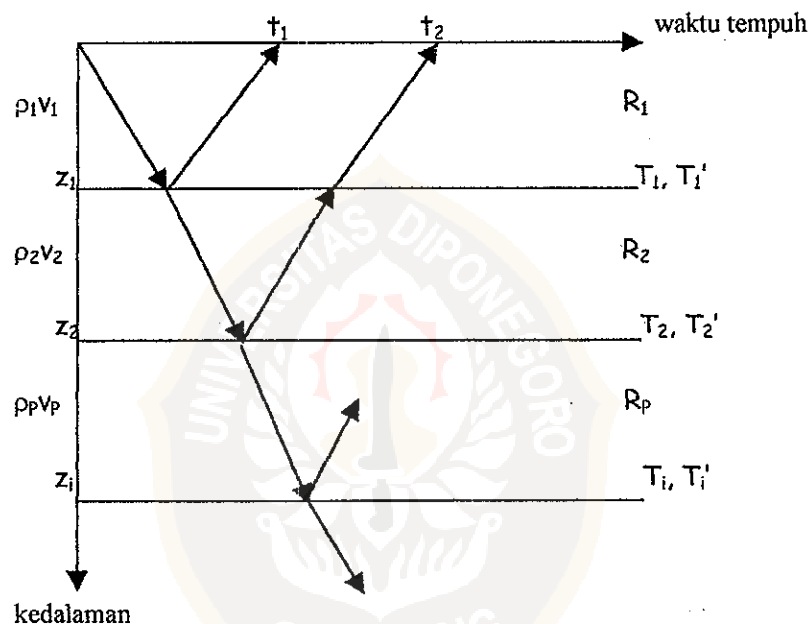
## 2.4 Pantulan Primer

Pantulan primer merupakan pantulan gelombang seismik yang hanya mengalami satu kali pemantulan dari setiap medium. Lintasan pantulan primer inilah yang diharapkan dalam rekaman data seismik karena secara langsung mewakili suatu bidang pantul. Energi gelombang seismik yang diterima sebanding dengan koefisien refleksi  $R_1$  pada medium pertama. Sebagian energi lainnya akan mengalami transmisi ke medium kedua dan akan mengalami kejadian seperti kejadian sebelumnya. Amplitudo gelombang seismik sebanding dengan koefisien refleksi teratenuasi oleh adanya transmisi. Refleksi pada medium ke- $p$  (medium antara  $Z_i$ - $Z_{i-1}$ ) (gambar 2.6) amplitudonya akan sebanding dengan:

$$R_p \sum_{i=1}^{p-1} T_i T_i' = R_p \sum_{i=1}^{p-1} (1 - R_p^2) \quad (2.27)$$

$R_p$  merupakan koefisien refleksi pada medium  $p$ ,  $T_i$  sebagai koefisien transmisi ke bawah pada bidang batas ke- $i$ , dan  $T_i'$  sebagai koefisien transmisi ke

atas pada bidang batas ke- $i$ . Lintasan gelombang seismik itu disebut lintasan pantulan primer, karena gelombang hanya mengalami satu kali pemantulan pada setiap medium. Hal ini berlaku untuk *geophone* tertentu untuk mendapatkan lintasan dengan satu kali pantulan (Lavergne, 1989). Dari gambar 2.6, diketahui  $\rho_p$  sebagai densitas medium,  $v_p$  sebagai kecepatan gelombang dalam medium,  $R_p$  sebagai koefisien refleksi pada medium ke- $p$ , dan  $T_i$  sebagai koefisien transmisi ke bawah.



Gambar 2.5 Pantulan Primer (Lavergne, 1989)

## 2.5. Migrasi Dengan Beberapa Jejak Gelombang

Migrasi dengan menggunakan model kecepatan dapat mengatasi variasi kecepatan secara lateral. Permasalahan variasi kecepatan lateral ini dapat dipelajari dengan menggunakan suatu titik difraktor yang berada dalam suatu model kecepatan yang berbeda-beda, seperti diperlihatkan pada gambar 2.7 sampai gambar 2.11.

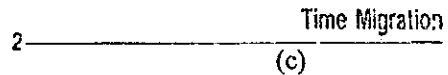
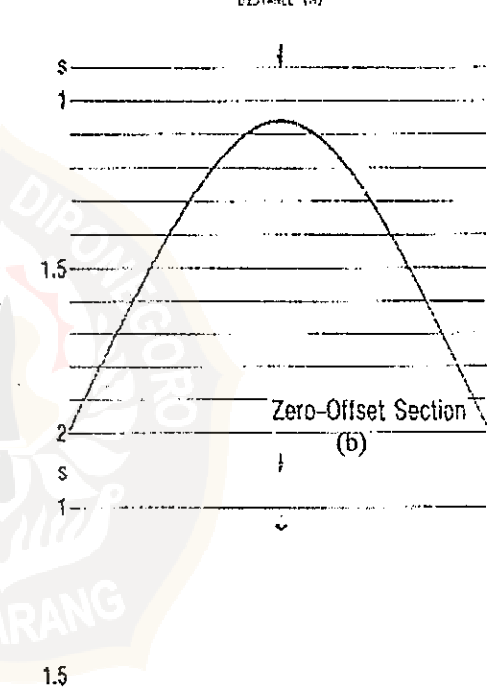
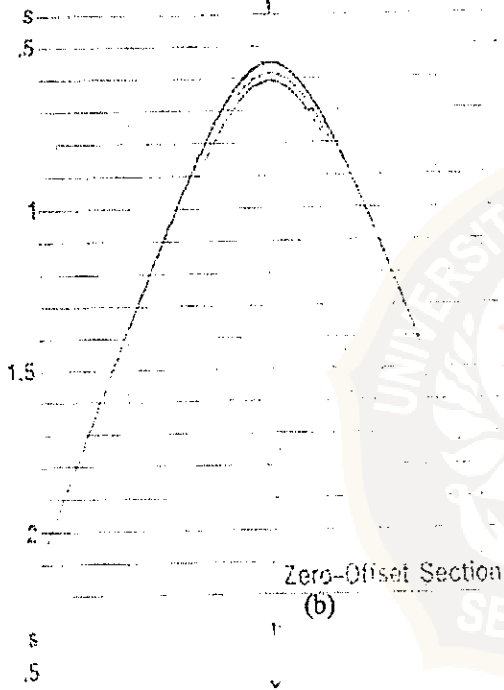
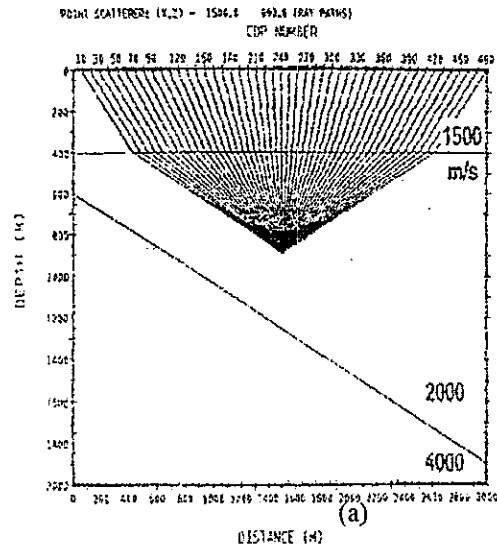
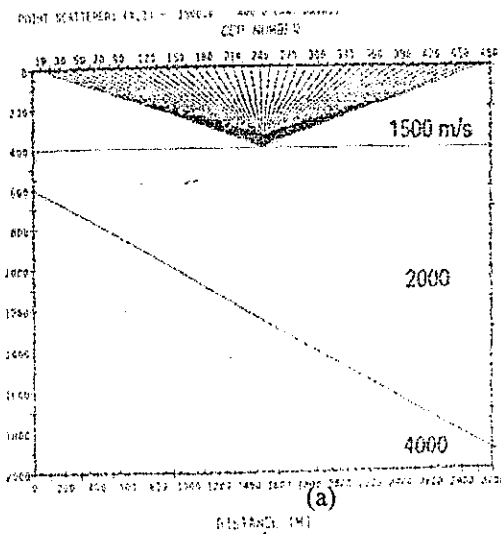
Skema jejak gelombang yang mengenai titik difraktor seperti pada gambar 2.7 memperlihatkan hasil rekaman seismik yang berupa hiperbola dalam kawasan waktu dengan *offset* nol dan hasil migrasi dalam penampang waktu. Terlihat bahwa hanya dengan menerapkan konsep penjumlahan difraksi yang sederhana, maka diperoleh hasil migrasi yang cukup baik, dengan letak CMP (*Common Mid Point*) dipetakan dengan tepat dalam penampang waktu. Pada gambar 2.8, jejak gelombang akan membelok sesuai hukum Snellius dan menghasilkan rekaman seismik dalam bentuk hiperbola yang lebih melebar.

Kasus dengan titik difraktor berada dibawah lapisan miring seperti diperlihatkan pada gambar 2.9, hasil rekaman seismiknya tidak lagi berbentuk hiperbola, titik puncak hiperbola A telah bergeser dari titik difraktor yang seharusnya di B. Proses migrasi waktu akan menjumlahkan energi gelombang (amplitudo) ke posisi titik A yang justru berada di sebelah kiri posisi yang seharusnya, yaitu titik B. Selain itu, amplitudo hasil migrasi masih tetap menampilkan pola difraksi. Pada migrasi dengan menggunakan model kecepatan, posisi difraktor B dipetakan dengan tepat. Besarnya pergeseran titik A ke titik B tergantung pada banyaknya gelombang yang mengalami pembelokan yang terjadi pada permukaan diatas titik difraktor tersebut. Semakin kecil variasi kecepatan lateral, maka semakin kecil pula pergeseran titik difraktor dalam penampang waktu (gambar 2.10).

Kedaaan yang lebih kompleks lagi diperlihatkan gambar 2.11. Rekaman seismik menghasilkan bentuk kurva difraksi yang terdistorsi, sebagaimana diperlihatkan pada hasil migrasi sebelumnya. Untuk kasus seperti ini, harus

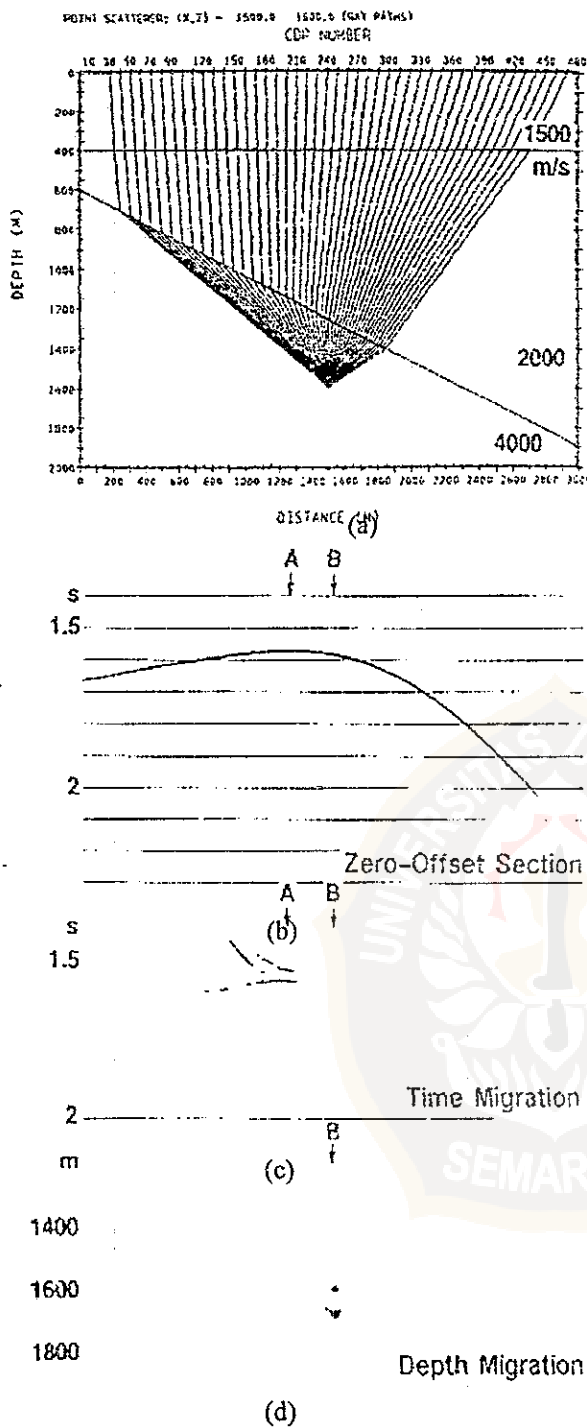
dilakukan migrasi dengan menggunakan model kecepatan. Jika diperlihatkan dengan seksama, maka yang menjadi permasalahan dalam migrasi adalah kelakuan penjalaran gelombang yang menentukan kualitas data rekaman. Dalam pelaksanaannya, pemakaian teknik migrasi disesuaikan dengan kebutuhan dan keadaan di lapangan, sehingga untuk hal tersebut setidaknya harus mengetahui terlebih dahulu keadaan geologi secara regional untuk mendapatkan hasil yang diinginkan.

Keunggulan migrasi dengan menggunakan model kecepatan terhadap migrasi biasa adalah bahwa migrasi dengan menggunakan memakai pendekatan perjalanan gelombang pada lapisan yang sesuai dengan kenyataan, sedangkan migrasi biasa memakai pendekatan perjalanan gelombang lurus pada lapisan yang horisontal, tidak memiliki variasi kecepatan lateral (kecepatan per lapisan konstan). Dengan demikian, metoda migrasi dengan menggunakan model kecepatan diharapkan memberikan hasil pengolahan data yang lebih baik pada daerah yang memiliki variasi kecepatan pada arah lateral dan struktur kompleks (Aina, 1999).

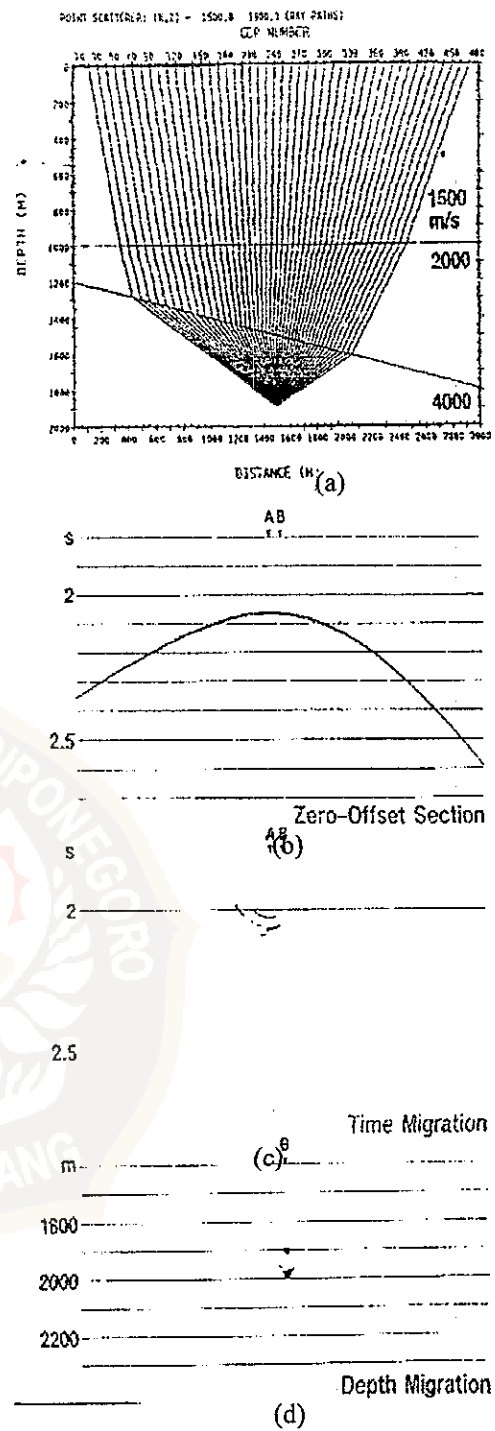


Gambar 2.7 (a) Jejak gelombang untuk satu titik difraktor; (b) Rekaman seismik dari jejak gelombang pada (a); (c) Hasil migrasi waktu (Yilmaz, 1987)

Gambar 2.8 (a) Jejak gelombang untuk satu titik difraktor; (b) Rekaman seismik dari jejak gelombang pada (a); (c) Hasil migrasi waktu (Yilmaz, 1987)

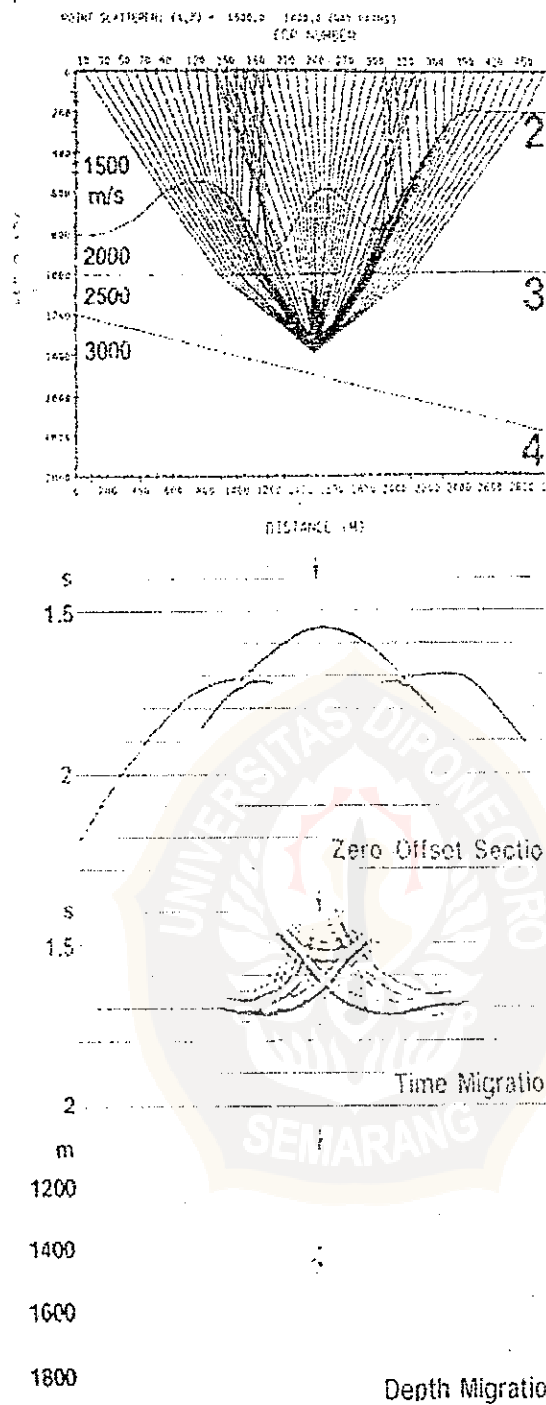


Gambar 2.9 (a) Jejak gelombang untuk satu titik difraktor dengan variasi kecepatan besar; (b) Rekaman seismik dari jejak gelombang pada (a); (c) Hasil migrasi waktu; (d) Hasil migrasi dengan menggunakan model kecepatan (Yilmaz, 1987)

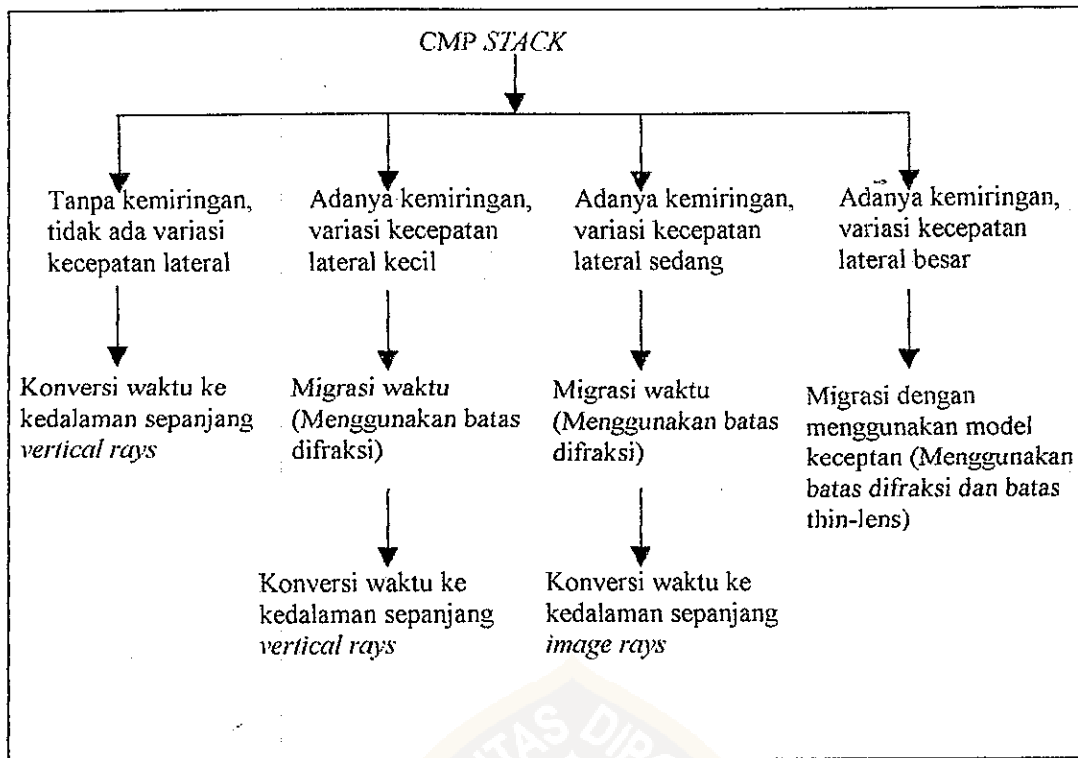


Gambar 2.10 (a) Jejak gelombang untuk satu titik difraktor pada medium dengan variasi kecepatan sedang; (b) Rekaman seismik dari jejak gelombang pada (a); (c) Hasil migrasi waktu, (d) Hasil migrasi dengan menggunakan model kecepatan (Yilmaz, 1987)





Gambar 2.10 (a) Jejak sinar gelombang untuk satu titik difraktor dibawah lapisan kompleks dengan beberapa variasi kecepatan; (b) Rekaman seismik dari jejak sinar pada (a); (c) Hasil migrasi waktu; (d) Hasil migrasi kedalaman (Yilmaz, 1987)



Gambar 2.12 Konversi migrasi secara skematis untuk beberapa variasi kecepatan yang berbeda (Disadur dari Yilmaz, 1987)

## 2.6. Kecepatan Seismik

Untuk mendapatkan harga kecepatan terhadap fungsi kedalaman dapat dilakukan dengan dua cara, yaitu:

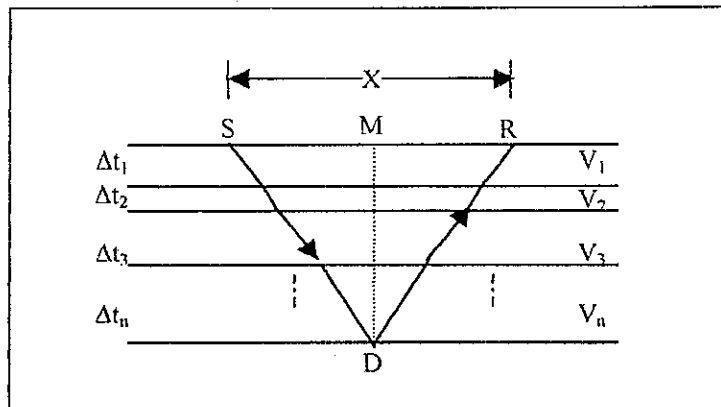
- Secara langsung dengan pengukuran melalui lubang bor (*well*).
- Secara tidak langsung dengan mengekstrak dari data seismik.

### 2.6.1 Konsep Kecepatan

#### a. Kecepatan *Root Mean Square* (RMS)

Kecepatan RMS didapatkan dari suatu model yang terdiri atas beberapa lapisan homogen horisontal (gambar 2.13). Jika masing-masing lapisan memiliki waktu perambatan gelombang vertikal  $\Delta t_1, \Delta t_2, \dots, \Delta t_n$  dengan kecepatan  $v_1, v_2, \dots, v_n$ , maka kecepatan RMS yang melalui  $n$ -lapisan dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$v_{RMS} = \left( \frac{\sum_{k=1}^n v_k^2 \Delta t_k}{t_n} \right)^{1/2} \quad (2.28)$$



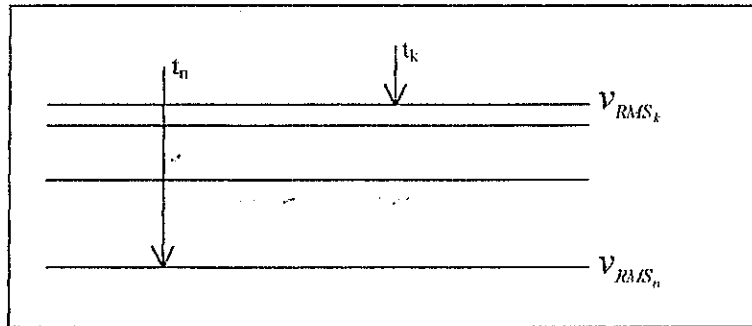
Gambar 2.13 Ilustrasi perhitungan kecepatan RMS pada model lapisan homogen dengan reflektor datar (Yilmaz, 1987)

#### b. Kecepatan Interval (*Interval Velocity*)

Kecepatan interval adalah kecepatan muka gelombang (*wavefront*) rata-rata antara dua titik dalam satu medium yang diukur tegak lurus diantara lapisan-lapisan yang diasumsikan mendatar (gambar 2.14). Kecepatan interval ditentukan dari distribusi kecepatan RMS sebagai berikut:

$$v_{t_k-t_n} = \left( \frac{v_{RMS_n}^2 t_n - v_{RMS_k}^2 t_k}{t_n - t_k} \right)^{1/2} \quad (2.29)$$

dengan  $v_{RMS_k}$  adalah kecepatan RMS pada waktu  $t_k$ ,  $v_{RMS_n}$  adalah kecepatan RMS pada waktu  $t_n$ ,  $v_{t_k-t_n}$  adalah kecepatan interval antara waktu  $t_k$  dan  $t_n$ .



Gambar 2.14 Ilustrasi perhitungan kecepatan interval (Yilmaz, 1987)

### c. Kecepatan Sesaat (*Instantaneous Velocity*)

Kecepatan sesaat adalah laju gelombang yang merambat melalui satu titik dan diukur pada arah rambatan gelombang.

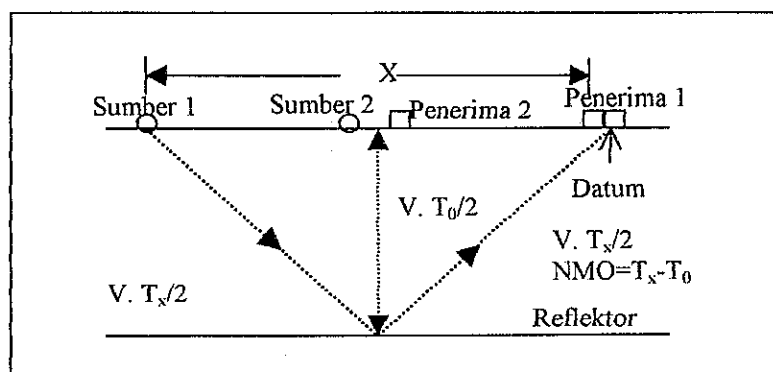
$$v = \lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta z}{\Delta t} = \frac{dz}{dt} \quad (2.30)$$

### d. Kecepatan rata-rata (*Average Velocity*)

Kecepatan rata-rata adalah kecepatan yang dibutuhkan untuk melintasi suatu jarak tertentu pada  $n$  buah lapisan geologi atau horison.

$$v_{avg} = \frac{\sum_{k=1}^n v_{l,k} \Delta t_k}{\sum_{k=1}^n \Delta t_k} \quad (2.31)$$

### e. Kecepatan *Normal Move Out* (NMO)



Gambar 2.15 Ilustrasi perhitungan kecepatan NMO pada model lapisan homogen tunggal dengan reflektor datar

Kecepatan NMO merupakan kecepatan untuk menghilangkan perbedaan waktu tempuh gelombang seismik, akibat efek perubahan jarak antara sumber dan penerima (*offset*) terhadap jarak vertikal titik reflektor ke permukaan. (gambar 2.15). Kecepatan NMO dapat dinyatakan dari hubungan sebagai berikut :

$$T_x^2 = T_0^2 + \frac{x^2}{v_{NMO}^2} \quad (2.32)$$

dengan  $x$  adalah jarak antara sumber dan penerima,  $T_0$  adalah waktu perambatan gelombang secara vertikal pada dua arah antara permukaan dan reflektor,  $T_x$  adalah waktu yang ditempuh oleh berkas gelombang seismik sepanjang sumber dan penerima.

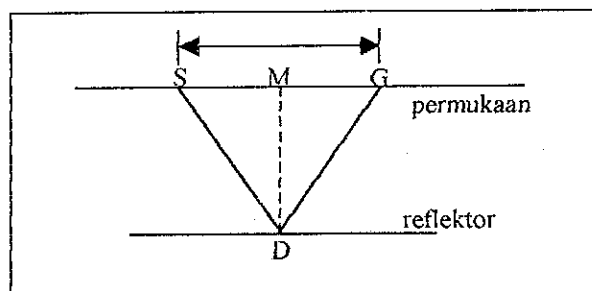
### 2.6.2 Metode Konversi *Stacking Velocity*

*Stacking Velocity* merupakan nilai kecepatan *final stack* untuk melakukan konversi kedalaman. Kecepatan ini diperoleh dari hasil analisis kecepatan pada pengolahan data seismik. Kecepatan *final stack* merupakan kecepatan *stack* (kecepatan NMO) paling optimum untuk menghasilkan penampang seismik. Kecepatan *final stack* yang telah menghasilkan horison seismik terbaik diasumsikan sebagai cepat rambat gelombang yang sesuai dengan sifat fisis lapisan batuan pada horison tersebut.

Proses analisis kecepatan didasari oleh beberapa hal sebagai berikut:

#### a. Prinsip *Common Depth Point* (CDP)

Pada sistem seismik sederhana maka titik pantul gelombang diasumsikan berada di tengah antara sumber dan penerima. Titik pantul D disebut *common depth point* (gambar 2.16).

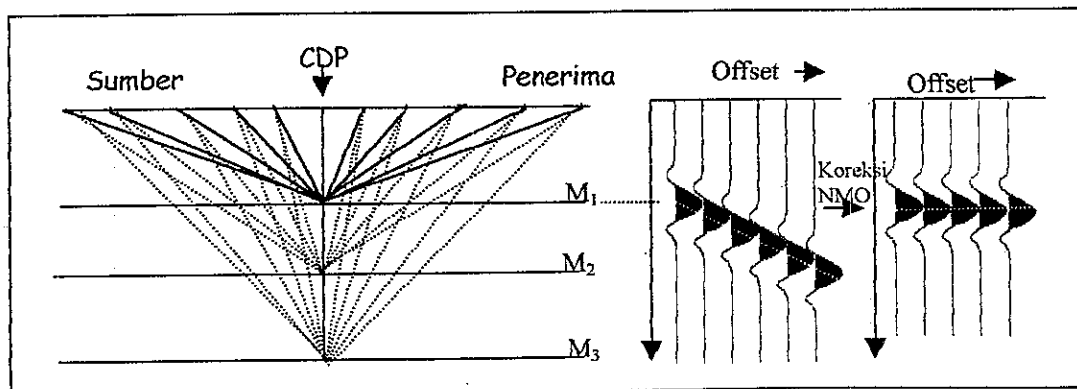


Gambar 2.16 Prinsip *common depth point* pada seismik

Dengan suatu teknik *multiple coverage*, memungkinkan sinyal seismik yang terekam dapat berasal dari titik refleksi sama, dengan jarak antara sumber dan penerima berbeda. Hal menyebabkan setiap CDP dapat berisi beberapa *trace* seismik, yang banyak tergantung dari *coverage (fold)* rekaman seismik. *Trace-trace* seismik yang terkumpul pada nomor CDP sama dikenal sebagai *CDP gather*.

b. Koreksi *Normal Move Out* (NMO)

Perbedaan waktu tempuh gelombang seismik yang terjadi akibat efek perubahan *offset* terhadap jarak vertikal titik reflektor ke permukaan, telah menyebabkan adanya koreksi *normal move out*. Manfaat dari koreksi ini adalah menghilangkan perbedaan waktu tempuh gelombang pada suatu *CDP gather* agar setiap reflektor menjadi datar (gambar 2.17).

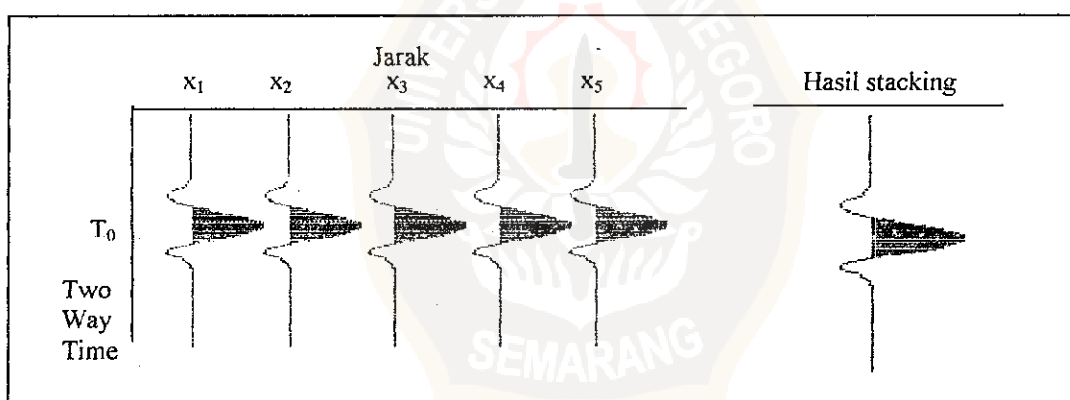


Gambar 2.17 Koreksi NMO akibat pengaruh offset pada rekaman seismik

Dari penurunan rumus secara matematis (Lampiran A), terlihat bahwa perbedaan waktu tempuh gelombang seismik dipengaruhi oleh kecepatan NMO. Untuk mendapatkan nilai kecepatan NMO yang tepat maka dilakukan proses analisis kecepatan.

c. Proses *Trace Stacking*

Proses *trace stacking* adalah menjumlahkan trace-trace seismik dalam suatu CDP *gather* yang telah datar menjadi satu *trace* (gambar 2.18). Hal ini dimaksudkan untuk memperkuat sinyal refleksi serta menghilangkan *noise*, sehingga dapat meningkatkan *signal to noise (s/n) ratio*. Kecepatan *stack* yang telah menghasilkan penampang seismik terbaik dinamakan sebagai kecepatan *final stack*.



Gambar 2.18 Proses *trace stacking* setelah koreksi NMO