

BAB II

DASAR TEORI

2.1. Aspek Fisis Gelombang Seismik

2.1.1. Definisi dan klasifikasi gelombang seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang elastik yang merambat melalui seluruh medium pada lapisan-lapisan bumi yang ditimbulkan oleh gempa bumi atau ledakan buatan. Gelombang seismik dapat dibedakan menjadi dua tipe yaitu (Bath, 1979):

1. Gelombang tubuh (*body waves*). Gelombang ini merambat ke seluruh lapisan bumi. Termasuk dalam tipe gelombang tubuh yaitu :
 - a. Gelombang kompresional (*compressional waves*) atau gelombang P (*P-waves*). Gerakan partikel dari medium yang dilewati gelombang P ini berupa gerakan ulang-alik antara pemampatan dan perenggangan dengan arah gerak partikelnya sejajar dengan arah perambatan gelombang. Gelombang P bersifat longitudinal dan dapat merambat pada semua medium.
 - b. Gelombang geseran (*shear waves*) atau gelombang S (*S-waves*). Gerakan partikel dari medium berupa padatan elastik yang dilewati gelombang S adalah melintang dan tegak lurus terhadap arah perambatan. Berdasarkan polarisasi arah gerakan partikelnya, gelombang S dibedakan menjadi dua yaitu :
 - 1) Gelombang SV. Gerakan partikelnya melintang ke arah vertikal terhadap arah perambatan gelombang.

- 2) Gelombang SH. Gerakan partikelnya melintang ke arah horisontal terhadap arah perambatan gelombang.

Gelombang S bersifat transversal dan tidak dapat merambat pada medium cair.

2. Gelombang permukaan (*surface waves*). Gelombang ini hanya merambat pada beberapa lapisan bumi, sehingga pada survei seismik refleksi tidak digunakan. Termasuk dalam tipe gelombang permukaan yaitu gelombang Rayleigh dan gelombang Love. Gerakan partikel gelombang Rayleigh eliptik, sedangkan gerakan partikel gelombang Love sama dengan gelombang SH.

2.1.2. Teori elastisitas

2.1.2.1. Definisi tegangan

Tegangan (*stress*) didefinisikan sebagai gaya per satuan luas. Jika suatu gaya diberikan secara merata pada setiap titik di permukaan suatu benda, maka dengan mengambil suatu elemen luas benda dA dan elemen gaya yang bekerja adalah dF , tegangan (σ) yang dialami benda adalah (Dobrin dan Savit, 1988):

$$dF = \sigma dA \quad \text{atau} \quad \sigma = \frac{dF}{dA} \quad (2.1)$$

dengan

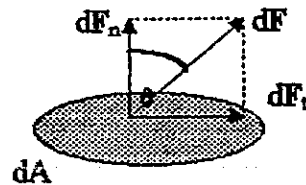
dF : elemen gaya yang bekerja pada benda (N).

dA : elemen luas benda (m^2).

σ : tegangan yang dialami benda (N/m^2).

Tegangan yang diakibatkan oleh elemen gaya yang tegak lurus (dF_n) elemen luas disebut tegangan normal (*normal stress*), sedangkan tegangan yang diakibatkan oleh

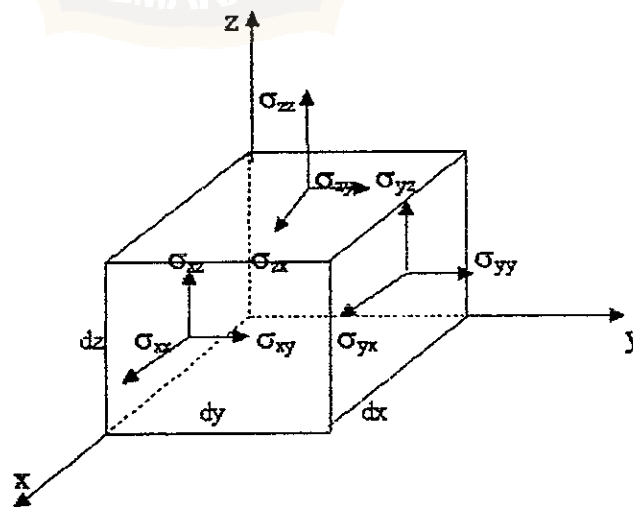
elemen gaya tangensial (dF_t) terhadap elemen luas disebut tegangan geser (*shearing stress*).



Gambar 2.1. Elemen gaya dF yang bekerja pada elemen luas dA (Dobrin dan Savit, 1988).

Pada suatu elemen volume dari benda yang berbentuk balok, tegangan normal dinotasikan σ_{ii} (indeks i merujuk pada tegangan normal pada bidang dengan arah normal arah i), sedangkan tegangan geser dinotasikan σ_{ij} ($i \neq j$ merujuk pada tegangan geser pada bidang dengan arah normal arah i dan arah tegangan geser adalah arah j). Untuk benda dalam keadaan kesetimbangan dengan total momen gaya nol, maka $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$.

Tegangan normal berhubungan dengan tekanan (*pressure*) terhadap benda, sedangkan tegangan geser berhubungan dengan tarikan (*traction*) terhadap benda.



Gambar 2.2. Tegangan pada suatu elemen volume benda. (Grant dan West, 1965).

2.1.2.2. Definisi regangan

Regangan (*strain*) didefinisikan sebagai perubahan relatif suatu bentuk benda yang dikenai tegangan terhadap bentuk semula. Regangan (e) dinyatakan dalam bentuk persamaan (Grant dan West, 1965) :

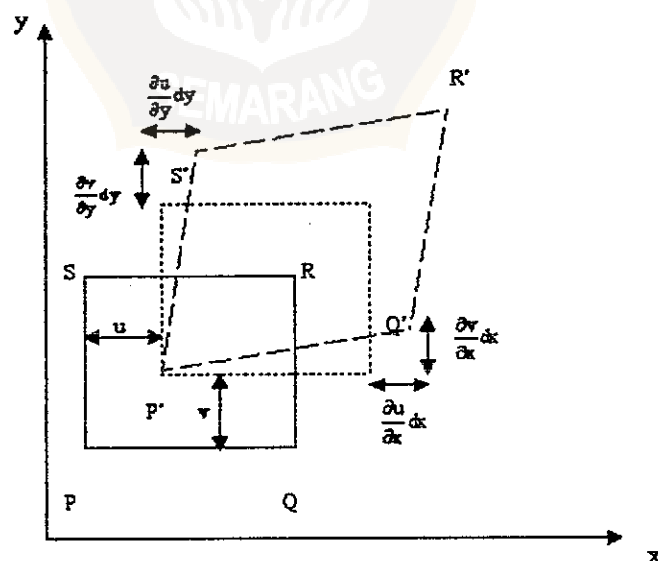
$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.2)$$

dengan

i, j : merupakan rujukan arah sumbu-sumbu koordinat Cartesius (x, y, z).

x_i dan x_j : menyatakan elemen panjang benda pada sumbu koordinat Cartesius, dimana bila x_x merujuk sumbu x , x_y merujuk sumbu y dan x_z merujuk sumbu z .

u_i dan u_j : menyatakan komponen pergeseran pada sumbu koordinat Cartesius, dimana u_x merujuk pada u , u_y merujuk pada v , u_z merujuk pada w .



Gambar 2.3. Regangan benda pada bidang dua dimensi. (Telford dkk,1976).

Terjadinya regangan pada suatu benda yang dikenai tegangan, secara sederhana dapat digambarkan oleh bidang segiempat PQRS dalam bidang xy yang dikenai tegangan (lihat gambar 2.3). Besaran $\partial u/\partial x$ dan $\partial v/\partial y$ merupakan perubahan panjang benda pada arah x dan y yang dinamakan regangan normal (*normal strain*) yang berdasarkan persamaan (2.2) akan terjadi bila $i = j$. Perubahan bentuk benda akibat tegangan yang diberikan dinyatakan oleh besaran $(\partial v/\partial x + \partial u/\partial y)$ sehingga segiempat PQRS menjadi P'Q'R'S'. Regangan yang bekerja dinamakan regangan geser (*shearing strain*) yang berdasarkan persamaan (2.2) akan terjadi bila $i \neq j$.

2.1.2.3. Hubungan tegangan dan regangan

Untuk regangan yang relatif kecil pada suatu bahan yang mempunyai sifat elastik linier, hubungan regangan dan tegangan dinyatakan oleh hukum Hooke, yaitu besarnya regangan sebanding dengan besarnya tegangan yang diberikan. Secara umum, untuk bahan yang bersifat linier isotropi yang berarti bahwa karakteristik elastik bahan tidak tergantung arah, hubungan regangan dan tegangan secara sederhana dinyatakan pada persamaan (2.3) dan (2.4) (Telford, dkk, 1976) :

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu e_{ii} \quad (2.3)$$

$$\sigma_{ij} = \mu e_{ij} \quad (2.4)$$

$$\Delta = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \mathbf{V} \cdot \mathbf{u} \quad (2.5)$$

dengan

- μ : modulus rigiditas/kekakuan/geser (N/m^2), yang merupakan perbandingan perubahan tegangan geser/tangensial tiap satuan luas terhadap regangan geser yang bersesuaian.
- λ : konstanta Lamé.
- Δ : dilatasi, yang menyatakan perubahan volume benda terhadap volume benda semula setelah mengalami tegangan (*volumetric strain*).
- \mathbf{u} : vektor pergeseran fungsi (u, v, w).

2.1.3. Gerak gelombang

2.1.3.1. Persamaan gerak gelombang

Persamaan gerak gelombang seismik pada medium homogen, isotropik dan linier elastik, bila dimensi gerak dinyatakan dalam sistem koordinat Cartesius (lihat gambar 2.2), secara umum dapat dituliskan dalam bentuk persamaan (Telford, dkk, 1976) :

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x_i} + \mu \nabla^2 u_i \quad (2.6)$$

Persamaan diatas dapat ditulis dalam bentuk vektor yaitu

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + \mu) \nabla \Delta + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (2.7)$$

2.1.3.2. Kecepatan rambat gelombang P

Berdasarkan prinsip potensial pergeseran (*displacement potential*), maka dalam hubungannya dengan tegangan normal, operasi divergensi dapat diterapkan

pada kedua ruas persamaan gerak (2.7) untuk mendapatkan besaran skalar yaitu (Telford, dkk, 1976) :

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad (2.8)$$

Persamaan (2.8) analog dengan bentuk persamaan diferensial gelombang, sehingga dapat ditulis kecepatan gelombangnya yaitu (Telford, dkk, 1976):

$$v_p = \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.9)$$

dengan

$v_p = \alpha$: kecepatan gelombang kompresional/P (m/detik).

ρ : kerapatan/densitas medium (kg/m^3).

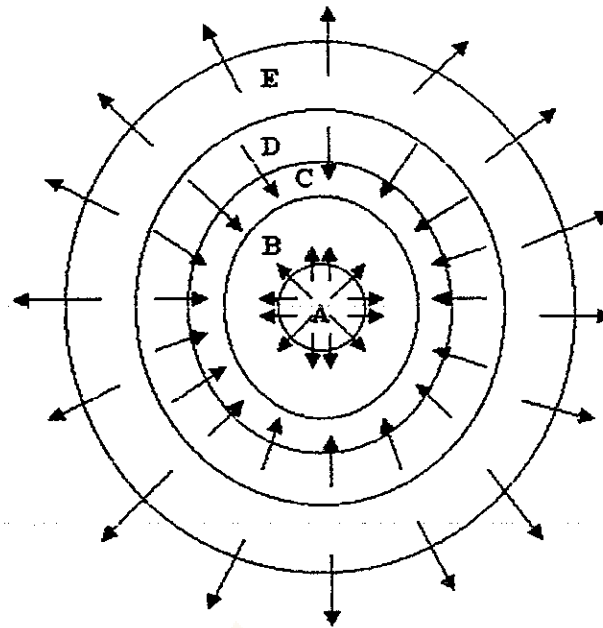
Persamaan diferensial (2.8) menunjukkan terjadinya dilatasi/perubahan volume pada medium yang dirambati gelombang P (lihat arah gerakan partikel pada gambar 2.4 (a) dan dilatasi yang terjadi pada medium yang berbentuk balok bila dilewati gelombang P, pada gambar 2.4 (b)).

Hubungan antara konstanta Lamé dengan parameter elastik pada medium linier isotropik dinyatakan dalam persamaan (Sherrif, 1984) :

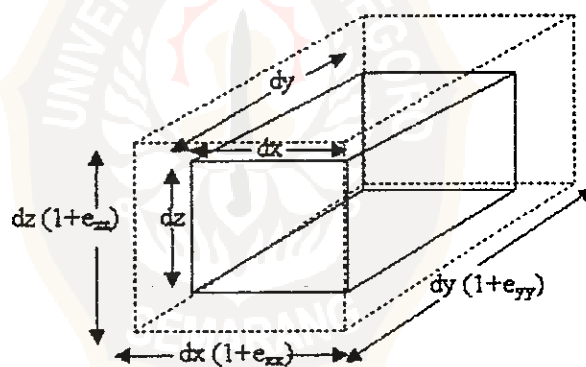
$$\lambda = k - \frac{2}{3}\mu \quad (2.10)$$

dengan

k : modulus *bulk*, yang merupakan perbandingan antara tekanan aksial dengan dilatasi/perubahan volume medium (N/m^2).



(a)



(b)

Gambar 2.4. Gerakan partikel medium yang dilewati gelombang P (a) (Telford dkk, 1976) dan dilatasi/perubahan volume yang terjadi pada suatu medium berbentuk balok (b) (Dobrin dan Savit, 1988).

Persamaan (2.9) dapat ditulis menjadi

$$v_p = \alpha = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.11)$$

Kecepatan rambat gelombang P yang dipengaruhi oleh modulus *bulk* dan modulus geser (lihat persamaan 2.11), menunjukkan bahwa gelombang P ini dapat merambat pada semua medium (Domenico dan Danbom, 1986).

2.1.3.3. Kecepatan rambat gelombang S

Berdasarkan prinsip potensial pergeseran (*displacement potential*) dalam hubungannya dengan tegangan geser, maka operasi *curl* dapat diterapkan pada kedua ruas persamaan gerak (2.7) untuk mendapatkan besaran vektor yaitu (Telford, dkk, 1976) :

$$\rho \frac{\partial^2 (\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = \mu \nabla^2 (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.12)$$

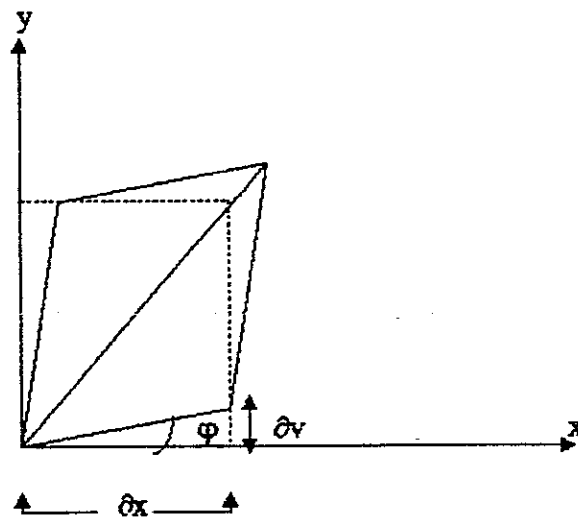
Persamaan (2.12) analog dengan bentuk persamaan diferensial gelombang, sehingga dapat ditulis kecepatan gelombangnya yaitu :

$$v_s = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.13)$$

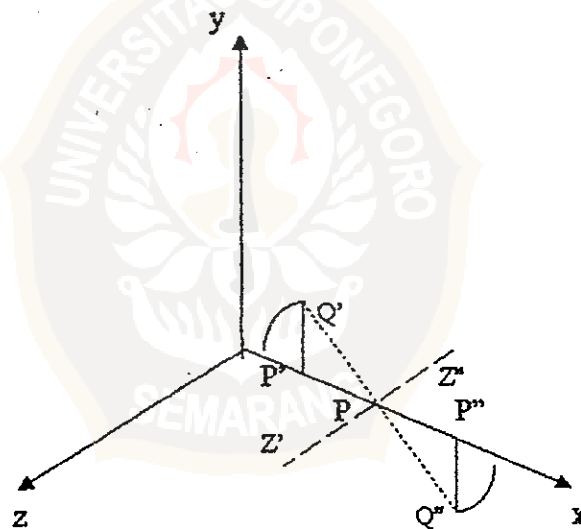
dengan

$v_s = \beta$: kecepatan rambat gelombang S (m/detik).

Persamaan diferensial (2.12) menunjukkan bahwa gelombang S pada perambatannya akan menyebabkan medium mengalami distorsi sehingga bentuknya berubah tetapi tidak menyebabkan dilatasi/perubahan volume. Distorsi medium yang dilewati gelombang S dapat digambarkan oleh bidang segiempat yang merupakan sisi dari benda berbentuk balok pada bidang xy (lihat gambar 2.5 (a)).



(a)



(b)

Gambar 2.5. Perubahan bentuk benda yang terdistorsi sebesar $\tan \phi = \partial v / \partial x$ (a) (Tatham dan McCormack, 1991) dan (b) gerakan partikel pada perambatan gelombang S dengan arah rambatnya sejajar sumbu x (Telford, dkk, 1976).

Arah gerak partikel medium yang dilewati gelombang S digambarkan oleh gambar 2.5 (b), dalam hal ini arah rambat gelombang sejajar sumbu x. Gerak partikel

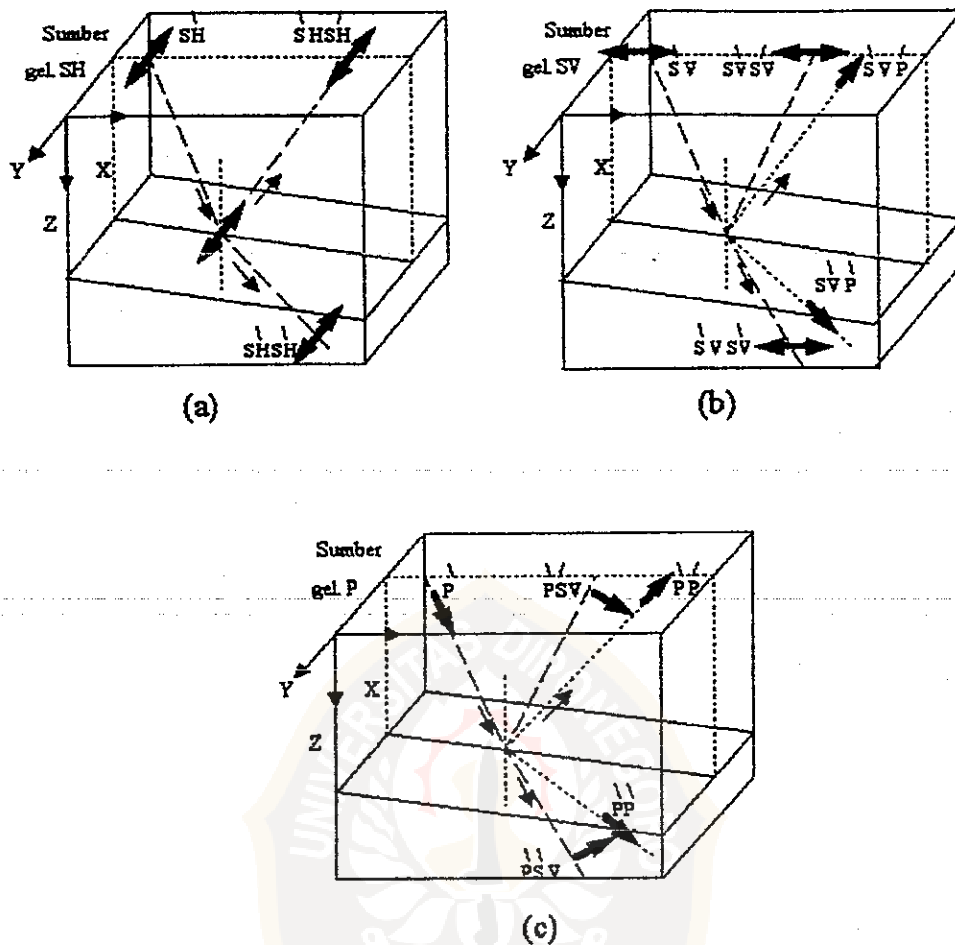
vertikal dari gelombang SV adalah pada titik Q' dan Q'', sedangkan gerak partikel horisontal dari gelombang SH adalah pada titik Z' dan Z''.

Kecepatan rambat gelombang S dipengaruhi oleh modulus geser/rigiditas (lihat persamaan 2.14), hal ini menunjukkan bahwa gelombang S ini hanya dapat merambat pada medium padat dan peka terhadap perubahan kekakuan medium rambatnya (Domenico dan Danbom, 1986).

2.1.3.4. Konversi gelombang seismik pada bidang antarmuka medium

Behle dan Dohr (1986) menyatakan bahwa yang dimaksud konversi gelombang adalah perubahan dari satu tipe gelombang menjadi tipe gelombang lain. Peristiwa konversi gelombang dapat terjadi pada peristiwa refleksi dan refraksi pada bidang antarmuka medium, yaitu gelombang datang akan dipantulkan dan atau direfraksikan sebagai tipe gelombang lain tetapi mempunyai watak komponen pergeseran partikel yang sama.

Pada gelombang seismik, gelombang P dapat terkonversi menjadi gelombang SV atau sebaliknya, karena kedua gelombang ini memiliki komponen pergeseran partikel yang hampir sama yaitu arah vertikal. Gelombang SH berdiri sendiri, tidak mengalami konversi karena hanya memiliki komponen pergeseran partikel arah horisontal saja (Garrota, 1985).



Gambar 2.6. Arah pergeseran perambatan gelombang datang, refleksi dan refraksi serta konversinya untuk sumber gelombang datang SH (a), SV (b) dan P (c) (Behle dan Dohr, 1985).

Bila arah perambatan gelombang sejajar sumbu x dalam suatu koordinat Cartesius, dengan sumbu x horisontal dalam arah yang menghubungkan sumber gelombang dengan penerima, sumbu y melintang horisontal tegak lurus terhadap sumbu x dan sumbu z vertikal ke bawah tegak lurus terhadap sumbu x dan y (lihat gambar 2.6). Berdasarkan persamaan hubungan tegangan dan regangan pada hukum Hooke (persamaan 2.3 dan 2.4) dan persamaan komponen regangan (persamaan 2.2), untuk bidang normal arah sumbu z diperoleh hubungan

$$\sigma_x = \mu \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (2.14)$$

$$\sigma_{xy} = \mu \left(\frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2.15)$$

$$\sigma_z = \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + 2\mu \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2.16)$$

Berdasarkan arah perambatan gelombang dan bidang normalnya, maka perambatan gelombang tidak tergantung pada sumbu y , sehingga dapat diasumsikan $\partial/\partial y = 0$.

Persamaan (2.15) dan (2.16) diatas menjadi

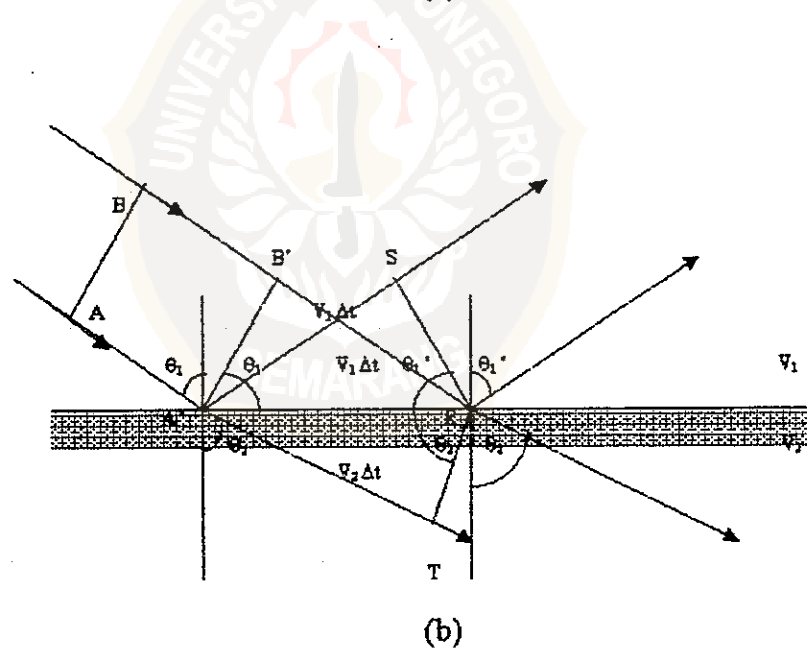
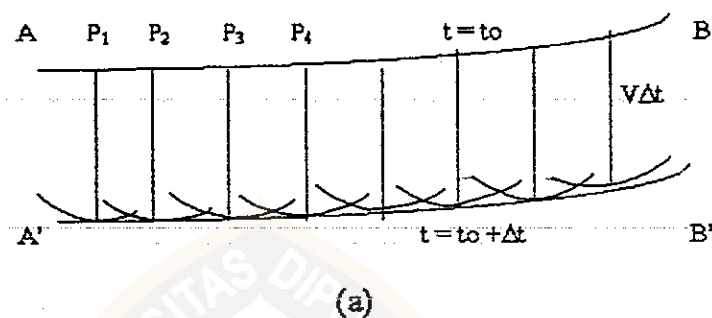
$$\sigma_{xy} = \mu \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2.17)$$

$$\sigma_z = \lambda \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + 2\mu \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2.18)$$

Persamaan (2.14), (2.17) dan (2.18) masing-masing merupakan persamaan komponen tegangan gelombang SV, gelombang SH dan gelombang P. Komponen pergeseran sumbu y yaitu v hanya dimiliki oleh persamaan komponen tegangan gelombang SH, sedangkan komponen pergeseran sumbu x yaitu u dan komponen pergeseran sumbu z yaitu w dimiliki oleh persamaan komponen tegangan baik gelombang P maupun gelombang SV. Hal ini menunjukkan bahwa pada bidang antarmuka medium horisontal datar gelombang P dan gelombang SV merupakan satu pasangan gelombang yang memungkinkan untuk terjadinya konversi, sedangkan gelombang SH berdiri sendiri.

2.1.3.5. Refleksi dan refraksi gelombang seismik

Hubungan antara gelombang datang, gelombang refleksi dan gelombang refraksi berdasarkan pada prinsip Huygens yaitu setiap titik pada mukagelombang (*wavefront*) merupakan sumber gelombang baru bila menemui suatu bidang yang bersinggungan dengannya (lihat gambar 2.7 (a)).



Gambar 2.7. (a) Prinsip Huygens tentang penjaralan gelombang dan (b) refleksi dan refraksi suatu gelombang bidang. (Telford dkk, 1976)

Suatu mukagelombang AB datang pada bidang antarmuka (lihat gambar 2.7 (b)).

Pada bidang antarmuka, titik A berada pada posisi A' dan titik B berada pada posisi

B'. Titik B' harus menempuh jarak $v_1 \Delta t$ untuk berada pada bidang antarmuka yaitu dititik R, dengan Δt adalah interval waktu antara gelombang datang di titik A' dan titik R. Dari prinsip Huygens, gelombang yang mencapai titik A' akan direfleksikan ke atas sampai jarak $v_1 \Delta t$ dan direfraksikan ke bawah sampai jarak $v_2 \Delta t$. Dari refleksi dan refraksi ini terbentuk mukagelombang baru yaitu RS' dan RT. Jarak tempuh gelombang refleksi dan refraksinya dapat dituliskan

$$v_1 \Delta t = A'R \sin \theta_1 \quad (2.19)$$

$$v_2 \Delta t = A'R \sin \theta_2 \quad (2.20)$$

sehingga

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (2.21)$$

dengan

θ_1 dan θ_2 : sudut refleksi dan refraksi gelombang.

v_1 dan v_2 : kecepatan rambat gelombang pada medium satu dan dua (m/detik).

Persamaan (2.21) merupakan prinsip Snellius, dimana setiap gelombang yang dipantulkan atau dibiaskan akan memenuhi persamaan tersebut.

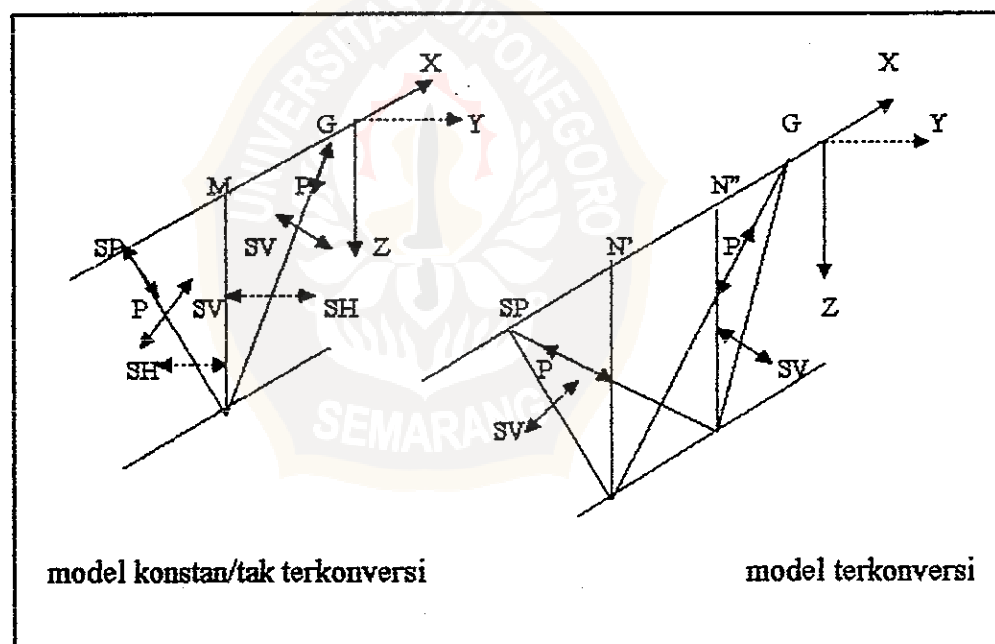
2.2. Prinsip Dasar Pengambilan dan Pengolahan Data Seismik Refleksi Darat 2D

Tiga Komponen

2.2.1. Pengambilan data

Pada metode seismik refleksi tiga komponen, untuk membangkitkan gelombang seismik digunakan sumber ledakan buatan berupa dinamit. Dari sumber ledakan ini dipancarkan beberapa tipe gelombang seismik yang merambat ke dalam bumi. Pada

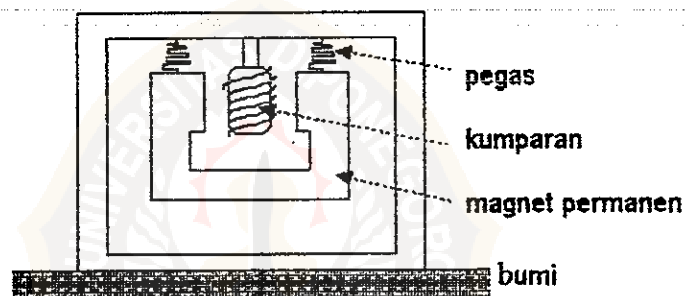
bidang antarmuka medium, gelombang seismik ada yang dipantulkan kembali ke atas permukaan bumi, kemudian diterima oleh *geophone* tiga komponen berdasarkan waktu tempuhnya. *Geophone* tiga komponen ini terdiri atas komponen vertikal untuk menerima gelombang P, komponen horisontal segaris (*in-line component*) untuk menerima gelombang SV dan komponen horisontal melintang garis (*cross-line component*) untuk menerima gelombang SH. Ketiga komponen ini masing - masing saling tegak lurus (lihat gambar 2.8). Komponen vertikal analog dengan sumbu Z, komponen segaris analog dengan sumbu X dan komponen melintang garis analog dengan sumbu Y.



Gambar 2.8. Ilustrasi *geophone* tiga komponen dan polarisasi gelombangnya. (Garotta, 1986).

Prinsip kerja *geophone* tiga komponen pada dasarnya sama dengan *geophone* konvensional. *Geophone* ini terdiri dari kumparan yang terletak di dalam medan magnet. Magnet yang melingkupi kumparan diikat dengan kerangka penutup

geophone yang langsung berhubungan dengan bumi, melalui suatu pegas yang mempunyai kepekaan tinggi terhadap setiap getaran pada bumi (lihat skema sederhana *geophone* pada gambar 2.9). Gerakan relatif antara magnet dengan kumparan menimbulkan gaya gerak listrik yang akan menyebabkan adanya arus induksi pada kumparan. Adanya arus induksi pada kumparan akan menyimpangkan jarum pencatat. Letak masing-masing komponen perekam pada *geophone* tiga komponen diorientasikan sesuai dengan arah polarisasi gelombang P, SV dan SH (lihat gambar 2.8).



Gambar 2.9. Skema sederhana *geophone* (Dobrin dan Savit, 1988)

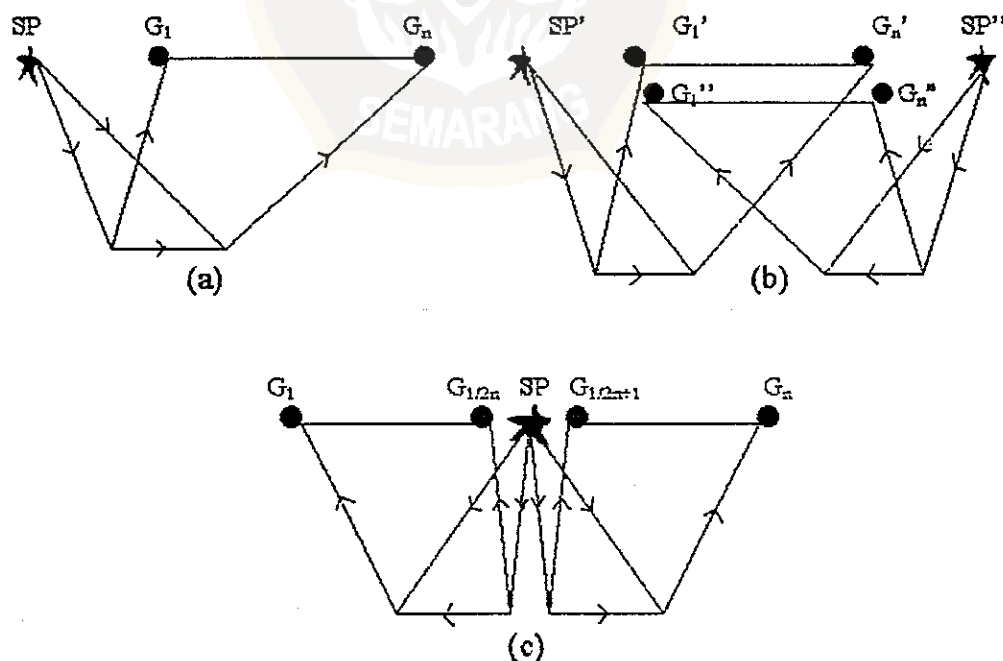
Pada pengambilan data di lapangan, sejumlah *geophone* disusun dalam satu kelompok yang disebut dengan stasiun penerima/grup *geophone/channel/trace*. Sumber gelombang/titik tembak (*shot point*) dengan stasiun penerima dihubungkan dalam suatu sistem penembakan. Perancangan dan pemilihan sistem penembakan tergantung pada target kedalaman yang ingin dicapai, kompleksitas, dan kemiringan struktur bawah permukaan bumi. Adapun sistem penembakan yang dikenal pada metoda seismik refleksi adalah (lihat gambar 2.10):

1. *Off-end*. Mempunyai jumlah lingkup ganda (*fold coverage*) terhadap titik bawah permukaan yang kecil, tetapi jangkauan kedalaman cukup jauh. Bila arah

penembakan seolah-olah menarik bentangan stasiun penerima disebut *direct off-end*, sedangkan bila penembakan seolah-olah mendorong bentangan stasiun penerima disebut *reverse off-end*.

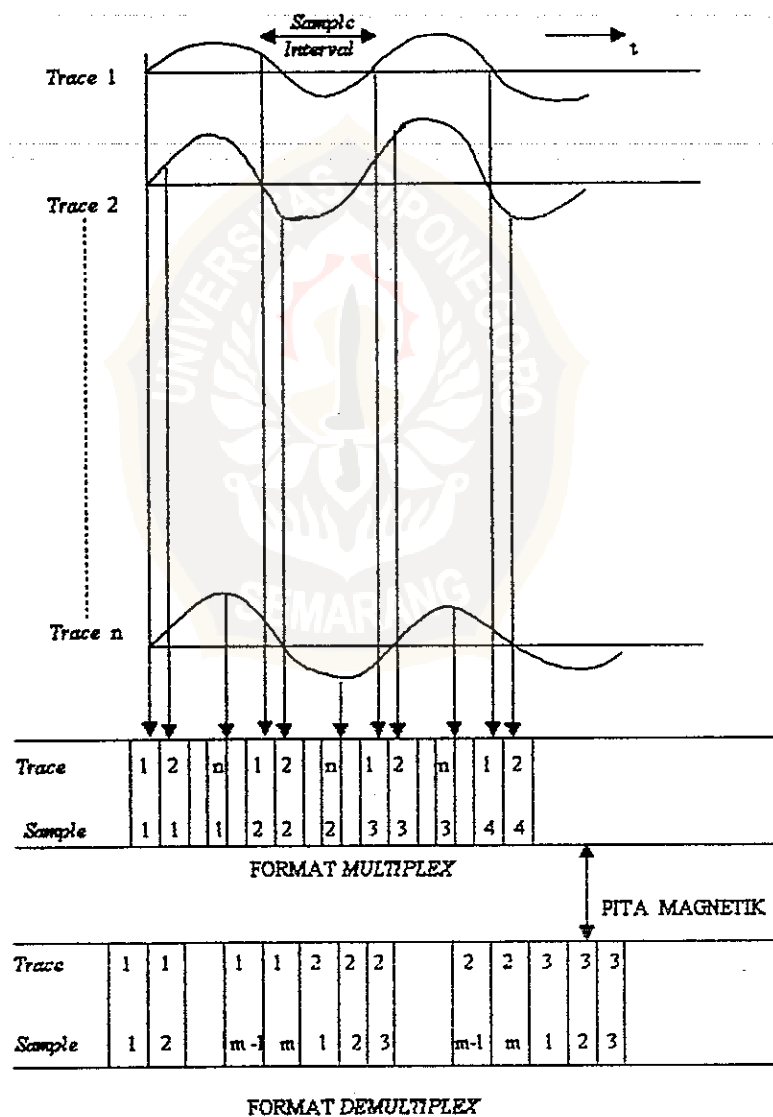
2. *Alternating off-end*. Merupakan gabungan antara *direct off-end* dengan *reverse off-end* yang dilakukan secara bergantian. Sistem ini mempunyai resolusi cukup tinggi dan target kedalaman cukup jauh.
3. *Split spread*. Pada sistem penembakan *split spread* posisi titik tembak terletak ditengah-tengah bentangan stasiun penerima. Sistem penembakan ini mempunyai keakuratan yang cukup tinggi karena memberikan jumlah liputan ganda yang cukup besar, tetapi kedalaman target yang dapat dicapai tidak terlalu dalam. Bentangan *split spread* dapat simetris maupun tidak simetris.

Sistem penembakan yang dilakukan di lapangan dapat ditampilkan dalam suatu diagram geometri penembakan yang disebut *stacking diagram*.



Gambar 2.10. Sistem penembakan *off-end* (a), *alternating off-end* (b) dan *split spread* (c) (Ginanjar, 1995).

Sinyal gelombang yang direkam oleh *geophone* merupakan sinyal analog. Untuk melakukan proses pengolahan secara komputasi, sinyal analog ini harus diubah menjadi sinyal digital. Format perekaman data setelah proses perubahan sinyal analog menjadi sinyal digital adalah format *multiplex*, yaitu urutan data direkam berdasarkan urutan stasiun penerima/*trace*. Untuk keperluan pengolahan data, urutan dalam format *multiplex* diubah ke format *demultiplex*, yaitu urutan data direkam berdasarkan urutan sampel/waktu (lihat gambar 2.11).



Gambar 2.11. Skema proses *multiplex* ke *demultiplex* (Elmusa, 1990).

2.2.2. Pengolahan data seismik refleksi tiga komponen

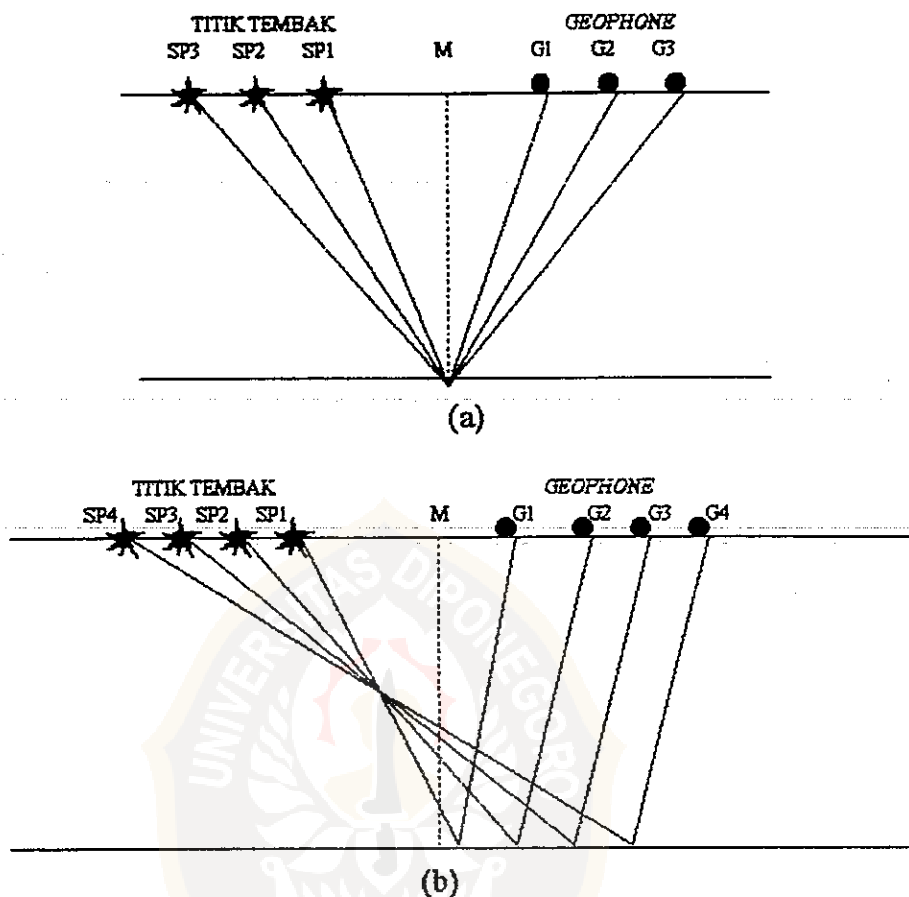
Pokok bahasan pada pengolahan data seismik refleksi tiga komponen dititikberatkan pada konsep titik konversi bersama (*Common Conversion Point/CCP*) dan konsep koreksi dinamik (koreksi *Normal Move Out/NMO*).

2.2.2.1. Konsep titik konversi bersama

Sistem rekaman data seismik yang digunakan pada proses pengolahan data adalah sistem titik kedalaman bersama (*Common Depth Point/CDP*), yang diperkenalkan pada tahun 1950 oleh Harry Mayne. Pada sistem CDP ini, rekaman data seismik di lapangan yang pengelompokan datanya berdasarkan urutan sampel/waktu tiap stasiun penerima (*demultiplex*) dirubah urutannya menjadi urutan berdasarkan nomor titik kedalaman yang sama atau titik pantul yang sama. Untuk bidang pantul horisontal datar, sistem CDP disebut juga titik tengahan bersama (*Common Mid Point /CMP*). Dengan menggunakan sistem CDP/CMP obyektifitas keadaan geologi bawah permukaan dapat lebih tajam dan merupakan salah satu cara untuk melemahkan sinyal gangguan (*noise*) (Ginjar, 1995).

Proses pengelompokan data seismik refleksi dengan sistem CDP/CMP menggunakan cara konvensional hanya sesuai bila diterapkan pada perekaman model gelombang yang konstan/yang tidak terkonversi (*non-converted waves*), seperti model gelombang P-P, SH-SH dan SV-SV. Untuk model gelombang yang terkonversi (*converted waves*), seperti model gelombang P-SV, proses pengurutan dengan CDP/CMP konvensional akan mengalami permasalahan yaitu reflektor yang menerus (horison) pada penampang seismik akan tidak terletak pada posisi sebenarnya, karena

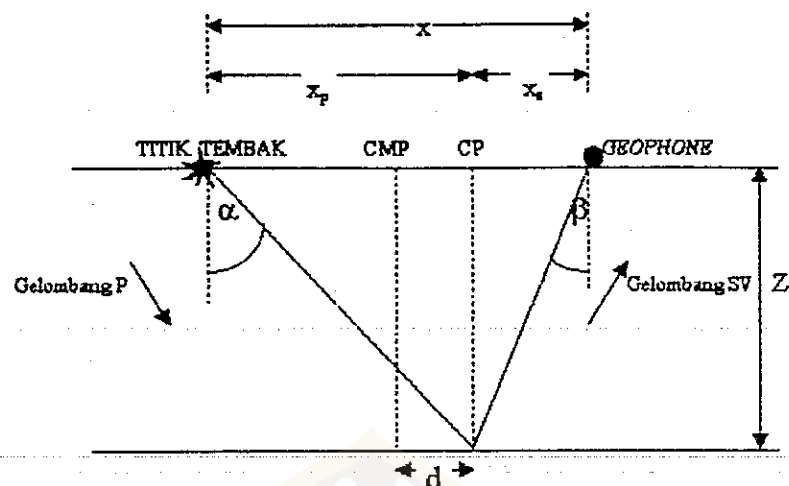
ketidaksimetrisan antara gelombang arah ke bawah dan gelombang arah ke atas (lihat gambar 2.12).



Gambar 2.12. Ilustrasi jalur sinar gelombang pada proses CDP/CMP untuk model gelombang yang tidak terkonversi (a) dan jalur sinar gelombang untuk model gelombang yang terkonversi bila dikenai proses CDP/CMP konvensional (b) (Tatham dan McCormack, 1991).

Titik-titik pantul untuk model gelombang yang terkonversi dapat disebut sebagai titik konversi (*conversion point*). Selanjutnya proses untuk mendapatkan satu titik konversi bersama disebut *Common Conversion Point* (CCP). Secara sederhana, persamaan untuk mendapatkan letak titik konversi bersama hubungannya dengan posisi titik tembak-geophone (*offset*) di permukaan, dapat digambarkan melalui suatu

lapisan tunggal horisontal datar dengan jarak titik tembak-geophone x (meter) dan ketebalan lapisan z (meter) (lihat gambar 2.13).



Gambar 2.13. Jalur sinar gelombang P-SV. (Tessmer dan Behle, 1988).

Jarak mendatar titik konversi, d (meter), dari titik tengah adalah

$$d = x_p - \frac{x}{2} \quad (2.22)$$

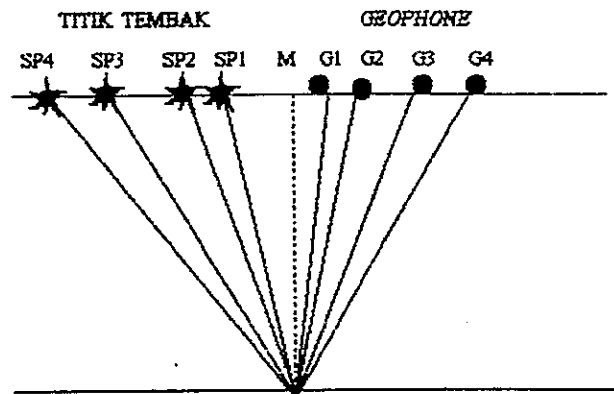
Oleh Krey dan Wiest (1985), besarnya x_p (meter) dinyatakan sebagai

$$x_p = \frac{x}{1 + (v_{SV} / v_P)} \quad (2.23)$$

sehingga

$$d = \frac{x}{1 + (v_{SV} / v_P)} - \frac{x}{2} \quad (2.24)$$

Setelah masing-masing titik konversi digeser sejauh d terhadap titik tengah antara titik tembak-geophone, maka akan diperoleh urutan pengelompokan data berdasarkan titik konversi bersama/CCP (lihat perubahan dari gambar 2.12 (b) menjadi gambar 2.14).



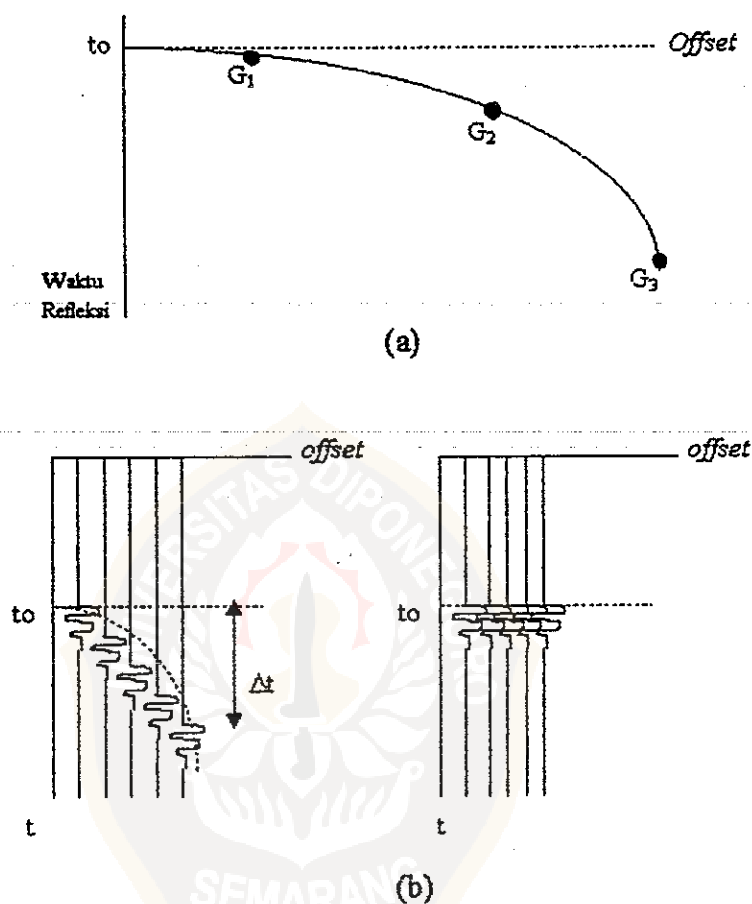
Gambar 2.14. Ilustrasi jalur sinar gelombang yang terkonversi setelah dikenai proses CCP (Tatham dan McCormack, 1991).

2.2.2.2. Konsep koreksi dinamik

Kesamaan titik kedalaman atau titik pantul pada proses CDP/CMP dan/atau CCP, bila ditinjau dalam *domain* waktu belum benar, karena adanya pengaruh dari perbedaan jarak titik tembak-*geophone*. Kenaikan jarak titik tembak-*geophone* pada bidang refleksi horisontal menyebabkan waktu penjalaran gelombang akan semakin panjang. Naiknya waktu penjalaran gelombang terhadap kenaikan jarak titik tembak-*geophone* ini dinamakan *normal move out* (lihat gambar 2.15 (a)). Untuk mendapatkan bidang refleksi yang horisontal maka *move out*-nya harus dihilangkan yaitu dengan melakukan koreksi waktu tempuh gelombang yang disebut juga koreksi dinamik (koreksi *Normal Move Out*/NMO).

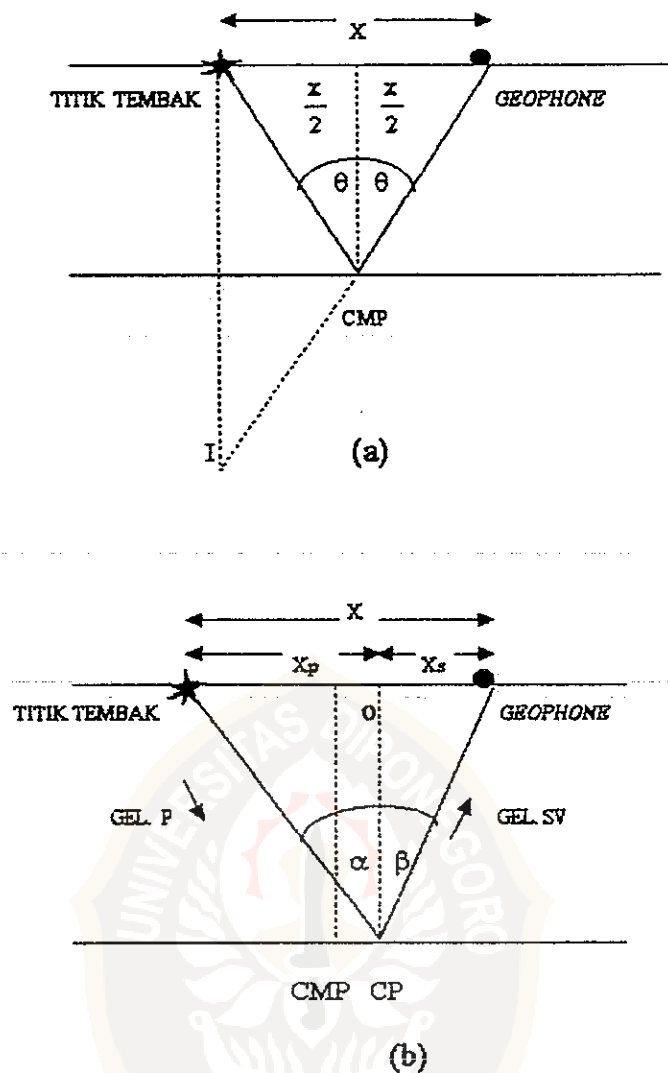
Nilai koreksi NMO yang tepat ditentukan oleh ketepatan pada pemilihan kecepatan tiap horison. Operasi secara komputasi yang dilakukan untuk mendapatkan nilai kecepatan yang tepat pada suatu horison disebut analisis kecepatan (*velocity analysis*). Nilai koreksi NMO yang tepat ditandai dengan horison yang datar, karena

pada saat horison tersebut datar diasumsikan bahwa jarak titik tembak-*geophone* nilainya menjadi nol (*zero offset*) (lihat gambar 2.15 (b)).



Gambar 2.15. Kenaikan waktu tempuh gelombang terhadap jarak titik tembak-*geophone* (a) (Ginanjari, 1995) dan ilustrasi data seismik sebelum (kiri) dan sesudah (kanan) dikenai koreksi NMO (b) (Elnusa, 1990).

Nilai koreksi NMO pada model gelombang yang tidak terkonversi dan model gelombang yang terkonversi berbeda. Karena pada model gelombang yang terkonversi sudut gelombang arah ke bawah dengan sudut gelombang arah ke atas berbeda (tidak simetris) (lihat gambar 2.16).



Gambar 2.16. Penentuan koreksi NMO gelombang yang tidak terkonversi P, SV dan SH (a) dan gelombang yang terkonversi P-SV (b) (Behle dan Dohr, 1985).

Nilai koreksi NMO untuk model gelombang yang tidak terkonversi adalah (Telford, dkk, 1976):

$$\Delta t = \sqrt{t_o^2 + \left(\frac{x}{v}\right)^2} - t_o \quad (2.25)$$

dengan

Δt : Nilai koreksi NMO (detik).

v : kecepatan gelombang pada medium yang digunakan untuk koreksi NMO (m/detik).

x : jarak titik tembak-*geophone/offset* (meter).

t_0 : waktu tiba gelombang seismik pada titik imajinasi (I) atau waktu refleksi *zero offset* (detik).

Nilai koreksi NMO untuk gelombang yang terkonversi dinyatakan dalam persamaan (Fromm, dkk, 1985) :

$$\Delta t = \sqrt{t_{op}^2 + \left(\frac{x_p}{v_p}\right)^2} + \sqrt{t_{osv}^2 + \left(\frac{x_{sv}}{v_{sv}}\right)^2} - (t_{op} + t_{osv}) \quad (2.26)$$

dengan

Δt : nilai koreksi NMO (detik).

x_p dan x_{sv} : jarak sumber gelombang datang P ke titik konversi dan jarak titik konversi ke *geophone* untuk gelombang SV (meter).

t_{op} dan t_{osv} : waktu refleksi *zero offset* gelombang P dan SV (detik).

v_p dan v_{sv} : kecepatan gelombang P dan gelombang SV yang digunakan untuk koreksi NMO (m/detik).