

## BAB II

### DASAR TEORI

Metode seismik merupakan salah satu metode yang sangat penting dan banyak dipakai di dalam teknik geofisika. Hal ini disebabkan metode seismik mempunyai ketepatan serta resolusi yang tinggi di dalam memodelkan struktur geologi di bawah permukaan bumi dibandingkan dengan metode geofisika lainnya. Dalam penentuan struktur geologi, metode seismik digolongkan menjadi dua bagian, yaitu seismik bias (refracted seismic) dan seismik refleksi (reflected seismic). Seismik refraksi efektif digunakan untuk penentuan struktur geologi yang dangkal, sedang seismik refleksi untuk struktur geologi yang dalam.

#### II.1. PENJALARAN GELOMBANG SEISMİK DALAM MEDIUM ELASTIK

Gelombang seismik adalah gelombang longitudinal yang berasal dari gelombang mekanis, yaitu gelombang yang terjadi akibat pelepasan energi secara tiba-tiba di dekat atau pada permukaan bumi. Karena material bumi bersifat elastik maka gelombang seismik yang terjadi akan dijalarakan ke dalam bumi ke berbagai arah. Pada bidang batas antar lapisan, gelombang ini sebagian dibiaskan dan sebagian lain dipantulkan untuk diteruskan ke permukaan bumi.

Gelombang mekanis terdiri dari :

##### 1. Gelombang Permukaan (Surface Wave)

yaitu gelombang yang merambat pada permukaan bumi.

## 2. Gelombang Badan (Body Wave)

yaitu gelombang yang merambat di bagian dalam bumi.

Surface Wave dibedakan menjadi :

### 1. *Rayleigh Wave*

yaitu gelombang permukaan yang gerakan partikelnya berada dalam bidang vertikal, dengan lintasan berbentuk elipsoida, yang mempunyai sumbu tegak terhadap arah perambatannya.

### 2. *Love Wave*

yaitu gelombang permukaan yang gerakan partikelnya bersifat transversal atau mendatar.

Gelombang ini terjadi akibat pemantulan berganda pada lapisan permukaan (low velocity layer) yang menutupi lapisan di bawahnya yang mempunyai kecepatan lebih tinggi (high velocity layer).

Body Wave terdiri dari :

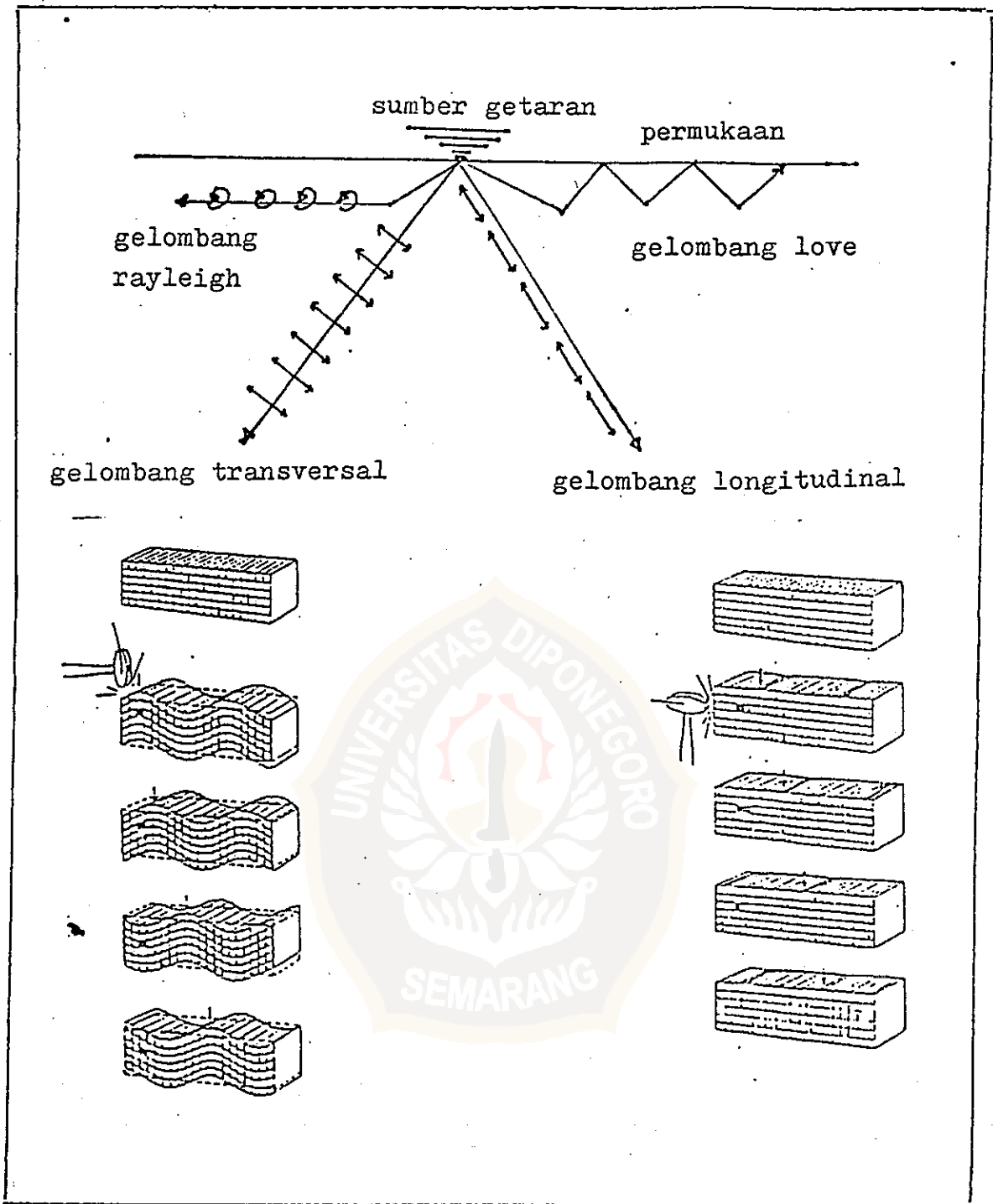
### 1. *Gelombang Transversal*

yaitu gelombang yang gerakan partikelnya tegak lurus terhadap arah perambatannya.

Gelombang ini terjadi akibat gaya elastis, yaitu gaya yang menentang perubahan bentuk. Oleh karena itu gelombang ini hanya dapat terjadi pada zat padat saja.

### 2. *Gelombang Longitudinal*

yaitu gelombang yang gerakan partikelnya sejajar dengan arah perambatannya.



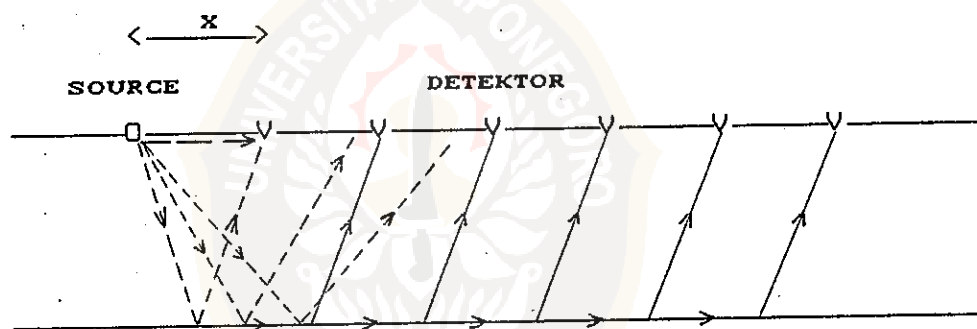
GAMBAR 1.

JENIS GELOMBANG MEKANIS ( DIGICON 1982 )

Gelombang ini terjadi karena gaya yang menentang perubahan volume, sehingga bisa terjadi pada zat cair, padat atau gas.

Gelombang longitudinal mempunyai kecepatan yang lebih tinggi dibanding dengan gelombang lainnya, sehingga dalam penyelidikan seismik, hanya gelombang longitudinal yang digunakan.

Pada gambar 1, mengilustrasikan jenis gelombang mekanis. Dan gambar 2, di bawah ini menunjukkan *model penjalaran gelombang seismik*.



- 1. Reflection -----
- 2. Refraction -----
- 3. Direct -----

**GAMBAR 2.**

**MODEL PENJALARAN GELOMBANG SEISMIK**

Sengbush mengusulkan hukum geometris penjalaran gelombang yang berlaku pada bidang batas antar dua medium yang homogen adalah sebagai berikut :

1. *Hukum Propagasi rektilinier*

yaitu sinar pada medium homogen menjalar dalam suatu garis lurus.

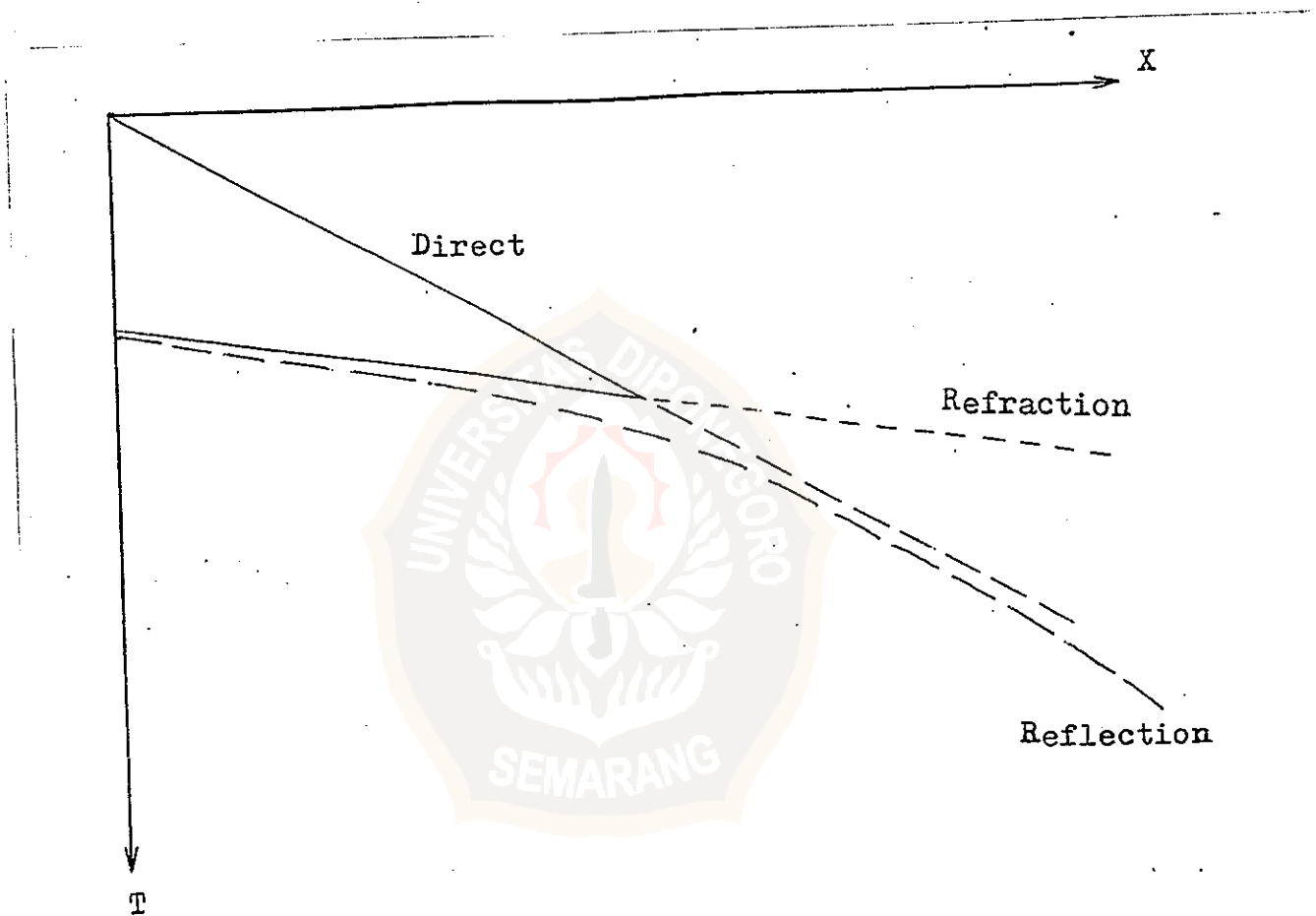
2. *Hukum Refleksi*

yaitu pada bidang batas antara dua medium yang homogen isotropis, suatu gangguan (*gelombang*), sebagian akan mengalami pemantulan, dan sinar pantul ini terletak dalam satu bidang sinar datang (bidang yang didefinisikan oleh sinar datang dan sinar tegak lurus bidang batas).

3. *Hukum Refraksi*

yaitu pada bidang batas antar dua medium dengan sifat-sifat yang berbeda, ada suatu sinar yang mengalami refraksi ke dalam medium kedua. Kemudian sinar ini merambat pada bidang batas dan berada dalam satu bidang dengan sinar datang dan membuat sudut sesuai dengan hukum Snell.

Hubungan Jarak ( $X$ ) dan waktu( $T$ ) dari gelombang refraksi dan gelombang refleksi serta gelombang langsung (*direct*) ditunjukkan pada gambar 3.



GAMBAR 3.  
 HUBUNGAN JARAK (X) - WAKTU (T)

## II.2. METODE SEISMIK REFRAKSI

Dalam metode seismik refraksi besaran fisis yang diukur dari permukaan bumi adalah waktu yang diperlukan oleh gelombang seismik untuk merambat dari sumber gelombang ke detektor. Lapisan-lapisan bawah permukaan diselidiki dalam ukuran skala yang lebih kecil, dengan mengamati waktu perjalanan gelombang tersebut.

Metode refraksi dapat menentukan kedalaman batuan dasar (bed rock), untuk landasan bangunan gedung-gedung, bendungan, jembatan dan lain-lain. Seismik bias mampu menentukan kecepatan gelombang seismik dari berbagai formasi batuan yang ada, disamping bentuk lapisan batuanya. Bahkan sering pula memungkinkan untuk pengenalan secara langsung dari formasi batuan yang diselidiki itu.

Dalam metode seismik refraksi yang terpenting adalah waktu tempuh pertama kali (first arrival time) gelombang sampai ke detektor.

Asumsi-asumsi yang harus dipenuhi dalam suatu peristiwa *refraksi* ataupun *refleksi* :

1. Material homogen dan isotropis.
2. Lapisan tersusun secara horisontal.
3. Kecepatan gelombang bertambah dengan bertambahnya kedalaman.
4. Panjang gelombang seismik lebih kecil dibandingkan dengan ketebalan lapisan yang diselidiki. Dalam hal ini gelombang seismik dipandang sebagai sinar seismik yang memenuhi hukum Snellius.

5. Mengikuti prinsip Huygens.
6. Pada bidang batas antar lapisan gelombang seismik menjalar dengan kecepatan gelombang pada lapisan di bawahnya.

Sedangkan anggapan yang dipakai untuk medium bawah permukaan antara lain :

1. Medium bumi dianggap berlapis-lapis dan tiap lapisan menjalarkan gelombang seismik dengan kecepatan berbeda.
2. Makin bertambah kedalaman, batuan lapisan makin kompak.

Peristiwa refraksi terjadi jika harga,

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \sin \theta_1$$

maka  $\sin \theta_2 = 1$  atau  $\theta_2 = 90^\circ$ , berarti gelombang ditransmisikan lewat bidang muka antar lapisan 1 dan lapisan 2, dengan harga kecepatan sama dengan  $v_2$ . Dalam peristiwa refraksi, sudut  $\theta_1$  disebut sudut kritis atau  $\theta_c$ .

Pada gambar 4, di bawah ini menunjukkan hukum Snell.

- a. Untuk gelombang pantul

$$\theta_1 = \theta_1'$$

- b. Untuk gelombang bias

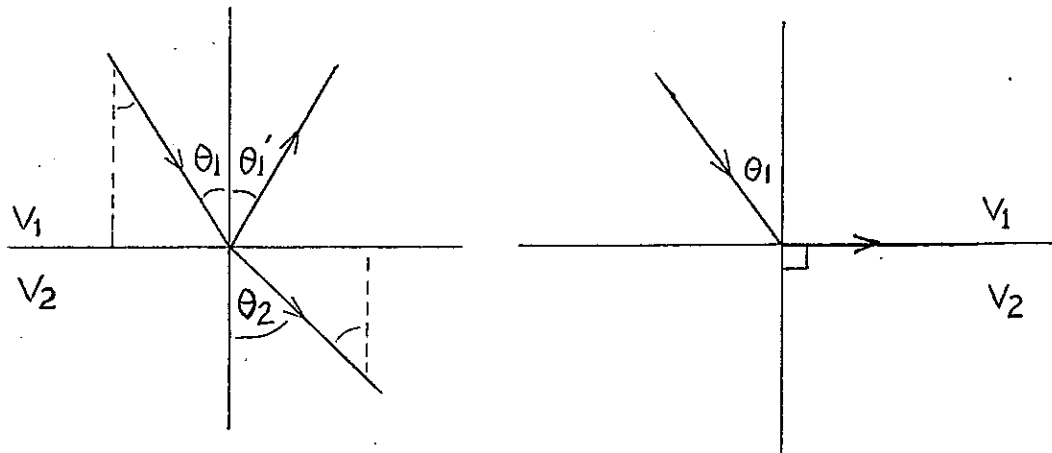
$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2}$$

- c. Bila gelombang terbias kritis, maka :

$$\sin \theta_1 = \frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2}$$

$$\theta_2 = 90^\circ$$

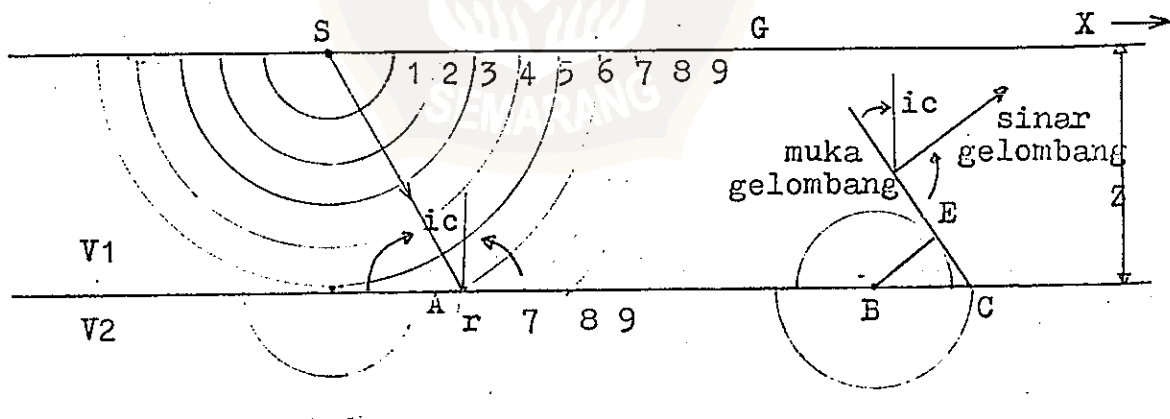




GAMBAR 4.  
HUKUM SNELL

Cara Perambatan Gelombang Refraksi adalah :

Pandanglah suatu keadaan dimana *subsurface* mempunyai dua medium, yang masing-masing mempunyai sifat elastik homogen, dimana lapisan atas dipisahkan dari lapisan bawah oleh sebuah bidang horisontal pada kedalaman  $Z$ , lihat gambar 5.



GAMBAR 5.

PERAMBATAN GELOMBANG BIAS DALAM DUA LAPISAN HORIZONTAL

Kecepatan gelombang seismik dalam lapisan atas adalah  $V_1$  dan lapisan bawah  $V_2$ . Dimana  $V_2$  lebih besar dari  $V_1$ . Jika suatu gelombang seismik dibangkitkan dari titik S pada permukaan, energi akan menyebar ke segala arah di lapisan atas dalam bentuk muka gelombang separoh bola. Jika sebuah geophon diletakkan di titik G pada jarak X yang kecil dari S, maka gelombang longitudinal yang langsung melintasi SG secara horisontal melalui lapisan atas akan mencapai titik G lebih dahulu sebelum gelombang lainnya tiba. Untuk harga X yang besar, gelombang yang merambat sepanjang bidang batas atas dari medium sebelah bawah yang mempunyai kecepatan lebih besar, akan melampaui gelombang langsung.

Cara perjalanan energi dari S ke G sepanjang lintasan tak langsung ini adalah, apabila muka gelombang berbentuk setengah bola dari S yang mengenai permukaan, yang kecepatannya berbeda maka energi akan dibiaskan ke dalam medium di bawahnya dengan mengikuti hukum Snellius untuk pembiasan. Di suatu titik A pada muka gelombang G, bidang singgung terhadap muka gelombang ini sekarang mulai merambat sepanjang bidang batas dengan kecepatan yang sama dengan kecepatan medium bawah. Maka menurut definisi, gelombang SA ini mengenai bidang batas dengan sudut kritisnya. Ke arah kanan titik A, muka gelombang - muka gelombang di bawah bidang batas akan merambat lebih cepat daripada yang di atasnya. Akibatnya lapisan bidang batas akan dipaksa untuk bergetar, karena ada tekanan dari bawah, dan hal ini akan membangkitkan usikan baru

sepanjang bidang batas yang selanjutnya akan dirambatkan dalam medium atas dengan kecepatan perambatan  $V_1$  (kecepatan pada lapisan 1).

Gelombang yang merambat dari titik B dalam medium akan melintasi jarak BC, sedangkan dalam waktu yang sama gelombang yang merambat di medium atas akan melintasi jarak BE. Akibatnya resultante muka gelombang yang lewat medium atas akan mengikuti garis CE yang membuat sudut  $i_c$  terhadap bidang batas. Dari gambar 5, tampaklah bahwa :

$$\sin i_c = \frac{BE}{CE} = \frac{V_1 \times t}{V_2 \times t} = \frac{V_1}{V_2}$$

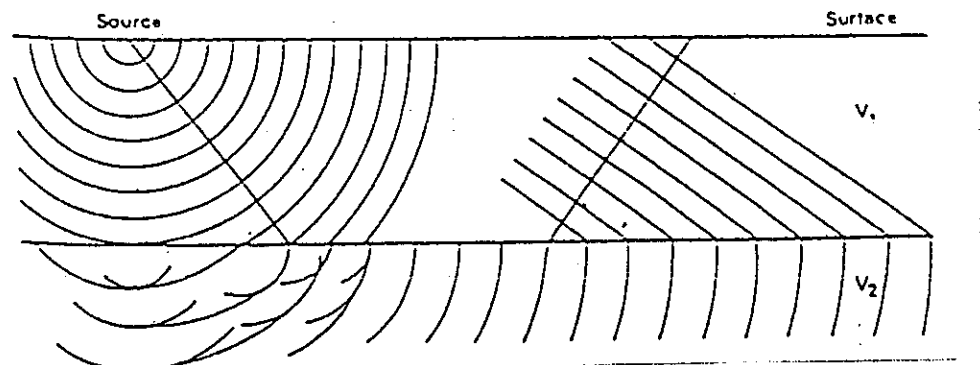
Sudut antara muka gelombang dengan horisontal adalah sama dengan sudut antara sinar gelombang dengan vertikal, sehingga gelombang akan kembali ke permukaan dengan sudut kritisnya lagi.

### II.3. TEORI REFRAKSI METODE MULTI-LAYER

Teori refraksi metode Multi-Layer berdasarkan pada postulat *huygens*, dimana setiap wave front. dari sumber gelombang, merupakan sumber gelombang baru dan pendekatan model ray path yang didasarkan pada prinsip Malus yang direalisasikan oleh hukum Snell pada saat gelombang elastik datang dengan sudut kritis. Energi gelombang refraksi yang sampai ke detektor di permukaan dibawa oleh *head wave* yang muncul pada lapisan di atasnya dengan kecepatan yang lebih kecil (*low velocity*) dibandingkan dengan medium di bawahnya.

Analisis dan interpretasi lapisan didasarkan pada

kelakuan kurva waktu tempuh dengan kuantitas kecepatan yang berbeda-beda dengan ketebalan yang berbeda pula.



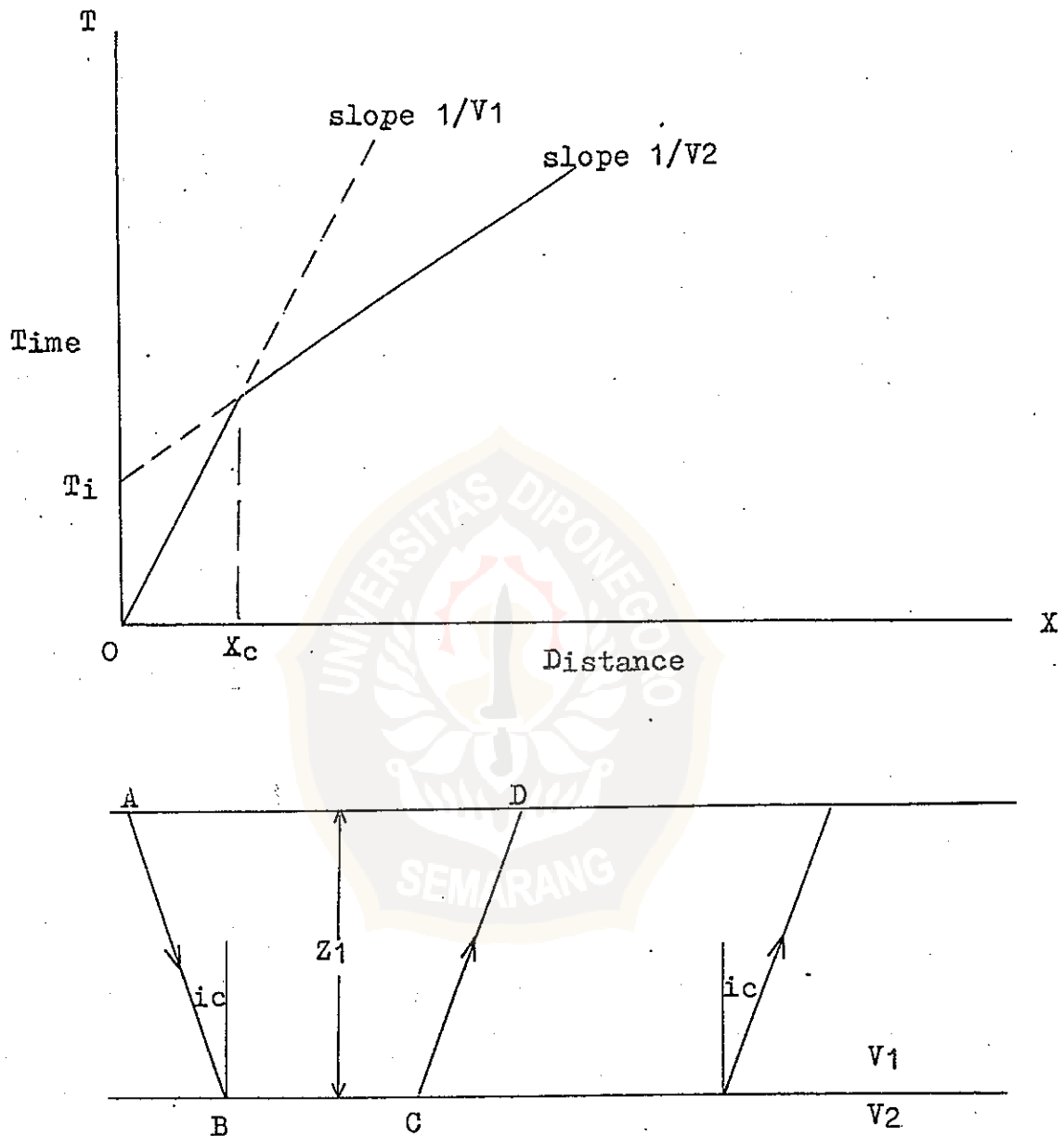
GAMBAR 6. MEKANISME MODEL REFRAKSI

Asumsi (anggapan dasar) yang berlaku dalam seismik atau seismologi refraksi adalah bahwa kuantitas kecepatan akan bertambah untuk setiap lapisan atau  $V_1 < V_2 < V_3 \dots$ . Energi gelombang yang terecord pertama adalah berasal dari gelombang langsung yang kemudian disusul oleh energi refraksi.

Dalam menentukan kedalaman lapisan medium kesatu, kedua, ketiga dan seterusnya, hasilnya atau hasil perhitungannya dapat dipakai untuk menghitung ketebalan masing-masing lapisan. Pada gambar 7, dapat dilihat bahwa gelombang yang datang lebih dahulu di titik D, adalah gelombang yang melintasi sebagai berikut, mula-mula mengenai bidang batas dengan sudut kritisnya, kemudian merambat secara horisontal sepanjang bidang batas dengan kecepatan  $V_2$  dan akhirnya kembali ke permukaan melalui atas menurut sudut kritisnya pula.

Gelombang yang menjalani lintasan seperti ini disebut *head wave*. Lintasan ini digambarkan pada bagian bawah

dari gambar 7. Cara yang paling tepat untuk menyajikan data metode pembiasan seperti ini adalah dengan menggambar grafik "first arrival times" waktu  $T$  melawan jarak  $X$ .



**GAMBAR 7.** Grafik Jarak-Waktu untuk Dua Lapisan Horizontal

A = sumber gelombang

D = detektor

X = AD

Dalam hal dimana *subsurface* mengandung beberapa lapisan horisontal yang diskrit, maka terhadap grafik yang diperoleh akan mudah sekali dilakukan interpretasi, sebab grafiknya akan terdiri dari potongan-potongan garis lurus yang bersambungan.

Untuk menjabarkan perambatan gelombang seismik pada struktur bawah permukaan yang terdiri dari beberapa lapisan, maka menurut Reich (1943) diperlukan syarat berikut :

1. Setiap lapisan harus mempunyai sifat elastis sempurna dan homogen, kecepatan gelombang di tiap lapisan besarnya akan tertentu dan konstan.
2. Makin dalam letak lapisannya, kecepatan rambat gelombangnya makin besar.
3. Pada bidang batas antar lapisan, kecepatan gelombangnya berubah secara tiba-tiba dan tajam.
4. Perbedaan kecepatan antara lapisan-lapisan harus cukup besar, sehingga masing-masing lapisan akan terwakili dalam grafik jarak-waktu dari "*first arrival time*" nya. Jika perbedaan kecepatan kecil, maka ketebalan lapisan yang bersangkutan haruslah cukup besar.
5. Bidang batas dari lapisan-lapisan daerah yang diselidiki harus merupakan bidang-bidang horisontal yang paralel.
6. Kemampuan menghantarkan energi dalam lapisan-lapisan yang terpisah harus cukup baik, sehingga "*first arrival time*" nya tampak jelas untuk setiap penembakan yang dilakukan.

Menurut asas Huygens titik-titik di bidang batas akan menjadi sumber-sumber gelombang baru yang memancarkan gelombang ke lapisan pertama dengan kecepatan  $V_1$ . Gelombang ini akan datang di permukaan dengan sudut datang yang sama dengan sudut kritis,  $i_c = \sin^{-1}\left(\frac{V_1}{V_2}\right)$ , dikenal sebagai *head wave*. Waktu rambat gelombang yang melalui lintasan ABCD, mengikuti persamaan T.

$$T = \frac{X}{V_2} + \frac{2 \times Z_1 \times \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 \times V_1}$$

Data-data suatu penyelidikan seismik refraksi disajikan dalam suatu kurva *time-distance*, yang menggambarkan waktu rambat gelombang seismik pertama kali diterima detektor, sebagai fungsi jarak sumber gelombang ke detektor X. Untuk keadaan dua lapisan kurvanya terdiri atas dua garis lurus yang berpotongan di titik  $X_c$  (jarak kritis), yang menyatakan bahwa mulai jarak  $X_c$ , gelombang yang pertama kali diterima detektor adalah *head wave*.

Untuk X lebih kecil dari  $X_c$  yang pertama kali diterima detektor adalah gelombang langsung. Perpotongan garis yang merupakan persamaan *head-wave* dengan sumber T disebut *intercept time* ( $T_i$ ).

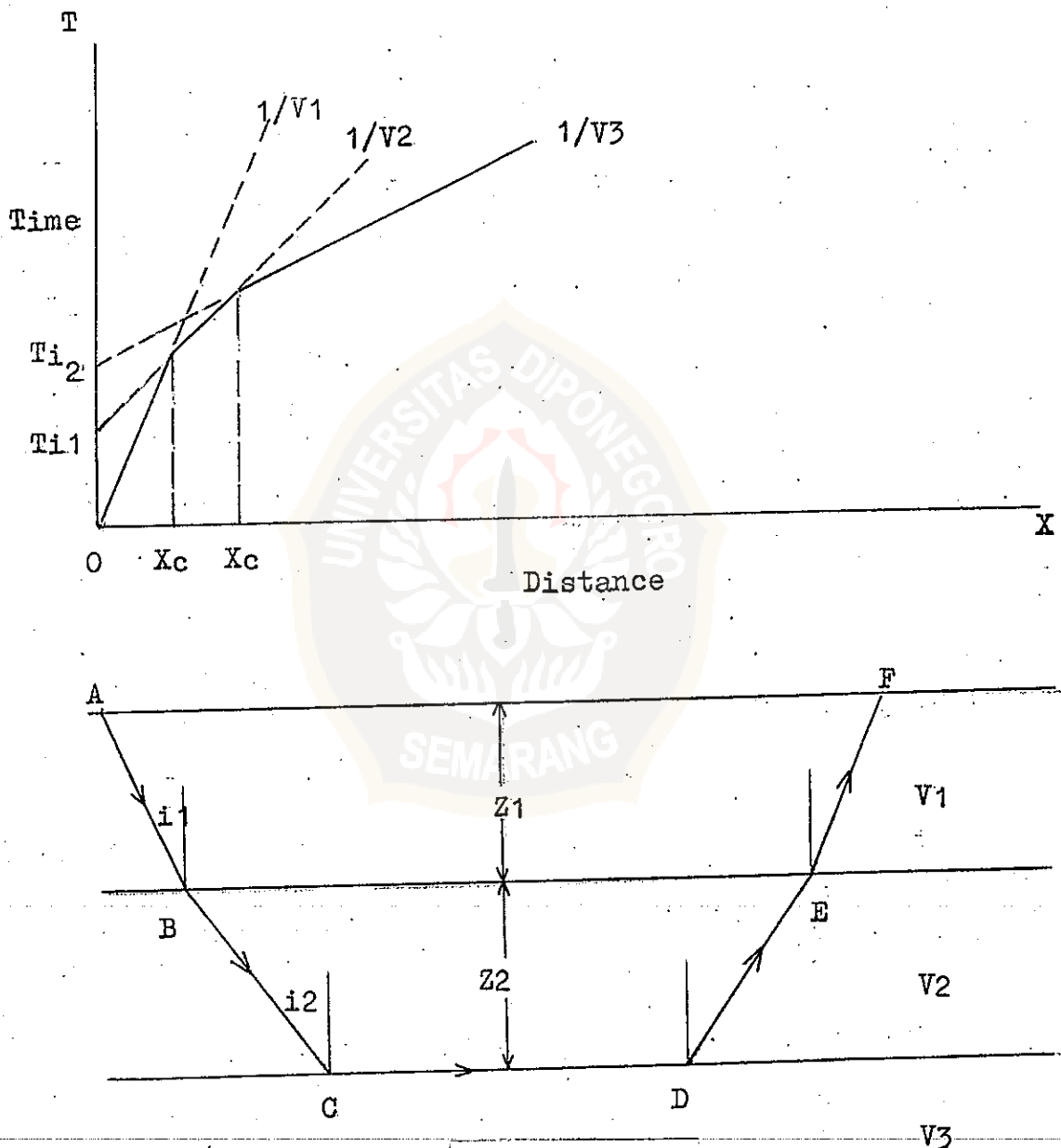
Dari kurva ini dapat dihitung kecepatan gelombang di tiap lapisan dengan jalan mengukur kemiringan kedua garis. Tebalnya lapisan pertama dihitung dengan menggunakan jarak kritis  $X_c$ , dengan :

$$Z_1 = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

atau dengan menggunakan *Intercept Time* ( $T_i$ ), yaitu :

$$Z_1 = \frac{T_i}{2} \frac{V_1 \times V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

Untuk keadaan tiga lapisan penjalaran gelombang diterangkan dengan cara yang sama, dan kurva *time-distance* nya seperti pada gambar 8, di bawah ini.



GAMBAR 8.

GRAFIK JARAK-WAKTU UNTUK TIGA LAPISAN HORIZONTAL



Gelombang yang pertama kali diterima di F, di atas jarak jarak kritis, datang di bidang batas pertama dengan sudut datang  $i_1 = \sin^{-1} \left( \frac{v_2}{v_3} \right)$ , yang merupakan sudut kritis bagi bidang batas kedua.

Persamaan waktu rambat bagi T(ABCDEF) adalah :

$$T = \frac{x}{v_3} + \frac{2 \times Z_1 \times \sqrt{v_3^2 - v_1^2}}{v_3 \times v_1} + \frac{2 \times Z_2 \times \sqrt{v_3^2 - v_2^2}}{v_3 \times v_2}$$

memotong sumbu T di *intercept time* di  $T_{i2}$ , sehingga dari pengukuran *intercept time* dan harga-harga kecepatan gelombang dapat dihitung tebalnya lapisan kedua  $Z_2$ , dengan persamaan :

$$Z_2 = \left( T_{i2} - \frac{2 \times Z_1 \times \sqrt{v_3^2 - v_1^2}}{v_3 \times v_1} \right) \frac{v_3 \times v_2}{2 \sqrt{v_3^2 - v_2^2}}$$

Tiap-tiap segmen garis dari kurva *time-distance* mewakili jalan yang ditempuh gelombang di permukaan lapisan. Penjalaran gelombang di n lapisan diterangkan dengan cara yang sama asalkan makin ke dalam, kecepatan gelombang makin tinggi secara diskrit. Untuk struktur yang kompleks (patahan, lipatan, lapisan miring dan sebagainya) diadakan perhitungan-perhitungan teoritis yang diuji dengan model-model di laboratorium.