

## B A B   I I

### D A S A R   T E O R I

#### 2.1. Deskripsi Gelombang Seismik

##### 2.1.1. Persamaan Gelombang Seismik.

Gelombang seismik pada dasarnya merupakan gelombang elastis yang menjalar melalui medium lapisan-lapisan bumi. Untuk menurunkan persamaan gelombang seismik, bumi diasumsikan sebagai medium elastis sempurna yang terdiri dari lapisan-lapisan homogen isotropis.

Berdasarkan teori elastisitas dan deformasi elemen medium, *Karal* dan *Keller* (1959), memberikan bentuk umum persamaan gerak untuk medium elastik homogen isotropis, sebagai :

$$\rho \frac{\partial^2 \mu_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_i} + \mu \nabla^2 \mu_i \dots \dots \dots (2.1)$$

Dari konsep displasement potensial, maka dengan mengoperasikan *divergensi* pada kedua suku persamaan (2.1), didapatkan bentuk persamaan gerak dilatasi untuk medan skalar sebagai :

$$\rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \theta \dots \dots \dots (2.2.a)$$

Sedangkan bentuk persamaan gerakan rotasi untuk medan vektor diperoleh dengan menerapkan operasi *curl* pada persamaan (2.1), sehingga diperoleh :

$$\rho \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = \mu \nabla^2 \xi \dots\dots\dots (2.2.b)$$

### 2.1.2. Berbagai Tipe Gelombang Seismik.

(1). *Gelombang Pressure (P)*.- Gelombang pressure (P) disebut juga sebagai gelombang kompresi atau gelombang longitudinal. Gelombang ini menginduksikan gerakan partikel medium dalam arah paralel dengan arah penjalaran gelombang. Bentuk persamaan gelombang P didasarkan pada bentuk persamaan gerak dilatasi, seperti ditunjukkan oleh persamaan (2.2.a).

(2). *Gelombang Shear (S)*.- Gelombang shear disebut juga sebagai gelombang sekunder atau gelombang transversal. Gelombang ini menyebabkan gerakan partikel medium dalam arah tangensial terhadap arah penjalaran gelombang. Bentuk persamaan gelombang ini didasarkan pada bentuk persamaan gerak rotasi, yaitu ditunjukkan oleh persamaan (2.2.b).

(3). *Gelombang Permukaan*.- Gelombang ini merupakan gelombang yang kompleks dengan frekuensi rendah dan amplitudo besar yang menjalar akibat adanya efek free surface. Gelombang permukaan pada umumnya diklasifikasikan menjadi dua kategori yaitu *gelombang Rayleigh* dan *gelombang Love*.

Gelombang Rayleigh merupakan gelombang permukaan yang gerakan partikel mediumnya merupakan kombinasi gerakan partikel media yang disebabkan oleh gelombang P dan gelombang S. Sedangkan gelombang Love merupakan gelombang permukaan yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal. Gerakan partikel akibat propagasi gelombang Love sama atau mirip dengan gelombang S.

### 2.1.3. Kecepatan Gelombang Seismik.

Dari persamaan (2.2.a), dapat diperoleh bentuk persamaan kecepatan gelombang P sebagai berikut :

$$V_p = \alpha = \left( \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{0.5} \dots \dots \dots (2.3.a)$$

Sedangkan dari persamaan (2.2.b) diperoleh bentuk persamaan kecepatan gelombang S, sebagai berikut :

$$V_s = \beta = \left( \frac{\mu}{\rho} \right)^{0.5} \dots \dots \dots (2.3.b)$$

dengan  $V_p$  : kecepatan gelombang P

$V_s$  : kecepatan gelombang S

$\lambda, \mu$  : konstanta Lamé

$\rho$  : densitas medium.

Berdasarkan kedua persamaan diatas, dapat ditunjukkan bahwa gelombang P akan menjalar dengan kecepatan yang lebih besar daripada gelombang S. Dan dari persamaan (2.3.b) dapat ditunjukkan pula bahwa gelombang S tidak dapat terjadi

(menjalar) dalam medium air atau udara (karena untuk medium ini harga  $\mu = 0$ ).

Untuk pembahasan selanjutnya, ruang lingkup pembahasannya adalah gelombang seismik tipe gelombang P, karena tipe gelombang inilah yang digunakan dalam eksplorasi seismik. Dan setiap penulisan pernyataan gelombang seismik, disini yang dimaksud adalah tipe gelombang P.

## 2.2. Relevansi Sifat-sifat Fisis Material Bumi terhadap Penjalaran Gelombang Seismik

### 2.2.1. Densitas.

Densitas batuan merupakan derajat kekompakan dari batuan tersebut, sehingga densitas batuan bergantung secara langsung dari densitas mineral penyusunnya. Semakin kompak penyusunan mineral batuan, berarti semakin besar densitasnya, dan semakin tidak kompak penyusunan mineralnya, maka semakin berkurang densitasnya.

Ketidak-kompakan penyusunan mineral, mengakibatkan struktur batuan yang berpori, atau dikatakan batuan mempunyai porositas. Dalam hal ini ada korelasi langsung antara densitas dan porositas. Semakin kecil porositas suatu batuan, berarti semakin besar densitasnya.

Dengan batasan-batasan tertentu, relasi porositas dan densitas untuk lapisan batuan ditunjukkan oleh persamaan :

$$\rho_r = \rho_m (1 - \phi) + \rho_f \phi \dots\dots\dots (2.4)$$

dimana  $\phi$  : porositas

$\rho_r$  : densitas bulk dari batuan

$\rho_f$  : densitas material pengisi pori-pori

$\rho_m$  : densitas matriks batuan (material padat).

Dalam kenyataannya, porositas dapat tereduksi (mengalami penyusutan), sehingga densitasnya akan bertambah besar. Reduksi porositas dapat disebabkan oleh kedalaman dari *burial* (batuan yang terpendam). Karena semakin dalam *burial*, berarti akan menerima beban (tekanan overburden) yang semakin besar, sehingga mengakibatkan penyusunan mineral yang semakin ketat (*proses kompaksi*).

Reduksi porositas juga dapat disebabkan oleh proses *sementasi*. Proses ini terjadi jika pori-pori terisi oleh larutan yang diendapkan semen, misalnya *sparry calcite*. Dalam reservoir karbonat batu gamping (limestone), sementasi merupakan faktor yang sangat penting, terutama karena semen berasal dari butiran-butirannya sendiri. Sehingga untuk batuan ini, pertambahan densitas terhadap kedalaman biasanya sangat bervariasi. Bahkan ada kecenderungan bahwa pengaruh kompaksi akan semakin kecil, jika diindikasikan adanya konsentrasi kalsium karbonat yang tinggi.

### 2.2.2. Faktor-faktor yang Mempengaruhi Kecepatan Gelombang Seismik dalam Medium Padat.

Dari persamaan (2.3.a) dan (2.3.b), kecepatan seismik dapat dituliskan dalam bentuk persamaan dasar :

$$V = \left(\frac{E}{\rho}\right)^{0.5} \dots \dots \dots (2.5)$$

Persamaan ini menunjukkan bahwa kecepatan seismik  $V$  didefinisikan oleh sifat-sifat fisis elastisitas  $E$  dan densitas  $\rho$ .

Untuk medium padatan bumi kering dengan komposisi tunggal, modulus elastisitas yang sesuai adalah :

$$E = k + \frac{4}{3} \mu \dots \dots \dots (2.6)$$

Sehingga kecepatan seismiknya dapat didefinisikan :

$$V = \left\{ \frac{1}{\rho} \left( k + \frac{4}{3} \mu \right) \right\}^{0.5} \dots \dots \dots (2.7)$$

dengan  $V$  : kecepatan seismik

$\rho$  : densitas

$k$  : modulus bulk

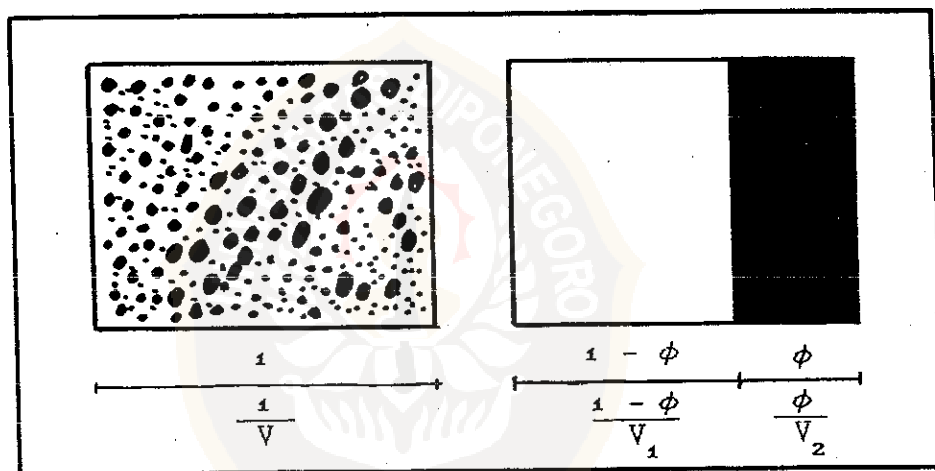
$\mu$  : modulus rigiditas.

Untuk kasus yang lebih realistis, yaitu padatan bumi kering dengan komposisi campuran (sebagai contoh, batuan pasir yang tersemenkan), maka kecepatan seismiknya akan lebih kompleks. Dalam hal ini solusi diberikan oleh persamaan *Waktu Rata-rata* (time average equation) yang dikemukakan oleh *Wyllie et al* (1956). Persamaan ini

didasarkan pada asumsi waktu tempuh rata-rata gelombang seismik dalam material matriks (pasir) dan material semen, yaitu :

$$\frac{1}{V} = \frac{1 - \phi}{V_1} + \frac{\phi}{V_2} \dots\dots\dots (2.8)$$

Dimana  $V_1$  adalah kecepatan gelombang seismik pada material matriks (pasir) dan  $V_2$  adalah kecepatan seismik dalam material semen. Prinsip dasar dari persamaan ini dapat diilustrasikan sebagai berikut :



Gambar 2-1. Prinsip Persamaan Waktu Rata-rata (Time Average Equation).

Densitas dari batuan padat dan kering ini sudah tentu besar, karena tidak ada porositas kosongnya. Elastisitasnya juga besar. Karena efek elastisitas ini dominasinya lebih besar dari efek densitas, maka dalam hal ini kecepatan gelombang seismiknya juga besar.

### 2.2.3. Faktor-faktor yang Mempengaruhi Kecepatan Gelombang Seismik dalam Medium Berpori.

Pada kondisi yang sebenarnya, lapisan batuan sebagai medium perambatan gelombang seismik akan lebih kompleks lagi. Hal ini disebabkan karena sebagian besar lapisan batuan tersusun atas material dengan struktur berpori dan fluida yang menjenuhinya. Adanya struktur berpori dengan fluida pengisinya akan mempengaruhi elastisitas dan densitas medium, sehingga akan berpengaruh pula terhadap kecepatan seismik.

Banyak faktor yang mempengaruhi kecepatan seismik dalam kondisi medium seperti ini. Porositas dan fluida pengisinya merupakan faktor yang sangat menentukan. Bentuk relasinya dapat digunakan persamaan waktu rata-rata sebagai berikut :

$$\frac{1}{V} = \frac{1 - \phi}{V_m} + \frac{\phi}{V_f} \dots \dots \dots (2.9)$$

dengan  $\phi$  : porositas

$V$  : kecepatan seismik dalam batuan

$V_m$  : kecepatan seismik dalam matriks batuan

$V_f$  : kecepatan seismik dalam fluida.

Faktor kedalaman burial juga akan berpengaruh. Dengan bertambahnya kedalaman, densitas semakin besar (reduksi porositas akibat kompaksi), maka kecepatan seismiknya juga akan semakin besar.



Dalam hal ini *Gardner et al* (1974), mengusulkan persamaan empirisnya :

$$\rho = aV^{0.25} \dots\dots\dots (2.10)$$

dengan  $\rho$  : densitas

$V$  : kecepatan seismik

$a$  : konstanta yang tergantung satuan terpakai.

Dalam prosedur interpretasi, variasi kecepatan terhadap kedalaman disebut sebagai *Fungsi Kecepatan*. Fungsi kecepatan sangat dipengaruhi kondisi geologis yang melatarinya. Untuk daerah dengan kondisi geologis uniform, akan menunjukkan variasi fungsi kecepatan yang kecil. Sebaliknya untuk daerah dengan kondisi geologis tidak uniform akan menunjukkan variasi fungsi kecepatan yang besar.

Densitas dan kecepatan keduanya mempunyai hubungan yang saling mempengaruhi (*interrelation*) dengan porositas dan kedalaman. Oleh karena itu, fungsi kecepatan juga sangat dipengaruhi oleh porositas. Hubungan antara kecepatan gelombang seismik, kedalaman dan porositas atau dapat dikatakan sebagai *Perubahan Fungsi Kecepatan terhadap Porositas*, dapat ditentukan secara empiris seperti yang dilakukan dalam penelitian ini.

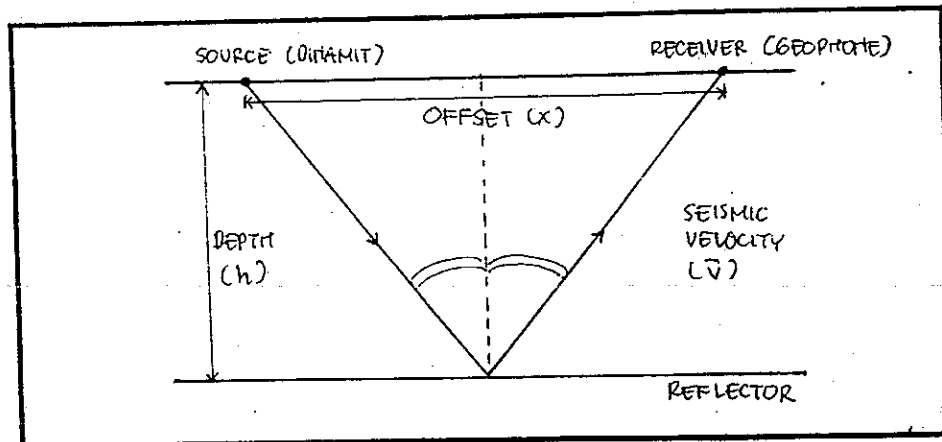
### 2.3. Deskripsi Metode Seismik Refleksi

#### 2.3.1. Prinsip Dasar Metode Seismik Refleksi.

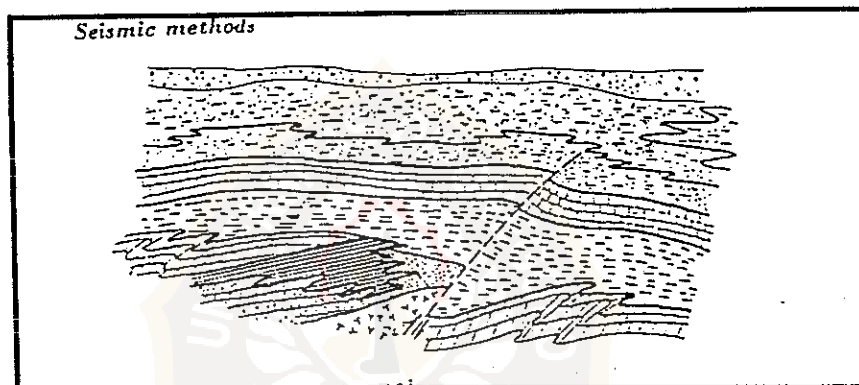
Metode ini mempunyai prinsip menjalankan gelombang seismik kedalam perlapisan bumi. Sesuai dengan sifat-sifat fisisnya, gelombang yang dibangkitkan oleh sumber (dinamit) di permukaan dijalarkan dari satu lapisan ke lapisan yang lain dan akan mengalami peristiwa refleksi dan refraksi bila mengenai bidang kontak antar lapisan. Gelombang yang terpantul ke permukaan diterima oleh dan direkam oleh receiver (geophone). Waktu tempuh yang diperlukan gelombang mulai saat dirambatkan, dipantulkan hingga tiba di receiver, dicatat dan direkam, yang kemudian rekaman ini akan diproses dan dianalisa.

Data rekaman seismik dari lapangan hanya berupa trace-trace yang tidak menyatakan gambaran struktur batuan dibawah permukaan. Karena itu harus dilakukan beberapa pemrosesan lebih lanjut yang semuanya tergabung dalam sistem pemrosesan data seismik. Hasil pemrosesan rekaman data seismik lapangan kemudian ditampilkan dalam penampang seismik yang semua event-eventnya cenderung menggambarkan struktur batuan dibawah permukaan tanah.

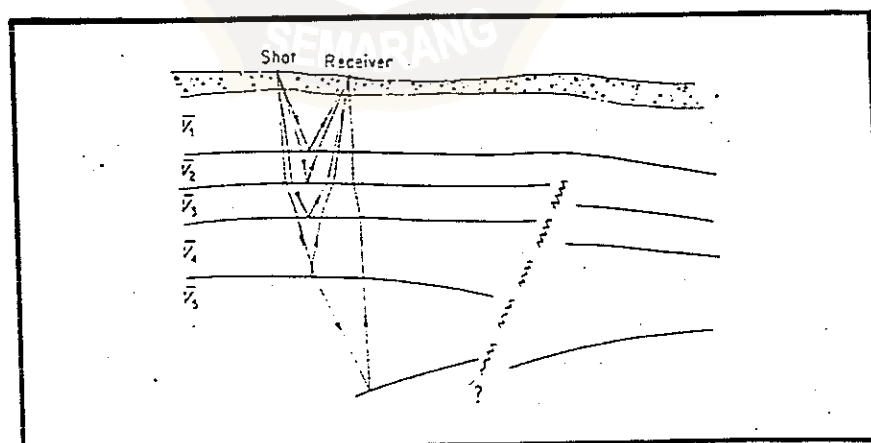
Secara keseluruhan ada tiga tahap pelaksanaan survei seismik refleksi agar rekaman data berkualitas baik, yaitu pengambilan data (data acquisition), pemrosesan data (data processing) dan interpretasi data (data interpretation)



Gambar 2-2. Prinsip dasar metode seismik refleksi.



Gambar 2-3a. Suatu penampang stratigrafi.



Gambar 2-3b. Interpretasi geofisika yang diperoleh dari survei seismik refleksi untuk penampang stratigrafi yang ditunjukkan oleh gambar 2-3a.



Dengan menotasikan kecepatan rata-rata sebagai  $V$ , waktu tempuh  $t$  untuk gelombang pantul adalah  $\frac{SC + CR}{V}$ . Karena  $SC = Cl$ , maka waktu tempuhnya dapat dituliskan  $\frac{lR}{V}$ , atau  $Vt = lR$ . Dalam batasan  $X$ , yaitu jarak antara shotpoint ke geophone atau disebut sebagai *offset*, persamaan tersebut dapat dirubah menjadi :

$$V^2 t^2 = X^2 + 4h^2 \dots\dots\dots (2.11a)$$

atau

$$\frac{V^2 t^2}{4h^2} - \frac{X^2}{4h^2} = 1 \dots\dots\dots (2.11b)$$

Jadi kurva waktu tempuhnya adalah hiperbola seperti ditunjukkan pada (gambar 2-4) bagian atas.

Geophone di  $R$  juga akan merekam gelombang langsung (*direct wave*) yang menempuh jarak  $SR$  dengan waktu tempuh  $t_D = \frac{X}{V}$ . Gelombang ini akan mencapai geophone lebih cepat daripada gelombang pantul. Kurva waktu tempuhnya berupa garis lurus  $OM$  dan  $ON$ .

Lokasi lapisan reflektor ditentukan dengan mengukur  $t_0$ , yaitu waktu tempuh untuk geophone pada posisi shotpoint, waktu tempuh ini sering disebut *Two Way Time* (TWT). Oleh karena itu dengan menuliskan  $X = 0$ , diperoleh :

$$h = \frac{1}{2} V t_0 \dots\dots\dots (2.12)$$

Persamaan (2.11a) dapat dituliskan menjadi :

$$t^2 = \frac{X^2}{V^2} + \frac{4h^2}{V^2} = \frac{X^2}{V^2} + t_0^2 \dots\dots\dots (2.11c)$$

Dengan menggunakan ekspansi binomial, persamaan (2.11a) dapat diselesaikan untuk  $t$ , yaitu waktu tempuh yang diukur pada rekaman seismik.

$$t = t_0 \left\{ 1 + \frac{1}{2} \left( \frac{X}{Vt_0} \right)^2 - \frac{1}{8} \left( \frac{X}{Vt_0} \right)^4 + \dots \right\} \dots\dots\dots (2.13)$$

Perbedaan waktu tempuh gelombang pantul yang diterima oleh dua buah posisi geophone disebut *move out* dan direpresentasikan oleh  $\Delta t$ . Jika  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $X_1$  dan  $X_2$  masing-masing adalah waktu tempuh dan offset, diperoleh pendekatan :

$$\Delta t = t_2 - t_1 \approx \frac{X_2^2 - X_1^2}{2V^2 t_0} \dots\dots\dots (2.14a)$$

Untuk kasus khusus dimana salah satu geophonenya terletak pada shotpoint,  $\Delta t$  disebut sebagai *normal move out* (NMO) yang dinotasikan sebagai  $\Delta t_n$ .

$$\Delta t_n \approx \frac{X^2}{2V^2 t_0} \dots\dots\dots (2.14b)$$

Konsep NMO sangat penting digunakan dalam menentukan apakah event yang diselidiki dalam perekaman seismik merupakan reflektor atau bukan.