

BAB II

DASAR TEORI GELOMBANG SEISMİK

II.1 Teori Elastisitas dan Gelombang Seismik

Metoda seismik pada masa kini umumnya digunakan dalam eksplorasi pendeteksian cadangan minyak bumi dan gas alam. Hal tersebut dikarenakan kemampuan metoda ini untuk mencitrakan permukaan bawah bumi hingga kedalaman beberapa kilometer.

Metoda seismik dalam eksplorasi geofisika banyak digunakan terutama untuk eksplorasi minyak dan gas bumi. Dalam metode seismik, yang diamati adalah waktu perambatan gelombang bunyi (bersifat elastis) yang ditimbulkan oleh sumber gelombang tertentu (*dinamik, hammer atau weight-drop*). Ada dua macam metoda dalam seismik, yaitu metoda seismik pantul dan metoda seismik bias.

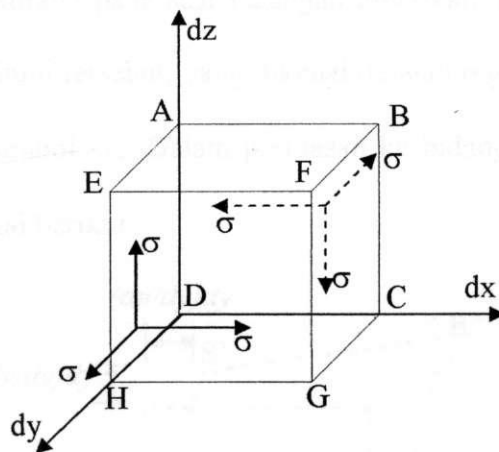
Metoda seismik memanfaatkan sifat penjalaran gelombang mekanik (gelombang seismik) yang dijalarakan melewati bumi. Karena penjalaran gelombang sangat bergantung pada sifat elastis dari batuan yang ada dibawah permukaan bumi, maka terlebih dahulu dibahas konsep dasar elastisitas.

Teori elastisitas akan menghubungkan gaya yang diberikan terhadap suatu benda dengan perubahan bentuk dan ukuran yang diakibatkan. Hubungan antara gaya yang dikenakan terhadap deformasi benda tersebut dinyatakan dalam konsep *stress* dan *strain* (tegangan dan regangan).

II.2 Tegangan (Stress)

Tegangan atau Stress didefinisikan sebagai gaya persatuan luas. Jika tegangan atau gaya yang diberikan bervariasi dari titik ke titik, maka tegangan yang dihasilkan juga bervariasi

dan besar tegangan tersebut pada sebuah titik dapat ditentukan dengan cara mengambil elemen terkecil luas infinitesimal yang berpusat pada titik tersebut dan membagi total gaya yang dikenakan pada luas tersebut dengan magnitudo luas. Jika gaya yang dikenakan tegak lurus terhadap permukaan benda (luas yang akan diperhitungkan), maka tegangan tersebut adalah tegangan normal. Jika gaya yang dikenakan berarah tangensial terhadap luas permukaan benda maka tegangan tersebut adalah tegangan geser. Jika gaya tersebut tidak tegak lurus maupun paralel terhadap elemen luas benda tersebut, gaya tersebut diuraikan ke komponen yang paralel dan tegak lurus terhadap elemen luas permukaan benda. Dengan demikian segala bentuk tegangan dapat diuraikan dalam komponen normal dan tangensial. Dengan mempertimbangkan elemen kecil dari volume, tegangan yang beraksi pada enam permukaan dapat diuraikan menjadi komponen-komponen, seperti yang terlihat pada gambar 2.1.



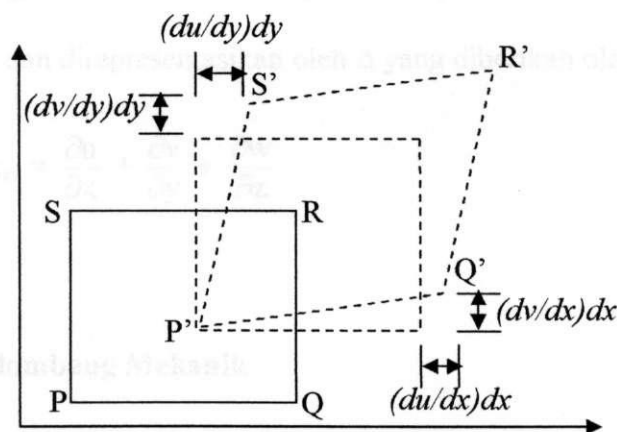
Gambar 2.1. Komponen tegangan.

Pada saat benda berada dalam keadaan setimbang statik, gaya-gaya akan seimbang. Tiga komponen σ_{xx} , σ_{yx} dan σ_{zx} beraksi pada permukaan ABCD harus sama dan berlawanan arah dengan tegangan permukaan EFGH, hal yang sama untuk empat permukaan lainnya. Tegangan geser seperti σ_{yx} merupakan kopel yang memutar elemen pada sumbu z. Besar kopel tersebut

adalah : gaya x lengan pengungkit = $(\sigma_{yx} dy dz) dx$. Apabila mempertimbangkan tegangan pada empat permukaan beneda tersebut, maka kopel σ_{yx} akan dilawan oleh kopel pasangan tegangan σ_{xy} . Karena elemen tersebut dalam keadaan setimbang, maka kmomem total harus nol dengan demikian $\sigma_{yx} = \sigma_{xy}$.

II.3 Regangan (Strain)

Tegangan atau Stress didefinisikan sebagai gaya perubahan relatif (perubahan kecil) dimensi atau bentuk suatu benda. Nilai kuantitas du/dx , du/dy dan du/dz adalah pertambahan relatif dimensi panjang dalam arah sumbu x, y dan z yang berkenaan dengan tegangan normal (normal strain). Sedangkan nilai kuantitas $(du/dx + dv/dy)$ adalah besar dimana sudut sebelah kanan pada bidang xy berkurang pada saat tegangan diberikan, dengan demikian merupakan perubahan bentuk dari medium tersebut, yang dikenal dengan regangan geser (shearing strain) yang dinotasikan dengan simbol ϵ_{xy} . Dalam perluasan ke bidang tiga dimensi, elemen dasar regangan dinotasikan sebagai berikut :



Gambar. 2.2. Analisa regangan 2 dimensi.

$$\text{Regangan Normal} \quad \left. \begin{aligned} \varepsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x} \\ \varepsilon_{yy} &= \frac{\partial u}{\partial y} \\ \varepsilon_{zz} &= \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (2.1)$$

$$\text{Regangan Geser} \quad \left. \begin{aligned} \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \end{aligned} \right\} \quad (2.2)$$

Sebagai akibat dari regangan tersebut, benda mengalami rotasi sederhana terhadap ketiga sumbu, yang diberikan oleh :

$$\theta_x = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right), \theta_y = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \text{ dan } \theta_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (2.3)$$

Perubahan dimensi yang diberikan akan menghasilkan perubahan volume benda, perubahan volume disebut dilatasi dan direpresentasikan oleh Δ yang diberikan oleh :

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (2.4)$$

II.4 Persamaan Gelombang Mekanik

Dengan menggunakan Hukum II Newton, Hukum Hooke, dan beberapa penurunan yang melibatkan Persamaan (2.1), (2.2), (2.3) dan (2.4), diperoleh bentuk persamaan – persamaan berikut :

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta \quad \alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \quad (2.5)$$

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x \quad \beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (2.6)$$

Persamaan-persamaan tersebut merepresentasikan fenomena yang terjadi bila tegangan yang dikenakan tidak lagi bersifat setimbang. Dengan menstubsitusikan penurunan yang tepat, akan didapatkan nilai θ_y dan θ_z . Kedua persamaan di atas adalah contoh persamaan gelombang yang memiliki bentk umum :

$$\frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi \quad (2.7)$$

Asumsikan besaran ψ hanya berupa fungsi x dan t saja, sehingga persamaan tersebut akan tereduksi menjadi :

$$\frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \quad (2.8)$$

dan untuk sembarang fungsi $(x - vt)$,

$$\psi = f(x - vt) \quad (2.9)$$

Persamaan (2.9) merupakan solusi untuk Persamaan (2.8) yang memperlihatkan bahwa dua turunan pertama tidak memiliki diskontinuitas. Solusi ini memberikan solusi yang tak terbatas. Jawaban spesifik dari tiap permasalahan membutuhkan proses pemilihan kombinasi solusi yang memenuhi syarat-syarat batas untuk masalah tersebut.

Gelombang didefinisikan sebagai “gangguan” yang menjalar melalui medium. Dalam notasi yang digunakan di sini, ψ gangguan berupa perubahan volume ketika $\psi = \Delta$ dan berupa

rotasi ketika $\psi = \theta_x$. Gangguan yang dituliskan dalam bentuk Persamaan (2.9) menjalar sepanjang sumbu x . Jika syarat-syarat batas untuk kasus penjalaran gelombang sederhana pada sumbu x telah terpenuhi, salah satu solusi umum yang bisa digunakan adalah :

$$\psi = f(x - vt) + g(x + vt) \quad (2.10)$$

yang merepresentasikan dua buah gelombang yang menjalar sepanjang sumbu x dalam arah yang berlawanan dengan kecepatan v . Karena nilai ψ independen terhadap y dan z , gangguan haruslah sama dimanapun pada bidang yang tegak lurus dengan sumbu x . Jenis gelombang seperti ini adalah gelombang datar (*plane wave*).

II.5 Gelombang Seismik

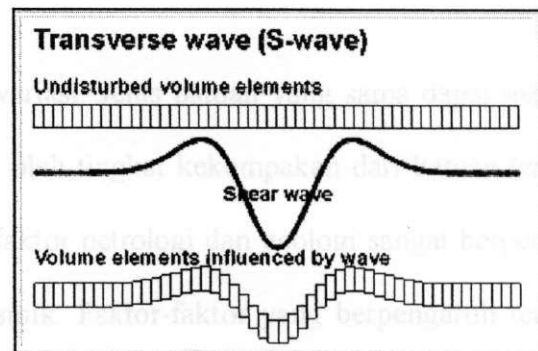
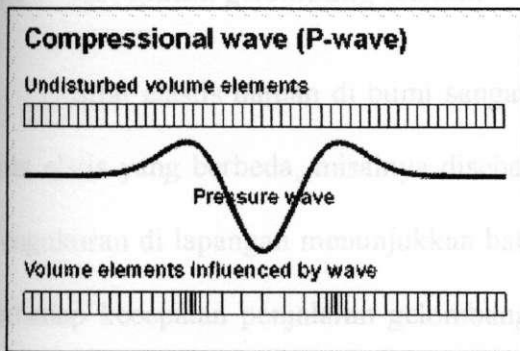
Persamaan (2.5) dan (2.6) menggambarkan persamaan gelombang elastis yang dikenal juga dengan gelombang seismik. Gelombang elastis dapat dibagi dua tipe berdasarkan medium penjalarnya, yaitu gelombang tubuh (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Gelombang tubuh merupakan gelombang yang energinya ditransfer melalui medium di dalam bumi, sedangkan gelombang permukaan merupakan gelombang yang transfer energinya terjadi pada permukaan bebas. Pada gelombang permukaan transfer energi terjadi akibat *free surface* dan menjalar dalam bentuk *ground roll*. Gelombang badan terdiri atas 2 jenis, yaitu gelombang P dan gelombang S). Gelombang permukaan terdiri dari 2 jenis yaitu gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love*. Pada bahasan berikutnya akan dijelaskan lebih rinci mengenai gelombang P dan S, yang identik dengan istilah gelombang seismik.

II.6 Gelombang P dan S

Dalam pembahasan terdahulu, persamaan yang digunakan untuk menelaah fenomena gelombang adalah Persamaan (2.7). Kuantitas ψ belum didefinisikan, hanya dijelaskan bahwa ψ adalah gangguan yang menjalar dari satu titik ke titik lainnya dengan kecepatan V . Dalam medium homogen isotropik, Persamaan (2.5) dan (2.6) bisa cukup memenuhi. Dapat didefinisikan fungsi Δ dan θ_x dengan ψ dan memberikan kesimpulan bahwa dua jenis gelombang dapat menjalar melalui medium homogen isotropik, yang satu berkenaan dengan perubahan dilatasi Δ , yang lain untuk mengubah komponen rotasi yang ditunjukkan oleh Persamaan (2.3). Gelombang-gelombang ini, yang menjalar di bagian dalam dari medium, disebut *gelombang badan (body waves)*.

Berdasarkan sifat gerakan partikel mediumnya, gelombang tubuh dibagi menjadi dua. Jenis yang pertama dikenal dengan gelombang *dilatasi, longitudinal, irrotasional, kompressional*, atau *gelombang-P*. Jenis yang kedua dikenal dengan gelombang *shear, transversal, rotasional*, atau *gelombang-S*. Gerakan partikel pada jenis gelombang P searah dengan arah penjalaran gelombang (lihat Gambar 2.3, kiri), sedangkan gelombang S gerakan partikelnya berarah tegak lurus terhadap arah penjalaran gelombang (lihat Gambar 2.3, kanan). Kecepatan kedua gelombang tersebut diberikan dalam bentuk :

$$V_p = \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad V_s = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.11)$$



Gambar 2.3. Kiri : arah gerak partikel akibat pengaruh gelombang P. Kanan : Arah gerak partikel akibat pengaruh gelombang S (Robertson Research International Ltd. 1997).

II.7 Kecepatan Gelombang Seismik

Karena konstanta elastisitas selalu bernilai positif, V_P akan selalu lebih besar daripada V_S . Notasi γ merepresentasikan rasio perbandingan V_S/V_P yang rumusannya :

$$\gamma^2 = \frac{\beta^2}{\alpha^2} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{\frac{1}{2} - \sigma}{1 - \sigma} \quad (2.12)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (2.13)$$

notasi σ adalah rasio Poisson (*Poisson's Ratio*). Dari Persamaan (2.12) dapat diamati bahwa kecepatan gelombang S bernilai dari 0 hingga 70% dari nilai kecepatan gelombang P. Untuk fluida, nilai μ adalah nol, sehingga nilai β dan γ juga bernilai nol. Dengan demikian gelombang S tidak dapat merambat melalui fluida.

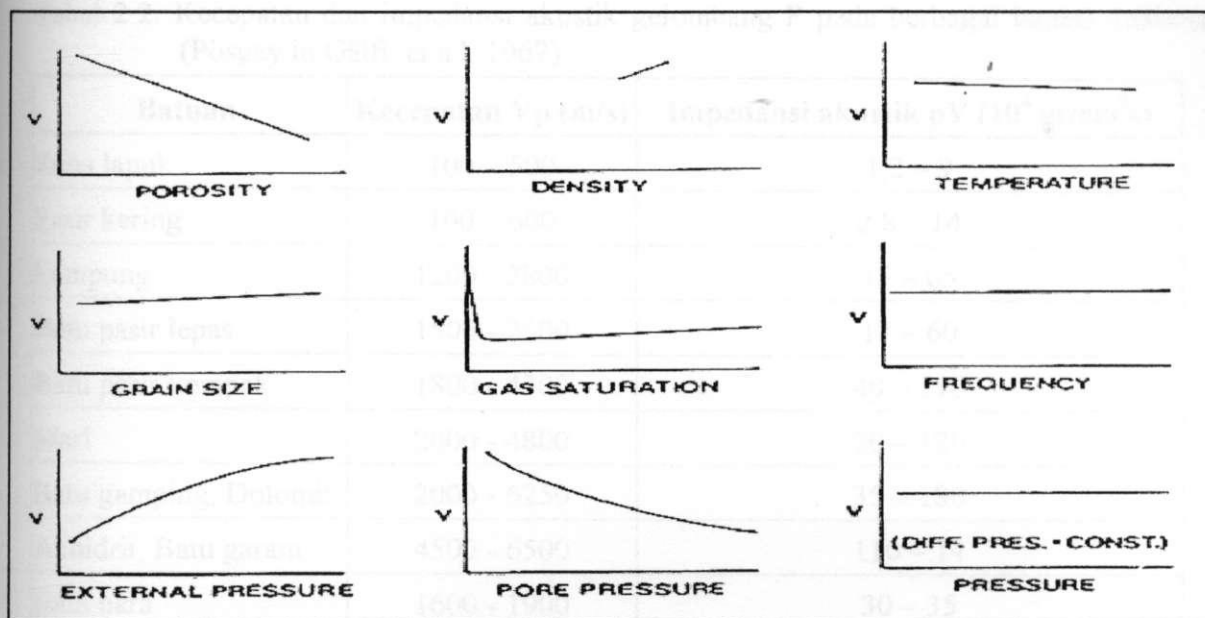
II.8 Kecepatan gelombang seismik

Sifat elastis batuan di bumi sangat bervariasi. Jenis batuan yang sama dapat memiliki sifat elastis yang berbeda, misalnya disebabkan oleh tingkat kekompakan dari batuan tersebut. Pengukuran di lapangan menunjukkan bahwa faktor petrologi dan geologi sangat berpengaruh terhadap kecepatan penjalaran gelombang seismik. Faktor-faktor yang berpengaruh terhadap penjalaran gelombang seismik antara lain (Priyono, 1999) :

1. Sifat elastisitas dan densitas batuan.
2. Porositas dan saturasi.
3. Tekanan, baik akibat dari tekanan (efek *over burden*) atau tekanan pori.
4. Temperatur, di mana sifat elastis berubah karena batuan mencair.
5. Sejarah terjadinya, seperti pengaruh tektonik, pengaruh kimiawi atau termal yang menyebabkan batuan berubah, pengaruh pelapukan, transportasi dan sedimentasi.

Beberapa plot parameter fisis vs kecepatan gelombang seismik dapat dilihat pada Gambar 2.4.

Kecepatan gelombang seismik pada batuan magmatik pada umumnya lebih besar dibandingkan pada batuan sedimen. Sifat elastis batuan sedimen sangat tergantung dari pengaruh segmentasi, tekanan dan umur. Batuan intrusi dengan ukuran butir besar akan memberikan efek kecepatan penjalaran gelombang seismik yang lebih besar dibandingkan batuan *efusive*. Pengaruh parameter-parameter tersebut dapat dilihat pada Tabel 2.1 dan Tabel 2.2.



Gambar 2.4. Plot beberapa parameter fisis batuan terhadap kecepatan perambatan gelombang seismik (Hiltermann, 1977).

Tabel 2.1. Kecepatan gelombang P dan S dari beberapa batuan magmatik (Posgay in Gálfi, et a.l, 1967).

Batuan	Tekanan/ekivalen kedalaman				Rapat massa (gr/cm ³)
	1,3 kb / 5 km		4,5 kb / 15 km		
	Vp (m/det)	Vs (m/det)	Vp (m/det)	Vs (m/det)	
Syenit	5900	3400	6100	3500	2,61
Granit	5600	3400	5900	3600	2,65
Granodiorit	5800	3400	6000	3500	2,71
Diorit	6400	3600	6500	3700	2,76
Gabro	6800	3800	6900	3900	3,04
Peridotit	7400	4200	7500	4200	3,35
Dumit	7900	4500	8100	4500	3,29

Tabel 2.2. Kecepatan dan impedansi akustik gelombang P pada berbagai batuan sedimen (Posgay in Gálfi, et al, 1967).

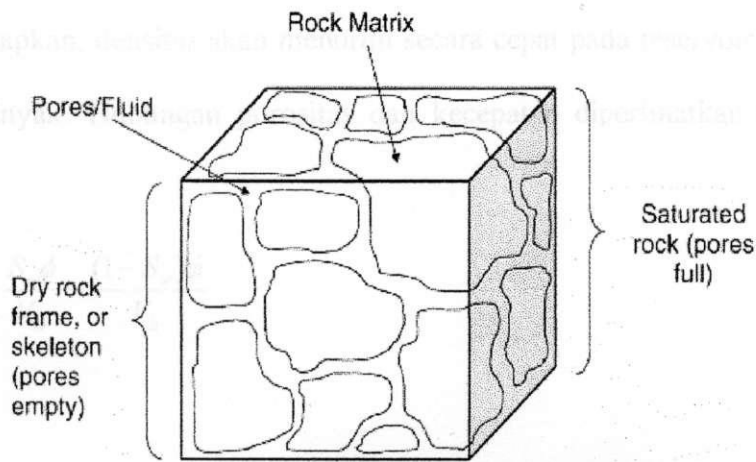
Batuan	Kecepatan Vp (m/s)	Impedansi akustik ρV (10^4 gr/cm ² s)
Zona lapuk	100 – 500	1,2 – 9
Pasir kering	100 – 600	2,8 – 14
Lempung	1200 - 2800	15 – 65
Batu pasir lepas	1500 - 2500	17 – 60
Batu pasir kompak	1800 - 4300	40 – 116
Marl	2000 - 4800	20 – 120
Batu gamping, Dolomit	2000 - 6250	35 – 180
Auhidrit, Batu garam	4500 - 6500	110 – 14
Batu bara	1600 - 1900	30 – 35
Udara	310 – 360	0,004
Minyak bumi	1300 - 1400	12 – 15
Air	1430 - 1590	14 – 16
Es	3100 - 4200	30 – 45

II.9 Pengaruh Fluida pada Batuan Berpori

Seperti faktor-faktor yang telah disebutkan pada bahasan terdahulu, kecepatan penjaralan gelombang seismik secara spesifik juga dipengaruhi oleh beberapa faktor berikut ini (Knight, 1998):

- Jumlah kandungan mineral, prosentase mineral dalam batuan dan bentuk dari butiran sebagai matriks,
- Tipe dari fluida pengisi rongga pori.

Gambar 2.5 memperlihatkan penampang batuan yang menggambarkan tipe dan bentuk matriks, porositas dan fluida pengisi rongga pori.



Gambar 2.5. Penampang batuan yang menggambarkan tipe dan bentuk matriks, porositas dan fluida pengisi rongga pori.

Bila diasumsikan ada satu jenis tipe mineral atau diketahui nilai rata-rata dari seluruh matriks, dan ada dua jenis fluida pengisi rongga pori, yakni air dan minyak, maka persamaan Wyllie's dapat digunakan untuk menentukan densitas dan kecepatan. Untuk densitas hubungan tersebut dituliskan dalam persamaan berikut :

$$\rho_b = \phi [\rho_w S_w + \rho_h (1 - S_w)] + (1 - \phi) \rho_m \quad (2.14)$$

dengan :

ρ_b : densitas bulk dari batuan,

ρ_m : densitas matriks,

ρ_f : densitas fluida,

S_w : saturasi air

ϕ : porositas batuan

ρ_w : densitas air (mendekati 1 g/cm^3),

ρ_h : densitas hidrokarbon,

Seperti yang diharapkan, densitas akan menurun secara cepat pada reservoir gas dibandingkan pada reservoir minyak. Hubungan porositas dan kecepatan diperlihatkan dalam persamaan berikut :

$$\frac{1}{v} = \frac{(1-\phi)}{V_m} + \frac{S_w\phi}{V_w} + \frac{(1-S_w)\phi}{V_h} \quad (2.15)$$

dengan :

V_b = kecepatan bulk

V_h = kecepatan hidrikarbon

V_m = kecepatan matriks

V_w = kecepatan air

Berikut ini akan dibahas lebih spesifik mengenai pengaruh densitas batuan terhadap kecepatan perambatan gelombang seismik.

II.10 Pengaruh Densitas terhadap Kecepatan Perambatan Gelombang Seismik

Densitas adalah massa persatuan volum. Densitas bulk adalah berat di udara dari sebuah satuan volum dari material permeabel termasuk permeabel kosong dan impermeabel. Pada teori AVO, ada jalan dua cara untuk menurunkan Percepatan Gelombang-P dari densitas (atau sebaliknya, menurunkan densitas dari Percepatan Gelombang-P). Persamaan ini adalah sering disebut dengan persamaan Gardner's dan Lindseth's. Persamaan Gardner's adalah baik untuk mengetahui dua persamaan, yang dituliskan :

$$\rho = a V_p^b, \quad (2.16)$$

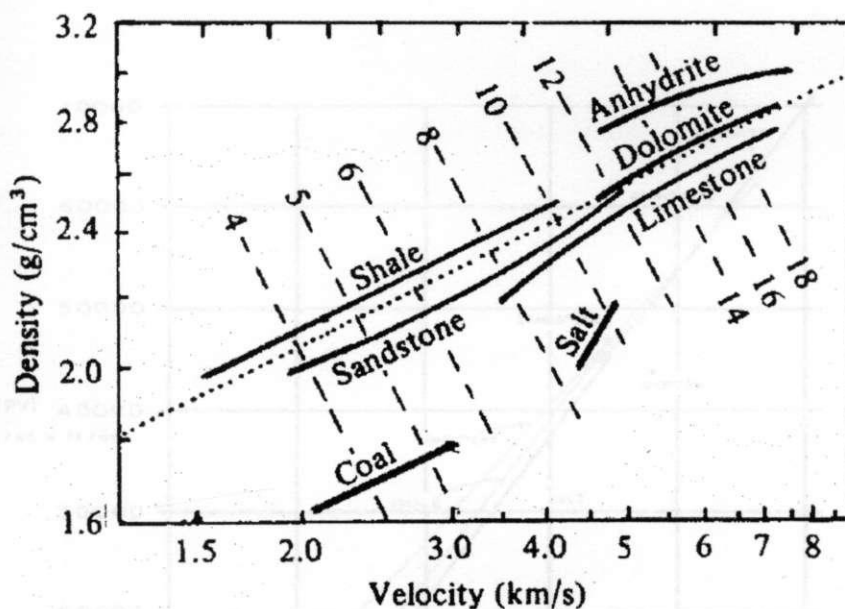
dengan :

ρ : densitas (g/cm³)

V_p : kecepatan gelombang-P (m/s)

a = 0.31 dan

b = 0.25



Gambar 2.6. Densitas terhadap kecepatan rambat Gelombang-P (skala log-log). Hubungan empiris Gardner's dinyatakan dengan garis putus-putus menyatakan persamaan (2) (Sherif dan Geldart, 1995).

Lindseth (1979) yang menggunakan data empiris Gardner's untuk memperoleh hubungan antara impedansi akustik dengan percepatan gelombang pada batuan adalah :

$$\rho V = (V - c) / d \quad (2.17)$$

dengan :

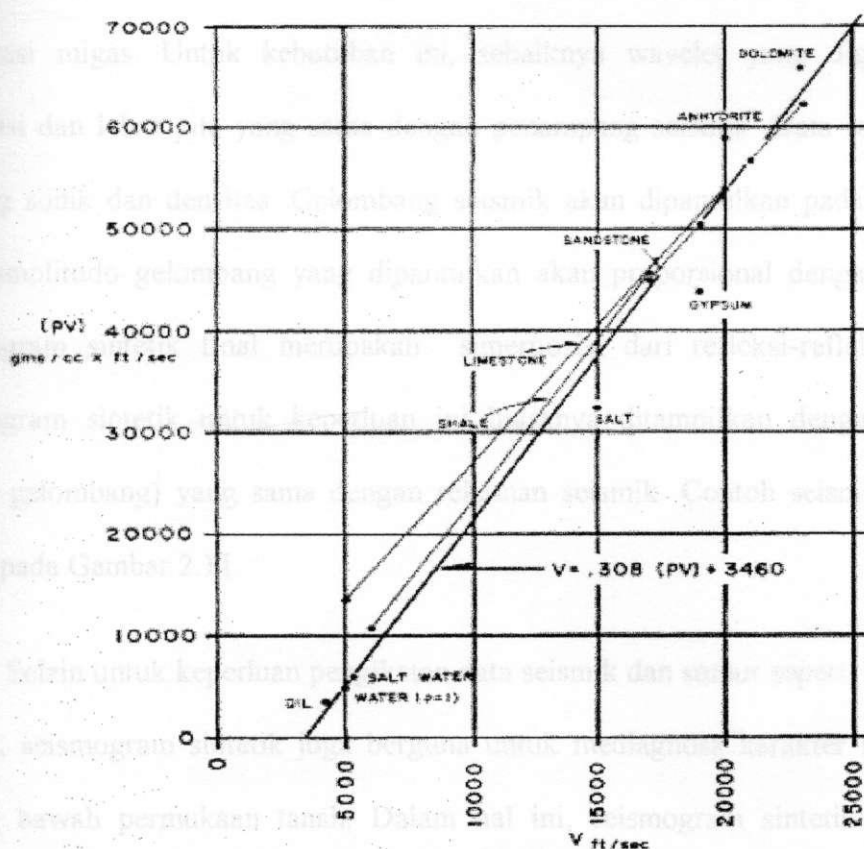
ρ : densitas dalam g/cm^3 ,

V : percepatan gelombang pada batuan dalam ft/s ,

$c = 3460$

$d = 0.308$

Gambar 2.7. adalah hasil Lindseth's yang didapatkan dengan merincikan percepatan pengukuran yang dapat digunakan untuk memprediksikan jenis batuan.

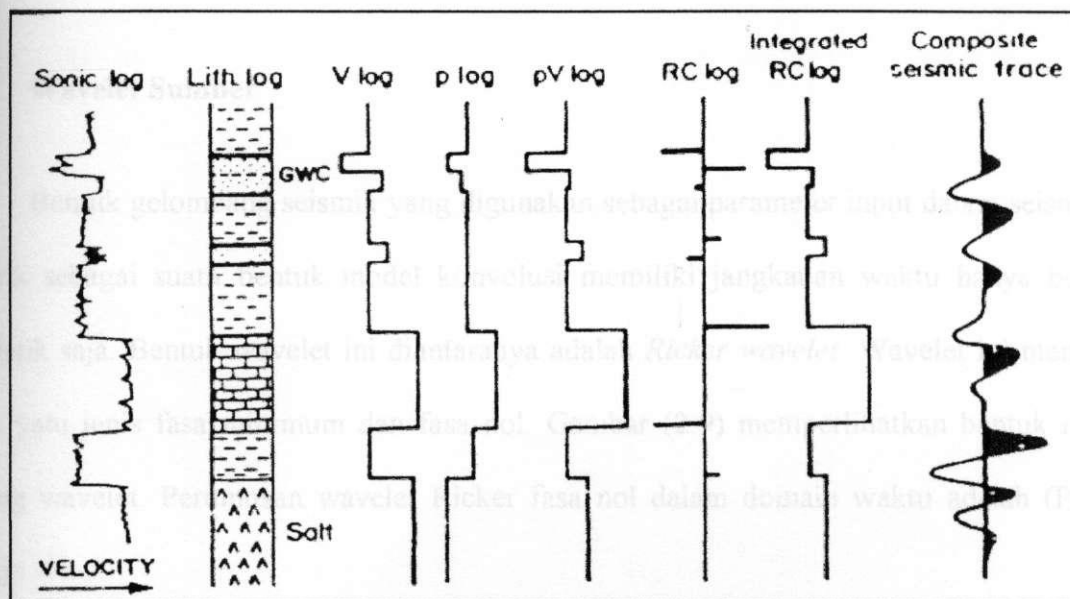


Gambar 2.7. Nilai impedansi akustik terhadap kecepatan rambat pada batuan. Hubungan empiris Lindseth's di mana garis yang tebal menyatakan persamaan (3).

II.11 Seismogram Sintetik dan Parameter dalam Model Konvolusi

Seismogram sintetik merupakan rekaman seismik yang dibuat secara teoretis dari data fungsi reflektifitas (stikogram) yang dikonvolusikan dengan sinyal sumber (wavelet). Secara umum, seismogram sintetik dalam metode seismik merupakan suatu alat bantu dalam korelasi antara *time-depth* pada lintasan seismik dengan kedalaman pada data sumur (*Well-Seismic Tie*). Korelasi yang tepat antara data seismik dan data sumur merupakan langkah penting dalam eksplorasi migas. Untuk kebutuhan ini, sebaiknya wavelet yang digunakan mempunyai frekuensi dan lebar pita yang sama dengan penampang seismik. Data reflektifitas didapatkan dari log sonik dan densitas. Gelombang seismik akan dipantulkan pada setiap reflektor dan besar amplitudo gelombang yang dipantulkan akan proporsional dengan besar reflektifitas. Seismogram sintetik final merupakan superposisi dari refleksi-refleksi semua reflektor. Seismogram sintetik untuk keperluan ini biasanya ditampilkan dengan format (polaritas, bentuk gelombang) yang sama dengan rekaman seismik. Contoh seismogram sintetik dapat dilihat pada Gambar 2.11.

Selain untuk keperluan pengikatan data seismik dan sumur seperti yang telah dijelaskan di atas, seismogram sintetik juga berguna untuk diagnosa karakter refleksi dari lapisan-lapisan bawah permukaan tanah. Dalam hal ini, seismogram sintetik dapat dibuat sesuai dengan kebutuhan, dalam bentuk asal (jejak riil seismik) maupun dalam bentuk yang telah ditransformasi (jejak kuadratur seismik beserta atribut turunannya) untuk menganalisis perubahan parameter-parameter fisis batuan.



Gambar 2.8. Contoh seismogram sintetik yang dihasilkan dari berbagai log data (Badley, 1984).

Secara teori, rekaman data seismik yang diperoleh dari akuisisi data di lapangan merupakan konvolusi antara gelombang sumber $w(t)$ dengan fungsi reflektifitas lapisan bawah permukaan tanah $R(t)$ yang ditambah noise $n(t)$, yang dirumuskan sebagai :

$$r(t) = s(t) + n(t) \quad (2.18)$$

dengan

$$s(t) = w(t) * R(t) \quad (2.19)$$

Seismogram sintetik mengambil bentuk ideal rekaman data seismik, yaitu $s(t)$ dengan bentuk wavelet sumber yang juga diidealkan secara matematis. Dari Persamaan (2.19) terlihat bahwa diperlukan 2 parameter utama untuk membuat suatu rekaman seismogram sintetik sebagai model konvolusi, yaitu wavelet sumber dan fungsi reflektifitas bawah permukaan tanah.

II.12 Wavelet Sumber

Bentuk gelombang seismik yang digunakan sebagai parameter input dalam seismogram sintetik sebagai suatu bentuk model konvolusi memiliki jangkauan waktu hanya beberapa milidetik saja. Bentuk wavelet ini diantaranya adalah *Ricker wavelet*. Wavelet ini memiliki 2 jenis, yaitu jenis fasa minimum dan fasa nol. Gambar (2.9) memperlihatkan bentuk masing-masing wavelet. Perumusan wavelet Ricker fasa nol dalam domain waktu adalah (Priyono, 2003) :

$$W(t) = (1 - 2\pi^2 f_m^2 t^2) e^{-\pi^2 f_m^2 t^2} \quad (2.20)$$

dan untuk wavelet Ricker fasa minimum dalam domain waktu adalah :

$$W(t) = 2\pi \sin(2\pi f_m t) e^{-4\pi^2 f_m^2 t^2} \quad (2.21)$$

Besaran f_m yang ada dalam kedua persamaan untuk kedua jenis wavelet menyatakan frekuensi puncak dari wavelet tersebut. Semakin tinggi frekuensi puncak dari wavelet sumber, maka bentuknya akan semakin runcing (*spike*).

Pada pemodelan seismogram sintetik ini, wavelet sumber yang digunakan sebagai salah satu parameter konvolusi adalah wavelet *Ricker* fasa minimum dan fasa nol yang spesifikasi dan bentuknya dapat dilihat pada Gambar 2.9.

Dalam penampang seismik, harga kontras IA dapat dengan mudah diamati dan diperkirakan dari amplitudo refleksi, semakin besar amplitudo tersebut, semakin besar pula refleksi dan kontras IA . Sesuai dengan persamaan $IA = \rho V$, maka hanya sebagian kecil energi yang direfleksikan, sedangkan sebagian besar lainnya akan terus dipancarkan pada lapisan yang lebih dalam sehingga memungkinkan terjadinya refleksi berikutnya. Dalam pemodelan seismogram sintetik, biasanya sumber gelombang diasumsikan ideal, yaitu energinya tidak berkurang setelah melewati reflektor (amplitudo gelombang sumber tidak berkurang).

II.14 Atribut Seismik

Atribut seismik didefinisikan sebagai segala bentuk informasi yang dapat diperoleh dari data seismik, baik melalui pengukuran secara langsung, melalui teknik komputasi maupun melalui interpretasi berdasarkan percobaan dan pengalaman (Taner, 2000). Dengan demikian atribut seismik termasuk atribut jejak kompleks (*complex trace attributes*), konfigurasi geometris peristiwa seismik (*seismic event geometrical configurations*) juga variasi spasial dan *pre-stack*. Atribut seismik menyediakan informasi yang khas berkenaan dengan amplitudo, bentuk dan atau posisi dari gelombang seismik. Berdasarkan metode terbentuknya, ada beberapa jenis atribut seismik, yaitu :

1. *Atribut jejak kompleks (complex trace attributes)* : seismik data diperlakukan sebagai jejak analitik, yang mengandung bagian riil dan imajiner. Di dalamnya termasuk *atribut sesaat (instantaneous attributes)* dan *atribut respon (response attributes)*.
2. *Atribut Fourier* : atribut dalam domain frekuensi yang diperoleh melalui analisis Fourier (misalnya variasi amplitudo dengan lebar pita dalam frekuensi, dekomposisi spektral).

3. *Atribut waktu (time attributes)* : atribut yang berkenaan dengan posisi vertikal dari bentuk gelombang seismik dalam daerah seismik (misalnya *pick horizon waktu*, *isokron*).
4. *Atribut jendela (window attributes)* : atribut yang menghasilkan informasi dari jendela vertikal dari data seismik (misalnya amplitudo absolut maksimum, jumlah amplitudo absolut).
5. *Atribut multi jejak (Multi-trace attributes)* : atribut yang dihitung dan diperoleh dengan menggunakan lebih dari satu jenis masukan jejak seismik, yang menyediakan informasi kuantitatif mengenai variasi lateral dalam data seismik (misalnya koherensi, *dip azimuth*).