

BAB II TEORI DASAR

2.1 Gelombang Seismik

Kita tahu bahwa batuan penyusun kerak bumi memiliki rapat massa dan komposisi penyusun yang berbeda-beda. Hal tersebut yang mempengaruhi cepat rambat gelombang sesimik ketika menjalar di bawah permukaan. Gelombang seismik muncul dan merambat akibat adanya gangguan mekanis pada batuan yang menyebabkan pergerakan partikel-partikel penyusun batuan tersebut dan kemudian diteruskan ke segala arah, hal ini juga yang membuat gelombang seismik disebut gelombang elastik. Gelombang seismik yang menjalar memiliki amplitude, fasa, frekuensi yang berubah-ubah dalam domain lateral maupun vertikal, Hal ini disebabkan karena beberapa faktor, antara lain :

1. Perubahan litologi dan fasies ;
2. Adanya ketidakselarasan akibat adanya sesar atau rekahan ;
3. Porositas dan kandungan fluida dalam batuan ; dan
4. Kedalaman.

Gelombang seismik memiliki dua karakteristik penjalaran yaitu menjalar dengan arah getar searah dengan arah rambat gelombang yang disebut gelombang longitudinal dengan karakteristik mengubah volume dan bentuk dari medium (bersifat kompresi) yang menjalar dengan arah getar tegak lurus dengan arah rambat gelombang yang disebut gelombang *transversal* yang sifatnya mengubah bentuk dari medium (bersifat *shear*).

2.2 Impedansi Akustik (IA)

Impedansi Akustik adalah sifat yang dimiliki oleh setiap litologi dikarenakan pengaruh pembentukan litologi, porositas, serta kandungan fluida pada litologi tersebut. Impedansi akustik dapat dirumuskan sebagai berikut.

$$IA = v\rho \quad (2.1)$$

dengan :

IA = impedansi akustik ((m/s)*(g/cc))

ρ = densitas (g/cc)

v = cepat rambat gelombang (m/s)

Menurut Sukmono (2000), penentuan nilai kontras IA dominan dipengaruhi oleh nilai kecepatan gelombang akustik. Batuan dengan karakteristik yang lebih kompak akan memiliki IA yang lebih tinggi dibandingkan dengan batuan yang tidak kompak dan semakin besar amplitude refleksinya maka semakin besar pula kontras IA tersebut.

2.3 Koefisien Refleksi (KR)

Koefisien Refleksi merupakan suatu nilai yang menggambarkan suatu kondisi pada bidang batas antara dua medium yang memiliki impedansi akustik yang berbeda. Koefisien refleksi ditulis dengan persamaan sebagai berikut.

$$KR = \frac{IA_2 - IA_1}{IA_2 + IA_1} \quad (2.2)$$

dengan :

KR = koefisien refleksi

IA_1 = impedansi akustik lapisan ke-1 ((m/s)*(g/cc))

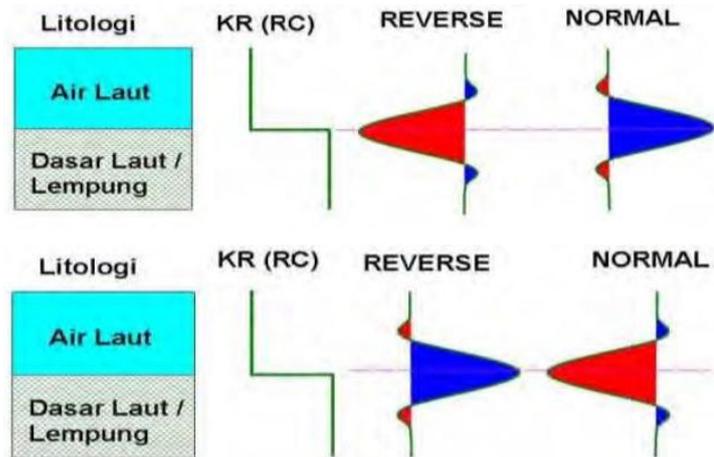
IA_2 = impedansi akustik lapisan ke-2 ((m/s)*(g/cc))

Koefisien refleksi dapat bernilai positif (+) jika nilai impedansi akustik lapisan pertama lebih kecil dibandingkan nilai impedansi akustik lapisan kedua dan bernilai negatif (-) apabila nilai impedansi akustik pada lapisan pertama lebih besar dibandingkan nilai impedansi akustik lapisan kedua.

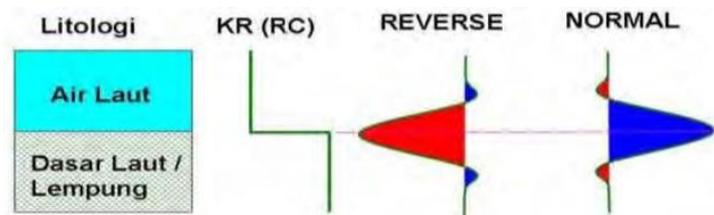
2.4 Polaritas

Polaritas dibuat untuk memudahkan interpreter dalam menandai batas litologi atau lebih dikenal dengan koefisien refleksi dan bernilai positif atau negatif. Didapatkan bentuk puncak (*peak*) saat $IA_2 > IA_1$ dan didapatkan bentuk lembah (*trough*) saat $IA_2 < IA_1$. Saat ini terdapat dua bentuk polaritas yang digunakan, yak polaritas normal dan polaritas terbalik (*reverse*). Terdapat dua konvensi polaritas yang umum digunakan, yaitu standar SEG (*Society of Exploration Geophysicist*) dan standar Eropa yang keduanya saling berkebalikan,

Standar SEG (Zero Phase)



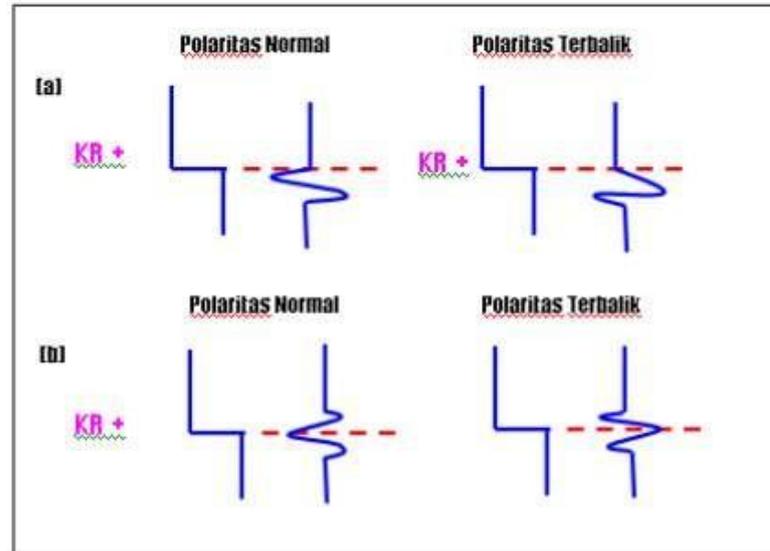
Standar Eropa (Zero Phase)



Gambar 2.1 Polaritas normal dan polaritas *reverse* (Sukmono, 2000).

2.5 Fasa (Phase)

Wavelet dengan panjang yang terbatas memiliki fasa tertentu. Dalam eksplorasi seismik fasa sebuah *wavelet* dibagi menjadi fasa *minimum*, fasa nol, dan fasa *maksimum*. Fasa *minimum* dicirikan dengan energi amplitude yang besar berada di awal, fasa nol memiliki amplitude yang simetris, dan fasa *maksimum* memiliki amplitude yang besar di akhir *wavelet*. Pada fasa nol, batas koefisien refleksi berada pada puncak ataupun *trough* dari *wavelet*.



Gambar 2.2 Contoh konvensi polaritas menurut SEG (a) Fasa minimum, (b) Fasa nol (Badley, 1985).

2.6 Wavelet

Wavelet adalah gelombang harmonik yang memiliki amplitude, frekuensi dan fasa tertentu dan merepresentasikan suatu reflektor berupa batas lapisan batuan yang terekam oleh *receiver*. *Wavelet* dibagi menjadi empat jenis berdasarkan konsentrasi energinya, yaitu :

1. Zero Phase Wavelet

Wavelet berfasa nol (disebut juga *wavelet* simetris) merupakan jenis *wavelet* yang lebih baik dari semua jenis *wavelet* yang mempunyai spektrum amplitude yang sama.

2. Minimum Phase Wavelet

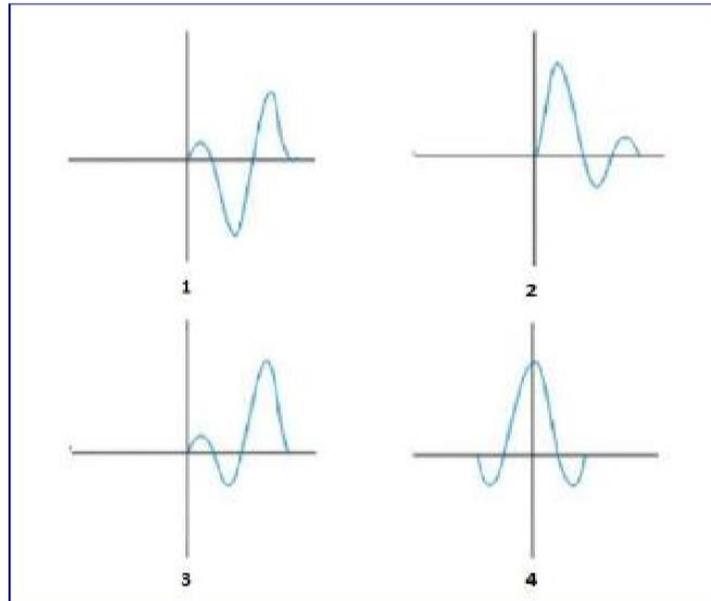
Wavelet berfasa minimum (*minimum phase wavelet*) memiliki energi yang terpusat pada bagian depan. Dibandingkan jenis *wavelet* yang lain dengan spektrum amplitude yang sama, *wavelet* berfasa *minimum* mempunyai perubahan atau pergeseran fasa terkecil pada tiap-tiap frekuensi.

3. Maximum Phase Wavelet

Wavelet berfasa maksimum (*maximum phase wavelet*) memiliki energi yang terpusat secara maksimal di bagian akhir dari *wavelet* tersebut, jadi merupakan kebalikan dari *wavelet* berfasa minimum.

4. Mixed Phase Wavelet

Wavelet berfasa campuran (*mixed phase wavelet*) merupakan *wavelet* yang energinya tidak terkonsentrasi di bagian depan maupun di bagian belakang.



Gambar 2.3 Jenis-jenis *wavelet* berdasarkan konsentrasi energinya, yaitu *mixed phase wavelet* (1), *minimum phase wavelet* (2), *maximum phase wavelet* (3), dan *zero phase wavelet* (4) (Sukmono, 1999a).

2.7 Trace Seismik

Trace seismik merupakan hasil dari reflektivitas bawah permukaan bumi yang kemudian dikonvolusikan dengan *wavelet* dari sumber gelombang seismik. Dalam proses ini juga melibatkan faktor adanya gangguan atau *noise* (Russell, 1996). Dapat dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut.

$$S(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad (2.3)$$

dengan :

$S(t)$ = *trace* seismik

$w(t)$ = *wavelet* seismik

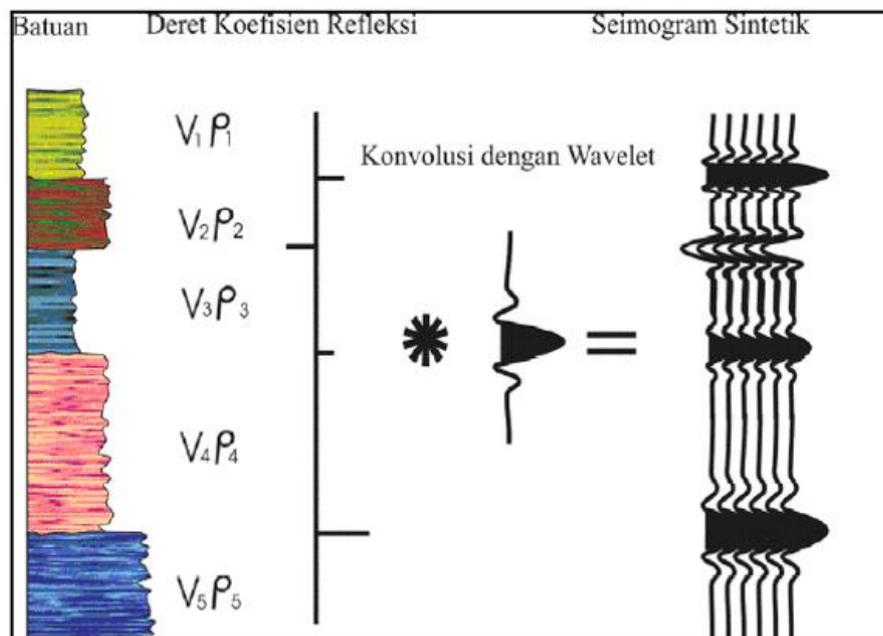
$r(t)$ = reflektivitas bumi

$n(t)$ = *noise*

2.8 Seismogram Sintetik

Seismogram sintetik merupakan *trace* seismik yang dibuat berdasarkan data yang sumur yang mewakili sifat elastisitas batuan seperti densitas dan kecepatan

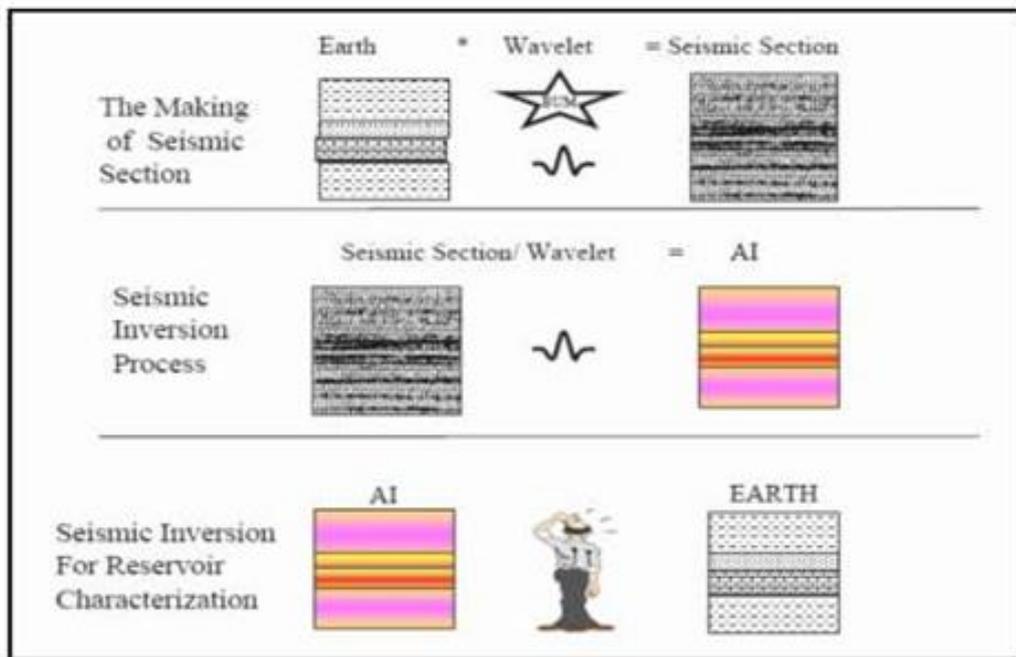
yang kemudian dikonvolusikan dengan *wavelet* dari data seismik sebenarnya. Data sumur berupa data kecepatan dan densitas suatu lapisan kemudian dilakukan perkalian, sehingga didapat gambaran bawah permukaan yang lebih dikenal dengan koefisien refleksi. Koefisien refleksi ini dikonvolusikan dengan *wavelet* dan didapatkan seismogram sintetik yang mewakili daerah sekitar sumur. Seismogram sintetik digunakan dalam melakukan pengikatan antara data sumur yang berada pada domain kedalaman (*depth*) dengan data seismik yang umumnya berada dalam domain waktu (*TWT*).



Gambar 2.4 Seismogram sintetik yang dibuat dari konvolusi antara koefisien refleksi dengan *wavelet* (Sukmono, 2000).

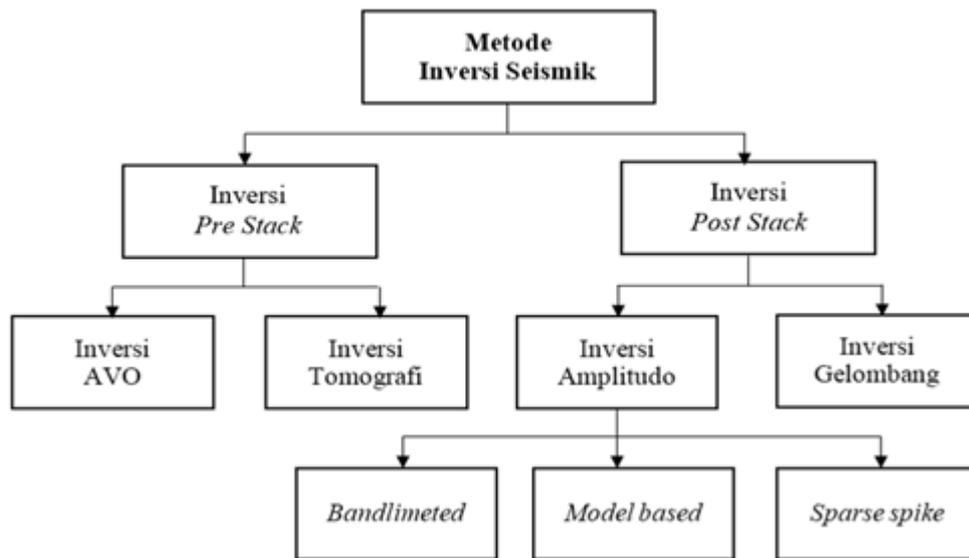
2.9 Inversi Seismik

Metode inversi seismik adalah suatu teknik untuk membuat model bawah permukaan menggunakan data seismik sebagai data *input* dan di kontrol oleh data sumur (Sukmono, 2000). Hal ini berkebalikan dengan pembuatan seismogram sintetik yang merupakan pemodelan ke depan yang dibuat berdasarkan model bumi. Metode inversi seismik diperlukan untuk interpretasi seismik, karena dengan dilakukan inversi seismik dan mengkonversinya ke dalam impedansi akustik yang dapat merepresentasikan model geologi bawah permukaan, sehingga interpretasi yang dilakukan menjadi lebih mudah dalam menentukan parameter-parameter fisika batuan seperti menentukan ketebalan, porositas, dan penyebarannya.



Gambar 2.5 Konsep dasar seismik inversi (Sukmono, 2000).

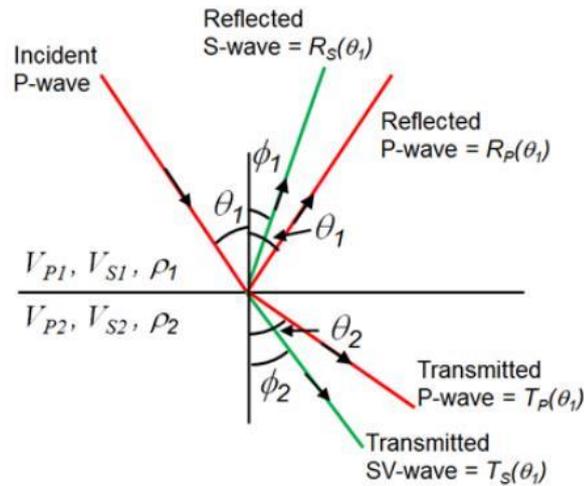
Pada saat proses *stacking* data seismik, terdapat klasifikasi proses inversi seismik, yakni inversi *pre-stack* dan inversi *post-stack*. Pada inversi *pre-stack*, terbagi atas inversi tomografi untuk menentukan struktur bawah permukaan menggunakan waktu tempuh gelombang dan inversi *AVO* yang digunakan untuk menentukan parameter elastisitas berdasarkan variasi amplitudo terhadap jarak (*offset*). Pada inversi *post-stack*, terbagi atas inversi amplitude dan inversi medan gelombang (*wavefield*). Berdasarkan algoritma, inversi amplitude terbagi atas *band limited*, *model based*, dan *sparse spike*.



Gambar 2.6 Jenis metode inversi seismik (Russell, 1988).

2.10 Teori *Amplitude Versus Offset (AVO)*

Teori *AVO (Amplitude Versus Offset)* merupakan teori yang digunakan untuk mengidentifikasi adanya penguatan amplitudo sejalan dengan bertambahnya *offset*. Olander merupakan tokoh yang memulai penelitian mengenai teori tersebut. Pada tahun 1984, dia meneliti perubahan amplitudo refleksi gelombang-P terhadap *offset* pada kasus lapisan *gas-sand*. Munculnya *AVO* akibat adanya pembagian energi pada reflektor dikarenakan sebagian energi dipantulkan dan sebagian lainnya diteruskan. Pada sudut datang tidak sama dengan nol maka terjadi konversi gelombang-P menjadi gelombang-S. Amplitudo yang dihasilkan dari proses pemantulan dan pentransmisian gelombang bergantung pada sifat fisik bidang reflektor. Koefisien refleksi sebagai hasil dari peristiwa tersebut merupakan fungsi dari kecepatan gelombang-P (V_p), kecepatan gelombang-S (V_s), densitas (ρ) dari lapisan, serta sudut datang gelombang.



Gambar 2.7 Refleksi dan transmisi gelombang P untuk sudut datang tidak sama dengan nol (Bacon, 2014).

Persamaan dasar *AVO* pertama kali diperkenalkan oleh Zoeppritz (1919) yang menggambarkan koefisien refleksi dan transmisi pada sudut datang lebih besar dari nol dan parameter seperti V_p (α), V_s (β), dan densitas (ρ) kedua lapisan sebagai fungsi sudut datang pada media elastik. Zoeppritz melakukan Analisa tersebut dan dirumuskan dalam persamaan matriks sebagai berikut.

$$\begin{bmatrix} \sin\theta_1 & \cos\phi_1 & -\sin\theta_2 & \cos\phi_2 \\ -\cos\theta_1 & \sin\phi_1 & -\cos\theta_2 & -\sin\phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 \alpha_1 \beta_2}{\rho_1 \beta_1} \cos 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 \alpha_2 \beta_2}{\rho_1 \beta_1} \cos 2\phi_2 \\ \cos 2\theta_1 & -\frac{\beta_1}{\alpha_1} \sin 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 \beta_2}{\rho_1 \alpha_1} \sin 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 \beta_2}{\rho_1 \alpha_1} \sin 2\phi_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \\ C \\ D \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\theta_1 \\ -\cos\theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ -\cos 2\theta_1 \end{bmatrix} \quad (2.4)$$

dengan :

- | | |
|--|--|
| A = amplitude gelombang-P refleksi | β = kecepatan gelombang-S (m/s) |
| θ_1 = sudut datang gelombang-P ($^\circ$) | θ_2 = sudut bias gelombang-P ($^\circ$) |
| ϕ_1 = sudut pantul gelombang-S ($^\circ$) | ϕ_2 = sudut bias gelombang-S ($^\circ$) |
| B = amplitude gelombang-S refleksi (m) | ρ = densitas (g/cc) |
| C = amplitude gelombang-P transmisi (m) | α = kecepatan gelombang-P (m/s) |
| D = amplitude gelombang-S transmisi (m) | |

Dikarenakan persamaan yang dikemukakan oleh Zoeppritz sulit untuk dipahami, maka dilakukan penyederhanaan dari persamaan Zoeppritz yang diturunkan oleh Aki dan Richard (1980) dengan membuat pemodelan serta analisa AVO berdasarkan parameter amplitude dan parameter fisis batumannya dan dilakukan pencocokkan data pada kurva AVO. Parameter-parameter fisis batuan yang digunakan seperti densitas, kecepatan gelombang-P (V_p) dan kecepatan gelombang-S (V_s). Hasil dari penyederhanaan yang dilakukan oleh Aki dan Richard (1980) adalah sebagai berikut.

$$R(\theta) = a \frac{\Delta\rho}{\rho} + b \frac{\Delta\alpha}{\alpha} + c \frac{\Delta\beta}{\beta} \quad (2.5)$$

keterangan :

$R(\theta)$ = reflektivitas pada sudut θ

$$a = \frac{1}{2} \left(1 - 4 \frac{V_{s2}^2}{V_{p2}^2} \sin^2 \theta \right); \quad b = \frac{1}{(2 \cos^2 \theta)}; \quad c = - \left(\frac{4V_{s2}^2}{V_{p2}^2} \right) \sin^2 \theta;$$

$$V_p = \frac{(V_{p1} + V_{p2})}{2}; \quad V_s = \frac{(V_{s1} + V_{s2})}{2}; \quad \rho = \frac{(\rho_1 + \rho_2)}{2};$$

$$\Delta V_p = (V_{p2} - V_{p1}); \quad \Delta V_s = (V_{s2} - V_{s1}); \quad \Delta\rho = (\rho_2 - \rho_1);$$

$$\theta = \frac{(\theta_1 + \theta_2)}{2};$$

Kemudian Wiggins dkk (1983) menyederhanakan persamaan diatas menggunakan $\frac{V_s}{V_p} = \frac{1}{2}$ dan mengabaikan *three term* (batas sudut tertentu) sebagai berikut.

$$R(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \tan^2 \theta \sin^2 \theta \quad (2.6)$$

keterangan :

$R(\theta)$ = reflektivitas pada sudut θ

$$A = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right); \quad B = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4 \left(\frac{\Delta V_s}{V_p} \right)^2 \frac{\Delta V_s}{V_s} - 2 \left(\frac{\Delta V_s}{V_p} \right)^2 \frac{\Delta\rho}{\rho};$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p};$$

Kemudian Shuey (1985) melakukan proses inversi dan hasilnya sangat mirip dengan Aki dan Richard (1980). Shuey (1985) melakukan pendekatan berdasarkan jangkauan sudut pada koefisien refleksi dengan kondisi *first term* adalah koefisien refleksi pada sudut datang normal, sedangkan *second term* berhubungan dengan beda *Poisson's Ratio* saat sudut datang tengah sekitar 15° sampai 30°. Sementara

third term berhubungan dengan variasi kecepatan. Persamaan tersebut mengabaikan *third term* dan dituliskan sebagai berikut.

$$R(\theta) = R_p + G \sin^2 \theta = A + B \sin^2 \theta \quad (2.7)$$

keterangan :

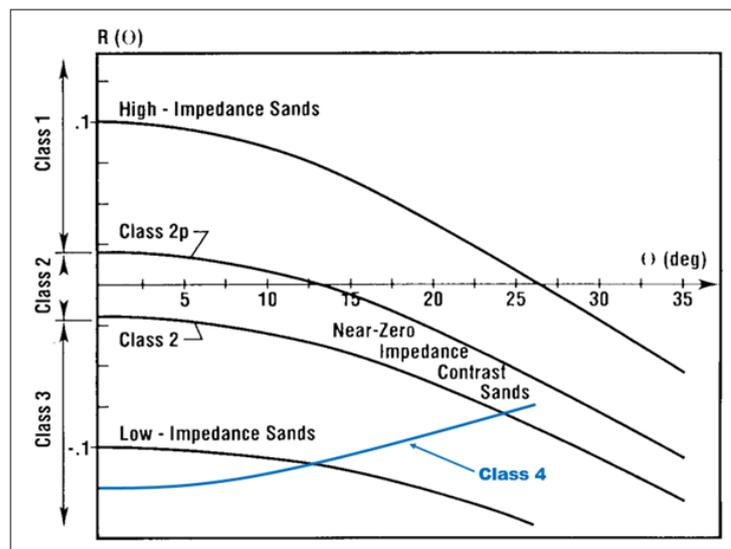
$R(\theta)$ = reflektivitas pada sudut θ

A = reflektivitas pada sudut normal atau disebut *intercept*

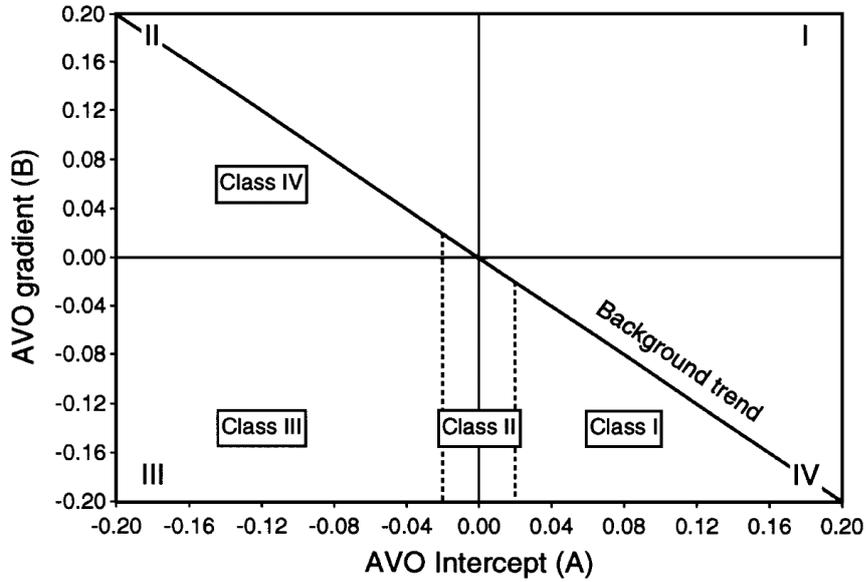
B = *gradient* antara koefisien refleksi terhadap sudut datang.

2.11 Klasifikasi *Amplitude Versus Offset (AVO)*

Rutherford dan Williams (1989) membagi kelas *AVO* dalam kasus *shale-gas sand* ke dalam 3 kelas. Kemudian Castagna (1997) memperkenalkan *sandstone* kelas IV setelah melakukan *crossplot AVO* dari klasifikasi Rutherford dan William, yaitu :



Gambar 2.8 Klasifikasi berdasarkan kurva *gradient AVO* (Castagna, 1997).



Gambar 2.9 Klasifikasi AVO (Castagna, 1997).

Class	Relative Impedance	Quadrant	A	B	Amplitude vs. Offset
I	Higher than overlying unit	IV	+	-	Decreases
II	About the same as the overlying unit	II, III, or IV	+ or -	-	Increase or decrease; may change sign
III	Lower than overlying unit	III	-	-	Increases
IV	Lower than overlying unit	II	-	+	Decreases

Gambar 2.10 Klasifikasi anomali AVO (Castagna, 1997).

2.12 Extended Elastic Impedance (EEI)

Konsep impedansi elastik diperkenalkan oleh Connolly (1999) secara teori mampu menjadi kerangka referensi impedansi yang dapat meningkatkan reflektivitas dengan proyeksi sudut konstan dari penampang seismik. Persamaan tersebut dirumuskan sebagai berikut.

$$EI(\theta) = \alpha^a \beta^b \rho^c \quad (2.8)$$

dengan :

$$a = (1 + \sin^2 \theta)$$

$$b = -8 K \sin^2 \theta$$

$$c = (1 - 4K \sin^2 \theta)$$

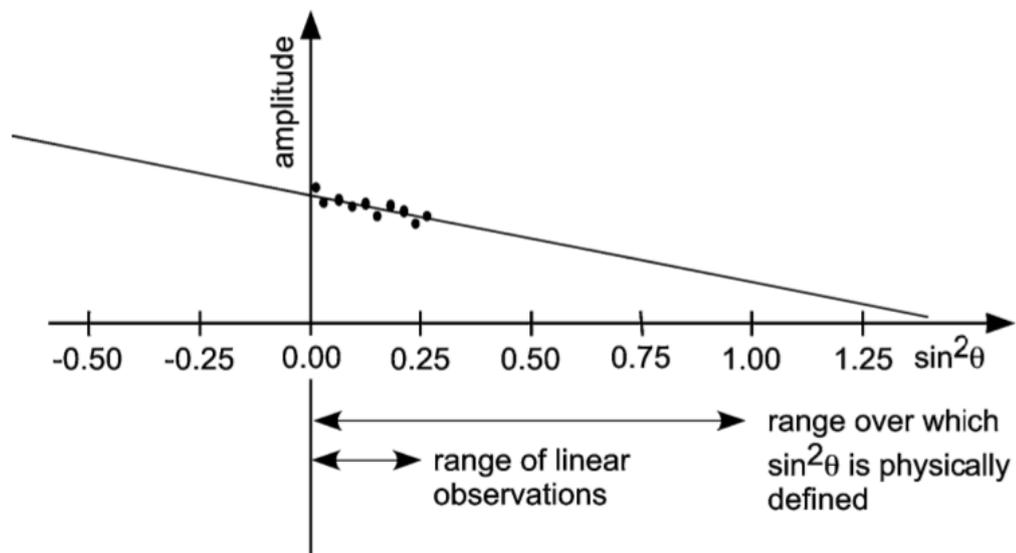
$$K = \left(\frac{\beta}{\alpha}\right)^2$$

Persamaan di atas dimodifikasi oleh Whitcombe dengan memperkenalkan α_0 , β_0 , dan ρ_0 dan mengubah variabel pada persamaan EI menjadi persamaan (2.9).

$$EEI(\chi) = \alpha_0 \rho_0 \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_0} \right)^a \left(\frac{\beta}{\beta_0} \right)^b \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^c \right] \quad (2.9)$$

Tujuannya adalah untuk menyatakan reflektivitas dan hubungannya dengan impedansi. Namun, konsep EI masih sulit didefinisikan oleh Connolly. Kemudian Aki dan Richard (1980) menurunkan persamaan Zoeppritz menggunakan pendekatan persamaan linier orde dua seperti pada persamaan (2.10). Terdapat kebutuhan untuk membuat $|\sin^2\theta|$ melebihi nilai 1, nilai reflektivitas dapat melebihi 1 saat nilai $|\sin^2\theta|$ meningkat. Dalam praktiknya, tidak ada nilai reflektivitas yang melebihi 1, kecuali terdapat nilai impedansi negatif, ketika $|\sin^2\theta|$ mendekati atau melampaui nilai 1, maka $\log EI$, menjadi tidak akurat.

Suku $\sin^2\theta$ dalam pendekatan linier Zoeppritz membatasi observasi reflektivitas pada batas 0 sampai dengan 1. Namun pada arah negatif dan positif dari rentang observasi reflektivitas sepanjang sumbu $\sin^2\theta$ dapat dilakukan seperti yang ditunjukkan oleh gambar berikut.



Gambar 2.11 Rentangan observasi dari plot amplitude prestack dapat dimodelkan dengan ekstrapolasi linier pada arah negatif dan positif sepanjang sumbu (Whitcombe, 2000).

Kemudian Whitcombe (2002) memodifikasi persamaan tersebut dengan mengganti $\sin^2\theta$ menjadi $\tan \chi$ sehingga persamaan linier orde dua dari pendekatan persamaan Zoeppritz didefinisikan pada rentang tak hingga ketimbang 0 sampai 1.

Selain itu faktor *scaling* dari reflektivitas diperlukan untuk meyakinkan bahwa nilai reflektivitas tidak pernah melebihi 1. Substitusi pada pendekatan persamaan linier orde dua yang dikemukakan oleh Aki dan Richard (1980) memberikan persamaan :

$$R = A + B \sin^2 \theta \quad (2.10)$$

menjadi :

$$R = A + B \tan \chi \quad (2.11)$$

dan kemudian persamaan 2.11 dapat ditulis dalam bentuk :

$$R = \frac{A \cos \chi + B \sin \chi}{\cos \chi} \quad (2.12)$$

Kemudian diperkenalkan variabel R_s , dengan :

$$R_s = R \cos \chi \quad (2.13)$$

Sehingga didapatkan persamaan :

$$R_s = A \cos \chi + B \sin \chi \quad (2.14)$$

Dari persamaan EI , disubstitusikan dengan persamaan 2.6 akan ekuivalen dengan persamaan (2.15).

$$EEI(\chi) = \alpha_0 \rho_0 \left[\left(\frac{\alpha}{\alpha_0} \right)^p \left(\frac{\beta}{\beta_0} \right)^q \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right)^r \right] \quad (2.15)$$

dengan :

$$p = (\cos \chi + \sin \chi)$$

$$q = -8 K \sin \chi$$

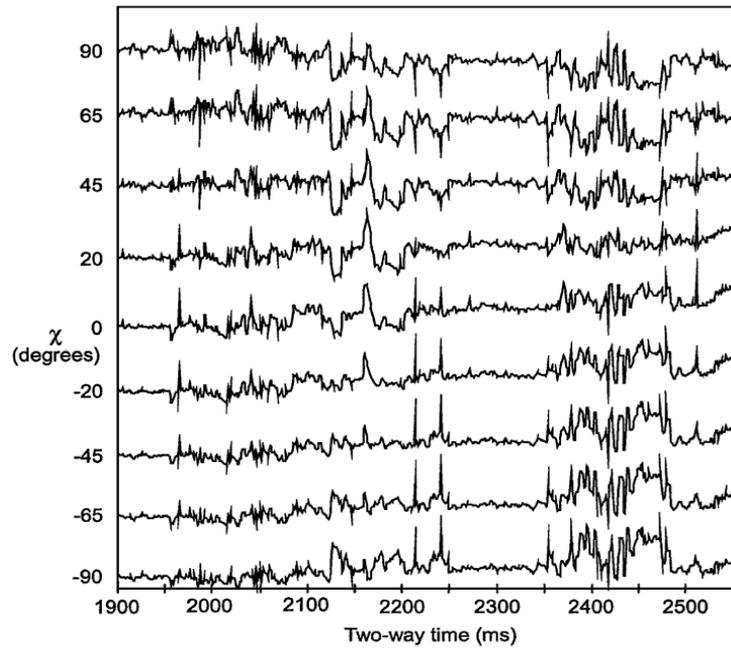
$$r = (\cos \chi - 4K \sin \chi)$$

$$K = \left(\frac{\beta}{\alpha} \right)^2$$

$\alpha_0, \beta_0, \rho_0$ = didapat dari nilai rata-rata V_p, V_s , dan densitas pada zona target.

Besaran reflektivitas dengan properti bernilai A pada $\chi = 0^\circ$ dan bernilai B pada $\chi = 90^\circ$. Saat $\chi = 0^\circ$, EEI ekuivalen dengan nilai A atau AI (*Acoustic Impedance*) dan pada $\chi = 90^\circ$ EEI memiliki reflektivitas sama dengan B atau GI (*Gradient Impedance*). Dengan menulis $AI_0 = \alpha_0, \beta_0$, persamaan EEI dituliskan menjadi :

$$EEI(\chi) = AI_0 \left[\left(\frac{AI}{AI_0} \right)^{\cos(\chi)} \left(\frac{GI}{AI_0} \right)^{\sin(\chi)} \right] \quad (2.16)$$



Gambar 2.12 Spektrum *EEI* untuk rentang χ -90° sampai 90° (Whitcombe, 2000).

2.13 Konsep *Petrophysics*

Petrophysics mempelajari mengenai sifat fisik batuan yang diperoleh dari pengukuran *well-log* ataupun pengukuran laboratorium berdasarkan hukum fisika dan di terjemahkan dalam persamaan matematis (Ambarsari, 2015).

2.13.1 Porositas

Porositas merupakan ukuran ruang-ruang kosong dalam suatu batuan. Secara definitif porositas merupakan perbandingan antara volume ruang yang terdapat dalam batuan yang berupa pori-pori terhadap volume batuan secara keseluruhan, biasanya dinyatakan dalam fraksi. Besar-kecilnya porositas suatu batuan akan menentukan kapasitas penyimpanan fluida reservoir.

Porositas suatu batuan merupakan bagian dari suatu volume batuan yang tidak terisi oleh benda padat (Harsono, 1997). Salah satu cara untuk mengetahui porositas suatu batuan dapat dengan menggunakan densitas dari suatu volume batuan tersebut. Persamaan untuk menghitung nilai porositas berdasarkan densitas batuan adalah sebagai berikut.

$$\phi = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_{fl}} \quad (2.17)$$

dengan :

ϕ = porositas (%)

ρ_{ma} = densitas matriks (g/cc)

ρ_b = bacaan log densitas (g/cc)

ρ_{fl} = densitas fluida (g/cc)

Porositas beberapa reservoir menurut Koesoemadinata (1980) dikelompokkan berdasarkan tabel berikut.

Tabel 2.1 Skala baik tidaknya kualitas nilai porositas suatu batuan reservoir (Koesoemadinata, 1978).

Harga Porositas (%)	Skala
0 – 5	Diabaikan (<i>negligible</i>)
5 – 10	Buruk (<i>poor</i>)
10 – 15	Cukup (<i>fair</i>)
15 – 20	Baik (<i>good</i>)
20 – 25	Sangat baik (<i>very good</i>)
>25	Istimewa (<i>excellent</i>)

2.13.2 Volume of Shale (V_{sh})

Volume of shale (V_{sh}) adalah besaran yang menyatakan jumlah kandungan *shale* pada suatu interval yang dinyatakan dalam persentase *volume shale* terhadap volume total batuan. Pada data sumur, zona reservoir dapat ditentukan berdasarkan nilai *cut off* dari V_{sh} . Nilai V_{sh} dapat diestimasi dengan beberapa pendekatan, antara lain :

1. Pendekatan linier :

$$V_{sh} = I_{GR} \quad (2.18)$$

2. Pendekatan Larionov untuk *older rocks* :

$$V_{sh} = 0.33(2^{21I_{GR}-1}) \quad (2.19)$$

3. Pendekatan Larionov untuk *tertiary rocks* :

$$V_{sh} = 0.083(2^{3.71IGR} - 1) \quad (2.20)$$

dengan :

$$I_{GR} = \frac{GR_{log} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \quad (2.21)$$

I_{GR} = Indeks *gamma ray*

GR_{log} = Pembacaan *gamma ray* pada data log (*API*)

GR_{max} = Pembacaan nilai *gamma ray* maksimum pada data log (*zona shale*) (*API*)

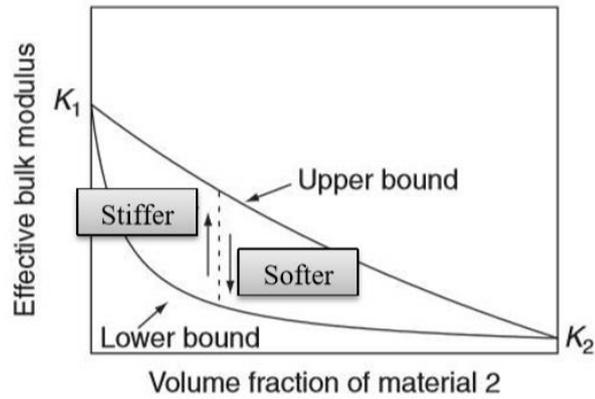
GR_{min} = Pembacaan nilai *gamma ray* minimum pada data log (*zona non shale*) (*API*)

2.14 Pemodelan Fisika Batuan

Pemodelan fisika batuan membahas mengenai hubungan antara pengamatan geofisika yakni pengukuran seismik dengan sifat fisik batuan seperti densitas, rigiditas, porositas, serta kandungan fluida. Dengan menggunakan data log sebagai sumber utama, parameter elastik dapat dianalisa sehingga didapatkan informasi secara akurat mengenai zona reservoir serta sejauh mana penyebarannya pada suatu formasi.

2.14.1 Pemodelan *Solid Rock* (Voight-Reuss-Hill Bounds)

Untuk mengkarakterisasi tipe pori batuan diperlukan nilai modulus elastik solid rock seperti nilai modulus bulk (K_{ma}) dan modulus geser (μ_{ma}) pada solid rock. *Solid rock* adalah suatu fasa batuan yang sepenuhnya terisi matriks dan tersusun atas beberapa mineral. Pada pembuatan kerangka solid rock batuan dianggap tidak memiliki porositas ($\emptyset = 0$) dan hanya tersusun atas mineral padat, sehingga tidak melibatkan fluida. Pada penelitian ini akan dilakukan perhitungan estimasi nilai dan *solid rock* dengan menggunakan pemodelan Voigt-Reuss-Hill (VRH). Pemodelan Voigt (*upper bound*) dan Reuss (*lower bound*) merupakan pemodelan teoritis yang sangat sederhana untuk mendapatkan modulus elastik dan fraksi mineral batuan yang paling mendekati properties batuan sebenarnya dengan menggunakan data fisika batuan yang ada. Kelemahan dari pemodelan ini adalah tidak bisa mengetahui geometri pori pada reservoir tersebut.



Gambar 2.13 Voight (*Upper Bound*) dan Reuss (*Lower Bound*) (Mavko, 2009).

Untuk memodelkan modulus bulk efektif pada batuan digunakan dengan menggunakan persamaan VRH (Voight-Reuss-Hill), dapat dituliskan seperti pada persamaan (2.22).

$$M_{VRH} = \frac{M_V + M_R}{2} \quad (2.22)$$

dengan Voight (*upper bound*) dari modulus elastik didapat dari persamaan (2.23).

$$M_V = \sum_{i=1}^N f_i M_i \quad (2.23)$$

Sedangkan perhitungan Reuss (*lower bound*) menggunakan persamaan (2.24).

$$\frac{1}{M_R} = \sum_{i=1}^N \frac{f_i}{M_i} \quad (2.24)$$

dengan :

M_{VRH} = modulus elastik voight-reuss-hill mineral (GPa)

M_V = modulus elastik voight mineral batuan (GPa)

M_R = modulus elastik reuss mineral batuan (GPa)

f_i = fraksi modulus elastik mineral batuan

M_i = modulus elastik mineral batuan (GPa)

2.14.2 Pemodelan *Dry Rock*

Pemodelan *dry rock* dilakukan menggunakan pendekatan Pride, yang melibatkan faktor konsolidasi. *Dry rock* merupakan kondisi saat batuan memiliki pori yang tidak terisi oleh fluida. Faktor konsolidasi pada pendekatan Pride digunakan sebagai parameter untuk meningkatkan konsolidasi batuan. Pada umumnya batuan yang lebih terkonsolidasi memiliki nilai lebih rendah dibandingkan dengan batuan yang kurang terkonsolidasi. Pendekatan Pride dapat ditulis dengan persamaan sebagai berikut.

$$K_{dry} = \frac{K_{min}(1-\emptyset)}{(1+\alpha\emptyset)} \quad (2.25)$$

$$\mu_{dry} = \mu_{sat} = \frac{\mu_{min}(1-\emptyset)}{(1+\gamma\alpha\emptyset)} \quad (2.26)$$

dimana :

$$\gamma = \frac{1+2\alpha}{1+\alpha} \quad (2.27)$$

dengan :

K_{dry} = *bulk modulus kerangka batuan kering (dry rock)* (GPa)

K_{min} = *bulk modulus mineral* (GPa)

μ_{dry} = *shear modulus kerangka batuan kering (dry rock)* (GPa)

μ_{sat} = *shear modulus saturated rock* (GPa)

\emptyset = *porositas (%)*

α = *faktor konsolidasi*