



**UNIVERSITAS INDONESIA**

**ANALISIS KECEPATAN MENGGUNAKAN AB SEMBLANCE  
UNTUK KASUS PEMBALIKAN POLARITAS AMPLITUDO  
PADA CMP GATHERS**

**SKRIPSI**

**MULKY WINATA**

**0706196651**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM**

**PROGRAM FISIKA**

**DEPOK**

**JUNI 2010**



**UNIVERSITAS INDONESIA**

**ANALISIS KECEPATAN MENGGUNAKAN AB SEMBLANCE  
UNTUK KASUS PEMBALIKAN POLARITAS AMPLITUDO  
PADA CMP GATHERS**

**SKRIPSI**

**Diajukan sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar sarjana sains**

**MULKY WINATA**

**0706196651**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM**

**PROGRAM STUDI GEOFISIKA**

**DEPOK**

**JUNI 2010**

**ii**

## HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS

**Skripsi ini adalah hasil karya saya sendiri,  
dan semua sumber baik yang dikutip maupun dirujuk  
telah saya nyatakan dengan benar.**

**Nama : Mulky Winata**

**NPM : 0706196651**

**Tanda Tangan :**

**Tanggal : 18 Juni 2010**

## HALAMAN PENGESAHAN

Skripsi ini diajukan oleh

Nama : Mulky Winata

NPM : 0706196651

Program Studi : Geofisika

Judul Skripsi : **ANALISIS KECEPATAN MENGGUNAKAN AB  
SEMBLANCE UNTUK KASUS PEMBALIKAN  
POLARITAS AMPLITUDO PADA CMP  
GATHERS**

Telah berhasil dipertahankan di hadapan Dewan Penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Sarjana Fisika pada Program Studi Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia.

### DEWAN PENGUJI

Pembimbing I : Befriko Murdianto, M.Sc (.....)

Pembimbing II: Dr. Eng. Supriyanto, M.Sc (.....)

Penguji I : Dr. rer. nat. Abdul Haris (.....)

Penguji II : Dyah Tribuanawati, M.Sc (.....)

Ditetapkan di : Depok

Tanggal : 18 Juni 2010

## KATA PENGANTAR

Terima kasih kepada Yesus Kristus karena atas berkat dan bimbingannya penulis mampu menyelesaikan laporan skripsi yang berjudul: **“ANALISIS KECEPATAN MENGGUNAKAN AB SEMBLANCE UNTUK KASUS PEMBALIKAN POLARITAS AMPLITUDO PADA CMP GATHERS”** dengan baik. Dengan penuh cinta dan kasih sayang laporan ini merupakan bentuk apresiasi dan kreatifitas nyata sebagai langkah awal untuk menggapai cita-cita. Semoga ini bukanlah akhir dari sebuah karya melainkan awal dari terbentuknya karya-karya lainnya yang dapat bermanfaat bagi pembaca.

Penyusunan laporan skripsi ini merupakan salah satu syarat untuk memperoleh gelar sarjana di Departemen Fisika, Universitas Indonesia. Oleh karena itu, penulis menyadari bahwa tanpa bantuan dan bimbingan dari berbagai pihak, selama masa perkuliahan sampai saat ini, maka sulit kiranya bagi penulis menyelesaikan laporan tersebut. Sebagai ungkapan rasa hormat maka penulis mengucapkan terima kasih kepada:

1. Bapak Befriko Murdianto, M.Sc dan Dr. Eng. Supriyanto, M.Sc, selaku pembimbing skripsi, yang telah bersedia meluangkan waktunya untuk memberikan pengarahan dan pengertian kepada penulis.
2. Prof. Dr. Sergey Fomel dan Prof. Dr. Prajitno Munadi, selaku penasehat, serta memberikan masukan dan saran sebagai pengembangan dari penelitian ini.
3. Bapak Dr. Santoso, selaku ketua Departemen Fisika FMIPA UI.
4. Bapak Dr. Eng. Yunus Daud, M.Sc, selaku Ketua Program Studi Geofisika FMIPA UI.
5. Bapak Dr. rer. nat. Abdul Haris, selaku penguji I, atas waktunya untuk berdiskusi dan segala masukan serta koreksinya dalam laporan skripsi ini.
6. Ibu Dyah Tribuanawati, M.Sc, selaku penguji II, atas waktunya untuk berdiskusi dan segala masukan serta koreksinya dalam laporan skripsi ini.

7. Bapak Dr. Agus Salam, selaku ketua sidang yang telah membantu dalam sidang skripsi penulis.
8. Mama, saudara, serta keponakan-keponakan tercinta, terima kasih atas doa dan perhatiannya, dukungan serta semangat kalian kepada penulis.
9. Almarhum Papa dan Pridja Sudarma serta khususnya Theresia Esti Kartika, sebagai saudara tercinta.
10. Fr. Nico Dumais, Henky Tayus, Maxi, dan teman-teman gereja terima kasih atas doa, cinta dan perhatiannya.
11. Bapak Dr. Leo Lisapaly, Dr. Dede Djuana, Bapak Andreas Waluyo, Kak Paulus, Kak Farid, Kak Humbang yang telah banyak membantu dan memberikan masukan serta informasi artikel-artikel kepada penulis.
12. Sri Supanti, Gayatri, Andrew Jo, Agustina Wulandari, serta teman-teman kuliah dan seangkatan, yang selalu memberikan dukungan moril dan spiritual, serta banyak informasi berharga kepada penulis.
13. Jajaran karyawan Departemen Fisika UI, atas bantuan teknis yang penulis peroleh selama menjadi mahasiswa Fisika UI.
14. Semua pihak yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu, terima kasih banyak atas dukungannya.

Semoga apa yang telah kalian berikan baik dalam bentuk material maupun non-material tidak terputus begitu saja. Melainkan dapat penulis teruskan rantai kasih ini kepada yang lainnya. Penulis juga menyadari bahwa laporan ini masih jauh dari sempurna, oleh sebab itu perlu kiranya saran dan kritik yang membangun demi perbaikan di masa mendatang.

Jakarta, Juni 2010

Penulis

**HALAMAN PERNYATAAN PERSETUJUAN PUBLIKASI SKRIPSI  
UNTUK KEPENTINGAN AKADEMIS**

---

Sebagai sivitas akademik Universitas Indonesia, saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Mulky Winata  
NPM : 0706196651  
Program Studi : Geofisika  
Departemen : Fisika  
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam  
Jenis karya : Skripsi

demikian demi pengembangan ilmu pengetahuan, menyetujui untuk memberikan kepada Universitas Indonesia Hak Bebas Royalti Noneksklusif (Non-exclusive Royalty Free Right) atas karya ilmiah saya yang berjudul:

**ANALISIS KECEPATAN MENGGUNAKAN AB SEMBLANCE UNTUK  
KASUS PEMBALIKAN POLARITAS AMPLITUDO PADA CMP  
GATHERS**

beserta perangkat yang ada (jika diperlukan). Dengan Hak Bebas Royalti Noneksklusif ini Universitas Indonesia berhak menyimpan, mengalihmedia/formatkan, mengelola dalam bentuk pangkalan data (database), merawat, dan mempublikasikan skripsi saya selama tetap mencantumkan nama saya sebagai penulis/pencipta dan sebagai pemilik Hak Cipta.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan sebenarnya.

Dibuat di : Depok

Pada tanggal: 18 Juni 2010

Yang menyatakan,

(Mulky Winata)

vii

## ABSTRAK

Nama : Mulky Winata  
Program Studi : Geofisika  
Judul : **ANALISIS KECEPATAN MENGGUNAKAN AB  
SEMBLANCE UNTUK KASUS PEMBALIKAN  
POLARITAS AMPLITUDO PADA CMP  
GATHERS**

*Semblance* merupakan *tool* yang harus ada di dalam analisis kecepatan. Analisis kecepatan *seismic gather* secara konvensional hanya bisa mengamati perbedaan nilai dari kecepatan efektif *moveout*, menghitung *semblance* dari *flattened gathers* dan menghasilkan *velocity spectra* untuk *velocity picking* berikutnya. *Semblance* menjadi kurang efektif terhadap variasi kuat amplitudo sepanjang *seismic event* pada kasus dimana terjadi pembalikan polaritas amplitudo, seperti misalnya pada kasus AVO kelas 2. Untuk mengatasi masalah ini dikembangkan algoritma untuk mengoreksi pengukuran *semblance* terhadap variasi amplitudo, yaitu atribut *semblance* sebagai korelasi tren amplitudo pada CMP *gathers*. Pengukuran ini sangat efektif untuk analisa anomali AVO kelas 2 dan konversi gelombang.

Kata kunci : analisis kecepatan, *semblance*, koreksi NMO, pemilihan otomatis, pembalikan polaritas, anomali AVO.  
xiii+38 halaman : 26 gambar; 1 tabel  
Daftar Pustaka : 12 (1969-2008)



## ABSTRACT

Name : Mulky Winata  
Program Study : Geophysics  
Title : **VELOCITY ANALYSIS USING AB SEMBLANCE FOR THE CASE OF AMPLITUDE POLARITY REVERSAL ON CMP GATHERS**

The semblance measure has been an indispensable tool for velocity analysis. Conventional velocity analysis of seismic gathers scans different values of effective moveout velocity, computes semblance of flattened gathers and generates velocity spectra for later velocity picking. Semblance becomes troublesome in the case of strong variation of amplitudes along seismic events, a particular example is class II AVO anomalies that cause seismic amplitudes to go through a polarity reversal. To address this problem, developed algorithms for correcting the semblance measurement for amplitude variations, especially in the semblance attribute as a correlation with a trend at CMP gathers. This measure is particularly affective for analyzing class II AVO anomalies and converted waves.

Key Word : velocity analysis, semblance, NMO correction, automatic picking, polarity reversal, AVO anomaly.

xiii+38 pages : 26 pictures; 1 table

Bibliography : 12 (1969-2008)

## DAFTAR ISI

<b>HALAMAN JUDUL</b> .....	ii
<b>HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS</b> .....	iii
<b>HALAMAN PENGESAHAN</b> .....	iv
<b>KATA PENGANTAR</b> .....	v
<b>HALAMAN PERNYATAAN PUBLIKASI SKRIPSI</b> .....	vii
<b>ABSTRAK</b> .....	viii
<b>ABSTRACT</b> .....	ix
<b>DAFTAR ISI</b> .....	x
<b>DAFTAR GAMBAR</b> .....	xii
<b>DAFTAR TABEL</b> .....	xiii
<b>BAB 1. PENDAHULUAN</b> .....	1
1.1. Latar Belakang Penelitian.....	1
1.2. Identifikasi dan Perumusan Masalah.....	1
1.3. Maksud dan Tujuan Penelitian.....	2
1.4. Metodologi Penelitian.....	3
1.5. Sistematika Penulisan.....	4
<b>BAB 2. TEORI DASAR</b> .....	6
2.1. Latar Belakang.....	6
2.2. Koreksi NMO.....	7
2.3. Analisis Semblance.....	9
2.4. Pola Perubahan Amplitudo terhadap Offset.....	11
2.4.1. Amplitudo Perpindahan Energi.....	11
2.4.2. Klasifikasi Perubahan Koefisien Refleksi.....	12
2.4.3. Transformasi dari Jarak ke Sudut.....	14
2.4.4. Pendekatan Persamaan Zoeppritz.....	15
2.4.5. Pendekatan Aki, Richard, dan Frasier.....	16
2.5. Semblance Sebagai Korelasi Vektor terhadap Suatu Konstanta.....	18
2.6. AB Semblance Sebagai Korelasi terhadap Sebuah Tren.....	18
<b>BAB 3. METODOLOGI PENELITIAN</b> .....	20
3.1. Diagram Alir Penelitian.....	20
3.2. Pembuatan Data Sintetik.....	20
3.3. Parameter Input.....	21
3.3.1. Known Parameter.....	22
3.3.2. Unknown Parameter.....	23
3.4. Parameter Output.....	24

3.4.1. Penjaran Sinar Seismik.....	24
3.4.2. Waktu Tempuh Gelombang Seismik.....	25
3.4.3. Sintetik Seismogram.....	26
3.4.4. AVA Modeling.....	27
<b>BAB 4. HASIL DAN PEMBAHASAN.....</b>	<b>29</b>
4.1. Scanning Velocity.....	29
4.2. Spektrum Kecepatan.....	30
4.3. Automatic Picking.....	32
4.4. Koreksi NMO.....	33
<b>BAB 5. KESIMPULAN DAN SARAN.....</b>	<b>37</b>
5.1. Kesimpulan.....	37
5.2. Saran.....	37

**DAFTAR REFERENSI**



## DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1: Diagram alir yang akan dipakai dalam penelitian.....	4
Gambar 2.1: Waktu tempuh gelombang seismik.....	7
Gambar 2.2: Koreksi NMO (Yilmaz, 1989).....	8
Gambar 2.3: (a) CMP <i>gather</i> sebelum koreksi NMO, (b) CMP <i>gather</i> setelah koreksi NMO dengan nilai kecepatan yang tepat, (c) <i>Overcorrection</i> disebabkan oleh nilai kecepatan yang terlalu kecil, (d) <i>Undercorrection</i> disebabkan oleh nilai kecepatan yang terlalu besar.....	8
Gambar 2.4: Refleksi <i>point smearing</i> .....	9
Gambar 2.5: Penggambaran <i>offset</i> dan kecepatan tiap tras pada koordinat $[v, \tau = t(0)]$ gather. (a) Penampang dari tras-tras seismik pada CMP <i>gather</i> s, (b) Hasil stack dari tras-tras pada CMP <i>gather</i> . (Yilmaz, 1989).....	9
Gambar 2.6: Spektrum kecepatan reflektor yang diturunkan dari suatu CMP <i>gather</i> . (a) CMP <i>gather</i> , (b) Plot reflektor, (c) Plot kontur. (Yilmaz, 1989).....	10
Gambar 2.7: (a) Variasi amplitudo terhadap pertambahan jarak dimana S dan R adalah sumber dan penerima, (b) Tras seismik. (Allen & Peddy, 1994).....	11
Gambar 2.8: Amplitudo gelombang refleksi dan transmisi pada suatu bidang batas yang dihasilkan dari pemantulan suatu gelombang-P (Castagna, 1993).....	12
Gambar 2.9: Klasifikasi perubahan koefisien refleksi (Rutherford & Williams, 1989).....	13
Gambar 2.10: (a) Tras seismik yang merupakan respon AVO berelasi terhadap <i>offset</i> , (b) menunjukkan hasil transformasi dari (a) yaitu dalam respon AVA ( <i>amplitude variation with angle</i> ), (Western Geophysical, 1994).....	14
Gambar 3.1: Diagram alir penelitian.....	20
Gambar 3.2: Skematik dari pemodelan kedepan.....	21
Gambar 3.3: Model 7 Lapisan Batuan Bawah Permukaan.....	22
Gambar 3.4: Sinar ds, di kedalaman $z$ , dan penjalaran dengan sudut $\theta(z)$ yang bekerja terhadap arah vertikal.....	23
Gambar 3.5: Plot penjalaran sinar seismik dari sumber ke penerima.....	25
Gambar 3.6: Waktu tempuh gelombang seismik .....	25
Gambar 3.7: Plot <i>traveltime</i> dari masing-masing lapisan.....	26

Gambar 3.8: Plot sintetik seismogram dari setiap lapisan.....	27
Gambar 3.9: Plot AVA <i>modeling</i> dari setiap lapisan.....	27
Gambar 4.1: Visualisasi proses analisis kecepatan dari suatu CDP gather, operasi matematiknya mulai dari <i>loop</i> paling luar (Suprajitno, 2002).....	29
Gambar 4.2: Hasil <i>velocity spectra</i> dari tras-tras pada CMP <i>gathers</i> . ....	30
(a) Korelasi terhadap suatu konstanta dimana anomali AVO kelas 2 tampak hilang ketika di <i>stack</i>	
(b) Korelasi terhadap sebuah tren AVO sehingga anomali AVO pada <i>interface</i> terakhir mulai terlihat.	
Gambar 4.3: Spektrum kecepatan.....	31
(a) <i>Semblance</i> konvensional, dan (b) AB <i>semblance</i> .	
Gambar 4.4: <i>Automatic picking</i> pada spektrum kecepatan. Hal ini menunjukkan nilai amplitudo tertinggi pada masing-masing kontur.	
(a) <i>Semblance</i> konvensional, (b) AB <i>semblance</i> .....	33
Gambar 4.5: Hasil dari koreksi NMO setelah <i>velocity picking</i> .	
(a) <i>Semblance</i> konvensional, (b) AB <i>semblance</i> .....	34
Gambar 4.6: Hasil dari <i>stacking</i> amplitudo setelah koreksi NMO.	
(a) <i>Semblance</i> konvensional, (b) AB <i>semblance</i> .....	35
Gambar 4.7: (a) Kurva amplitudo terhadap <i>offset</i> setelah koreksi NMO pada <i>semblance</i> konvensional (b) AVA <i>modeling</i> pada reflektor 5 dan 6 (c) pada AB <i>semblance</i> .....	35

## DAFTAR TABEL

Tabel 3.1: Parameter elastis pada setiap lapisan batuan.....	23
--	----

# BAB 1

## PENDAHULUAN

### 1.1. Latar Belakang Penelitian

Semenjak diperkenalkan oleh Taner dan Koehler (1969), *semblance* merupakan *tool* yang harus ada di dalam analisis kecepatan perekaman seismik. Analisis kecepatan *seismic gather* secara konvensional hanya bisa mengamati perbedaan nilai dari kecepatan efektif *moveout*, menghitung *semblance* dari *flattened gathers* dan menghasilkan *velocity spectra* untuk *velocity picking* berikutnya (Yilmaz, 2000).

Menurut Sarkar (2001), *semblance* menjadi kurang efektif terhadap variasi kuat amplitudo sepanjang *seismic event* pada kasus di mana terjadi pembalikan polaritas amplitudo, seperti misalnya pada kasus AVO kelas 2 (Rutherford dan Williams, 1989). Untuk mengatasi masalah ini, Ratcliffe dan Adler (2000) dan Sarkar (2001, 2002) mengembangkan algoritma untuk mengoreksi pengukuran *semblance* terhadap variasi amplitudo.

Penelitian ini akan banyak mengacu pada penelitian yang dilakukan oleh Fomel (2008), yaitu atribut *semblance* sebagai korelasi terhadap suatu konstanta dan tren amplitudo pada CMP *gathers*. Dapat dilihat nanti bahwa pembalikan polaritas amplitudo pada CMP *gathers* mempengaruhi nilai variasi amplitudo. Perubahan nilai ini akan berpengaruh pada koreksi NMO, di mana jika data di *stacking* nilai fasanya akan saling menghilangkan. Oleh karena itu, penulis akan menggunakan atribut *AB semblance* sebagai solusi terhadap perubahan variasi tren amplitudo karena pembalikan polaritas tersebut.

### 1.2. Identifikasi dan Perumusan Masalah

#### 1) Mengidentifikasi Masalah

Telah sedikit disinggung sebelumnya pada paragraf kedua, bahwa *semblance* menjadi kurang efektif terhadap variasi kuat amplitudo (Sarkar, 2001). Lalu, apa yang menyebabkan konvensional *semblance* tersebut menjadi kurang

efektif dan variasi amplitudo seperti apa yang bisa menimbulkan ketidakefektifan?

Rutherford dan Williams (1989) mengklasifikasikan pola-pola variasi amplitudo terhadap *offset* ke dalam 4 kelas, dimana pada anomali AVO kelas 2 terdapat pembalikan polaritas amplitudo seismik. Pembalikan polaritas inilah yang menjadi pokok permasalahan, yaitu pada proses *velocity picking* untuk koreksi NMO pada CMP *gathers*.

Fomel (2008) telah menginterpretasikan atribut *semblance* sebagai korelasi terhadap sebuah konstanta dan menurunkan ekspresi khusus secara matematik untuk korelasi terhadap tren amplitudo, yang disebut dengan AB *semblance*.

## 2) Perumusan Masalah

- a. Apakah pengaruh pembalikan amplitudo di CMP *gathers* pada proses analisis kecepatan?
- b. Parameter fisika batuan apa yang bisa menyebabkan pembalikan amplitudo, seperti misalnya pada anomali AVO kelas 2? (*Parameter fisika batuan, misalnya: kecepatan gelombang P, densitas, dan poisson ratio*).
- c. Pemahaman konsep *semblance* dan kegunaannya dalam pemrosesan data seismik.
- d. Solusi apa yang bisa dikerjakan untuk tren amplitudo?
- e. Apakah ada perbedaan yang dihasilkan antara *semblance* konvensional dan AB *semblance*? (*Menganalisis hasil koreksi NMO dari analisis kecepatan menggunakan semblance konvensional dan AB semblance*).

## 1.3. Maksud dan Tujuan Penelitian

1) Maksud atau hal-hal yang ingin dicapai adalah:

- Membuat *model* bawah permukaan yang dapat menghasilkan efek pembalikan polaritas amplitudo pada CMP *gathers*.
- Penurunan dan penyelesaian matematik secara eksplisit yang berkorelasi terhadap konstanta dan tren amplitudo.
- *Velocity picking* menggunakan *semblance* konvensional dan AB *semblance* pada data sintetik dan lapangan.

2) Sasaran yang dituju adalah:

- Menghasilkan CMP *gathers* sintetik yang memiliki efek pembalikan polaritas amplitudo.
- Menghasilkan CMP *gathers* yang telah dikoreksi NMO dari hasil *velocity picking* menggunakan *semblance* konvensional dan AB *semblance*.

#### 1.4. Metodologi Penelitian

Metode penelitian yang akan diajukan terdiri dari beberapa tahap antara lain:

a. Studi Kepustakaan

Studi kepustakaan digunakan penulis untuk mempelajari teori-teori dasar (*jenis gelombang dan sifat penjaran gelombang, fisika batuan, AVO*) dan informasi mengenai persamaan dan penurunan algoritma (*khususnya AB Semblance*) sebagai sumber penulisan skripsi. Informasi dan pustaka yang berkaitan dengan masalah ini diperoleh dari literatur serta penjelasan yang diberikan oleh dosen pembimbing, rekan-rekan mahasiswa, internet, dan buku-buku panduan.

b. Pembuatan dan Persiapan Data

Data yang akan digunakan, yakni berupa data seismik sintetik yang harus memiliki kualitas terbaik. Pembuatan dan persiapan data merupakan proses-proses yang dianggap perlu guna meningkatkan kualitas data sebelum digunakan dalam penelitian.

c. Pengolahan Data

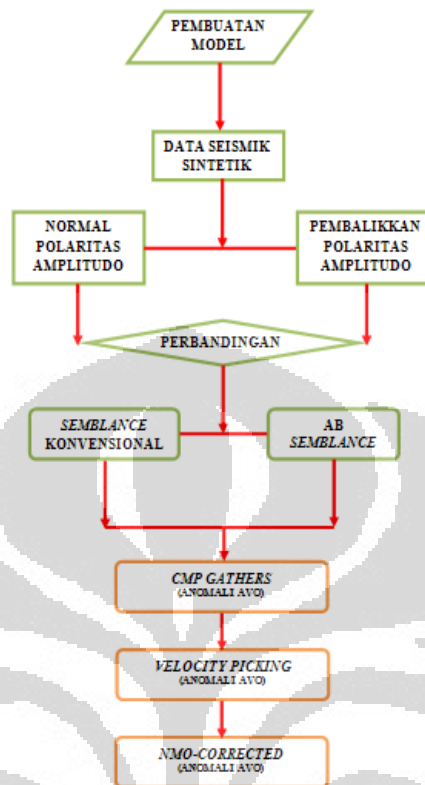
Untuk ekstraksi data seismik sintetik khususnya pada kasus anomali AVO kelas 2, pengolahan data dilakukan dengan menggunakan software Matlab.

d. Analisis dan Hasil

Analisis dan Hasil diperlukan untuk mencapai tujuan penelitian. Hasil pengolahan data akan di analisis yang selanjutnya akan dijelaskan secara lebih mendalam.



Berikut adalah diagram alir yang akan dipakai pada penelitian:



Gambar 1.1: Diagram alir yang akan dipakai dalam penelitian.

Tahap awal penelitian ini adalah membuat *model*. Permodelan dirancang untuk menghasilkan data seismik sintetik berupa *CMP gathers* yang memiliki anomali variasi amplitudo, yaitu adanya pembalikan polaritas.

Selanjutnya data akan diproses melalui beberapa tahap pengolahan, hingga ke tahap koreksi NMO. Di dalam proses *velocity picking*, nantinya akan digunakan dua metode pembandingan, yaitu analisis kecepatan dengan menggunakan *semblance* konvensional dan *AB semblance*. Perbedaan kedua metode itu akan dianalisis dari kemelurusan *event* dan *stacking response* pada *CMP gathers* setelah koreksi NMO.

### 1.5. Sistematika Penulisan

Sistematika penulisan dibagi menjadi 6 bab, masing-masing terdiri dari beberapa sub-bab untuk mempermudah penjelasan. Penulisan pada setiap bab dilakukan sebagai berikut:

## BAB 1. PENDAHULUAN

Pada bab ini secara umum membahas mengenai latar belakang permasalahan, batasan masalah yang ingin diberikan, tujuan yang ingin dicapai, metodologi penelitian, serta sistematika penulisan.

## BAB 2. TEORI DASAR

Pada bab ini penulis menguraikan teori-teori dasar terutama untuk sifat gelombang, fisika batuan, AVO, dan pengolahan data seismik, yang semuanya nanti mampu menjelaskan peranan dan fungsi dari AB *semblance*.

## BAB 3. METODOLOGI PENELITIAN

Bab ini akan dimanfaatkan untuk menerangkan semua metode yang dipakai selama penelitian, baik yang terstruktur maupun yang insidental. Metode yang telah direncanakan sebelumnya bisa saja berubah, sesuai dengan kebutuhan penelitian.

## BAB 4. PEMBAHASAN

Pembahasan mengenai peranan dan fungsi metode AB *Semblance* akan dipaparkan secara lebih dalam. Pemaparan dimulai dari *semblance* konvensional hingga munculnya metode AB *Semblance* itu sendiri.

## BAB 5. KESIMPULAN DAN SARAN

Bab ini merupakan tahap akhir pembahasan dari penelitian. Kesimpulan dan saran tersebut nantinya diharapkan mampu menggambarkan penelitian secara keseluruhan (*kekurangan dan kelebihannya*) serta merekomendasikan arah dan tujuan selanjutnya sebagai perbaikan dan peningkatan.

## BAB 2

### TEORI DASAR

#### 2.1. Latar Belakang

Secara konvensional, analisis kecepatan dengan menggunakan *semblance* bertujuan untuk mengestimasi kecepatan berdasarkan model amplitudo konstan pada seismogram dan tidak menyertakan perubahan amplitudo terhadap *offset* (*Amplitude Variation with Offset*) ke dalam perhitungan *semblance*. Pada AVO, bentuk amplitudo konstan menjadi tidak akurat karena adanya pengaruh dari matriks dan porositas batuan serta kandungan fluida yang mengisi pori-pori batuan. Ketiga faktor tersebutlah yang mempengaruhi besar kecilnya nilai impedansi akustik dan sifat fisik batuan, termasuk pada kasus pembalikan polaritas.

AVO dan analisis kecepatan memiliki hubungan yang saling berkaitan. Kecepatan yang salah dapat memberikan parameter AVO yang tidak benar, begitu pula sebaliknya. Oleh karena itu, penyertaan efek AVO di dalam perhitungan akan memperbaiki koreksi NMO (*normal moveout*) dan penentuan atribut *prestack*.

Prosedur analisis kecepatan dengan sensitivitas AVO, merupakan generalisasi dari metode analisis kecepatan konvensional dengan menggunakan *semblance*, dapat dirancang dengan memberikan sebuah *offset* yang tergantung pada model seismogram. Menggabungkan AVO ke dalam analisis kecepatan membutuhkan penambahan parameter untuk menggambarkan suatu reflektivitas. Hal ini dapat mengakibatkan ketelitian kecepatan akan semakin bertambah.

Modifikasi metode *semblance* dengan menyertakan variasi amplitudo ke dalam perhitungan dapat menggunakan intersep dan gradien dari AVO (Shuey, 1985). Salah satu contoh modifikasi dari metode tersebut adalah *AB semblance*, dimana *semblance* berkorelasi terhadap sebuah tren amplitudo. Efektivitas *AB semblance* sebagai atribut analisis kecepatan, mampu hadir sebagai solusi pada kasus terdapat variasi kuat amplitudo serta pembalikan polaritas.

## 2.2. Koreksi Normal Moveout (NMO)

Koreksi normal *moveout* (NMO) adalah koreksi waktu tempuh gelombang seismik refleksi akibat perbedaan waktu datang gelombang pantul pada setiap *offset* (jarak antara titik tembak dengan penerima) terhadap *offset* nol (Yilmaz, 2001). Perubahan *offset* yang semakin besar menyebabkan adanya perbedaan waktu datang dari gelombang pantul sehingga tidak dapat membawa informasi secara langsung dimana letak reflektor berada. Maka dari itu, koreksi NMO terlebih dahulu dilakukan sebelum proses penjumlahan tras atau *stacking*.

Koreksi NMO bertujuan untuk menghilangkan efek *offset* pada tras-tras dalam satu CDP. Dengan kata lain, koreksi NMO ( $\Delta T_{NMO}$ ) membawa kurva gelombang refleksi yang hiperbola ke kurva tegak lurus. Waktu tempuh dua arah gelombang pantul untuk jarak  $x$  ( $T_x$ ) adalah

$$T_x = \sqrt{T_o^2 + \left(\frac{x}{V}\right)^2} \quad (2.1a)$$

dan koreksi NMO ( $\Delta T_{NMO}$ ) nya adalah

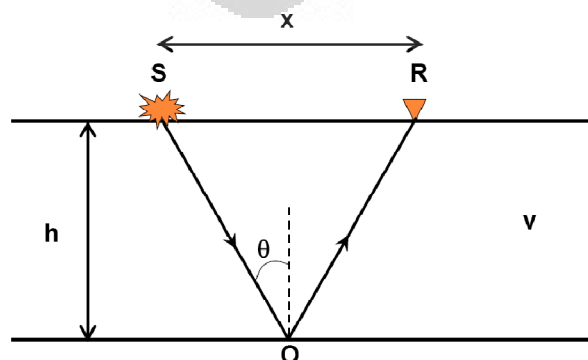
$$\Delta T_{NMO} = T_x - T_o \quad (2.1b)$$

di mana,

$T_o$  =  $2h/V$ , waktu tempuh dua arah gelombang pantul untuk *offset* nol,

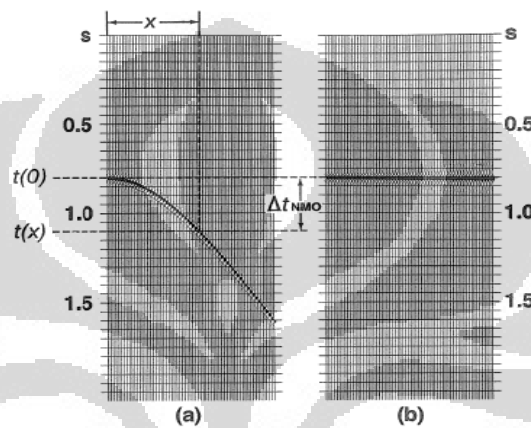
$X$  = Jarak *shot-receiver*,

$V$  = kecepatan lapisan.



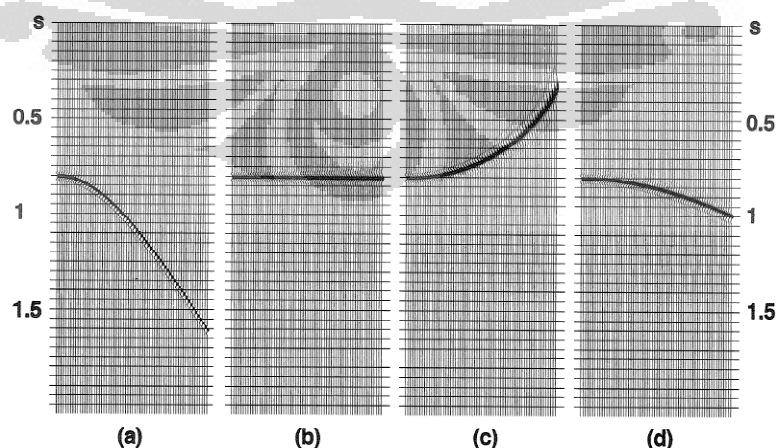
Gambar 2.1: Waktu tempuh gelombang seismik.

Untuk melakukan koreksi NMO membutuhkan parameter kecepatan, di mana jika koreksi tersebut tepat maka akan menghasilkan nilai kecepatan yang benar, sebaliknya nilai kecepatan yang benar mampu memberikan koreksi NMO yang tepat. Gambar 2.2 adalah kurva dari gelombang refleksi dengan sumbu koordinat yaitu waktu tempuh terhadap *offset*. Gambar tersebut menunjukkan hasil koreksi NMO di mana kurva hiperbola yang muncul akibat pengaruh *offset* berubah menjadi datar.



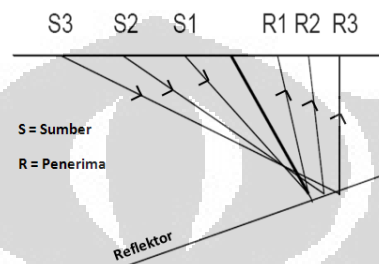
Gambar 2.2: Koreksi NMO. (Yilmaz, 1989).

Namun jika nilai kecepatan NMO yang digunakan lebih kecil daripada nilai semestinya, maka kurva hiperbola akan melengkung ke atas (*overcorrected*). Sebaliknya, jika terlalu besar maka kurva hiperbola akan melengkung ke bawah (*undercorrected*).



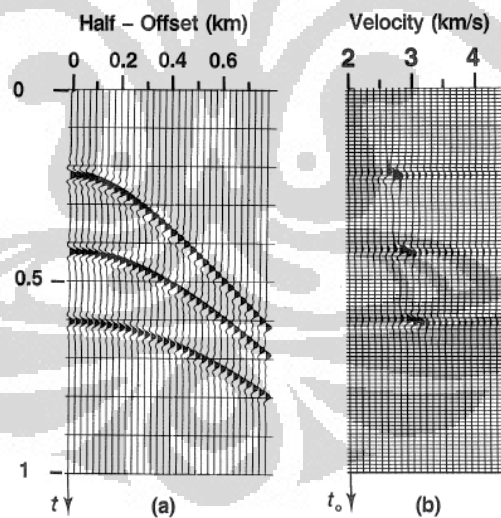
Gambar 2.3: (a) CMP *gather* sebelum koreksi NMO, (b) CMP *gather* setelah koreksi NMO dengan nilai kecepatan yang tepat, (c) *Overcorrection* disebabkan oleh nilai kecepatan yang terlalu kecil, (d) *Undercorrection* disebabkan oleh nilai kecepatan yang terlalu besar. (Yilmaz, 1989).

Koreksi NMO hanya efektif dilakukan pada reflektor datar. Jika bidang pantul tidak datar, akan terjadi pergeseran titik CDP, atau yang disebut *reflector point smearing* (Gambar 2.4). Dalam kondisi seperti ini, koreksi NMO disempurnakan dengan koreksi DMO (*Dip Move Out*). Prinsip koreksi DMO hampir sama dengan koreksi NMO, namun dalam koreksi DMO diperhitungkan juga kemiringan bidang pantul. Sehingga dengan koreksi DMO ini membuat dispersi titik pantul menghilang, dan rasio sinyal terhadap *noise* meningkat.



Gambar 2.4: Refleksi *point smearing*.

### 2.3. Analisis Semblance

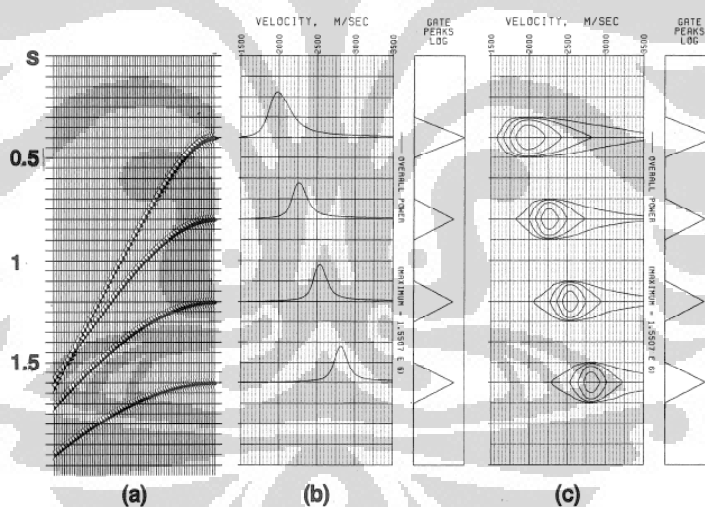


Gambar 2.5: Penggambaran *offset* dan kecepatan tiap tras pada koordinat  $[v, \tau = t(0)]$  *gather*. (a) Penampang dari tras-tras seismik pada CMP *gathers*, (b) Hasil *stack* dari tras-tras pada CMP *gathers*. (Yilmaz, 1989).

CMP *gather* pada gambar 2.5a menunjukkan suatu refleksi hiperbola pada bidang batas. Kecepatan medium reflektor adalah 2700, 2800, 3000 m/s. Koreksi NMO dan *stacking* pada *gather* tersebut menggunakan harga kecepatan konstan antara

2000 hingga 4300 m/s. Kondisi tersebut menggambarkan spektrum kecepatan yang merupakan resultan dari tras-tras pada saat di *stacking* untuk setiap kecepatan yang berkorelasi terhadap waktu tempuh dari *zero-offset*. (Taner dan Koehler, 1990).

Kuantitas yang ditampilkan spektrum kecepatan pada gambar 2.5 adalah amplitudo yang di *stack*. Ketika perbandingan antara sinyal dan bising (*S/N ratio*) *input* data rendah, maka amplitudo yang di *stack* bukan merupakan kuantitas tampilan terbaik. Analisis kecepatan bertujuan menentukan *pick-pick* yang mewakili koherensi terbaik dari suatu sinyal sepanjang kurva hiperbola melewati panjang *spread* CMP *gather*. Beberapa jenis ukuran koherensi dapat digunakan sebagai atribut pada perhitungan spektrum kecepatan (Neidell dan Taner, 1990). Spektrum kecepatan umumnya tidak ditunjukkan pada gambar 2.5, melainkan jenis tampilan yang digunakan untuk *picking* kecepatan pada suatu deretan plot yang terhubung (plot kontur) seperti gambar 2.6.

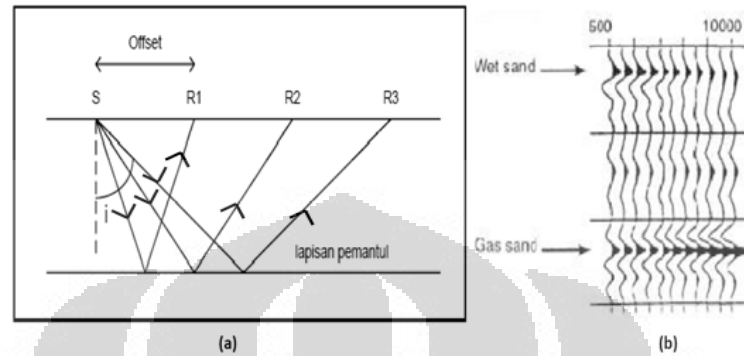


Gambar 2.6: Spektrum kecepatan reflektor yang diturunkan dari suatu CMP *gather*, (a) CMP *gather*s, (b) Plot reflektor, (c) Plot kontur. (Yilmaz, 1989).

Proses *picking* dilakukan pada daerah-daerah kontur kecepatan yang mengindikasikan nilai amplitudo maksimum. Proses tersebut bertujuan untuk menentukan harga kecepatan pada daerah dengan spektrum tertentu, yaitu pada “*event* koheren” yang “*line up*”, ditandai dari amplitudo yang relatif lebih tinggi. Untuk memperoleh hasil analisis kecepatan yang lebih baik, proses *picking* dilakukan secara iteratif, yaitu dengan mengatur dan mengubah parameter-

parameter pada proses analisis kecepatan. Kecepatan yang diperoleh disebut kecepatan *stacking*, dipilih untuk memperoleh *stack* yang terbaik.

## 2.4. Pola Perubahan Amplitudo terhadap Offset (AVO)



Gambar 2.7: (a) Variasi amplitudo terhadap pertambahan jarak dimana S dan R adalah sumber dan penerima, (b) Tras seismik CMP *gathers* dengan sumbu koordinat waktu tempuh dan jarak. (Allen & Peddy, 1994).

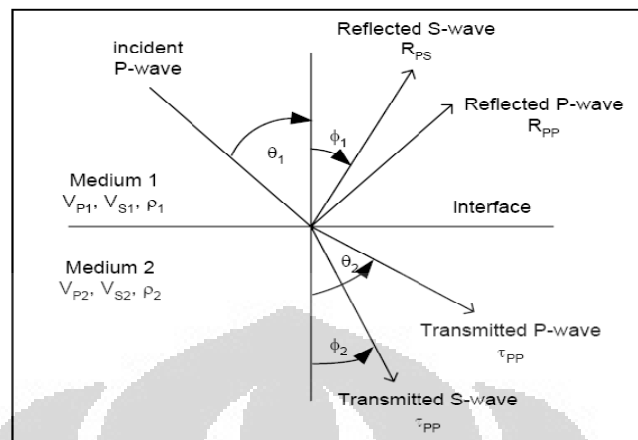
Pola perubahan amplitudo pada refleksi energi seismik dari sumber ke penerima bergantung pada perubahan sifat material sepanjang bidang batas permukaan. Variasi ini terlihat sebagai suatu anomali jika terjadi pertambahan amplitudo sinyal refleksi terhadap pertambahan *offset* (*jarak sumber ke penerima*) akibat dari adanya fluida di dalam suatu lapisan. Perbedaan tersebut dapat dilihat terutama antara kandungan gas dan air karena keduanya memiliki kontras kecepatan yang besar. Selain fluida, faktor lain yang mempengaruhi perubahan amplitudo terhadap *offset* adalah matriks (*jenis dan bentuk butiran*) dan porositas batuan. Posisi *offset* di dalam analisis AVO mempengaruhi variasi nilai sudut datang gelombang seismik (*angle of incidence*) terhadap lapisan pemantul, di mana semakin besar *offset* semakin besar pula sudut datangnya.

### 2.4.1. Amplitudo Perpindahan Energi

Jika sebuah gelombang bidang kompresional atau gelombang datang P yang mengenai suatu batas permukaan di antara 2 medium elastik yang homogen dan isotropis, maka akan terjadi konservasi serta pembagian energi. Konversi serta pembagian energi dari gelombang datang P ini akan menghasilkan amplitudo gelombang yang direfleksi dan ditransmisikan. Hasil gelombang refleksi dan



transmisi adalah gelombang P itu sendiri, serta sebagian dikonversikan menjadi gelombang S. Untuk lebih jelasnya dapat dilihat pada gambar 2.8.



Gambar 2.8: Amplitudo gelombang refleksi dan transmisi pada suatu bidang batas yang dihasilkan dari pemantulan suatu gelombang-P (Castagna, 1993).

Besarnya sudut sinar datang, refleksi dan transmisi, dapat diperoleh berdasarkan hukum Snellius, yaitu:

$$\frac{\sin \theta_1}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{P2}} = \frac{\sin \phi_3}{V_{S1}} = \frac{\sin \phi_4}{V_{S2}} = p \quad (2.3)$$

di mana,

$p$  = parameter gelombang,

$V_{P1}, V_{P2}$  = kecepatan gelombang P medium ke-1 dan 2,

$\theta_1, \theta_2$  = sudut datang dan transmisi gelombang P,

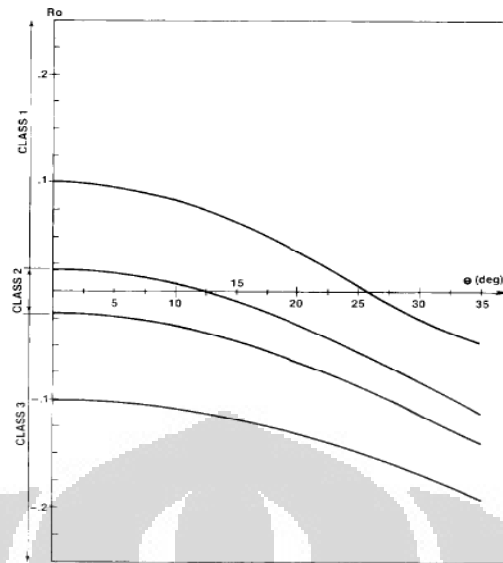
$V_{S1}, V_{S2}$  = kecepatan gelombang S medium ke-1 dan 2

$\phi_1, \phi_2$  = sudut refleksi dan transmisi gelombang S

Koefisien  $R_{PP}$ ,  $R_{PS}$ ,  $T_{PP}$ , dan  $T_{PS}$  untuk berbagai sudut datang  $\theta_1$  dipengaruhi oleh nilai kecepatan gelombang P dan S pada medium, serta densitas batuan. Parameter koefisien gelombang refleksi dan transmisi tersebut juga berkorelasi terhadap sifat fisik medium seperti litologi, porositas dan kandungan fluida.

#### 2.4.2. Klasifikasi Perubahan Koefisien Refleksi

Pada gambar 2.9 merupakan pola perubahan koefisien refleksi terhadap jarak untuk tiga klasifikasi anomali AVO, sumbu X menunjukkan sudut datang dan sumbu Y adalah harga *normal incidence* dari koefisien refleksi ( $R_0$ ).



Gambar 2.9: Klasifikasi perubahan koefisien refleksi (Rutherford & Williams, 1989).

Ketiga klasifikasi anomali AVO dapat dijelaskan sebagai berikut:

#### 1. Klasifikasi pertama

Anomali memiliki harga koefisien refleksi positif yang tinggi pada *zero offset*. Pertambahan nilai sudut menyebabkan koefisien refleksi berkurang hingga sudut tertentu, dimana nilai koefisien refleksinya akan berubah menjadi negatif. Klasifikasi pertama ini dapat ditemukan pada lapisan *gas sand* yang memiliki harga impedansi tinggi dibandingkan dengan lapisan *shale* yang menutupinya sehingga nilai  $R_o$  nya berharga positif.

#### 2. Klasifikasi kedua

Klasifikasi kedua ini dibagi menjadi 2 bagian yaitu kelas 2 dan 2p. Untuk kelas 2 tidak mengalami pembalikan polaritas amplitudo sedangkan untuk kelas 2p mengalami pembalikan polaritas amplitudo.

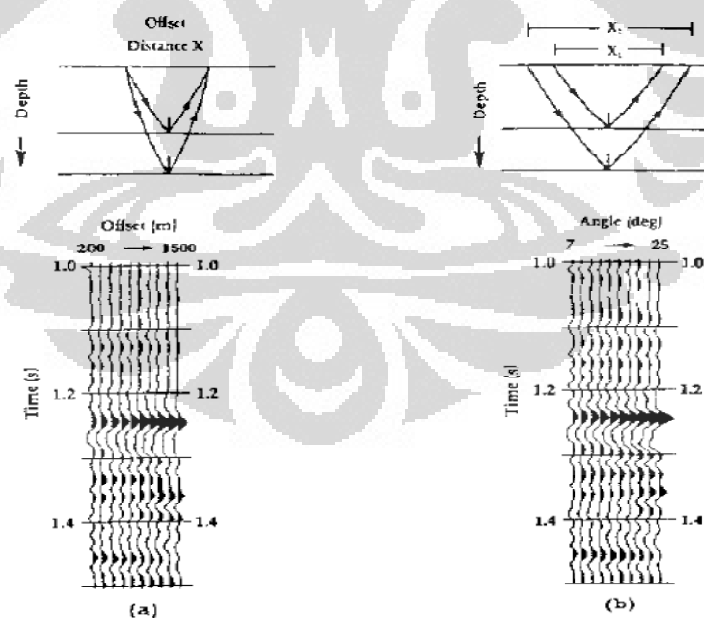
Anomali ini memiliki harga koefisien refleksi positif yang rendah pada *normal incidence (gelombang datang tegak lurus)*. Koefisien refleksi ini kemudian semakin berkurang pada sudut datang yang lebih besar. Perubahan amplitudonya sangat besar terhadap pertambahan jarak (*sudut*). Perubahan polaritas sangat mungkin terjadi pada klasifikasi ini. Contoh kasus pada klasifikasi ini dapat ditemukan pada lapisan *gas sand* yang memiliki harga impedansi yang hampir sama dengan lapisan *shale* yang menutupinya sehingga harga  $R_o$  nya mendekati nol.

### 3. Klasifikasi ketiga

Anomali AVO lebih mudah untuk dianalisa, namun memiliki perubahan amplitudo yang kecil pada seluruh interval sudut datang. Pada *normal incidence* koefisien refleksi relatif besar yang berharga negatif dan semakin negatif dengan bertambahnya sudut. Contoh kasus untuk klasifikasi ini dapat dijumpai pada lapisan *gas sand* yang memiliki harga impedansi rendah dibandingkan dengan lapisan *shale* yang menutupinya sehingga harga  $R_0$  yang dihasilkan bernilai negatif.

#### 2.4.3. Transformasi dari Jarak ke Sudut

Persamaan Zoeppritz dan Shuey tergantung dari besaran sudut datang ketika gelombang datang mengenai suatu reflektor. Data seismik direkam sebagai fungsi dari jarak sumber ke penerima. Besaran sudut pantul pada bidang lapis dan jarak *offset* memiliki hubungan nonlinier yang dapat dihitung dan digunakan dalam skema analisis data *processing*. Skema analisis data ini dikenal sebagai analisis AVA (*Amplitude Variation with Angle*). Contoh transformasi ini ditunjukkan pada gambar 2.10.



Gambar 2.10: (a) Tras seismik yang merupakan respon AVO berelasi terhadap *offset*, (b) Hasil transformasi dari (a) ke nilai sudut dalam respon AVA (*amplitude variation with angle*). (Western Geophysical, 1994).

Pada puncak setiap *gather* terdapat skematik geometri sinar gelombang yang menggambarkan refleksi setiap tras pada masing-masing *gather*. Untuk dapat mengubah konstanta jarak ke dalam sudut perlu diketahui hubungan antara  $X$  dan  $\theta$  (*persamaan 2.6a*), dengan menggunakan penyelesaian dari *full ray tracing*. Pendekatan terbaik yang digunakan ialah suatu sinar gelombang yang lurus, yaitu:

$$\tan \theta = \frac{X}{2Z} \quad (2.6a)$$

di mana,  $\theta$ ,  $X$  dan  $Z$  merupakan sudut datang, *offset*, dan kedalaman.

Apabila kecepatan pada lapisan daerah *interest* diketahui, maka persamaan tersebut dapat ditulis sebagai:

$$Z = \frac{V t_o}{2} \quad (2.6b)$$

dimana,  $V$  dan  $t_o$  merupakan kecepatan (RMS atau rata-rata) dan *total zero offset traveltime*. Dengan mensubstitusikan persamaan 2.6a ke persamaan 2.6b maka diperoleh relasi baru, yaitu:

$$\tan \theta = \frac{X}{V t_o} \quad (2.6c)$$

sehingga penyelesaian untuk  $X$  di dalam transformasi jarak-waktu adalah:

$$X = V t_o \tan \theta . \quad (2.6d)$$

#### 2.4.4. Pendekatan Persamaan Zoeppritz

Persamaan Zeoppritz digunakan untuk mendapatkan secara eksak amplitudo gelombang bidang dari refleksi gelombang P sebagai fungsi sudut. Namun, persamaan ini tidak memberikan pengertian yang intuitif mengenai bagaimana amplitudo memiliki kaitan terhadap parameter fisis, sehingga visualisasi mengenai variasi parameter tertentu yang mempengaruhi kurva koefisien refleksi menjadi sulit. Untuk mengatasi hal tersebut, diturunkan beberapa pendekatan oleh para ahli yang bertujuan untuk memperoleh informasi berupa relasi antara kecepatan gelombang P dan S, serta densitas batuan yang terkandung di dalam tingkah laku

amplitudo. Aki dan Richards (1980), menuliskan kembali persamaan Zoeppritz ke dalam bentuk matriks berikut:

$$\begin{bmatrix} \sin\theta_1 & \cos\varphi_1 & -\sin\theta_2 & \cos\varphi_2 \\ -\cos\theta_1 & \sin\varphi_1 & -\cos\theta_2 & -\sin\varphi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{v_{P1}}{v_{S1}} \cos 2\varphi_1 & -\frac{\rho_2 v_{P2}^2}{\rho_1 v_{P1}^2 v_{P2}^2} \sin 2\theta_2 & \frac{\rho_2 v_{S2} v_{P1}}{\rho_1 v_{S1}^2} \cos 2\varphi_2 \\ \cos 2\theta_1 & -\frac{v_{S1}}{v_{P1}} \sin 2\varphi_1 & -\frac{\rho_2 v_{P2}}{\rho_1 v_{P1}} \cos 2\varphi_2 & -\frac{\rho_2 v_{S2}}{\rho_1 v_{P1}} \sin 2\varphi_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\theta_1 \\ -\cos\theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ -\cos 2\theta_1 \end{bmatrix} \quad (2.7)$$

Keterangan:

- $\theta_1, \theta_2$  = sudut datang dan sudut transmisi gelombang -P
- $\varphi_1, \varphi_2$  = sudut refleksi gelombang-S dan sudut transmisi gelombang-S
- $V_{P1}, V_{P2}$  = kecepatan gelombang-P pada lapisan pertama dan kedua
- $V_{S1}, V_{S2}$  = kecepatan gelombang-S pada lapisan pertama dan kedua
- $\rho_1, \rho_2$  = densitas pada lapisan pertama dan kedua
- $R_{PP}, R_{PS}$  = koefisien refleksi gelombang-P dan S

Persamaan 2.7 tidak memiliki arti fisis yang mudah dimengerti, oleh karena itu dalam perkembangannya, persamaan tersebut mengalami berbagai modifikasi dan penyederhanaan untuk mempermudah dalam melakukan analisis AVO.

#### 2.4.5. Pendekatan Aki, Richards, dan Frasier

Pendekatan Aki-Richards-Frasier memberikan suatu persamaan yang lebih sederhana karena ditulis dalam tiga suku. Suku pertama merupakan fungsi dari kecepatan gelombang P, suku kedua merupakan fungsi dari densitas dan yang ketiga merupakan fungsi dari kecepatan gelombang S.

$$R(\theta) = a \frac{\Delta V_p}{V_p} + b \frac{\Delta \rho}{\rho} + c \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (2.8a)$$

di mana,

$$a = \frac{1}{\cos^2\theta} = \frac{1}{2} + \tan^2\theta, \quad b = \frac{1}{2} \left[ \left( \frac{2V_s^2}{V_p^2} \right) \sin^2\theta \right], \quad c = - \left( \frac{2V_s^2}{V_p^2} \right) \sin^2\theta$$

$$\Delta V_p = V_{p2} - V_{p1}, \quad V_p = \frac{V_{p2} + V_{p1}}{2}$$

$$\Delta V_s = V_{s2} - V_{s1}, \quad V_s = \frac{V_{s2} + V_{s1}}{2}$$

$$\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1, \quad V_p = \frac{\rho_2 + \rho_1}{2}$$

$$\theta = \frac{\theta_i + \theta_t}{2}, \quad \theta = \arcsin \frac{V_{p2}}{V_{p1}} \sin \theta_i$$

sehingga persamaan 2.8a dapat ditulis kembali sebagai:

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[ \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \frac{\Delta V_s}{V_s} - 2 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (2.8b)$$

Suku terakhir dari persamaan di atas dapat diabaikan untuk sudut datang kurang dari  $30^\circ$  karena jika  $\tan^2 \theta$  dan  $\sin^2 \theta \ll 1$  maka akan berharga  $\approx 0$ , sehingga dapat ditulis kembali menjadi:

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[ \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \frac{\Delta V_s}{V_s} - 2 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] \sin^2 \theta. \quad (2.8c)$$

Persamaan ini diperbaharui oleh Wiggins (Mobil, 1983) dan dipublikasikan oleh Gelfand dan Lerner (1986) sebagai sebuah pendekatan yang berdasarkan reflektivitas gelombang P dan S. Jika digunakan nilai perbandingan  $V_p/V_s = 0.5$  (yang merupakan nilai tipikal untuk liquid), akan dihasilkan:

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] + \left[ \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - \frac{\Delta V_s}{V_s} - \frac{1}{2} \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] \sin^2 \theta \quad (2.8d)$$

Jika didefinisikan intersep P dan gradien G sebagai berikut:

$$P = \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right], \quad G = \left[ \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - \frac{\Delta V_s}{V_s} - \frac{1}{2} \frac{\Delta\rho}{\rho} \right] \quad (2.8e)$$

Maka persamaan 2.8e dapat dituliskan menjadi:

$$R(\theta) = P + G \sin^2 \theta \quad (2.8f)$$

di mana intersep P merupakan pendekatan dari koefisien refleksi gelombang P-P pada *normal incidence* dan G adalah gradien atau slop dari fungsi  $\sin^2(\theta)$ . Pendekatan ini lebih dikenal sebagai pendekatan Gelfand (1986).

### 2.5. Semblance Sebagai Korelasi Vektor terhadap Suatu Konstanta

Fomel (2008) menginterpretasikan konsep *semblance* sebagai hasil korelasi vektor terhadap suatu konstanta. Jika didefinisikan  $\gamma$  sebagai koefisien korelasi antara  $\mathbf{a}$  dan  $\mathbf{b}$ , dimana  $\mathbf{a} = a_1, a_2, a_3, \dots, a_N$  dan  $\mathbf{b} = b_1, b_2, b_3, \dots, b_N$  sehingga dapat diekspresikan sebagai berikut:

$$\gamma(a, b) = \frac{\mathbf{a} \cdot \mathbf{b}}{|\mathbf{a}| |\mathbf{b}|} = \frac{\sum_{i=1}^N a_i b_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^N a_i^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N b_i^2}} \quad (2.2a)$$

Koefisien korelasi ini merupakan analogi terhadap sudut kosinus antara dua vektor  $\mathbf{a}$  dan  $\mathbf{b}$  dengan batas nilai dari -1 sampai 1. Jika terdapat korelasi antara vektor  $\mathbf{a}$  dengan konstanta  $\mathbf{c}$ , dimana  $\mathbf{c} = C, C, \dots, C$  yang dinyatakan oleh nilai  $\beta$ , maka korelasi ini dapat dituliskan sebagai

$$\beta(a) = \gamma(a, b) = \frac{\sum_{i=1}^N a_i C}{\sqrt{\sum_{i=1}^N a_i^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N C^2}} = \frac{\sum_{i=1}^N a_i C}{\sqrt{N \sum_{i=1}^N a_i^2}} \quad (2.2b)$$

Kuadratkan korelasi kontanta pada ruas kiri dan kanan sehingga diperoleh

$$\beta^2(a) = \frac{(\sum_{i=1}^N a_i)^2}{N \sum_{i=1}^N a_i^2} \quad (2.2c)$$

*Semblance* berharga maksimum ketika  $\mathbf{a}$  memiliki distribusi yang sama. Maksudnya adalah amplitudo seismik didistribusikan seragam sepanjang kurva *moveout*, dan *semblance* bagian horisontal hingga *gather* akan maksimum ketika *event* diratakan. Pendekatan ini gagal jika variasi amplitudo tidak sama.

### 2.6. AB Semblance Sebagai Korelasi terhadap Sebuah Tren

Fomel (2008) menjelaskan AB *semblance* sebagai korelasi vektor terhadap sebuah tren. Misalkan sebuah tren dengan harga  $b_i = A + B \phi_i$  dimana  $\phi_i$  merupakan fungsi yang telah diketahui. Estimasi intersep  $A$  dan gradien  $B$  diperoleh dari pencocokan jumlah tren di dalam *least-square* terhadap minimalisasi, oleh karena itu dapat dituliskan sebagai:

$$F(A, B) = \sum_{i=1}^N (a_i - A - B \phi_i)^2 \quad (2.9)$$

Diferensialkan persamaan 2.9 terhadap kontanta  $A$  dan  $B$ , kemudian atur penurunannya terhadap nilai nol, dan selesaikan sistem persamaan dua linear

sehingga menghasilkan persamaan umum linear yang tepat seperti pada persamaan 2.9a dan 2.9b.

$$A = \frac{\sum_{i=1}^N \Phi_i \sum_{i=1}^N a_i \Phi_i - \sum_{i=1}^N \Phi_i^2 \sum_{i=1}^N a_i}{(\sum_{i=1}^N \Phi_i)^2 - N \sum_{i=1}^N \Phi_i^2}, \quad (2.9a)$$

$$B = \frac{\sum_{i=1}^N \Phi_i \sum_{i=1}^N a_i - N \sum_{i=1}^N a_i \Phi_i}{(\sum_{i=1}^N \Phi_i)^2 - N \sum_{i=1}^N \Phi_i^2}. \quad (2.9b)$$

Substitusikan A dan B pada tren  $b_i = A + B \phi_i$  dengan persamaan *least-square* 2.9a dan 2.9b lalu masukkan ke dalam persamaan koefisien korelasi 2.2a sehingga menghasilkan persamaan kuadrat sebagai berikut:

$$\alpha^2(a) = \frac{2 \sum_{i=1}^N \Phi_i \sum_{i=1}^N a_i \sum_{i=1}^N a_i \Phi_i - (\sum_{i=1}^N a_i)^2 \sum_{i=1}^N \Phi_i^2 - N (\sum_{i=1}^N a_i \Phi_i)^2}{\sum_{i=1}^N a_i^2 [(\sum_{i=1}^N \Phi_i)^2 - N \sum_{i=1}^N \Phi_i^2]}. \quad (2.9c)$$

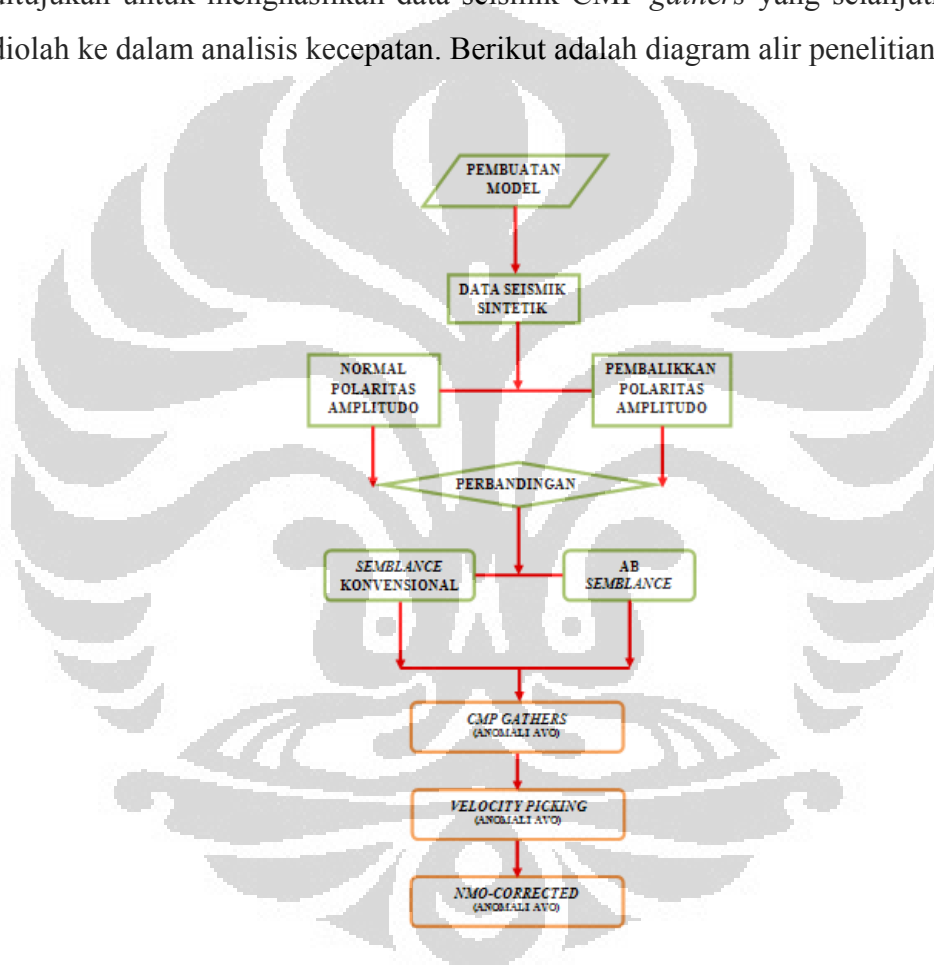
Mensubstitusi persamaan 2.9a dan 2.9b ke dalam persamaan 2.9d yang merupakan alternatif lain penurunan persamaan 2.9c. AB *semblance* ini adalah terminologi dari Sarkar (2001, 2002).



## BAB 3 METODOLOGI PENELITIAN

### 3.1. Diagram Alir Penelitian

Secara garis besar diagram alir penelitian terbagi menjadi dua bagian, yakni pembuatan model sintetik dan pengolahan data. Pembuatan model sintetik ditujukan untuk menghasilkan data seismik CMP *gathers* yang selanjutnya akan diolah ke dalam analisis kecepatan. Berikut adalah diagram alir penelitian:



Gambar 3.1: Diagram alir penelitian.

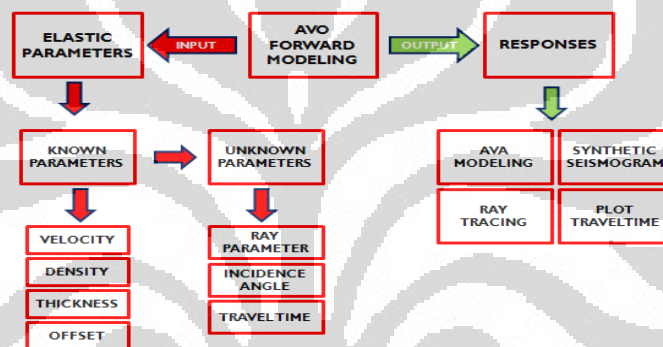
### 3.2. Pembuatan Data Sintetik

Berdasarkan diagram alir pada gambar 3.1, penelitian ini dilakukan dengan menggunakan data seismik sintetik. Data dihasilkan dari pembuatan model yang dikenal sebagai pemodelan maju (*forward modeling*). Pemodelan dirancang sesuai dengan tujuan awal dari penelitian, yaitu untuk menghasilkan data CMP *gathers*

dengan adanya variasi amplitudo terhadap *offset*, khususnya pada kasus anomali AVO kelas 2 yang memiliki pembalikan polaritas amplitudo.

Pemodelan maju bertujuan untuk menghasilkan data dari beberapa parameter model yang diberikan. Parameter elastik berfungsi sebagai input, dimana inputnya akan diproses secara numerik (*sebagai operator*) sehingga menghasilkan output parameter, yaitu antara lain berupa AVA modeling, penjalaran sinar seismik, sintentik seismogram, dan plot waktu tempuh.

Gambar 3.2 menunjukkan skematik dari *forward modeling*, di mana terdapat parameter model dan responnya. Parameter model yang berperan sebagai input, yaitu *known parameters*. *Known parameters* memiliki peranan utama, karena dapat menghasilkan parameter lainnya berupa *unknown parameters*.



Gambar 3.2: Skematik dari permodelan kedepan.

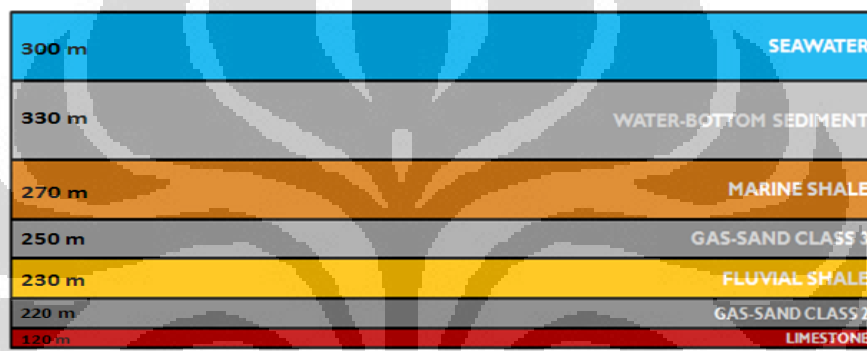
Sedangkan pada respon merupakan hasil akhir setelah proses numerik. Bentuk respon yang berupa data dapat dijelaskan dalam bentuk grafik, gambar, diagram dan lain-lain. Kebenaran dari respon ini tergantung pada algoritma yang diterapkan dalam perhitungan dari suatu pengolahan data.

### 3.3. Parameter Input

Parameter input pada penelitian ini berdasarkan pada kondisi geologi lapisan batuan yang dapat menggambarkan klasifikasi dari AVO. Kondisi model tersebut perlu diketahui untuk mempermudah batasan-batasan dari sebuah parameter. Batasan ini mencakup sifat fisik batuan yang dikenal sebagai parameter elastik batuan, yaitu terdiri dari kecepatan gelombang P dan S, serta densitas batuan. Ketiga parameter tersebut secara fisis dapat mempengaruhi sifat penjalaran sinar seismik di dalam (*refleksi dan transmisi*).

Gambar 3.3 merupakan model lapisan yang dipakai pada penelitian. Model lapisan terdiri dari 7 lapis dengan parameter batuan dan ketebalan yang berbeda-beda. Lapisan ini disusun secara horisontal, dengan sifatnya yang homogen dan isotropik pada masing-masing lapisan.

Dapat dilihat pada lapisan *gas-sand class 3* dan *gas-sand class 2* adalah lapisan yang dapat menghasilkan data di mana terdapat variasi amplitudo terhadap *offset*, yaitu berupa anomali AVO. Pada lapisan *gas-sand class 2* nantinya akan menghasilkan suatu pembalikan polaritas amplitudo pada anomali AVO nya jika panjang *array* penerima yang digunakan cukup panjang untuk menerimanya.



Gambar 3.3: Model 7 Lapisan Batuan Bawah Permukaan.

### 3.3.1. Known Parameter

Berdasarkan tabel 3.1 yang termasuk *known parameter* antara lain kecepatan gelombang P dan S, densitas, ketebalan, dan sudut datang. Dari nilai sudut datang tersebut dapat diperoleh besaran nilai *offset* yang akan digunakan. Caranya yaitu dengan menghitung transformasi dari sudut ke jarak (*subbab 2.5.3*). Perbandingan nilai kecepatan gelombang P dan S diatur dan disesuaikan, yaitu sekitar 1.40 hingga 3.00. Perubahan nilai tersebut antara  $V_p$  dan  $V_s$  disebabkan oleh jenis kandungan pengisi pori-pori batuan. Perbandingan nilai ini nantinya dapat mempengaruhi sifat dan karakter di dalam sifat klasifikasi dari AVO.

Korelasi antara nilai kecepatan gelombang P dan S, densitas, serta ketebalan diambil dari beberapa referensi, antara lain Rutherford & Williams (1989), Sarkar (2001, 2001), Ostrander (1983). Korelasi ini penting karena dapat mempengaruhi respon amplitudo yang dihasilkan. Perubahan sedikit saja nilai pada setiap

parameter bisa mengubah respon, terutama pada AVA *modeling* dan sintetik seismogram.

NO	LAYER	VP (KM/S)	VS (KM/S)	DENSITY (GR/CC)
1	SEAWATER	1.5	0.6	1.025
2	WATER-BOTTOM SEDIMENT	2.2	0.8	1.88
3	MARINE SHALE	3.2	1.622	2.349
4	GAS-SAND CLASS III	2.78	1.853	2.251
5	FLUVIAL SHALE	3.3	2.15	2.33
6	GAS-SAND CLASS II	3	1.15	2.29
7	LIMESTONE	3.2	2.25	2.295

Tabel 3.1: Parameter elastis pada setiap lapisan batuan.

### 3.3.2. Unknown Parameter

Parameter ini dicari berdasarkan relasi antara kecepatan, ketebalan dan *offset*. Dari relasi tersebut maka diperoleh nilai *ray parameter*, *incidence angle*, dan *traveltime*, lihat pada gambar 3.2.

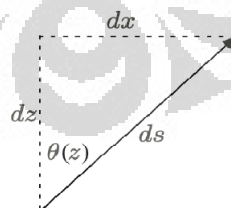
*Ray parameter* terdapat di dalam hukum Snellius diperumum, yaitu:

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} = \dots = \frac{\sin \theta_n}{V_n} = \text{konstanta} \quad (3.1a)$$

Nilai konstanta ini dinamakan parameter sinar ( $p$ ), yang disederhanakan menjadi

$$\frac{\sin i_n}{V_n} = p \quad (3.1b)$$

Umumnya pembahasan mengenai *traveltime* dan jarak penjalaran secara horisontal dinyatakan oleh penurunan kecepatan sinar  $v(z)$  di dalam medium.



Gambar 3.4: Sinar  $ds$ , di kedalaman  $z$ , dan penjalaran dengan sudut  $\theta(z)$  yang bekerja terhadap arah vertikal.

Dari gambar 3.4 berdasarkan faktor geometrinya dapat dinyatakan sebagai

$$dx = \tan(\theta(z))dz \quad (3.2a)$$

dan

$$dt = \frac{ds}{v(z)} = \frac{dz}{v(z)\cos(\theta(z))}. \quad (3.2b)$$

Dengan menggunakan hukum Snellius diperumum  $pv(z) = \sin(\theta(z))$ , maka

$$dx = \frac{pv(z)}{\sqrt{1 - p^2v^2(z)}} dz \quad (3.2c)$$

dan

$$dt = \frac{dz}{v(z)\sqrt{1 - p^2v^2(z)}}. \quad (3.2d)$$

Ekspresi untuk *macroscopic raypath* diberikan dengan penyelesaian secara integral antara batas kedalaman  $z_1$  dan  $z_2$  sehingga jarak penjalaran horisontalnya menjadi

$$x(p) = \int_{z_1}^{z_2} \frac{pv(z)}{\sqrt{1 - p^2v^2(z)}} dz \quad (3.3a)$$

dan dengan total *traveltime* sebesar

$$t(p) = \int_{z_1}^{z_2} \frac{pv(z)}{v(z)\sqrt{1 - p^2v^2(z)}} dz \quad (3.3b)$$

### 3.4. Parameter Output

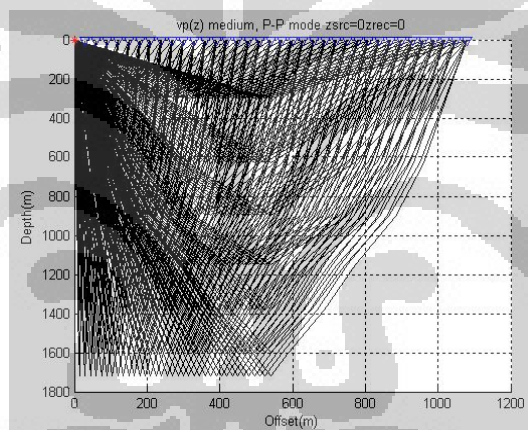
Parameter output pada gambar 3.2 dinyatakan sebagai hasil respon dari operator numerik. Respon-respon tersebut seperti penjalaran sinar seismik, *traveltime*, sintetik seismogram, dan *AVA modeling*. Respon diharapkan dapat memberikan pendekatan deskripsi mengenai kondisi geologi.

#### 3.4.1. Penjalaran Sinar Seismik

Penelusuran penjalaran gelombang seismik di dalam struktur bawah permukaan sangat kompleks, maka dipakailah sinar seismik (*seismic ray*) sebagai solusinya. Sinar seismik didefinisikan sebagai suatu garis yang di semua titik selalu tegak lurus muka gelombang. Menurut Fermat, lintasan yang ditempuh gelombang adalah lintasan yang paling sedikit memerlukan waktu.

Gambar 3.5 adalah hasil penelusuran sinar dari sebuah model geologi bawah permukaan dari penelitian ini. Dengan sumber gelombang (\*: berwarna merah) berada di angka nol (*sudut kiri atas*) dan sebaran geofon di sebelah kanan ( $\nabla$ : berwarna biru). Terdapat 36 geofon di mana jarak geofon pertama terhadap sumber dan antar geofon lainnya adalah 30 m. Untuk kedalaman pada setiap lapisan dapat dilihat pada tabel 3.1.

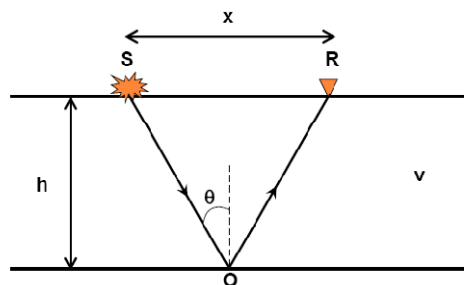
Sifat-sifat pantulan gelombang pada suatu bidang batas merupakan dasar untuk memahami fenomena perambatan gelombang dalam medium berlapis. Sifat tersebut merupakan parameter yang sangat berguna dalam pemanfaatan gelombang seismik untuk pemelajaran kondisi bawah permukaan. Sifat fisik batuan dapat dideduksi dari sifat-sifat refleksi bidang batas yang memantulkannya.



Gambar 3.5: Plot penjaluran sinar seismik dari sumber ke penerima pada permukaan.

### 3.4.2. Waktu Tempuh Gelombang Seismik

Waktu tempuh gelombang seismik merupakan waktu yang diperlukan oleh gelombang seismik selama proses penjaluran di dalam medium dari posisi sumber ke penerima.



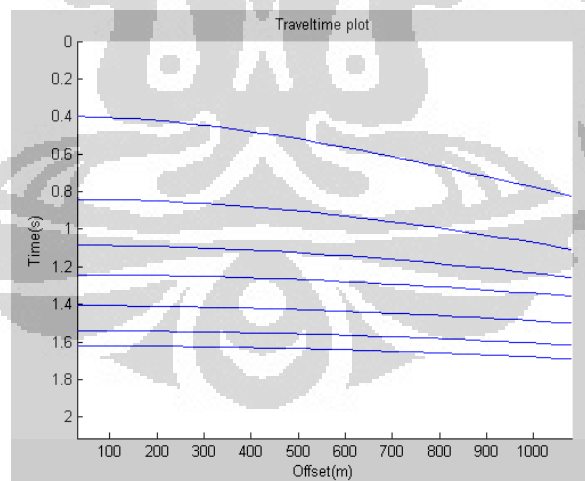
Gambar 3.6: Waktu tempuh gelombang seismik.

Berdasarkan gambar 3.6, waktu tempuh gelombang seismik sepanjang lintasan SOR dinyatakan sebagai

$$\tan \theta = \frac{X}{2h} \quad \cos \theta = \frac{h}{vt} \quad (3.4a)$$

$$t_{SO} = \frac{h}{v \cos \theta} \quad t_{SOR} = \frac{2h}{v \cos \theta} \quad (3.4b)$$

Dari persamaan 3.4b maka respon yang dihasilkan dari permodelan penelitian ini dapat dilihat pada gambar 3.7. Gambar tersebut menunjukkan waktu tempuh dari ke tujuh bidang pantul. Pada grafik tersebut, waktu tempuh pada posisi *offset* nol ( $T_0$ ) gelombang semakin besar nilainya terhadap kedalaman dan semakin melengkung (*hiperbola*) terhadap jarak (posisi *geofon*). Hal ini dikarenakan relasi yang dibangun berbeda satu dengan yang lainnya. Relasi pertama,  $T_0$  dinyatakan sebagai waktu tempuh pada kondisi jarak terdekat antara sumber ke penerima, kecepatan gelombang, dan ketebalan. Sedangkan relasi kedua,  $T_x$  berubah terhadap variasi jarak geofon.

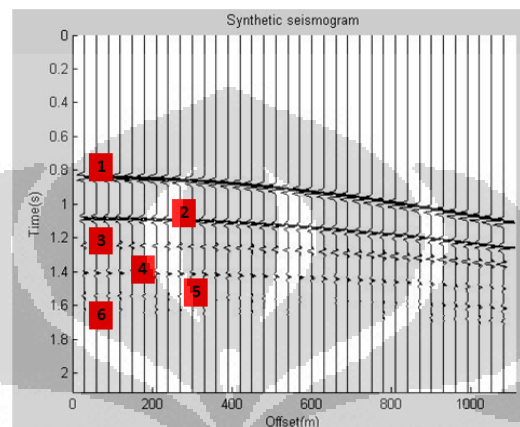


Gambar 3.7: Plot traveltime dari masing-masing lapisan.

### 3.4.3. Sintetik Seismogram

Gambar 3.8 merupakan kurva tras-tras seismik refleksi dari gelombang yang dipantulkan oleh setiap reflektor. Terdapat 6 reflektor, dimana 4 diantaranya merupakan anomali AVO. Pada kurva tras seismik dari reflektor 3 dan 4 adalah

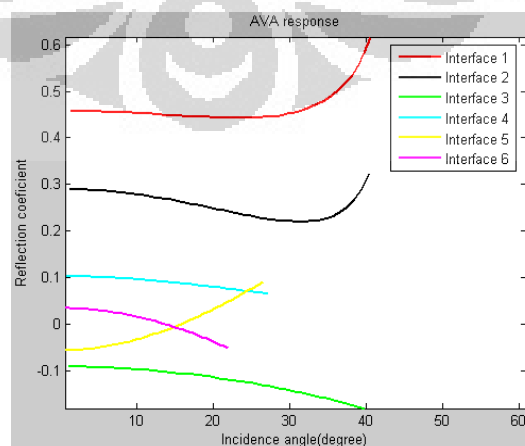
bagian “top” dan “base” dari anomali AVO kelas 3 (lihat gambar 3.3), sedangkan untuk tras seismik dari reflektor 5 dan 6 merupakan top dan base dari anomali AVO kelas 2. Anomali AVO kelas 2 inilah yang nantinya menjadi pembahasan lebih mendalam dari penelitian ini ketika masuk ke dalam proses analisis kecepatan.



Gambar 3.8: Plot sintetik seismogram dari setiap lapisan.

#### 3.4.4. AVA Modeling

Gambar 3.9 menunjukkan kurva hasil dari relasi antara koefisien refleksi pada setiap reflektor terhadap sudut datang dari sinar seismik. Relasi ini dibangun berdasarkan persamaan yang dikembangkan oleh Zoeppritz (1919). Untuk mendapatkan nilai koefisien refleksi diperlukan parameter fisik batuan seperti kecepatan gelombang P dan S, densitas, dan sudut datang.



Gambar 3.9: Plot AVA modeling dari setiap lapisan.



Seperti yang sudah dijelaskan pada bagian 3.4.3 bahwa reflektor 3 hingga 6 merupakan kurva yang menggambarkan suatu anomali AVO. Khusus untuk AVO kelas 2 (*interface 5 dan 6*) terjadi perubahan nilai koefisien refleksi dari negatif ke positif atau sebaliknya. Perubahan ini disebabkan oleh perbandingan nilai sifat fisik pada lapisan *gas-sand*.



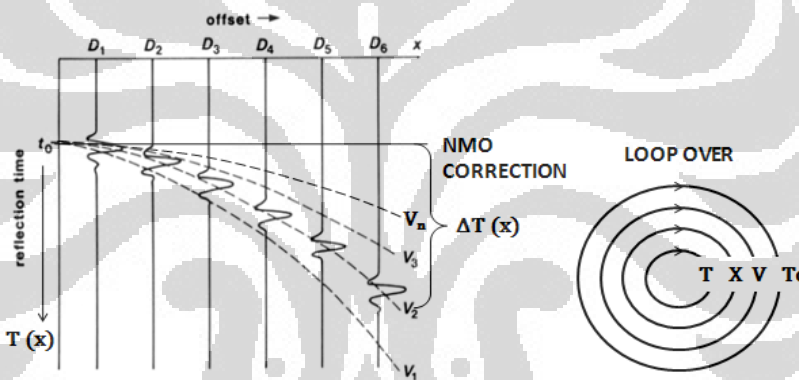
## BAB 4

### HASIL DAN PEMBAHASAN

#### 4.1. Scanning Velocity

Pada analisis kecepatan, pencarian nilai kecepatan dilakukan dengan proses *scan* kecepatan. Andaikan kecepatan yang dicari diperkirakan sebesar  $V_s$  maka proses *scan* kecepatan dimulai dari harga terendah  $V_1$  ke harga tertinggi  $V_2$  dengan interval tertentu  $\Delta V$ . Pada penelitian ini diberikan nilai  $V_1 = 1000$  m/s sementara  $V_2 = 5000$  m/s untuk mendapatkan nilai  $V_s$ .

Secara visual proses analisis kecepatan dapat dijelaskan sebagai berikut:



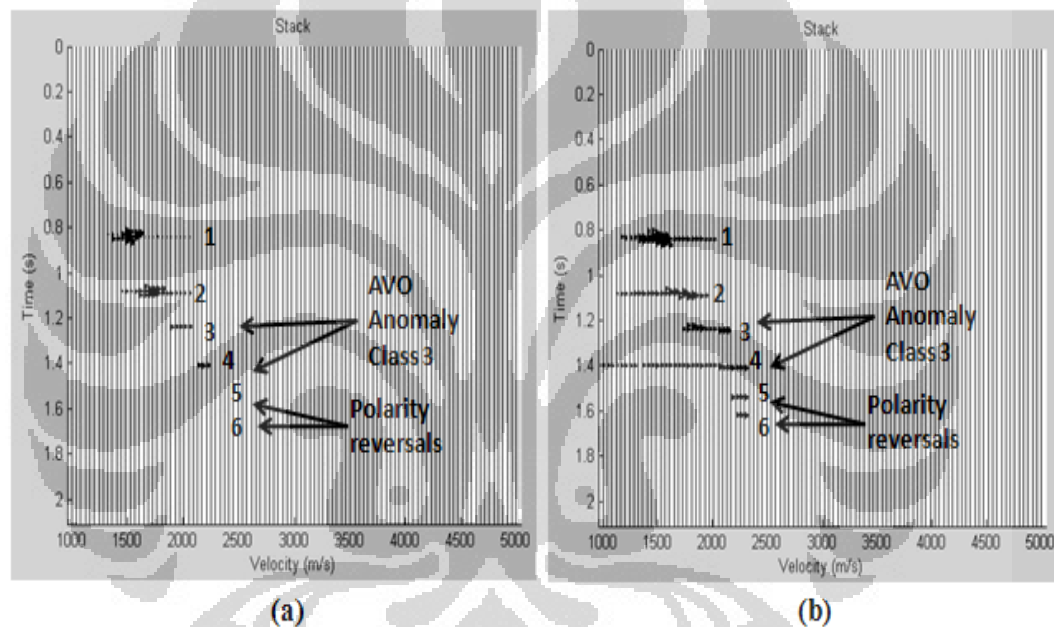
Gambar 4.1: Visualisasi proses analisis kecepatan dari suatu CDP *gather*. (Suprajitno, 2002)

Operasi numerik dimulai dari *loop* paling luar. Pada saat posisi kurva waktu tempuh gelombang refleksi adalah  $T_0$ , iteratif kecepatan mulai bekerja dari  $V_1$  hingga  $V_2$ . Proses iteratif tersebut bergerak dari  $D_1$  menuju  $D_n$  sepanjang sumbu  $x$ , di mana  $D$  adalah jarak antar geofon. Setelah proses *looping* terhadap posisi kurva waktu tempuh gelombang refleksi dan jarak *offset* selesai maka proses selanjutnya yaitu bergerak menuju posisi kurva waktu tempuh gelombang refleksi lainnya ( $T_x$  selanjutnya) dari setiap reflektor.

Gambar 4.2 merupakan hasil *stacking* dari proses analisis kecepatan pada tras-tras seismik di mana sumbu  $x$  dan  $y$  adalah nilai kecepatan konstan dan posisi waktu tempuh gelombang refleksi ( $T_0$ ). Dapat dilihat, perbedaan hasil *stack* antara

gambar (a) dan (b), khususnya pada daerah 5 dan 6 yang merupakan reflektor “top” dan “base” dari lapisan *gas-sand class 2*.

Sebenarnya pada gambar 4.2a, daerah 5 dan 6 anomali AVO-nya tidak benar-benar hilang, maksudnya adalah nilai amplitudo daerah itu sangat kecil ( $\approx \text{no!}$ ) ketika di *stacking*. Sedangkan pada gambar 4.2b anomali AVO-nya bisa terlihat karena dimasukkannya harga sudut datang ke dalam perhitungan matematik (*lihat pada Bab 2*) sehingga meskipun di *stacking* amplitudonya tidak saling menghilangkan. Untuk lebih jelasnya akan dibahas nanti pada bagian spektrum kecepatan.



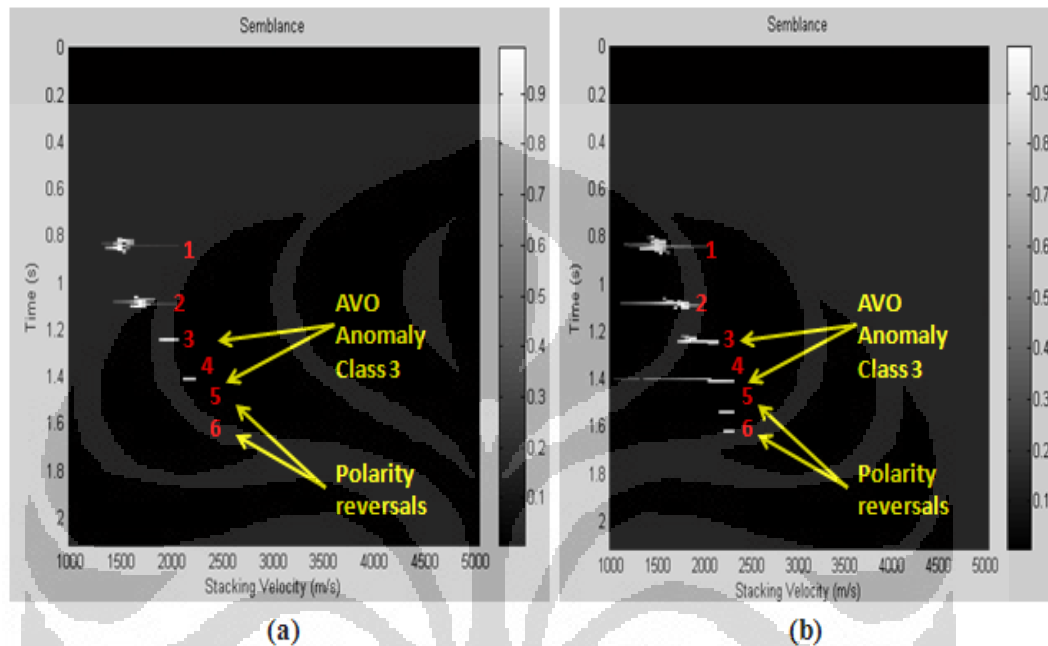
Gambar 4.2: Hasil *velocity spectra* dari CMP *gathers*. (a) Korelasi terhadap suatu konstanta dimana anomali AVO kelas 2 tampak hilang ketika di *stack*, (b) Korelasi terhadap sebuah tren AVO sehingga anomali AVO pada *interface* terakhir mulai terlihat.

#### 4.2. Spektrum Kecepatan

Gambar 4.3 merupakan hasil *semblance*. Tampilan tersebut adalah bentuk resultan tras-tras yang di *stack* untuk setiap kecepatan pada setiap reflektor yang bekerja terhadap waktu tempuh gelombang ( $T_0$ ).

Di dalam proses analisis *semblance* ini terjadi transformasi data, yaitu dari sumbu koordinat jarak terhadap waktu tempuh gelombang ( $T$ ) ke *stacking velocity* terhadap domain waktu tempuh gelombang ( $T_0$ ). Pada bagian kanan dari gambar

*semblance* terdapat *colorbar* yang memiliki nilai dari 0 hingga 1 dengan perubahan warna dari terang ke gelap. Nilai 1 berarti harga *semblance*-nya maksimum dan berwarna terang sedangkan nilai 0 harga *semblance*-nya minimum dan berwarna gelap.



Gambar 4.3: Spektrum kecepatan. (a) *Semblance* konvensional, dan (b) AB *semblance*.

Analisis kecepatan di dalam *semblance* berdasarkan pada nilai koherensi amplitudo *stack* maksimum. Harga amplitudo maksimum ditampilkan dalam bentuk kontur yang berwarna terang pada setiap daerah reflektor dengan harga kecepatan konstan, yaitu sekitar 1500 hingga 3000 m/s. Daerah-daerah itu adalah pasangan waktu dan kecepatan yang tepat untuk koreksi NMO pada medium tersebut.

Gambar 4.3a terlihat berbeda jika dibandingkan dengan gambar 4.3b. Perbedaan itu terdapat pada daerah pembalikan polaritas amplitudo yang terdiskripsikan dengan munculnya warna terang pada kontur. Untuk daerah pembalikan polaritas amplitudo mempunyai nilai *semblance* mendekati nol. Hal ini disebabkan karena di dalam *semblance* konvensional menghitung koherensi berdasarkan konsep *stacking* sehingga tidak akan memberikan harga maksimum karena amplitudonya akan saling menghilangkan. Sedangkan pada gambar (b) perhitungan *semblance*

menggunakan prinsip parameter AVO (*intersep dan gradien*) sehingga harga amplitudo tidak akan saling menghilangkan meskipun terjadi pembalikan polaritas amplitudo. Selain itu, pada gambar tersebut juga terjadi perubahan warna menjadi lebih terang untuk setiap kontur, khususnya pada daerah pembalikan polaritas amplitudo di mana nilai *semblance* pada daerah tersebut bertambah besar hingga bisa terlihat dengan baik.

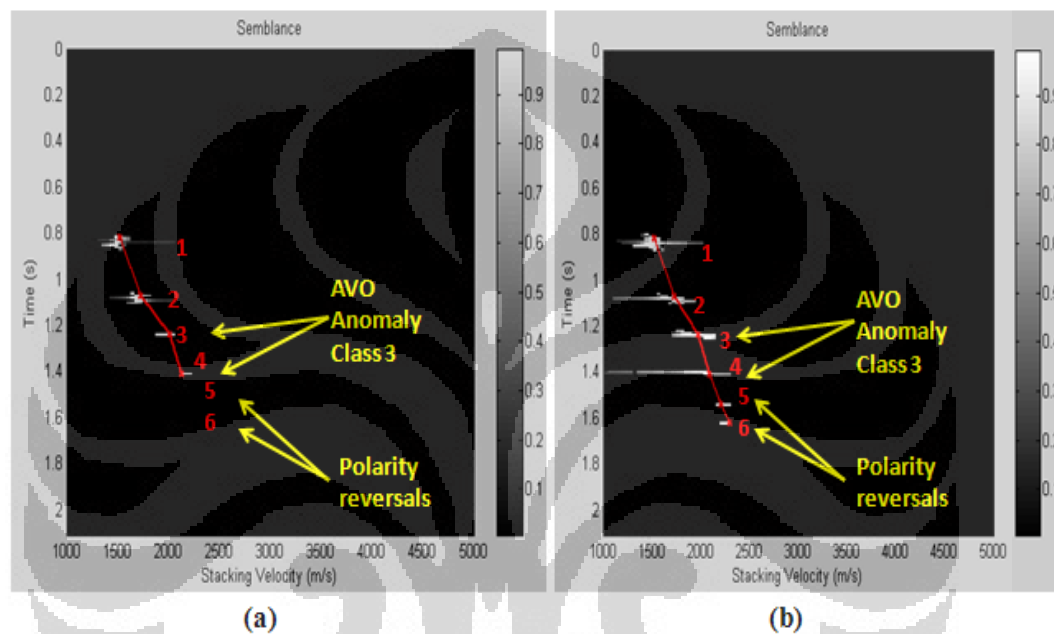
### 4.3. Automatic Picking

Analisis kecepatan pada penelitian ini dilakukan dengan menggunakan metode pemilihan kecepatan secara otomatis. Metode ini merupakan pengembangan dari metode analisis kecepatan interaktif, yaitu dilakukan pemilihan atau *picking* terhadap *semblance* yang mewakili harga koherensi maksimum terhadap lengkung hiperbola dari setiap reflektor. Harga koherensi maksimum itu merupakan nilai *semblance* maksimum yang ditandai oleh warna terang dalam spektrum kecepatan.

Pada metode pemilihan kecepatan secara otomatis, tidak lagi melihat pada warna melainkan langsung memilih nilai-nilai *semblance* yang terbesar pada setiap kontur. Selain itu, proses pemilihan tidak hanya dilakukan pada waktu-waktu di mana terdapat pemantulan utama saja tetapi untuk setiap selang waktu tertentu, tentunya selang waktu tersebut disesuaikan dengan laju penyampelan (*sampling rate*).

Pemilihan kecepatan secara otomatis dimaksudkan untuk memperkecil resiko kesalahan dalam pemilihan harga koherensi maksimum di dalam *semblance*. Selain itu, dengan melakukan pemilihan kecepatan secara otomatis, dapat menghilangkan kemungkinan perbedaan pemilihan kecepatan akibat perbedaan interpretasi dari *velocity picker*. Dari harga koherensi maksimum tersebutlah nantinya akan diperoleh suatu harga kecepatan dan waktu tempuh awal ( $T_0$ ) yang tepat. Nilai  $t$  dan  $v$  hasil dari pemilihan selanjutnya akan digunakan untuk koreksi NMO. Tepat atau tidaknya hasil pemilihan kecepatan otomatis dapat dilihat dari hasil koreksi NMO-nya. Jika pemilihan itu sudah tepat maka NMO akan menunjukkan kemelurusan yang ideal.

Pemilihan kecepatan pada gambar 4.4a dan 4.4b berbeda satu dengan lainnya. Perbedaan terjadi pada daerah pembalikan polaritas amplitudo. Ketika pemilihan otomatis dilakukan pada *semblance* (a) tidak ada harga koherensi maksimum sehingga pemilihan hanya dilakukan pada batas daerah kontur yang memiliki nilai maksimum. Sedangkan pada gambar (b) ada harga koherensi maksimumnya sehingga bisa dilakukan pemilihan pada daerah tersebut.

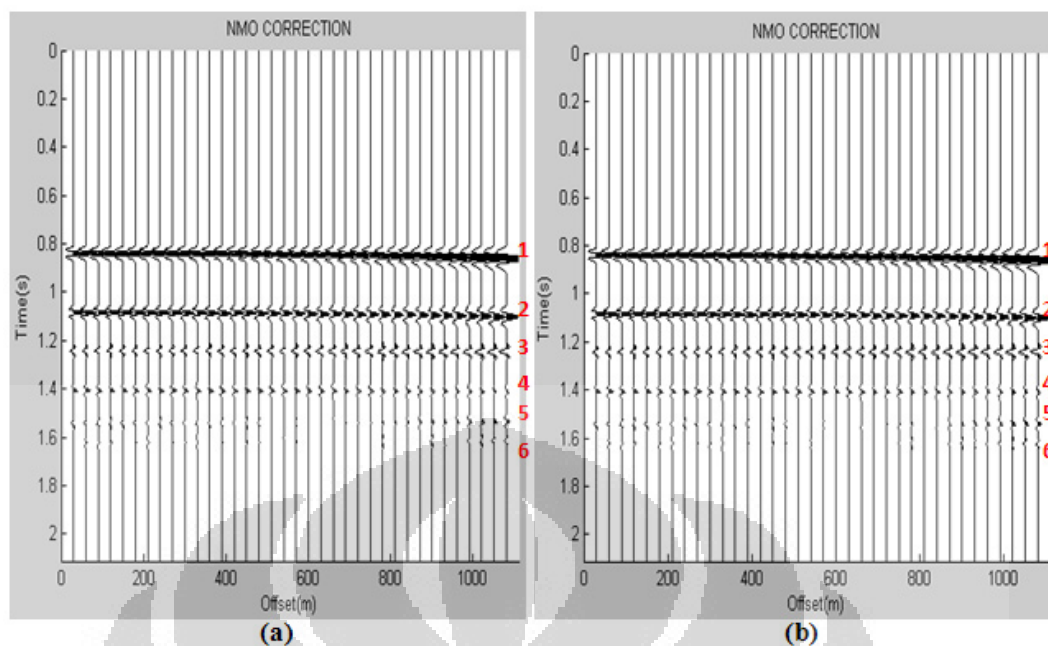


Gambar 4.4: *Automatic picking* pada spektrum kecepatan. Hal ini menunjukkan nilai amplitudo tertinggi pada setiap kontur. (a) *Semblance* konvensional, (b) *AB semblance*.

#### 4.4. Koreksi NMO

Koreksi NMO adalah koreksi waktu tempuh dinamik yang dilakukan akibat posisi sumber dan penerima tidak berada pada *zero offset*. Untuk melakukan koreksi NMO diperlukan informasi kecepatan yang didapat dari analisa kecepatan. Caranya adalah dengan melakukan pemilihan harga kecepatan yang tepat untuk setiap reflektor.

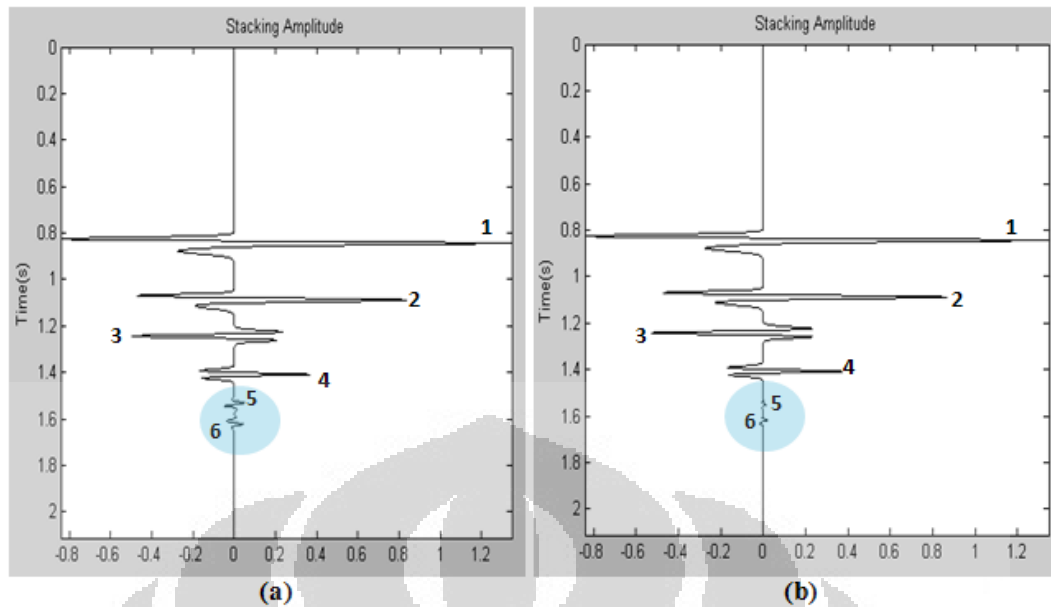
Gambar 4.5 merupakan koreksi NMO setelah pemilihan kecepatan secara otomatis. Dari pemilihan tersebut diperoleh beberapa nilai  $T_{nmo}$  dan  $V_{nmo}$  yang kemudian dipakai sebagai input di dalam koreksi NMO. Dapat dilihat bahwa ke dua gambar tersebut sangat mirip, tidak ada perbedaan yang signifikan pada kurva kemelurusan reflektor gelombang seismik di dalam *CMP gather*.



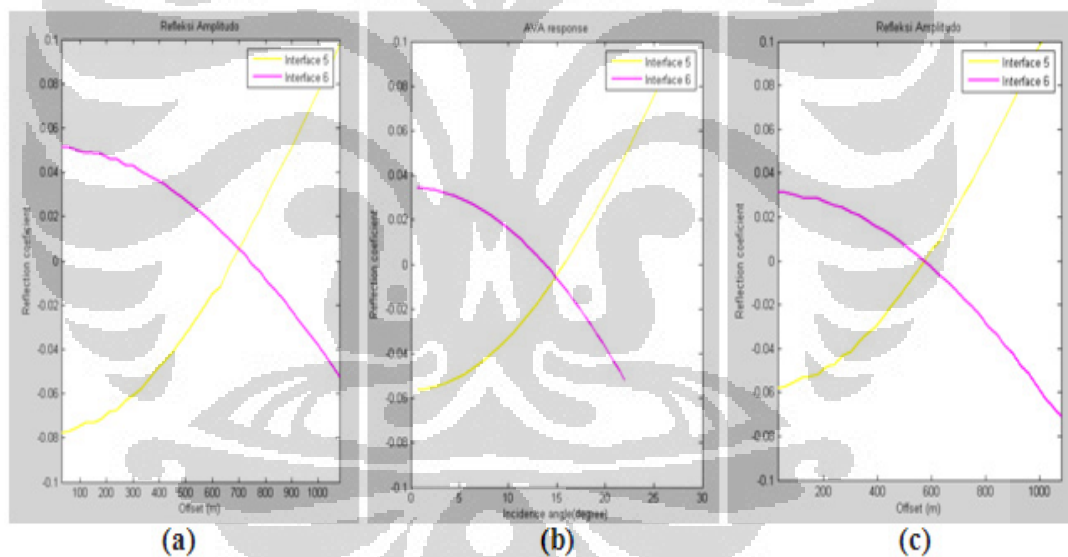
Gambar 4.5: Hasil dari koreksi NMO setelah *velocity picking* dengan menggunakan. (a) *semblance* konvensional, (b) *AB semblance*.

Pemilihan kecepatan otomatis dari *semblance* konvensional yang dilakukan pada setiap daerah, jika pada kasus variasi amplitudo terhadap *offset* yang normal (*baik penambahan maupun pengurangan*), dan apabila koreksi NMO-nya tepat, maka akan memberikan harga koherensi maksimum pada *semblance* sehingga dapat menentukan kecepatan secara akurat. Tetapi pada kasus di mana terjadi pembalikan amplitudo, harga kecepatan hasil *picking* menggunakan *semblance* konvensional justru kurang tepat karena tidak ada koherensi maksimum di *semblance*, sedangkan dengan menggunakan *AB semblance* harga kecepatan hasil *picking* bisa lebih tepat karena *semblance* masih menunjukkan harga koherensi yang tinggi meskipun ada pembalikan polaritas amplitudo. Perbedaan kuat amplitudo pada gambar bukan akibat efek amplitudo yang saling menghilangkan tapi akibat kemelurusan yang lebih baik dengan menggunakan *AB semblance* untuk analisis kecepatan sehingga *stacking* responsnya lebih baik.

Gambar 4.6 merupakan hasil amplitudo *stacking* dari kedua metode. Terlihat perbedaan pada daerah 5 dan 6, di mana harga amplitudo untuk daerah tersebut berubah. Pada gambar (a) untuk daerah 5 dan 6 harga amplitudo *stacking*-nya semakin besar, berbeda halnya gambar (b) di mana amplitudo *stacking*-nya mencerminkan nilai koefisien refleksi amplitudo sebenarnya.



Gambar 4.6: Hasil *stacking* dengan menggunakan. (a) *semblance* konvensional, (b) AB *semblance*.



Gambar 4.7: (a) Kurva amplitudo terhadap *offset* setelah koreksi NMO pada *semblance* konvensional, (b) AVA modeling pada reflektor ke 5 dan 6, dan (c) pada AB *semblance*.

Gambar 4.7 merupakan kurva perbandingan nilai koefisien refleksi amplitudo pada daerah 5 dan 6 antara kurva AVA *modeling* (b), metode *semblance* konvensional (a) dan AB *semblance* (c). Perbandingan kurva-kurva tersebut memperlihatkan kemiripan antara nilai koefisien refleksi amplitudo terhadap jarak *offset* dan juga terhadap sudut datang. Kurva pada gambar (a) dan (c) secara relatif mirip dengan kurva gambar (b), namun pada gambar (c) lebih mirip dengan kurva



*AVA modeling*. Dari sinilah dapat dikatakan bahwa metode *AB semblance* memiliki peranan dalam analisis kecepatan khususnya pada proses koreksi NMO, kondisi di mana terjadi pembalikan polaritas amplitudo yang menyebabkan harga amplitudo menghilang ketika di *stacking*.



## BAB 5

### KESIMPULAN DAN SARAN

#### 5.1. Kesimpulan

*Semblance* digunakan untuk membantu pada saat analisis kecepatan, yaitu mendapatkan harga kecepatan yang akurat. Dengan mencari harga koherensi maksimum pada *semblance* yang berasosiasi dengan harga kecepatan gelombang seismik pada setiap lapisan. Pada kasus variasi amplitudo terhadap *offset* yang normal, apabila koreksi NMO-nya tepat, maka akan memberikan harga koherensi maksimum pada *semblance* sehingga dapat menentukan kecepatan secara akurat. Tapi pada kasus tertentu, misalnya terjadi pembalikan amplitudo terhadap *offset*, maka meskipun harga kecepataannya sudah tepat, *semblance* konvensional tidak akan memberikan harga yang maksimum karena amplitudonya akan saling menghilangkan.

Pada AB *semblance* dengan menggunakan prinsip intersep dan gradien, sehingga tren amplitudo tidak akan saling menghilangkan meskipun terjadi pembalikan polaritas. Tetapi AB *semblance* bukanlah satu-satunya cara untuk menyelesaikan permasalahan tersebut.

#### 5.2. Saran

Penelitian ini dilakukan dengan sebaik mungkin sesuai dengan waktu dan kapasitas dari peneliti. Masih banyak yang harus diperbaiki dan diteliti lebih dalam untuk mendapatkan hasil yang lebih sempurna. Untuk penelitian lebih lanjut peneliti menyarankan untuk menambahkan sinyal *noise* dalam pembuatan data sintetik dan menganalisa pengaruh *noise* terhadap resolusi yang ditampilkan di dalam AB *semblance*. Selain itu juga bisa dikaji lebih lanjut pada gelombang refleksi PS ( $R_{ps}$ ).

## DAFTAR REFERENSI

Taner, M. T., and F. Koehler, 1969, *Velocity spectra - Digital computer derivation and applications of velocity functions*: Geophysics, 34, 859–881. (Errata in GEO-36-4-0787).

Shuey, R. T., 1985, *A simplification of the Zoeppritz-equations*: Geophysics, 50, 609–614. (Errata in GEO-50-9-1522).

Rutherford, S. R., and R. H. Williams, 1989, *Amplitude-versus-offset variations in gas sands*: Geophysics, 54, 680–688.

Yilmaz, O., 2000, *Seismic data analysis*: Soc. of Expl. Geophysics.

Ratcliffe, A., and F. Adler, 2000, *Accurate velocity analysis for Class II AvO events*: 70th Ann. Internat. Mtg, Soc. of Expl. Geophys., 232–235.

Suprajitno, M., 2000. *Aspek Fisis Seismologi Eksplorasi*, Program Studi Geofisika, Jurusan Fisika FMIPA, Universitas Indonesia.

Margrave, G. F., 2001, *Numerical Methods of Exploration Seismology with algorithms in MATLAB*, Department of Geology and Geophysics, University of Calgary.

Sarkar, D., J. P. Castagna, and W. Lamb, 2001, *AVO and velocity analysis*: Geophysics, 66, 1284–1293.

Suprajitno, M., 2002. *Pengolahan Data Seismik*, Program Studi Geofisika, Jurusan Fisika FMIPA, Universitas Indonesia.

Sarkar, D., R. T. Baumel, and K. L. Lerner, 2002, *Velocity analysis in the presence of amplitude variation*: Geophysics, 67, 1664–1672.

Dr. rer. nat. Abd Haris, 2008, *Komputasi Geofisika*, Departemen Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia.

Fomel, S., 2008, *Velocity analysis using AB semblance*: The University of Texas.