



UNIVERSITAS INDONESIA

**ANALISA KONSEP MIGRASI DATA SEISMIK DENGAN
ALGORITMA PHASE SHIFT, KIRCHHOFF, FINITE
DIFFERENCE**

SKRIPSI

**Diajukan sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Sains Bidang
Geofisika**

**ROBBI PRAYUDHA
0304020639**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM STUDI FISIKA
KEKHUSUSAN GEOFISIKA
DEPOK
JUNI 2009**

HALAMAN PENGESAHAN

Skripsi ini diajukan oleh :

Nama : Robbi Prayudha
NPM : 0304020639
Program Studi : Fisika
Judul Skripsi : Analisa Konsep Migrasi Data seismik dengan Algoritma
Phase Shift, Kirchhoff, Finite Difference

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

DEWAN PENGUJI

Pembimbing : Dr. rer. nat Abdul Haris ()
Penguji : Dr. Syamsu Rosid ()
Penguji : Ir. Anggoro. MT. SE ()

Ditetapkan di : Depok.

Tanggal : 13 Juni 2009

KATA PENGANTAR

Alhamdulillah, puji syukur penulis haturkan kepada Allah SWT atas segala kasih dan pertolonganNya yang telah dilimpahkan kepada penulis, sehingga penulis dapat menyelesaikan Laporan Tugas Akhir yang berjudul: **"ANALISIS KONSEP MIGRASI DATA SEISMIK DENGAN MENGGUNAKAN ALGORITMA PHASE SHIFT, KIRCHHOFF. FINITE DIFFERENCE "** telah penulis selesaikan.

Selama proses studi dan penyelesaian Laporan Tugas Akhir ini, ada banyak hal yang penulis dapatkan dan pelajari. Oleh karena itu pada kesempatan ini, penulis menyampaikan rasa terima kasih dan penghargaan yang sebesar-besarnya kepada :

1. Bapak Dr. rer. nat. Abdul Haris, selaku Pembimbing Tugas Akhir yang ditengah kesibukkannya masih dapat meluangkan waktu untuk mengarahkan dan mengajarkan banyak hal yang sangat berharga bagi penulis.
2. Bapak Dr. Syamsu Rosid dan Ir. Anggoro. MT. SE , selaku penguji I dan II atas waktunya untuk berdiskusi dan segala masukan serta pemaklumannya.
3. Bapak Dr. Yunus Daud, selaku Ketua Program peminatan Geofisika FMIPA UI, yang telah banyak memberikan saran dan masukan yang sangat bermanfaat.
4. Kedua orang tua ku, Papa dan Mama serta kakak yang baik hati atas doa dan motivasinya sehingga penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir ini.
5. Teman dalam satu bimbingan bang bei dan kang krismansya yang telah menemani penulis dan memberikan semangat sehingga Tugas Akhir ini dapat di selesaikan. Dan teman-teman geofisika yang selalu mendukung penulis dalam segala hal.

6. Teman – teman kosan pondok asri yang selalu memberi semangat ketika penulis sedang galau. Untuk anak CCIT (Aji, Dodo, Engkong, Ajis) telah membantu penulis dalam penulisan
7. Mbak sito, Amar, Majid, Pak Eko , maaf sudah merepotkan.
8. Semua pihak yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu, terimakasih banyak atas dukungannya.

Penulis sadar bahwa keterbatasan dan kekurangan dalam tulisan ini jauh dari sempurna Maka dari itu dengan segenap kerendahan hati penulis bersedia menerima kritik dan saran membangun demi kebaikan laporan penulis selanjutnya.

Akhir kata, semoga Laporan Tugas Akhir ini dapat memberikan manfaat bagi penulis pribadi dan pembaca pada umumnya.

Depok, 13 Juni 2009

Robbi Prayudha

**HALAMAN PERNYATAAN PERSETUJUAN PUBLIKASI
TUGAS AKHIR UNTUK KEPENTINGAN AKADEMIS**

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

Nama : Robbi Prayudha

NPM : 0304020639

Program Studi : Geofisika

Departemen : Fisika

Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam

Jenis Karya : Skripsi

demi pengembangan ilmu pengetahuan, menyetujui untuk memberikan kepada Universitas Indonesia **Hak Bebas Noneksklusif (*NON-exclusif Royalty-Free Right*)** atas karya ilmiah saya yang berjudul:

Analisa Konsep Migrasi Data Seismik Dengan Algoritma Phase Shift, Kirchhoff,
Finite Difference

Beserta perangkat yang ada (jika diperlukan). Dengan Hak Bebas Royalti Noneksklusif ini Universitas Indonesia berhak menyimpan, mengalihmedia/format-kan, mengelola dalam bentuk pangkalan data (*database*), merawat, dan memublikasikan tugas akhir 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 : 13 Juni 2009

Yang menyatakan

(Robbi Prayudha)

ABSTRAK

Nama : Robbi Prayudha
Program Studi : Fisika
Judul : Analisa Konsep Migrasi Data Seismik dengan Algoritma Pergeseran Fase, Kirchhoff, Finite Difference

Distorsi dari penjalaran gelombang seismik menghasilkan penampang seismik yang kurang mewakili struktur geologi bawah permukaan. Migrasi, salah satu langkah dalam pengolahan data seismik, dapat memperbaiki masalah tersebut dengan mengurangi efek penjalaran gelombang (*depropagasi*). Pergeseran Fase, *Kirchhoff*, dan *Finite Difference* merupakan metode-metode migrasi yang dibahas pada penelitian ini. Masing-masing dari tiga metode tersebut diaplikasikan kepada dua tipe model struktur geologi yang berbeda, *Marmausi* dan *Salt Dome*. Model *Marmausi* memiliki struktur geologi yang kompleks dan perubahan kecepatan lateral dan vertikal yang signifikan. Sementara Model *Salt Dome* memiliki variasi kecepatan yang rumit dan dapat menyebabkan banyak difraksi gelombang seismik. Hasil-hasil migrasi dari dua model tersebut menunjukkan bahwa setiap metode migrasi memiliki keunggulan-keunggulan dan kelemahan-kelemahan masing-masing. Metode *Kirchhoff* memunculkan hasil yang relatif bagus pada area berkemiringan curam dibandingkan dengan metode lainnya. Sementara Metode *Finite Difference* dapat mengatasi perubahan velocity yang relatif rumit baik secara lateral ataupun vertikal.

Kata kunci : Distorsi, Migrasi, Pergeseran Fase, *Kirchhoff*, *Finite Difference*, Model *Marmousi*, Model *Salt dome*, Struktur geologi kompleks

ABSTRACT

Name : Robbbi Prayudha
Study Program: Fisika
Title : Analysis of Seismic Migration concept: Phase Shift, Kirchhoff,
and Finite Difference

The Distortion Of seismic wave propagation create a less representative seismic section to the subsurface geological structure. Migration, one step in seismic data basic processing, can fix that problem by diminishing the effect of seismic wave propagation (depropagation). Phase Shift, Kirchhoff, and Finite Difference are migration methods studied in this research. Each of those three methods are applied to two different types of geological structure model, Marmausi and Salt Dome. Marmausi Model has complex geological structure and significant change on both lateral and vertical velocity. While Salt Dome Model has complex velocity variation and can cause a lot of seismic wave diffractions. The migration results produced from those two models show that each migration method has superiorities and also weaknesses. Kirchhoff Method produces relatively good result on steep slope area compare to others. While Finite Difference Method can handle the relatively complex change of velocity both on lateral or vertical.

Keywords : Distortion, Migration, Phase Shift, Kirchhoff, Finite Difference, Marmousi Model, Salt Dome Model , Complex geological struktur

DAFTAR ISI

	hlm
HALAMAN ORIGINALITAS	ii
LEMBAR PENGESAHAN	iii
KATA PENGANTAR	iv
LEMBAR PERSETUJUAN PUBLIKASI KARYA ILMIAH	vi
ABSTRAK	vii
DAFTAR ISI	ix
DAFTAR GAMBAR	xi
DAFTAR LAMPIRAN	xii
BAB I. PENDAHULUAN	
1.1. Latar Belakang	1
1.2. Tujuan Penelitian	2
1.3. Pembatasan Masalah	2
1.4. Sistematika Penulisan	2
1.5. Metodologi Penelitian	3
BAB II. TEORI DASAR	
2.1. Prinsip Dasar Seismik	5
2.2. Tahap Preprocessing	7
2.1.1 True Amplitudo Recovery	7
2.1.2 <i>Dekonvolusi</i>	7
2.3. Tahap Processing	8
2.3.1. Analisa Kecepatan	8
2.3.2. Koreksi NMO (<i>Normal Move Out</i>).....	11
2.4. Tahap Migrasi Data Seismik	12
2.4.1. Prinsip dasar migrasi	12
2.4.2. D downward Continuation.....	14
2.4.3. Exploding Reflector Model.....	15

2.4.4. Metode Pergeseran Fase (<i>Phase Shift Migration</i>).....	17
2.4.5. Metode Kirchhoff	18
2.4.6. Metode Beda Hingga (<i>Finite Diffrentce</i>)	23

BAB III. PENGOLAHAN DATA SEISMIK

3.1. Model Marmousi	26
3.1.1. Tahap Prepossesing	27
3.1.1.1. Loading Data dan geometri Data	27
3.1.1.2. True Amplitude Recovery	28
3.1.1.3. Dekonvolusi	29
3.1.2. Tahap Prossesing	30
3.1.2.1. Analisa Kecepatan	30
3.1.2.2. Stacking	32
3.1.3. Migrasi	33
3.1.3.1. Metode Pergeseran Fase	34
3.1.3.2. Metode Kirchhoff	34
3.1.3.3. Metode Finite Difference	36
3.2. Model Salt Dome (Kubah Garam)	37
3.2.1. Model Kecepatan <i>Salt Dome</i> (Kubah Garam)	38
3.2.2. Metode Pergeseran Fase	39
3.2.3. Metode Kirchhoff	40
3.2.4. Metode Finite Difference	41

BAB IV. ANALISIS

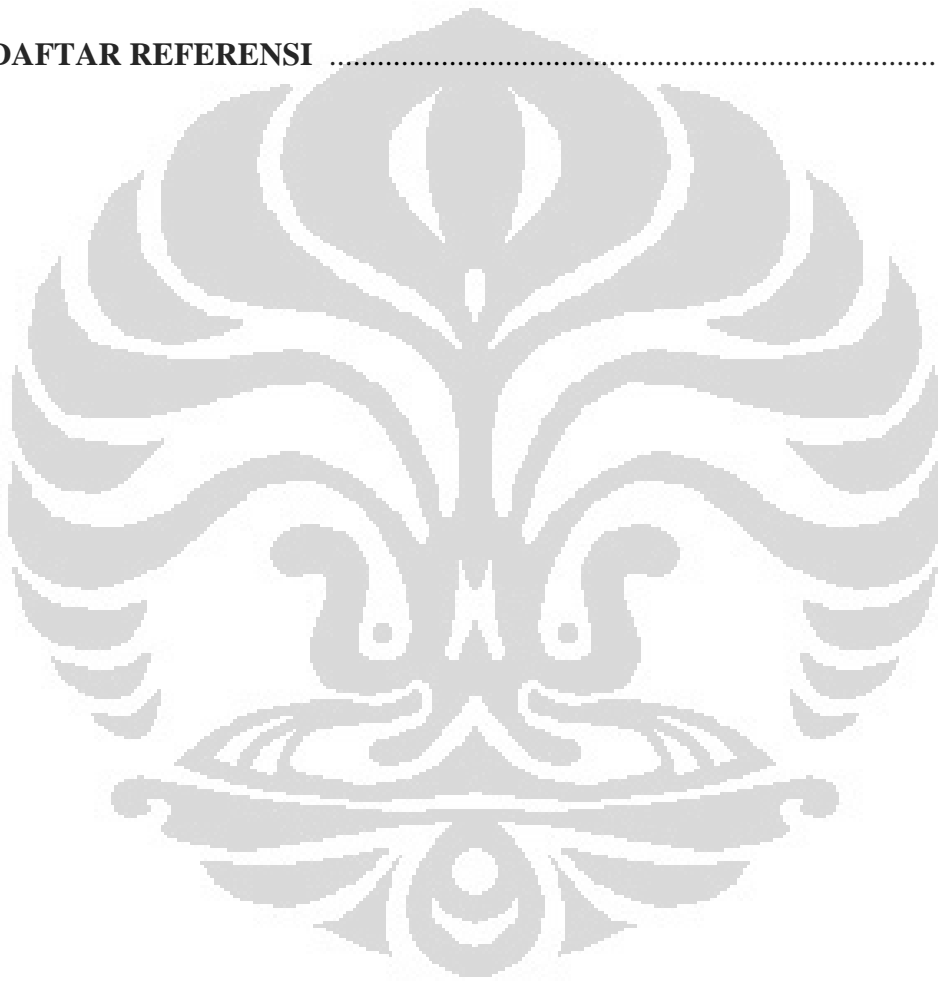
4.1. Model Marmousi	43
4.1.1. Metode Pergeseran Fase	43
4.1.2. Metode Kirchhoff	46
4.1.3. Metode Finite Difference	49
4.2. Model <i>Salt Dome</i> (Kubah Garam)	51
4.2.1. Metode Pergeseran Fase	51
4.2.2. Metode Kirchhoff	53
4.2.3. Metode Finite Difference	56

4.3. Keuntungan dan Kerugian dalam Menggunakan Metode Tersebut	59
---	----

BAB V. KESIMPULAN DAN SARAN

5.1. Kesimpulan	61
5.2. Saran	61

DAFTAR REFERENSI	63
-------------------------------	----

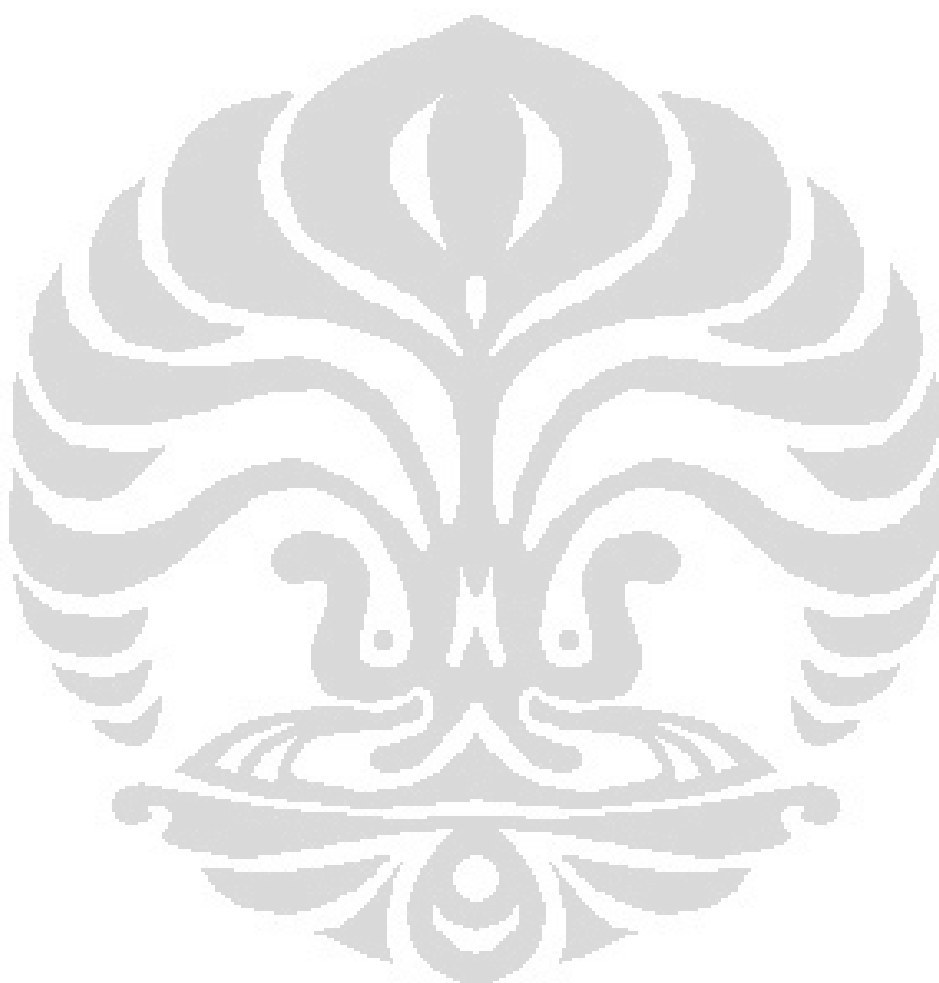


DAFTAR GAMBAR

	hlm.
Gambar 1.1. Flow dari processing seismik	4
Gambar 2.1. hubungan antara $AI(t), RC(t), W(t)$ dan $S(t)$	6
Gambar 2.2. Penjalaran energi gelombang dari sumber ke penerima	6
Gambar 2.3. Deconvolusi Spiking	8
Gambar 2.4. Kecepatan Samblance	9
Gambar 2.5. Constant Velocity Gather	10
Gambar 2.6. Constant Velocity Stack	11
Gambar 2.7. Koreksi NMO	11
Gambar 2.8. Prinsip Migrasi (a) Penampang Rekaman Seismik; (b) Konstruksi Migrasi	13
Gambar 2.9. Rekaman Data Seismik dari Suatu Model Geologi dan Rekaman Data Seismik Setelah Melakukan Migrasi	14
Gambar 2.10. Dua Buah Sinar Gelombang yang Direkam pada 2 Datum Yang berbeda D_1 dan D_2	14
Gambar 2.11. Model Zero Offset. Dimana Sumber dan Receiver Berada pada Titik yang sama.....	16
Gambar 2.12. Model Reflektor yang Meledak	16
Gambar 2.13. Prinsip Migrasi dengan Penjumlahan Sepanjang Kurva Difraksi	20
Gambar 2.14. Migrasi pada Suatu Titik dengan Model Kecepatan yang Terlalu Besar	21
Gambar 2.15. Migrasi Pada Suatu Titik dengan Model Kecepatan yang Terlalu Kecil	22
Gambar 2.16. Elemen pada Migrasi finite Difference	25
Gambar 3.1. Kondisi Struktur dari Model Marmousi	28
Gambar 3.2. Display Hasil dari TAR	29

Gambar 3.3. Display Sesudah Melakukan Dekonvolusi spiking	30
Gambar 3.4. Piking Analisa Kecepatan	31
Gambar 3.5. Kualitas Kontrol Analisa Kecepatan	32
Gambar 3.6. Konfigurasi common Depth Point	32
Gambar 3.7. Display Stcking dan NMO	33
Gambar 3.8. Hasil dari Migrasi Pergeseran phase dalam Domain Waktu	34
Gambar 3.9. Hasil Migrasi Waktu Stack dengan Metode Kirchhoff	35
Gambar 3.10. Hasil Migrasi Waktu Setelah Stack dengan Metode Finite Difference	36
Gambar 3.11. Model Salt Dome yang Sudah Di Stacking	38
Gambar 3.12. Model Kecepatan Data Seismik Salt dome	39
Gambar 3.13. Hasil Migrasi Pergeseran Phase	40
Gambar 3.14. Hasil Migrasi Kirchhoff dalam Domain Waktu	41
Gambar 3.15. Hasil Migrasi finite Difference dalam Domain waktu	42
Gambar 4.1. Hasil Migrasi Pergeseran Phase dalam Domain Waktu dengan adanya Perbedaan Kecepatan a. 50 % ,b.80% ,c.100% , dan d.130%	45
Gambar 4.2. Hasil Migrasi Kirchhoff dalam domain Waktu dengan menggunakan adanya Perbedaan Migrasi Aperture a. 500 b, 1000, c. 1500 d. 3000	48
Gambar 4.3. Hasil Migrasi Finite Difference dalam domain Waktu dengan Perbedaan Time Step a. 4ms, b. 10ms, c. 20ms, d. 40ms	51
Gambar 4.4. Hasil Migrasi Pergeseran Phase dalam Domain Waktu dengan adanya Perbedaan Kecepatan a. 30 % ,b.60% ,c.90% ,	53
Gambar 4.5. Hasil Migrasi Kirchhoff dalam domain Waktu dengan menggunakan adanya Perbedaan Migrasi Aperture a. 0 b, 500, c. 1000 d. 2000	55
Gambar 4.6. Hasil Migrasi Finite Difference dalam domain Waktu	

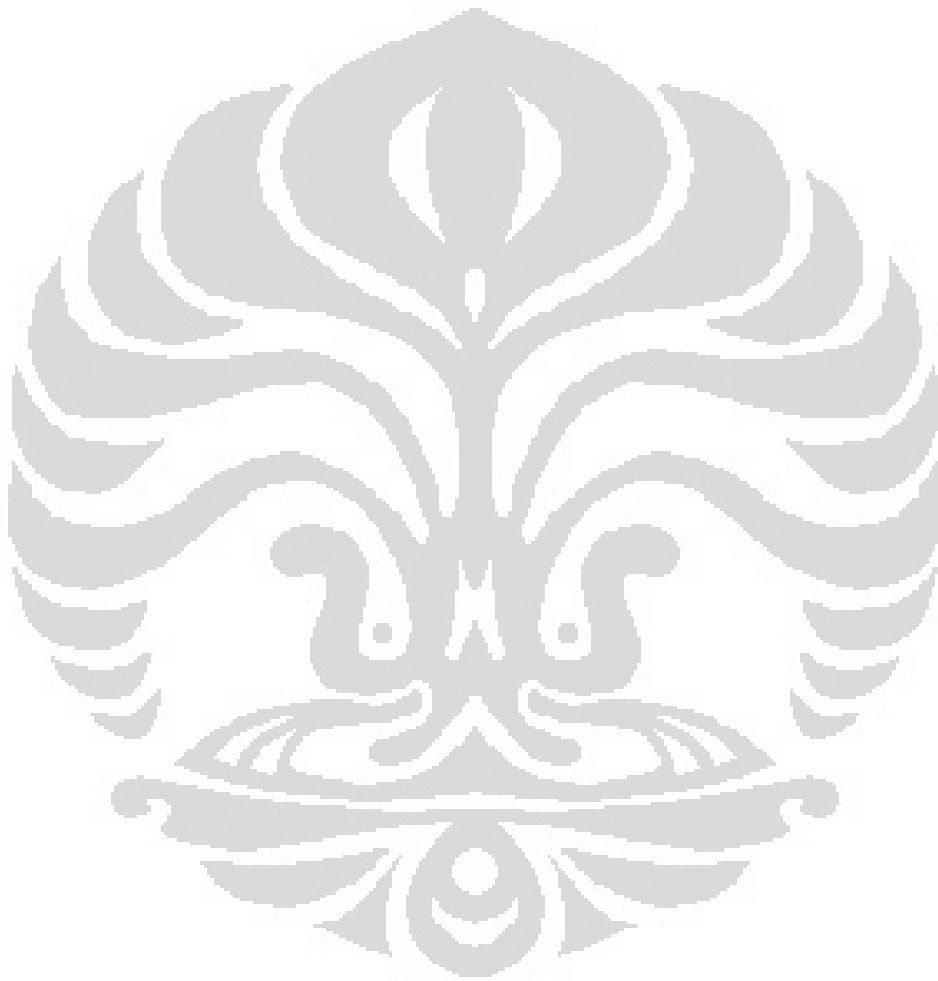
dengan Perbedaan Time Step a. 4ms, b. 10ms, c. 20ms, d. 40ms
.....58



LAMPIRAN

Lampiran A : Penurunan Persamaan Gelombang scalar65

Lampiran B : Transformasi Fourier66



BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Pada permulaan perkembangan teknologi seismik, waktu datang gelombang merupakan salah satu parameter yang diandalkan penggunaannya dan parameter ini digunakan dalam selang waktu bertahun-tahun. Aspek penting dalam metode seismik adalah bahwa tanpa adanya proses lanjut yang memadai, data seismik tidak mendapatkan penggambaran keadaan bawah permukaan bumi yang sebenarnya. Setiap refleksi gelombang mengalami distorsi selama penjarannya. Dalam banyak hal distorsi-distorsi tersebut membawa informasi yang penting dan selanjutnya harus diemilasi untuk mendapatkan gambaran bawah permukaan yang akurat.

Peran metode seismik dalam karakteristik reservoir perlu ditingkatkan dalam usaha meningkatkan perolehan minyak dan gas bumi. Berdasarkan hasil penelitian teoritis dan pengukuran laboratorium yang telah dimulai sejak dekade-dekade yang lalu menunjukkan bahwa parameter seperti kecepatan penjaran, atenuasi, baik gelombang P maupun gelombang S dan konstanta elastis yang diturunkannya memberikan kontribusi besar dalam usaha mengenal sifat fisis batuan, seperti porositas, porifluid, dan permeabilitas.

Metode pergeseran fase adalah salah satu metode yang digunakan untuk proses migrasi. Metode ini pertama kali diperkenalkan oleh Gasdag (1978). Pergeseran phase dapat digunakan dengan mengasumsikan tidak adanya perubahan kecepatan secara lateral sehingga metode ini sangat baik untuk perubahan kecepatan secara vertikal, tetapi metode ini mempunyai kelemahan dimana efek dari difraksi masih muncul dengan jelas. Kemudian pada tahun yang sama (1978) dikembangkan lagi suatu teknik oleh Schneider yang biasa dikenal dengan metode Kirchhoff. Metode ini banyak digunakan oleh para peneliti untuk mengolah data seismik. Keunggulan dari metode ini adalah migrasi dapat dilakukan dalam domain waktu dan domain kedalaman. Sehingga metode ini sangat baik untuk menggambarkan

penampang seismik. Kemudian dikembangkan lagi suatu metode yang biasa disebut Finite Difference (beda hingga), metode ini sangat akurat dalam menggambarkan perubahan secara vertikal maupun lateral, finite difference dapat digunakan dalam domain waktu dan kedalaman.

1.2 Tujuan

Adapun tujuan dalam menulis tugas akhir ini adalah

1. Mengkontruksi gambar permukaan bawah bumi melalui proses migrasi
2. Mempelajari konsep analisa kecepatan untuk proses migrasi
3. Membandingkan hasil migrasi yang diperoleh dari metode phase shift (pergeseran fase), metode kirchhoff dan metode Finite Diffrentce (beda hingga)

1.3 Pembatasan Masalah

Proses migrasi seismik dalam tugas akhir ini dibatasi dengan menggunakan migrasi dalam domain waktu. Pada migrasi kirchhoff penulis ingin melihat pengaruh dari parameter yang digunakan yaitu *migrasi aperture*. Begitu juga dengan migrasi beda hingga dengan menggunakan *Time step* yang berbeda, dan perubahan yang timbul apabila menggunakan persentasi kecepatan yang berbeda pada pergeseran fase.

1.4 Sistematis Penulisan

Sistematika penulisan tugas akhir ini adalah sebagai berikut: **BAB 1** ini berisi tentang pendahuluan yang di dalamnya dijelaskan tentang latar belakang masalah, tujuan, pembatasan masalah, metodologi penelitian, sistematika penulisan, dan gambaran secara umum daerah penelitian yang dijadikan objek penelitian. Sedangkan pada **BAB 2** dibahas tentang konsep dasar dari pengolahan data seismik yang meliputi True amplitude recorvery, Dekonvolusi Analisa, Kecepatan, sampai dengan migrasi dengan menggunakan 3 buah metode yaitu

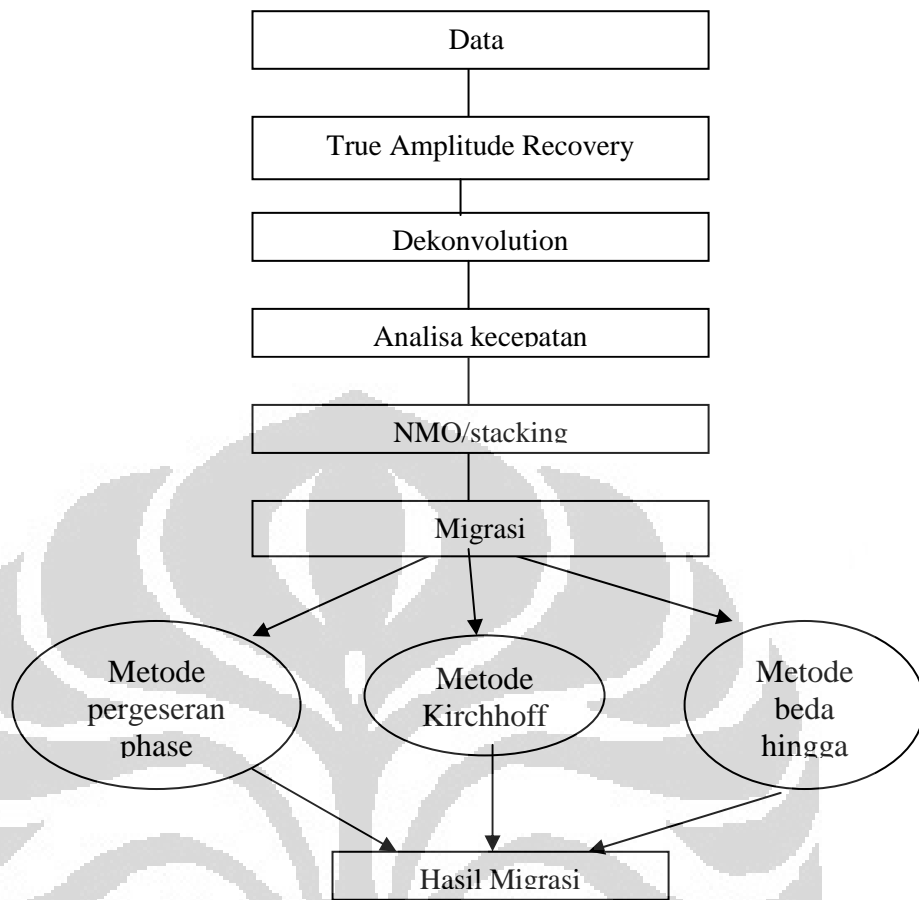
pergeseran fase (phase shift), metode kirchhoff, dan menggunakan metode Finite Difference dan juga membahas tentang prinsip dasar dari seismik.

Pada **BAB 3** ini berisi tentang pembahasan yang mengarah kepada pemrosesan dan pengolahan data. Sedangkan **BAB 4** berisikan tentang analisa yang telah dilakukan dengan menggunakan tiga metode dalam melakukan migrasi seismik yaitu metode pergeseran fase, metode kirchhoff, dan metode beda hingga. Sedangkan pada **BAB 5** berisikan tentang kesimpulan serta saran-saran yang mungkin dilakukan dalam rangka perbaikan untuk studi lebih lanjut.

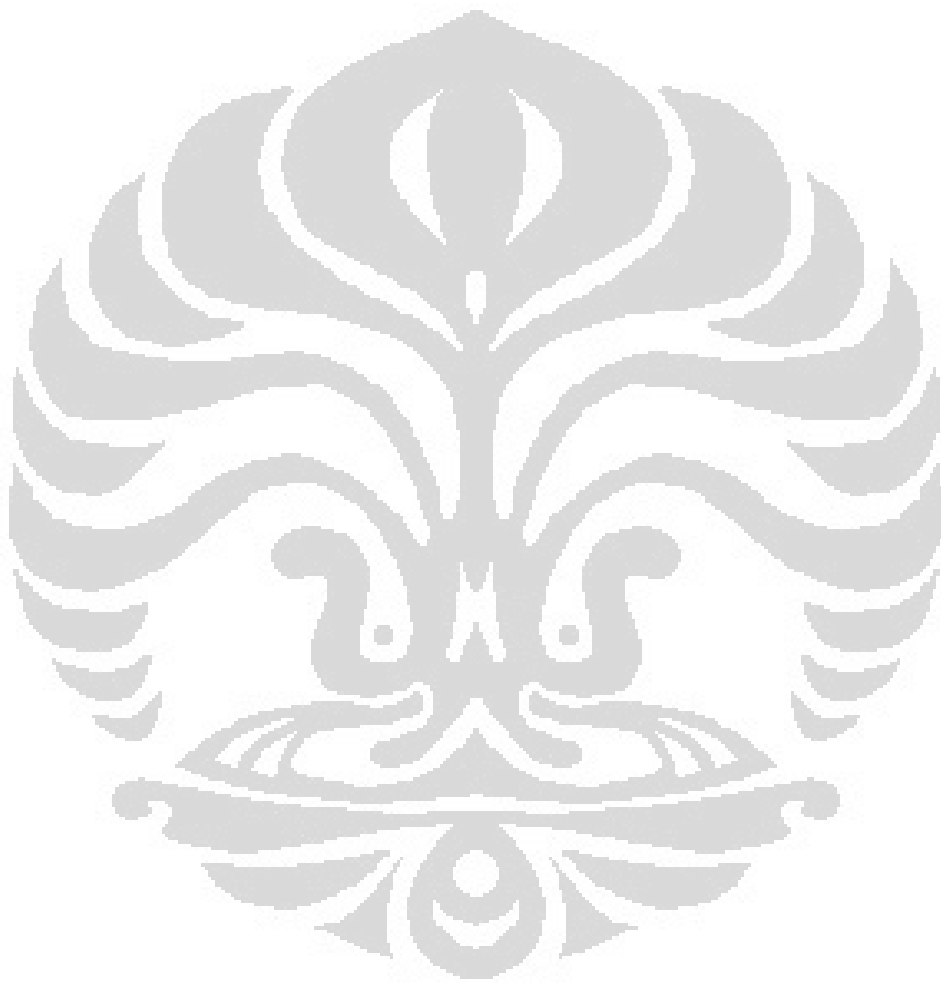
1.5 Metodologi Penelitian

Secara garis besar, metodologi yang digambarkan pada tugas akhir ini adalah seperti diperlihatkan pada gambar 1.1. Tahapan prepossesing yang meliputi loading data seismik dengan geometrinya. Proses selanjutnya adalah TAR yang bertujuan untuk meningkatkan amplitudo, kemudian melakukan dekonvolusi yang bertujuan meningkatkan data.

Tahapan processing meliputi analisa kecepatan yang sangat berpengaruh pada proses migrasi. Proses selanjutnya melakukan koreksi NMO dan stacking, kemudian melakukan migrasi dengan menggunakan 3 buah metode yaitu pergeseran phase, kirchhoff, dan beda hingga. Berikut adalah flownya.



Gambar 1.1 : Flow dari prosesing seismik



BAB II TEORI DASAR

2.1 Prinsip Dasar Seismik

Metode seismik yang digunakan kali ini adalah metode seismik refleksi dimana informasi yang diambil hanyalah informasi dari gelombang pantul saja. Gelombang seismik yang ditimbulkan oleh sumber getar menjalar kebawah permukaan bumi, kemudian setiap gelombang itu menemui kontras impedansi akustik atau dengan kata lain batas lapisan antar struktur batuan, gelombang itu akan memantul kembali ke permukaan. Sesampainya di permukaan gelombang pantul direkam oleh receiver (geophone) yang telah disusun sedemikian rupa.

Nilai impedansi akustik (Z) suatu lapisan batuan bergantung pada densitas lapisan (ρ) dan cepat rambat gelombang (V) yang menjalar di lapisan itu.

$$Z_{(i)} = \rho_{(i)} \bullet V_{(i)} \quad (2.1)$$

Saat gelombang menemui perbedaan impedansi akustik, gelombang tersebut akan terpantul. Maka itu, koefisien refleksi merupakan fungsi impedansi akustik dari dua lapisan.

$$RC_{(i)} = \frac{Z_{(i+1)} - Z_{(i)}}{Z_{(i+1)} + Z_{(i)}} \quad (2.2)$$

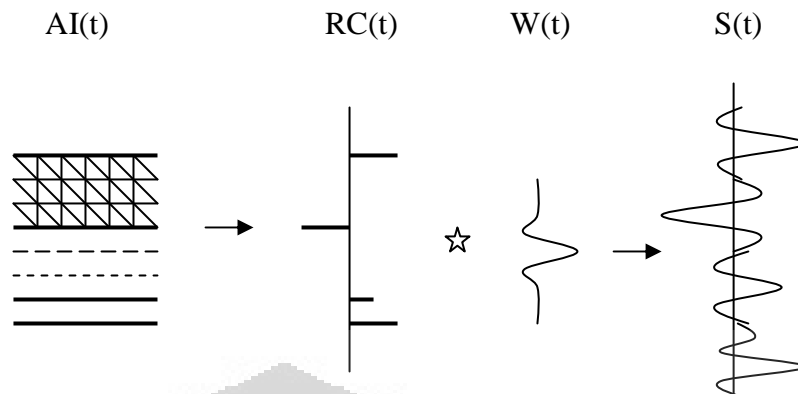
Dimana $Z(i)$ dan $Z(i+1)$ adalah nilai impedansi akustik lapisan atas dan lapisan setelahnya.

Gelombang pantul yang direkam oleh penerima (geophone) hasilnya dapat terlihat dalam bentuk kumpulan trace seismik. Bentuk dasar pemodelan konvolusi trace seismik dapat dinyatakan seperti berikut :

$$s(t) = w(t) * RC(t) + n(t) \quad (2.3)$$

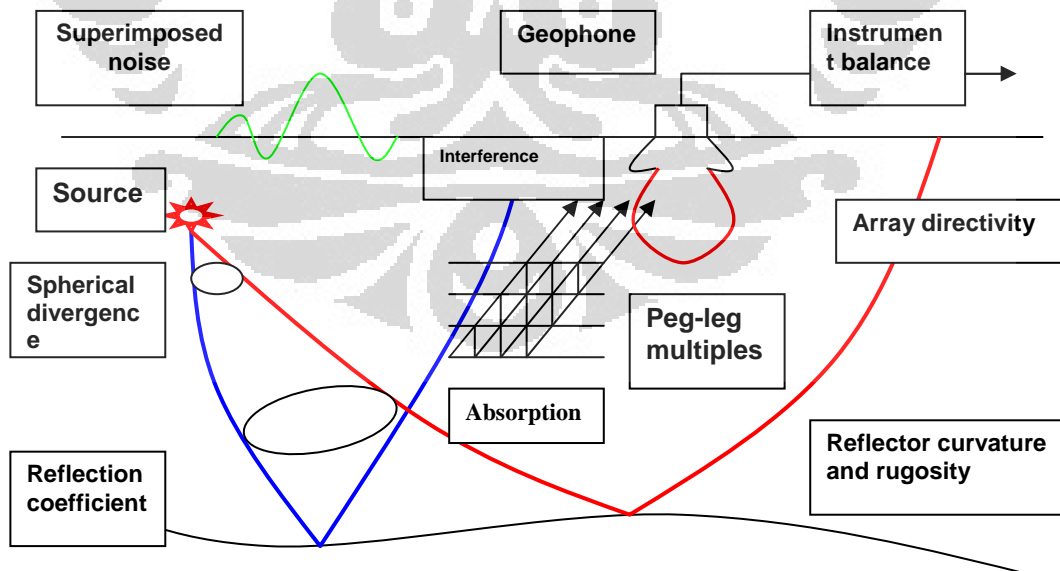
dimana,

- $s(t)$ = trace seismik
 - $RC(t)$ = koefisien refleksi
 - $w(t)$ = wavelet seismik
 - $n(t)$ = noise
- * = konvolusi



Gambar 2.1 hubungan antara $AI(t)$, $RC(t)$, $W(t)$, dan $S(t)$

Pada model penjalaran gelombang di bawah, terlihat bahwa yang terekam oleh receiver bukanlah gelombang pantul semata, tapi juga gelombang langsung, gelombang refraksi, sinyal noise-noise koheren, dsb. Pengolahan data seismik bertujuan untuk menghasilkan penampang seismik yang menggambarkan kondisi geologi bawah permukaan yang sebenarnya, tentunya dengan menghilangkan semua noise di atas dan faktor-faktor pengganggu lainnya.



Gambar 2.2 Penjalaran energi gelombang dari sumber ke penerima (Pratama, 2007)

2.2 Tahap Preprocessing

2.2.1 True Amplitude recovery

True amplitude recovery pada intinya bertujuan untuk memunculkan amplitudo-amplitudo gelombang seismik yang lemah setelah faktor penguatan oleh Amplifier diangkat dari dalamnya (gain removal). Pengangkatan faktor penguatan ini diperlukan dalam upaya mendapatkan amplitudo yang lebih representatif di daerah penyelidikan. Gain removal adalah proses membuang penguatan yang dilakukan oleh amplifier karena setelah penguatan dibuang sinyal-sinyal refleksi akan menjadi semakin melemah, maka penguatan amplifier ini digantikan oleh penguatan lain yang nilai-nilainya didapat dari experimental gain curve yang dianggap lebih cocok untuk daerah yang diselidiki.

2.2.2 Dekonvolusi

Dekonvolusi adalah suatu proses untuk meningkatkan resolusi temporal (vertikal) dengan cara mengkompres wavelet sehingga menjadi bentuk paku. Tujuan dilakukannya proses dekonvolusi adalah untuk meningkatkan data (resolusi temporal). Seperti banyak diketahui bahwa fenomena perambatan gelombang seismik yang dipakai dalam seismik eksplorasi dapat di dekati dengan model konvolusi. Trace seismik dapat dianggap sebagai hasil konvolusi antara deret koefisien refleksi dengan sinyal seismik

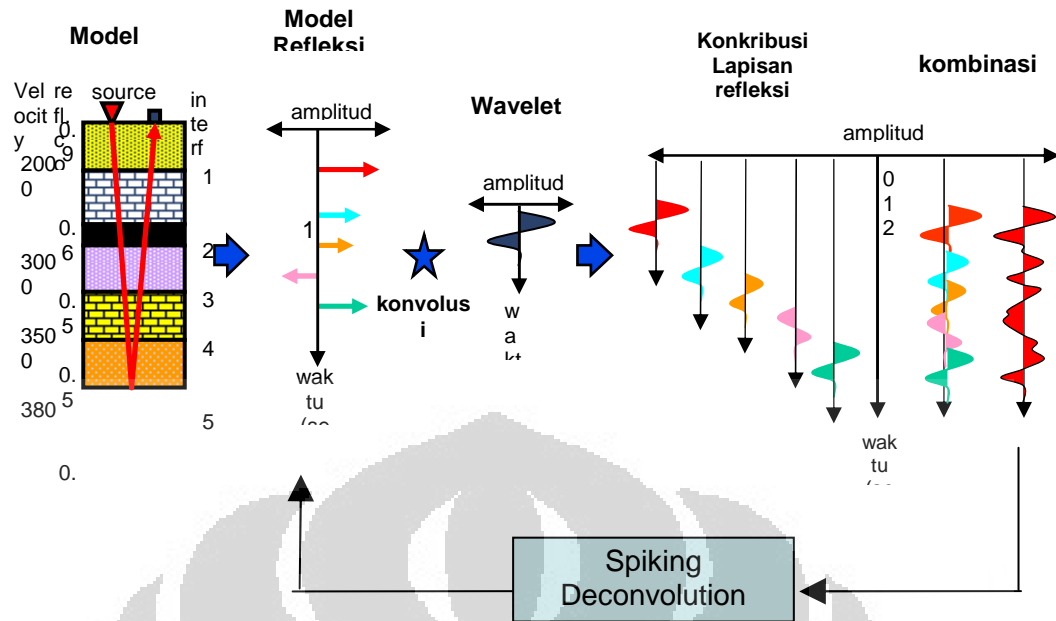
$$S = W * R \quad (2.4)$$

Dimana : S adalah convolusi dari W dan R

R adalah reflectivity series

W adalah source wavelet

Atau dapat dilihat seperti gambar dibawah ini.



Gambar 2.3 Dekonvolusi Spiking
(cgg Veritas, 2006)

Dekonvolusi dapat dibagi menjadi dua macam, yang pertama *Spiking dekonvolusi* prinsipnya ditujukan untuk membentuk sinyal dan meningkatkan resolusi data seismik. Kemudian dekonvolusi setelah stack dimaksudkan untuk merekam noise yang koheren. Noise yang koheren adalah sinyal seismik juga, akan tetapi nilai penjararannya melalui jalan yang tidak kita inginkan. Beberapa contoh dari noise koheren adalah multiple (pantul berulang) baik yang periode panjang maupun periode pendek dan lain-lain sebagainya.

2.3 Tahap Processing

2.3.1 Analisa Kecepatan

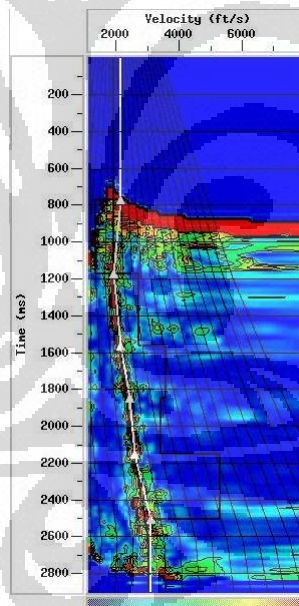
Kecepatan adalah variabel yang sangat penting dalam pengolahan data seismik, karena kecepatan sangat diperlukan untuk menghitung kedalaman dari reflektor bawah permukaan dari data seismik yang direkam dalam domain time (waktu).

Salah satu cara dalam estimasi fungsi kecepatan adalah dengan *Velocity Spectrum* (Taner and Kochler). Perhitungan akan dilakukan dari CDP *gather* dengan

melakukan *scanning* dari berbagai trayektor hiperbolik untuk mendapatkan koherensi refleksi maksimum. Spectrum dihasilkan sebagai fungsi dari waktu t_0 .

Spektrum ini dapat dipresentasikan dalam bentuk garis kontur. Interpretasi spectra kecepatan memerlukan keahlian dan pengalaman, karena refleksi multipel dan sinyal-sinyal pengganggu lain akan memberikan kontribusi sepanjang trayektori hiperbolik. Dalam interpretasi dimaksudkan untuk melekolisasi dari puncak permukaan koherensi yang berhubungan dengan refleksi primer. puncak-puncak ini kemudian digabungkan dengan mendapatkan kecepatan stacking.

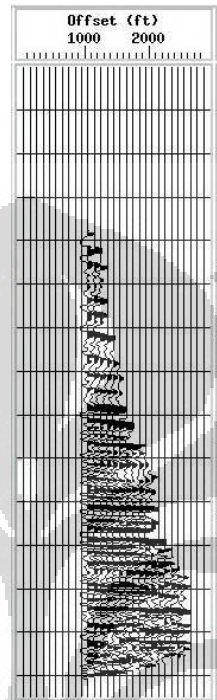
$$T_x^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V_{NMO}^2} \quad (2.5)$$



Gambar 2.4. kecepatan samblance

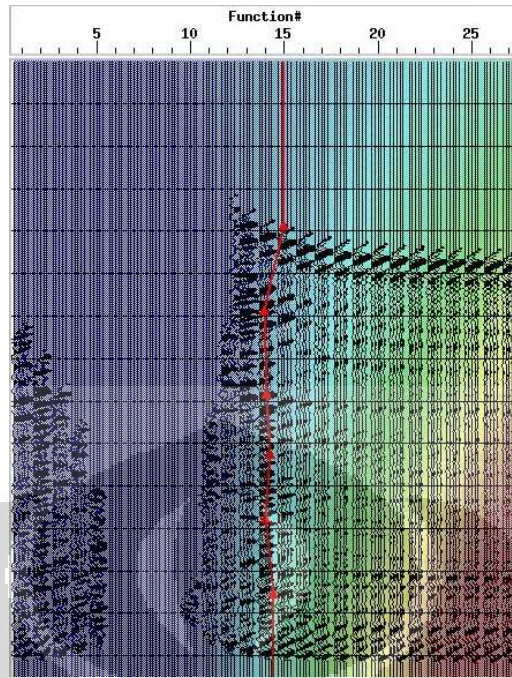
Metode lain yang digunakan untuk analisa kecepatan adalah *Constant Velocity Gather*. Pemilihan kecepatan dengan metoda ini dilakukan dengan cara memberikan harga kecepatan yang konstan pada salah satu tampilan CDP gather. Beberapa harga kecepatan konstan yang diterapkan untuk CDP tersebut diambil

mulai dari kecepatan yang terendah sampai dengan kecepatan tertinggi yang diperkirakan muncul untuk event-event seismik yang terdalam. Penentuan kecepatan yang terbaik adalah kecepatan yang menghasilkan event yang paling datar (flat) untuk setiap tampilan trace-trace dalam satu CDP tersebut.



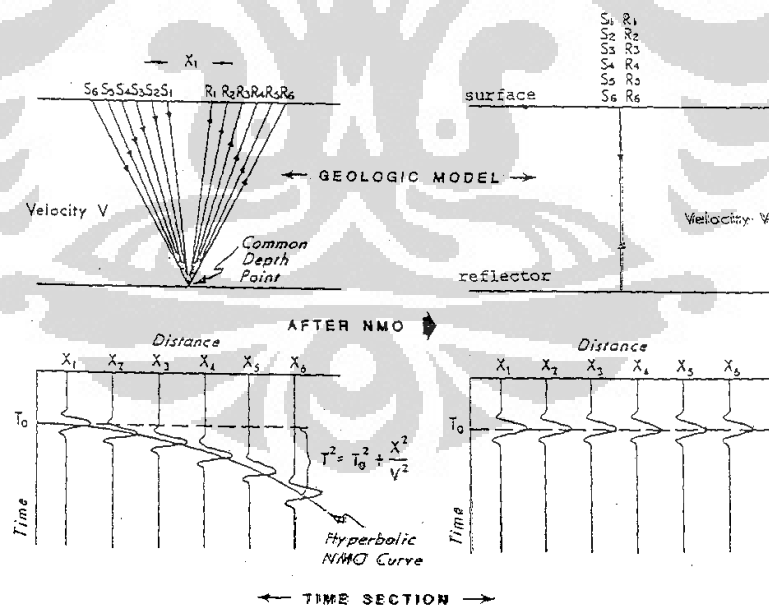
Gambar2.5 Constant Velocity Gather

Metode yang juga digunakan dalam melakukan analisa kecepatan adalah *Constant Velocity Stack*. Prinsip dari metode ini adalah dengan cara memberikan harga kecepatan konstan pada suatu tampilan stack. Metoda ini dapat dilakukan secara diskrit. Untuk diskrit adalah tampilan dengan beberapa CDP saja dari suatu lintasan. CDP tersebut akan dikenai kecepatan konstan dan harga tersebut merupakan harga yang memberikan koreksi NMO yang terbaik atau dengan kata lain memberikan stack yang optimum untuk masing-masing CDP tersebut, sehingga dapat menggambarkan kondisi bawah permukaan yang sebenarnya.



Gambar2.6. Constant Velocity Stack

2.3.2 Koreksi NMO (Normal Move Out)



Gambar2.7 Koreksi NMO

Koreksi *Normal Move Out* merupakan koreksi yang bertujuan menghilangkan efek jarak offset antara *shot point* dan *geophone* pada trace yang berasal dari satu

CDP gather. Jarak offset ini mengakibatkan waktu datang gelombang seismik bergeser dari yang sebenarnya, semakin besar offset semakin besar waktu datangnya. Jadi dengan kata lain koreksi NMO (ΔT_x) membawa gelombang refleksi dari pantulan miring ke pantulan tegak lurus.

$$\Delta T_x = T_x - T_0 \quad (2.6)$$

Waktu datang gelombang refleksi adalah :

$$T_x = \sqrt{T_0^2 + \left(\frac{X}{V}\right)^2} \quad ; \quad T_0 = \frac{2h}{v} \quad (2.7)$$

dimana,

T_x = waktu tempuh sinyal pada jarak x X =Jarak dari *zero offset* ke offset x

T_0 = waktu tempuh sinyal pada *zero offset* h = ketebalan lapisan

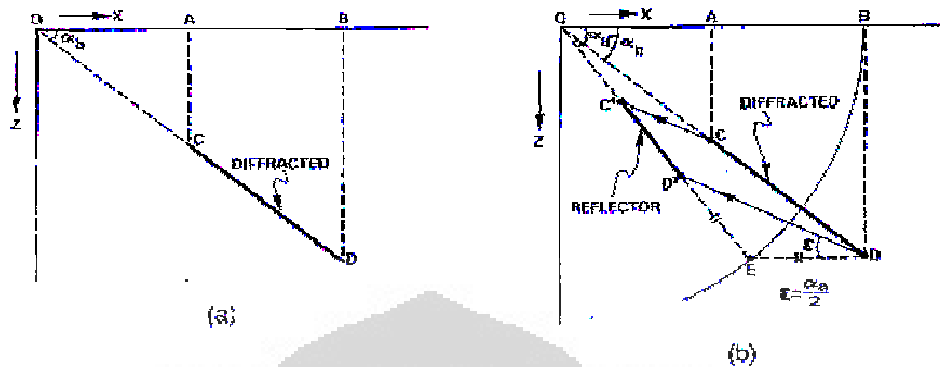
Koreksi NMO dilakukan setelah kita melakukan analisa kecepatan. Dari gambar di atas terlihat bahwa setelah kita melakukan analisa kecepatan dan menerapkan koreksi NMO, lengkung hiperbola yang muncul akibat pengaruh offset telah berubah menjadi datar. Di sini terlihat pentingnya proses analisa kecepatan, pemilihan kecepatan yang salah menyebabkan koreksi NMO yang salah pula (*over corrected*), kemudian kesalahan ini akan berlanjut ke proses stacking dan akhirnya tercipta penampang seismik yang buruk.

2.4 Tahap Migrasi Data Seismik

2.4.1. Prinsip Dasar Migrasi

Penampang seismik adalah hasil pencitraan reflektivitas bawah bumi yang terekam di permukaan. Karena banyak faktor yang mempengaruhi penjalaran gelombang seismik dari reflektor sampai ke permukaan akibatnya kadang-kadang bentuk citranya jauh berbeda dengan bentuk aslinya (struktur) dari benda penyebabnya. Migrasi data seismik pada hakekatnya berusaha menghilangkan

pengaruh penjalaran tersebut (de-propagasi) sehingga seolah-olah kita berada di titik reflektor.



Gambar 2.8. Prinsip Migrasi. (a) Penampang Rekaman Seismik; (b) Konstruksi Migrasi. (Chun and Jacowitz, 1981)

Dari konstruksi geometri yang sederhana ini dapat disimpulkan:

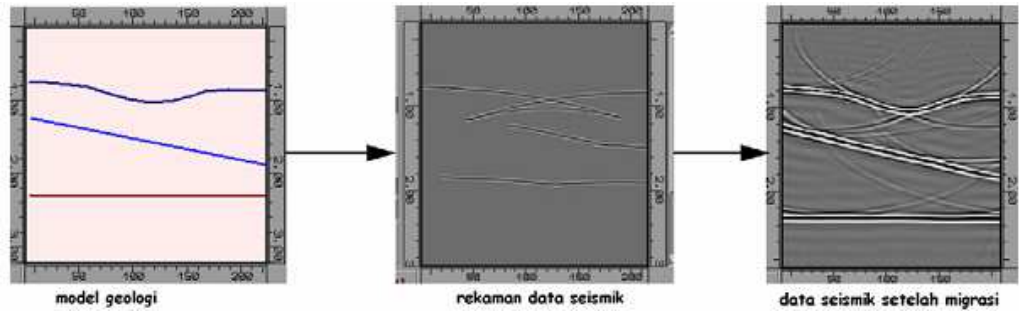
- Sudut kemiringan reflektor pada keadaan yang sebenarnya (α_a) lebih besar daripada kemiringan reflektor yang terdapat di penampang seismik (α_b).

Dengan hubungan sebagai berikut :

$$\sin \alpha_a = \frac{AC'}{OA} = \frac{AC}{OA} = \tan \alpha_b \quad (2.8)$$

- Panjang reflektor pada keadaan yang sebenarnya (C'D') lebih pendek jika dibandingkan dengan panjang reflektor pada penampang seismik (CD).
- Kedalaman reflektor pada keadaan yang sebenarnya (kondisi geologi) lebih dangkal jika dibandingkan dengan kedalaman reflektor pada penampang seismik.

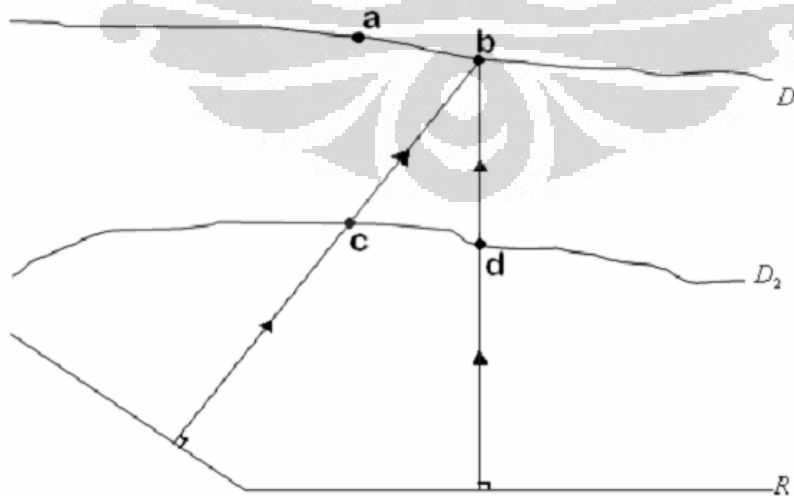
Jadi sebelum dilakukan migrasi penampang seismik akan memiliki gambaran permukaan yang sangat berbeda (mengalami perubahan posisi secara vertikal dan lateral) dengan kondisi geologi yang sebenarnya khususnya untuk reflektor yang memiliki kemiringan yang cukup signifikan, sehingga migrasi menjadi salah satu tahap yang paling penting di dalam pengolahan data seismik.



Gambar2.9. Rekaman data seismik dari suatu model geologi dan rekaman data seismik setelah melakukan migrasi.

2.4.2. Dondward Continuation

Rekaman data seismik menunjukkan respon gelombang seismik dipermukaan $\psi(x,z=0,t)$ setelah menjalar melewati bawah permukaan. Respon gelombang seismik dipermukaan ini akan ditransformasi menjadi $\psi(x,z,t=0)$, bentuk seperti ini adalah bentuk setelah dilakukan migrasi. Untuk mendapatkan bentuk yang diinginkan yaitu pada saat $t=0$ dapat digunakan ekstrapolasi ke bawah atau sering disebut juga *downward continuation*. Proses yang dilakukan adalah mengasumsikan setiap titik pada reflektor merupakan sumber gelombang seismik baru, kemudian dilakukan perekaman dengan cara menempatkan geophone pada suatu datum tertentu dan secara bertahap dipindahkan semakin kedalam mendekati reflektor.



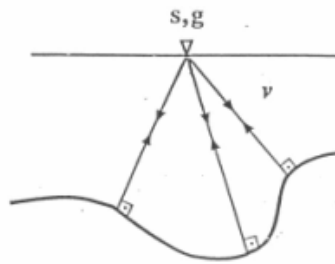
Gambar 2.10: dua buah sinar gelombang yang direkam pada 2 datum yang berbeda D_1 dan D_2 (Triyono, 2007)

Dengan memindahkan geophone secara bertahap mendekati reflektor akan didapatkan pemisahan gelombang yang terekam oleh geophone. Sebagai contoh gambar diatas, dua buah sinar gelombang yang berasal dari titik reflektor yang direkam pada datum yang berbeda. Pada saat data direkam di datum D_1 maka akan didapatkan dua buah sinar gelombang direkam oleh geophone yang sama pada titik (b). Sedangkan pada saat datum dipindahkan menjadi di D_2 maka sinar gelombang ini dapat dipisahkan dimana sinar gelombang yang berasal dari bidang miring akan direkam pada titik (c) sedangkan sinar gelombang yang berasal dari bidang horizontal akan direkam pada titik (d). Untuk mendapatkan hasil yang akurat dalam memindahkan datum maka diperlukan sensitivitas tinggi terhadap sudut kemiringan reflektor dan harus ditentukan secara akurat seberapa jauh harus menggeser waktu tempuh serta posisi geophone secara lateral.

2.4.3. Exploding Reflector Model

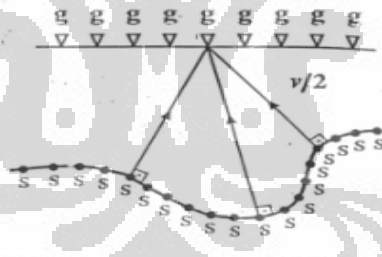
Kita beranggapan bahwa data penampang seismik yang telah distack (akan di migrasi) merupakan data yang terekam berdasarkan *zero offset* yaitu gelombang yang datang ke receiver merupakan gelombang yang mengalami pemantulan tegak lurus terhadap bidang reflektor atau sejajar dengan garis normal bidang reflektor. Terdapat dua tipe skema untuk mengembangkan teori *zero offset* agar dapat digunakan dalam proses migrasi.

Pertama adalah *zero offset* berarti data direkam dengan cara memindahkan sebuah sumber dan sebuah receiver sepanjang garis tanpa ada jarak diantara keduanya (gambar 2.11). Energi yang terekam mengikuti lintasan gelombang yang pemantulan normal terhadap bidang batas reflektor. Namun geometri perekaman dengan menggunakan model seperti ini kurang aplikatif untuk digunakan dalam proses migrasi.



Gambar 2.11. Model Zero Offset. Dimana sumber dan receiver berada pada titik yang sama. (Yilmaz, 2001)

Kemudian yang kedua adalah setiap satu receiver berada pada permukaan di setiap titik lokasi CMP sepanjang garis dan sumber berada pada sepanjang perbatasan reflektor (Loewenthal et al., 1976). Sumber meledak secara bersamaan dengan arah gerak gelombang ke atas normal terhadap bidang. Gelombang direkam oleh receiver yang berada di permukaan (gambar 2.12). Model perekaman yang digambarkan oleh eksperimen ini dikenal dengan istilah *exploding reflector model*.



Gambar 2.12. Model Reflektor Yang Meledak. (Yilmaz, 2001)

Perbedaan utama dari kedua tipe tersebut adalah bahwa tipe pertama, waktu yang direkamnya adalah waktu dua kali jalan (*two way time*), yaitu gelombang bergerak dari sumber menuju reflektor dan kembali ke receiver. Sedangkan pada tipe yang kedua, waktu yang direkam adalah waktu satu kali jalan (*one way time*), yaitu dari sumber yang berada di reflektor langsung menuju receiver. Untuk menghasilkan waktu atau penampang seismik yang sama jika menggunakan kedua tipe tersebut, maka dapat dilakukan dengan beranggapan bahwa kecepatan perambatan gelombang pada *exploding reflector model* adalah setengah dari kecepatan gelombang yang sebenarnya.

2.4.4. Metode Pergeseran Fase (Phase Shift Migration)

Pertama kita membuat sumbu-x sebagai posisi horizontal pada permukaan bumi dan sumbu- τ sebagai waktu tempuh bolak-balik arah vertikal dari permukaan bumi (*Two Way Time*) dan penampang ini kita beri nama penampang $\psi(x,\tau)$. Lalu sebuah gelombang tekanan menjalar kebawah dalam penampang $\psi(x,\tau)$ dan setelah mengalami refleksi dinyatakan sebagai penampang $\psi(x,\tau,t)$, dimana t adalah waktu tempuh antara sumber dan penerima (*travel time*).

Penampang $\psi(x,\tau,t)$ ditentukan dengan menggunakan persamaan gelombang skalar dengan $c = v/2$ (Claerbout, 1985)

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{v^2}{4} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial \tau^2} \quad (2.9)$$

dimana v adalah kecepatan gelombang yang dianggap konstan untuk sementara. Dengan notasi ini penampang seismik *zero-offset* dapat dinyatakan sebagai $\psi(x,\tau=0,t)$. Penampang ini didapat dengan cara menempatkan sumber dan penerima pada posisi yang sama (satu titik) pada permukaan bumi ($\tau=0$).

Sedangkan pada proses migrasi adalah merekonstruksi sinyal-sinyal yang menjalar dari reflektor ke permukaan bumi. Hal ini berarti kita menghitung $\psi(x,\tau,t=0)$. Harga ini dapat diperoleh dengan menyelesaikan persamaan 2.9 dengan harga awal seperti persamaan $\psi(x,\tau=0,t)$ (Gazdag, 1978). Dari deret Fourier $\psi(x,\tau,t)$ dapat dinyatakan sebagai berikut :

$$\psi(x,\tau,t) = \sum_{k_x} \sum_{\omega} \psi(k_x, \tau, \omega) \exp(ik_x x + i\omega t) \quad 2.10$$

dengan k_x adalah bilangan gelombang berhubungan dengan x dan ω adalah frekuensi yang berhubungan dengan t . Maka dapat diturunkan bahwa :

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} = -k_x^2 \psi \quad \text{dan} \quad \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = -\omega^2 \psi, \text{ sehingga persamaan 2.9 menjadi}$$

$$-\omega^2 \psi = \frac{v^2}{4} (k_x^2 \psi) + \frac{\partial^2 \psi}{\partial \tau^2} \quad 2.11$$

atau

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial \tau^2} = -\omega \left[1 - \frac{v^2 k_x^2}{4\omega^2} \right] \psi \quad 2.12$$

Persamaan umum diatas adalah

$$\psi(k_x, \tau, \omega) = A \exp(i\theta\tau) \quad 2.13$$

dengan memasukkan syarat batas untuk $\tau=0$ dipermukaan maka konstanta A dapat dicari yaitu $A = \psi(k_x, \tau=0, \omega)$ dan penyelesaian umum persamaan menjadi

$$\psi(k_x, \tau, \omega) = \psi(k_x, \tau = 0, \omega) \exp(i\theta\tau) \quad 2.14$$

Dimana θ adalah $\omega \left[1 - \frac{v^2 k_x^2}{4\omega^2} \right]^{1/2}$

Persamaan 2.11 inilah solusi dari persamaan gelombang migrasi pergeseran fase dengan menggunakan deret Fourier.

2.4.5. Metode Kirchhoff

Migrasi dengan menggunakan metode kirchhoff atau sering disebut dengan Migrasi Penjumlahan Kirchhoff, juga disebut Migrasi Tipe Difraksi, merupakan suatu pendekatan secara statistik dimana posisi suatu titik di bawah permukaan dapat saja berasal dari berbagai kemungkinan lokasi dengan tingkat probabilitas yang sama.

Dalam melakukan depropagasi yang dipakai adalah muka difraksi dan muka difraksi ini diubah menjadi titik difraksi, dimana titik-titik yang berada sepanjang muka difraksi amplitudonya dikoreksi terlebih dahulu dan posisinya dipindahkan ke suatu titik dimana merupakan puncak dari hiperbola tersebut (titik *apex*). Sehingga metode migrasi ini disebut juga sebagai *diffraction summation migration* atau *kirchhoff diffraction stack*.

Akibat dari penjumlahan ini maka sinyal-sinyal yang terdifraksi tadi difokuskan kembali pada titik *apex* dari hiperbolanya. Suatu hal yang perlu ditekankan dalam pemakaian migrasi Kirchhoff ini adalah bahwa kualitas dari signal to noise ratio

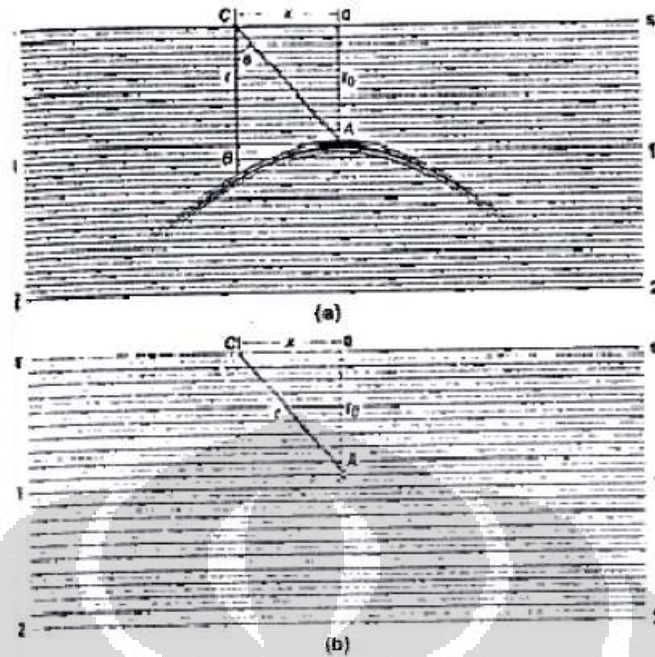
pada data yang akan di migrasi baik, bila *signal to noise ratio* pada data rendah, maka hasil dari migrasi Kirchhoff ini tidak akan optimum.

Metode Kirchhoff *diffraction stack* atau Kirchhoff *summation* mampu menangani perubahan kecepatan secara lateral. Dalam metode ini medium dianggap homogen sebatas panjang operator sehingga ekspansi deret yang menyatakan esktrapolasi medan gelombang. Jadi ini berarti bahwa integral Kirchhoff tidak lain adalah menambahkan amplitudo di sepanjang kurva dengan memakai faktor pembobot yang sesuai. Oleh karena itu model *velocity* yang digunakan akan sangat mempengaruhi hasil dari migrasi Kirchhoff.

Secara praktis migrasi Kirchhoff dilakukan dengan cara menjumlahkan amplitudo dari suatu titik reflektor sepanjang suatu tempat kedudukan yang merupakan kemungkinan lokasi yang sesungguhnya, berupa kurva difraksi yang diperoleh dari persamaan :

$$t_x^2 = t_0^2 + \frac{4x^2}{V_{RMS}^2} \quad (2.15)$$

dimana, t_0 adalah waktu pada offset 0, yang merupakan posisi sesungguhnya terhadap kedalaman, sedangkan t_x adalah waktu yang merepresentasikan kedalaman, untuk posisi offset x di permukaan. Posisi titik reflektor sesungguhnya adalah titik puncak (*apex*) dari kurva difraksi.

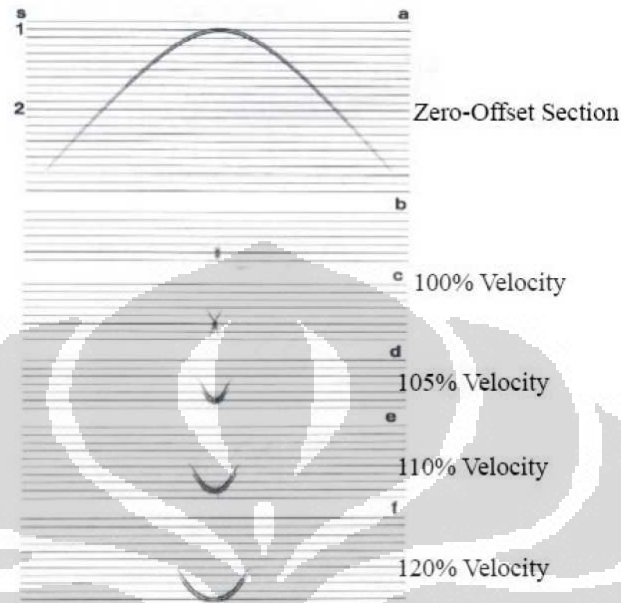


Gambar 2.13. Prinsip migrasi pada penjumlahan sepanjang kurva difraksi.
(Yilmaz, 2001)

Di dalam aplikasi migrasi Kirchhoff, hal-hal yang sangat menentukan berhasil atau tidaknya migrasi, dipengaruhi oleh beberapa faktor, diantaranya model kecepatan, lebar *aperture*, *maximum dip* yang akan dimigrasi, serta frekuensi maksimum yang akan dimigrasi, yang akan kita gunakan di dalam migrasi kirchhoff.

Model kecepatan yang digunakan pada migrasi kirchhoff dapat diperoleh dari salah satu tahap di dalam pengolahan data seismik, yaitu *velocity analysis*. Salah satu bagian dari *velocity analysis* adalah melakukan *picking velocity*. Sehingga kita dapat memperoleh kecepatan bawah permukaan pada daerah tersebut yang selanjutnya akan digunakan untuk mengkoreksi titik pada hiperbola untuk dikembalikan ke titik *apexnya*. Jika model kecepatan yang digunakan untuk migrasi terlalu besar maka data akan yang seharusnya berupa titik akan menjadi bentuk seperti setengah lingkaran (*smile*) sehingga tidak merepresentasikan keadaan bawah permukaan yang sebenarnya dan dapat disebut dengan istilah

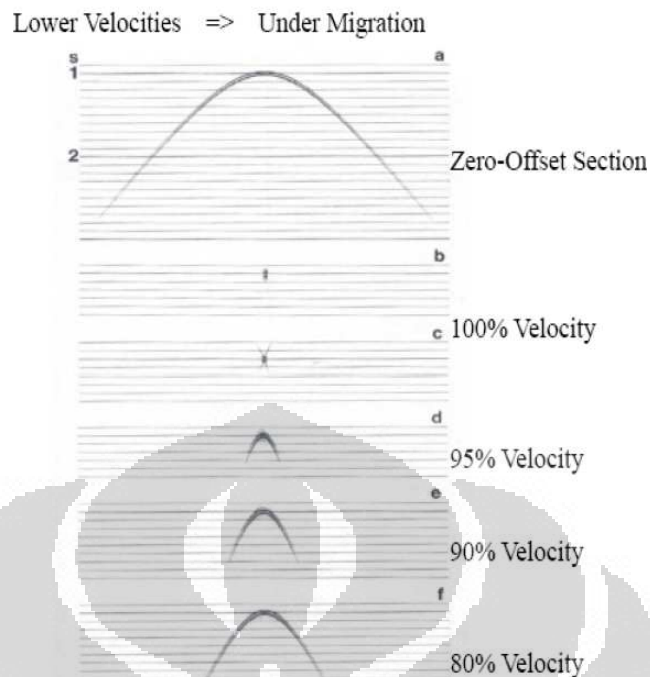
over-migrated. Dapat dilihat pengaruhnya seperti pada gambar dibawah ini (Gambar 2.14).



Gambar 2.14. Migrasi pada suatu titik dengan model kecepatan yang terlalu besar. (Yilmaz, 2001)

Dari Gambar 2.14 terlihat untuk kecepatan yang tepat dimana *velocity* nya 100%, pola difraksi berhasil dikembalikan ke titik. Tetapi dengan seiring bertambahnya kecepatan yang dipakai maka akan menghasilkan pola *smile* yang semakin besar, dapat dilihat pada saat kecepatan 105% efek dari pola *smile* tidak selebar dan sebesar pada saat kecepatan 120%.

Tetapi bila model kecepatan yang digunakan terlalu kecil maka migrasi tidak akan optimal karena suatu pola difraksi yang seharusnya setelah dimigrasi menjadi suatu titik tetap akan berbentuk hiperbola walaupun ukuran dari hiperbola tersebut sudah lebih kecil dari sebelum dimigrasi. Jika demikian migrasi belum optimal karena model *velocity* yang terlalu kecil atau dapat disebut dengan istilah *under-migrated*.



Gambar 2.15. Migrasi pada suatu titik dengan model kecepatan yang terlalu kecil. (Yilmaz, 2001)

Dari Gambar 2.15. terlihat untuk kecepatan yang tepat dimana *velocity*-nya 100%, pola difraksi berhasil dikembalikan ke titik. Tetapi dengan seiring berkurangnya kecepatan yang digunakan maka akan tetap menghasilkan bentuk hiperbola yang semakin besar, dapat dilihat pada saat kecepatan 95% efek dari bentuk hiperbola yang ada tidak selebar dan sebesar pada saat kecepatan 80%.

Aperture adalah lebar data kearah lateral yang akan ikut digunakan didalam penjumlahan titik-titik yang berada pada lintasan hiperbola akibat difraksi yang akan dijumlahkan ke titik puncak dari hiperbola tersebut. Untuk suatu reflektor dengan kemiringan yang curam maka untuk melakukan migrasi dibutuhkan lebar *aperture* yang relatif lebih besar dibandingkan dengan reflektor yang memiliki kemiringan yang lebih landai.

Parameter maksimum *dip to migrate* adalah pembatasan penjumlahan di dalam migrasi Kirchhoff berdasarkan kemiringan pada suatu hiperbola yang terbentuk karena difraksi. Jadi hiperbola dengan kemiringan diatas sudut yang telah

ditentukan tidak akan ikut dimigrasi. Dan parameter maksimum *frequency to migrate* adalah pembatasan data yang akan dilibatkan di dalam migrasi berdasarkan frekuensi, frekuensi dengan nilai diatas batas yang ditentukan tidak akan ikut dimigrasi.

2.4.5. Metode beda hingga (finite difference)

Metode ini merupakan salah satu Metode yang banyak digunakan pada eksplorasi seismik dan pemodelan pergerakan bumi/gempa bumi (Moczo et al., 2004). Metode ini memiliki kelebihan relatif akurat, dapat menyelesaikan model yang kompleks, mudah dalam koding dan efisien dalam waktu komputasi.

Permasalahan migrasi terkait dengan pemecahan persamaan gelombang skalar

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = 0 \quad (2.16)$$

Salah satu metode yang dapat digunakan untuk memecahkan persamaan gelombang skalar ini adalah metode finite difference. Metode finite difference dapat digunakan untuk persamaan gelombang 2D maupun gelombang 3D.

Pada prinsipnya metode ini terkait dengan transformasi koordinat penjalaran gelombang dibawah permukaan bumi. Transformasi koordinat dapat digunakan untuk mengamati penjalaran gelombang seismik pada arah tertentu. Jika suatu gelombang bidang mendekati permukaan dengan sudut θ maka persamaan dapat dituliskan dengan

$$\psi(x, z, t) = A \exp[j\omega\{t - (x/v) \sin \theta - (z/v) \cos \theta\}] \quad (2.17)$$

Jika sudut gelombang sangat kecil maka persamaan ini dapat dituliskan dalam bentuk

$$\psi(x, z, t) = A \exp[j\omega\{t - x\theta/v - z/v + z\theta^2/2v\}] \quad (2.18)$$

Dan dengan mendefinisikan skala koordinat baru $t^* = t - z/v$ yang merupakan sistem koordinat gelombang yang mengarah keatas atau *upcoming wave*, persamaan diatas dapat ditulis dengan bentuk

$$\psi^*(x, z, t^*) = A \exp\{j\omega\{t^* - x\theta/v + z\theta^2/2v\}\} \quad (2.19)$$

Dan transformasi persamaan gelombangnya adalah

$$\begin{aligned} \frac{\partial \psi}{\partial t} &= \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} \frac{\partial t^*}{\partial t}; \quad \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial t^{*2}} \\ \frac{\partial \psi}{\partial x} &= \frac{\partial \psi^*}{\partial x}; \quad \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^{*2}} \\ \frac{\partial \psi}{\partial z} &= \frac{\partial \psi^*}{\partial z} + \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} \frac{\partial t^*}{\partial z} = \frac{\partial \psi^*}{\partial z} - \frac{1}{V} \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} \\ \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} &= \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z^{*2}} - \frac{2}{V} \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} + \frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial t^{*2}} \end{aligned} \quad (2.20)$$

Berdasarkan transformasi ini maka akan didapatkan persamaan gelombang upcoming

$$\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z^{*2}} - \frac{2}{V} \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} = 0 \quad (2.21)$$

Dengan menggunakan aproksimasi 15^0 dimana digunakan asumsi bahwa gelombang menjalar hampir vertikal, perubahan dimana digunakan asumsi bahwa gelombang menjalar hampir vertikal, perubahan ψ^* terhadap z sangat kecil sehingga untuk sistem koordinat seperti ini dapat dituliskan persamaan aproksimasi 15^0 dalam bentuk

$$\frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} - \left(\frac{2}{v}\right) \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} = 0 \quad (2.22)$$

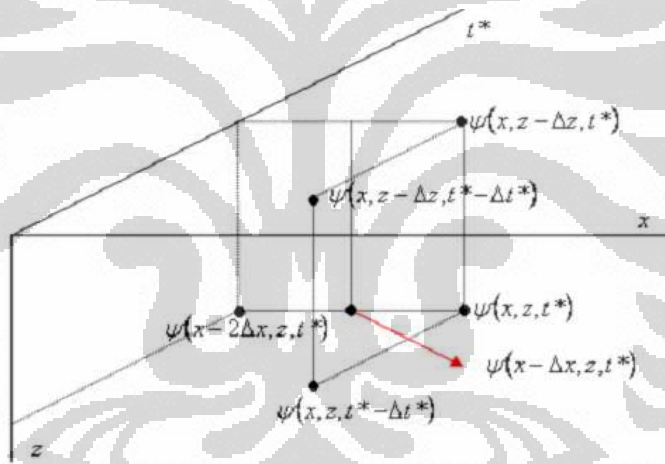
Persamaan dalam bentuk ini memiliki keterbatasan dimana tidak mampu digunakan untuk melakukan migrasi terhadap kemiringan reflektor yang cukup tajam. Untuk menyelesaikan n persamaan (2.19) digunakan finite difference dimana ψ^* disusun dalam bentuk array 3 dimensi dengan selang interval adalah $\Delta x, \Delta z, \Delta t^*$

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial x^2} &\approx \frac{\psi^*(x, z, t^*) - 2\psi^*(x - \Delta x, z, t^*) + \psi^*(x - 2\Delta x, z, t^*)}{\Delta x^2} \\ \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial z \partial t^*} &\approx \frac{\left\{ \begin{aligned} &\psi^*(x, z, t^*) - \psi^*(x, z - \Delta z, t^*) - \psi^*(x, z, t^* - \Delta t^*) + \\ &\psi^*(x, z - \Delta z, t^* - \Delta t^*) \end{aligned} \right\}}{\Delta z \Delta t^*} \end{aligned} \quad (2.23)$$

Sehingga persamaan (2.19) dapat dituliskan solusinya sebagai berikut

$$\psi^*(x, z, t^*) = \frac{\Delta z \Delta t^* \Delta x^2}{2\Delta z^2 - V\Delta z \Delta t^*} \left\{ \begin{array}{l} \frac{\psi^*(x, z - \Delta z, t^*)}{\Delta z \Delta t^*} + \frac{\psi^*(x, z, t^* - \Delta t^*)}{\Delta z \Delta t^*} \\ - \frac{V\psi^*(x - \Delta x, z, t^*)}{\Delta x^2} - \frac{\psi^*(x, z - \Delta z, t^* - \Delta t^*)}{\Delta z \Delta t^*} \\ + \frac{V\psi^*(x - 2\Delta x, z, t^*)}{2\Delta x^2} \end{array} \right\} \quad (2.23)$$

Persamaan ini menunjukkan hubungan antara enam elemen pada array terlihat pada gambar berikut.



2.16. Elemen pada migrasi finite difference (after sherif, 1985)

BAB III

PENGOLAHAN DATA SEISMIK

Pengolahan Data

Pengolahan data pada tugas akhir ini dilakukan dengan menggunakan *software* ProMax. Tujuan dilakukan pengolahan data seismik yaitu agar data hasil akuisisi yang masih berupa data shot-gather dapat diubah menjadi bentuk penampang seismik sehingga lebih mudah dilihat reflektornya atau dengan kata lain agar data tersebut dapat lebih mudah diinterpretasi. Secara mendasar proses pengolahan data seismik dibagi menjadi tiga hal yang mendasar :

1. Preprocessing
2. Processing
3. Migrasi

Dalam melakukan pengolahan data seismik penulis menggunakan model data seismik syntetik yaitu model marmousi dan model Salt Dome (Kubah Garam), dalam pengolahan data penulis menggunakan tiga macam metode yang ada pada proses migrasi yaitu : metode pergeseran fase (*Phase Shift*), metode Kirchhoff, metode beda hingga (*Finite Difference*).

3.1 Model Data Marmousi.

Model marmousi pertama kali dibuat konsorsium yang digelar oleh Institut Francis du Pe'trole (IFP) pada tahun 1988 (gambar 3.1). Data syntetik ini banyak digunakan oleh para peneliti di seluruh dunia dengan banyak tujuan oleh *geophysical*. Model ini merupakan model 2D akustik didaerah Angola. Pada penelitian kali ini penulis akan menghilangkan lapisan airnya sehingga dapat diasumsikan sebagai model yang diletakan di darat. Model ini merupakan model akustik yang mempunyai struktur geologi yang kompleks sehingga model ini banyak mempunyai reflektor, dan mempunyai perubahan (gradien) kecepatan yang sangat kuat baik secara lateral maupun vertikal.

Parameter akuisisi yang digunakan dalam survey ini sebagai berikut :

Area	: Marmousi
Sampling rate	: 4 ms
Jumlah cdp	: 240
Firs cdp	: 1899
Last cdp	: 2472
Fold coverage	: 96 fold
Min offset	: 200 m
Max offset	: 2575 m
Interval receiver	: 25 m

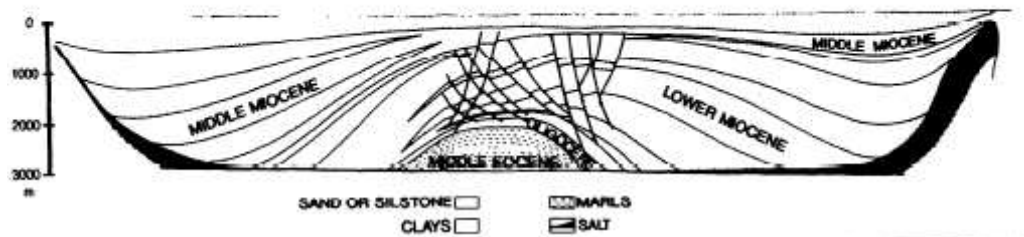
3.1.1 Tahap Preprosesing

Tahap preprosesing bertujuan untuk mengoreksi trace, sehingga trace yang kita miliki terbebas dari noise, Beberapa tahapan preprosesing adalah :

3.1.1.1 Loading data dan geometri data

Data yang dimasukkan dalam software ProMax harus dalam bentuk *SEG-Y*. Data yang telah dimasukkan dalam software ini kemudian disimpan pada *dataset* sebagai *output rawdata*. Output data akan digunakan sebagai *input data* pada proses selanjutnya.

Untuk mendefinisikan geometri survei yang kita lakukan, menggunakan *2D Land geometry Spreadsheet* yang bertujuan untuk mengetahui informasi lapangan, yang kemudian disesuaikan dengan informasi rawdata yang telah kita masukan sebelumnya, sehingga mempunyai data yang telah terdefinisi geometrinya dan akan disimpan dalam *output geometry*. Dalam geometri ini terdapat banyak sekali informasi yang perlu kita ketahui seperti cdp, source, channel, FFDI, dan lain-lain. Untuk menyesuaikan data yang ada pada geometri dapat kita gunakan perintah *inline header geom load*. Disini informasi geometri yang telah kita masukan sebelumnya akan disesuaikan dengan *rawdata* sehingga kita akan mendapatkan kumpulan data yang sudah mempunyai informasi geometri.



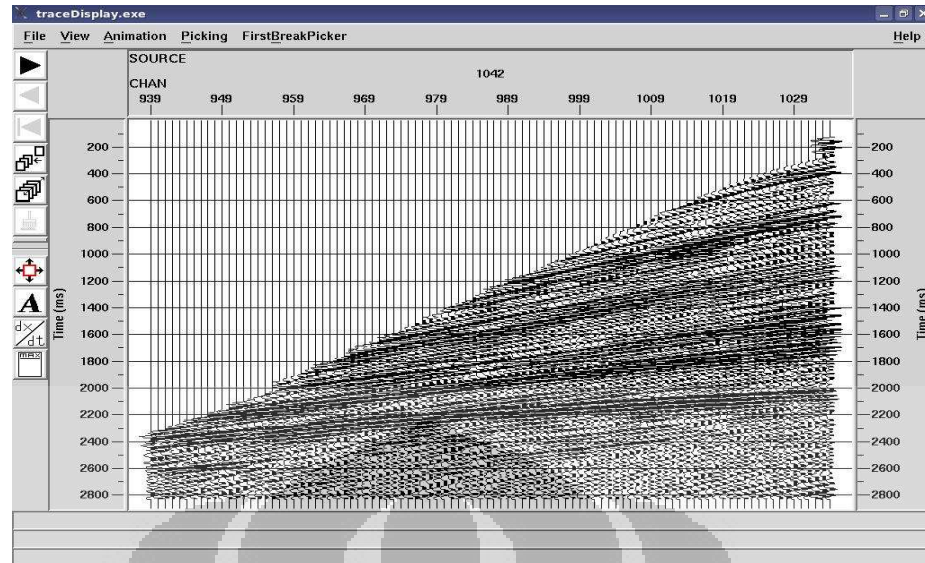
Gambar3.1: kondisi struuktur dari model marmousi (Leading Egde,setember 1994).

Berdasarkan gambar 3.1 memperlihatkan bahwa data model marmousi mempunyai struktur yang sangat kompleks. Dimana banyak sekali event – event patahan yang muncul. Dari akuisisi data terdapat 96 folt dan kedalamnya mencapai 3000 m, dengan minimum offset 200 m dan maksimum offset 2575 m. Jarak interval dari resever sekitar 25.m

3.1.1.2 True Amplitude Recovery

True amplitude recovery pada intinya bertujuan untuk memunculkan amplitudo-amplitudo gelombang seismik yang lemah setelah faktor penguatan oleh Amplifier diangkat dari dalamnya (gain removal). Pengangkatan faktor penguatan ini diperlukan dalam upaya mendapatkan amplitudo yang lebih representatif di daerah penyelidikan. Gain removal adalah proses membuang penguatan yang dilakukan oleh amplifier karena setelah penguatan dibuang sinyal-sinyal refleksi akan menjadi demikian lemah, maka penguatan amplifier ini digantikan oleh penguatan lain yang nilai-nilainya didapat dari experimental gain curve yang dianggap lebih cocok untuk daerah yang diselidiki.

Berikut ini hasil yang diperoleh pada proses TAR:



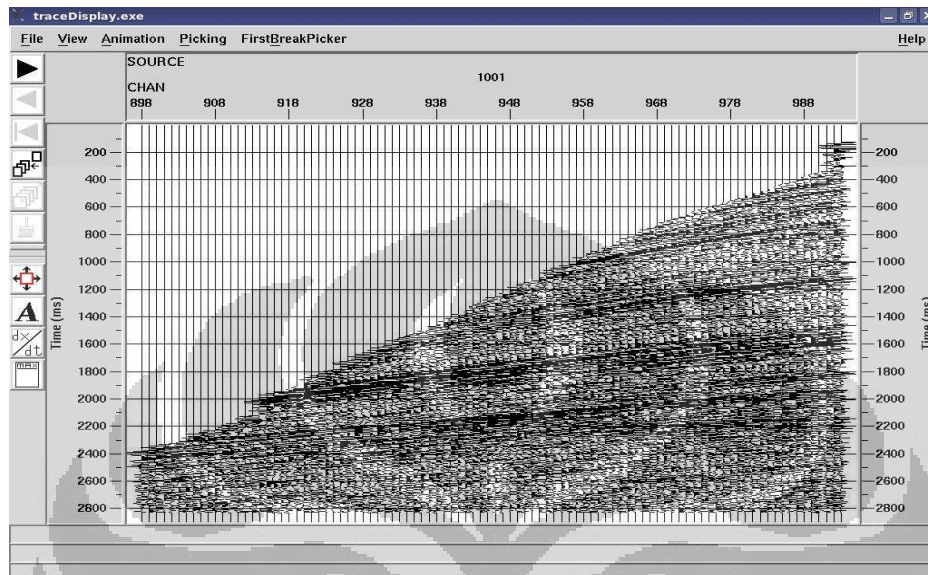
Gambar3.2: display hasil dari TAR

3.1.1.3 Dekonvolusi

Dekonvolusi merupakan salah satu cara untuk merekonstruksi fungsi refleksi dengan mengestraksi wavelet dari gelombang seismik hasil rekaman. Sinyal seismik yang direkam dapat dianggap sebagai konvolusi dari sinyal sumber dengan instrumen-instrumen, geophone dan respon bumi. Respon bumi meliputi beberapa efek yang tidak diinginkan, seperti gaung, atenuasi dan ghosting. Tujuan dari proses dekonvolusi adalah untuk mengembalikan bentuk output ideal seismogram, yang menyerupai deret koefisien refleksi bawah permukaan. Dekonvolusi yang biasa digunakan adalah *dekonvolusi spiking*. Selain itu dekonvolusi dapat digunakan untuk menghilangkan multiple periode pendek. Spiking dekonvolusi prinsipnya ditujukan untuk membentuk sinyal. Dalam keadaan khusus bila sinyal yang dibutuhkan berupa paku (spick) maka dekonvolusinya disebut spiking dekonvolusi.

Untuk melakukan proses dekonvolusi masukan data dapat diperoleh dari output proses sebelumnya yaitu *TAR* . Pada proses ini penulis menggunakan *dekonvolusi spiking* karena dekonvolusi ini biasa digunakan sebelum melakukan *stacking*. untuk melakukan dekon gate maka kita terlebih dahulu melakukan picking pada display *TAR*. Untuk picking-nya pilih menu *picking* kemudian *Pick*

Miscellaneous Time Gate, kemudian buat nama file-nya. Lalu kembali kita pick top gate dan bottom gate, sinyal yang berada di antara top dan bottom gate adalah sinyal yang akan mengalami dekonvolusi. Berikut adalah hasil yang diperoleh :



Gambar 3.3 : Display sesudah melakukan dekonvolusi spiking

3.1.2 Tahap Prosesing

Proses yang paling ditekankan pada tahap *processing* adalah menggunakan analisa kecepatan dengan baik. Tahapan yang utama pada tahap ini adalah:

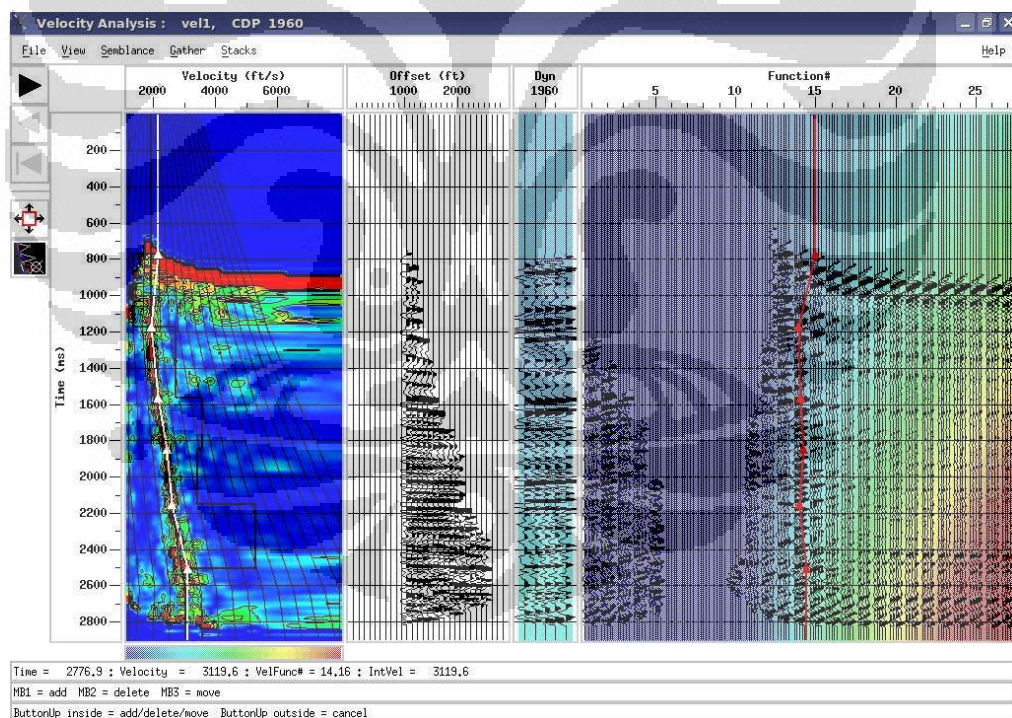
3.1.2.1 Analisa Kecepatan

Analisa kecepatan berguna untuk *QC (quality control)* atau cheking output hasil pengolahan data. Dalam melakukan analisa kecepatan, ada tiga kriteria yang harus dipegang dalam melakukan analisa kecepatan yaitu sebagai berikut :

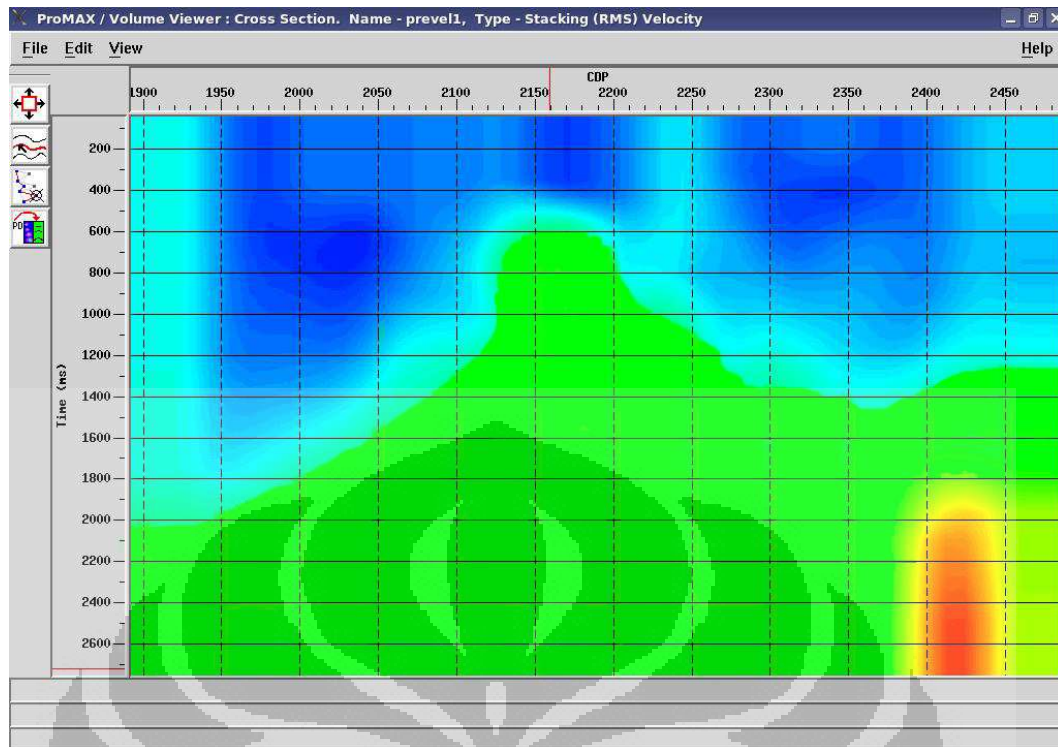
- Kecepatan RMS (V_{rms}) akan bertambah besar dengan bertambahnya waktu vertikal pada penampang seismik.
- Kecepatan akan bertambah besar dengan bertambahnya kedalaman
- Kecepatan bertambah dengan bertambahnya kekompakan batuan

Metode yang dipakai untuk melakukan analisa kecepatan adalah metode semblance. Dimana warna-warna (merah, hijau, biru, kuning) meninterpretasikan nilai dari semblance. Dimana semakin kekanan semakin kecil nilai semblance-nya. Selain itu juga menggunakan CDP gather. Dimana CDP gather terletak di sebelah semblance. CDP gather ini digunakan untuk melihat hasil piking yang kita lakukan. Apabila kita piking pada velocity yang tinggi maka akan CDP gather akan naik keatas (Upper Corrected, atau sebaliknya jika kita pilih kecepatan yang rendah maka CDP gather akan turun kebawah (under Corrected).

Selain menggunakan warna semblance dan CDP gather, kita juga menggunakan velocity horizontal (Constant Velocity Stack) yang berfungsi sebagai fungsi kecepatan. Dimana pada proses ini kita akan mempiking yang mempunyai garis horizontal, supaya menghasilkan data yang bagus.



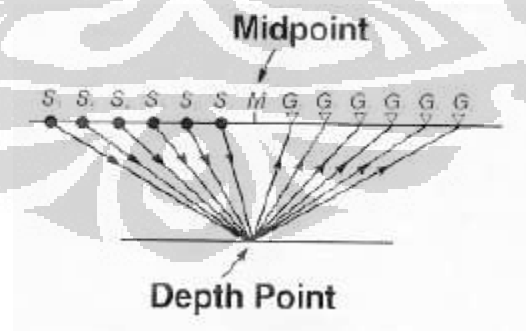
Gambar3.4 : piking analisa kecepatan



Gambar3.5 : quality control analisa kecepatan

3.1.2.2 Staking

Stacking merupakan penjumlahan trace-trace dari suatu CDP gather yang menghasilkan suatu komposit trace. Posisi ini dipermukaan adalah sama dengan titik tengah bersama antara sumber dan receiver

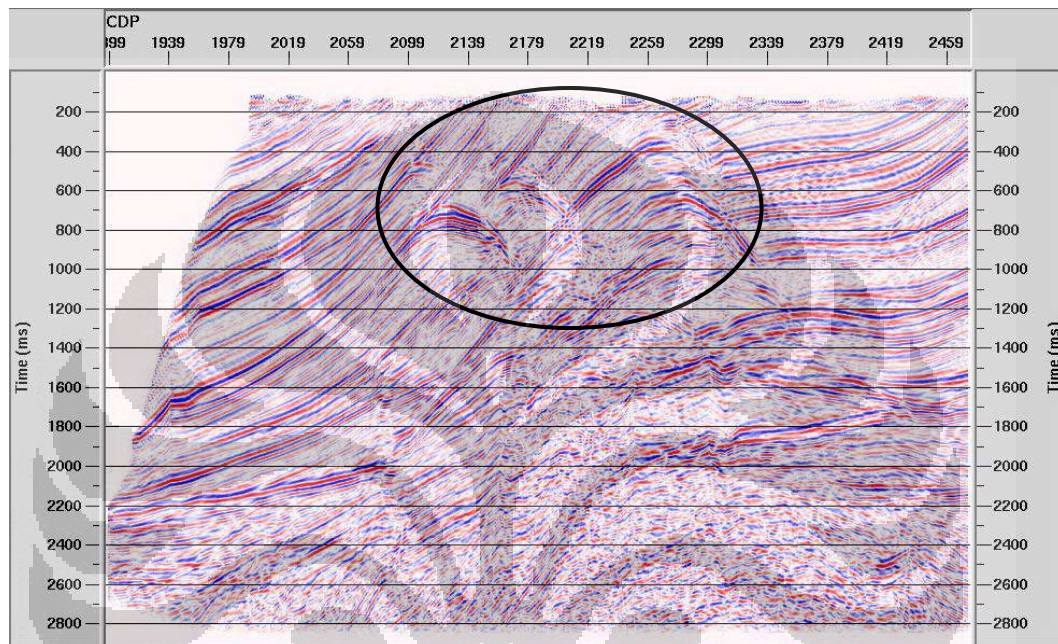


Gambar3.6 : konfigurasi common depth pont

Penjumlahan trace-trace dari CDP akan memperbaiki S/N rasio. Panambahan sinyal akan menaikkan S/N rasio dengan faktor \sqrt{N} , dimana N adalah jumlah fold dari trace-trace dalam CDP gather.

Sebelum melakukan stacking, trace-trace pada CDP harus melakukan koreksi terlebih dahulu terhadap perbedaan waktu yang disebabkan karena adanya perbedaan jarak sumber receiver. Koreksi ini disebut dengan *NMO correction* (*normal move out*), yang besarnya selain tergantung dengan jarak sumber receiver, tetapi tergantung juga terhadap kedalaman.

Berikut hasil yang diperoleh :



Gambar3.7 : Display stacking dan NMO

3.1.3 Migrasi

Migrasi dilakukan untuk memindahkan posisi reflektor yang terlihat pada rekaman data seismik menjadi posisi yang sebenarnya sesuai dengan posisi di bawah permukaan. Untuk struktur geologi yang memiliki kemiringan dan bentuk yang kompleks maka penampang yang terlihat pada data seismik tidaklah menggambarkan posisi penampang yang sebenarnya di bawah permukaan. Terlebih dengan kemampuan tertentu yang mampu menghasilkan efek difraksi maupun efek bowtie pada rekaman data seismik.

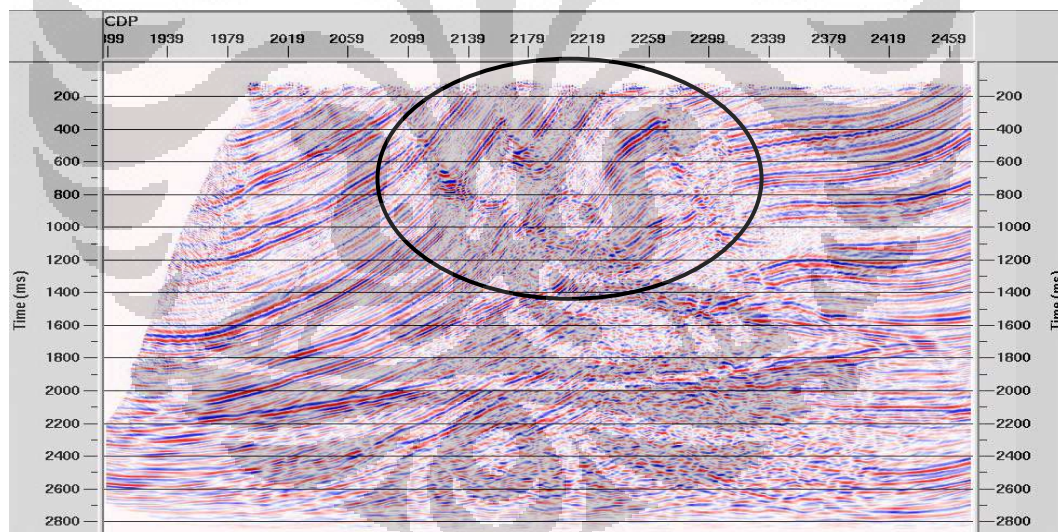
3.1.3.1 Metode Pergeseran Fase

Migrasi pergeseran fase adalah satu metode migrasi yang diperkenalkan oleh *Gazdag (1978)*. Migrasi ini akan lebih akurat jika menggunakan kemiringan diatas 90^0 dengan asumsi pendekatan tidak adanya perubahan (gradien) kecepatan secara lateral. Sehingga metode ini sangat baik digunakan untuk perubahan secara vertikal.

Berikut parameter yang digunakan dalam melakukan proses ini

- CDP minimum : 1899 m
- CDP maksimum : 2472 m
- CDP interval : 20 m
- frekuensi minimum : 0 Hz
- frekuensi maksimum : 80 Hz
- Migarsi dip : diatas 90^0

Hasil dari migrasi



Gambar3.8 : hasil dari migrasi pergeseran fase dalam domain waktu

3.1.3.2 Metode Kirchhoff

Metode migrasi kirchhoff sangat populer digunakan dalam melakukan pencitraan seismik. Hal ini dikarenakan kemampuan metode ini dalam memproses suatu target tertentu yang terdapat di dalam suatu data. Keuntungan lainnya dari metode ini adalah metode ini dapat mengatasi jarak trace yang tidak tetap pada data

seismik. Namun demikian metode ini juga mempunyai kelemahan berupa ketidakmampuan untuk mencitrakan secara akurat ketika terdapat struktur kecepatan yang kompleks, namun lebih disebabkan oleh aproksimasi yang kerap digunakan dalam mempretasikan.

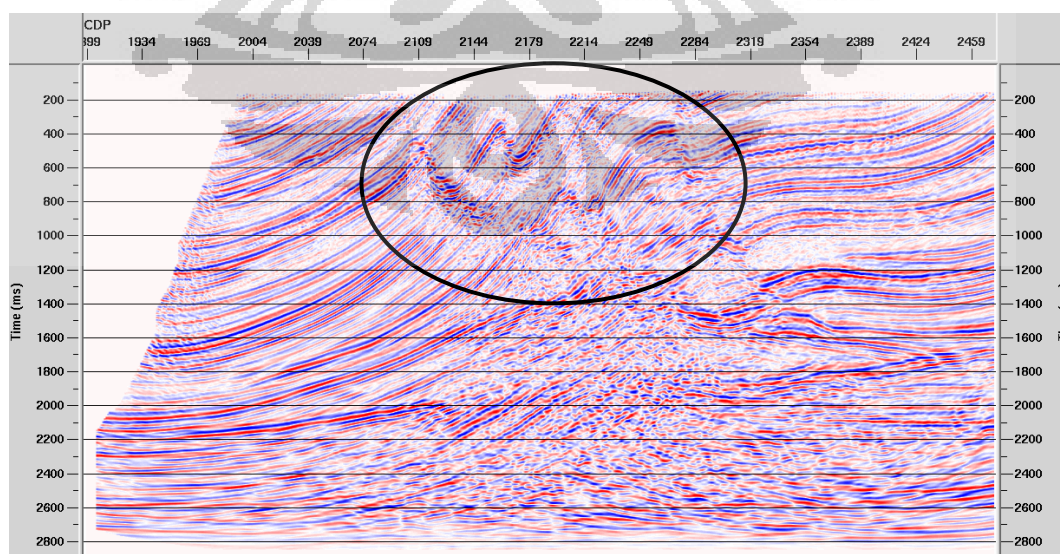
Migrasi ini dilakukan setelah kita melakukan NMO stack. Dalam melakukan migrasi kita memerlukan suatu model kecepatan yang digunakan untuk proses lebih lanjut. Model Kecepatan yang digunakan pada migrasi ini adalah model kecepatan V_{rms} .

Model kecepatan yang digunakan pada migrasi kirchhoff dapat diperoleh dari salah satu tahap di dalam pengolahan data seismik, yaitu *velocity analysis*. Salah satu bagian dari *velocity analysis* adalah melakukan *picking velocity*. Sehingga kita dapat memperoleh kecepatan bawah permukaan pada daerah tersebut yang selanjutnya akan digunakan untuk mengkoreksi titik pada hiperbola

Parameter yang digunakan adalah :

- CDP Interval : 20 m
- Migration aperture : 1500
- Maximum dip to migrate : 180° (kemiringan maksimum yang akan dimigrasi)

Kemudian kita jalan kan programnya :



Gambar 3.9: hasil migrasi waktu setelah stack dengan metode kirchhoff

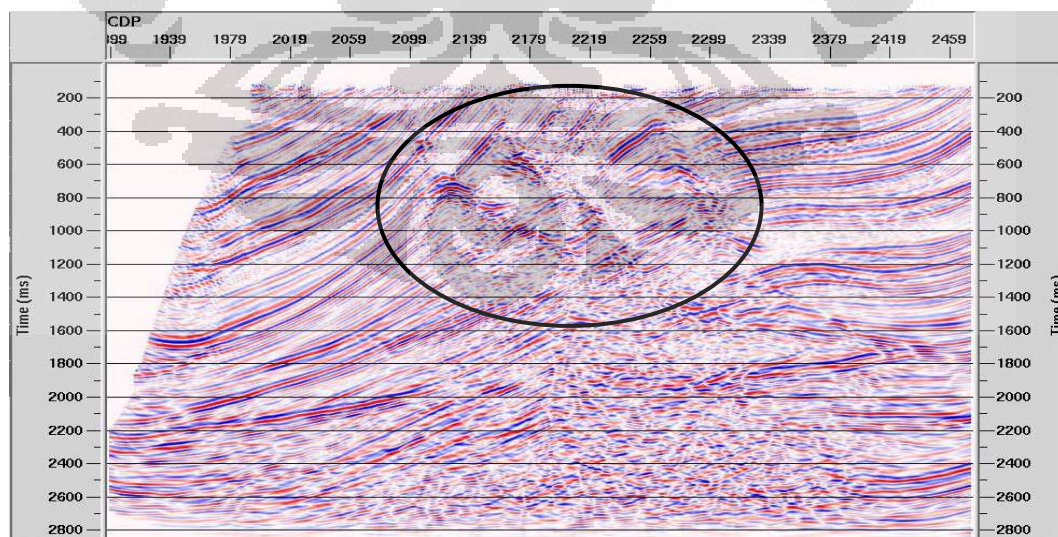
3.1.3.3 Migrasi Finite Difference

Metode ini merupakan salah satu Metode yang banyak digunakan pada eksplorasi seismik dan pemodelan pergerakan bumi/gempa bumi (*Moczo et al., 2004*). Metode ini memiliki kelebihan relatif akurat, dapat menyelesaikan model yang kompleks.

Pada saat melakukan proses finite difference diperlukan suatu model kecepatan interval. Hal ini diperlukan karena metode ini menggunakan model kecepatan secara vertikal, sehingga metode finite difference sangat bagus dalam menggambarkan model pencitraan seismik secara vertikal dan lateral.

Parameter yang digunakan :

- CDP minimum : 1899 m
- CDP maksimum : 2472 m
- CDP interval : 20 m
- frekuensi maksimum : 70 Hz
- time step : 10 ms



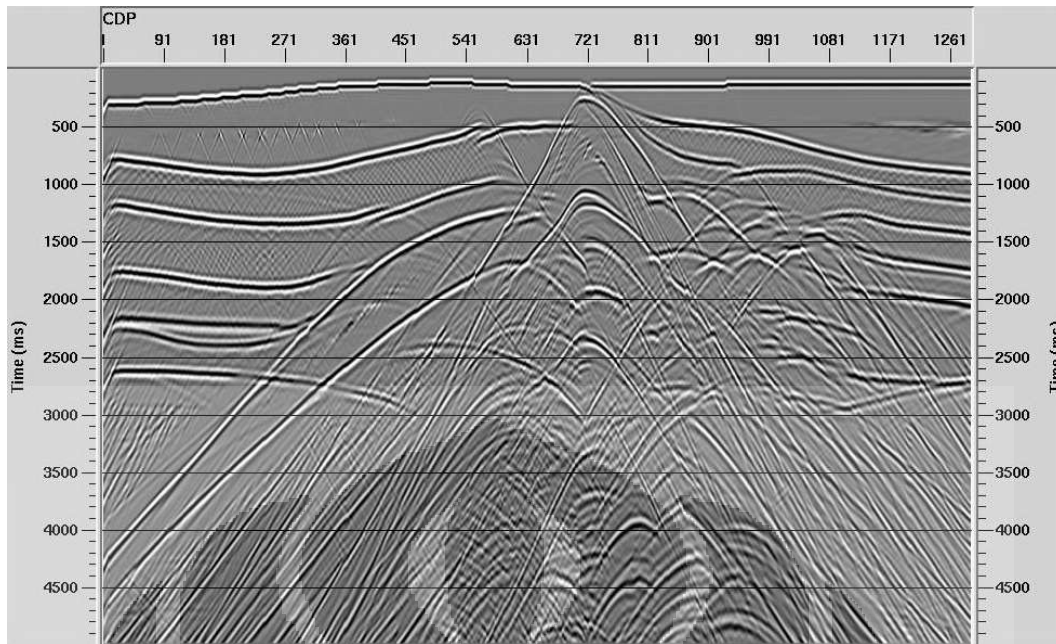
Gambar3.10 : hasil migrasi waktu setelah stack dengan metode Finite Difference

3.2 Model Data Seismik Salt Dome (kubah garam)

Model *salt dome* (kubah garam) merupakan model yang mempunyai struktur geologi kompleks dan model kecepatan yang lebih bervariasi baik secara lateral dan vertikal. Model kecepatan dan data seismik *zero-offset* diambil dari SEG/EAGE *Salt Model*. Hasil rekaman seismik untuk model *salt dome* (kubah garam) ditunjukkan oleh gambar 3.11.

Data seismik yang didapat memiliki parameter sebagai berikut: *Time sampling* yang digunakan 8 ms, jumlah *time sampling* 626, sehingga lama rekaman seismik 5 detik. Jumlah *trace* atau *midpoint* 1290 dengan jarak antar *trace* 40 m, sehingga panjang penampang seismik 51600 m.

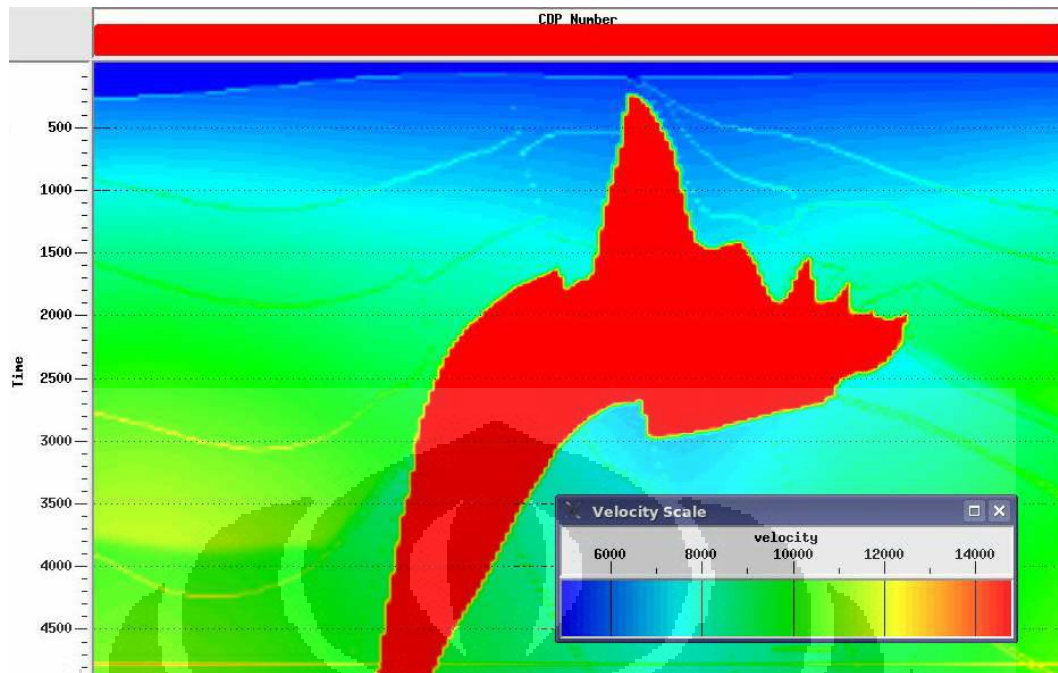
Data seismik yang didapat tidak memperlihatkan struktur geologi *salt dome* secara langsung, hanya terlihat puncak dari antiklin pada sekitar *trace* ke 721 yang diduga merupakan puncak dari *salt dome*. Data seismik juga memperlihatkan difraksi yang sangat banyak dan rumit terutama terdapat pada sisi sebelah kanan *salt dome* yaitu pada *trace* 800-1100 dengan kedalaman waktu 1-2 detik.



Gambar3.11 : Model salt dome yang sudah di stacking

3.2.1 Model Kecepatan Salt Dome

Model kecepatan salt dome ditunjukkan oleh gambar 3.12, terlihat bahwa model data seismik salt dome mempunyai variasi model kecepatan yang sangat kompleks. Pada gambar staking memperlihatkan bahwa diperkirakan bahwa titik puncaknya terletak pada cdp 721 dimana kedalaman pada model ini sekitar 5 detik (5000 ms). Kecepatan yang terkecil sekitar 5000 m/s dan kecepatan yang terbesar sekitar 14000 m/s lebih. Sedangkan pada daerah salt dome ditunjukkan pada kecepatan 14000 m/s lebih tinggi dibandingkan dengan daerah sekitarnya. Model kecepatan ini akan digunakan untuk melakukan migrasi untuk metode kirchhoff, metode finite difference dan metode pergeseran phase.

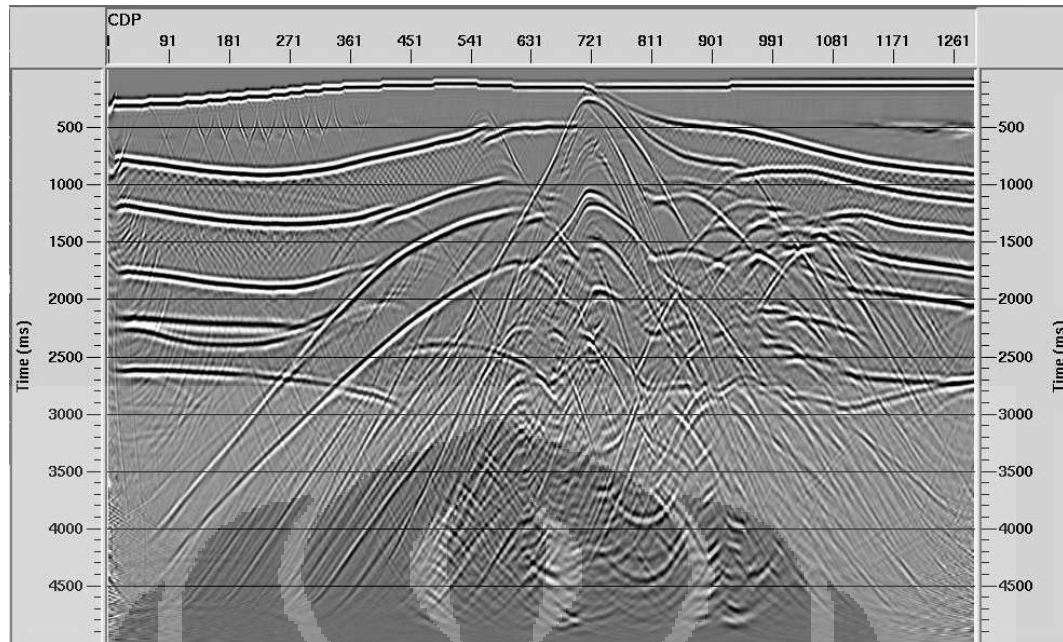


Gambar 3.12: model kecepatan data seismik salt dome

3.2.2 Metode Pergeseran Fase.

Migrasi ini menggunakan model kecepatan interval. Metode ini sangat baik untuk menangani perubahan kecepatan secara vertikal, berbeda dengan migrasi metode kirchhoff yang hanya bisa menangani perubahan kecepatan secara lateral. Pada saat kemiringan yang digunakan diatas 90^0 metode ini menggambarkan pencitraan penampang seismik dengan baik.

- Minimum CDP to migration : 1 (CDP awal) m
- Maximum CDP to migration : 1290 (CDP maksimal) m
- CDP interval : 110 m
- Frekuensi minimum untuk migrasi: 0 Hz
- Frekuensi maksimum untuk migrasi :80 (batas maksimal untuk melakukan migrasi)
- kemiringan untuk migrasi : diatas 90^0
- Persentasi Kecepatan : 60 %

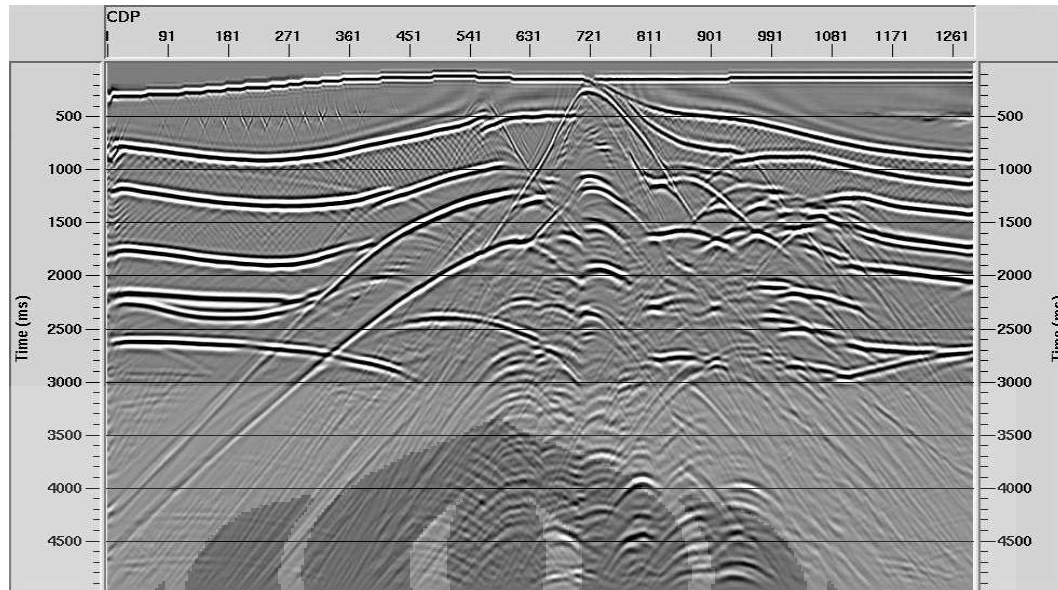


Gambar3.13 : Hasil migrasi pergeseran fase.

3.2.3 Migrasi Metode Kirchhoff

Karena model yang ditunjukkan pada gambar 3.12 adalah model kecepatan RMS, sehingga dari model kecepatan ini dapat kita gunakan dalam melakukan migrasi dengan metode kirchhof. Parameter yang digunakan pada metode ini adalah :

- CDP minimum : 1 m
- CDP maksimum : 1290 m
- CDP Interval : 110 m
- frekuensi maksimum : 80 Hz
- maksimum dip : 90°
- Migrasi aperture : 1000



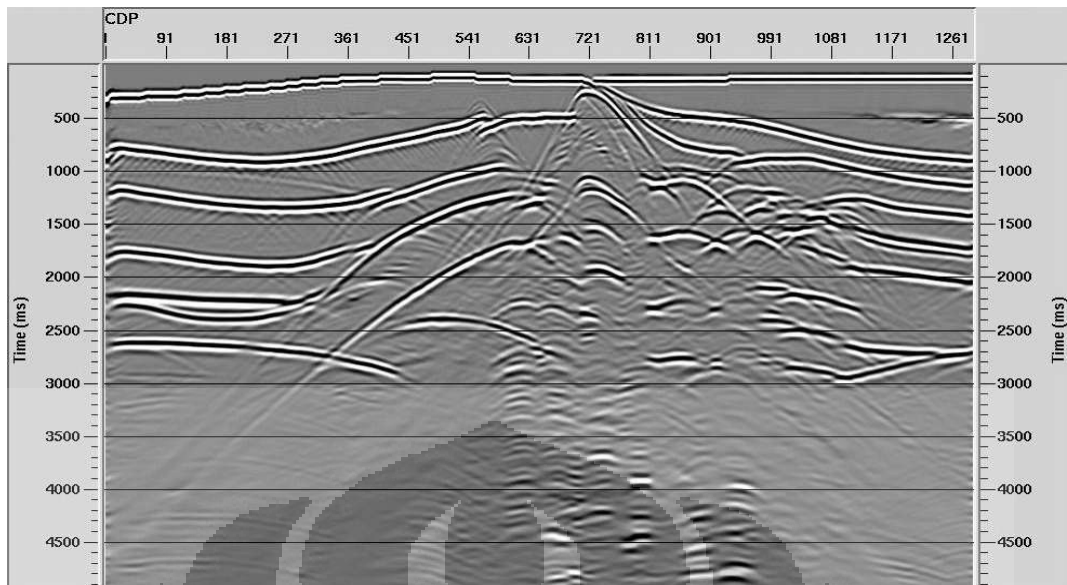
Gambar3.14 : hasil migrasi kirchhoff dalam domain waktu

3.2.4 Migrasi Metode Finite Difference

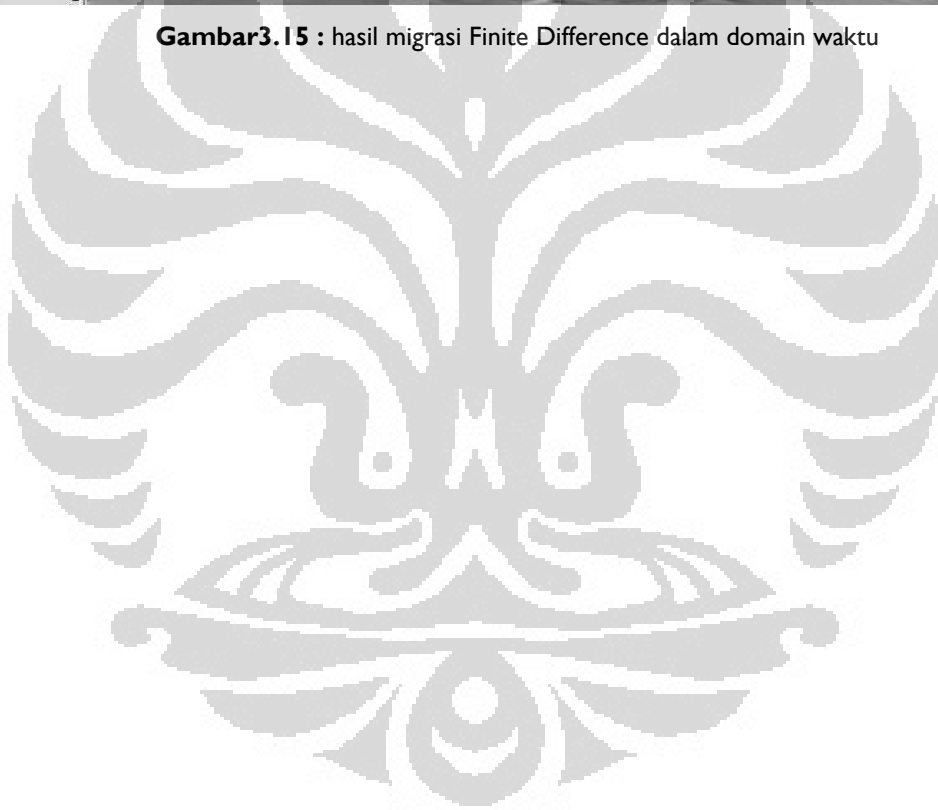
Dalam metode ini model kecepatan yang diperlukan dalam bentuk kecepatan interval. Kecepatan interval ini didapatkan dari hasil konversi dari kecepatan RMS. Keunggulan metode beda hingga ialah dapat menangani perubahan kecepatan baik secara lateral maupun vertikal.

Parameter yang digunakan adalah :

- CDP interval : 110 m
- Maksimum Frekuensi : 50 Hz
- Time step for migration : 20 m



Gambar3.15 : hasil migrasi Finite Difference dalam domain waktu



BAB IV

ANALISIS

4.1 Model Marmousi

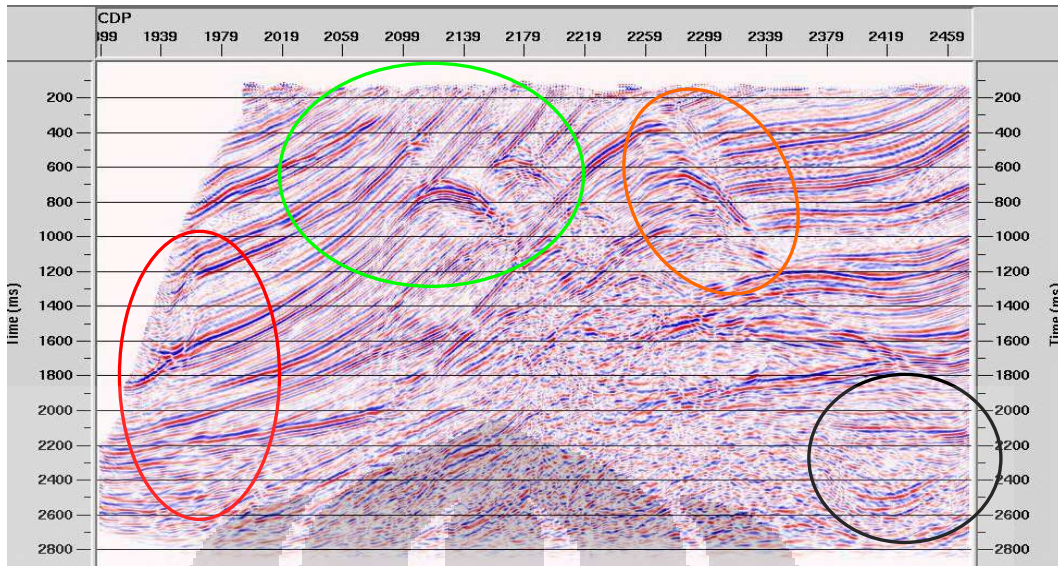
4.1.1 Migrasi Metode Pergeseran Fase

Migrasi Pergeseran Fase sangat akurat dilakukan dengan kemiringan diatas 90^0 dengan asumsi tidaknya perubahan kecepatan secara lateral. Teknik yang digunakan dalam melakukan migrasi pergeseran waktu adalah dalam domain waktu dengan menggunakan kecepatan RMS tunggal ($V_{rms}(t)$) atau kecepatan interval ($V_{int}(t)$), sehingga metode ini sangat baik dalam mencitrakan seismik secara vertikal.

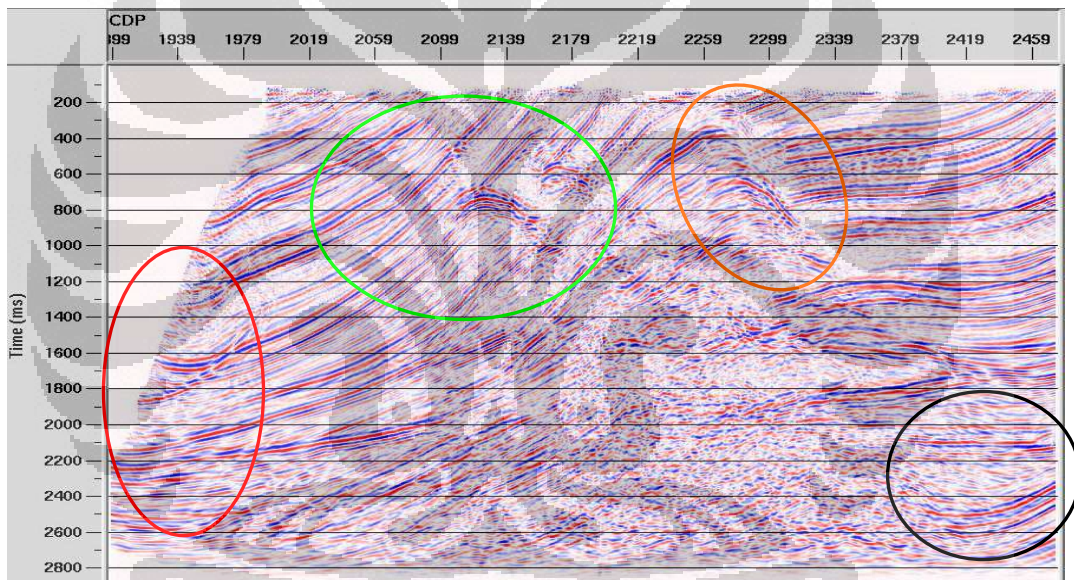
Paremeter yang digunakan adalah sebagi berikut

- CDP minimum : 1899 m
- CDP maksimum : 2472 m
- CDP interval : 20 m
- frekuensi minimum : 0 Hz
- frekuensi maksimum : 80 Hz
- Migarsi dip : diatas 90^0

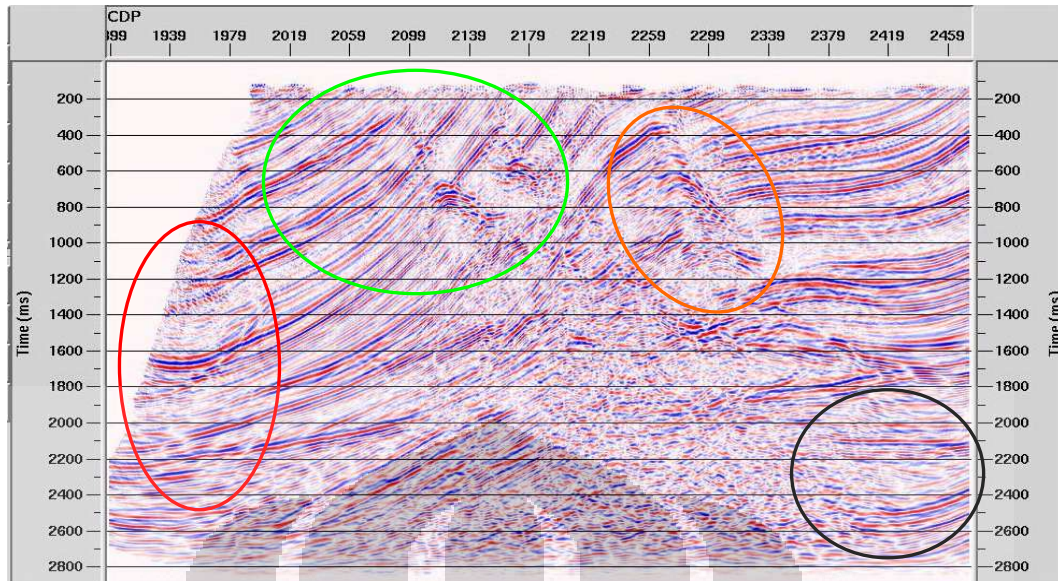
Pada penelitian ini penulis ingin menganalisa pengaruh persentasi kecepatan yang digunakan pada saat melakukan migrasi pergeseran fase. Persentasi yang digunakan adalah 50%, 80%, 100%, dan 130%. Berikut adalah hasil yang diperoleh dalam melakukan migrasi karena adanya perbedaan persentasi kecepatan:



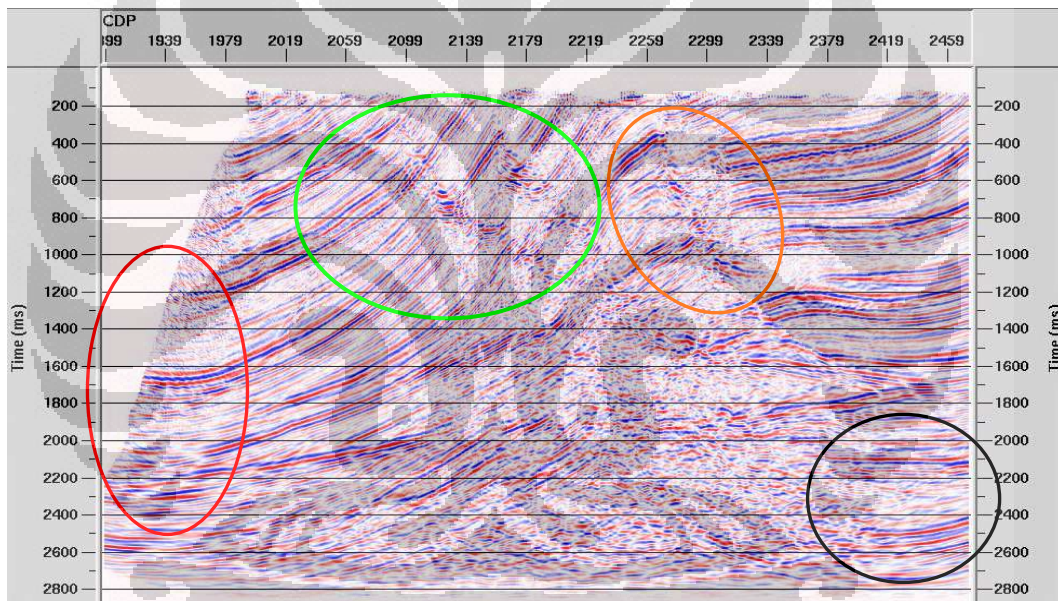
(a)



(b)



(c)



(d)

Gambar 4.1: hasil migrasi pergeseran fase dalam domain waktu dengan adanya perbedaan persentasi kecepatan.a. 50% b. 80%, c. 100% dan d. 130%

Pada gambar diatas (gambar 4.1) memperlihatkan hasil dari migrasi yang menggunakan metode pergeseran phase dengan memperhatikan perbedaan persentasi kecepatan. Pada time 1200-2400 ms dan pada cdp 1939-1979 menunjukkan bahwa pada saat menggunakan persentasi kecepatan yang besar gambar 4.1d yang menunjukkan event (pada persentasi kecil) akan mengalami pemudaran sehingga gambar menunjukkan lebih rata (smoot). Begitu juga jika

diperhatikan pada cdp 2019 – 2179, dimana event berupa puncak yang bersambung dengan puncak yang lain mulai kelihatan dengan menggunakan persentasi yang optimal. Hal ini menunjukkan bahwa pada puncak tersebut terdapat event berupa patahan.

Untuk cdp 2259-2339 menunjukkan bahwa pada cdp tersebut terdapat sebuah patahan, hal ini ditandai dengan adanya turunan dari sebuah puncak yang sangat curam (gambar 4.1d). sehingga dapat diambil kesimpulan bahwa dengan menggunakan persentasi kecepatan yang optimal maka pencitraan yang menunjukkan suatu event tertentu akan mulai bermunculan.

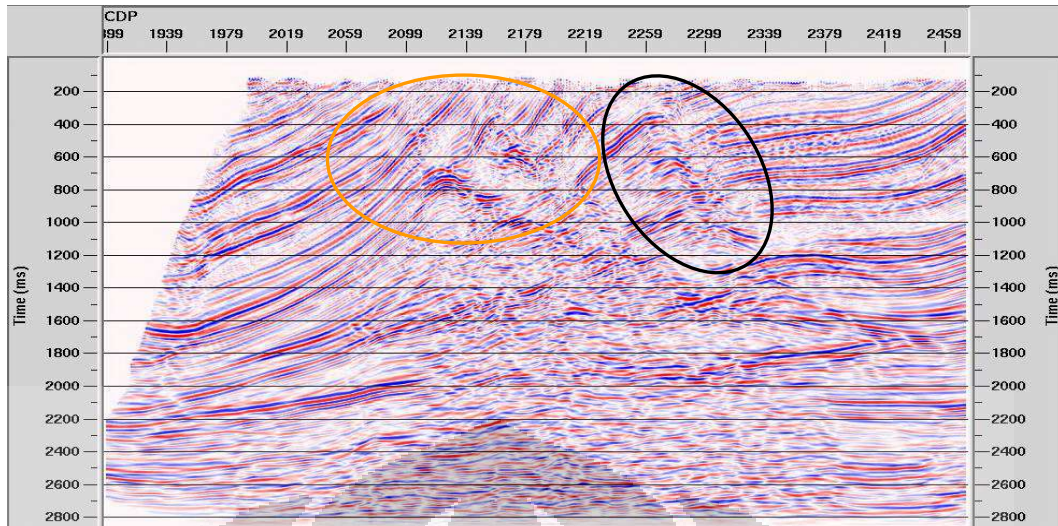
4.1.2 Migrasi Metode Kirchhoff

Metode migrasi kirchoff sangat populer digunakan dalam melakukan pencitraan seismik. Hal ini dikarenakan kemampuan metode ini dalam memproses suatu target tertentu yang terdapat di dalam suatu data. Metode ini ditemukan oleh *schneide* (1978), untuk menyelesaikan persamaan gelombang skalar. Metode ini biasanya digunakan dalam domain waktu dan domain kedalaman, tetapi pada penelitian kali ini penulis bataskan dalam domain waktu saja. Migrasi kirchoff digunakan untuk menganalisis kecepatan secara lateral dan kecepatan RMS (V_{rms}) sementara, biasanya diasumsikan sebagai medium yang homogen.

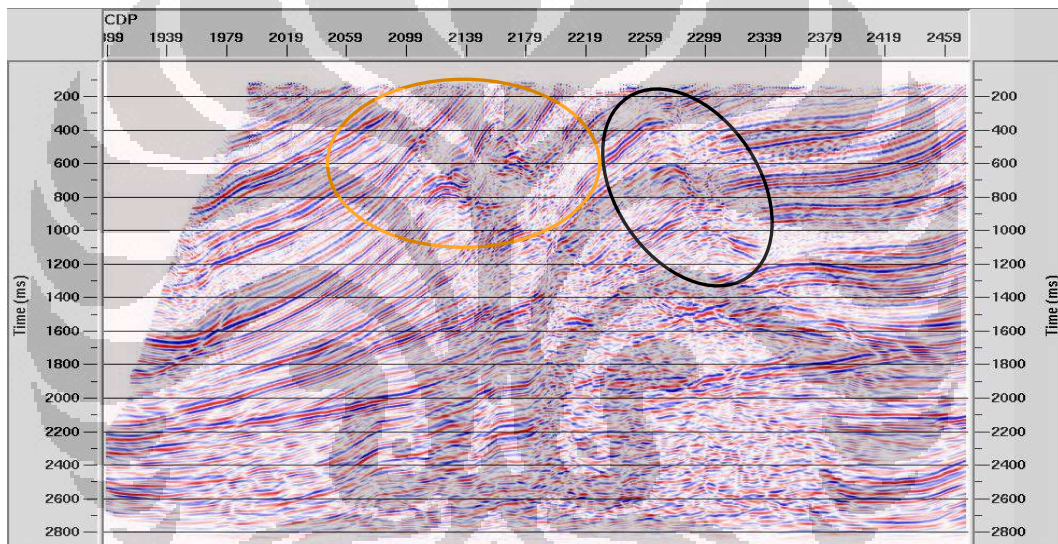
Paremeter yang digunakan dalam proses ini adalah :

- CDP minimum : 1899 m
- CDP maksimum : 2472 m
- CDP Interval : 20 m
- frekuensi maksimum : 80 Hz
- maksimum dip : 90

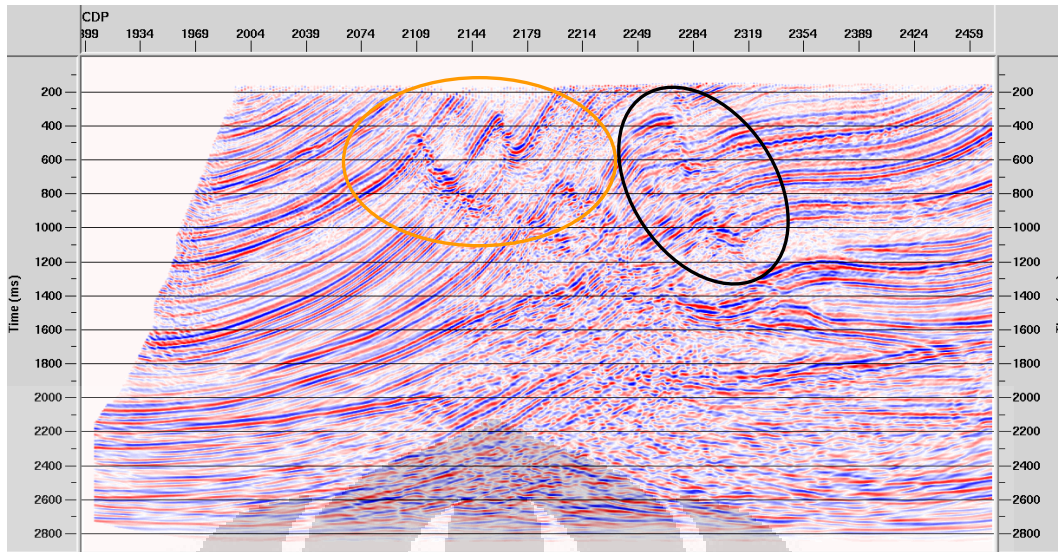
Pada penelitian berikut ingin memperlihatkan pengaruh dari migrasi aperture yang mempengaruhi dari hasil migrasi. Secara teori apabila menggunakan aperture secara optimal, maka mendapatkan hasil yang lebih bagus. Pada penelitian kali ini menggunakan aperture sebesar 500, 1000, 1500, dan 3000. berikut hasil yang diperoleh :



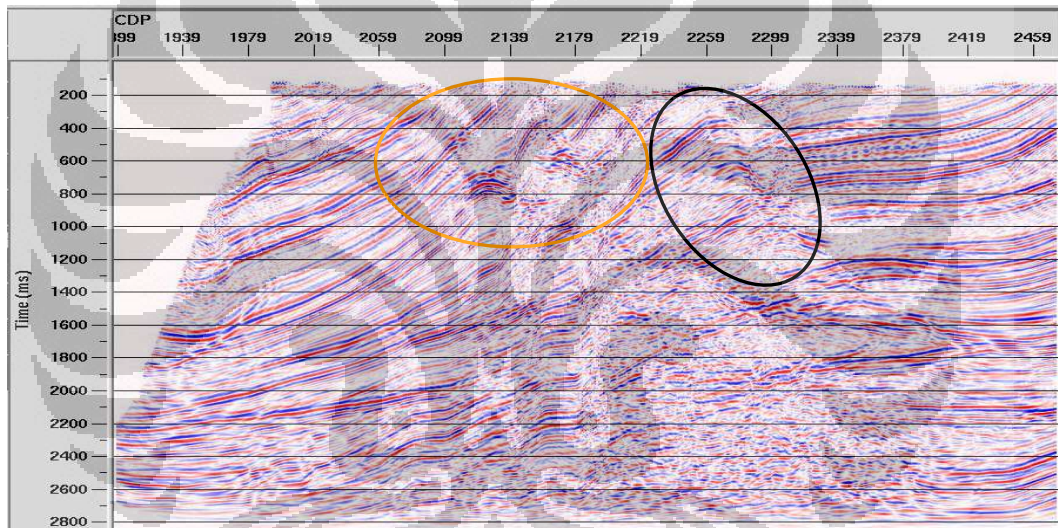
(a)



(b)



(c)



(d)

Gambar 4.2 : hasil migrasi kirchhoff dalam domain waktu dengan menggunakan adanya perbedaan migrasi aperture a. 500, b. 1000, c. 1500. d. 3000

Gambar 4.2 menunjukkan bahwa migrasi aperture sangat penting dalam melakukan migrasi kirchhoff dalam domain time. Migrasi aperture menunjukkan hubungannya dengan noise yang ditimbulkan. Jika diamati bahwa dengan menggunakan migrasi aperture sebesar 1500 (gambar 4.2c), menggambarkan pencitraan yang cukup jelas dibandingkan dengan yang lain (gambar 4.2 a,b,d). Pada gambar tersebut (cdp 2074-2219) memperlihatkan adanya lekukan yang sangat jelas yang menghubungkan dari puncak ke puncak. Hal ini menunjukkan bahwa migrasi

aperture yang optimal terdapat pada aperture 1500. karena migrasi aperture menghubungkan dengan noise yang ditimbulkan, sehingga semakin kita menggunakan aperture yang optimal maka akan menghasilkan pencitraan yang lebih jelas.

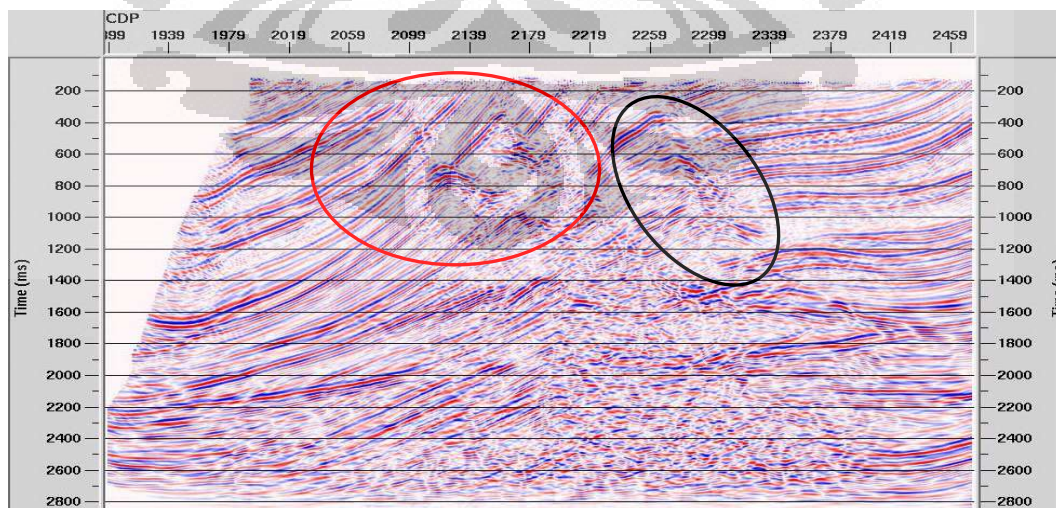
4.1.3 Migrasi Metode Finite Difference (beda hingga)

Metode ini biasanya digunakan dalam domain waktu dan domain kedalaman, tapi pada penelitian ini dibatasi pada domain waktu. Penyelesaian persamaan gelombang pada *finite difference* dapat diselesaikan dengan *explicit*. Pada skema *explicit*, fungsi ruang dan waktu dapat dihitung hanya dari fungsi ruang dan waktu sebelumnya.

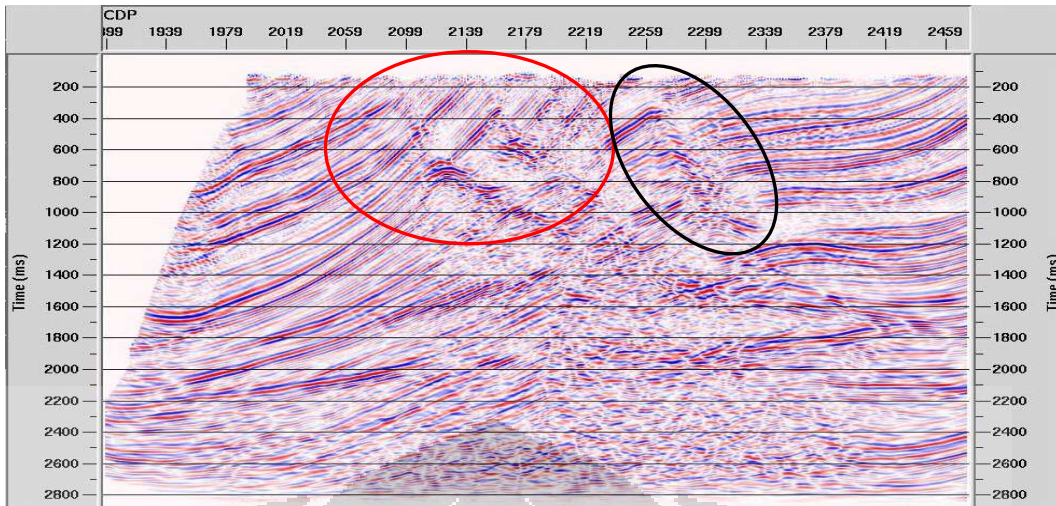
Berikut adalah parameter yang digunakan :

- CDP minimum : 1899 m
- CDP maksimum : 2472 m
- CDP interval : 20 m
- frekuensi maksimum : 70 Hz

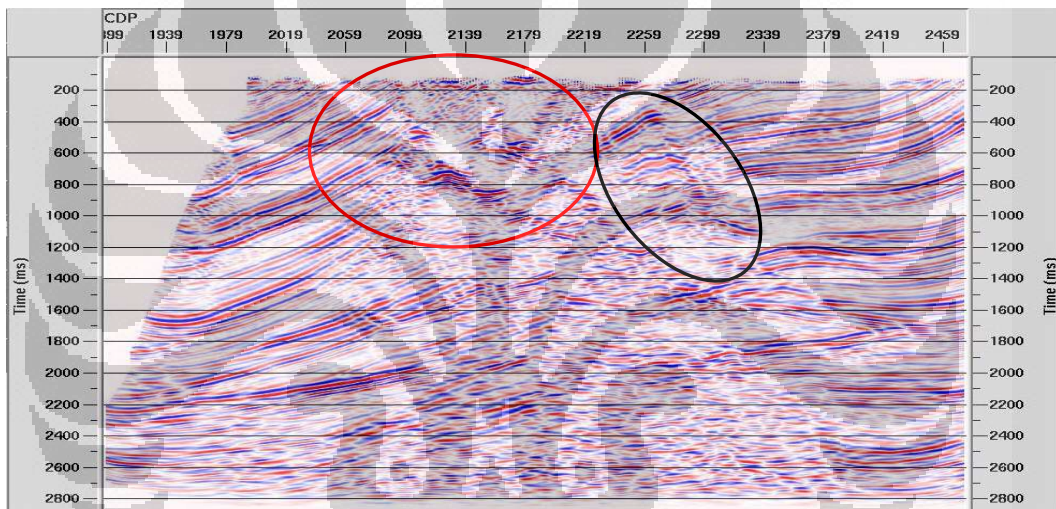
Parameter yang akan penulis analisis adalah *Time step* untuk melakukan migrasi. *Time step* yang digunakan adalah 4ms, 10ms, 20 ms, 40 ms. Berikut adalah hasil yang diperoleh dari migrasi :



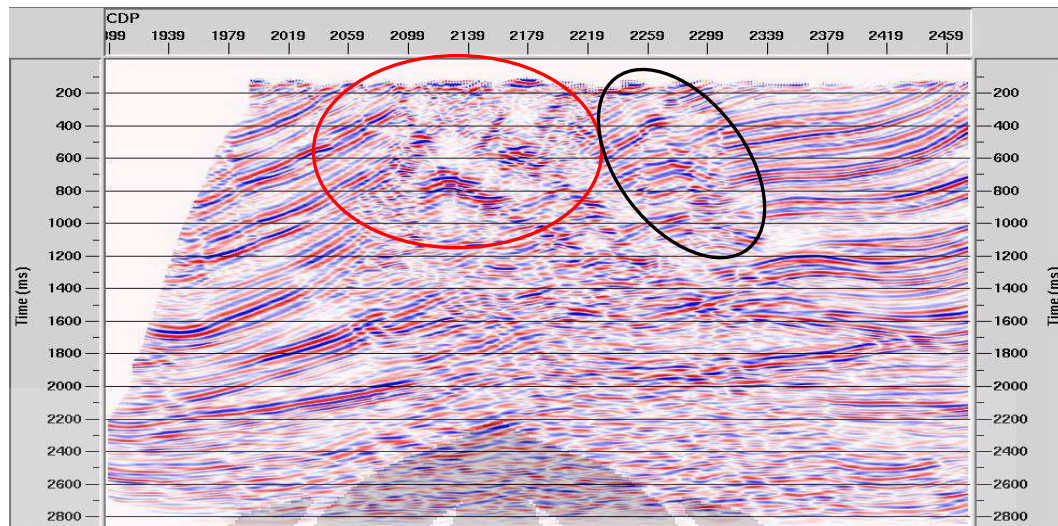
(a)



(b)



(c)



(d)

Gambar 4.3 : hasil migrasi finite difference dalam waktu dengan perbedaan time step a. 4 ms b. 10ms, c. 20ms, d. 40 ms

Time step digunakan untuk memusatkan energy difraksi hyperbola. pada saat menggunakan time step antara 20-40 ms menggambarkan dengan pencitraan yang sudah mulai memudar pada eventnya, mungkin hal ini di sebabkan dengan energi difraksi hyperbola sudah mulai melemah. Jadi untuk proses migrasi lebih baik menggunakan dengan migrasi yang kurang dari 20 ms.

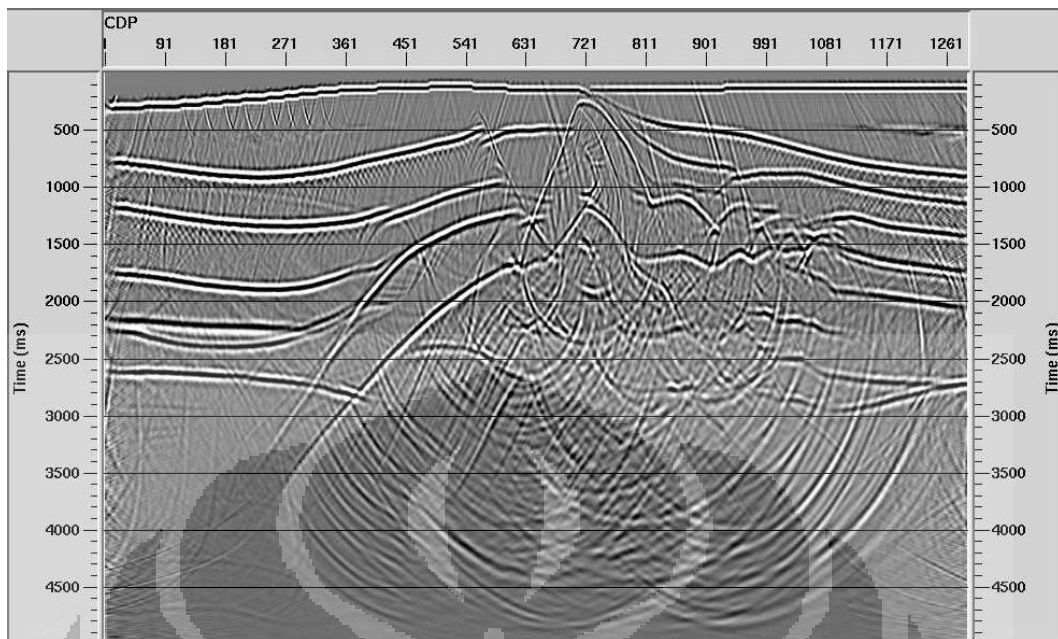
4.2 Model salt Dome (Kubah Garam)

4.2.1 Migrasi Metode Pergeseran Fase

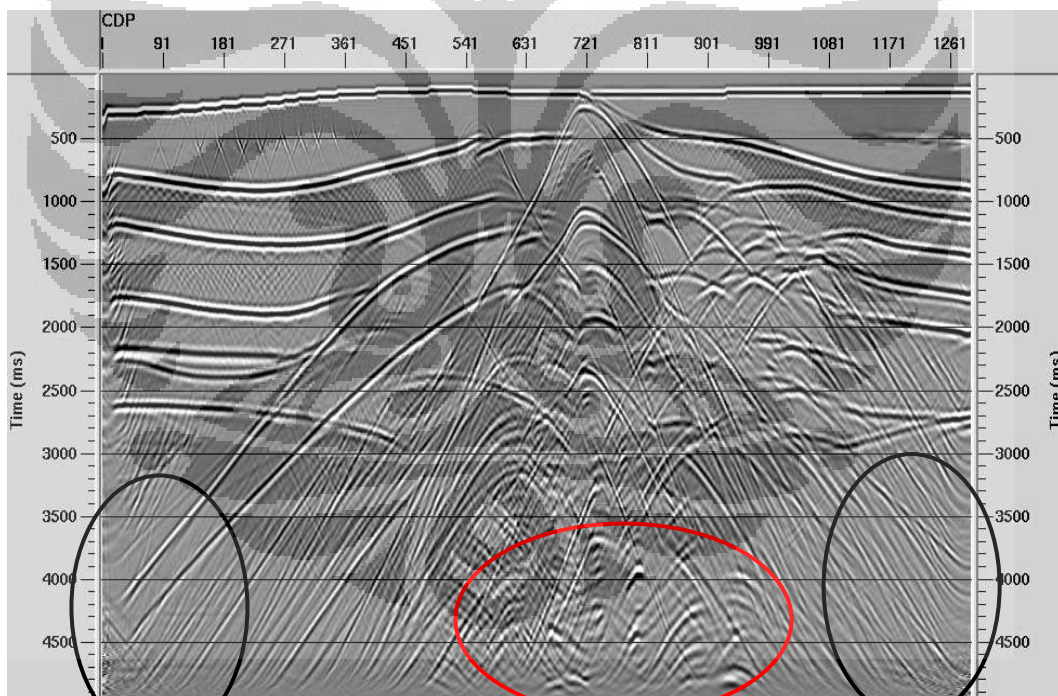
Sama dengan model sebelumnya (model marmousi) dimana penulis ingin melihat pengaruh persentasi kecepatan pada model ini. Parameter yang digunakan adalah sebagai berikut :

- CDP minimum : 1 m
- CDP maksimum : 1290 m
- CDP interval : 150 m
- frekuensi minimum : 0 Hz
- frekuensi maksimum : 80 Hz
- Migarsi dip : diatas 90^0

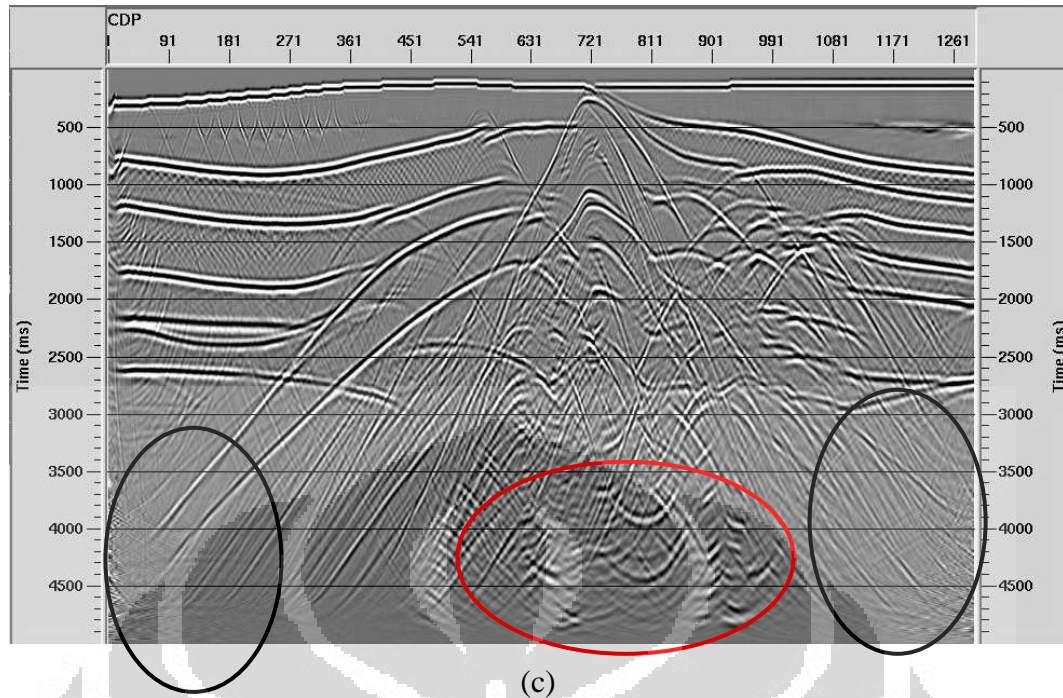
Berikut hasil dari hasil migrasinya



(a)



(b)



(c)
Gambar 4.4: hasil migrasi pergeseran fase dengan persentasi kecepatan a. 30%, b. 60% dan c. 90%

Pada gambar 4.4 merupakan hasil dari migrasi dengan membedakan persentasi kecepatan. Gambar 4.4a memperlihatkan bahwa ketika kita melakukan migrasi dengan persentasi sebesar 30%, pencitraan dari penampang seismik terlihat tidak terlalu bagus dikarenakan masih terdapat efek dari difraksi yang begitu jelas. Ketika melakukan migrasi lebih lanjut dengan persentasi kecepatan sebesar 60% (gambar 4.4b), terlihat bahwa migrasi yang dihasilkan memperlihatkan efek difraksi yang mulai memudar, begitu juga apabila kita melakukan migrasi dengan persentasi kecepatan sebesar 90% efek dari difraksi mulai menghilang. Sehingga dapat diambil kesimpulan ketika kita menggunakan persentasi yang optimal maka efek difraksi yang timbul sudah mulai mengalami smooting (rata).

4.2.2 Migrasi Metode Kirchhoff

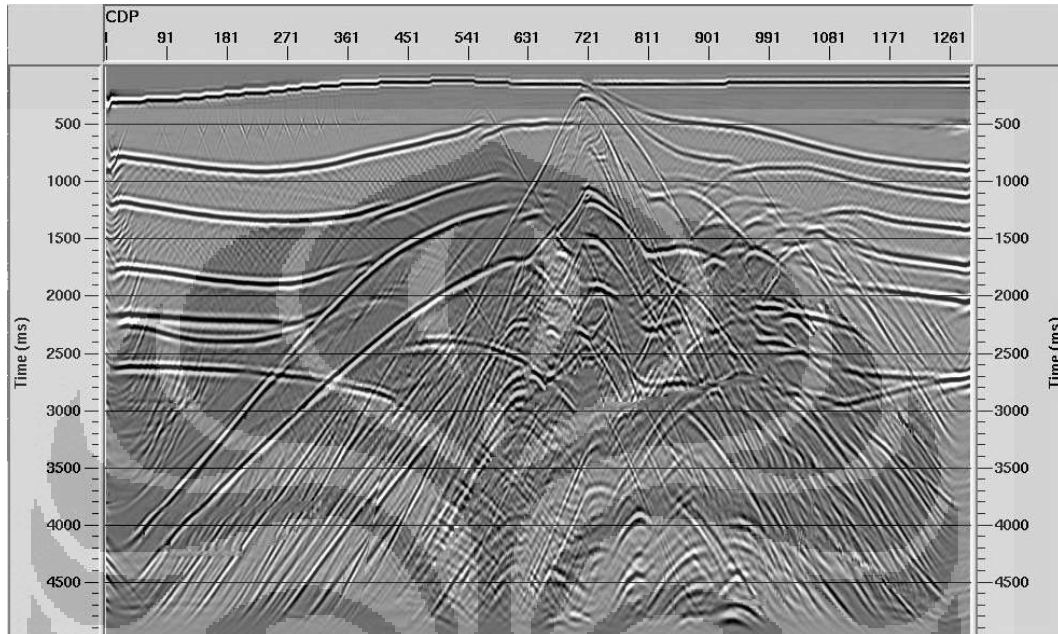
Pada Metode ini akan menganalisis dengan membedakan migrasi apeturenya.

Berikut adalah parameter yang digunakan :

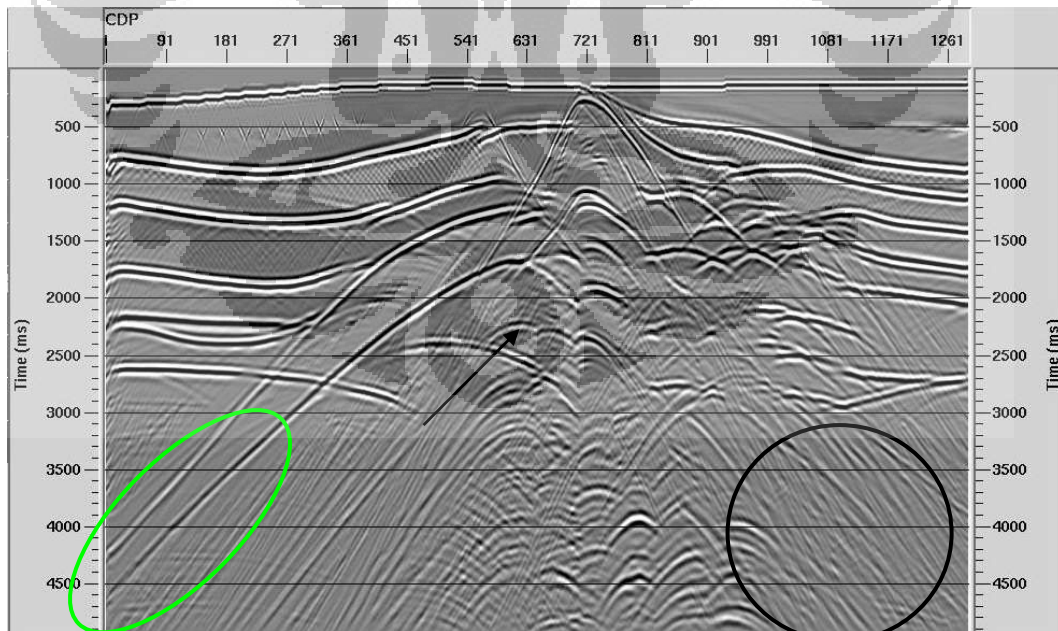
- CDP minimum : 1
- CDP maksimum : 1290

- CDP Interval : 110
- frekuensi maksimum : 80
- maksimum dip : 90

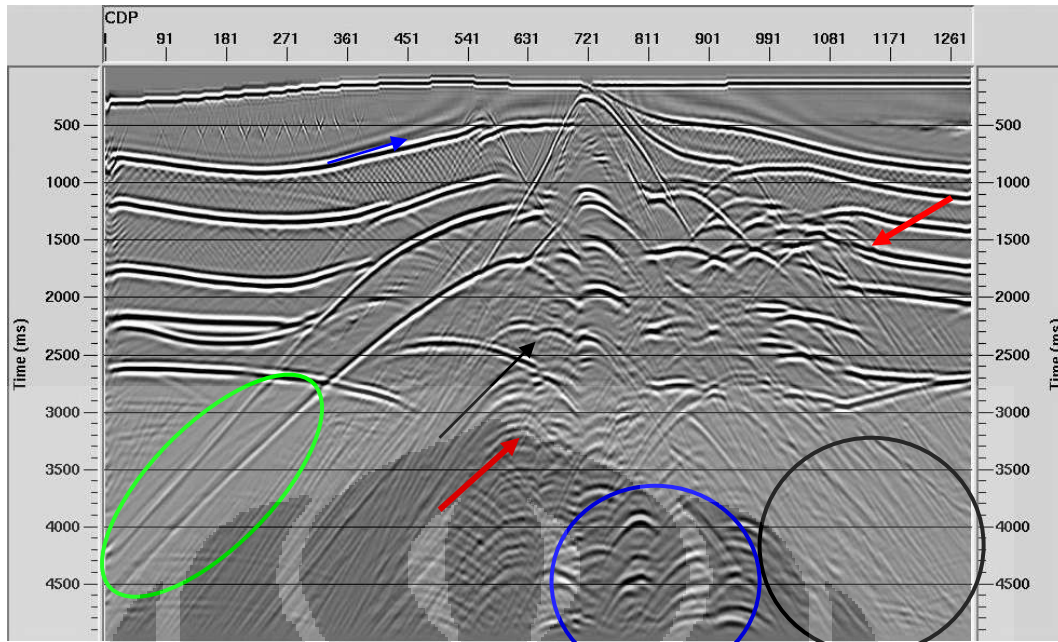
Hasil migrasi



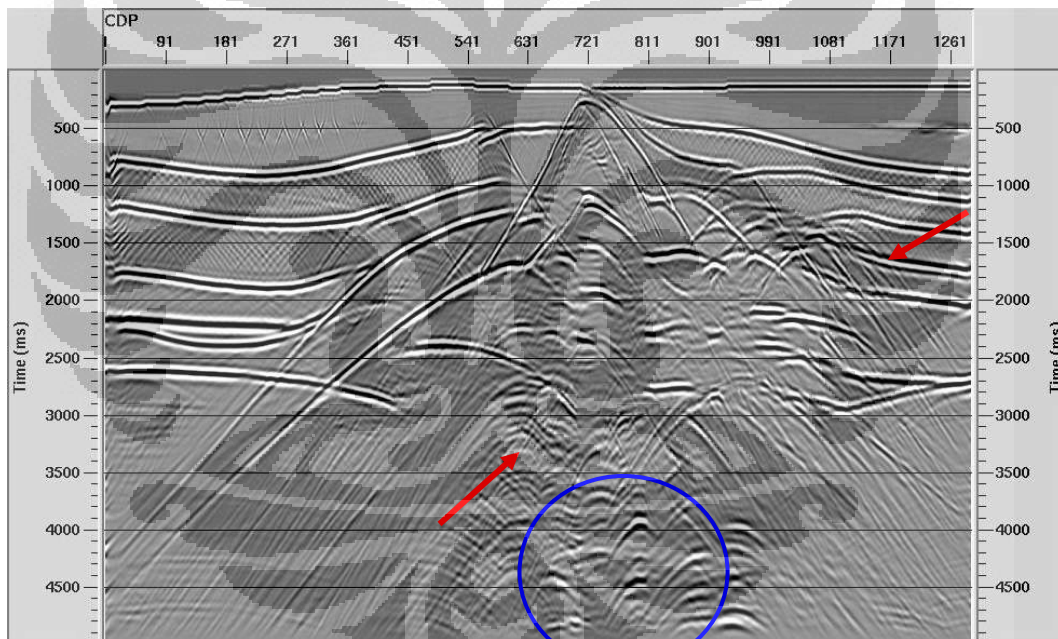
(a)



(b)



(c)



(d)

Gambar4.5 : hasil migrasi kirchoff dengan migrasi aperture a. 0, b. 500, c. 1000, d. 2000

Gambar 4.5a merupakan hasil yang diperoleh dari migrasi kirchhoff yang tidak menggunakan migrasi aperture. Pada gambar tersebut terlihat bahwa pencitraan yang diperoleh hampir sama pada saat kita melakukan stacking atau bahkan lebih jelek dari pada saat melakukan staking. Gambar4.5b adalah migrasi dengan menggunakan migrasi aperture sebesar 500, disini pencitraan yang dihasilkan

memperlihatkan bahwa efek dari difraksi mulai memudar dibandingkan dengan melakukan migrasi yang tidak menggunakan migrasi aperture. Pada saat kita menggunakan aperture 1000 (gambar 4.5c) terjadi penguatan gambar. Hal ini ditandai dengan adanya proses yang lebih halus pada time 3000 – 4500 ms. Dan event yang tidak terlalu kelihatan (gambar 4.5b) akan mulai mengalami penguatan (tanda panah yang berwarna hitam).

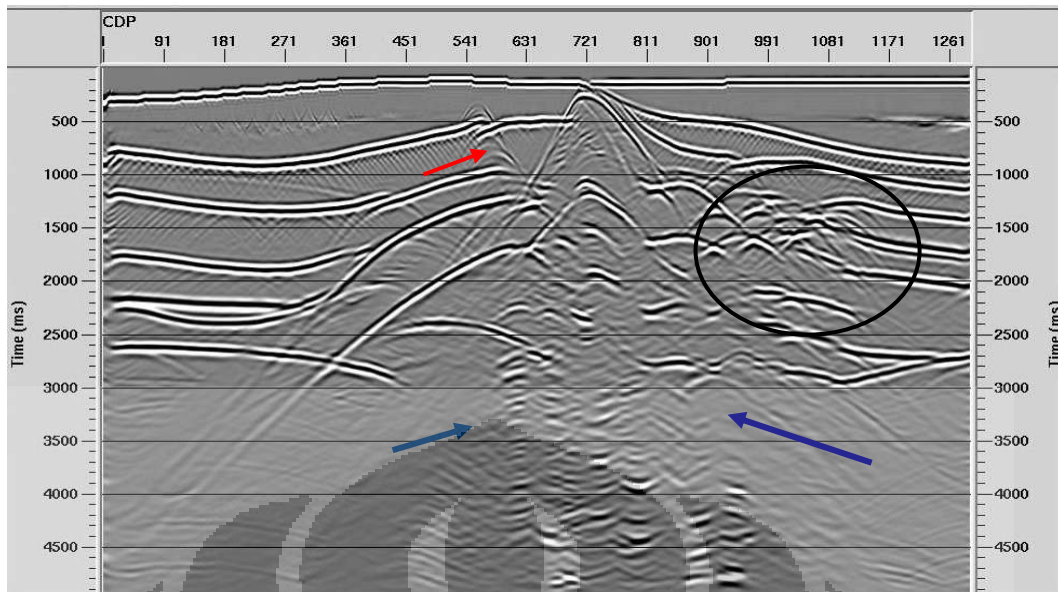
Gambar 4.5d adalah migrasi dengan menggunakan migrasi aperture 2000. disini akan menceritakan bahwa efek difraksi yang tidak kelihatan (gambar 4.5c) akan kelihatan kembali pada saat melakukan migrasi (gambar 4.5d). Sehingga berdasarkan gambar diatas dapat diambil kesimpulan, jika menggunakan migrasi aperture yang optimal maka efek dari difraksi sudah mengalami pemudaran. Jadi migrasi aperture sangat berhubungan dengan noise yang ditimbulkan.

4.2.3 Migrasi Metode Finite Difference

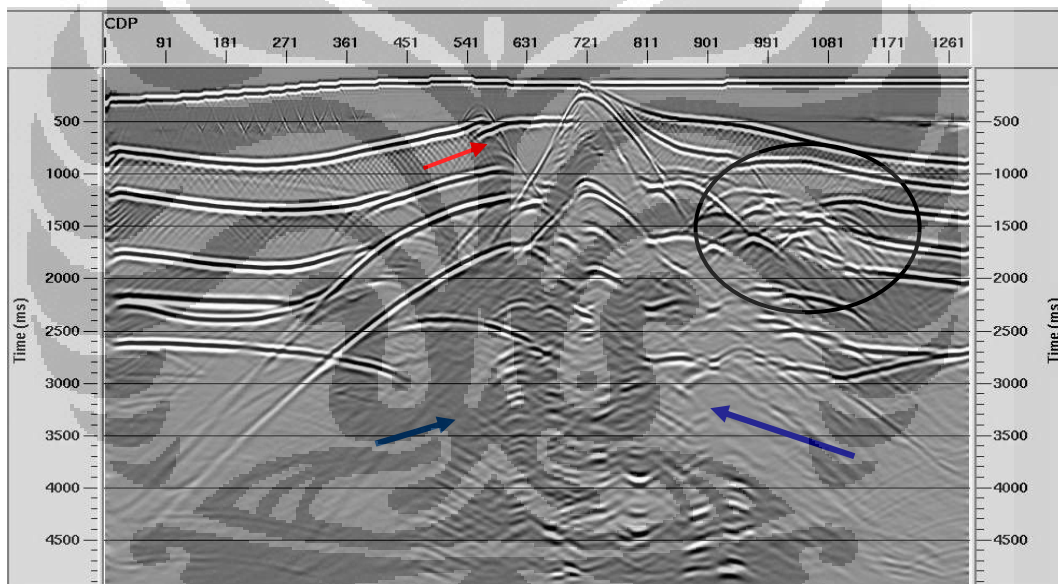
Migrasi ini hampir sama dengan apa yang dihasilkan dengan migrasi kirchhoff hanya saja dalam algoritma kirchhoff menggunakan intergral sedangkan metode ini menggunakan turunan. Berikut adalah parameter yang dipakai :

- CDP minimum : 1
- CDP maksimum : 1290
- CDP interval : 110
- frekuensi maksimum : 80

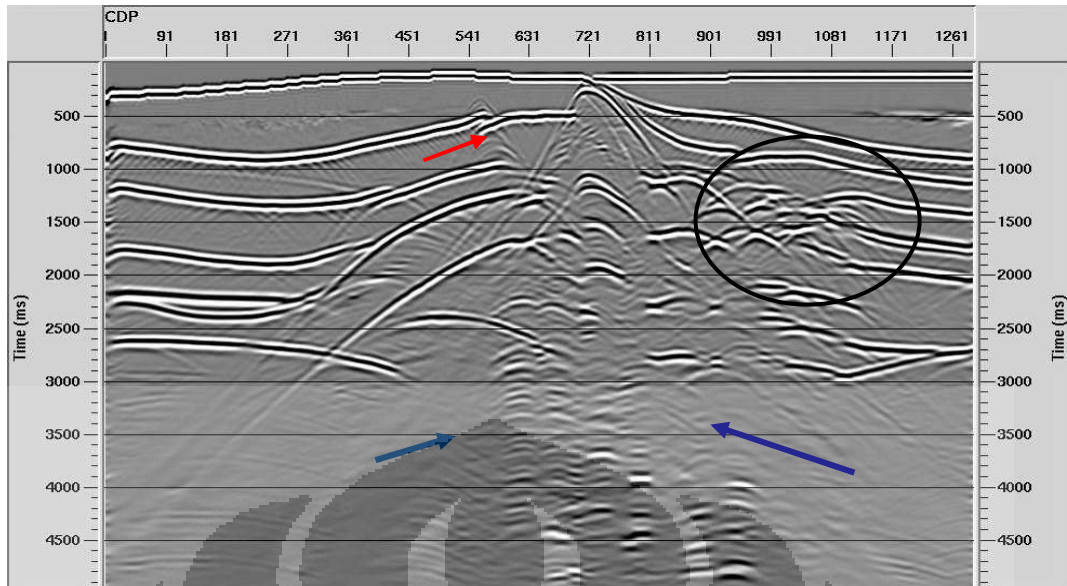
Analisa yang dilakukan bertujuan melihat bagaimana pengaruh time step pada model salt dome. Berikut adalah tampilan dari hasil migrasi :



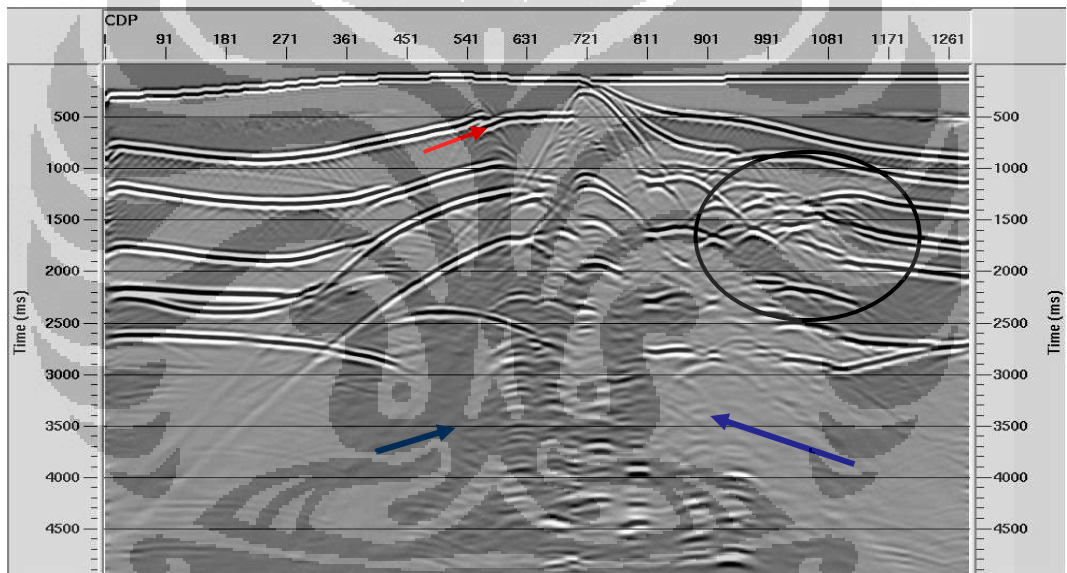
(a)



(b)



(c)



(d)

Gambar 4.6: hasil migrasi beda hingga dengan membedakan dari parametre time step a. 4, b. 10, c. 20, dan d. 40 ms

Gambar 4.6 merupakan hasil migrasi beda hingga dengan menggunakan perbedaan time step-nya. Terlihat bahwa pada cdp 991-1081 dengan menggunakan time step sebesar 4 ms efek dari difraksi masih kelihatan, begitu juga pada tanda panah menunjukan pencitraan penampang seismik yang belum kelihatan halus. Kemudian pada time step 20-40 ms bahwa hasil migrasi yang dihasilkan memperlihatkan pencitraan yang sudah mengalami proses smooting.

4.3 Keuntungan dan Kerugian dalam Menggunakan Metode Tersebut

Metode pergeseran fase (phase shift migration)

Keuntungan :

- Tidak ada pembatasan khusus dalam penanganan persamaan, sehingga secara teoritis dapat melakukan migrasi dengan sudut kemiringan 90° .
- Dapat meminimalisir pemakaian CPU.

Kelemahan :

- Tidak mampu menangani perubahan kecepatan secara lateral.
- Terjadi distorsi bila kecepatan medium berubah dengan cepat.
- Banyak noise pada hasil migrasinya.

Metode kirchhoff

Keuntungan :

- Penyelesaian persamaan gelombang dengan teori gelombang penuh, pembatasannya hanya terletak pada ukuran apertur.
- Mampu menangani kemiringan yang sangat curam.
- Faktor pembobot saat penjumlahan dapat berfungsi untuk menekan noise.

Kelemahan :

- Keterbatasan muncul sewaktu kecepatan berubah secara lateral.
- Ada noise artifisial yang muncul sewaktu penjumlahan.
- Operasi membutuhkan waktu dan biaya yang lebih

Metode beda hingga (finite difference migration)

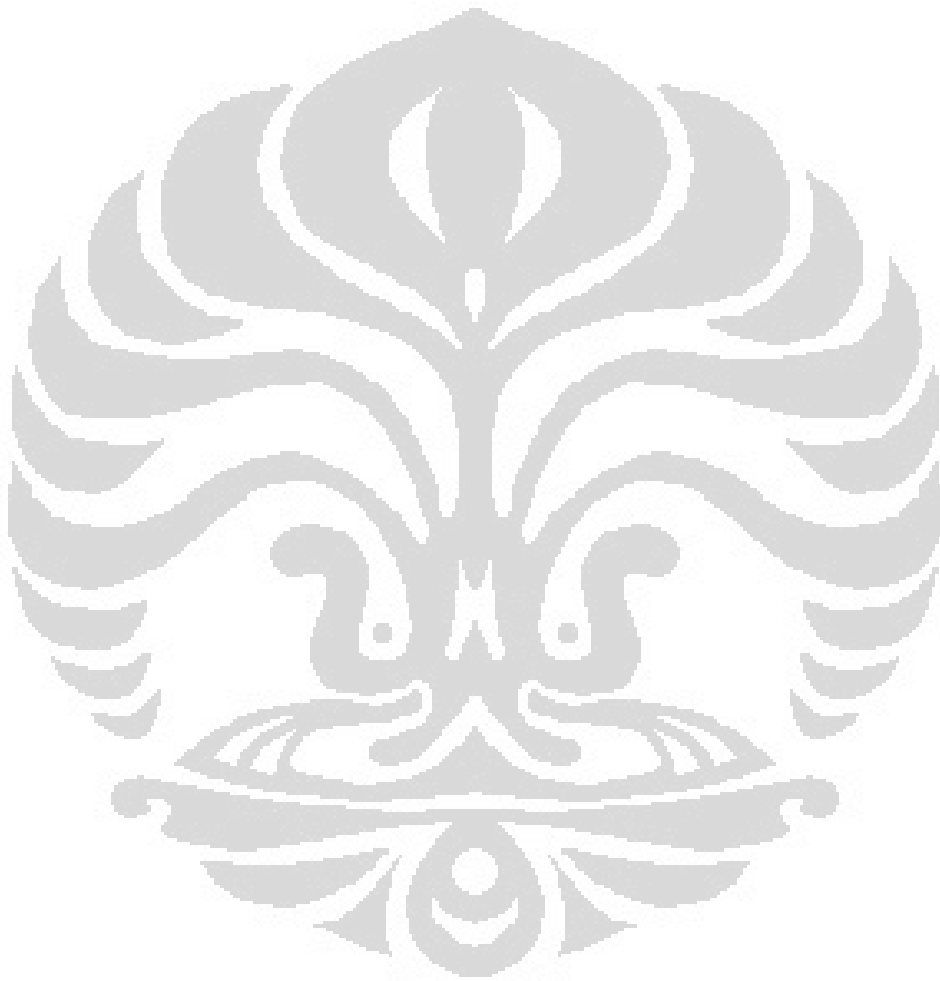
Keuntungan

- Dapat menangani perubahan kecepatan baik secara lateral maupun vertikal
- Pembatasan kemiringan dapat menghindari smooting data non coherent dan penguatan noise

- Reratif lebih akurat

Kelemahan :

- Biaya operasi mahal
- Kemampuan menangani kemiringan terbatas



BAB V

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan tugas akhir yang telah dikerjakan maka penulis dapat menyimpulkan beberapa hal sebagai berikut:

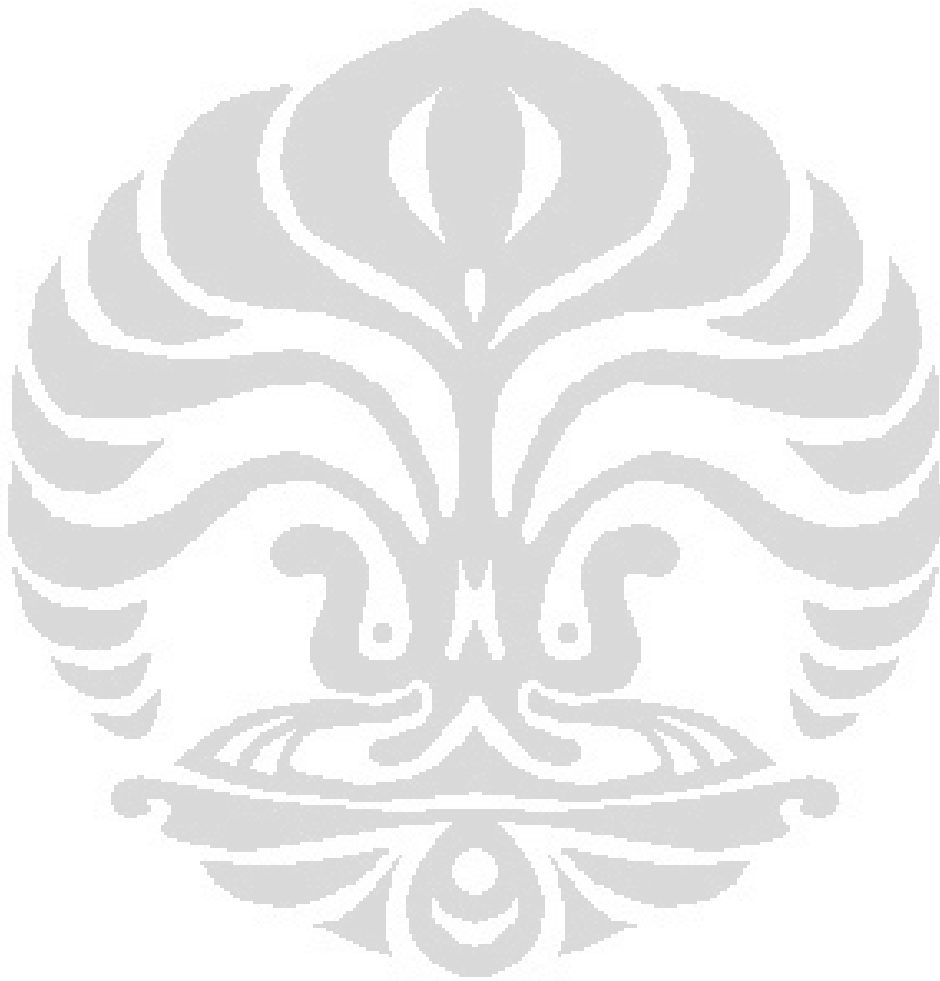
1. Piking kecepatan pada analisa kecepatan sangat menentukan pencitraan penampang seismik
2. Penggunaan Migrasi aperture yang optimum pada migrasi kirchhoff akan menghasilkan pencitraan penampang seismik yang baik. Jika menggunakan aperture yang sangat kecil (<500) menghasilkan pencitraan hampir sama dengan pencitraan pada waktu kita melakukan proses staking
3. Migrasi dengan menggunakan metode pergeseran fase (phase shift) tidak menghasilkan pencitraan penampang seismik yang maksimal pada daerah yang mempunyai perubahan (gradient) kecepatan baik secara vertikal dan lateral.
4. Migrasi dengan metode kirchhoff mampu menangani kemiringan yang sangat curam dibandingkan dengan metode yang lain
5. Metode finite difference dibatasi dengan kemiringan sehingga pada saat melakukan migrasi untuk daerah yang mempunyai kemiringan yang sangat curam metode ini tidak efektif.

5.2 Saran

Hal yang perlu dilakukan dalam mendapatkan data yang maksimal :

1. Untuk mendapatkan hasil maksimal sebaiknya migrasi dengan metode kirchhoff dan metode beda hingga (finite diffrent) dilakukan pada domain kedalaman.
2. Dalam melakukan piking kecepatan sebaiknya menggunakan samblace yang optimum

3. Dalam melakukan processing, pemilihan parameter yang baik akan berpengaruh signifikan terhadap baiknya suatu data. Jadi dalam pemilihan parameter harus benar-benar teliti.



DAFTAR REFERENSI

- Azhari. *Komporasi Migrasi Data Seismik dengan Metode Migrasi Gazdaz, PSPI dan Split Step*. Skripsi Univertas Indonesia, 2007
- B.Armery,George.*Basics of seismic Velocities*. The Leading Edge, November 1993
- Gazdag.*Wave Equation Migration with The Phase Shift Method*,Geophysics 43,1342-1351
- Hendreson,J. *Delination of geological element form RGB color blending of seismic attribute volumes*, The Leading Edge,2008
- H.Gray, S. *Seismik Migration Problems and Solutions*, The Leading Edge,2007
- H.Gray, S, *Speed and Accuracy of Seismic Migration Methods*. The Leading Edge,2007
- Jain, S dan A.Easton, *Migration before Stack*. Geophysics vol 45 no 2, February 1980
- Judson,D.R, Schultz, P.S. *Equalizing the Stacking Velocities of Dipping Events Via DEVILISH*, 48th Annual SEG Meeting, San Francisco
- Leskinen,R.D.*Introduction to Seismic Processeing*, Petty-Ray Geophysical Division,Traning Departement, Houston, 1975
- L.F.Brown, Jr. and W.L. Fisher, *Principles of seismic stratigraphic interpretation*,1979

- Marsden, Dave. *Analytic Velocity Functions*. The Leading Edge, July 1995
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press. 1995
- Sukmono, S. *Interpretasi Seismik Refleksi*, 2002
- Sukmono, S. *Fundamental Seismic Interpretation Course*, 2007
- Supriyitno, M. *Pengolahan data Seismik : Prinsip dasar dan Metodologi*. Program Studi Geofisik, Jurusan Fisika, FMIPA, Universitas Indonesia, Depok, 2002
- Stolt, R. *Migration by Fourier transform*, *Geophysics* 43, 23-48
- Syukirman. *Perbandingan Prestack Time Migration Menggunakan Metode Kirchhoff dan F-K Stolt pada Seismik 2D*. Prosiding HAGI, Oktober 2004
- Triyoso, K. *Migrasi Prestack domain kedalaman (PSDM) dengan Metode Kirchhoff dan Pembuatan Model kecepatan dengan Tomografi*, Skripsi ITB, 2007
- Vail, P.R., R.M. Mitchum, Jr., and S. Thompson, III, *Eustatic cycles based on sequences with coastal onlap (abs.)*: *Geol. Soc. America Abstract with Programs* v.6, no 7, 1974
- Versteeg, R. *The Marmousi Experience : Velocity Model determination on a synthetic Complex Data Set*. Amoco (UK) Exploration, London, England. The Leading Edge, July 1995
- Yilmaz, . *Seismic Data Processing*. Volume 2

LAMPIRAN A

PENURUNAN PERSAMAAN GELOMBANG SKALAR

Persamaan gelombang satu dimensi :

$$c^2 \psi = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad \text{A.1}$$

Untuk Kasus dua dimensi, persamaan A.1 menjadi

$$\frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \quad \text{A.2}$$

dimana $z = v \tau$

sehingga $\partial z = v \partial \tau$

$$\text{maka didapat : } \frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial \psi}{\partial \tau} \frac{\partial \tau}{\partial z} = \frac{1}{c} \frac{\partial \psi}{\partial \tau}$$

$$\text{dan } \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \tau^2} \quad \text{A.3}$$

Substitusikan pers. A.3 ke pers. A.2 didapat:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{c^2 \partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial \tau^2} \quad \text{A.4}$$

Untuk persamaan migrasi kita menggunakan $v = c/2$, persamaan A.4 akan menjadi:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{c^2 \partial^2 \psi}{4 \partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial \tau^2} \quad \text{A.5}$$

LAMPIRAN B

TRANSFORMASI FOURIER

Transformasi Fourier untuk fungsi $x(t)$ didefinisikan dengan persamaan integral :

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \exp(-i\omega t) dt \quad \text{B.1}$$

Dimana ω adalah transformasi Fourier ganda untuk variabel t . Jika t adalah waktu, maka ω adalah frekuensi sudut. Frekuensi sesaat f berhubungan dengan ω melalui persamaan $\omega = 2\pi f$. Transformasi Fourier dapat berkebalikan, sehingga

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) \exp(i\omega t) d\omega \quad \text{B.2}$$

Untuk transformasi maju, tanda pada eksponen adalah negative jika variabelnya waktu (t) dan positif jika variabelnya adalah ruang (x). Dan tentu saja, transformasi inversi kebalikan daripada transformasi maju. Untuk memudahkan, faktor skala pada pers. B.1 dan B.2 diabaikan.

Secara umum, $X(\omega)$ adalah fungsi kompleks. Dengan menggunakan kelengkapan dari fungsi kompleks, $X(\omega)$ dapat diekspresikan dengan dua fungsi frekuensi yang berbeda :

$$X(\omega) = A(\omega) \exp[i\phi(\omega)] \quad \text{B.3}$$

dimana $A(\omega)$ dan $\phi(\omega)$ adalah spektra amplitudo dan fase. Hal ini dapat dihitung dengan persamaan :

$$A(\omega) = [X_r^2(\omega) + X_i^2(\omega)]^{1/2} \quad \text{B.4.}$$

$$\phi(\omega) = \arctan \left[X_i(\omega) / X_r(\omega) \right] \quad \text{B.4.b}$$

dimana $X_r(\omega)$ dan $X_i(\omega)$ adalah bagian riil dan imajiner dari transformasi Fourier $X(\omega)$. Dimana $X(\omega)$ dapat dituliskan dengan komponen riil dan imajiner :

$$X(\omega) = X_r(\omega) + i X_i(\omega) \quad \text{B.5}$$

dan bandingkan dengan pers. B.3, dengan catatan :

$$X_r(\omega) = A(\omega) \cos \phi(\omega) \quad \text{B.6.a}$$

dan

$$X_i(\omega) = A(\omega) \sin \phi(\omega) \quad \text{B.6.b}$$

Transformasi Fourier 2-D untuk medan gelombang $P(x, t)$ adalah

$$P(k_x, \omega) = \iint P(x, t) \exp(ik_x x - i\omega t) dx dt \quad \text{B.7}$$

Fungsi $P(x, t)$ dapat direkonstruksi dari $P(k_x, t)$ dengan transformasi Fourier inversi 2-D yaitu :

$$P(x, t) = \iint P(k_x, \omega) \exp(-ik_x x + i\omega t) dk_x dt \quad \text{B.8}$$

Integral pada pers. B.7 dapat ditulis dengan dua langkah. Pertama, dengan transformasi Fourier pada t :

$$P(x, \omega) = \int P(x, t) \exp(-i\omega t) dt \quad \text{B.9}$$

kemudian transformasi Fourier pada x , didapatkan transformasi 2-D :

$$P(k_x, \omega) = \int P(x, \omega) \exp(ik_x x) dx \quad \text{B.10}$$