



**KOMPARASI MODEL KECEPATAN DOMAIN *TIME* DAN
DEPTH PADA DATA SEISMIK MENGGUNAKAN
ALGORITMA *KIRCHHOFF* BERBASIS *SEISMIC UNIX***

SKRIPSI

Oleh :
Hanifah Zulkarnain
NIM 161810201044

**JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS JEMBER
2020**



**KOMPARASI MODEL KECEPATAN DOMAIN *TIME* DAN
DEPTH PADA DATA SEISMIK MENGGUNAKAN
ALGORITMA *KIRCHHOFF* BERBASIS *SEISMIC UNIX***

SKRIPSI

Diajukan guna melengkapi tugas akhir dan memenuhi salah satu syarat untuk menyelesaikan studi pada Program Studi Fisika (S-1) dan mencapai gelar Sarjana Sains

Oleh :
Hanifah Zulkarnain
NIM 161810201044

**JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS JEMBER
2020**

PERSEMBAHAN

Sujud syukur penulis persembahkan kepada Allah SWT, karena berkat limpahan rahmat-Nya saya dapat berbangga hati mempersembahkan skripsi ini untuk :

1. Ibunda Sri Sutiningsih dan Ayahanda Slamet Riadi tercinta, yang telah membimbing, mendoakan dan memberi kasih sayang serta dukungan secara moril dan materil;
2. Adinda Firanti Zulkarnain yang telah mendoakan, memberikan dukungan dan semangat;
3. Alm. Kakek H.Ismail dan Alm. Kakung Hasyim serta Uti Sanipah dan Nenek Satija yang telah memberikan dukungan dan doa;

MOTO

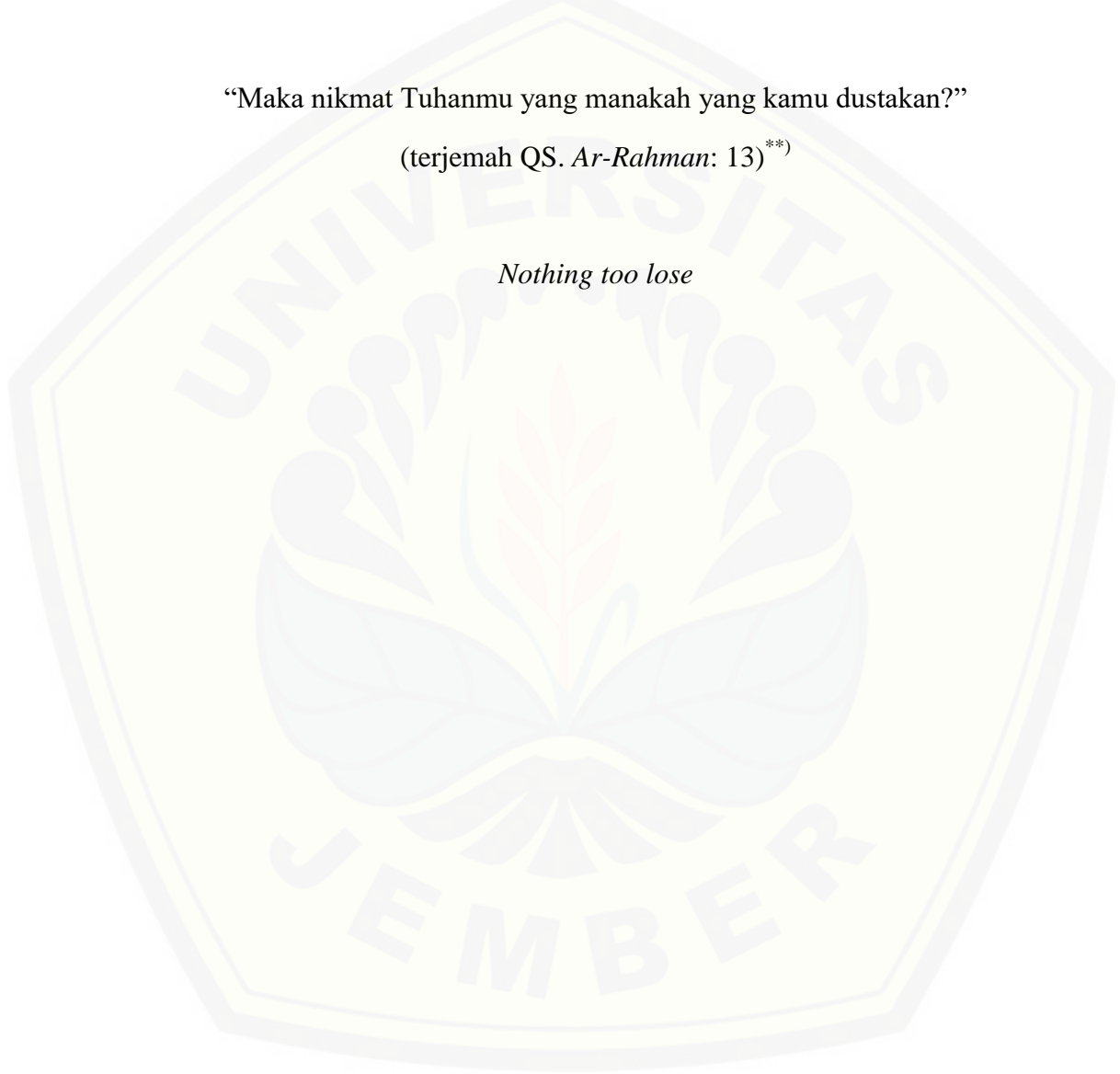
“Sesungguhnya Allah tidak akan mengubah nasib suatu kaum hingga mereka mengubah diri mereka sendiri”

(terjemahan QS. *Ar-Ra'd*:11)*

“Maka nikmat Tuhanmu yang manakah yang kamu dustakan?”

(terjemah QS. *Ar-Rahman*: 13)**)

Nothing too lose



*) Departemen Agama Republik Indonesia. 1998. *Al Qur'an dan Terjemahnya*. Semarang: PT. Kumudasmoro Grafindo

PERNYATAAN

Saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Hanifah Zulkarnain

NIM : 161810201044

menyatakan dengan sesungguhnya bahwa karya ilmiah yang berjudul “Komparasi Model Kecepatan Domain *Time* dan *Depth* pada Data Seismik Menggunakan Algoritma *Khirchhoff* Berbasis *Seismic Unix*” adalah benar-benar hasil karya sendiri, kecuali kutipan yang sudah saya sebutkan sumbernya, belum pernah diajukan pada institusi mana pun, dan bukan karya jiplakan. Saya bertanggung jawab atas keabsahan dan kebenaran isinya sesuai dengan sikap ilmiah yang harus dijunjung tinggi. Penelitian ini merupakan bagian dari penelitian bersama dosen dan mahasiswa serta hanya dapat dipublikasikan dengan mencantumkan nama dosen pembimbing.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan sebenarnya, tanpa ada tekanan dan paksaan dari pihak mana pun serta bersedia mendapat sanksi akademik jika ternyata di kemudian hari pernyataan ini tidak benar.

Jember, Juli 2020
Yang menyatakan,

Hanifah Zulkarnain
NIM 161810201044

SKRIPSI

**KOMPARASI MODEL KECEPATAN DOMAIN *TIME* DAN *DEPTH*
PADA DATA SEISMIK MENGGUNAKAN ALGORITMA *KIRCHHOFF*
BERBASIS *SEISMIC UNIX***

Oleh

Hanifah Zulkarnain
NIM 161810201044

Pembimbing

Dosen Pembimbing Utama : Dr. Agus Suprianto, S.Si., M.T

Dosen Pembimbing Anggota : Supriyadi, S.Si., M.Si

PENGESAHAN

Skripsi berjudul “Komparasi Model Kecepatan Domain *Time* dan *Depth* pada Data Seismik Menggunakan Algoritma *Kirchhoff* Berbasis *Seismic Unix*”, karya Hanifah Zulkarnain telah diuji dan disahkan pada:

Hari, tanggal :

Tempat : Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan
Alam Universitas Jember

Tim Penguji:

Ketua,

Anggota I,

Dr. Agus Suprianto, S.Si., M.Si.
NIP. 197003221997021001

Supriyadi, S.Si., M.Si.
NIP. 198204242006041003

Anggota II,

Anggota III,

Nurul Priyantari, S.Si., M.Si.
NIP. 197003271997022001

Endhah Purwandari, S.Si., M.Si.
NIP. 198111112005012001

Mengesahkan,

Dekan FMIPA Universitas Jember,

Drs. Achmad Sjaifullah, M.Sc., Ph.D.
NIP. 195910091986021001

RINGKASAN





PRAKATA

Puji syukur kehadiran Allah SWT atas segala rahmat dan karunia-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul “Komparasi Model Kecepatan Domain *Time* Dan *Depth* Pada Data Seismik Menggunakan Algoritma *Kirchhoff* Berbasis *Seismic Unix*”. Skripsi ini disusun untuk memenuhi syarat menyelesaikan pendidikan strata satu (S-1) pada Jurusan Fisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Jember.

Proses penyusunan skripsi ini penulis tidak lepas dari bantuan berbagai pihak. Oleh karena itu, penulis menyampaikan terima kasih kepada :

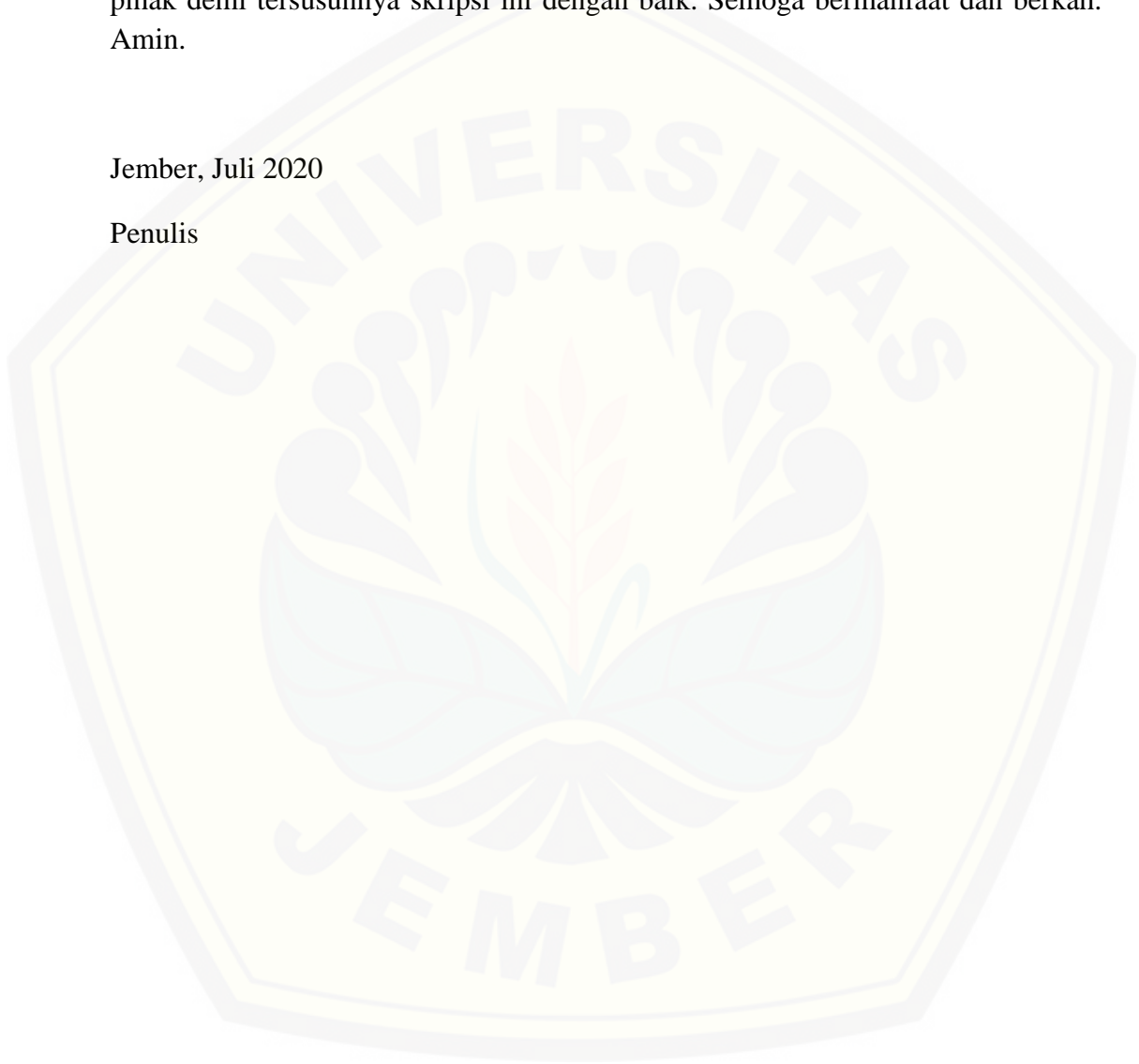
1. KH. Achmad Muzakki Syah dan Nyai Siti Halimah selaku pengasuh Pondok Pesantren Al-Qodiri yang telah membimbing penulis dalam hal batiniyah dan ruhaniyah selama ini;
2. Bapak Dr. Agus Suprianto, S.Si., M.Si. selaku Dosen Pembimbing Utama dan Bapak Supriyadi, S.Si., M.Si. selaku Dosen Pembimbing Anggota yang telah meluangkan waktu, pikiran serta perhatiannya dalam membimbing baik dalam penulisan skripsi ini maupun membimbing dalam segi moral;
3. Ibu Nurul Priyantari, S.Si., M.Si. selaku Dosen Penguji Utama sekaligus Dosen Geofisika tercinta yang telah meluangkan waktu dan perhatiannya untuk memberikan kritik dan saran yang membangun kepada penulis baik dalam penulisan skripsi ini maupun dalam membimbing segala sesuatu yang berkaitan dengan Geofisika;
4. Ibu Endhah Purwandari, S.Si., M.Si. selaku Dosen Pembimbing Akademik sekaligus Dosen Penguji Anggota yang telah membimbing penulis selama menjadi mahasiswa dan telah memberikan kritik dan saran yang membangun kepada penulis dalam penyusunan skripsi ini;
5. Segenap Dosen Universitas Jember yang telah memberikan ilmu selama masa kuliah;
6. Segenap Guru baik formal maupun non formal yang telah membimbing penulis selama ini;

7. Teman-teman seperjuangan Fisika angkatan 2016 serta kakak dan adik tingkat Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam yang telah membantu dan memberikan dukungan serta semangat;

Penulis menerima segala bentuk kritik dan saran serta dukungan dari semua pihak demi tersusunnya skripsi ini dengan baik. Semoga bermanfaat dan berkah. Amin.

Jember, Juli 2020

Penulis



DAFTAR ISI

	Halaman
PERSEMBAHAN.....	ii
MOTO	iii
PERNYATAAN.....	iv
SKRIPSI.....	v
PENGESAHAN	vi
RINGKASAN	vii
PRAKATA	ix
DAFTAR ISI.....	xi
DAFTAR TABEL	xv
DAFTAR GAMBAR.....	xvi
DAFTAR ISTILAH	xviii
BAB 1. PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Rumusan Masalah	5
1.3 Tujuan Penelitian.....	5
1.4 Manfaat Penelitian.....	5
BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA.....	6
2.1 Gelombang Seismik	6
2.1.1 Gelombang Seismik.....	6
2.1.2 Prinsip Dasar Penjalaran Gelombang Seismik	9
2.1.3 Kecepatan Gelombang Seismik.....	12

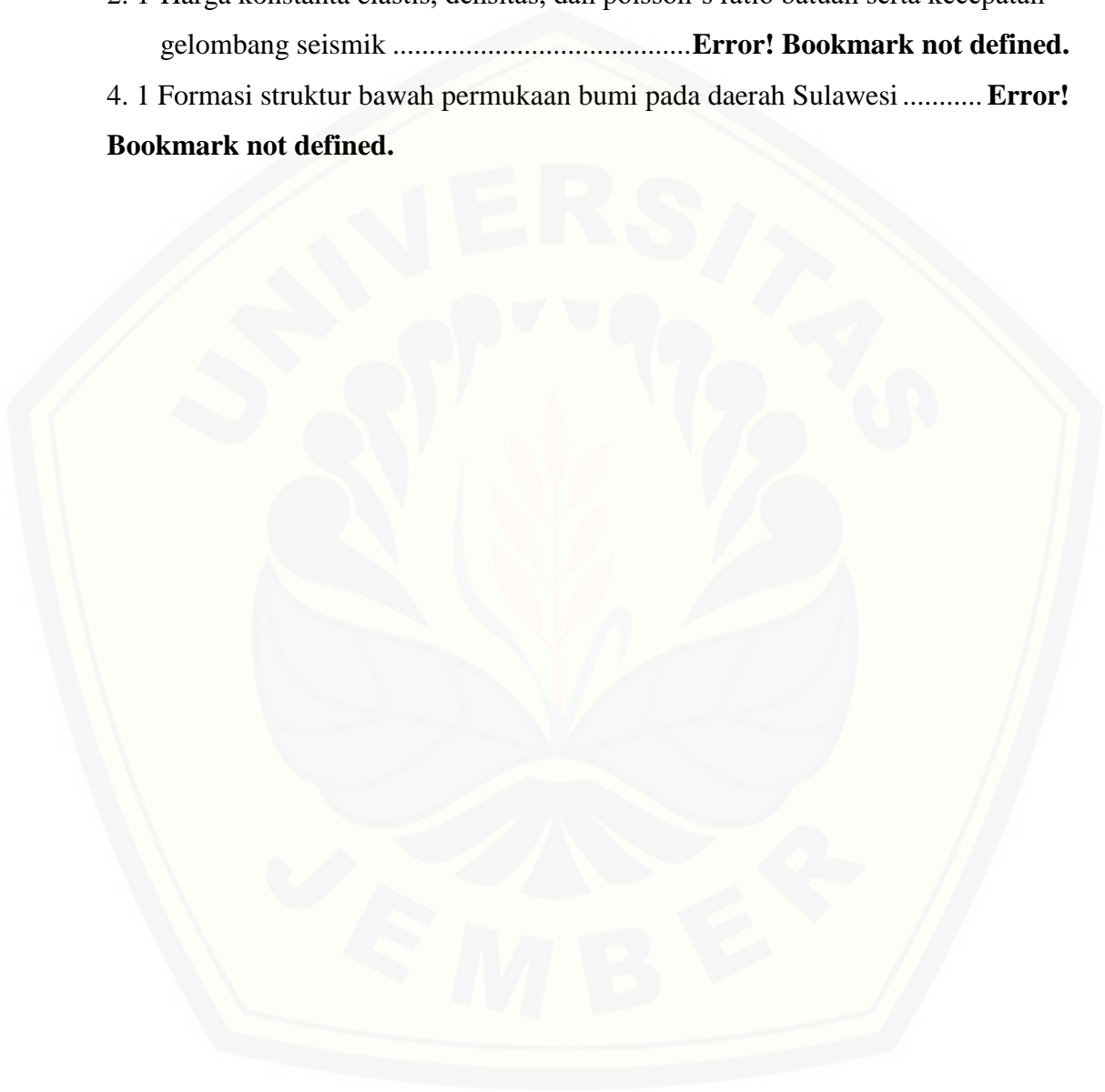
2.2	Metode Seismik.....	16
2.3	Migrasi Seismik.....	16
2.3.1	Prinsip Dasar Migrasi Seismik	17
2.3.2	Klasifikasi Migrasi.....	22
2.4	<i>Pre Stack Time Migration</i> (PSTM)	28
2.5	<i>Pre Stack Depth Migration</i> (PSDM).....	30
2.6	<i>Transformasi Dix</i>	31
2.7	<i>Common Mid Point</i> (CMP) atau <i>Common Depth Poin</i> (CDP)	31
2.8	<i>Seismic Unix</i>	33
2.9	Geologi Regional.....	33
BAB 3.	METODE PENELITIAN.....	38
3.1	Rancangan Penelitian	38
3.2	Perangkat dan Data Penelitian.....	39
3.2.1	Perangkat Penelitian	39
3.2.2	Sumber Data Penelitian	39
3.3	Variabel Penelitian	40
3.4	Kerangka Pemecahan Masalah.....	41
3.5	Prosedur Pengolahan Data	42
3.5.1	<i>Pre Processing</i>	42
3.5.2	<i>Pre Stack Time Migration</i> (PSTM)	44
3.5.3	<i>Pre Stack Depth Migration</i> (PSTM).....	45
3.6	Metode Analisis Data	47
3.6.1	Perbedaan Penampang Hasil PSTM dan PSDM	48
3.6.2	Perbandingan Model Kecepatan RMS dan Kecepatan Interval	48
3.6.3	Akurasi Metode PSDM Dibanding PSTM	48

BAB 4. HASIL DAN PEMBAHASAN	49
4.1 Data	49
4.2 <i>Pre Processing</i>	Error! Bookmark not defined.
4.2.1 Koreksi NMO	Error! Bookmark not defined.
4.2.2 <i>Stacking</i>	Error! Bookmark not defined.
4.3 <i>Pre Stack Time Migration</i> (PSTM)	Error! Bookmark not defined.
4.3.1 <i>Smoothing</i> Model Kecepatan	Error! Bookmark not defined.
4.3.2 Migrasi <i>Kirchhoff</i> Domain Waktu.....	Error! Bookmark not defined.
4.4 <i>Pre Stack Depth Migration</i> (PSDM).....	Error! Bookmark not defined.
4.4.1 Transformasi Dix dan <i>Update</i> Model Kecepatan	Error! Bookmark not defined.
4.4.2 Migrasi <i>Khirchhoff</i> Domain Kedalaman	Error! Bookmark not defined.
4.5 Analisa Penampang Seismik Hasil PSTM dan PSDM	Error! Bookmark not defined.
4.6 Analisa Model Kecepatan RMS dan Model Kecepatan Interval.....	Error! Bookmark not defined.
BAB 5. PENUTUP	50
5.1 Kesimpulan.....	50
5.2 Saran	51
DAFTAR PUSTAKA	52
LAMPIRAN	55
Lampiran 1. Tahap <i>Pre Processing</i>	55
Lampiran 2. <i>Pre Stack Time Migration</i>	57
Lampiran 3. <i>Pre Stack Depth Migration</i>	58



DAFTAR TABEL

	Halaman
2. 1 Harga konstanta elastis, densitas, dan poisson's ratio batuan serta kecepatan gelombang seismik	Error! Bookmark not defined.
4. 1 Formasi struktur bawah permukaan bumi pada daerah Sulawesi	Error! Bookmark not defined.



DAFTAR GAMBAR

	Halaman
2.1 Pola penjalaran gelombang primer	6
2.2 Pola penjalaran gelombang sekunder	7
2.3 Pola penjalaran gelombang love	8
2.4 Pola penjalaran gelombang rayleigh.....	8
2.5 Pemantulan dan pembiasan gelombang menurut Hukum Snellius.....	9
2.6 Penjalaran gelombang berdasarkan Prinsip Huygens.....	10
2.7 Penjalaran gelombang pada medium non homogen	11
2.8 Penjalaran gelombang berdasarkan hukum fermat.....	11
2.9 Pengukuran kecepatan di beberapa jenis batuan	12
2.10 Kecepatan RMS tiap lapisan.....	14
2.11 Kecepatan interval tiap lapisan	14
2.12 Skema kecepatan NMO	15
2.13 Sketsa survei seismik.....	16
2.14 (a) CMP stack (b) Migration (c) Sketsa dari kenampakan difraksi D	18
2.15 Prinsip migrasi. (a) Penampang rekaman seismik; (b) Kontruksi migrasi. .	19
2.16 Mekanisme migrasi secara manual	21
2.17 Reflektor Seismik	22
2.18 Plot t_D	26
2.19 Kirchhoff <i>migration operator</i> pada medium kompleks	26
2.20 <i>Elliptical impulse response</i>	29
2.21 <i>Diffraction response curve</i>	30
2.22 Stratigrafi kepingan Benua Sulawesi Tengah.....	Error! Bookmark not defined.
3.1 Rancangan penelitian.....	38
3.2 Informasi data shot gather	Error! Bookmark not defined.
3.3 Model kecepatan RMS	Error! Bookmark not defined.
3.4 Kerangka pemecahan masalah.....	41

3.5	Efek pemilihan model kecepatan pada koreksi NMO	43
3.6	<i>Stacked section</i>	44
3.7	<i>CDP gather migrated</i>	45
3.8	Velocity picker 1.1.....	46



DAFTAR ISTILAH

B

Brute stack adalah penampang seismik yang diperoleh dari *stacking* CDP sebelum koreksi NMO dan migrasi seismik.

C

CDP CDP (*Common Deep Point*) adalah istilah dalam pengambilan data seismik untuk konfigurasi sumber-penerima dimana terdapat satu titik tetap dibawah permukaan bumi.

C

Conflicting dips structure adalah struktur miring yang saling berbenturan.

D

Daerah deep adalah zona dalam pada penampang seismik atau pada *shot gather*.

Daerah shallow adalah zona dangkal pada penampang seismik atau pada *shot gather*.

Domain common offset adalah data seismik dengan konfigurasi sumber dan penerima dengan jarak (*offset*) yang sama.

E

Efek pull up adalah efek yang diakibatkan dari penjalaran gelombang seismik yang terlalu cepat yang mengakibatkan nilai kecepatan menjadi lebih tinggi, sehingga *event* seismik terlihat terangkat.

Event seismik adalah *trust* gelombang yang dihasilkan dari penjalaran gelombang seismik.

F

Far offset adalah *trace-trace* seismik yang terjauh dengan sumber getaran.

S

Shot Gather adalah sekumpulan *trace* yang mempunyai atau berasal dari satu *source point* yang sama.

H

Hyperbolic moveout adalah efek jarak yang di hasilkan gelombang seismik yang menjalar dari sumber - reflektor - penerima yang direpresentasikan dalam sebuah grafik $x - t$ (waktu-*offset*) yang membentuk sebuah secara hiperbolik (*parabolic*)

I

Imaging adalah pencitraan kondisi bawah permukaan bumi berdasarkan informasi gelombang yang diterima oleh *receiver*.

IA Impedansi Akustik (AI) adalah kemampuan batuan untuk melewatkan gelombang seismik, secara fisik IA merupakan produk perkalian antara kecepatan gelombang dengan densitas batuan.

L

Low frequensi noise adalah data pengganggu seismik yang berfrekuensi rendah.

M

Mud weight adalah ukuran massa jenis/densitas sebuah lumpur yang di gunakan untuk mempertahankan pressure sumur minyak.

Multiple adalah pengulangan refraksi akibat “terperangkapnya” gelombang seismik dalam air laut atau terperangkap dalam lapisan batuan lunak.

N

Near offset adalah *trace-trace* seismik yang terdekat dengan sumber getaran.

O

Offset *Offset* adalah jarak antara sumber (*shot*) gelombang seismik dengan penerima (*receiver*).

Offshore adalah pengeboran minyak di area laut lepas.

P

Picking semblance adalah proses memilih pasangan nilai kecepatan dan waktu pada data seismik yang tepat untuk mengoreksi data seismik yang memiliki nilai kecepatan kurang tepat atau relatif tidak sesuai dengan kondisi sebenarnya.

R

Ray tracing adalah penjalaran gelombang seismik ke bawah permukaan bumi.

S

SEG Y *Society of Exploration Geophysicists* (SEG) adalah format data seismik yang digunakan di dalam industri migas dan ditetapkan oleh SEG.

Semblance adalah atribut turunan waktu yang dimanfaatkan untuk mengukur similaritas antar trace seismik.

Side swipe adalah anomali gelombang seismik yang dipantulkan oleh lapisan yang arahnya tidak sesuai dengan lintasan yang diolah.

Stretching adalah penurunan frekuensi gelombang seismik.

T

Trace adalah data seismik yang terekam oleh satu penerima (*receiver*).

TWT *Two Way Time* (TWT) adalah waktu tempuh gelombang seismik dari sumber-reflektor-penerima, dengan jarak sumber-penerima sama dengan nol.

Z

Zero offset adalah jarak antara sumber (*shot*) dan penerima (*receiver*) sama dengan nol.

BAB 1. PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Metode seismik eksplorasi lazim digunakan untuk mengatasi permasalahan mengenai *recovery* cadangan hidrokarbon dunia. Metode seismik eksplorasi adalah cabang dari *earthquake seismology* yang mampu mencitrakan struktur geologi dan litologi batuan dengan akurasi dan resolusi yang tinggi serta penetrasi yang dalam. Pencitraan struktur geologi dan litologi batuan dilakukan dengan memanfaatkan penjalaran gelombang seismik yang bergantung pada sifat elastisitas batuan. Gelombang seismik dapat ditimbulkan melalui dua metode yakni metode aktif dan metode pasif. Metode pasif ialah gangguan yang terjadi secara alamiah contohnya gempa bumi. Metode aktif ialah gangguan yang sengaja ditimbulkan oleh manusia dengan mengontrol energi dan jarak antara *shot* dengan *receiver*. Pada dasarnya, metode ini dilakukan dengan memberikan suatu gangguan berupa gelombang seismik pada suatu sistem kemudian gejala fisisnya diamati untuk menghasilkan gambaran kecepatan dan kedalaman lapisan berdasarkan perhitungan waktu tempuh gelombang antara *shot* dan *receiver* (Telford et. al., 1990).

Metode seismik aktif terdiri dari metode seismik refleksi dan seismik refraksi. Dalam eksplorasi minyak dan gas bumi, metode seismik refleksi sangat lazim digunakan mengingat metode ini mampu mencitrakan struktur geologi dan litologi batuan sangat dalam sehingga meningkatkan *success ratio* pengeboran minyak (Priyono, 2006). Metode seismik refleksi terdiri dari tiga tahap yakni pengambilan data (*seismic data acquisition*), pengolahan data seismik (*seismic data processing*), dan interpretasi data seismik (*seismic data interpretation*). Data yang dihasilkan pada tahap awal masih dipengaruhi oleh *noise* dan belum dapat digunakan untuk mencerminkan kondisi bawah permukaan yang sebenarnya. Oleh karena itu, perlu dilakukan pengolahan data lebih lanjut untuk menghasilkan penampang seismik beresolusi tinggi guna meningkatkan citra penampang seismik (Mukaddas, 2005).

Pengolahan data seismik secara garis besar terdiri dari *pre-processing*, *main-processing*, dan *post-processing*. Tahap *pre-processing* dilakukan *pre-conditioning data* dengan dilakukan proses *re-formatting*, *field*, edit geometri, *amplitude recovery*, *editing*, *filtering*, *static correction*, *deconvolution* dan *f-k filtering*. Tahap *main processing* dilakukan *velocity analysis*, koreksi NMO, *residual static*, DMO, migrasi, dan *stacking*. Tahap terakhir ialah *post processing* guna memperjelas atau memperhalus sinyal pada penampang seismik yang telah melalui tahap *pre* dan *main processing*. Pada dasarnya tahapan pengolahan data seismik bertujuan untuk meningkatkan resolusi penampang seismik dengan *signal to noise ratio* (s/n) yang tinggi dan dapat merepresentasikan bidang batas lapisan yang sebenarnya (Sanny, 2004).

Salah satu penyebab *signal to noise ratio* rendah ialah gelombang yang mengalami refleksi pada bidang batas lapisan cekung atau cembung. Peristiwa ini dapat menyebabkan terbentuknya *bow tie* sehingga titik reflektor akan mengalami pergeseran dan memiliki kemiringan yang semu (*apparent dip*). *Bow tie* merupakan peristiwa gelombang seismik mengalami difraksi. Oleh karena itu, perlu dilakukan suatu teknik pengolahan data seismik untuk memetakan *event-event* seismik pada posisi dan waktu pantul sebenarnya yang dikenal dengan metode migrasi (Priyono, 2006).

Menurut Yilmaz (1987) , metode migrasi dibagi menjadi tiga berdasarkan algoritma yaitu *kirchhoff*, beda hingga (*finite difference*), dan pergeseran fase (*phase shift*). Migrasi dapat dilakukan sebelum *stack* (*pre stack migration*) dan sesudah *stack* (*post stack migration*) dengan domain *time* maupun *depth*. Penelitian tentang analisa konsep migrasi data seismik dengan algoritma *kirchhoff* dan *finite difference* telah dilakukan oleh Sukmana (2014). Hasil dari penelitian tersebut menunjukkan migrasi dengan algoritma *kirchhoff* mampu menangani kemiringan yang sangat curam dibandingkan dengan metode *finite difference*. Pada metode *kirchhoff*, pencitraan bawah permukaan kenampakan reflektor lebih jelas dan lebih kontinyu, sedangkan pada metode *finite difference* pencitraan bawah permukaan lebih fokus dan tegas pada titik reflektor tetapi kenampakannya tidak begitu jelas.

Migrasi menggunakan algoritma *kirchhoff* didasarkan pada *diffraction summation* (Schneider, 1978). Migrasi *kirchhoff* dapat memindahkan amplitudo seismik dari posisi rekaman ke posisi refleksi dan juga dapat menghilangkan difraksi akibat struktur bawah permukaan yang kompleks, sehingga meningkatkan resolusi spasial. Migrasi *kirchhoff* merupakan *stack* difraksi atau menjumlahkan amplitudo arah miring, *spherical divergence* gelombang amplitudo dan *wavelet shaping factor*. Secara matematis, migrasi *kirchhoff* merupakan solusi integral dari persamaan gelombang skalar (Yilmaz, 1987). Keuntungan utama migrasi menggunakan algoritma *kirchhoff* ialah mampu memigrasi reflektor curam pada data seismik dengan *signal to noise ratio* tinggi (Sukmana, 2014).

Utami (2016) melakukan analisa pengolahan data seismik laut 2D dengan *pre stack* dan *post stack kirchhoff migration* dalam domain *time*. Hasil dari penelitian tersebut menunjukkan migrasi *pre stack* menghasilkan penampang *stack* yang lebih bagus dibandingkan dengan migrasi *post stack*. Penampang *pre stack* mampu menggambarkan struktur sesar lebih baik dan kemenerusan yang lebih kontinyu dibandingkan *post stack*. *Pre stack kirchhoff migration* juga dapat dilakukan dalam domain *depth* atau dikenal dengan metode *Pre Stack Depth Migration* (PSDM) (Furniss, 1999).

Penelitian tentang analisa konsep PSDM dilakukan oleh Komang (2017). Hasil dari penelitian tersebut ialah permasalahan *imaging* dan *positioning* merupakan keunggulan PSDM. Keakuratan ini dikarenakan kemampuan PSDM untuk melakukan *focusing* terhadap suatu titik reflektor pada kondisi dimana terjadi perubahan kecepatan secara lateral. PSDM merupakan teknik migrasi sebelum proses *stacking* yang mampu mencitrakan struktur yang cukup kompleks seperti *conflicting dips structure*. Pengurangan energi dari titik refleksi akibat *side swipe* dengan variasi kecepatan medium sangat kompleks juga dapat dilakukan, misalnya *thrust belt*, kubah garam, zona di sekitar karbonat (*reef*).



1.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah diperlukan untuk mempermudah peneliti dalam menentukan arah dan fokus dari penelitian tersebut. Berdasarkan latar belakang yang telah disusun, rumusan masalah untuk penelitian ini yaitu :

1. Bagaimana perbedaan penampang seismik hasil PSTM dan PSDM ?
2. Bagaimana perbandingan model kecepatan domain *time* dan *depth* hingga memberikan penampang seismik lebih akurat ?
3. Bagaimana keunggulan metode PSDM dibanding PSTM dalam memberikan pencitraan (*imaging*) dan *positioning* ?

1.3 Tujuan Penelitian

Tujuan penelitian menjadi hal penting dalam sebuah karya tulis ilmiah sekaligus menjadi kunci utama untuk mencapai keberhasilan dalam melakukan penelitian. Berdasarkan perumusan masalah yang telah disusun, tujuan penelitian ini adalah :

1. Menganalisis keunggulan metode PSDM dibanding PSTM dalam memberikan pencitraan (*imaging*) dan *positioning*.
2. Mengetahui perbedaan penampang seismik hasil PSTM dan PSDM.
3. Mengetahui perbandingan model kecepatan domain *time* dan *depth* hingga memberikan penampang seismik lebih akurat.

1.4 Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini adalah untuk memberikan informasi bagaimana perbedaan penampang akhir hasil PSTM dan PSDM. Penelitian ini juga memberikan informasi bagaimana keunggulan PSDM dibanding PSTM dalam mencitrakan (*imaging*) dan *positioning* dengan menganalisa model kecepatan yang digunakan. Hasil dari penelitian ini dapat digunakan sebagai referensi dalam menentukan data kecepatan yang akurat guna meningkatkan efektivitas dan efisiensi *casing design* sumur bor serta menentukan *mudweight*.

BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Gelombang Seismik

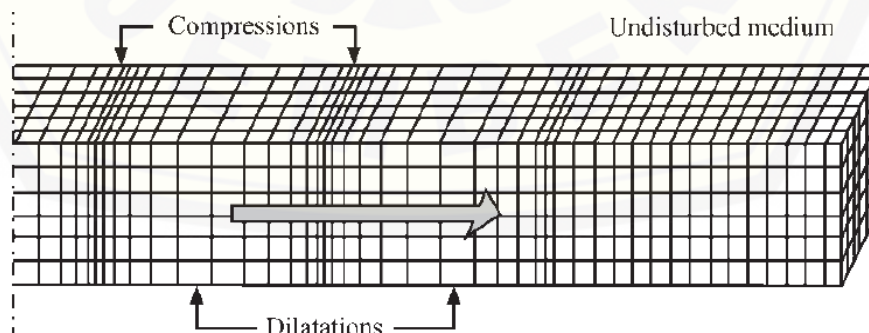
2.1.1 Gelombang Seismik

Secara umum, gelombang seismik dapat diartikan sebagai fenomena penjalaran gelombang yang diakibatkan adanya gangguan pada medium sekitarnya. Gangguan ini menyebabkan terjadinya osilasi kedudukan partikel-partikel medium baik osilasi tekanan maupun osilasi rapat massa. Osilasi partikel-partikel medium terjadi akibat interaksi antara gradien *stress* melawan gaya-gaya elastik sehingga gelombang seismik disebut juga sebagai gelombang elastik (Herwanda, 2016).

Gelombang seismik tersusun atas gelombang badan dan gelombang permukaan. Menurut Abdullah (2007), gelombang badan adalah gelombang yang arah rambatnya masuk ke bawah permukaan bumi. Gelombang badan terdiri dari :

a. Gelombang Primer (P)

Gelombang primer ialah gelombang longitudinal yang arah rambatnya searah dengan arah gerak partikelnya, sebagaimana yang ditunjukkan pada Gambar 2.1. Gelombang primer dapat merambat pada medium padat, cair, dan gas. Cepat rambat gelombang primer lebih besar dibandingkan dengan jenis gelombang seismik lain, persamaan kecepatan gelombang primer (v_p) dapat ditulis seperti persamaan (2.1).

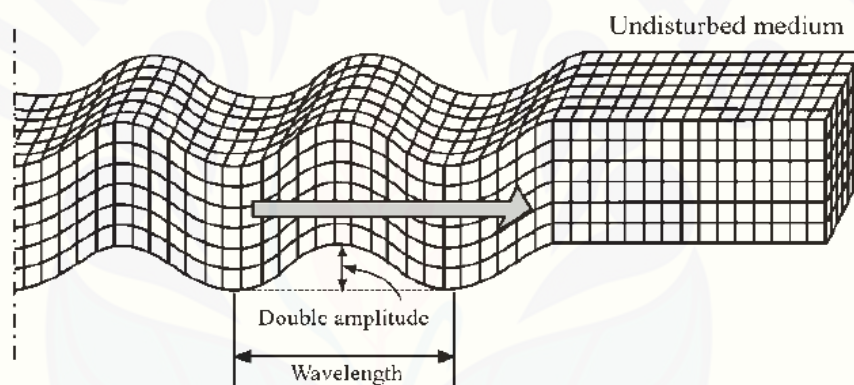


Gambar 2.1 Pola penjalaran gelombang primer (Abdullah, 2007)

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

b. Gelombang Sekunder (S)

Gelombang sekunder merupakan gelombang transversal yang arah rambatnya tegak lurus dengan arah gerak partikelnya, sebagaimana ditunjukkan pada Gambar 2.2. Gelombang sekunder tidak dapat merambat pada medium cair atau gas yakni hanya dapat merambat pada medium padat. Cepat rambat gelombang sekunder lebih kecil dibandingkan dengan gelombang primer, persamaan kecepatan gelombang sekunder (v_s) dapat ditulis seperti persamaan (2.2).



Gambar 2.2 Pola penjalaran gelombang sekunder (Abdullah, 2007)

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

dimana pada persamaan (2.1) dan persamaan (2.2),

K = modulus bulk (Pa),

μ = modulus geser (Pa),

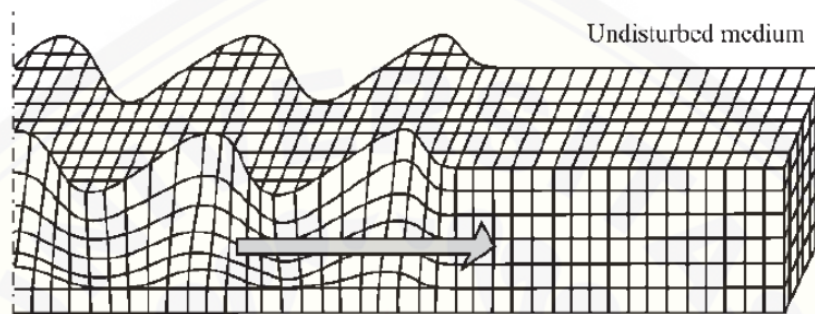
ρ = densitas (kg/m^3),

dan $v_s < v_p$.

Menurut Abdullah (2007), gelombang permukaan merupakan gelombang yang arah rambatnya hanya pada batas permukaan medium dan mengalami pelemahan amplitudo apabila merambat masuk ke dalam medium. Gelombang permukaan terdiri dari :

a. Gelombang *Love*

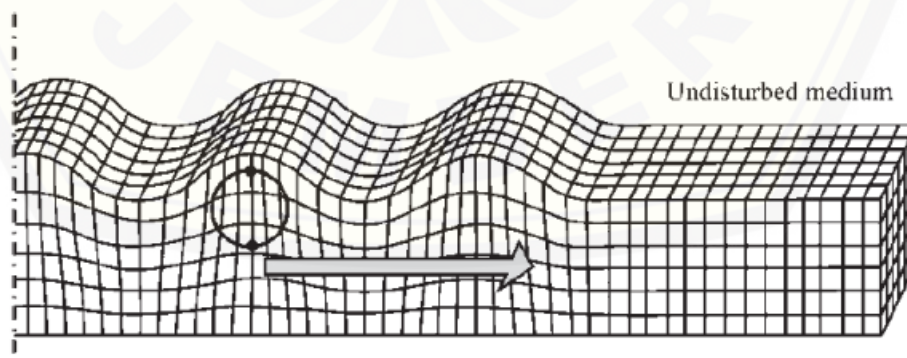
Gelombang *love* merupakan hasil interferensi konstruktif antar refleksi dari gelombang S yang bergerak secara horizontal (gelombang SH) pada permukaan bebas. Gelombang *love* hanya dapat merambat pada batas lapisan dan gerak partikelnya paralel terhadap permukaan namun tegak lurus terhadap arah penjarangannya, sebagaimana ditunjukkan pada Gambar 2.3.



Gambar 2.3 Pola penjarangan gelombang *love* (Elnashai dan Di Sarno, 2008)

b. Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *rayleigh* merupakan gelombang hasil interaksi gelombang P dan gelombang S yang bergerak secara vertikal (gelombang SV) pada permukaan dan merambat secara paralel. Gelombang *rayleigh* merambat pada permukaan dengan arah gerak partikel berbentuk elips dan hanya dapat merambat pada medium padat saja, sebagaimana ditunjukkan pada Gambar 2.4.



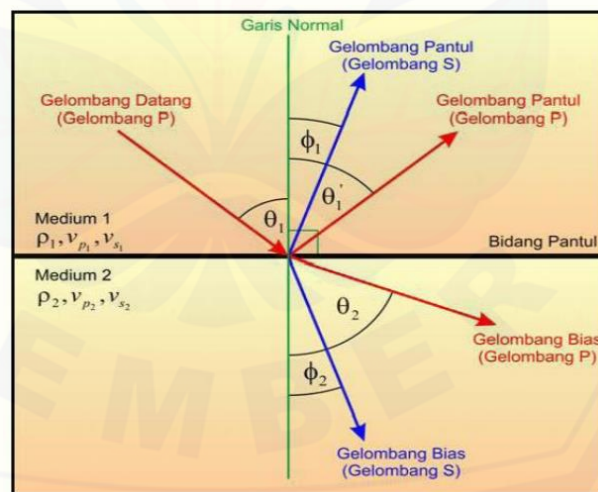
Gambar 2.4 Pola penjarangan gelombang *rayleigh* (Elnashai dan Di Sarno, 2008)

2.1.2 Prinsip Dasar Penjalaran Gelombang Seismik

Menurut Abdullah (2007), mekanisme penjalaran gelombang seismik didasarkan pada Hukum Snellius, Hukum Huygens serta Hukum Fermat. Berikut penjelasan dari masing-masing prinsip mekanisme penjalaran gelombang seismik:

a. Hukum Snellius

Gelombang seismik yang merambat melalui lapisan batuan dengan impedansi akustik berbeda dari lapisan batuan yang dilalui sebelumnya, maka sebagian gelombang tersebut akan dipantulkan kembali ke permukaan dan sebagian lainnya akan diteruskan merambat ke bawah permukaan. Perambatan gelombang seismik tersebut berdasarkan Hukum Snellius. Hukum Snellius dikembangkan dari Hukum Huygens, menyatakan bahwa sudut bias dan sudut pantul merupakan fungsi dari sudut datang dan kecepatan gelombang. Pada Gambar 2.5 ditunjukkan bahwa sebagian dari energi gelombang P akan direfleksikan menjadi gelombang P dan gelombang S serta sebagian lagi direfleksikan menjadi gelombang P dan gelombang S pula. Secara matematis Prinsip Snellius dijabarkan pada persamaan 2.3.



Gambar 2.5 Pemantulan dan pembiasan gelombang menurut Hukum Snellius (Abdullah, 2007)

$$\frac{\sin \theta_1}{v_{p1}} = \frac{\sin \theta_1'}{v_{p1}} = \frac{\sin \theta_2}{v_{p2}} = \frac{\sin \phi_1}{v_{s1}} = \frac{\sin \phi_2}{v_{s2}} = \rho \quad (2.3)$$

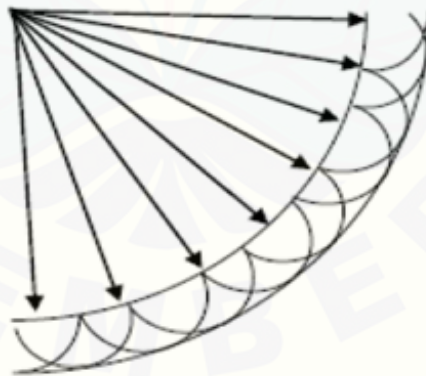
dengan,

θ_1 = sudut datang gelombang P ($^\circ$),

- θ_1' = sudut pantul gelombang P ($^\circ$),
- ϕ_1 = sudut pantul gelombang S ($^\circ$),
- θ_2 = sudut bias gelombang P ($^\circ$),
- v_{p1} = kecepatan gelombang P pada medium pertama (m/s),
- v_{p2} = kecepatan gelombang P pada medium kedua (m/s),
- v_{s1} = kecepatan gelombang S pada medium pertama (m/s),
- v_{s2} = kecepatan gelombang S pada medium kedua (m/s),
- ρ = parameter gelombang, dan $\theta_1 = \theta_2$.

b. Hukum Huygens

Hukum Huygens ditemukan oleh seorang fisikawan Belanda, Crisitian Huygens pada tahun 1680. Hukum Huygens menyatakan setiap titik pada muka gelombang menghasilkan sumber bagi gelombang baru. Posisi muka gelombang diperoleh dengan membentuk garis singgung permukaan untuk semua *wavelet* sekunder sebagaimana ditunjukkan pada Gambar 2.6. Hukum Huygens mengungkapkan bahwa seiring bertambahnya kedalaman maka sebuah pulsa seismik akan kehilangan energinya.

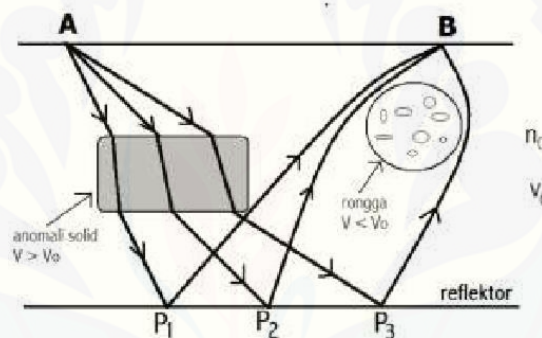


Gambar 2.6 Penjalaran gelombang berdasarkan prinsip Huygens (Abdullah, 2007)

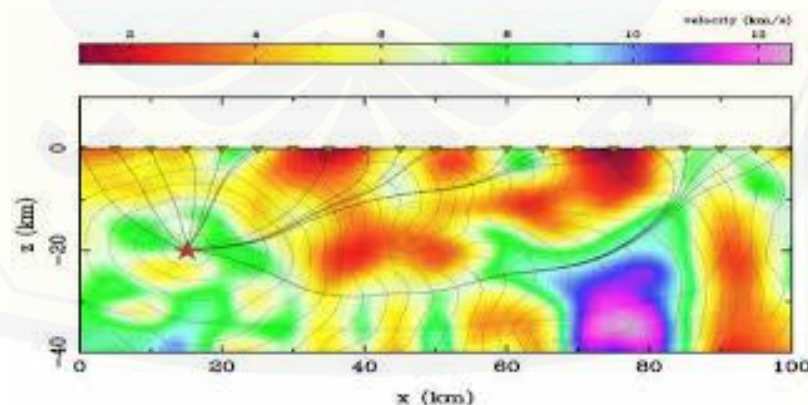
c. Hukum Fermat

Hukum Fermat berbunyi gelombang seismik menjalar dari satu titik ke titik yang lainnya melalui mediu dengan waktu tempuh tercepat. Gelombang seismik yang melewati medium dengan variasi kecepatan gelombang maka gelombang tersebut akan cenderung melewati zona-zona kecepatan tinggi dan

menghindari zona-zona kecepatan rendah. Jejak sinar juga menentukan arah penjarangan energi. Pada penjarangan sinar dari suatu titik ke titik lainnya, hukum Fermat dapat digunakan untuk membuang semua jejak sinar kecuali sinar dengan waktu tempuh tercepat. Pada penjarangan gelombang refleksi, prinsip Fermat digunakan dalam menentukan titik pantul atau reflektor. Gambar 2.7 merupakan ilustrasi penjarangan gelombang pantul pada medium homogen, dimana menjelaskan bagaimana *rays* akan memilih satu jalur dari sekian banyak *rays* dengan waktu tempuh minimum. Gambar 2.8 menunjukkan penjarangan gelombang seismik pada penelitian susilawati dengan prinsip Fermat, yakni gelombang seismik akan melewati daerah dengan kecepatan lebih tinggi yang direpresentasikan dengan skala warna.



Gambar 2.7 Penjarangan gelombang pada medium homogen (Susilawati, 2004)



Gambar 2.8 Penjarangan gelombang berdasarkan hukum Fermat (Susilawati, 2004)

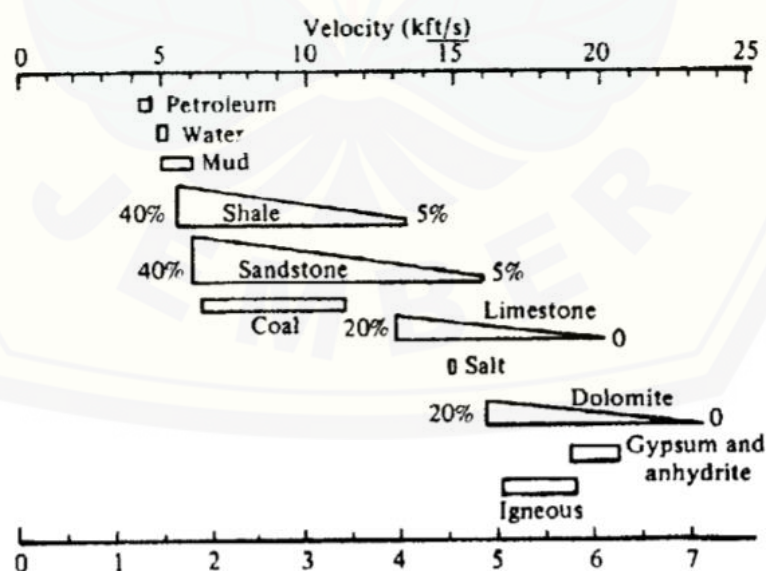
Sesuai dengan hukum Fermat, titik reflektor dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan (2.4).

$$(T_{AP} + T_{PB})_{direfleksor\ minimum} = \text{titik pantul} \quad (2.4)$$

Dari persamaan (2.4), apabila gelombang dirambatkan dari kedua titik (titik A dan titik B) menuju titik-titik reflektor ($P_1, P_2, P_3, P_4, \dots, P_n$) maka titik reflektor sebenarnya dapat ditentukan dengan membandingkan nilai-nilai dari $(T_{AP1}+T_{BP1})$, $(T_{AP2}+T_{BP2})$, $(T_{AP3}+T_{BP3})$, ..., $(T_{APn}+T_{BPn})$. Titik reflektor yang dilewati oleh sinar (*rays*) adalah titik reflektor P yang memberi hasil penjumlahan terkecil.

2.1.3 Kecepatan Gelombang Seismik

Salah satu variabel yang sangat penting dalam pengolahan data seismik ialah kecepatan. Kecepatan digunakan untuk menghitung kedalaman reflektor bawah permukaan dari gelombang refleksi yang terekam dalam domain *time*. Kecepatan gelombang P dipengaruhi oleh konstanta elastik dan densitas suatu medium homogen yang dilewatinya. Konstanta elastik adalah gaya antar partikel di dalam suatu batuan yang secara relatif berhubungan dengan tekanan (Telford et al., 1990). Kecepatan gelombang seismik digolongkan seperti Gambar 2.9 berdasarkan model batuan yang ada di bawah permukaan bumi. Secara akustik, kecepatan seismik dipengaruhi oleh sifat elastisitas dan densitas suatu batuan. Pengaruh elastisitas lebih besar dibandingkan dengan pengaruh densitas suatu batuan (Birch, 1966).



Gambar 2.9 Pengukuran kecepatan di beberapa jenis batuan (Birch, 1966)

Menurut Faradina et. al. (2015), dalam bidang ilmu geofisika ada beberapa jenis kecepatan yang memiliki maksud yang berbeda, sedikitnya terdapat lima pengertian yang berbeda pada metode seismik, antara lain :

1. Kecepatan *Instantaneous* (v_{ins})

Kecepatan *instantaneous* dikenal dengan kecepatan sesaat merupakan laju gelombang yang merambat melalui satu titik dan diukur pada arah rambatan gelombang, secara matematis kecepatan sesaat dapat ditunjukkan pada persamaan (2.5).

$$v_{ins} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \left(\frac{\Delta z}{\Delta t} \right) = \frac{dz}{dt} \quad (2.5)$$

dengan,

z = kedalaman (m)

t = waktu (s)

2. Kecepatan Rata-Rata (v_{ave})

Kecepatan rata-rata merupakan hasil dari kedalaman tertentu dibagi dengan waktu tempuh vertikal dari permukaan ke suatu kedalaman tertentu, secara matematis kecepatan rata-rata ditunjukkan pada persamaan (2.6).

$$v_{ave} = \frac{1}{t_0} \sum_{k=1}^n v_k t_k \quad (2.6)$$

dengan,

v_k = kecepatan dari permukaan ke titik k (m/s)

t_k = *Two Way Time* (TWT) permukaan ke titik k (s)

t_0 = waktu normal TWT (s)

3. Kecepatan *Root Mean Square* (v_{RMS})

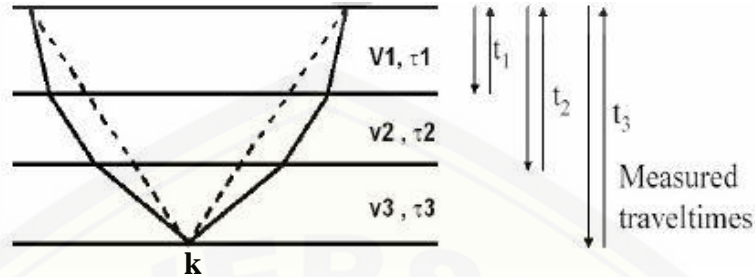
Kecepatan RMS merupakan kecepatan yang paling banyak digunakan untuk mengidentifikasi data seismik. Kecepatan RMS adalah kecepatan total dari sistem lapisan horizontal dalam bentuk akar kuadrat dari kecepatan rata - rata. Secara matematis, kecepatan RMS pada lapisan horizontal ditunjukkan pada persamaan (2.7), Gambar (2.10) menunjukkan kecepatan RMS tiap lapisan.

$$v_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^n v_k t_k}{\sum_{k=1}^n t_k}} \quad (2.7)$$

dengan,

v_k = kecepatan dari permukaan ke titik k (m/s)

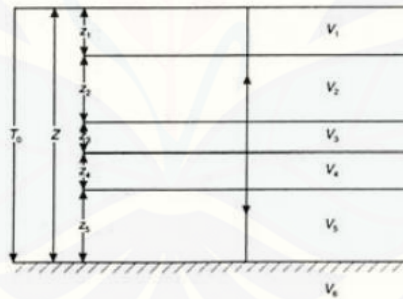
t_k = *Two Way Time* (TWT) permukaan ke titik k (s)



Gambar 2.10 Kecepatan RMS tiap lapisan (Faradina et al., 2015)

4. Kecepatan Interval (v_{int})

Kecepatan interval merupakan laju rata-rata antara dua titik yang diukur tegak lurus terhadap kecepatan lapisan sejajar. Secara matematis, kecepatan interval (v_{int}) ditunjukkan pada persamaan (2.8). Gambar 2.11 merupakan ilustrasi kecepatan interval tiap lapisan.



Gambar 2.11 Kecepatan interval tiap lapisan (Richard, 2000)

$$v_{int} = \sqrt{\frac{v_n^2 t_n - v_{n-1}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}}} \tag{2.8}$$

dengan,

v_n = kecepatan pada lapisan ke-n (m/s)

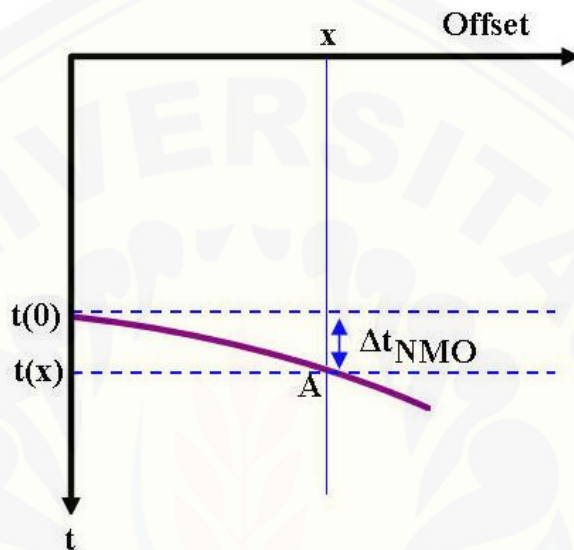
v_{n-1} = kecepatan pada lapisan ke n-1 (m/s)

t_{n-1} = waktu tempuh dari permukaan ke lapisan n-1 (s)

t_n = waktu tempuh dari permukaan ke lapisan n-1 (s)

5. Kecepatan *Normal Move Out* (v_{NMO})

Kecepatan NMO adalah kecepatan yang digunakan sebagai inputan pada proses NMO. Kecepatan NMO merupakan hasil akar kemiringan dari -1 pada titik $x=0$, dengan y adalah jarak *shot* dan *receiver* atau biasa disebut *zero offset*. Secara matematis, kecepatan NMO ditunjukkan pada persamaan (2.9) dan (2.10) dengan mengasumsikan kecepatan pada suatu lapisan konstan dan homogen. Gambar 2.12 adalah skema kecepatan NMO.



Gambar 2.12 Skema kecepatan NMO (Abdullah, 2007)

$$\Delta t = \frac{x^2}{2v_{NMO}^2 t_0} \quad (2.9)$$

$$v_{NMO}^2 = \sqrt{\frac{d(x^2)}{d(t^2)}} \quad (2.10)$$

dengan,

Δt = selisih nilai t_0 dengan t_x tertentu (s)

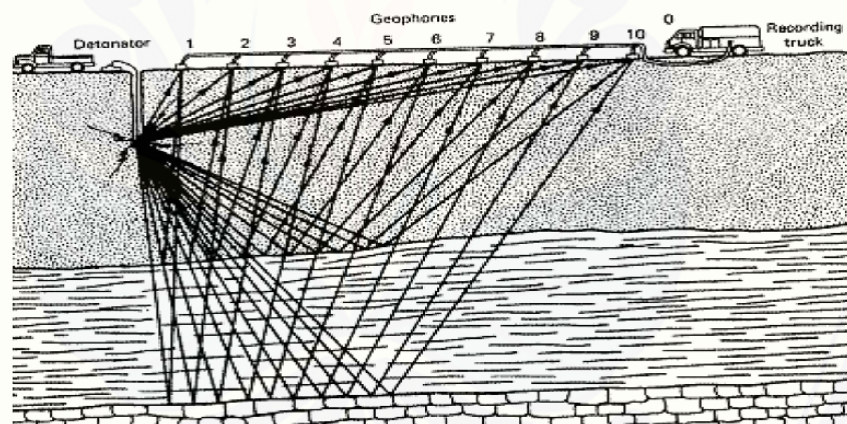
x = jarak lintasan secara lateral (horizontal) (m)

t_0 = waktu pada *zero offset* (s)

t_x = waktu pada x tertentu (s)

2.2 Metode Seismik

Metode seismik merupakan metode yang digunakan untuk mencitrakan kondisi bawah permukaan bumi mulai dari skala sentimeter (cm) sampai kilometer (km) dengan memanfaatkan gelombang seismik atau dikenal dengan gelombang akustik. Gelombang akustik ditimbulkan oleh sumber gelombang (*shot*), yakni dapat berupa ledakan dinamit atau suatu pemberat yang dijatuhkan ke tanah (*weight drop*). Metode seismik dapat mencitrakan kondisi bawah permukaan bumi dengan memanfaatkan perambatan gelombang akustik ke bawah permukaan bumi dan dimana dalam perambatannya gelombang seismik akan dipantulkan kembali ke permukaan kemudian akan diterima oleh penerima (*receiver*), sebagaimana ditunjukkan pada Gambar 2.13. Aplikasi metode seismik dapat digunakan untuk penyelidikan geologi lingkungan, eksplorasi migas, tektonik regional, bidang teknik dan arkeologi (Cholik, 2008).



Gambar 2.13 Sketsa survei seismik (Telford et al., 1990)

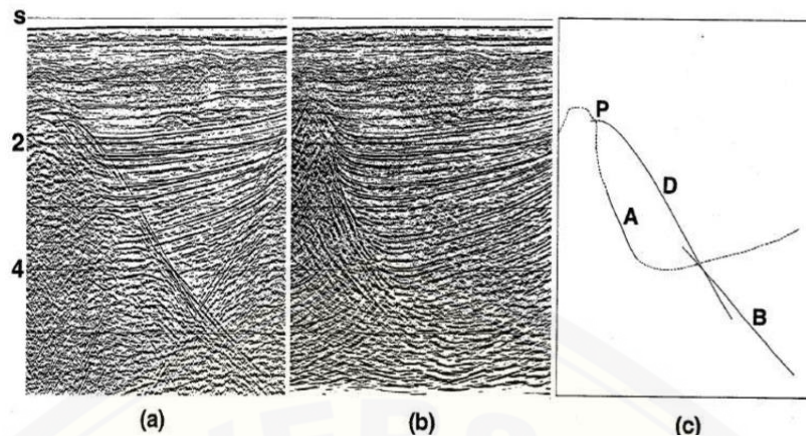
2.3 Migrasi Seismik

Migrasi seismik adalah salah satu tahap pengolahan data seismik yang bertujuan untuk memetakan *event-event* seismik pada posisi sebenarnya (Aina, 1999a). Migrasi data seismik secara umum dibagi menjadi empat kategori utama (Berkhout dan Palthe, 1980) yakni 1. memperbesar sudut kemiringan; 2. memperpendek reflektor; 3. memindahkan reflektor ke arah *up dip*; dan 4. memperbaiki resolusi lateral.

Migrasi data seismik yang menghasilkan penampang migrasi dalam kawasan waktu (*time*) disebut migrasi waktu atau *time migration*. Migrasi waktu umumnya dapat berlaku selama variasi kecepatan secara lateral kecil hingga sedang. Apabila variasi kecepatan secara lateral besar, migrasi waktu tidak dapat menghasilkan penampang bawah permukaan yang baik dan benar. Untuk mengatasi hal tersebut, dilakukan teknik migrasi domain kedalaman atau disebut *depth migration*, dimana penampang migrasi ditampilkan dalam domain kedalaman (*depth*), sehingga menghasilkan gambar bawah permukaan yang sesuai dengan kondisi geologi dan litologi yang sebenarnya (Yilmaz dan Doherty, 2001).

2.3.1 Prinsip Dasar Migrasi Seismik

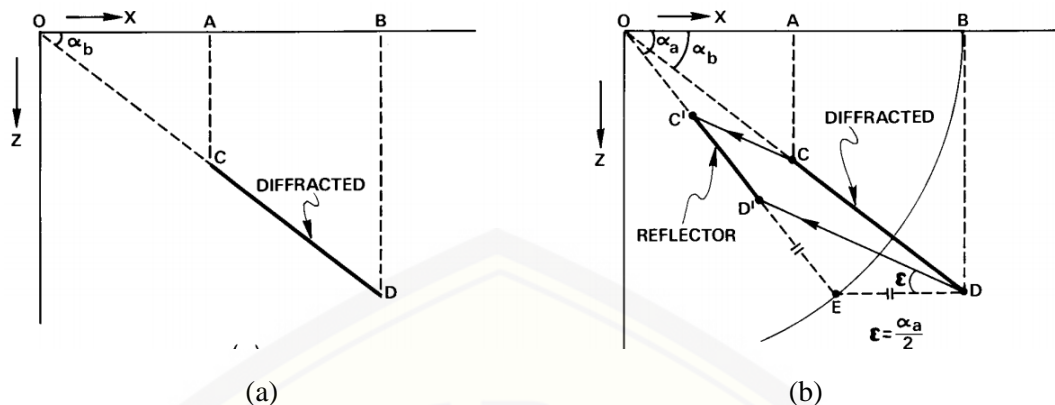
Ketika sebuah *shot* ditembakkan, gelombang seismik akan menjalar ke bawah permukaan bumi dan kemudian diterima oleh *receiver*, maka waktu tempuh gelombang akan didapatkan. Waktu tempuh digunakan untuk merepresentasikan posisi dari *event* seismik. Waktu tempuh gelombang tersebut didapat ketika gelombang seismik memantul pada *first distance* yang belum diketahui letak sebenarnya kemudian diterima oleh *receiver*. *Event* seismik direpresentasikan oleh *first distance* yang dapat diketahui dengan memperkirakan sepanjang setengah lingkaran dengan waktu tempuh gelombang yang sama. *First distance* kemudian dikenal dengan reflektor sebenarnya. Penerapan konsep demikian mengakibatkan *event* seismik yang tercitra belumlah berada pada posisi yang sebenarnya, sehingga perlu dilakukan migrasi seismik guna mengembalikan *event* seismik ke posisi sebenarnya. Hal ini perlu dilakukan apabila reflektor yang sebenarnya miring. Proses migrasi seismik akan memindahkan posisi reflektor miring ke posisi bawah permukaan yang sebenarnya dan akan menghilangkan efek difraksi yang terjadi. Migrasi seismik dapat dianggap sebagai bentuk *spatial deconvolution* yang dapat meningkatkan resolusi spasial (Yilmaz dan Doherty, 2001). Proses migrasi dapat ditunjukkan pada Gambar 2.14.



Gambar 2.14 (a) CMP *stack* (b) Migration (c) Sketsa dari kenampakan difraksi D dan kemiringan *event* sebelum (B) dan sesudah migrasi (A) (Yilmaz dan Doherty, 2001)

Gambar 2.14 (a) adalah penampang *stack* sebelum dilakukan migrasi dan (b) adalah penampang *stack* setelah dilakukan migrasi. Gambar tersebut juga menggambarkan sketsa prinsip dari migrasi (Gambar 2.14 c). Garis D adalah kurva difraksi hiperbolik yang mengoreksi *dipping effect* dari kubah garam pada penampang *stack* dan reflektor B. Setelah dilakukan migrasi kurva difraksi terakumulasi di titik P dan reflektor B berpindah ke A yang mana sesuai dengan *dipping effect* dari sisi kubah garam.

Menurut Chun dan Jacewitz (1981), penampang seismik adalah gambar representatif struktur bawah permukaan bumi yang termanifestasikan dari pengolahan data gelombang akustik yang menjalar di lapisan-lapisan bumi. Banyak faktor yang mempengaruhi penjalaran gelombang seismik dari reflektor hingga sampai ke permukaan bumi yang menyebabkan penampang seismik hasil pencitraan reflektivitas lapisan bawah permukaan tidak sesuai dengan kondisi yang sebenarnya. Migrasi data seismik pada hakikatnya bertujuan untuk menghilangkan pengaruh penjalaran tersebut (*de-propagasi*) sehingga seolah-olah *receiver* berada di titik reflektor. Prinsip migrasi ditunjukkan pada Gambar 2.15



Gambar 2.15 Prinsip migrasi. (a) Penampang rekaman seismik; (b) Kontruksi migrasi. (Chun dan Jacewitz, 1981)

Kontruksi geometri pada Gambar 2.15 menunjukkan reflektor pada penampang CD perlu dilakukan migrasi ke posisi kedalaman yang sebenarnya. Beberapa hal yang dapat disimpulkan dari kontruksi geometri pada Gambar 2.15 adalah :

1. Sudut kemiringan reflektor pada keadaan sebenarnya (α_a) lebih besar dibandingkan kemiringan reflektor yang terdapat pada penampang seismik (α_b), secara matematis hubungan (α_a) dan (α_b) dapat dituliskan pada persamaan (2.11) :

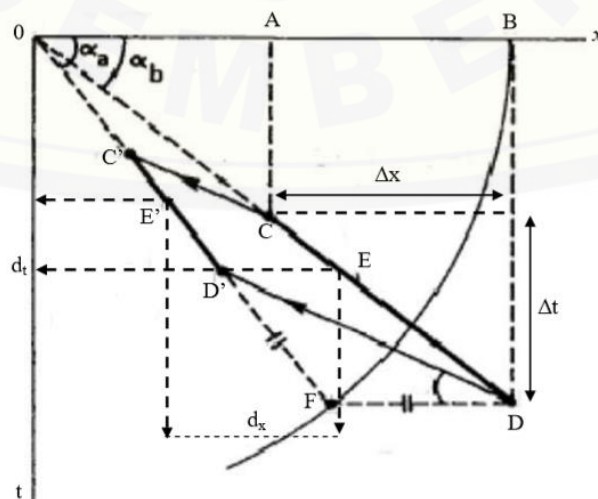
$$\sin \alpha_a = \frac{AC'}{OA} = \frac{AC}{OA} = \tan \alpha_b \quad (2.11)$$

2. Panjang reflektor pada keadaan geologi $C'D'$ lebih pendek dibandingkan dengan panjang reflektor pada penampang seismik (CD), dengan demikian proses migrasi bertujuan memperpendek reflektor.
3. Proses migrasi bertujuan memindahkan reflektor miring relatif ke *up dip*. Rekontruksi pada Gambar 2.15 dapat dilakukan dengan beberapa tahap, yakni :
 - a. Memperpanjang garis CD hingga memotong permukaan di titik O
 - b. Menggambar sebuah garis tegak lurus sampai ke permukaan dari titik D dengan titik potong dinotasikan sebagai titik B
 - c. Menggambar sebuah lingkaran dengan O sebagai titik pusat dan berjari-jari OB
 - d. Menggambar garis horizontal pada titik D hingga memotong lingkaran tersebut, dengan titik potongnya dinamakan titik E

- e. Menghubungkan pusat lingkaran O ke titik E untuk menentukan sudut migrasi (α_a), dan
- f. Menentukan titik D' dengan menggunakan hubungan $ED=ED'$. D' adalah titik hasil migrasi dari titik D. Sudut DD' adalah $\varepsilon = \alpha/2$. Dengan memproyeksikan garis CD dengan sudut ε tersebut ke garis OE, maka proses migrasi telah selesai, dengan hasil C'D'.

Apabila semua titik pada garis CD diproyeksikan ke permukaan dan panjang setiap garis diproyeksikan dijadikan sebagai jari-jari lingkaran, maka hasil penjumlahan dan penggabungan semua titik singgung antara lingkaran-lingkaran tersebut dengan garis khayal yang memotong titik O akan membentuk suatu garis dengan kemiringan tertentu. Garis yang terbentuk inilah yang merupakan reflektor yang sebenarnya, yakni garis C'D'. Pada terminologi migrasi, lingkaran-lingkaran di atas disebut pola-pola difraksi dari suatu titik reflektor yang memiliki catatan waktu kedatangan gelombang tertentu. Hal ini didefinisikan sebagai jari-jari lingkaran. Prinsip inilah yang merupakan asal mula dari pengembangan metode migrasi dengan penjumlahan amplitudo sepanjang garis kurva difraksi atau lebih dikenal dengan sebutan migrasi *kirchhoff*.

Menurut Chun dan Jacewitz (1981), mekanisme migrasi seismik secara manual ditunjukkan pada Gambar 2.16, terlihat sebuah reflektor miring CD hasil rekaman seismik. CD diasumsikan termigrasi ke C'D' dimana C'D' merupakan posisi yang sebenarnya secara geologi dan titik E' pada C'D' hasil migrasi dari titik E pada CD.



Gambar 2.16 Mekanisme migrasi secara manual (Chun dan Jacewitz, 1981)

Dari Gambar 2.16 dapat diturunkan persamaan-persamaan seperti persamaan (2.12), (2.13), (2.14), (2.15), sebagai berikut :

$$d_x = \frac{v^2 t \Delta t}{4 \Delta x} \quad (2.12)$$

$$d_t = t \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{v \Delta t}{2 \Delta x} \right)^2} \right] \quad (2.13)$$

$$\frac{\Delta \tau}{\Delta x} = \frac{\Delta t}{\Delta x} - \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{v \Delta t}{2 \Delta x} \right)^2}} \quad (2.14)$$

$$\text{Dip(kemiringan)} = \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad (2.15)$$

dengan,

t = *traveltime* (s),

v = kecepatan medium (kecepatan migrasi) (m/s),

Δt = selisih waktu antara titik C dan titik D (s),

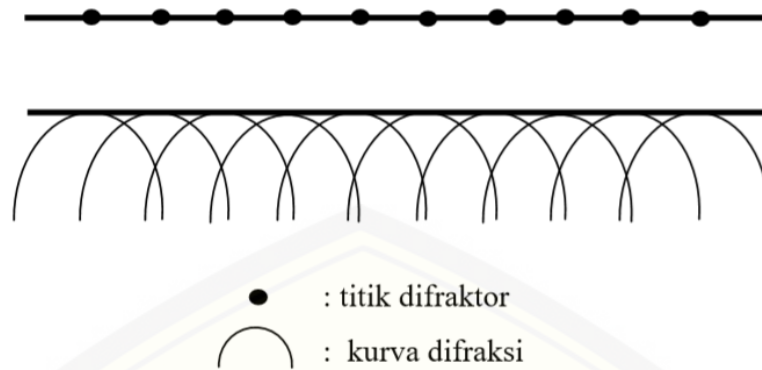
Δx = jarak dari titik A dan titik B (m),

d_x = *horizontal time displacements*,

d_t = *vertikal time displacements*,

τ = *event time* pada posisi yang telah dimigrasi (s)

Menurut Aina (1999b), operasi migrasi merupakan metode penjumlahan difraksi dengan menggunakan pendekatan Hukum Huygens. Berdasarkan prinsip Huygens, reflektor seismik dapat dipandang sebagai kumpulan dari titik-titik difraktor yang berdekatan, ditunjukkan pada Gambar 2.17



Gambar 2. 17 Reflektor seismik (Aina, 1999b)

Migrasi data seismik diperoleh dengan mengembalikan setiap *event-event* difraksi yang berbentuk hiperbola ke titik asalnya (puncak). Setiap titik pada hasil penampang migrasi diperoleh dengan menjumlahkan semua nilai data sepanjang difraksi yang berpusat pada suatu titik.

2.3.2 Klasifikasi Migrasi

Menurut Schneider (1978), migrasi data seismik berdasarkan domain dibedakan menjadi dua macam yakni migrasi domain waktu (*time migration*) dan migrasi domain kedalaman (*depth migration*). Perbedaan mendasar antara migrasi domain *time* dan *depth* ialah model kecepatan yang digunakan. *Time migration* memiliki variasi kecepatan yang *smooth* dan *depth migration* memiliki variasi kecepatan yang kompleks.

1) Migrasi Waktu (*Time Migration*)

Migrasi domain waktu berasumsi pada perambatan gelombang lurus dimana jalur perambatan dianggap lurus dengan mengabaikan kecepatan lateral dan ikatan jalur gelombang tiap lapisan, sehingga memiliki variasi kecepatan yang *smooth*. Hasil akhir dari proses migrasi domain waktu ialah berupa penampang seismik yang ditampilkan dalam skala waktu. Model kecepatan pada migrasi domain waktu diasumsikan sebagai gradien kecepatan vertikal, sehingga perbedaan antara sumbu waktu dan kedalaman hanyalah pada skalanya saja. Pada proses kontinuitas ke bawah untuk setiap sampel dilakukan dengan Δ_t konstan, sehingga berlaku persamaan (2.16).

$$\Delta_z = \Delta_t \frac{v}{2} \quad (2.16)$$

dengan,

Δ_t = interval sampel dengan nilai konstan dari penampang domain waktu (s),

v = kecepatan *root mean square* (RMS) (m/s),

Δ_z = interval sampel domain kedalaman (m).

2) Migrasi Kedalaman (*Depth Migration*)

Migrasi domain kedalaman menggunakan asumsi gerak perambatan yang sesuai dengan keadaan sebenarnya. Hasil akhir dari proses migrasi domain kedalaman ialah berupa penampang seismik yang ditampilkan dalam penampang kedalaman. Kecepatan yang digunakan ialah kecepatan interval, dimana kecepatan tersebut sangat sesuai untuk migrasi dengan pendekatan penjumlahan kurva difraksi. Model kecepatan interval dapat menelusuri dengan baik jejak-jejak sinar dari titik difraksi hingga permukaan.

Berdasarkan tipenya, migrasi data seismik dibagi menjadi dua yakni sebagai berikut :

1) Migrasi Sebelum *Stack* (*Pre Stack Migration*)

Pre stack migration merupakan proses migrasi yang dilakukan sebelum proses *stack*. Kemiringan reflektor dan *offset* yang besar akan menyebabkan kecepatan *stack* (v_{stack}) lebih besar dibandingkan dengan kecepatan *root mean square* (v_{rms}). Apabila pada reflektor miring diasumsikan (v_{stack}) dan (v_{rms}) memiliki nilai yang sama untuk menentukan kecepatan interval, maka hasil yang diperoleh tidak akurat. Informasi kecepatan yang tidak akurat ini tidak dapat dijadikan acuan untuk menggambarkan kondisi bawah permukaan yang sebenarnya (Utama, 2009). Proses pengolahan data migrasi *pre stack* meliputi koreksi *residual static*, pengaturan *trace* dalam tiap-tiap *common offset gather*, migrasi setiap *common offset gather* dari *offset* yang terdekat (*near offset*) hingga *offset* terjauh (*far offset*), konversi ke bentuk *CDP gather*, dan koreksi NMO. Proses migrasi *pre stack* dilakukan dengan cara memfokuskan energi *event* seismik sebelum proses *stack*, sehingga data yang digunakan untuk

proses *stack* lebih sederhana. Dengan kata lain proses migrasi *pre stack* dan koreksi NMO akan mengkoreksi ketidakpastian posisi *reflektor* (Cholik, 2008).

2) Migrasi Setelah *Stack* (*Post Stack Migration*)

Post stack migration adalah proses migrasi yang dilakukan setelah dilakukan koreksi NMO dan proses *stack*. *Post stack migration* dilakukan pada reflektor-reflektor yang memiliki kecuraman relatif datar atau tidak memiliki banyak variasi nilai kecepatan. Metode migrasi *post stack* merupakan metode yang lebih sederhana dibandingkan dengan metode *pre stack*, terutama dalam algoritma dan proses yang dilakukan (Yilmaz dan Doherty, 2001).

Berdasarkan algoritma yang digunakan, proses migrasi data seismik dibagi menjadi tiga, yakni sebagai berikut :

1) Metode *Kirchhoff*

Migrasi dengan menggunakan algoritma *kirchhoff* atau sering disebut dengan migrasi tipe difraksi, merupakan suatu pendekatan secara statistik dimana posisi suatu titik di bawah permukaan dapat saja berasal dari berbagai kemiringan lokasi dengan tingkat probabilitas yang sama dan didasarkan pada *diffraction summation* (Schneider, 1978). Migrasi *kirchhoff* dibedakan menjadi dua aspek, yakni aspek kinematik dan aspek dinamik. Aspek kinematik adalah saat *event* refleksi primer dipindahkan pada posisi yang sebenarnya di bawah permukaan kemudian dikenal sebagai migrasi secara umum. Aspek dinamik adalah apabila amplitudo dari *event* refleksi dikoreksi terhadap faktor *geometrical spreading* kemudian dipindah ke posisi yang sebenarnya di bawah permukaan. Aspek dinamik inilah yang kemudian dikenal sebagai *true amplitude*. Hasil dari migrasi dinamik dapat digunakan untuk koreksi AVO. Migrasi *kirchhoff* dapat mengatasi berbagai masalah geologi bawah permukaan mulai dari yang sederhana hingga yang memiliki struktur kompleks dengan *dip reflektor* yang cukup besar. Keuntungan lain dari migrasi *kirchhoff* ialah cukup fleksibel terhadap perubahan topografi. Oleh karena itu, metode migrasi *kirchhoff* merupakan metode yang sering digunakan dalam industri minyak dan gas bumi. Konsep dasar migrasi *kirchhoff* ialah tentang permukaan maksimum konveks dan maksimum konkav. Permukaan maksimum konveks dikenal

dengan *Huygen surface* atau *diffraction travelttime surface*, dan permukaan maksimum konkav disebut dengan *isochron* (Hagedoorn, 1954).

Menurut Biondo (2005), migrasi *kirchhoff* didasarkan pada teori *Green's function* dan solusi integral persamaan gelombang, sebagaimana ditunjukkan pada persamaan (2.17).

$$I(\xi) = \int_{\Omega_{\xi}} W(\xi, m, h) D[t = t_D(\xi, m, h), m, h] dm dh. \quad (2.17)$$

dimana, $I(\xi)$ didefinisikan dalam ruang 3 dimensi, yakni $\xi = (z_{\xi}, x_{\xi}, y_{\xi})$ sama dengan integral atau jumlah dari nilai-nilai data $D(t, m, h)$ pada waktu $t_D(\xi, m, h)$ dan pembobotan $W(\xi, m, h)$. Penjumlahan dari integral di atas dibatasi oleh Ω_{ξ} yang dikenal dengan *migration aperture*. $t_D(\xi, m, h)$ merupakan waktu tempuh dari sumber gelombang sumber s ke titik $I(\xi)$ di bawah permukaan sampai terekam oleh penerima g . Jika kecepatan interval gelombang seismik pada medium diperkenalkan, $v(z, x, y)$, maka nilai t_D dapat didefinisikan seperti persamaan (2.18).

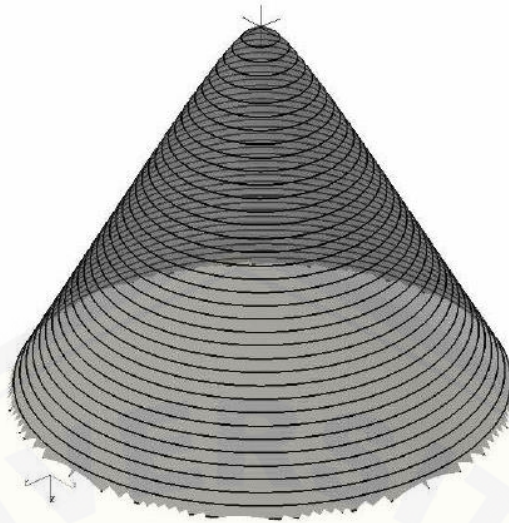
$$t_D = t_s[\xi, s, v(z, x, y)] + t_g[\xi, g, v(z, x, y)] \quad (2.18)$$

dengan,

t_s = waktu dari sumber s ke titik ξ (s),

t_g = waktu dari titik ξ sampai penerima $g(s)$.

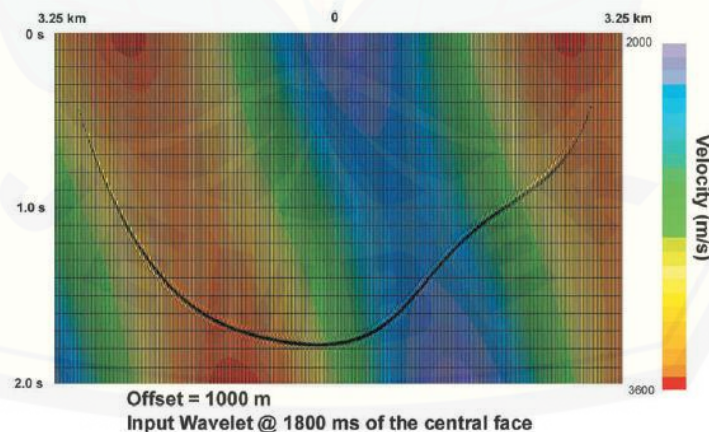
Apabila sifat kecepatan pada medium tersebut homogen isotropis, maka plot t_D pada bilangan 3 dimensi akan berbentuk kerucut sempurna dan pada bidang 2 dimensi akan berbentuk parabola terbalik, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.18.



$$\tau_{\xi} = 2z_{\xi} / V.$$

Gambar 2.18 Plot t_D (Biondo, 2005)

Kerucut pada gambar 2.18 dikenal dengan *Kirchhoff migration operator* atau *Kirchhoff migration curve*. Pada medium dengan variasi kecepatan yang kompleks, bentuk *Kirchhoff migration operator* pada Gambar 2.18 tidak akan berbentuk parabola atau kerucut, melainkan memiliki bentuk mengikuti variasi kecepatan mediumnya, sebagaimana diilustrasikan pada Gambar 2.19.



Gambar 2.19 *Kirchhoff migration operator* pada medium kompleks (Biondo, 2005)

Pada Gambar 2.19 terlihat bahwa medium dengan variasi kecepatan lateral yang kompleks akan menghasilkan gambar yang unik, sehingga proses migrasi

data seismik pada medium tersebut hanyalah menjumlahkan energi gelombang seismik di sepanjang parabola unik tersebut.

2) Metode Beda Hingga (*Finite Difference*)

Asumsi dasar yang digunakan pada migrasi *finite difference* adalah teori reflektor meledak. Berawal dari teori tersebut maka migrasi merupakan proses kontinuitas ke bawah. Teknik migrasi ini didasarkan pada penyelesaian persamaan diferensial gelombang skalar (Claerbout, 1985). Kelebihan metode *finite difference* ialah relatif akurat, dapat menyelesaikan model yang kompleks, dan efisiensi waktu dalam proses komputasi. Permasalahan migrasi terkait dengan pemecahan gelombang skalar ditunjukkan pada persamaan (2.19).

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = 0 \quad (2.19)$$

Salah satu metode yang dapat digunakan untuk memecahkan persamaan gelombang skalar ialah metode *finite difference* dengan menggunakan transformasi koordinat untuk mengamati penjalaran gelombang seismik pada arah tertentu.

3) Metode Pergesean Fase (*Phase Shift Migration*)

Menurut Claerbout (1985), metode pergeseran fase diilustrasikan dengan sumbu- x sebagai posisi horizontal pada permukaan bumi dan sumbu- τ sebagai waktu yang dibutuhkan gelombang seismik melakukan TWT dan dengan penampang $\psi(x, \tau)$. Kemudian sebuah gelombang seismik menjalar ke bawah pada penampang $\psi(x, \tau)$. Setelah mengalami refleksi penampang tersebut dinyatakan sebagai $\psi(x, \tau, t)$, dimana t merupakan waktu tempuh (*travel time*) antara *shot* dan *receiver*. Penampang $\psi(x, \tau, t)$, dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan gelombang skalar seperti persamaan (2.20) dengan $c = v/2$.

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{v^2}{4} \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial \tau^2} \quad (2.20)$$

dimana v adalah kecepatan gelombang yang dianggap konstan untuk sementara. Pada notasi ini penampang seismik *zero-offset* dinyatakan sebagai

$\psi(x, \tau = 0, t)$. Penampang ini diperoleh dengan cara menempatkan *shot* dan *receiver* pada suatu titik di permukaan bumi ($\tau = 0$).

2.4 Pre Stack Time Migration (PSTM)

Menurut Abdullah (2007), PSTM merupakan teknik migrasi data seismik yang dilakukan sebelum proses *stacking*. Dibandingkan dengan *post stack time migration*, PSTM memberikan hasil yang lebih akurat terutama pada pencitraan struktur yang cukup kompleks dengan variasi kecepatan yang *smooth*. Metodologi yang sering diterapkan pada proses PSTM ialah melakukan konvolusi dengan *elliptical impulse response*, kemudian melakukan penjumlahan di sepanjang *diffraction response curve* (migrasi *Kirchhoff*). Pada tahap konvolusi, data seismik di-*sorting* ke dalam domain *common-offset*, kemudian data tersebut dikonvolusikan dengan *elliptical impulse*. PSTM biasanya memiliki variasi kecepatan yang *smooth*, sehingga perlu diterapkan residual NMO *corection* setelah proses NMO yang utama. *Elliptical impulse response* dibangun berdasarkan persamaan (2.21) dan (2.22).

$$\frac{x^2}{L^2} = \frac{z^2}{d^2} = 1 \quad (2.21)$$

$$L^2 = h^2 + d^2 \quad (2.22)$$

dengan,

$h = \text{Offset}/2$ (m),

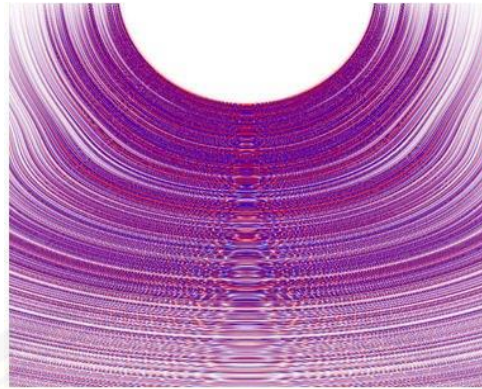
$L = T/2$,

$z = \text{kedalaman}$ (m),

$x = \text{offset}$ (m),

$d = \text{kedalaman}$ (m)

Elliptical impulse response yang merupakan fungsi dari kecepatan, *offset* dan kedalaman yang ditunjukkan pada Gambar (2.17).



Gambar 2.20 *Elliptical impulse response* (Abdullah, 2007)

Tahap selanjutnya untuk PSTM adalah dengan melakukan penjumlahan di sepanjang *diffraction response curve* (migrasi *Kirchhoff*). *Diffraction response curve* dapat dibangun berdasarkan persamaan (2.23) di bawah ini.

$$T = \frac{\sqrt{(y-h)^2 + z^2} + \sqrt{(y+h)^2 + z^2}}{v} \quad (2.23)$$

dengan,

T = waktu tempuh pada kecepatan v (s),

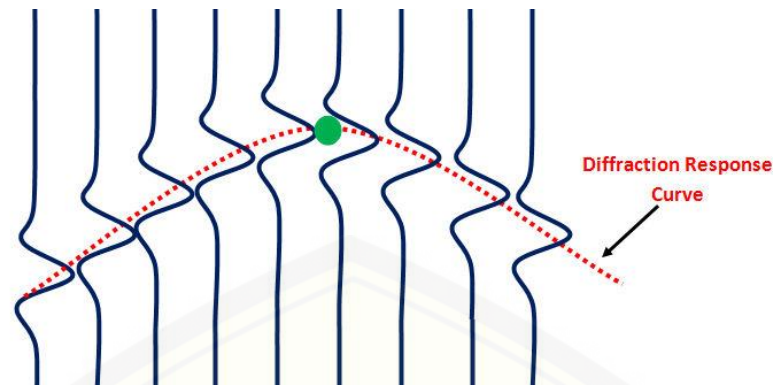
z = kedalaman dengan $z = vT_0/2$ (m),

h = setengah nilai *offset*,

y = *aperture*,

v = kecepatan RMS atau kecepatan rata-rata (m/s),

Gambar 2.21 menunjukkan *diffraction response curve* (kurva putus-putus berwarna merah) yang dibangun berdasarkan persamaan (2.23). PSTM dengan teknik ini hanyalah penjumlahan di sepanjang kurva merah tersebut. Penjumlahan pada setiap sinyal akan saling menguatkan (*constructive*), sedangkan penjumlahan dari noise akan saling menghilangkan (*destructive*), sehingga difraksi yang disebabkan oleh titik hijau akan dikembalikan seperti keadaan sesungguhnya.



Gambar 2.21 *Diffraction response curve* (Abdullah, 2007)

2.5 *Pre Stack Depth Migration (PSDM)*

PSDM merupakan teknik migrasi sebelum *stack* dengan variasi kecepatan medium sangat kompleks seperti zona di sekitar karbonat (*reef*), kubah garam dan lain sebagainya. PSDM dilakukan dalam domain kedalaman, konversi kecepatan ke kedalaman ialah sebagai keperluan perhitungan waktu tempuh untuk mencari solusi *Kirchhoff migration operator*. Demikian juga dengan penampang seismik yang dikonversi menjadi kedalaman guna untuk pembandingan model geologi dalam pembuatan model kecepatan. Demikian juga dengan seismik yang dikonversi menjadi kedalaman adalah untuk membandingkan model geologi dalam pembuatan model kecepatan (Furniss, 1999).

Menurut Biondo (2005), tahapan yang digunakan dalam proses PSDM akan sangat mempengaruhi hasil penampang seismik yang didapatkan. Berikut salah satu contoh tahapan PSDM :

1. *Raw data di-sorting* dalam *shot gather* atau *CMP gather* domain *time*,
2. *Data conditioning*, yakni diantaranya : koreksi geometri, *filtering*, *AGC*, koreksi *static*, koreksi *spherical divergence*, *noise attenuation* dan lain sebagainya
3. Analisa kecepatan awal
4. *Velocity stack* (dapat diproduksi dalam domain *time* atau *depth*)
5. *Initial structural interpretation* dalam domain *depth* untuk model kecepatan
6. *Pre Stack Time Migration (PSTM)*, dengan menggunakan kecepatan domain *time*,

7. Analisa kecepatan akhir dari PSTM CMP *gather*,
8. *Pre Stack Depth Migration* (PSDM), dengan menggunakan kecepatan domain *depth* (model kecepatan akhir),
9. Produksi CRP (*Common Reflection Point*) *gather* (dalam domain kedalaman).
10. *Velocity analysis* dari CRP *gather* (domain kedalaman)
11. *Sort* ke dalam CMP *gather* jika analisis dilakukan dalam *shot gather*
12. *Stacking*
13. *Depth migrated section* / volume
14. Jika hasil akhirnya masih berbeda dengan model geologi yang diharapkan, diterapkan metodologi lanjut untuk memperbaiki model kecepatan seperti *reflection tomography* atau kembali ke tahap (7).

2.6 Transformasi Dix

Menurut Yilmaz (1987), *transformasi dix* atau *dix conversion* merupakan salah satu transformasi yang digunakan untuk mengkonversi kecepatan dari domain waktu menjadi domain kedalaman dengan menggunakan persamaan 2.24.

$$v_{0,n}^2 = \frac{v_{rms2,n}^2 t(0)_n - v_{rms2,n-1}^2 t(0)_{2,n-1}}{t(0)_n - t(0)_{n-1}} \quad (2.24)$$

dimana,

$v_{0,n}$ = kecepatan interval antara permukaan n-1 dan n (m/s)

$t(0)_n$ = waktu tempuh *incidence* normal antara permukaan n (s)

$t(0)_{n-1}$ = waktu tempuh *incidence* normal antara permukaan n-1 (s)

$v_{rms2,n}$ = nilai kecepatan rms pada lapisan pada lapisan n (m/s)

$v_{rms2,n-1}$ = nilai kecepatan rms pada lapisan n-1 (m/s).

Pada persamaan dix terdapat dua kelemahan, diantaranya persamaan dix lemah dalam memperbaiki *raypath bending* pada bawah permukaan tidak terstruktur dan persamaan dix terbatas untuk lapisan bawah permukaan yang datar.

2.7 Common Depth Poin (CDP)

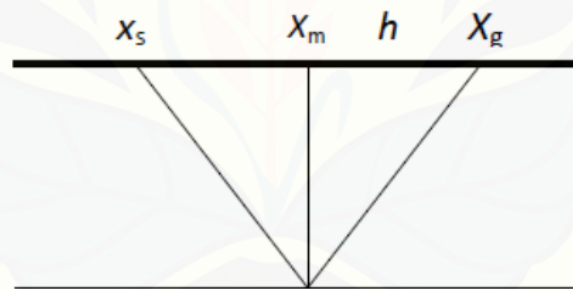
Menurut Abdullah (2007), *Common Depth Poin* (CDP) adalah istilah dalam akuisisi data seismik untuk konfigurasi sumber atau *shot* dengan penerima atau

receiver dimana terdapat satu titik tetap di bawah permukaan bumi dan ditempatkan dalam satu garis lurus. Untuk kasus reflektor horizontal atau tidak miring, CDP dikenal dengan sebutan *Common Mid Point (CMP)*. Posisi CMP didefinisikan sebagai titik tengah anatar *shot* dan *receiver*. Posisi *midpoint xm* di lintasan seismik dihitung dari posisi *shot xs* dan *receiver xg*, dengan persamaan 2.25.

$$X_m = \frac{(X_s - X_g)}{2} \quad (2.25)$$

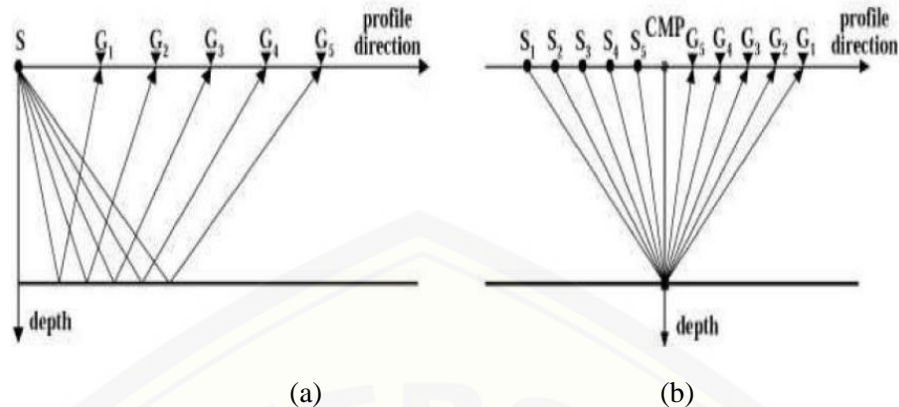
Pasangan *shot* dan *receiver* dari posisi CMP yang sama dikumpulkan dalam satu CMP *gather*. Jarak antara *shot* dan *receiver* disebut *offset*, titik tengah antara jarak tersebut (*h*) didapat dari persamaan 2.26 dengan ilustrasi digambarkan pada Gambar 2.22.

$$h = \frac{(X_s - X_g)}{2} \quad (2.26)$$



Gambar 2.22 Ilustrasi Akuisisi Data Seismik 2D dengan menggunakan reflektor yang Planar pada medium homogen isotropi (Abdullah, 2007)

Akuisisi data seismik ketika dilakukan pada sepanjang lapisan horizontal di bawah permukaan yang homogen, refleksi primer dalam penampang CMP *gather* mengandung semua *ray* dengan geometri penembakan ditunjukkan pada Gambar 2.23.



Gambar 2.23 Geometri penembakan. (a) *Common shot gather*; (b) *CMP gather* (Abdullah, 2007)

2.8 Seismic Unix

Seismic Unix atau sering dikenal dengan SU merupakan program *open source* yang bekerja di dalam platform *Unix* atau *Linux* yang digagas oleh *Center For Wave Phenomena, Colorado School of Mines*. *Seismic Unix* memiliki ratusan *function* yang dapat digunakan untuk mengolah data seismik. *Seismic Unix* merupakan program pengolahan data seismik *s-source* yang berarti memungkinkan penggunaan tak terbatas dari kode baik pengolahan dan pengembangan program dengan syarat menghormati lisensi yang ada pada “*Legal Statement*” pada setiap paket penulisannya. *Script* dan data pada *Seismic Unix* dapat diedit atau dimodifikasi untuk memvalidasi ide pengolahan data, yang berarti pengguna dapat dengan leluasa mengubah *script* program sesuai dengan keinginan sehingga bisa didapatkan hasil yang lebih maksimal untuk pengolahan data seismik (Stockwell, 2007).

2.9 Geologi Regional





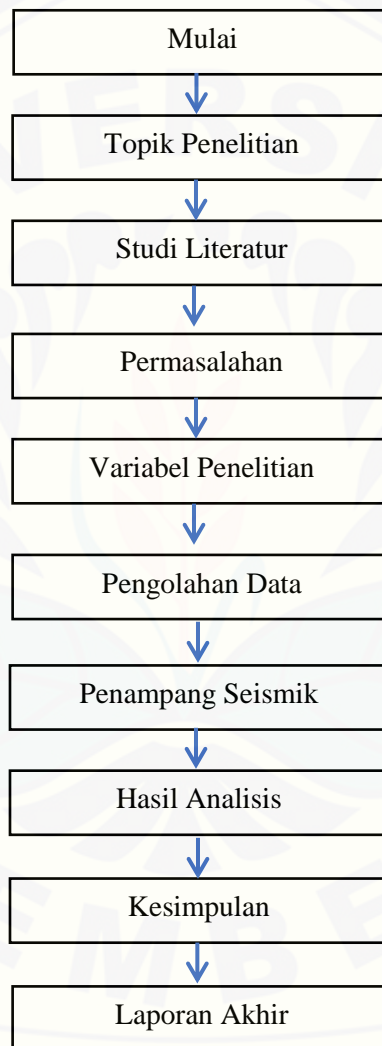




BAB 3. METODE PENELITIAN

3.1 Rancangan Penelitian

Rancangan penelitian meliputi rencana secara garis besar tentang hal-hal yang akan dilakukan oleh peneliti. Rancangan penelitian tugas akhir ini secara terstruktur digambarkan melalui skema yang ditunjukkan pada Gambar 3.1.



Gambar 3.1 Rancangan penelitian

Penelitian ini dirancang dengan tujuan menganalisa perbandingan model kecepatan yang digunakan pada PSTM dan PSDM serta menganalisa penampang seismik akhir hasil dari kedua metode tersebut. Langkah pertama pada penelitian ini adalah menentukan topik penelitian, dalam hal ini ialah *pre stack kirchhoff*

migration domain *time* dan *depth*. Langkah selanjutnya ialah melakukan studi literatur. Studi literatur dilakukan untuk mengumpulkan literatur-literatur yang mendukung penelitian sehingga menemukan sebuah permasalahan. Dari permasalahan yang didapat kemudian menentukan variabel-variabel penelitian dan dilakukan *processing* data untuk menghasilkan penampang seismik domain *time* dan *depth*. Hasil dari *processing* data dianalisis kemudian dilakukan penarikan kesimpulan sebagai jawaban dari permasalahan yang telah diambil. Rangkaian penelitian dikemas dalam bentuk karya tulis ilmiah dan dapat dipertanggungjawabkan berupa laporan akhir.

3.2 Perangkat dan Data Penelitian

3.2.1 Perangkat Penelitian

Perangkat keras dan perangkat lunak yang digunakan pada penelitian ini antara lain :

1. Satu unit *Personal Computer* (PC), *Ubuntu linux operating system* 16.00
2. *Seismic Unix*
3. *Microsoft office* 2010
4. *Octave*
5. *Velocity picker* 1.1

3.2.2 Sumber Data Penelitian

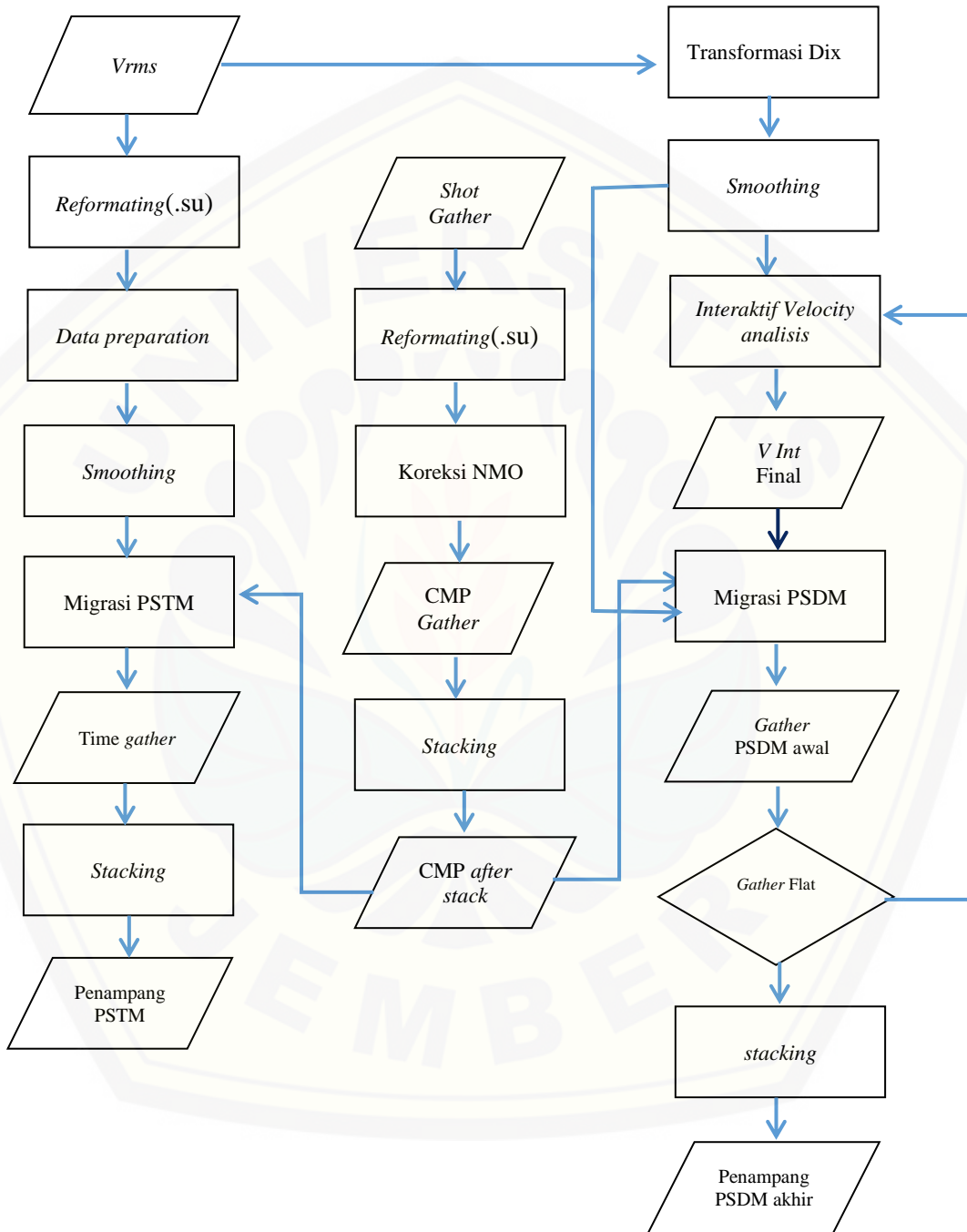
3.3 Variabel Penelitian

Variabel adalah parameter dalam fisika yang berpengaruh terhadap penelitian dan memiliki nilai yang dapat berubah. Variabel yang digunakan pada penelitian ini antara lain :

1. Kecepatan *Root Mean Square* (v_{RMS}) dan kecepatan interval
2. *Shot gather* (*Amplitude* dan kecepatan gelombang seismik)
3. Kedalaman permukaan bumi domain *time* dan *depth*
4. Nomer CDP dan nomer *offset*
5. *Two Way Time* (TWT)
6. *Semblance* (nilai-nilai koherensi dari berbagai *trace*)

3.4 Kerangka Pemecahan Masalah

Kerangka pemecahan masalah yang dilakukan pada penelitian ini dapat diuraikan pada Gambar 3.4



Gambar 3.2 Kerangka pemecahan masalah

3.5 Prosedur Pengolahan Data

Pengolahan data yang dilakukan pada penelitian tentang komparasi model kecepatan domain *time* dan *depth* secara garis besar dibagi menjadi tiga yaitu *pre processing*, *Pre Stack Time Migration* (PSTM) untuk mendapatkan penampang seismik domain *time* dan *Pre Stack Depth Migration* (PSDM) untuk mendapatkan penampang seismik akhir dalam domain *depth*.

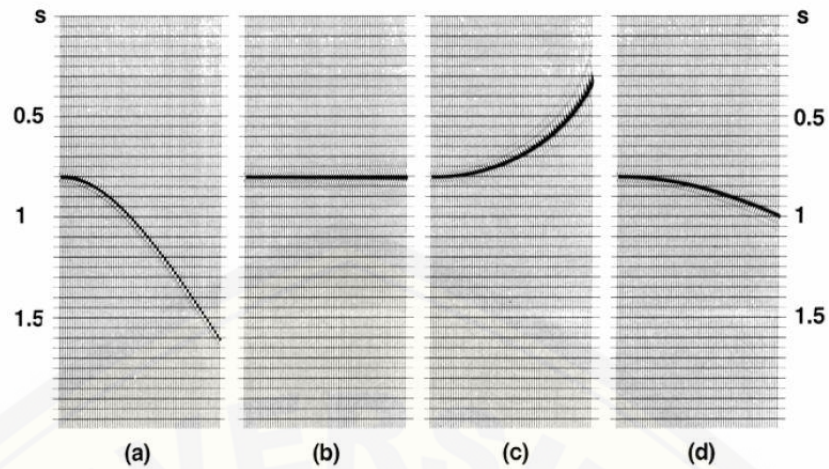
3.5.1 Pre Processing

1. Reformatting dan Data Preparation

Sebelum melakukan *processing* data seismik perlu dilakukan *data preparation* guna mengetahui tipe data yang digunakan. Hal ini dilakukan agar dapat menentukan tahapan selanjutnya yang perlu dilakukan. Untuk kebutuhan informasi data maka data CDP *gather* dan *velocity model* (v_{RMS}) disesuaikan *header*-nya agar pembacaan data oleh *seismic unix* tidak error. Data *shot gather* dan model kecepatan (v_{RMS}) yang digunakan pada penelitian ini ialah dalam format *.segy* sehingga perlu dikonversi ke format *.su* terlebih dahulu dengan *script* perintah *segypread* (Lampiran 1.A).

2. Koreksi Normal Move Out (NMO)

Koreksi *Normal Move Out* atau NMO berfungsi untuk menghilangkan jarak antara *Two Way Time* (TWT) pada *offset* tertentu dengan TWT pada *zero offset*. Koreksi NMO dilakukan analisa waktu terhadap kedalaman (t_2-x_2). Pada *Seismic Unix*, koreksi NMO dilakukan dengan perintah *sunmo* (Lampiran 1.B). Informasi penting yang perlu diberikan untuk *sunmo* adalah pasangan kecepatan (m/s) dan waktu (s). Pada tahap ini pemilihan model kecepatan (v_{RMS} maupun v_{stack}) merupakan hal yang sangat penting. Gambar 3.5 menunjukkan efek pemilihan model kecepatan: (a) sebelum koreksi NMO, (b) model kecepatan yang tepat, (c) model kecepatan yang terlalu rendah, (d) model kecepatan terlalu tinggi.

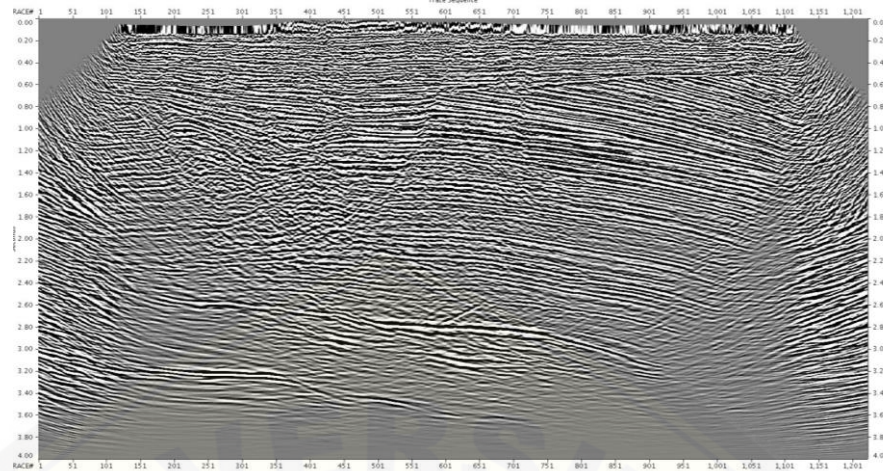


Gambar 3.3 Efek pemilihan model kecepatan pada koreksi NMO (Yilmaz, 1987)

Koreksi NMO menghasilkan efek *stretching* yaitu penurunan frekuensi gelombang seismik. Oleh karena itu, perlu dilakukan *muting* untuk *event* yang mengalami NMO *stretch* yang signifikan dengan perintah *sumute* (Lampiran 1.B).

3. *Stacking*

Setelah dilakukan koreksi NMO yang menyebabkan reflektor berbentuk hiperbola menjadi lebih datar, kemudian dilakukan proses *stacking trace* berdasarkan CDP dengan mengambil asumsi bahwa sinyal memiliki fase sama dan *noise* random memiliki fase acak. *Stacking* merupakan proses penjumlahan *trace-trace* dalam satu *gather* data guna memperkuat amplitudo sinyal dan membebaskan sinyal dari *noise* yang inkoheren sehingga meningkatkan *signal to noise ratio* (s/n). Dalam proses *stacking trace*, kecepatan yang digunakan ialah kecepatan *stack*. Kecepatan *stack* diperoleh dari hasil analisa kecepatan dengan melihat amplitudo *stack* yang paling optimum. Kecepatan ini sering disebut kecepatan NMO, untuk jarak *offset* yang kecil, kecepatan *stack* memiliki nilai yang sama dengan kecepatan RMS. Pada penelitian ini proses *stacking* dilakukan dengan perintah *sustack* (Lampiran 1.B). Hasil akhir proses *stacking* adalah penampang seismik yang belum termigrasi kemudian dikenal dengan *stacked section* atau seperti Gambar 3.6.



Gambar 3. 4 *Stacked section*

3.5.2 *Pre Stack Time Migration (PSTM)*

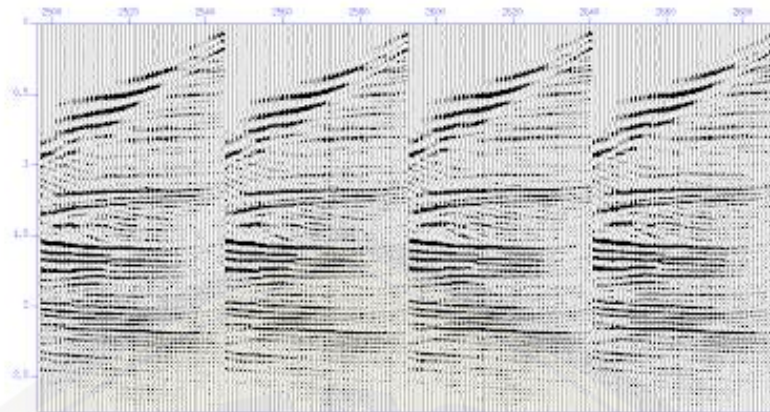
Tahap *pre stack time migration* dilakukan dengan langkah sebagai berikut:

1. *Smoothing* Model Kecepatan RMS

Smoothing dilakukan dengan cara membagi nilai rata-rata (*running average*) *interactive velocity analysis* dengan nilai di sekitarnya atau dengan mengambil nilai tengah antara dua nilai yang berdekatan (*median filter*). Pada *Seismic Unix* proses *smoothing* dilakukan dengan perintah *smooth2* (Lampiran 2.A).

2. Migrasi

Proses migrasi bertujuan untuk mengembalikan posisi reflektor yang bergeser dari posisi dan waktu pantul yang sebenarnya yang diakibatkan oleh struktur yang cukup kompleks. Pada penelitian ini proses migrasi menggunakan metode *kirchhoff*, yakni dilakukan dengan *script* perintah *suktmig2d* (Lampiran 2.B). Proses migrasi dilakukan *offset by offset*. Data input yang digunakan adalah kecepatan RMS dan data seismik pada domain *common offset*. Setelah didapat hasil migrasi untuk masing-masing *offset*, dilakukan penggabungan file *common offset* sehingga diperoleh *CDP gather migrated* seperti contoh hasil migrasi pada Gambar 3.7. Kemudian dilakukan *muting* menggunakan perintah *sumute*.



Gambar 3. 5 CDP gather migrated

3. Stack

Setelah dilakukan proses migrasi *offset by offset* domain *time*, dilakukan *stacking* untuk meningkatkan *signal to noise ratio*. Pada penelitian ini *stacking* dilakukan dengan perintah *sustack* (Lampiran 2.B).

3.5.3 Pre Stack Depth Migration (PSTM)

Tahap *pre stack time migration* dilakukan dengan langkah sebagai berikut:

1. Tranformasi Dix

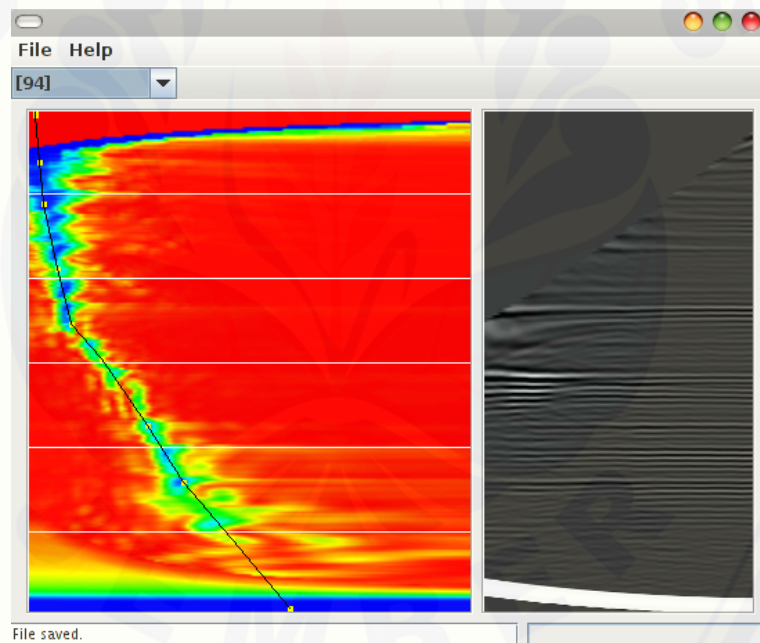
Konversi kecepatan dari domain *time* (v_{RMS}) menjadi domain *depth* (v_{int}) merupakan hal yang sangat penting. Oleh karena itu, pada penelitian ini menggunakan metode tranformasi yang dapat memberikan hasil akurat, yakni tranformasi dix. Konversi kecepatan menggunakan tranformasi dix dilakukan dengan cara membagi permukaan bumi menjadi banyak lapis, kemudian dihitung selisih antara v_{RMS} kuadrat ke-n dengan v_{RMS} kuadrat (n-1) dan dibagi waktu ke-n dan (n-1) tiap lapisan. Pada penelitian ini tranformasi dix dilakukan menggunakan *software octave* dengan mengaplikasikan persamaan 2.24 (Lampiran 3.A).

2. Smoothing

Smoothing dilakukan dengan cara membagi nilai rata-rata (*running average*) *interaktif velocity analisis* dengan nilai di sekitarnya atau dengan mengambil nilai tengah antara dua nilai yang berdekatan (*median filter*). Pada *Seismic Unix* proses *smoothing* dilakukan dengan perintah *smooth2* (Lampiran 3.B).

3. Interactive Velocity Analysis

Tahap *interactive velocity analysis* berfungsi untuk memperbaiki kecepatan interval sepanjang jalur rambatan gelombang agar tidak terlalu cepat atau terlalu lambat dari *true velocity* dengan cara menghitung kecepatan interval dengan *depth gather* hasil migrasi kecepatan interval. Nilai deviasi dapat dilihat melalui *semblance* atau nilai koherensi dari *depth gather* pada setiap CDP. *Interaktif velocity analysis* pada penelitian ini dilakukan dengan menggunakan Velocity Picker 1.1 (Lampiran 3.A) untuk melakukan proses *picking* pada puncak *semblance* dengan MB₁. Gambar 3.8 merupakan contoh Velocity Picker 1.1. Proses *picking* dilakukan dengan menarik garis sepanjang jalur yang berwarna biru hingga berpindah ke posisi tengah (koherensi=0).



Gambar 3.6 Velocity picker 1.1.

Hasil dari proses *picking semblance* adalah sebuah *vertical function* yang nantinya akan dibuat *section*. *Section* tersebut kemudian digunakan untuk meng-*update* kecepatan interval. *Picking semblance* dilakukan setiap 50 CMP.

4. Migrasi

Setelah didapatkan model kecepatan interval dilakukan proses migrasi dengan algoritma *kirchhoff*. Proses migrasi bertujuan untuk mengembalikan posisi reflektor yang bergeser dari posisi yang sebenarnya. Pergeseran reflektor tersebut diakibatkan oleh struktur yang cukup kompleks. Pada penelitian ini migrasi dilakukan dengan tiga tahap utama (Lampiran 3.B), yakni *smoothing* model kecepatan dengan perintah *smooth2*, *raytracing* dengan perintah *rayt2d*, dan *depth migration* dengan perintah *sukdmig2d*. Pada tahap ini, migrasi dilakukan dua kali, yakni yang pertama dengan input yang digunakan antara lain CDP *Gather* domain *time* dengan format *.su* dan model kecepatan interval awal dengan format “*C-style binary floating point numbers*”, migrasi akhir dengan input CDP *gather* hasil migrasi awal dan model kecepatan interval yang telah di-*update*. Sebelum dilakukan migrasi perlu dilakukan penyesuaian nilai parameter hiperbolik (*aperture*) seismik agar semua energi gelombang yang menjalar dapat terakumulasi secara maksimal. Begitu juga dengan *mute*, akan dilepas dengan perintah *unmute* agar *gather* dapat dimigrasi sampai ke *far offset* dan tidak ada *gather* yang terpotong ketika dimigrasi. Nilai parameter hiperbolik (*aperture*) yang digunakan ialah 100 pada kedalaman 0. Setelah migrasi selesai, dilakukan *muting* dengan perintah *sumute* agar ketika *gather* di-*stack* dapat menampilkan penampang seismik yang jelas.

5. *Stack*

Setelah dilakukan proses migrasi *offset by offset* domain *depth*, dilakukan *stacking* untuk meningkatkan *signal to noise ratio*. Pada penelitian ini *stacking* dilakukan dengan perintah *sustack* (Lampiran 3.B).

3.6 Metode Analisis Data

Metode analisis data yang digunakan pada penelitian ini yaitu metode untuk menentukan akurasi PSDM dalam mencitrakan (*imaging*) dan *positioning* dibandingkan PSTM dengan menganalisa penampang seismik akhir dan model kecepatan yang digunakan sebagai input.

3.6.1 Perbedaan Penampang Hasil PSTM dan PSDM

Metode analisis data yang digunakan untuk mengetahui perbedaan penampang hasil PSTM dan PSDM dilakukan secara komparatif dengan cara membandingkan penampang *stack* dengan memeriksa pola-pola seismiknya. Kemudian perbedaan keduanya dihubungkan dengan teori *processing* data seismik yang sesuai.

3.6.2 Perbandingan Model Kecepatan RMS dan Kecepatan Interval

Metode analisis data yang digunakan untuk mengetahui perbandingan model kecepatan RMS dan kecepatan interval dilakukan secara kualitatif dan komparatif. Secara kualitatif dilakukan dengan cara membagi zona-zona anomali perbedaan model kecepatan RMS dan kecepatan interval. Secara komparatif dilakukan dengan cara menghitung perbedaan kecepatan antara zona-zona anomali keduanya, kemudian nilai-nilai perbedaan kecepatan tersebut dihubungkan dengan teori *processing* data seismik yang sesuai. Selain itu, nilai kecepatan masing-masing lapisan disesuaikan dengan nilai kecepatan batuan penyusun daerah pada penelitian ini berdasarkan geologi regionalnya.

3.6.3 Akurasi Metode PSDM Dibanding PSTM

Metode analisis data yang digunakan untuk mengetahui keunggulan metode PSDM dibandingkan PSTM dilakukan dengan secara kualitatif yakni dengan menghubungkan hasil analisis 3.6.1 dan 3.6.2 kemudian menarik kesimpulan hubungan antara keduanya dan dihubungkan dengan teori *processing* data seismik yang sesuai.

BAB 5. PENUTUP

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan dengan judul “Komparasi Model Kecepatan Domain *Time* dan *Depth* pada Data Seismik Menggunakan Algoritma *Kirchhoff* Berbasis *Seismic Unix*” diperoleh kesimpulan dari hasil pengolahan data seismik pada daerah Sulawesi Tengah adalah sebagai berikut:

1. Perbedaan penampang seismik hasil *Pre Stack Time Migration* (PSTM) dan hasil *Pre Stack Depth Migration* (PSDM) ialah penampang PSTM menggunakan kecepatan RMS sebagai data pendukung proses migrasi sehingga kedalaman lapisan pada penampang tersebut didefinisikan dalam domain *time* yakni dengan kedalaman 2000 ms, sedangkan penampang PSDM menggunakan kecepatan interval sebagai data pendukung sehingga kedalaman lapisan pada penampang tersebut didefinisikan dalam domain *depth* yakni dengan kedalaman 3000 m.
2. Penampang seismik hasil PSDM terlihat peningkatan kemenerusan *event-event* seismik relatif lebih baik dibandingkan penampang seismik hasil PSTM baik pada zona frekuensi tinggi maupun rendah. Selain itu, penampang seismik hasil PSDM terlihat relatif memiliki citra yang lebih jelas dibandingkan dengan penampang seismik hasil PSTM, yakni ditunjukkan dengan lebih jelasnya amplitudo *event-event* seismik positif dan negatif yang menandakan nilai amplitudo semakin kuat pada penampang seismik hasil PSDM, pada zona di sekitar *dead trace* penampang PSDM relatif mendefinisikan titik reflektor lebih baik dari pada penampang PSTM.
3. Keunggulan PSDM dibanding PSTM dikarenakan model kecepatan yang digunakan. Model kecepatan interval memiliki variasi nilai kecepatan yang lebih kompleks dibandingkan dengan model kecepatan RMS, dari kedalaman 0 ms hingga 2000 ms model kecepatan interval memiliki 5 variasi warna yang menunjukkan nilai kecepatan kisaran 1500,00 m/s hingga 3000,00 m/s sedangkan model kecepatan RMS memiliki 3 variasi warna yang menunjukkan nilai kecepatan kisaran 1525,14 m/s hingga 5962,3 m/s. Hal ini menandakan

kecepatan interval lebih detail dalam mendefinisikan variasi nilai kecepatan pada setiap lapisan sehingga apabila dijadikan data pendukung dalam proses migrasi maka akan menghasilkan penampang seismik dengan peningkatan kemenerusan *event-event* yang relatif lebih baik dan citra yang relatif lebih jelas dibandingkan dengan migrasi menggunakan model kecepatan RMS.

5.2 Saran

Saran yang diberikan dari hasil penelitian yang berjudul “Komparasi Model Kecepatan Domain *Time* dan *Depth* pada Data Seismik Menggunakan Algoritma *Kirchhoff* Berbasis *Seismic Unix*” adalah sebagai berikut :

1. Untuk mendapatkan penampang seismik dan *gather* dengan *imaging* dan *positioning* yang lebih akurat perlu dilakukan *post processing* dan *noise reduction* yang lebih *advance*.
2. Perlu dilakukan pengolahan data seismik lebih lanjut dengan metode PSDM anisotropi agar lebih sesuai dengan asumsi bumi yang *heterogen anisotropic*.

DAFTAR PUSTAKA

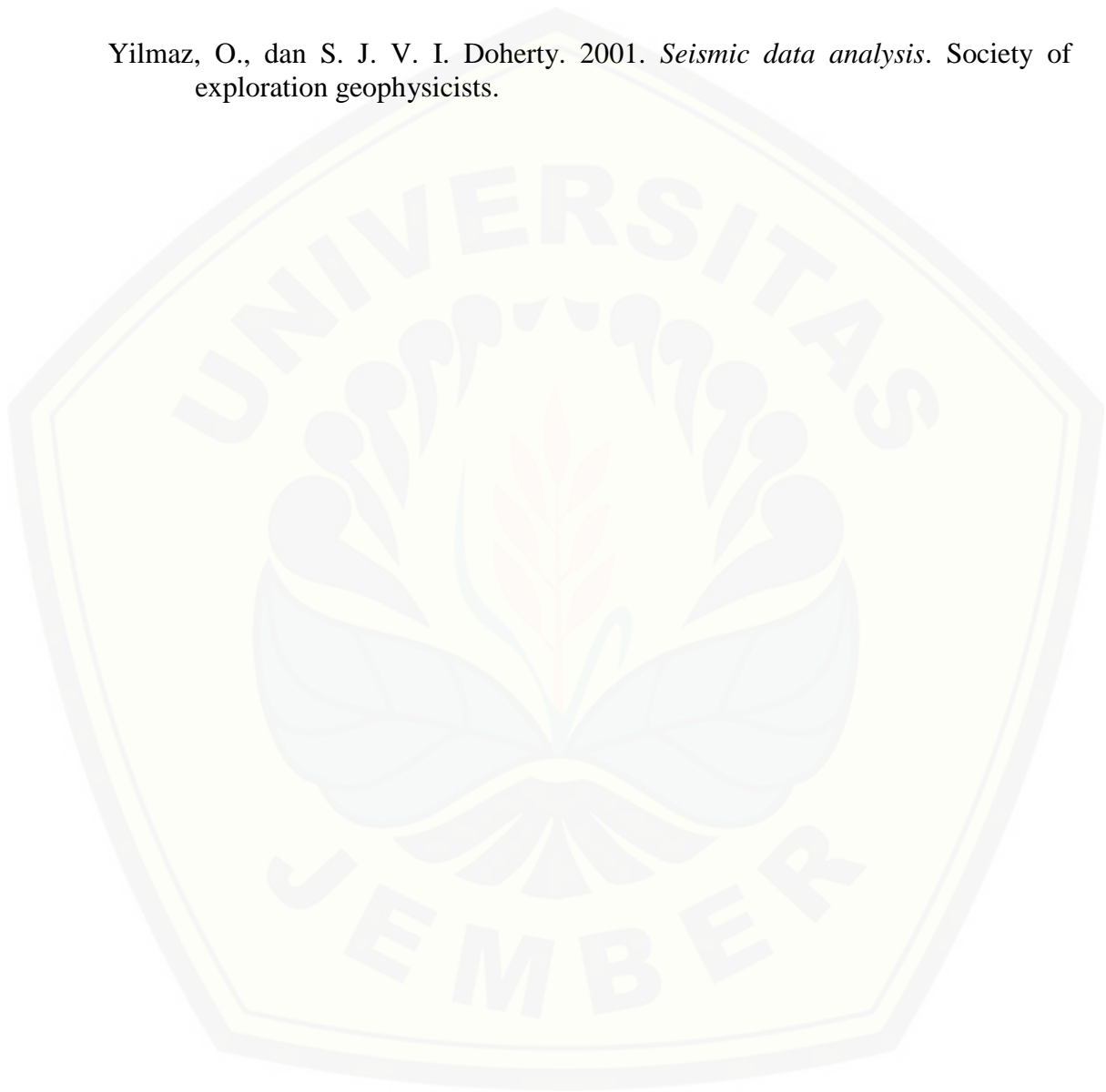
- Abdullah, A. 2007. *Ensiklopedia Seismik Onlie*. 13 Oktober 2009. <http://ensiklopedia.seismi.com>.
- Aina. 1999. Penggunaan Metoda *Post Stack Time Migration* dan *Metoda Pre Stack Depth Migration* Pada Data Seismik Lapangan Mentari. *Skripsi*. Yogyakarta: Prodi Geofisika UGM
- Berkhout, A., dan D. V. W. J. G. P. Palthe. 1980. *Migration in the presence of noise*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Biondo, L. B. 2005. *3-D Sismic Imaging*. Stanfotd University.
- Birch, F. J. H. o. p. c. 1966. *Compressibility; elastic constants*. In Handbook of Physical Constants. Geological Society of Americ Memoir 97, S.P. Clark, ed. pp 97-173.
- Bormann, P. 2009. *Aim and Scope of the IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)*. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ
- Cholik, A. 2008. Anisotropy Parameter for Pre-Stack Depth Migration Offshore Case Study. *Prosiding PIT HAGI ke-33*.
- Chun, J. H., dan C. A. J. G. Jacewitz. 1981. *Fundamentals of frequency domain migration*. Cambridge: Cambridge University Ptrss.
- Claerbout, J. F. 1985. *Imaging the earth's interior*. Blackwell scientific publications Oxford. Vol. 1:
- Elnashai, A. S., dan L. Di Sarno. 2008. *Fundamentals of earthquake engineering*. United Kingdom: Wiley.
- Faradina, A., U. Harmoko, dan F. J. Y. P. J. Oktafian. 2015. Reduksi Long Period Multiple dengan Menggunakan Metode High-Resolution Radon Demultiple (RAMUR) Pada Data Seismik Darat 2D. *Skripsi*. Bandung: ITB.
- Furniss, A. 1999. Velocity Modelling for Depth Conversion and Depth Imaging, *Proceedings of Pre Course 24th HAGI Annual Meeting, Surabaya*. Surabaya

- Hagedoorn, J. J. G. P. 1954. A practical example of an anisotropic velocity-layer. *Geophysical Prospecting*. vol.2, issue. Presented at the Milan meeting of the European Association of Exploration Geophysicists.
- Herwanda, M. 2016. Analisis Spektral Dan Parameter Sumber Gempa Vulkanik Di Gunung Sinabung, Sumatra Utara. *Skripsi*. Lampung: UNILA.
- Komang, A. 2017. Study Pre Stack Depth Migration Pada Struktur Komplek. *Skripsi*. Surabaya : Jurusan Teknik Fisika, ITS.
- Mukaddas, A. J. M. 2005. Analisis perbedaan penampang seismik antara hasil pengolahan standar dengan pengolahan preserved amplitude. *Perspektif*. 8(3).
- Priyono, A. 2006. *Buku Ajar Seismik Eksplorasi*. Prodi. Geofisika. Bandung: Jurusan Teknik Geofisika ITB.
- Richard, A. 2000. *Applied Geophysics GEO594/GLE594 notes for Lecture 15: Seismic reflection – II*. UC Berkeley Dept: Earth and Planetary.
- Sanny, T. A. 2004. *Panduan Kuliah Lapangan Geofisika Metode Seismik Refleksi*. Bandung: Jurusan Teknik Geofisika, ITB.
- Schneider, W. A. J. G. 1978. *Integral formulation for migration in two and three dimensions, Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa. 43 (1): 49-76.
- Sompotan, A. F. 2012. *Struktur Geologi Sulawesi*. Bandung : Jurusan Teknik Geofisika, ITB.
- Stockwell, J. W., dan Cohen, J. K.,. 2007. *The New SU User's Manual, Version 3.3*. Colorado School of Mines.
- Sukmana, A. 2014. *Migrasi Finite Difference dan Kirchhoff Pada Data Seismik Refleksi 2D*. Jakarta: Jurusan Pendidikan Fisika, UPI.
- Susilawati. 2004. *Seismik Refraksi (dasar teori dan akuisisi data)*. USU Digital Library.
- Telford, W. M., W. Telford, L. Geldart, R. E. Sheriff, dan R. Sheriff. 1990. *Applied geophysics, Second Edition*. New York: Cambridge university.
- Utama, W. 2009. Analisis *Pre-Stack Depth Migration (PSDM)* Data Seismik Tiga Dimensi (3D) Lapangan WU-3D. *Skripsi*. Yogyakarta: Jurusan Geofisika, UGM.

Utami, H. A. 2016. Perbandingan *Pre Stack Septh Migration* Dan *Post Stack Depth Migration* Data Seismik Marine. *Skripsi*. Yogyakarta: Jurusan Geofisika, UGM.

Yilmaz, O. 1987. *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

Yilmaz, O., dan S. J. V. I. Doherty. 2001. *Seismic data analysis*. Society of exploration geophysicists.



LAMPIRAN

Lampiran 1. Tahap *Pre Processing*

A. Code dan *script* perintah konversi data dari format .sgy ke format .su

Data seismik yang digunakan pada penelitian ini dikonversi ke format .su agar dapat dibaca oleh *seismic unix* dengan menggunakan *script* perintah sebagai berikut:



B. Koreksi NMO

Pada tahap koreksi NMO dilakukan *picking* data seismik pada CDP nomer 2950 menggunakan *Velocity Picker* 1.1 dengan membagi *semblance* menjadi 4 lapisan. Berikut *picking semblance* pada lapisan 1 dan lapisan 3.



Gambar L.1. 1 *Picking semblance* koreksi NMO lapisan ke-1





Gambar L.1. 2 *Picking semblance* koreksi NMO lapisan ke-3

Selanjutnya *picking* pada seluruh CMP dilakukan setiap 50 CMP berdasarkan hasil *picking* pada CDP nomer 2950 menggunakan *Velocity Picker 1.1*. *Picking* setiap 50 CMP dilakukan dengan *script* perintah berikut:



Setelah proses *picking* selesai untuk seluruh CMP, selanjutnya dilakukan koreksi NMO pada seluruh CMP serta dilakukan *stacking*.



Lampiran 2. *Pre Stack Time Migration*

A. *Smoothing* model kecepatan RMS

Model kecepatan RMS pada penelitian ini dilakukan proses *smoothing* dengan mengambil nilai tengah dari kedua nilai yang berdekatan. Proses *smoothing* model kecepatan pada penelitian ini dilakukan dengan *script* perintah sebagai berikut:



B. Migrasi *Kirchhoff* domain waktu

Data seismik yang telah dikoreksi NMO kemudian dilakukan migrasi dalam domain waktu dengan data input model kecepatan RMS yang telah dilakukan proses *smoothing*. Proses migrasi domain waktu pada penelitian ini dilakukan dengan *code* dan *script* perintah sebagai berikut:



Lampiran 3. *Pre Stack Depth Migration*

A. Model Kecepatan Interval

Model kecepatan interval diperoleh dari model kecepatan RMS yang ditransformasi menggunakan *transformasi dix* pada persamaan 2.24. Transformasi model kecepatan RMS ke model kecepatan interval pada penelitian ini dilakukan dengan menggunakan *code octave* sebagai berikut:

```

nocmp=500
nosamp=501
nocmporig=501

data1=load('velocity_rms.ascii')
data2=reshape(cdp,npsamp,[])
ind=[4:4:nocmporig-4]
data3=data2(:,ind)

for i=1:nocmp
trace{i}=data2(:,ind)
end

for j=1:nocmp
trace{j}=data(:,j)
trace{j}(1)=trace{j}(1)
for i=1:npsamp-1
trace {j}(i+1)=trace{j}(i)+trace{j}(i+1)
end
end

vel2=cell2mat(traceb')
vel3=vel2'
save -ascii velrms.txt vel3

```

H26 Relation Record Specification						
H26	DEFINITION OF FIELD	COLS	FORMAT	UNIT		
H26	Record identification	1- 1	A1	none		
H26	Line name (l adj)	2-17	4A4	none		
H26	Point number (right adj)	18-25	2A4	none		
H26	Point index	26-26	I1	none		
H26	Point code	27-28	A2	none		
H26	Static correction	29-32	I4	Msec		
H26	Point depth	33-36	F4.1	Metre		
H26	Seismic datum	37-40	I4	Metre		
H26	Uphole time	41-42	I2	Msec		
H26	Water depth	43-46	F4.1	Metre		
H26	Map grid easting	47-55	F9.1	none		
H26	Map grid northing	56-65	F10.1	none		
H26	Surface elevation	66-71	F6.1	Metre		
H26	Day of year	72-74	I3	none		
H26	Time hhmss	75-80	3I2	none		
H26						
RLINE_001	5611G1	-48 0.0	0 0 0.0	684590.2	3837867.6	41.0 0 0 0 0
RLINE_001	5621G1	-48 0.0	0 0 0.0	684615.0	3837871.3	41.0 0 0 0 0
RLINE_001	5631G1	-48 0.0	0 0 0.0	684639.8	3837874.9	41.0 0 0 0 0
RLINE_001	5641G1	-48 0.0	0 0 0.0	684664.5	3837878.6	41.0 0 0 0 0
RLINE_001	5651G1	-49 0.0	0 0 0.0	684689.3	3837882.3	42.0 0 0 0 0
RLINE_001	5661G1	-49 0.0	0 0 0.0	684714.0	3837886.0	42.0 0 0 0 0
RLINE_001	5671G1	-50 0.0	0 0 0.0	684738.8	3837889.7	43.0 0 0 0 0
RLINE_001	5681G1	-50 0.0	0 0 0.0	684763.6	3837893.4	43.0 0 0 0 0
RLINE_001	5691G1	-50 0.0	0 0 0.0	684788.3	3837897.1	43.0 0 0 0 0
RLINE_001	5701G1	-50 0.0	0 0 0.0	684813.1	3837900.8	44.0 0 0 0 0
RLINE_001	5711G1	-50 0.0	0 0 0.0	684837.8	3837904.5	44.0 0 0 0 0
RLINE_001	5721G1	-50 0.0	0 0 0.0	684862.6	3837908.2	44.0 0 0 0 0
RLINE_001	5731G1	-49 0.0	0 0 0.0	684887.4	3837911.8	43.0 0 0 0 0
RLINE_001	5741G1	-49 0.0	0 0 0.0	684912.1	3837915.5	43.0 0 0 0 0
RLINE_001	5751G1	-49 0.0	0 0 0.0	684936.9	3837919.2	43.0 0 0 0 0
RLINE_001	5761G1	-49 0.0	0 0 0.0	684961.6	3837922.9	43.0 0 0 0 0
RLINE_001	5771G1	-49 0.0	0 0 0.0	684986.4	3837926.6	44.0 0 0 0 0
RLINE_001	5781G1	-49 0.0	0 0 0.0	685011.2	3837930.3	44.0 0 0 0 0
RLINE_001	5791G1	-49 0.0	0 0 0.0	685035.9	3837934.0	44.0 0 0 0 0
RLINE_001	5801G1	-49 0.0	0 0 0.0	685060.7	3837937.7	43.0 0 0 0 0

```
Columns 1 through 14:
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1495.0 1995.0 1000.0 1960.0 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1960.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1495.0 1995.0 1000.0 1960.0 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1960.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1495.0 1995.0 1000.0 1960.0 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1960.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1495.0 1995.0 1000.0 1953.8 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1960.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1495.0 1995.0 1000.0 1947.5 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1960.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1490.0 1995.0 1000.0 1941.2 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1960.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1935.0 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1960.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1935.0 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1968.7
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1935.0 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1977.5
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1935.0 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1977.5
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1935.0 1950.0 1970.0 1960.0 2185.0 1977.5
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1935.0 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1977.5
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1938.7 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1986.2
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1942.5 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1942.5 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1942.5 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1946.2 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1950.0 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1490.0 1995.0 1000.0 1955.0 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1495.0 1995.0 1000.0 1960.0 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1495.0 1995.0 1000.0 1960.0 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1495.0 1995.0 1000.0 1960.0 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1490.0 1995.0 1000.0 1960.0 1990.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1960.0 1980.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1960.0 1970.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1960.0 1970.0 1970.0 1960.0 2185.0 1995.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1956.2 1970.0 1970.0 1960.0 2185.0 1990.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1952.5 1970.0 1970.0 1960.0 2185.0 1985.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1995.0 1000.0 1943.8 1970.0 1970.0 1960.0 2185.0 1985.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1975.0 1000.0 1935.0 1970.0 1970.0 1960.0 2185.0 1985.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1955.0 1000.0 1947.5 1970.0 1970.0 1960.0 2185.0 1985.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1955.0 1000.0 1960.0 1970.0 1970.0 1960.0 2185.0 1985.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1955.0 1000.0 1960.0 1970.0 1970.0 1960.0 2185.0 1980.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1955.0 1000.0 1960.0 1970.0 1970.0 1960.0 2202.5 1975.0
1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1000.0 1485.0 1955.0 1000.0 1960.0 1970.0 1970.0 1960.0 2220.0 1965.0
warning: broken pipe
>> for i=1:nocmp
```

Model kecepatan interval inisial kemudian di-update atau dianalisa ulang dengan data seismik hasil PSDM awal. Analisa model kecepatan dilakukan menggunakan *Velocity Picker 1.1* yakni *picking semblance* pada CDP nomer 2700 dengan membagi *semblance* menjadi 6 lapisan.



Gambar L.3. 1 Analisa kecepatan interval final pada lapisan ke-1, ke-2 dan ke-3



Gambar L.3. 2 Analisa kecepatan interval final pada lapisan ke-4



Gambar L.3. 3 Analisa kecepatan interval final pada lapisan ke-5 dan ke-6

B. Migrasi *Kirchhoff* Domain Kedalaman

Selain di migrasi dalam domain waktu, data seismik yang telah dikoreksi NMO juga di migrasi dalam domain kedalaman. Migrasi domain kedalaman dilakukan dua kali yakni migrasi awal dengan masukan model kecepatan interval inisial dan migrasi akhir dengan masukan model kecepatan final. Berbeda dengan







