PERBAIKAN MODEL KECEPATAN INTERVAL PADA ZONA PRISMA AKRESI DI WILAYAH PERAIRAN BARAT SUMATERA DENGAN MENGGUNAKAN METODE *GRID BASED TOMOGRAPHY*

(Skripsi)

Oleh

FRIENCILIA DEWINATA

KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2018

ABSTRACT

IMPROVEMENT OF INTERVAL VELOCITY MODELLING IN THE ACCRETION PRISM ZONE IN WATER TERRITORIAL IN THE WEST OF SUMATERA USING GRID BASED TOMOGRAPHY METHOD

By

Friencilia Dewinata

Research has been conducted to compare seismic cross section of time domain migration (PSTM) and depth domain migration (PSDM) on the BGR06-135 path using Grid Based Tomography method in ProMAX and also Geodepth-Paradigm software. This research was conducted by improving the velocity interval model in the PSDM process to get an accurate interval velocity value. The data processing carried out in this study was divided into 2, namely; (1). PSTM Data Processing and (2). PSDM Data Processing. At the PSTM data processing stage, the steps are carried out as follows; (i) data input, (ii) geometry assignment, (iii) filtering, (iv) editing, (v) TAR, (vi). deconvolution, (vii) velocity analysis, (viii) stacking, and (ix) migration. And for the PSDM data processing stage, the steps are carried out as follows; (i) velocity transformation, (ii) initial PSDM, (iii) updating velocity, and (iv) final PSDM. After processing in PSTM and PSDM data, a comparison between seismic sections is produced. In the PSDM seismic cross section, the resulting reflector continuity is more pronounced when compared to the reflector continuity in the seismic cross section of PSTM data. The difference can be seen in CDP 330 - 1050 and CDP 2010 - 2170. Besides that, seismic events that look like there are faults in the geological structure.

Key Words: *Pre Stack Time Migration, Pre Stack Depth Migration, Accretion Prism, Grid Based Tomography*.

ABSTRAK

PERBAIKAN MODEL KECEPATAN INTERVAL PADA ZONA PRISMA AKRESI DI WILAYAH PERAIRAN BARAT SUMATERA DENGAN MENGGUNAKAN METODE *GRID BASED TOMOGRAPHY*

Oleh

Friencilia Dewinata

Telah dilakukan penelitian untuk membandingkan penampang seismik migrasi *domain* waktu (PSTM) dan *domain* kedalaman (PSDM) pada lintasan BGR06-135 dengan menggunakan metode *Grid Based Tomography* pada *software* ProMAX dan Geodepth-Paradigm. Penelitian ini dilakukan dengan cara memperbaiki model kecepatan interval pada proses PSDM untuk mendapatkan nilai kecepatan interval yang akurat. Adapun pengolahan data yang dilakukan dalam penelitian ini dibagi menjadi 2, yakitu; (1). Tahap Pengolahan Data PSTM dan (2). Tahap Pengolahan Data PSDM. Pada tahap pengolahan data PSTM, tahap-tahap yang dilakukan sebagai berikut; (i) input data, (ii) *geometry assignment*, (iii*) filtering*, (iv) *editing*, (v) TAR, (vi). *dekonvolusi*, (vii) *velocity analysis*, (viii) *stacking*, dan (ix) migrasi. Dan untuk tahap pengolahan data PSDM, tahap-tahap yang dialkukan sebagai berikut; (i) transformasi *velocity*, (ii) *initial* PSDM, (iii) *updating velocity*, dan (iv) *final* PSDM. Setelah dilakukan tahap pengolahan pada data PSTM dan PSDM, dilakukan perbandingan antar penampang seismik yang dihasilkan. Pada penampang seismik PSDM terlihat kemenerusan reflektor yang dihasilkan lebih tegas jika dibandingkan denga kemenerusan reflektor pada penampang seismik data PSTM. Perbedaan tersebut dapat dilahat pada CDP 330 – 1050 dan CDP 2010 – 2170. Selain itu event seismik yang terlihat seperti terdapat patahan pada struktur geologinya.

Kata Kunci: *Pre Stack Time Migration, Pre Stack Depth Migration, Prisma Akresi, Grid Based Tomography*.

PERBAIKAN MODEL KECEPATAN INTERVAL PADA ZONA PRISMA AKRESIDI WILAYAH PERAIRAN BARAT SUMATERA DENGAN MENGGUNAKAN METODE *GRID BASED TOMOGRAPHY*

Oleh

FRIENCILIA DEWINATA

Skripsi

Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar

SARJANA TEKNIK

pada

Jurusan Teknik Geofisika

Fakultas Teknik Universitas Lampung

KEMENTRIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2018

Judul Skripsi : **PERBAIKAN MODEL KECEPATAN INTERVAL PADA ZONA PRISMA AKRESI DI WILAYAH PERAIRAN BARAT SUMATERA DENGAN MENGGUNAKAN METODE *GRID BASED TOMOGRAPHY***

Nama Mahasiswa : Friencilia Dewinata

Nomor Pokok Mahasiswa : 1315051023

Jurusan : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

Pembimbing I	Pembimbing II
Bagus Sapto Mulyatno, M.T.	**Dr. Ordas Dewanto, S.Si., M.Si.**
NIP 19700120 200003 1 001	NIP 19661222 199603 1 001

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.
NIP 19750911 200012 1 002

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

Ketua : **Bagus Sapto Mulyatno, M.T.** .....

Sekretaris : **Dr. Ordas Dewanto, S.Si., M.Si.** .....

Penguji
Bukan Pembimbing : **Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si.** .....

2. Dekan Fakultas Teknik

Prof. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D.
NIP 19620717 198703 1 002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : **27 Juli 2018**

PERNYATAAN

Saya menyatakan bahwa skripsi yang saya tulis bukan merupakan karya dari orang lain melainkan berdasarkan pemikiran saya sendiri, sebagai syarat memperoleh gelar sarjana. Adapun kutipan tertentu dalam penulisan skripsi ini terdapat karya atau pendapat orang lain yang ditulis menurut sumbernya sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka secara jelas sesuai dengan norma, kaidah dan etika penulisan ilmiah.

Apabila pernyataan saya ini tidak benar maka saya bersedia dikenakan sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku.

Bandar Lampung, 03 Agustus 2018

Penulis

METERAI TEMPEL
1A952AFF235411
6000
ENAM RIBU RUPIAH

Friencilia Dewinata
NPM. 1315051023

RIWAYAT HIDUP

Penulis dilahirkan di Bandar Lampung pada tanggal 1 Mei 1995 sebagai anak tunggaldari pasangan Bapak Abubakar Nata M. Kamil, S.E. dan Ibu Uliyati, S.Si., Apt. Penulis menyelesaikan pendidikan Play Group di Taman Qur'an Terpadu Qurrota A'yun Bandar Lampung pada tahun 2000, pendidikan Taman Kanak-Kanak di TK Kartika II - 27Bandar Lampung pada tahun 2001, pendidikan Sekolah Dasar di SD Kartika II – 5 Bandar Lampung pada tahun 2007, pendidikan Sekolah Menengah Pertama di SMP Negeri 1Bandar Lampung pada tahun 2010, pendidikan Sekolah Menengah Atas di SMA Negeri 9 Bandar Lampung yang diselesaikan pada tahun 2013.

Pada tahun 2013, penulis melanjutkan studi di perguruan tinggi dan terdaftar sebagai mahasiswa di Fakultas Teknik Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung. Selama menjadi mahasiswa, penulis aktif di beberapa organisasi internal dan eksternal kemahasiswaan.Pada organisasi internal, penulis menjadi anggota aktif di Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika (HIMA TG Bhuwana) pada periode 2014/2016,sebagai anggota Bidang SBM (Sosial, Budaya, dan Masyarakat).Pada organisasi eksternal, penulis aktif di SEG (*Society of Exploration Geophysicist*) SC Unila sebagai YoungGen pada periode 2013/2014 dan menjabat sebagai Sekretaris Umum pasa periode 2014/2015.

Pada bulan Januari tahun 2016 penulis melakukan Kuliah Kerja Nyata (KKN) selama 60 hari di Desa Bujuk Agung, Kecamatan Banjar Margo, Kabupaten Tulang Bawang. Pada bulan Desember 2016 penulis melaksanakan Kerja Praktik di Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT) - Gedung Balai Teknologi Suvey Kelautan, Jakarta Pusat, DKI Jakartadengan judul **"PENGOLAHAN DATA SEISMIK 2D *MARINE POST STACK TIME MIGRATION* PADA LAPANGAN "DWNT" DENGAN MENGGUNAKAN *SOFTWARE* PROMAX"**selama kurang lebih 1 (satu) bulan.

Pada bulan September – Desember tahun 2017 penulis melaksanakan Tugas Akhir (TA) selama kurang lebih 3(tiga) bulan di Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT) - Gedung Balai Teknologi Suvey Kelautan, Jakarta Pusat, DKI Jakartadengan judul, dengan judul **"PERBAIKAN MODEL KECEPATAN INTERVALPADA ZONA PRISMA AKRESI DI WILAYAH PERAIRANBARAT SUMATERA DENGAN MENGGUNAKANMETODE *GRID BASED TOMOGRAPHY*"**.Hingga akhirnya penulis berhasil menyelesaikan pendidikan sarjananya pada 27 Juli 2018.

PERSEMBAHAN

Dengan penuh rasa syukur, ku persembahkan skripsi ini kepada :

Kedua Orang tuaku tercinta

PAPA

Abubakar Nata M. Kamil, S.E.

MAMA

Uliyati, S.Si., Apt.

Almamater kebanggaanku

(Teknik Geofisika Universitas Lampung)

MOTTO

Apa yang telah menjadi milik mu tidak akan melewatkan mu dan apa yang melewatkan mu tidak akan pernah menjadi milik mu.

(Umar bin Khattab)

When you love what you have,
you have everything you need.

(Penulis)

Keep going and stay strong for your self.

(Penulis)

Hard work, make dream work.

(Bangtan Seonyondan)

KATA PENGANTAR

Alhamdulillahirobbilalamin, segala puji dan syukur bagi ALLAH SWT yang telah memberikan nikmat, karunia dan perlindungan-Nya sehingga penulis dapat menyelesaikan Skripsi yang berjudul **"PERBAIKAN MODEL KECEPATAN INTERVALPADA ZONA PRISMA AKRESI DI WILAYAH PERAIRANBARAT SUMATERA DENGAN MENGGUNAKANMETODE *GRID BASED TOMOGRAPHY*"** sebagai salah satu bagian dari kurikulum dan salah satu syarat bagi penulis untuk menyelesaikan studi sebagai Sarjana Teknik pada Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung. Skripsi ini merupakan hasil kegiatan Tugas Akhir diBadan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT), Jakarta Pusat. Namun demikian, penulis menyadari masih banyak ketidaksempurnaan dan banyak kelemahan dalam Skripsiini. Oleh karena itu penulis mengharapkan kritik dan saran yang membangun agar dapat memperbaiki dan menyempurnakan nya. Semoga Skripsi ini dapat bermanfaat bagi kita semua.

Penulis

SANWACANA

Banyak sekali pihak yang telah berkontribusi dalam penyusunan Skripsi ini. Terimakasih atas seluruh bantuan, informasi serta bimbingan juga kritik dan saran secara langsung atau tidak langsung yang telah diberikan selama ini. Maka pada kesempatan ini penulis ingin menyampaikan terimakasih kepada pihak-pihak yang bersangkutan yaitu:

1. Allah S.W.T yang telah memberikan nikmat dan karuniaNya atas kelancaran dalam penyusunan Skripsi ini
2. Kedua orangtuaku tercinta, Papa dan Mamayang selalu memberikan doa, dukungan, cinta, semangat dan kepercayaan yang tiada henti-hentinya. Motivasi terbesarku untuk menyelesaikan pendidikan. Janjiku untuk membahagiakan kalian, membalas peluh yang telah kalian lakukan demi aku. Tak ada kata yang bisa mengutarakan rasa cintaku kepada kalian. Semoga Allah selalu melindungi dan memberikan kesehatan kepada Mama dan Papa
3. Bapak Prof. Drs. Suharno, M.S., M.Sc., Ph.D selaku Dekan Fakultas Teknik Universitas Lampung
4. Bapak Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika
5. Bapak Bagus Sapto Mulyatno, M.T. sebagai pembimbing pertama yang banyak memberikan arahan dan saran dalam penyempurnaan skripsi

6. Bapak Dr. Ordas Dewanto, S.Si., M.Si. sebagai pembimbing kedua yang telah memberikan saran dan bimbingan dalam penyusunan skripsi
7. Bapak Dr. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si. sebagai sebagai penguji yang telah memberi kritik, saran dan bimbingan dalam perbaikan-perbaikan skripsi
8. Seluruh dosen pengajar Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang telah berbagi ilmu dan pengalaman selama perkuliahan
9. Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT) – Balai Survey Kelautan sebagai perusahaan yang telahmemberi kesempatan untuk melaksanakan Tugas Akhir
10. Bapak Dr.M. Ilyas, M.Sc. yang telah mengizinkan penulis untuk melaksanakan Tugas Akhir di Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT) – Balai Survey Kelautan
11. Bapak Ir. Djunaedi Muljawan, M.Sc selaku pembimbing lapangan yang telah banyak memberikan ilmu, kritik dan saran selama penulis melaksanakan Tugas Akhir di Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT) – Balai Survey Kelautan
12. Ibu Trevi Jayanti P., S.Si., M.Si., Bapak Iyod Suherman, S.T., Bapak Rizqi Rahman S. S.T., dan Bapak Adam Budi Nugroho, S.T., yang telah berbaik hati meluangkan untuk memberikan pemahaman serta membantu dalam pengolahan data selama melakukan Tugas Akhir penulis hingga selesai
13. Kak Ahmad Subari, Kak Dimas Triyono, Kak Esha Firnanza, Kak Edo Pratama, dan Kak Raynaldo Aristiawan Pratama yang juga dengan sabar telah membantu penulis dalam menyelesaikan Skripsi

14. Sahabat-sahabat dekat penulis, Della Inestia, Inggar Rayi Arbani, dan Nanda Thahera Ulga yang telah menemani dalam suka dan duka, memberikan dukungan dan mewarnai hidup penulis
15. Teman-teman dekat penulis, Atikah Azzahra, Nur Sya'bana Santoso, Dwi Prasetyo yang sangat mengerti penulis dan selalu berbaik hati mau penulis repotkan
16. Keluarga Besar Teknik Geofisika Unila, terutama angkatan 2013 dan anggota Grup Serigala Terakhir sebagai teman berdiskusi terbaik dan memberikan keceriaan serta dukungandan semangat untuk penulis
17. Semua pihak yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu, terimakasih yang tidak terhingga atas segala motivasi, bantuan dan dukungannya selama penulis menempuh bangku perkuliahan sampai menyelesaikan skripsi

Penulis

Friencilia Dewinata

DAFTAR ISI

Halaman

ABSTRACT i

ABSTRAK ii

HALAMAN JUDUL iii

HALAMAN PERSETUJUAN iv

HALAMAN PENGESAHAN v

SURAT PERNYATAAN vi

RIWAYAT HIDUP vii

HALAMAN PERSEMBAHAN ix

MOTTO x

KATA PENGANTAR xi

SANWACANA xii

DAFTAR ISI xv

DAFTAR GAMBAR xviii

DAFTAR TABEL xx

BAB I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang 1

B. TujuanPenelitian 3

C. Batasan Masalah 3

BAB II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Profil Daerah Penelitian 4

B. Geomorfologi Sekitar Daerah Penelitian 5

C. Bentuk Geomorfologi Dasar Laut 6
1. Tatanan Geologi Kelautan 6
2. Model Tektonik Tepian Lempeng Aktif.....8
D. Geomorfologi Prisma Akresi Daerah Penelitian 9
E. Geologi Regional Perairan Barat Sumatra 11
1. Stratigrafi Regional Lembar Sinabang 11
2. Stratigrafi Sub-Cekungan Simeulue 13

BAB III. TEORI DASAR

A. Prinsip Dasar Metode Seismik 15
1. Prinsip *Huygens* 15
2. Hukum *Snellius*.....16
3. Prinsip *Fermat* 17
B. Metode Standar Pengolahan Data 18
1. Format Rekaman Data 18
2. Geometri 19
3. *Filtering* 19
4. *Editing*.....20
5. Koreksi *True Amplitude Recovery* (TAR) 21
6. Dekonvolusi 21
7. Analisa Kecepatan 22
8. Koreksi NMO 23
9. CDP *Gather* 25
C. Kecepatan Seismik 26
D. Migrasi Seismik.....30
1. Prinip Dasar Migrasi Seismik.....30
2. Klasifikasi Migrasi.....32
3. Migrasi *Kirchhoff*.....33
E. Transformasi DIX.....36
F. *Constrained Velocity Inversion* (CVI).....37
G. *Grid Based Tomography* 38

BAB IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian 40
B. Data Penelitian.....41
C. Alat dan Bahan 41
D. Prosedur Penelitian.....42
1. *Pre Stack Time Migration* (PSTM).....42
a. Input Data.....42
b. *Geometry Assignment* 42
c. *Filtering* 43
d. *Editing*.....43
e. TAR dan Dekonvolusi 43
f. *Velocity Analysis*.....43
g. *Stacking*.....44
h. Migrasi 44
2. *Pre Stack DepthMigration* (PSDM) 44
a. *Transformasi Velocity*.....44
b. *Initial* PSDM.....44
c. *Updating Velocity* 45
d. *Final* PSDM.....45
E. Diagram Alir.....45
1. Digram Alir Penelitian 45
2. Diagram Alir Pengolahan Data 47

BAB V. HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Pengolahan Data Seismik PSTM.....48
B. Pengolahan Data Seismik PSDM 64

BAB VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan.....73
B. Saran 73

DAFTAR PUSTAKA

DAFTAR GAMBAR

Halaman

Gambar 1. *Line* dan Posisi Daerah Penelitian 4

Gambar 2. *Location Map*.....5

Gambar 3. Geomorfologi Prisma Akresi.....6

Gambar 4. Fisiografi Perairan Indonesia Akibat Proses Tektonik. 8

Gambar 5. Proses Pembentukan Prisma Akresi 10

Gambar 6. Cekungan Busur Muka Simeulue 11

Gambar 7. Stratigrafi Umum Sub-Cekungan Simeulue 14

Gambar 8. Prinsip *Huygens*.....15

Gambar 9. Hukum *Snellius*.....17

Gambar 10. Prinsip *Fermat* 18

Gambar 11. Ilustrasi NMO *Correction* 24

Gambar 12. Ilustrasi Pengumpulan Data Rekaman Seismik Refleksi.....26

Gambar 13. Skema Kurva Difraksi 31

Gambar 14. Ilustrasi *Raypath* pada *Time Migration* dan*Depth Migration*.....33

Gambar 15. Metode Migrasi *Kirchhoff* 35

Gambar 16. *Grid Based Tomography*.....39

Gambar 17. Data Raw 49

Gambar 18. *Geometry TraceQC*.....50

Gambar 19. *Geometry*.....50

Gambar 20. *Spectral Analysisis*.....51

Gambar 21. Sebelum *Filtering* 52

Gambar 22. Sesudah *Filtering*.....52

Gambar 23. *Editing Top Mute* dan *Bottom Mute*.....53

Gambar 24. Setelah Dilakukan *Top Mute, Bottome Mute,* dan *Killing* 53

Gambar 25. Parameter TAR 54

Gambar 26. Parameter *Dekonvolusi* 55

Gambar 27. *Brutestack* 56

Gambar 28. *Brutestack* Fokus Pengolahan.....57

Gambar 29. *Picking Semblance*.....58

Gambar 30. RMS *Velocity Section* 59

Gambar 31. *Stacking*.....60

Gambar 32. *Stacking* pada Daerah Fokus.....61

Gambar 33. Migrasi *Domain* Waktu (PSTM) 63

Gambar 34. *Initial Interval Velocity Model*.....65

Gambar 35. *Initial* Migrasi (PSTM *Section)* 66

Gambar 36. *Iniial* Migrasi (PSDM *Gather)* 67

Gambar 37. *Refinement Velocity Model* 1. 68

Gambar 38. *Refinement Velocity Model* 2. 68

Gambar 39. *Final Model Interval Velocity* dan *Gather*.....69

Gambar 40. *Final* Migrasi (PSDM).....70

Gambar 41. Perbandingan Hasil Penampang Migrasi.....72

DAFTAR TABEL

Halaman

Tabel 1. Jadwal Penelitian.....40

Tabel 2. *Geometry Observer Log* 41

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Perairan barat Sumatera mempunyai tatanan tektonik yang didominasi bergerak ke arah utara dari tepian Lempeng Samudera Hindia dan Lempeng Benua Australia terhadap Lempengan Sunda. Pergerakan lempeng yang relatif tegak lurus terhadap arah batas lempeng, membuat sebagian besar lempeng membentuk sesar-sesar naik di sepanjang zona subduksi Sumatera dan Jawa. Sedangkan komponen lempeng yang paralel terhadap batas lempeng didominasi oleh terbentuknya sesar geser pada zona sesar. Pergerakan Lempeng Samudera ini mengakibatkan sedimen (*seabed*) di kerak samudera terangkat begitu juga dengan prisma-prisma akresi yang merupakan bagian terluar kontinen (Lubis, 2007).

Selain itu proses pembentukan lain yang terjadi di kawasan ini adalah amblasan (*subsidensi*) dan aktifnya patahan di sekitar pantai, sehingga pulau-pulau akresi yang terbentuk terpisah dari daratan utamanya. Oleh sebab itulah pengangkatan dan sesar-sesar naik di beberapa tempat seperti di Kep. Mentawai, Enggano, Nias, sampai Simeulue membentuk gugusan pulau-pulau memanjang paralel terhadap zona subduksi. (Cruise Report SO00-2, 2006).

Pembentukan prisma akresi sendiri terjadi akibat konsekuensi dari proses tumbukan antar segmen kontinen atau aktifitas dari tektonik sesar-sesar naik (*thrusting*) yang menyebabkan bagian tepian lempeng pada daerah tumbukan mengalami proses pengangkatan (*uplifting*) (Hamilton, 1979).

Berdasarkan informasi yang diperoleh dari data geologi di atas, maka dilakukanlah sebuah studi yang bertujuan untuk menggambarkan keadaan struktur geologi yang terbentuk di daerah perairan barat Sumatera pada zona prisma akresi dengan melakukan pemodelan kecepatan interval (*interval velocity model building*) yang nantinya akan dilakukan perbaikan pada model kecepatan yang digunakan (*updating velocity*) dengan cara mengiterasi.

Pada data rekaman seismik dengan daerah yang mempunyai struktur geologi yang kompleks akan menghasilkan variasi kecepatan lateral yang tinggi sehingga penggunaan migrasi pada *domain* waktu (PSTM) dengan menggunakan model kecepatan rms akan menghasilkan penggunaan nilai kecepatan yang tidak akurat. Hal ini disebabkan karena migrasi pada *domain* waktu (PSTM) menggunakan asusmsi kecepatan dengan nilai yang konstan (*semblance*) atau semakin dalam kecepatannya akan semakin besar. Oleh karena itu dibutuhkan migrasi dalam *domain* kedalaman (PSDM) dengan menggunakan model kecepatan interval yang peka terhadap variasi kecepatan vertikal maupun horizontal (lateral).

Untuk menghasilkan model kecepatan interval yang akurat, digunakan metode *Global Depth Tomography* berdasarkan *depth migrated gather*, yaitu metode *Grid Based Tomograpgy* (Nugroho dan Sudarmaji, 2014).

Tomografi sendiri merupakan metode yang digunakan untuk mendapatkan model kecepatan yang tepat dengan menggunakan analisis *residual moveout* yang merupakan analisis kecepatan yang dilakukan pada model kecepatan yang belum tepat. Analisis *residual moveout* digunakan untuk menemukan kesalahan kecepatan dalam suatu model kecepatan (Mudriman dan Elistia, 2016). Juga

berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh (Prakoso, 2009), analisis tomografi dapat memberikan model kecepatan yang lebih baik, sehingga penampang seismik yang dihasilkan akan terlihat lebih baik.

B. Tujuan Penelitian

Tujuan dilakukannya penelitian ini adalah sebagai berikut:

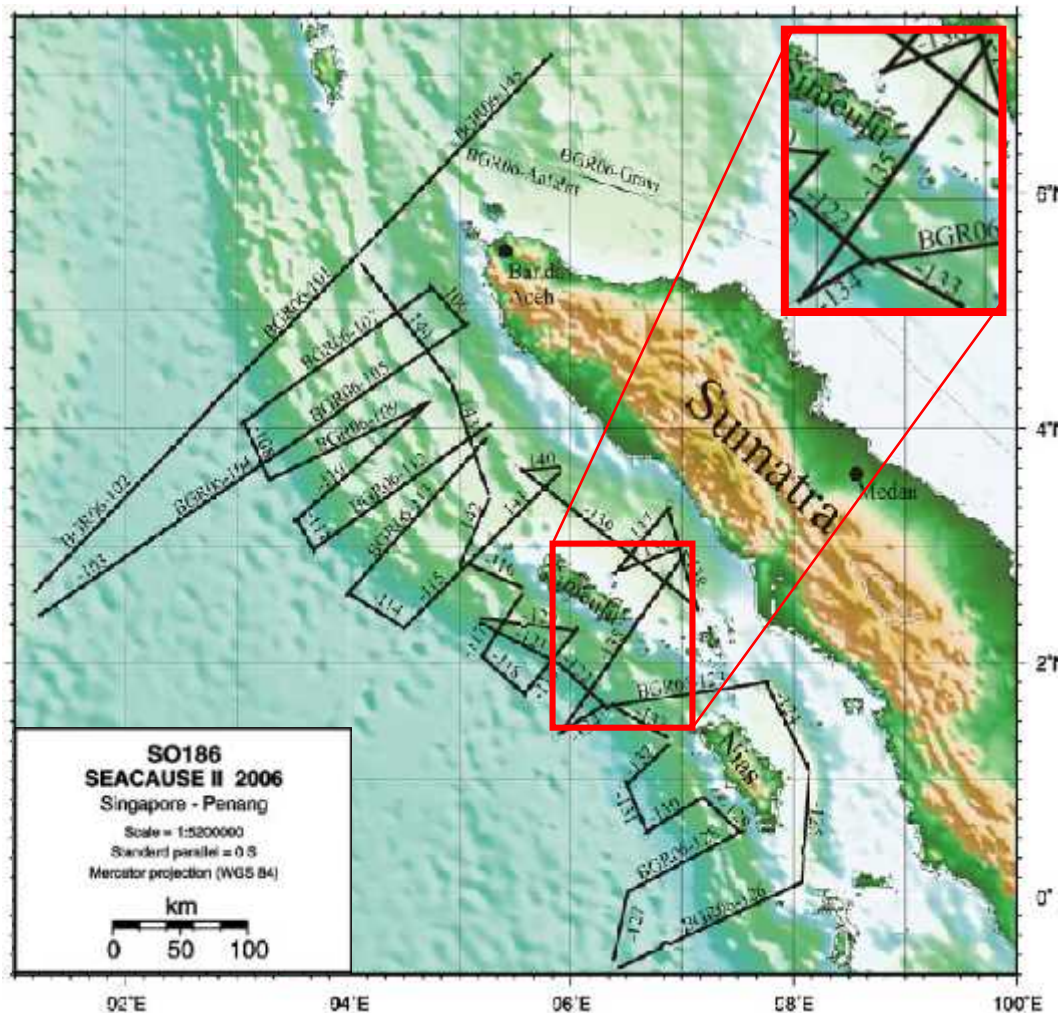
1. Menghasilkan model kecepatan interval dengan menggunakan metode *Grid Based Tomograpgy* pada proses *Pre Stack Depth Migration* (PSDM).
2. Menghasilkan penampang seismik dengan resolusi yang lebih baik atau lebih akurat pada hasil akhir proses *Pre Stack Depth Migration* (PSDM).
3. Mendapatkan hasil dari perbandingan migrasi penampang seismik pada proses *Pre Stack Time Migration* (PSTM) dan proses*Pre Stack Depth Migration* (PSDM).

C. Batasan Masalah

Batasan masalah pada penelitian ini adalah melakukan perbaikan kecepatan interval (*updating interval velocity*) pada migrasi *domain* kedalaman (PSDM) zona prisma akresi di wilayah perairan barat Sumatra dengan analisis pembatasan pada CDP 250 – 3500menggunakan metode *Grid Based Tomography*pada *softwareGeodepth – Paradigm.*

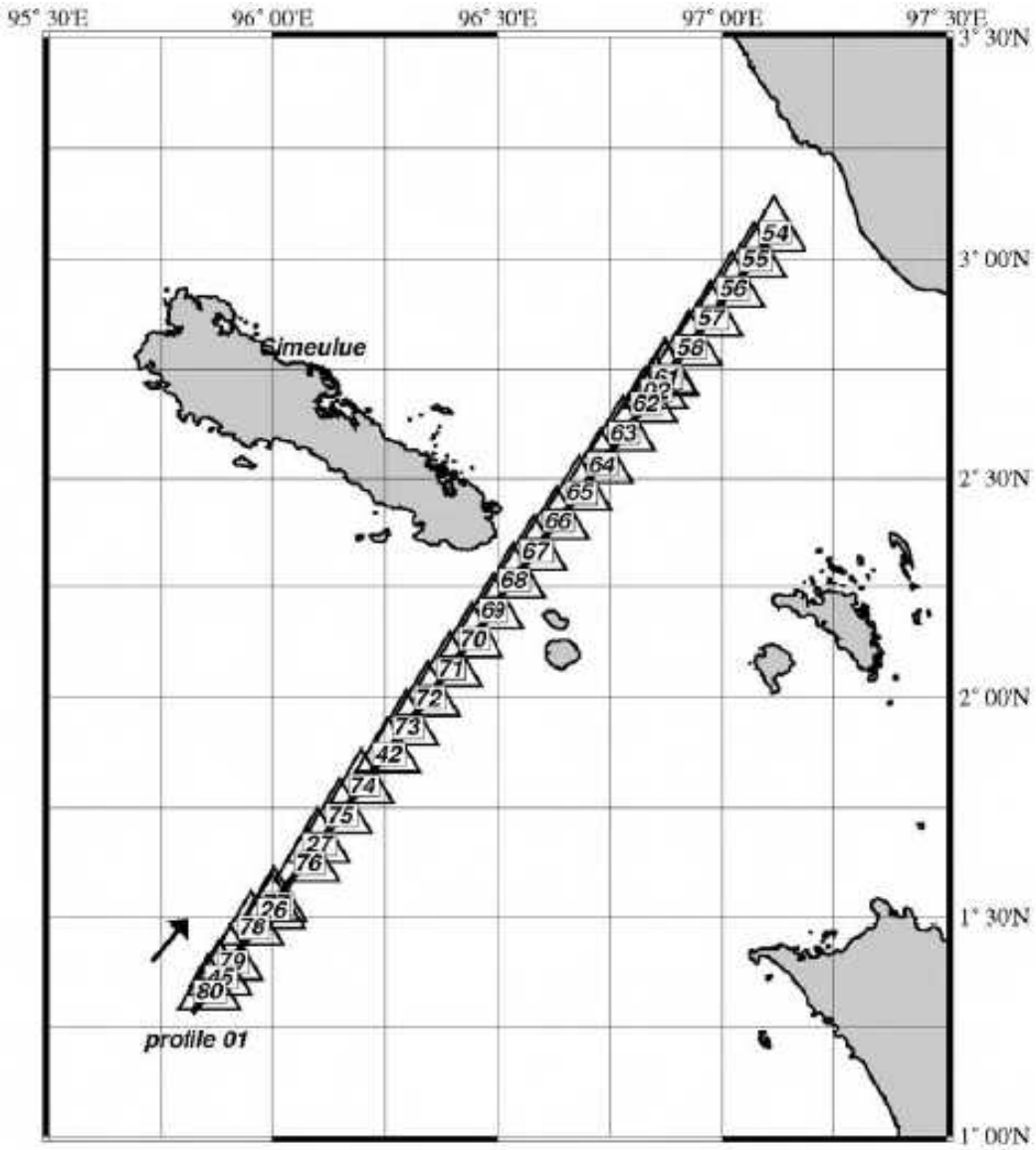
II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Profil Daerah Penelitian



Gambar 1. *Line*dan Posisi Daerah Penelitian (Cruise Report SeaCause II, 2006).

Daerah penelitian berada pada wilayah perairan barat Sumatra dimana wilayah ini tedapat zona prisma akresi yang dijadikan studi kasus dalam penelitian. Data yang digunakan merupakan data Sonne Cruise SO – 186 – 2 SeaCause II *line* BGR06 – 135 yang memiliki panjang lintasan 215 km dari lempeng Samudra ke bagian timur cekungan Simeulue.

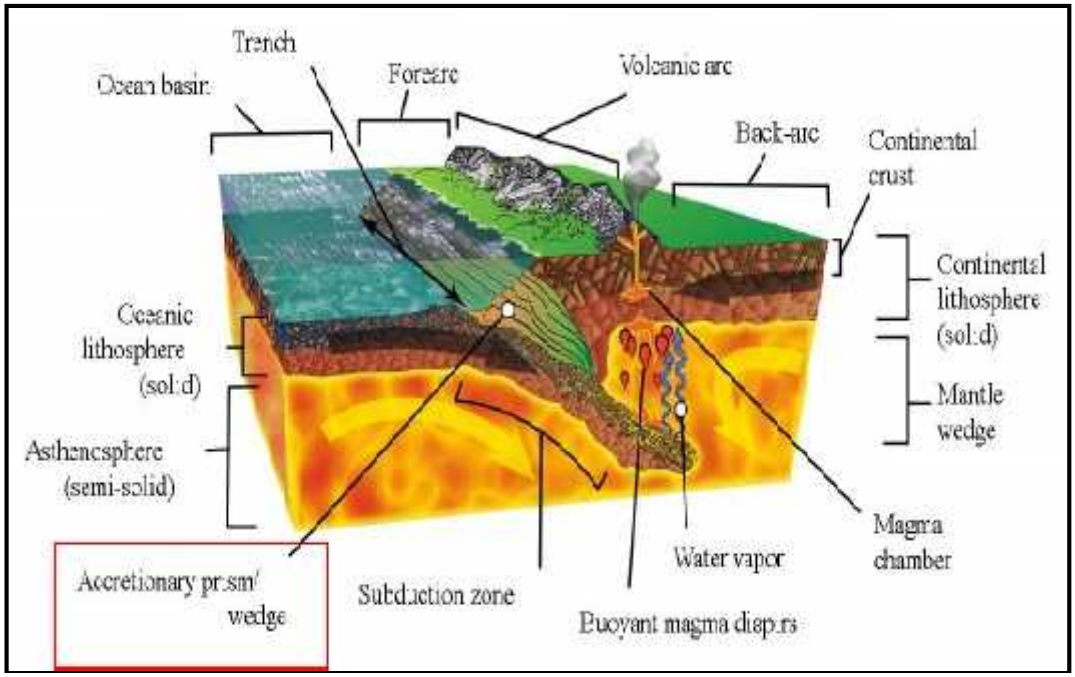


Gambar 2. *Location Map* (Cruise Report SeaCause II, 2006).

B. Geomorfologi Sekitar Daerah Penelitian

Pada bagian barat Pulau Sumatera, terangkatnya sedimen (*seabed*) di kerak samudera diakibatkan oleh pergerakan Lempeng Samudera Hindia dan prisma-prisma akresi yang merupakan bagian terluar dari kontinen. Terbentuknya sesar-sesar normal di bagian dalam menjadi pemisah antara prisma akresi dengan busur kepulauan (*island arc*) yang mengakibatkan peningkatan pasokan sedimen yang lebih besar (Lubis et al, 2007). Pengangkatan tersebut juga mengakibatkan

morfologi palung laut di kawasan ini memperlihatkan bentuk lereng yang terjal dan sempit jika dibandingkan dengan palung laut yang terbentuk di kawasan timur Indonesia.



Gambar 3. Geomorfologi Prisma Akresi yang Naik ke Permukaan MembentukPulau Prisma Akresi.

C. Bentuk Geomorfologi Dasar Laut pada Tepian Lempeng Aktif di Lepas Pantai Barat Sumatera dan Selatan Jawa, Indonesia

1. Tatanan Geologi Kelautan Indonesia

Berada pada pertemuan tiga lempeng tektonik (Lempeng Samudera Pasifik, Lempeng Benua Australia-Lempeng Samudera Hindia serta Lempeng Benua Asia), tatanan geologi kelautan Indonesia menjadi bagian yang sangat unik dalam tatanan kelautan dunia.

Berdasarkan karakteristik geologi dan kedudukan fisiografi regional, wilayah laut Indonesia dibagi ke dalam zona dalam (*inboard*) dan luar (*outboard*) yang menempati regim zona tambahan (*contiguous*), Zona Ekonomi Eksklusif (ZEE) dan Landasan Kontinen. Bagian barat zona dalam

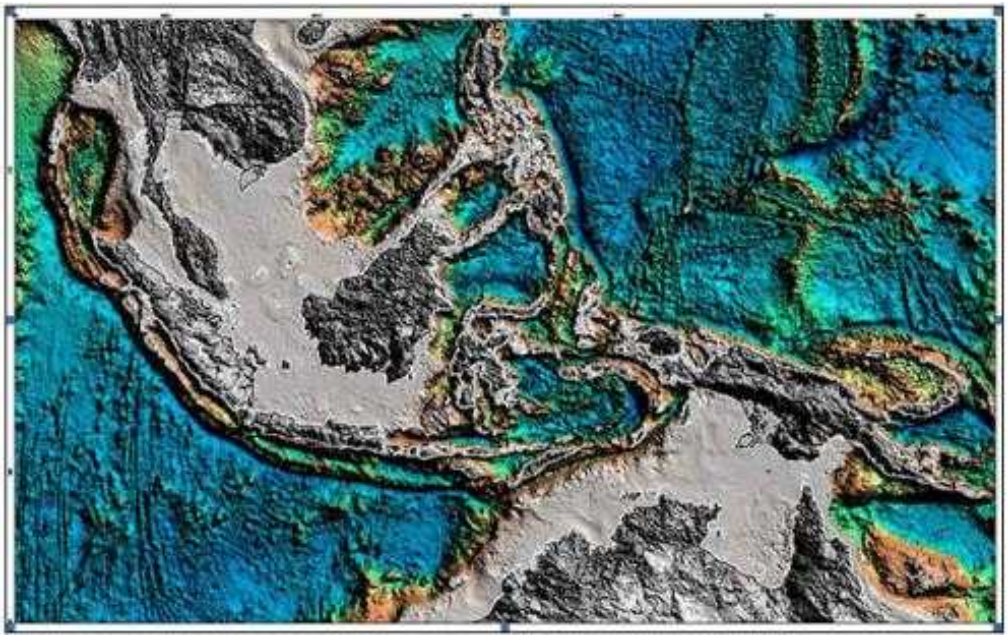
ditempati oleh Paparan Sunda (Sunda *Shelf*) yang merupakan sub-sistem dari Lempeng Benua Eurasia. Hal ini dicirikan oleh kedalaman dasar laut maksimum 200 meter yang terletak pada bagian dalam gugusan pulau-pulau utama, yaitu Sumatera, Jawa, dan Kalimantan (menurut Toponim internasional seharusnya disebut Pulau Borneo).

Bagian tengah pada zona dalam merupakan zona transisi dari sistem paparan bagian barat dan sistim laut dalam di bagian timur. Kedalaman laut pada zona transisi bisa mencapai lebih dari 3000 meter, yaitu Laut Bali, Laut Flores dan Selat Makasar. Bagian paling timur zona dalam adalah zona sistem Laut Banda yang merupakan cekungan tepian (*marginal basin*) dicirikan oleh kedalaman laut yang mencapai lebih dari 6000 meter dan adanya beberapa keratan daratan (*landmass sliver*) yang berasal dari Tepian Benua Australia (*Australian Continental Margin*) seperti Pulau Timor dan Wetar (Curray et al, 1982, Katili, 2008).

Adanya interaksi lempeng-lempeng kerak bumi Eurasia (utara), Hindia-Australia (selatan), Pasifik-Filipina Barat (timur) dan Laut Sulawesi (utara) meyebabkan terjadinya kerumitan dari tatanan fisiografi dan geologi wilayah laut Nusantara (Hamilton, 1979). Sehingga zona bagian luar ditempati oleh sistem Samudera Hindia, Laut Pasifik, Laut Timor, Laut Arafura, Laut Filipina Barat, Laut Sulawesi dan Laut Cina Selatan.

Berperan dalam pembentukan tatanan tepian pulau-pulau nusantara tipe konvergen aktif (*Indonesia Maritime Continental Active Margin*), proses geodinamika global (More et al, 1980)merupakan bagian luar nusantara perwujudan dari zona penunjaman (subduksi) dan atau tumbukan (kolisi)

terhadap bagian dalam Nusantara, yang akhirnya membentuk fisiografi perairan Indonesia.



Gambar 4. Fisiografi Perairan Indonesia Akibat Proses Tektonik.

2. Model Tektonik Tepian Lempeng Aktif

Lempeng Samudera bergerak menunjam Lempeng Benua membentuk zona penunjaman aktif, sehingga wilayah perairan Indonesia di bagian barat Sumatera dan selatan Jawa disamping mempunyai potensi aspek geologi dan sumberdaya mineral juga berpotensi terjadinya bencana geologi (gempabumi, tsunami, longsoran pantai dan gawir laut).

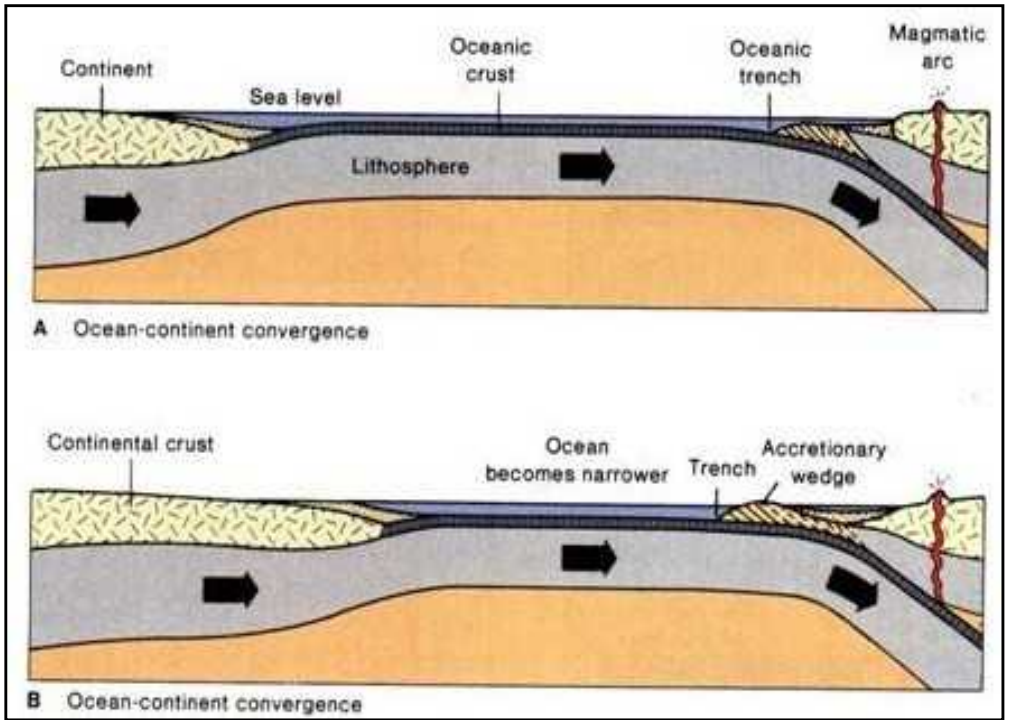
Di bagian tengah Kerak Samudera Hindia ini terbentuk suatu jalur lurus yang disebut *Mid Oceanic Ridge* (Pematang Tengah Samudra), sedangkan dibagian timurnya atau sebalah barat terbentuk jalur punggungan lurus utara – selatan yang disebut *Ninety East Ridge* (letaknya hampir berimpit dengan bujur 90° timur) merupakan daerah mineralisasi (Usman, 2006). Bagian yang dalam membentuk cekungan kerak samudera yang terisi oleh sedimen yang berasal dari dataran India membentuk Bengal Fan hingga ke perairan Nias

dengan ketebalan sedimen antara 2.000 – 3.000 meter (Ginco, 1999). Daerah Pematang Tengah Samudera pada Lempeng Indo-Australia merupakan implikasi dari proses *Sea Floor Spereading* (Pemekaran Lantai Samudera) yang mencapai puncaknya pada Miosen Akhir dengan kecepatan 6-7 cm/tahun, sebelumnya pada Oligosen Awal hanya 5cm/tahun (Katili, 2008).

D. Geomorfologi Prisma Akresi Daerah Penelitian

Prisma akresi adalah suatu wilayah yang paling rawan terhadap kegempaan karena pusat-pusat gempa berada di bawahnya. Kekhasan batuan pada wilayah prisma akresi adalah terdapatnya batuan campur-aduk (*melange, ofiolit*) yang pada umumnya berupa batuan *skist* berumur muda. Sejarah kegempaan di kawasan ini membuktikan bahwa episentrum gempa-gempa kuat umumnya terletak pada prisma akresi ini karena merupakan gempa dangkal (kedalaman < 30 Km). Gempa kuat yang pernah tercatat mencapai skala 9 *Richter* pada tagl 26 Desember 2004.

Beberapa ahli geologi juga masih mengkhawatirkan jika suatu saat akan terulang kembali gempa sebesar ini di kawasan barat Bengkulu, karena prisma akresi di kawasan ini masih belum melepaskan energi kegempaan (*locked zone*) sementara kawasan disekitarnya sudah terpicu dan melepaskan energi melalui serangkaian gempa-gempa sedang sampai dengan kuat.



Gambar 5. Proses Pembentuka Prisma Akresi.

Di Sumatera ditemukan dua prisma akresi, yakni*accretionarywedge* 1 di bagian luar dan*accretionary wedge* 2 di bagian dalam *outer arc high* yang memisahkan prisma akresi dengan cekungan busur muka (Mentawai *fore arc basin*). Adanya *outer arc high* yang memisahkan dua prisma akresi tersebut mengakibatkan sedimen yang berasal dari daratan induknya tidak dapat menerus ke bagian barat melainkan terendapkan pada cekungan busur muka.

Prisma akresi terbentukoleh adanya proses tumbukan (*collision*) antar lempengbenua serta adanya proses penunjaman (*subduction*) antara lempeng benua dan lempeng samudra.

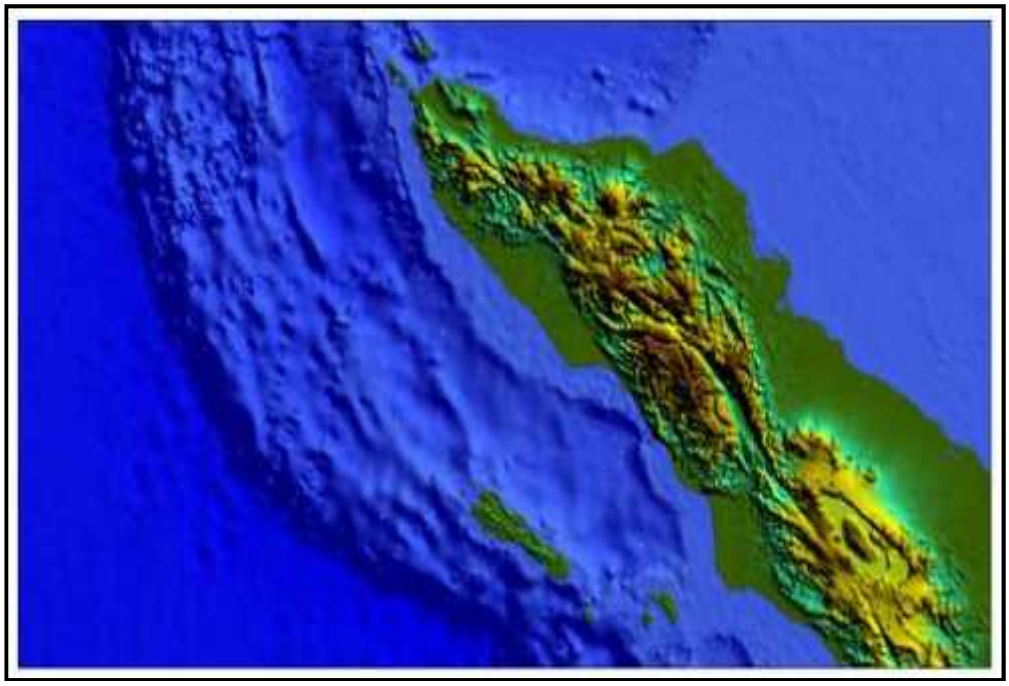
Pada proses tumbukan, baik sistem busur kepulauan ataupun benua tidak menujam, menjadikan kedua sistem ini terkunci total. Kedua keadaan ini mengakibatkan busur kepulauan dan sedimen pinggiran benua mengalami penekanan, terdeformasi, tergencet, terlipat, tersesar sungkupkan dan terangkat, membentuk jalur lipatan dan sesar yang menjadi ciri jalur

orogenesa. Jalur orogenesa ini kemudian bertumbukan, terakramasi dan bergabung (amalgamsi) dengan benua. Jenis pertambahan dan pertumbuhan benua ini disebut sebagai *accretionary wedge*.

E. Geologi Regional Perairan Barat Sumatra

1. Stratigrafi Cekungan Busur Muka Simeulue

Zona subduksi terbentuk akibat proses-proses gabungan yang terjadi pada tepian kerak samudera, tepian kerak benua dan proses penunjaman itu sendiri. Sebagai konsekuensi dari proses-proses tektonik tepian aktif, maka muncul ciri-ciri proses yang mungkin terjadi diantaranya, sesar-sesar mendatar, sesar-sesar normal yang biasanya membentuk horst dan graben, serta intrusi membentuk tinggian menyerupai gunungapi (*seamount*) namun di luar busur volkanik, tinggian (*ridge*) dan cekungan busur muka seperti cekungan Simeulue-Sibolga.



Gambar 6. Cekungan Busur Muka Simeulue yang Terletak antara Pulau Simelue dan daratan Sumatera.

Umur sedimen pengisi cekungan ini berdasarkan interpretasi seismik relatif muda (Miosen) stratigrafi, sehingga tidak banyak kemungkinan adanya proses pematangan sebagai *source rock* hidrokarbon (IPA, 2002). Selain itu, tingkat pematangan (maturitas) batuan reservoar relatif rendah karena laju pengendapan di laut dalam relatif cepat. Dan karena jaraknya yang terlalu jauh, kemungkinan proses pematangan diagenesa dari *volcanic arc*memiliki pengaruhnya relatif kecil.

Berdasarkan penemuan-penemuan karakteristik cekungan busur muka di dunia (Dickinson dan Seely,1979) serta referensi lain yang berkaitan dengan kondisi batuan sumber dan batuan reservoar cekungan busur muka adalah:

1. Pada prisma akresi, sedimen yang terbentuk umumnya tersusun oleh sedimen-sedimen yang *over compacted* sehingga mereduksi porositas sebagai batuan reservoar.
2. *Source rock* di bagian barat cekungan kurang berperan sebagai batuan sumber sehingga bukan merupakan batuan reservoar yang baik sebab banyak diendapkan endapan turbidit dan *trench fill deposit*
3. Sedimen pengisi cekungan busur muka dominan berasal dari kontinen dan umurnya relatif muda (Miosen) sehingga kurang memungkinkan terbentuknya hidrokarbon yang berasal batuan sumber (*source rock*). Tingkat pematangan (maturitas) batuan reservoir yang relatif rendah karena sumber panas berada jauh dari letak cekungan itu sendiri.
4. Tidak memungkinkan terbentuknya batuan sumber dalam lamparan yang luas disebabkan diskontinuitas batuan reservoar tinggi karena ketidak-

stabilan tektonik dan pergeseran sedimentasi selama pengendapan, sehingga tidak

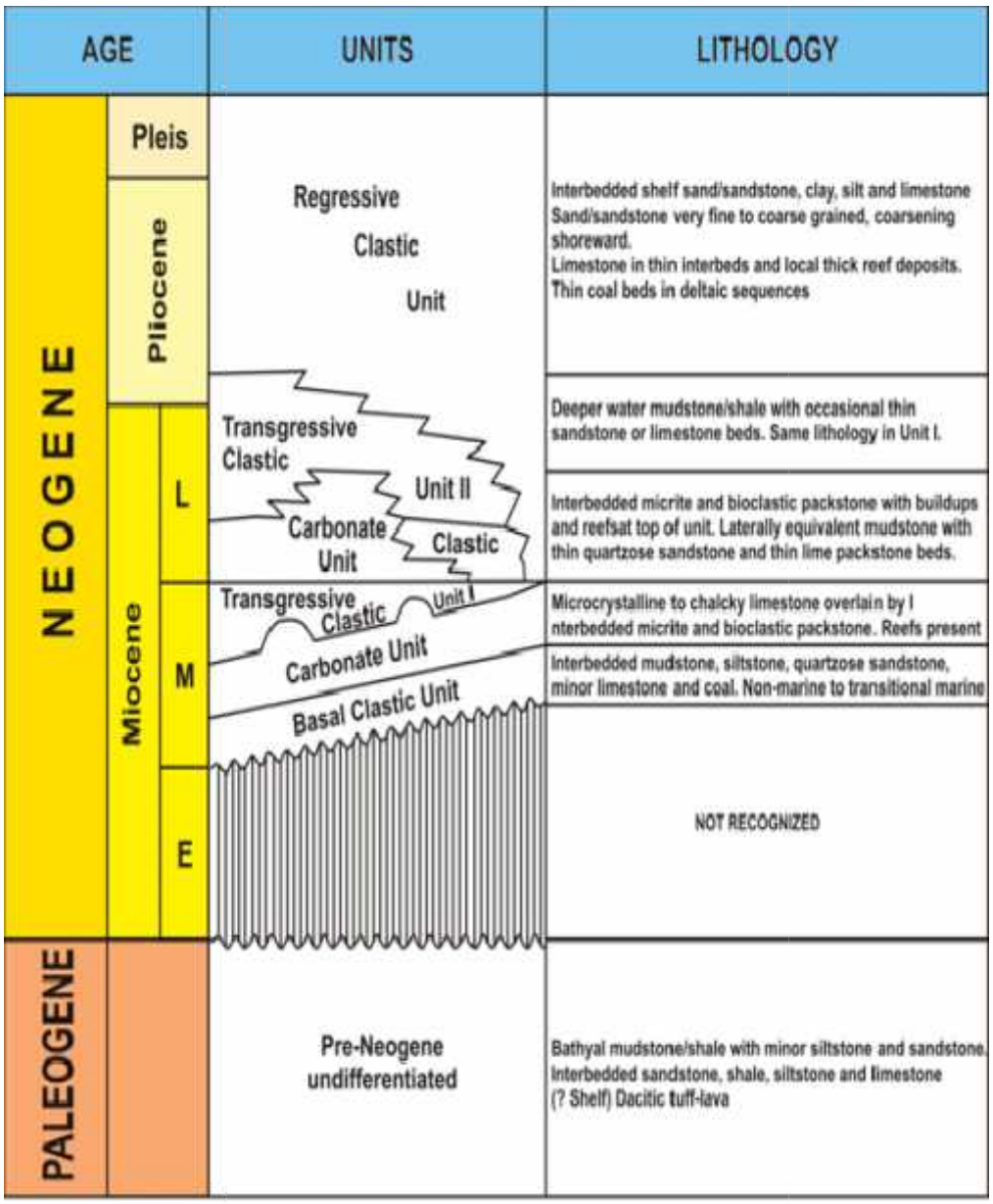
Reinterpretasi lintasan-lintasan seismik yang memotong sub-cekungan Simeulue yaitu lintasan 135 memperlihatkan indikasi sebagai berikut:

1. Sub-cekungan Simelue merupakan bagian dari Cekungan Sibolga, bentuk cekungan *a-symetri*, terletak pada laut dalam dengan kedalaman laut antara 1000-1500 meter dan semakin ke barat ketebalan sedimen semakin tebal hingga mencapai lebih dari 5000 meter.
2. Di sisi barat cekungan ini ditemukan sesar-sesar (kelanjutan Sesar Mentawai) yang mengontrol aktifnya sesar-sesar tumbuh (*growth fault*) sehingga mengakibatkan deformasi kuat struktur batuan sedimen pada tepian cekungan.
3. Di bagian timur cekungan, ditemukan lamparan karbonat (Miosen) dan indikasi beberapa *carbonate buildup* Miosen Akhir yang dapat berperan sebagai batuan reservoir hidrokarbon, namun belum dapat dipastikan adanya batuan dasar cekungan sebagai batuan sumber.
4. Batuan dasar cekungan diperkirakan berumur Paleo-Oligocene, walaupun tidak ditemukan kontrol aktifitas magmatik (sebagai sumber pematangan panas), kecuali di bagian timur mendekati daratan Sumatera kemungkinan dipengaruhi oleh aktivitas gunungapi dari busur volkanik.

2. Stratigrafi Sub-Cekungan Simeulue

Batuan sedimen di Sub-cekungan Simeulue tergbagi atas dua unit utama, yakni Batuan Pra-Neogen dan Neogen yang di antaranya dipisahkan oleh ketidakselarasan bersudut. Sedimen Neogen tersusun atas batuan sedimen

kalstik dan karbonat yang terbagi menajadi 4 sikuen pengendapan, yakni Pra-Neogen, Miosen Awal – Miosen Tengah, Miosen Akhir – Pliosen, dan Pleistosen – Resen. Pembagian sikuen pengendapan tersebut diidentifikasi berdasarkan karakter seismik (Beaudry dan Moore, 1985).



Gambar 7. Stratigrafi Umum Sub-Cekungan Simeulue (Rose, 1983).

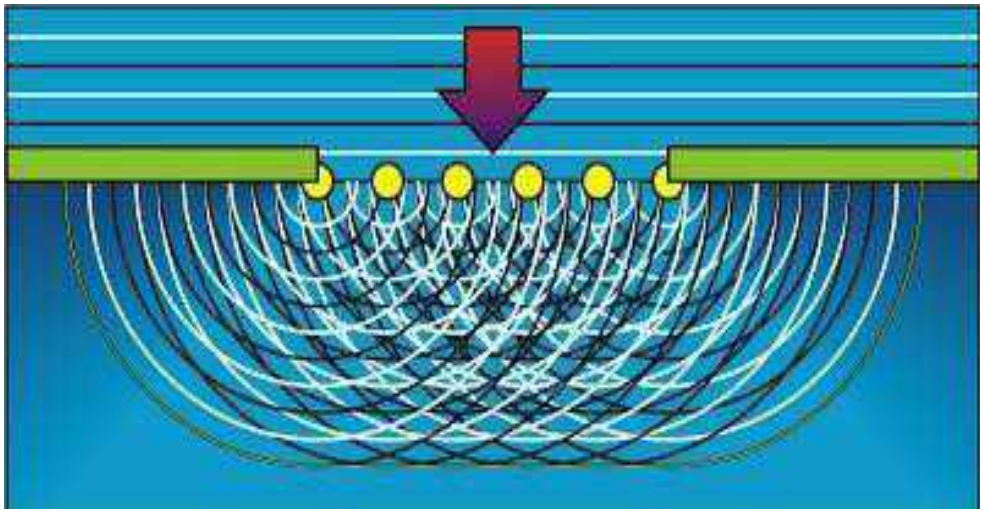
III. TEORI DASAR

A. Prinsip Dasar Metode Seismik

Beberapa prinsip perambatan gelomang seismik diantaranya prinsip *Huygens*, prinsip *Snellius*, dan prinsip *Fermat*.

1. Prinsip *Huygens*

Prinsip *Huygens* menyatakan bahwa setiap titik-titik pengganggu (berupa patahan, rekahan, pembajian, antiklin, dan lain-lain) yang berada didepan muka gelombang utama akan menjadi sumber bagi terbentuknya deretan gelombang yang baru (difraksi). Dan Untuk menghilangkan efek ini dilakukanlah proses migrasi.Gambar di bawah ini menunjukkan prinsip *Huygens*.



Gambar 8. Prinsip *Huygens* (Abdullah, 2011).

Jumlah energi total deretan gelombang baru tersebut sama dengan energi utama.

2. Hukum*Snellius*

Gelombang seismik dalam medium berlapis (seperti halnya bumi), penjalarannya mengikuti Hukum *Snellius*. Hukum ini mengatakan bahwa jika gelombang seismik datang pada bidang batas antara dua lapisan yang berbeda sifat fisis dan litologinya, maka sebagian energinya akan terpantulkan (refleksi). Gelombang yang terpantul akan mengikuti hukum pemantulan gelombang, yaitu Hukum *Snellius* di mana gelombang akan terpantul dengan sudut pantul sama dengan sudut datangnya (i=r.) Di bawah ini adalah gambar perambatan menurut hukum *Snellius*.

Perumusan matematis dari Hukum *Snelius* adalah:

$$\frac{Sin\theta_1}{Sin\theta_2} = \frac{V_1}{V_2} = \frac{n_1}{n_2} \quad (1)$$

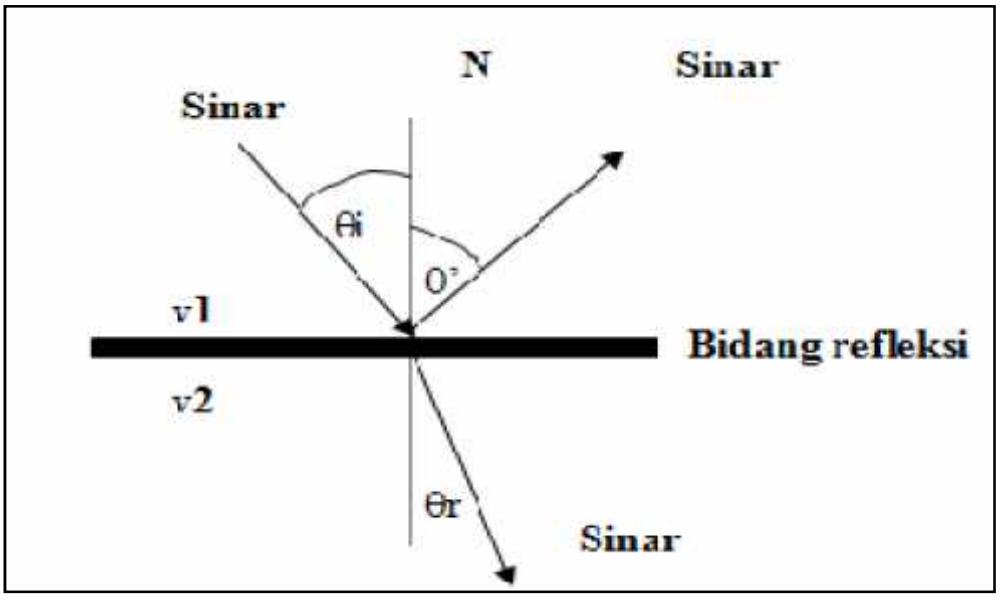
atau

$$n_1 Sin\theta_1 = n_2 Sin\theta_2 \quad (2)$$

atau

$$V_1 Sin\theta_1 = V Sin\theta_2 \quad (3)$$

Lambang θ_1,$\theta_2$mengarah kepada sudut datang dan sudut bias, v_1 dan v_2 pada kecepatan cahayasinar datang dan sinar bias. Lambang $n_1$merujuk pada indeks bias medium yang dilalui sinar datang, sedangkan n_2 adalah indeks biasmedium yang dilalui sinar bias.



Gambar 9. Hukum *Snellius* (Gadallah dan Fisher, 2009).

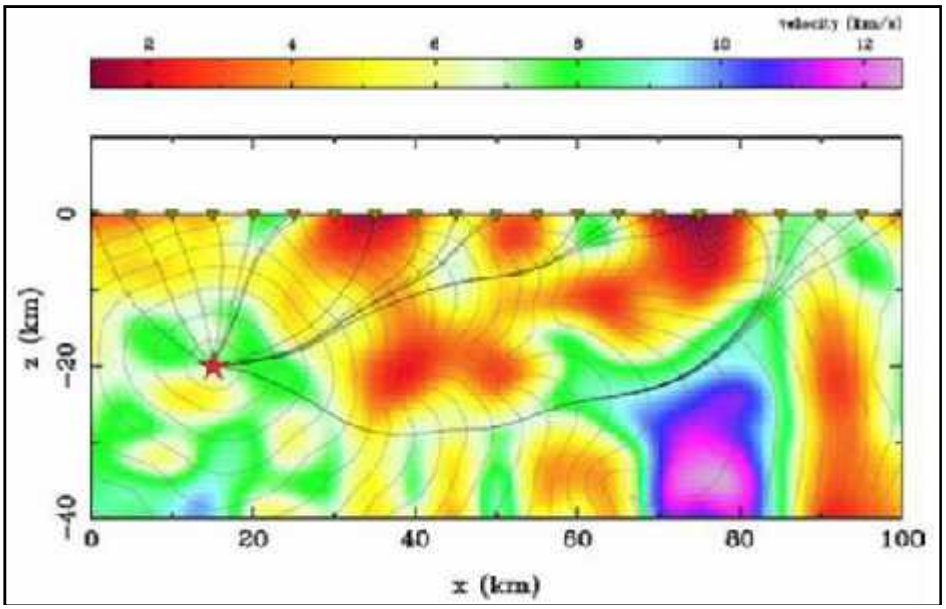
Keterangan :

Pembiasan cahaya pada antarmuka antara dua medium dengan indeks bias berbeda, dengan $n_2 > n_1$. Karena kecepatan cahaya lebih rendah di medium kedua ($v_2 < v_1$), sudut bias θ_2 lebih kecil dari sudut datang θ_1; dengan kata lain, berkas di medium berindeks lebih tinggi lebih dekat ke garis normal.

3. Prinsip *Fermat*

Prinsip *Fermat* menyatakan bahwa jika sebuah gelombang seismik merambat dari satu titik ke titik yang lain, maka gelombang tersebut akan memilih jejak yang **tercepat**. Kata tercepat di-*bold*kan untuk memberikan penekanan bahwa jejak yang akan dilalui oleh sebuah gelombang adalah jejak yang secara waktu tercepat bukan yang terpendek secara jarak. Tidak selamanya yang terpendek itu tercepat. Dengan demikian jika gelombang melewati sebuah medium yang memiliki variasi kecepatan berbeda, maka gelombang tersebut akan cenderung melalui zona-zona kecepatan tinggi dan menghindari zona-zona kecepatan rendah atau gelombang akan memilih

untuk melintasi lintasan dengan waktu tempuh tercepat. Zona-zona berkecapatan tinggi dapat diasumsikan sebagai zona-zona yang memiliki densitas yang tinggi. Untuk lebih jelasnya perhatikan gambar di bawah ini.



Gambar 10. Prinsip *Fermat* (Abdullah, 2011).

B. Metode Standar Pengolahan Data

Pengolahan data seismik bertujuan untuk mendapatkan gambaran struktur geologi bawah permukaan yang mendekati struktur yang sebenarnya.Hal ini dapat dicapai apabila rasio antara sinyal seismik dengan sinyal gangguan (S/N *ratio*) cukup tinggi. Dengan demikian mengolah data seismik merupakan pekerjaan untuk meredam *noise* atau memeperkuat sinyal (Sismanto, 1996).

1. Format Rekaman Data

Rekaman data seismik yang diperoleh di lapangan berupa data mentah yang direkam *field tipe* dalam format *multiplex*. Format *multiplex* merupakan perekaman *trace* seismik yang dilakukan dalam waktu bersamaan sehingga data yang diperoleh berupa gelombang yang mewakili deret jarak. Penentuan pengolahan dalam standar SEG data harus dalam format *demultiplex* yaitu

gelombang yang tersusun berdasarkan urutan waktu atau *time series*. Dalam raw data input format *multiplex* terdiri dari SEG A, SEG B, SEG C dan SEG D akan diubah menjadi format *demultiplex* berupa SEG Y. Dengan demikian proses *demultiplex* digunakan untuk mengubah format data dari *sequentialseries* menuju *time series* (Munadi, 2002).

2. Geometri

Data seismik yang terekam pada saat akuisisi hanya memiliki informasi untuk setiap *trace* berupa trace *header* FFID dan *channel* saja. Dimana informasi mengenai geometri lapangan sangat penting untuk mendefinisikan *trace header* pada *raw data* yang belum sepenuhnya terisi pada *display raw data*, sehingga dilakukan proses pencocokan parameter lapangan dari *observerreport*. Informasi yang berkaitan dengan pemasukan geometri antara lain konfigurasi, *group interval*, *interval shot point*, jumlah *shot*, jumlah *channel*, *near offset* dan *far offset*.

3. *Filtering*

Filtering bertujuan untuk menghilangkan frekuensi yang menganggu data seismik dan meloloskan data yang diinginkan. Filter frekuensi bekerja meredam *noise* dengan *event* frekuensi rendah dengan amplitudo yang besar. Pada proses *filtering* 1 dimensi data ada tiga proses *filtering* yaitu *low pass filter*, *high pass filter* dan *bandpass filter* (Abdullah, 2007).

a. *Low Pass Filter*

Low pass filter digunakan untuk mengambil data seismik dengan frekuensi rendah dan meredam frekuensi tinggi dengan memberikan nilai batasan pada frekuensi tertinggi yang akan diambil.

b. *High Pass Filter*

High pass filter digunakan untuk mengambil data seismik dengan frekuensi tinggi dan membuang frekuensi rendah dengan memberikan nilai pada frekuensi terendah yang akan diambil.

c. *Bandpass Filter*

Bandpass filter merupakan kombinasi antara *low pass filter* dan *high pass filter* sehingga digunakan untuk mengambil data seismik dengan memilih batasan frekuensi terendah dan frekuensi tertinggi yang akan diambil.

Proses pengolahan data seismik yang dipakai untuk melakukan filter frekuensi adalah *bandpass filter*. *Band pass filter* adalah filter yang hanya melewatkan sinyal-sinyal yang frekuensinya tercantum dalam pita frekuensi tertentu. Frekuensi dari sinyal yang berada di bawah pita frekuensi maupun di atas, tidak dapat dilewatkan atau diredam oleh rangkaian *band pass filter* (Ramdhani dkk, 2013).

4. *Editing*

Prinsip dari proses *editing* adalah membuang atau menghapus sinyal-sinyal yang tidak diinginkan seperti *ground roll*, *noise koheren* dan *noise random*. Dalam pengolahan data seismik terdapat dua *sub picking* dalam *picking editing* yaitu: proses *killing* yang dilakukan dengan cara memberikan nilai nol pada *trace* untuk dimatikan. Proses yang kedua adalah *muting*, dimana *muting*merupakan proses pengeditan bagian-bagian *trace* dengan cara memotong atau menghilangkan zona-zona tertentu yang dianggap *noise*.

5. *Koreksi True Amplitude Recovery* (TAR)

TAR merupakan proses untuk mengembalikan harga amplitudo seismik yang mengalami pelemahan akibat divergensi bumi. Penguatan amplitudo seismik terjadi dengan mengasumsikan setiap titik reflektor seolah-olah datang dengan energi yang sama. Faktor-faktor yang mempengaruhi tingginya amplitudo gelombang seismik yaitu (Priyono, 2006):

a. Kekuatan sumber ledakan dan kopling antara sumber ledakan dengan medium.
b. Divergensi bola/*spherical divergence* yang menyebabkan energi gelombangn terdistribusi dalam *volume* bola.
c. Variasi koefisien refleksi terhadap sudut datang gelombang atau terhadap *offset*.
d. Atenuasi dan *absorpsi*.
e. Pantulan berulang atau *multiple* oleh lapisan-lapisan tipis.

6. Deconvolusi

Trace seismik yang diterima dan terekam di alat merupakan suatu hasil dari konvolusi gelombang seismik yang terjadi dalam bumi yang dinyatakan sebagai:

$$s(t)= w(t) * e(t) + n(t) \quad (4)$$

dimana:

s(t) = *trace* yang terekam

w(t) = *wavelet* yang dibangkitkan

e(t) = koefisien refleksi

n(t) = *noise* (Yilmaz, 2001).

Dalam proses konvolusi tersebut, *wavelet* yang dibangkitkan sumber gelombang merambat ke medium bawah permukaan, berkonvolusi terhadap koefisien refleksi. Koefisien refleksi adalah target utama dalam survei seismik yang mampu menunjukkan kontras impedansi akustik sebagai petunjuk perubahan litologi maupun konfigurasi internal batuan dibawah permukaan bumi. Efek-efek alamiah pemfilteran yang terjadi di bawah permukaan bumi memiliki faktor tambahan terhadap hasil konvolusi tersebut di atas, yaitu berupa *noise* yang sebetulnya tidak diinginkan tetapi juga terekam di penerima.

Dekonvolusi bertujuan untuk mengambil komponen reflektivitas dari data seismic dengan cara membuang efek *wavelet*. Proses dekonvolusi adalah proses untuk mengkompres *wavelet* untuk meningkatkan resolusi data seismik dengan mengambil *wavelet* dasarnya sehingga dapat mempertajam *image* bawah permukaan dengan membuat *wavelet* menjadi lebih *spike* dan memiliki resolusi yang lebih tinggi (Murdianto, 2009).

7. Analisa Kecepatan

Analisa kecepatan merupakan tahapan *processing* yang paling penting karena merupakan faktor yang paling menentukan dari hasil penampang seismik yang akan dihasilkan. Prinsip dasar analisa kecepatan adalah mencari persamaan hiperbola yang sesuai dengan sinyal yang dihasilkan sehingga memberikan *stack* terbaik. Metode yang akan digunakan dalam menganalisa kecepatan adalah metode *semblance picking*. Spektrum kecepatan ditampilkan dalam bentuk kontur warna dan biasanya menggunakan atribut semblance panel. Langkah awal dilakukan proses *picking*, warna yang

mewakili koherensi maksimum ditunjukan dengan warna merah, sedangkan biru mewakili koherensi minimum. Kriteria dalam melakukan pemilihan kecepatan yaitu kecepatan bertambah besar dengan bertambahnya kedalaman dan kecepatan gelombang primer lebih besar dari pada kecepatan *multiple*.

8. Koreksi NMO

Koreksi NMO atau *Normal Moveout* merupakan koreksi untuk menghilangkan pengaruh beda jarak antara sumber dan penerima pada data seismik, sehingga seolah-olah sumber dan penerima berada pada satu sumbu garis vertikal atau disebut dengan *zero offset*. Perbedaan antara waktu datang gelombang pantul pada masing-masing *offset* dengan waktu datang gelombang pantul untuk *offset* nol, inilah yang disebut *Normal Moveout* (NMO) (Yilmaz, 2001).Pengaruh dari jarak *offset* yaitu semakin besar jarak *offset* maka semakin besar waktu datangnya. Efek yang dihasilkan oleh perubahan jarak membawa informasi reflektor yang tidak berada pada tempat yang sebenarnya. NMO *correction* sering disebut juga sebagai koreksi dinamik, dimana koreksi ini dilakukan untuk menghilangkan efek perubahan jarak *offset* setiap pasangan *Shot point* dan *trace*, sehingga seolah-olah *shot* dan *receiver* berada pada satu titik vertikal yang sama atau disebut juga *zerooffset*.

Koreksi NMO bertujuan untuk menghilangkan efek jarak *offset* antara titik tembak dari penerima pada tras-tras CDP. Koreksi NMO (ΔT_x) mengembalikan pantulan gelombang refleksi yang miring ke pantulan tegak lurus (Munadi, 2000).

Waktu tempuh dua arah gelombang refleksi untuk jarak *x* (T_x), yaitu:

$$T_x = \sqrt{T_0^2 + \left(\frac{x}{v}\right)^2} \qquad (5)$$

waktu tempuh pada *zerooffset*, yaitu:

$$T_0 = \frac{2h}{v} \qquad (6)$$

Moveout adalah perbedaan waktu tempuh antara TWT (*two way traveltime*) pada *offset x* dengan TWT pada *zerooffset*. Dirumuskan sebagai berikut:

$$\Delta T_x = t(x) - t(0) \qquad (7)$$

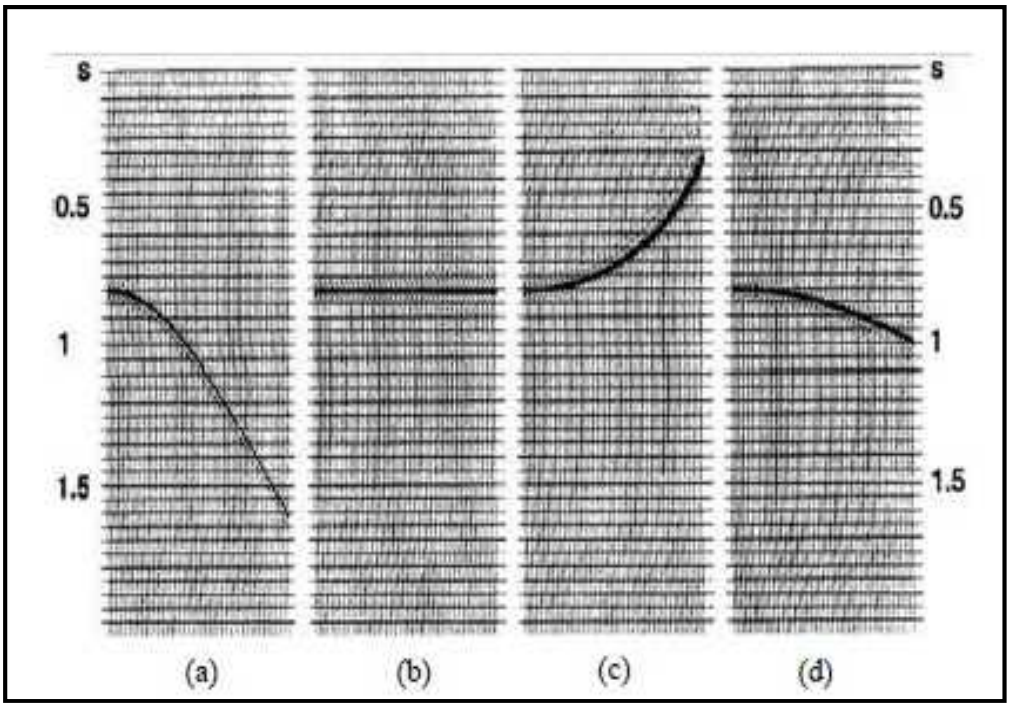
dimana:

T_0 = Waktu tempuh dua arah gelombang pantul *offset* nol

Tx = Waktu tempuh pada *offset x*

x = *Offset*

v = Kecepatan NMO

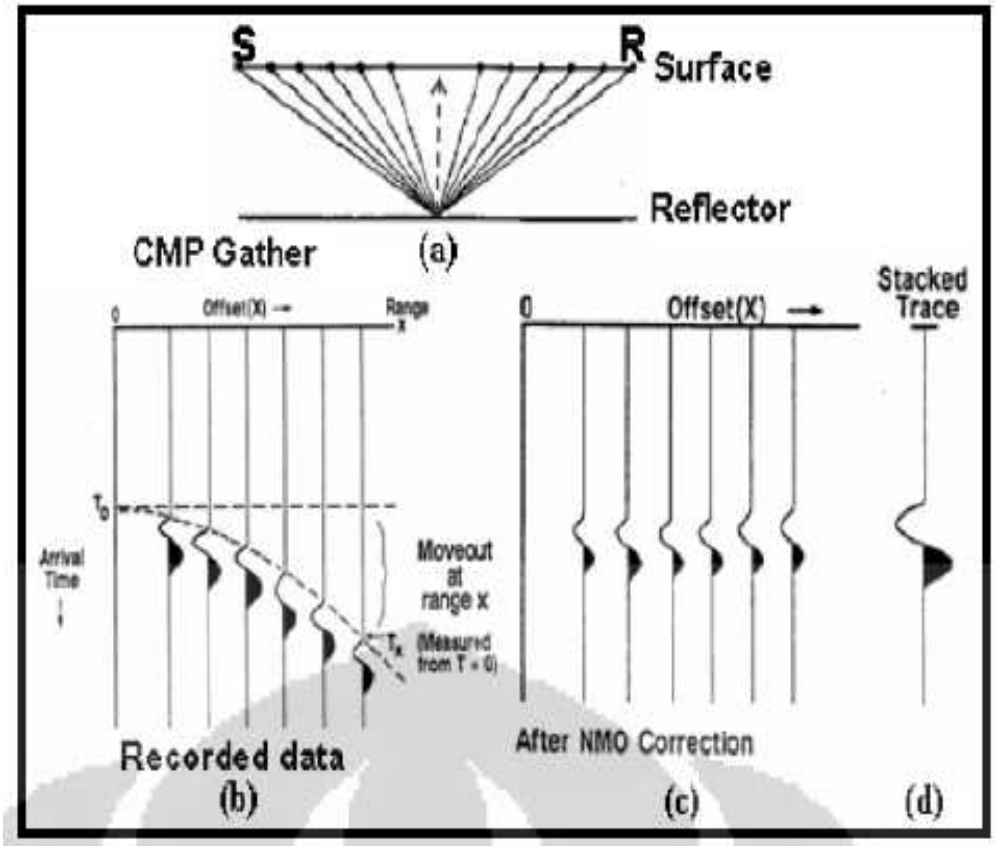


Gambar 11. Ilustrasi NMO *Correction* (Yilmaz, 2001).

9. CDP *Gather*

Common Depth Point (CDP) *stacking* merupakan suatu teknik yang diperkenalkan oleh (Mayne, 1962) untuk meningkatkan *signal to noise ratio* dan analisis kecepatan yang lebih baik untuk konversi kedalaman. Refleksi seismik yang berasal dari beberapa pasang titik tembak dan penerima yang dipantulkan pada titik pantul yang sama dikenal dengan *Common Depth Point* (CDP), kemudian dikumpulkan dalam suatu *gather* serperti pada**Gambar 12 (a).** Selanjutnya data hasil rekaman seismik dari setiap CDP *gather* diurutkan (*sorting*) ke dalam satu susunan pertambahan jarak (*offset*) terhadap waktu tempuh seperti pada **Gambar 12 (b).** Proses *sorting* CDP ini dilakukan pada setiap *shotgather* data seismik dari lapangan. Setelah melakukan proses *sorting,* data waktu tiba tiap *trace* dalam CDP *gather* dikoreksi *Normal Move Out* (NMO) seperti yang ditunjukan oleh **Gambar 12(c).** yaitu koreksi waktu tiba refleksi tiap *trace* terhadap waktu mula-mula (t=0). Setelah dilakukan koreksi NMO kemudian dilanjutkan dengan proses *stacking* yang ditunjukan seperti pada **Gambar 12 (d).**

Stackingtrace adalah *trace* hasil penjumlahan (*stack*) *trace –trace* dalam CDP *gather* yang telah dikoreksi NMO sehingga amplitudo refleksi akan salingmenguatkan sedangkan untuk amplitude *noise* yang sifatnya *random* akan saling melemahkan.



Gambar 12. Ilustrasi Pengumpulan Data Rekaman Seismik Refleksi **(a)** CDP *Gather*, **(b)** CDP *Gather* Sebelum Koreksi NMO, **(c)** CDP *Gather* Setelah Koreksi NMO, dan **(d)** *StackingTrace* (Sheriff dan Geldart,1995).

C. Kecepatan Seismik

Kecepatan Kecepatan merupakan salah satu faktor yang sangat penting dalam metodeseismik. Informasi kecepatan sangat penting untuk:

a. Merubah penjalaran waktu (*travel time*) menjadi kedalaman

b. Koreksi geometri (migrasi)

c. Interpretasi geologi dan litologi

d. Prediksi litologi

Menurut (Priyono, 2006) ada beberapa jenis dan pengertian kecepatan pada data seismik diantaranya:

a. Kecepatan Sesaat

Secara umum, kecepatan didefinisikan sebagai turunan jarak terhadap waktu,*dz/dt*, dimana *z* merupakan panjang medium yang dilewati gelombang seismik dan *t* adalah waktu yang diperlukan sepanjang *z*. Kecapatan sesaat (*instantaneous velocity*) didefinisikan sebagai :

$V_{instan} = lim_{\Delta t \to 0} \frac{\Delta z}{\Delta t} = \frac{dz}{dt}$(8)

b. Kecepatan interval

Kecepatan interval didefinisikan sebagai kecepatan yang menjalar pada lapisan yang homogen yang terletak diantara dua bidang batas lapisan yang dituliskan sebagai berikut:

$V_{int} = \frac{\Delta z}{\Delta t}$(9)

dimana:

Δz = ketebalan yang berhingga

Δt = waktu yang ditempuh sepanjang Δz

c. Kecepatan Rata-Rata

Kecepatan rata-rata adalah kecepatan yang diukur pada survei kecepatan, dimana geoponditempatkan pada lobang sumur, sedangkan sumber ledakan sebagai energi pembangkit gelombang ditempatkan dipermukaan. Dalam model bumi berlapis sederhana, kecepatan rata-rata dari sumber ke geopon adalah kedalaman dari geopon di bawah sumber dibagi dengan waktu tempuh dari penjalaran gelombang. Kecepatan ini merupakan kecepatan interval

sepanjang *section* geologi ketika puncak dari interval adaalah datum referensi dari pengukuran seismik. Hubungan kecepatan rata-rata dengan kecepatan interval dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$V_{rata\text{-}rata} = \frac{\sum_{i=1}^{n} V_1 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^{n} \Delta t_i} \quad (10)$$

dimana $V_1, V_2, \ldots$ Vn adalah kecepatan interval.

d. Kecepatan RMS

Kecepatan RMS (*root mean square*) dirumuskan sebagai berikut:

$$V_{rms} = \left(\frac{\sum_{i=1}^{n} v_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^{n} \Delta t_i} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (11)$$

Kecepatan RMS merupakan kecepatan total dari sistem perlapisan secara horizontal dan membentuk akar kuadrat.

e. Kecepatan NMO

Kecepatan seismik NMO yaitu untuk mengkoreksi efek waktu akibat posisi jarak antara sumber dan penerima (geofon).

$$T_X^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{v_{NMO}^2} \quad (12)$$

dimana :

X = jarak antara sumber ke geopon

T_x = waktu tempuh refleksi bolak-balik pada jarak x.

sehingga :

$$V_{NMO} = \frac{X^2}{T_X^2 - T_0^2} \quad (13)$$

Terdapat dua metode untuk menampilkan spektrum kecepatan, yaitu metodeperkiraan kecepatan *constant velocity stack* dan metode spektrum kecepatan atauspektrum *semblance*:

1. Metode perkiraan kecepatan *constant velocity stack*

   Pada metode ini pemilihan kecepatan yang optimal dilakukan dengan cara menerapkan proses NMO dengan kecepatan yang berbeda–beda. Kecepatan terbaik yang akan dipilih adalah kecepatan yang menghasilkan suatu bentuk reflektor yang horizontal. Jika kecepatan yang digunakan terlalu rendah, maka *event* reflektor akan berbentuk melengkung ke atas (*over-correlated)*.

   Namun jika kecepatan yang digunakan terlalu tinggi, maka *event* reflektor akan membentuklengkungan ke bawah (*under-correlated*). Diperlukan data masukan berupa CDP *gather* untuk digunakan pada metode perkiraan kecepatan *constantvelocity stack.*

2. Metode Spektrum kecepatan atau spektrum *semblance*

   Prinsip dasar metode ini adalah memperoleh amplitudo *stack* maksimum berdasarkan harga fungsi kecepatan yang diterapkan pada koreksi NMO, dengan harga amplitudo yang ditampilkan dalam bentuk spektrum. Nilai *semblance* merupakan normalisasi dari perbandingan antara total energi setelah di-*stack* dengan total energi sebelum di-*stack. Semblance* ditampilkan dalam bentuk penampang pada sebuah sistem koordinat dengan sumbu *x* merupakan nilai kecepatan dan sumbu *y* merupakan nilai *two way time* (TWT) (Nugroho dan Sudarmaji, 2014).

D. Migrasi Seismik

Proses mmigrasi dilakukan pada data seismik dengan tujuan untuk mengembalikan reflektor miring ke posisi semula atau aslinya serta menghilangkan efek difraksi akibat sesar, kubah garam, pembajian, dan lain-lain. Terdapat beberapa mecam migrasi diantarnya; *Kirchoff Migration, Finite Difference Migration, Frequency Wavenumber Migration,* dan *Frequency Space Migration* (Yilmaz, 2008).

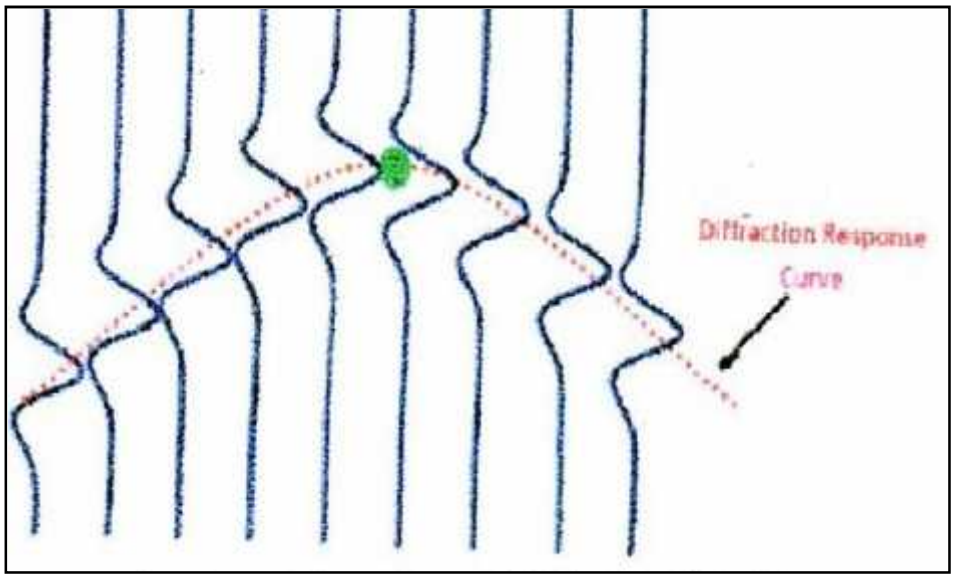
1. Prinsip Dasar Migrasi Seismik

Migrasi Ketika sebuah *source* ditembakan dan diterima oleh *receiver*, maka waktu tempuh gelombang akan didapatkan yang kemudian akan 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*. First distance tersebut dapat diketahui dengan memperkirakan sepanjang *semi circle* dengan waktu tempuh gelombang yang sama, *first distance* tersebut lah yang merepresentasikan *event* seismik. Dengan konsep demikian sebenarnya posisi *event* seismik yang tercitrakan belumlah berada pada posisi sebenarnya, sehingga dilakukanlah migrasi seismik untuk mengembalikan *event* seismik ke posisi sebenarnya, hal ini perlu dilakukan apabila *reflector* yang sebenarnya miring. Migrasi seismik akan memindahkan posisi *reflector* miring ke posisi bawah permukaan yang sebenarnya dan akan menghilangkan efek difraksi. Dalam hal ini, migrasi seismik dapat dianggap sebagai bentuk *spatial dekonvolusi* yang dapat

meningkatkan resolusi spatial (Yilmaz, 2001). Beberapa hal yang dilakukan pada proses migrasi seismik adalah:

1. Migrasi memperbesar sudut kemiringan
2. Memperpendek reflektor
3. Memindahkan reflektor ke arah *up dip*
4. Memperbaiki resolusi lateral

Cara lain untuk melihat operasi migrasi adalah metode penjumlahan difraksi. Dasar pemikiran untuk pendekatan ini dapat diterangkan dengan menggunakan prinsip Huygen's. Berdasarkan prinsip ini, reflektor seismik dapat dipandang sebagai kumpulan titik titik difraktor yang berdekatan.



Gambar 13. Skema Kurva Difraksi (Abdullah, 2007)

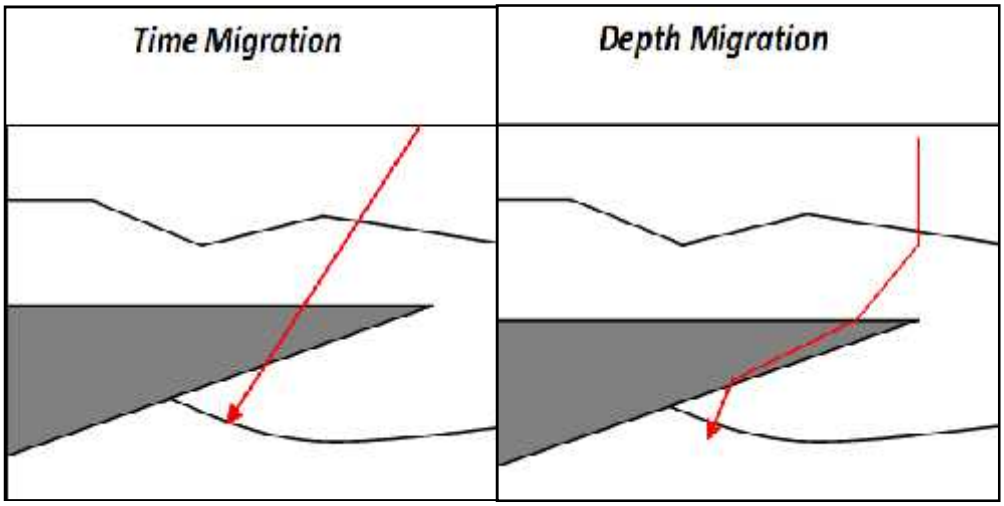
Migrasi pada penampang seismik diperoleh dengan mengembalikan setiapdiperoleh dengan mengembalikan setiap *event* difraksi yang berbentuk hiperbola ke titik asalnya (puncak). Dalam hal ini, setiap titik pada hasil penampang migrasidilakukan tersendiri dari titik-titik yang lain. Setiap titik pada hasil penampang migrasi diperoleh dengan menambahkan semua nilai data sepanjang difraksi yang berpusat pada titik itu.

2. Klasifikasi Migrasi (*Time Migration* dan *Depth Migration*)

Migrasi data seismik sebagai bagian dari proses pengolahan data seismik berusaha menghilangkan pengaruh difraksi dan efek kemiringan reflektor. Migrasi dilakukan untukmemindahkan reflektor posisi miring ke posisi sebenarnya di bawah permukaandan menghilangkan pengaruh difraksi, dengan cara ini kemenerusan penampakanbawah permukaan dapat digambarkan secara detail, misalnya bidang patahanataupun zona sesar. Dengan demikian, sebetulnya ada dua konsep migrasi yang utama dan dapat dibedakan dari proses migrasi waktu dan migrasi kedalaman (Juwita, 2001). Migrasi dapat diklasifikasikan menjadi beberapa kategori antara lainberdasarkan kawasan dimana migrasi bekerjadan berdasarkan urutan tipemigrasi.

*Time d*an *depth migration* merupakan teknik migrasi yang sama-sama dilakukan sebelum stack, perbedaan kedua teknik ini yaitu jenis kecepatan yang digunakan. *Time migration* menggunakan *Vrms* dan asumsi *straight ray* dimana *raypath* dianggap lurus dengan mengabaikan kecepatan lateral dan mengabaikan *raypath bending* tiap lapisan sehingga variasi kecepatannya halus. Sedangkan *depth migration* adalah sebuah teknik yang dilakukan untuk mendapatkan gambaran stuktur bawah permukaan pada *domain* kedalaman dengan menggunakan pemodelan *velocity interval* (Fagin, 2002). Dengan menggunakan *velocity interval* artinya *depth migration* akan menggunakan asumsi *ray tracing* dimana *raypath bending* akan diperhitungkan sehingga *depth migration* mampu mencitrakan stuktur bawah permukaan lebih baik terutama pada daerah dengan *setting geology* kompleks dan variasi kecepatan

lateral yang kuat seperti pada lapisan karbonat, kubah garam, dan lain-lain. Perbedaan *raypath* yang digunakan diilustrasikan pada **Gambar 15.**



Gambar 14. Ilustrasi perbedaan *raypath* pada *Time Migration* dan*Depth Migration* (Paradigm Geophysical, 2007).

3. Migrasi *Kirchhoff*

Migrasi *Kirchhoff* atau sering disebut dengan migrasi penjumlahan *Kirchhoff* adalah metode migrasi yang didasarkan pada penjumlahan kurva difraksi. Migrasi *Kirchhoff* adalah suatu migrasi yang didasarkan pada *diffraction summation* (Schneider, 1978). Migrasi ini merupakan pendekatan secara statistik dengan posisi suatutitik dibawah permukaan dapat saja berasal dari berbagai kemungkinan lokasidengan tingkat probabilitas yang sama.

Suatu bidang reflektor (horizon reflektor untuk penampang 2 dimensi) representasinya pada penampang *offset* nol adalah superposisi dari hiperbola-hiperbola difraksi dari titik-titik pada bidang tersebut yang bertindak sebagai Huygens *Secondary Source*. Migrasi *Kirchoff* dilakukan dengan cara menjumlahkan amplitudo dari suatu titik reflektor sepanjang suatu tempat kedudukan yang merupakan kemungkinan lokasi yang sesungguhnya. Pada

tempat-tempat *zero-offset* kurva difraksi berbentuk hiperbolik sehingga diperoleh persamaan:

$$T = \sqrt{T_0^{\,2} + \frac{X + X_0}{V^2}^{\,2}} \quad (14)$$

dimana:

T = Waktu termigrasi

T_0= Waktu terjadi difraksi

X = Posisi

V = Kecepatan

X_0= Titik difraksi

Kirchhoff pre-stack migration menjumlahkan keseluruhan titik data di sepanjang kurva difraksi *Pre Stack* dan menandai hasilnya ke puncak (di *zero-offset*). Pada migrasi dalam *domain* waktu, kecepatan rms dan persamaan *double square-root* dipakai untuk menghitung permukaan difraksi, sedangkan pada migrasi dalam kawasan kedalaman, penjalaran gelombang sebenarnya (dari *ray tracing*) dari setiap sumber ke tiap *receiver* digunakan untuk menentukan permukaan difraksi (Yilmaz,2001).

$$T = \sqrt{T_0^{\,2} + \frac{X_r + X_0}{v_{rms}^2}^{\,2}} + \sqrt{T_0^{\,2} + \frac{x_s + X_0}{v_{rms}^2}^{\,2}} \quad (15)$$

dimana:

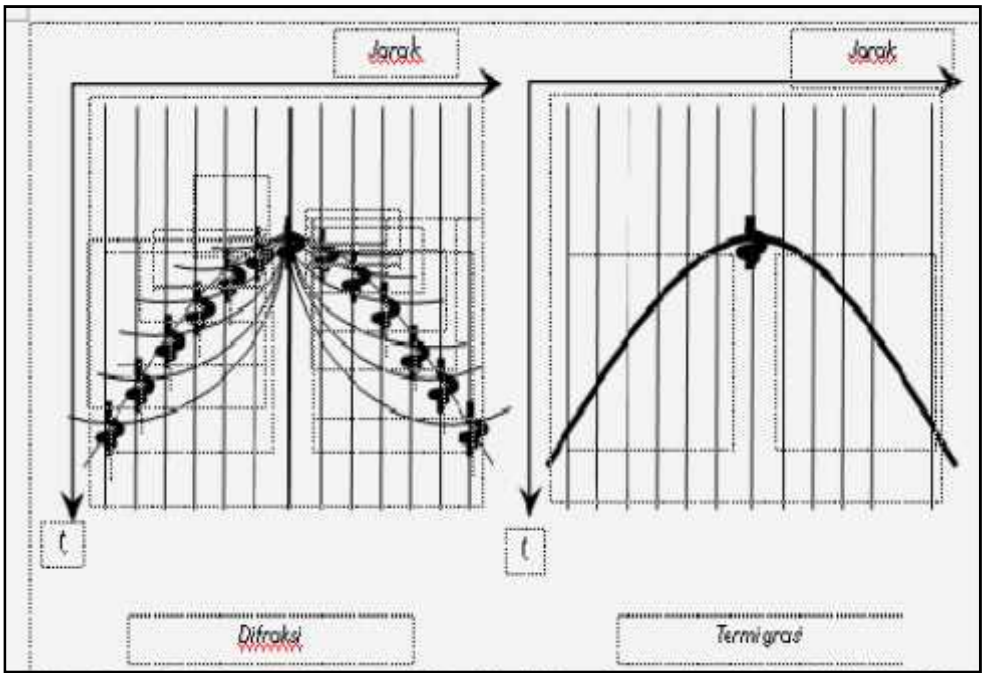
V_{rms}= Kecepatan rms

X_s = Posisi sumber

X_s =Posisi *receiver*

Migrasi *Kirchoff* dapat dilakukan dalam suatu migrasi *domain* waktu menggunakan kecepatan rms dan *straight ray*sedangkan dalam migrasi

domain kedalaman menggunakan kecepatan interval dalam *ray tracing*. Ilustrasimigrasi *Kirchoff* menurut penjumlahan difraksi terlihat pada gambar berikut ini:



Gambar 15. Metode Migrasi *Kirchhoff* a) pola penjumlahan difraksi; b) setelah migrasi (Pujiono, 2009).

Menurut prinsip *Kirchoff*, amplitudo pada posisi refleksi yang sebenarnya akan dijumlahkan secara koheren sepanjang kurva difraksi (**Gambar 15**). Menurut *Schneider*, kelebihan utama dari penggunan migrasi *Kirchoff* adalah penampilan kemiringan yang curam dan baik, sedangkan salah satu kekurangannya adalah kenampakan yang buruk jika data seismik mempunyai *S/N* yang rendah.

Terkadang data yang dihasilkan dari proses migrasi akan menimbulkan *spatial aliasing* yang disebabkan oleh *edge effect*, *edge effect* yangmengakibatkan membesarnya panjang *aperture* sekitar setengah dari panjangsebenarnya dalam algoritma migrasi, sehingga akan mengurangi kualitas pencitraan *subsurface*. Dengan penentuan *aperture* yang tepat,

edgeeffect tersebut dapatdihilangkan. Jarak *aperture* dipengaruhi oleh besar sudut kemiringan,kecepatan, serta waktu dari *event* seismik **(**Asoteles, 2004).

E. Transformasi Dix

Transformasi Dix atau *Dix Conversion* digunakan untuk mendapatkan kecepatan interval pada setiap lapisan menggunakan persamaan:

$$V_n^2 = \frac{Vrms_n^2\, t(0)_n - Vrms_{n-1}^2\, t(0)_{n-1}}{t(0)_n - t(0)_{n-1}} \qquad (16)$$

dimana:

V_n = kecepatan interval

$V_{(n-1)}$ = lapisan yang terletak di bawah V_n

Tn dan Tn-1 =*two way time zero offset times*

Vn dan V(n-1)= kecepatan rms.

Prosedur untuk menghitung lapisan kecepatan dan reflektor *depth* menggunakan *Dix Conversion* termasuk *stacking* kecepatan adalah sebagai berikut:

1. *Pick time horizon* untuk mendapatkan Tn dan Tn-1.
2. Ekstrak kecepatan rms pada setiap lapisan.
3. Menggunakan persamaan Dix untuk menghitung kecepatan interval pada setiap lapisan kuantitas nilai rms yang diketahui dan waktu pada batas atas dan batas bawah lapisan.
4. Menggunakan keceptan interval dan waktu ada batas lapisan untuk menghitung *depth* pada setiap batas lapisan jika *input* adalah penampang yang belum termigrasi menggunakan sudut normal *rays*. Dan *image rays* untuk *input* data yang telah termigrasi.

Penggunaan *Dix Conversion* dalam perhitungan kecepatan interval tidak sepenuhnya akurat. Kecepatan interval hasil *Dix Conversion* menampakkan osialisasi sinusoidal yang disebabkan oleh ayunan *stacking* kecepatan itu sendiri (Yilmaz, 1961).

F. *Constrained Velocity Inversion* (CVI)

Constrained Velocity Inversion (CVI) merupakan suatu metode untuk mengestimasi suatu model kecepatan yang mempertimangkan faktor geologi dari suatu set kecepatan baik hasil analisa kecepatan stacking ataupun dari fungsi kecepatan rms. Metoode ini didesain untuk model kecepatan sebagai input untuk proses migrasi dan tomografi. CVI dapat bekerja baik pada lapangan-laangan dengan dominan sedimen dimana trend kecepatan meningkat seiring kedalaman ataupun dengan variasi kecepatan secara lateral (Ginanjar, 2010).

Proses inversi *Constrained Velocity Inversion* (CVI) dilakukan dengan tahap (Koren Zvi, 2006) :

1. Membangun *intial model*.
2. Melakukan proses inversi secara *unconstrained*.
3. Melakukan proses *constrained inversion*.
4. *Gridding*.

Metode CVI ini merupakan perbaikan atau modifikasi pada metode Dix yang dikemukaan oleh Durbaun (1954) dan Dix (1955).

G. *Grid Based Tomography*

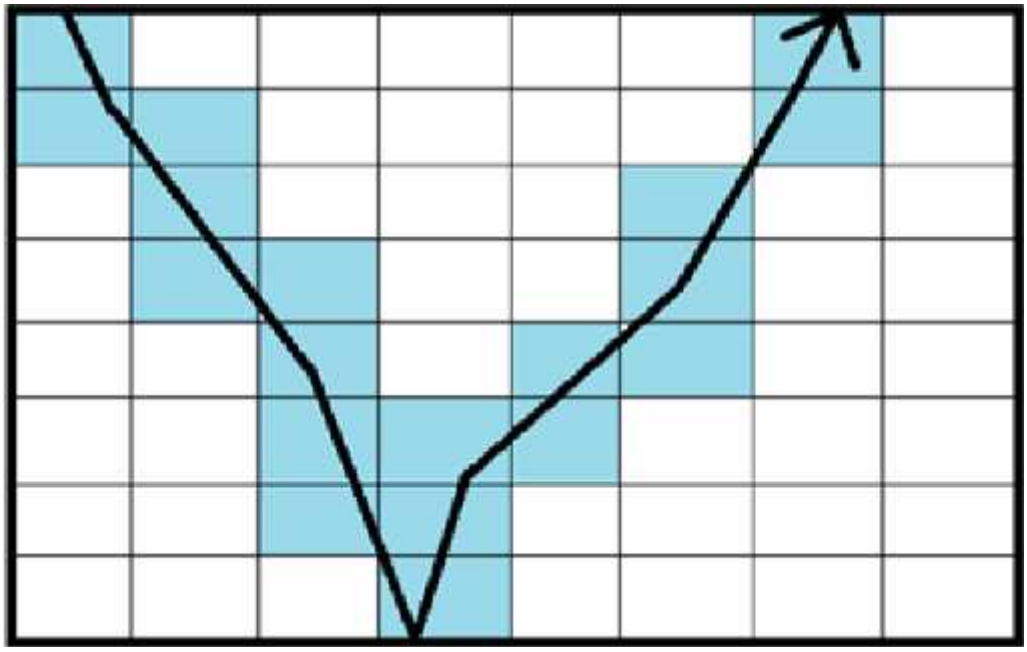
Tomografi pada migrasi kedalaman adalah merupakan metode untukmemperbaiki model kecepatan saat migrasi kedalaman yang dilakukandengan model kecepatan yang salah. Tingkat ketidakdataran adalah ukurankesalahan dalam model. Tomografi menggunakan ukuran ketidak dataran (*residual moveout*) sebagai upaya untuk menemukan model baru sebagai sebuah alternatif untuk meminimalkan kesalahan.

Sebuah fitur penting dari tomografi jika dibandingkan dengan *layer stripping*, adalahpendekatan global. Tomografi mempunyai atribut kesalahan dalam waktu di satulokasi ke lokasi kesalahan lain untuk kecepatan dan kedalaman di lokasi lain. Inimempertimbangkan model keseluruhan. *Layer stripping* dapat mengakibatkanakumulasi kesalahan pada bagian dalam dari *section* ketika ada kesalahan dibagian dangkal. Tomografi dapat meng*update* bagian dangkal dan dalam secarabersamaan.

Grid Based Tomography adalah prosedur *update* kecepatan untuk memperbaikidan meningkatkan kecepatan awal. *Grid Based Tomography* menggunakan*velocity section* sebagai *input*. *Output*nya adalah kecepatan yang diperbarui, yangmerupakan representasi *grid* dari model. Penggunaan *grid* berbasistomografi dilakukan saat sulit untuk melakukan *picking horizons* dan membangunmodel kedalaman setelah migrasi dengan model kecepatan awal, sebagai contohketika bekerja dengan struktur yang kompleks atau kualitas data yang buruk kitadapat menggunakan *grid based tomography* untuk memperbaiki kecepatansetelah beberapa iterasi di *horizon based tomography*. *Input* yang

digunakanuntuk *grid based tomography* adalah *residual moveout section* atau *depth gather* setelah migrasi.

Tidak diperlukannya sebuah model sebagai data *input* pada metode *grid based tomography* merupakan suatu keuntungan dibandingkan dengan*horizon based tomography* padakasus dimana sulit untuk membangun sebuah model yang konsisten. Sebagai alternatif,mem*picking* dapat dilakukan pada *event depth section* yang ada, bahkan jika itu hanya *event* dari segmen. *Picking* ini dilakukan dalam *velocity navigator* yang berfungsisebagai pedoman untuk tomografi tersebut. Namun jika *horizon based* modeldapat dibangun, kami sarankan anda menggunakannya, karena itu lebih cepat danmemberikan hasil yang lebih baik dengan memperbarui *horizon* dan *velocity*secara bersamaan. *Input* yang dibutuhkan oleh *grid based tomography* adalahkecepatan inisial, *gathers* atau *residual moveout cection* dan *tomography Picks.Output*nya adalah *update velocity section. Velocity section* dapat diubah menjadi*horizon model* kemudian dapat diperbarui menggunakan *horizon based tomography*.



Gambar 16.*Grid Based Tomography* (Fagin, 2002).

IV. METODOLOGI PENELITIAN

A. Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada:

Waktu : September 2017 – Juli 2018

Tempat : Badan Pengkajian dan Penerapan Teknologi (BPPT)

Gedung Balai Teknologi Survey Kelautan

Lantai 12, Jakarta Pusat

Gedung L Teknik Geofisika Unila.

Tabel 1. Jadwal Penelitian

No.	Kegiatan	Bulan (ke -)										
		9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7
		2017				2018						
1.	Studi literatur											
2.	Persiapan dan Pengumpulan data											
3.	Pengolahan data											
4.	Analisis dan interpretasi data											
5.	Penyusunan laporan											
6.	Bimbingan proposal											
7.	Seminar proposal											
8.	Revisi dan bimbingan hasil											
9.	Seminar hasil penelitian											
10.	Bimbingan											

	dan fixasi laporan											
11.	Ujian komprehensif											

B. Data Penelitian

Data yang digunakan pada penilitian ini berupa data Sonne Cruise SO – 186 – 2 SeaCause II*line* BGR06 – 135 dengan data format SEG-Ysebanyak 1 (satu) *line* dengan panjang lintasan dari lempeng Samudra ke bagian timur cekungan Simeulue. Data ini memiliki parameter lapangan sebagai berikut:

Tabel 2.*Geometry Observer Log*

Shot Point	4244
Shot Point Interval	50 m
Receiver Interval	12,5 m
Station Interval	50 m
Source Depth	6 m
Receiver Depth	9 m
Channel	240
Recording Length	14000 ms
Sampling Rate	2 ms

C. Alat dan Bahan

Alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Laptop dengan *RedHat Linux Operating System*.
2. *Software* ProMAX.
3. *SoftwareGeodepth-Pradigm*.
4. Data seismik *marine* 2D SEG-Y.
5. *GeometryObserver Log*.

D. Prosedur Penelitian

Penelitian ini berupa perbaikan model kecepatan interval *pre stack depth migration* dengan terlebih dahulu melakukan proses *pre stack time migration*. Adapun tahap pengolahannya sebagai berikut:

1. *Pre Stack Time Migration* (PSTM)

a. Input Data

Tahap ini merupakan langkah awal dalam proses pengolahan data seismik 2D. Pada tahap ini, data yang didapatkan akan diinput ke dalam *software* ProMAX 2D *Version* 5000.0.2.0 yang bertujuan untuk mempermudah pembacaandata pada tahapan selanjutnya. Data yang akan diinput merupakan data raw yang belum diproses sebelumnya.

b. *Geometry Assisgnment*

Tahap ini merupakan tahapan penggabungan data yang telah diinput sebelumnya (data raw) dengan data parameter akuisisi di lapangan pada *observer log*. Penggabungan data ini dilakukan untuk mempermudah dalam penyajian data pada proses pengolahan data seismik karena pada *raw* data hanya mengandung data SOU_SLOC atau nilai *station*, FFID atau nomor tembakan, dan *channel* atau nomor*channel* yang aktif pada saat perekaman data seismik di lapangan.

Dengan digabungkan data parameter akuisisi di *observer log*, data tersebut akan mempunyai koordinat *shot point*, *koordinat receiver*, *koordinat CDP*, *offset*, dan lainnya.

c. *Filtering*

Tahap ini merupakan tahap untuk memisahkan frekuensi signal data seismik dengan frekuensi noise sehingga dapat menentukan desain frekuensi yang akan digunakan.

d. *Editing*

Tahap ini merupakan tahap untuk menghilangkan atau menyeleksi data dengan kualitas yang buruk maupun data yang dianggap rusak yang terjadi pada saat akuisisi sehingga dapat mengganggu dalam proses pengolahan dataselanjutnya. Tahap *editing* dibagi menjadi dua, yaitu *trace muting* dan *trace killing*. Baik *trace muting* maupun *killing* keduanya dilakukan dengan cara *picking* pada *trace* yang ingin dipotong atau dibuang.

e. TAR dan *Deconvolusi*

Tahap TAR (*True Amplitude Recovery*) merupakan tahap pengembalian amplitudo gelombang seismik yang melemah pada saat penjalaran gelombang di bawah permukaan. Peristiwa melemahnya gelombang seismik tersebutdisebut sebagai atenuasi. Pengembalian amplitudo gelombang ini dilakukan dengan menentukan nilai parameter test yang mampu memunculkan reflektor pada penampang seismik.

*Deconvolusi*merupakan tahap pengembalian frekuensi yang hilang karena terfilter oleh bumi, sehingga dapat meningkatkan broadband frekuensi data seismik dan menghasilkan *wavelet* yang lebih *spike*.

f. *Velocity Analysis*

Tahap ini nerupakan tahap analisis kecepatan sebagai bentuk kecepatan yang tepat pada kedalaman lapisan yang akan ditunjukkan oleh sembalnce

denganenergi yang tinggi. Tampilan table kecepatan selanjutnya akan dilakukan *picking* yang nantinya akan dikorelasikan pada tahap *stacking* (NMO) dan juga tahap migrasi

g. *Stacking*

Tahap ini merupakan tahap untuk menampilkan penampang seismik sebagai penjumlahan *trace-trace* seismik yang diurutkan berdasarkan CDP dengan mengaplikasikan proses *Normal Move Out* (NMO).

h. Migrasi (PSTM)

Tahap migrasi merupakan tahap untuk mengembalikan posisi reflektor semua ke reflektor yang sebenarnya untuk menghasilkan penampang seismik yang tidak jauh berbeda dengan struktur asli.

2. *Pre Stack Depth Migration* (PSDM)

a. *Transformasi Velocity*

Dilakukannya *transformasi velocity* untuk mendapatkan kecepatan interval yang nantinya akan digunakan sebagai input pada pengolahan data domain kedalaman (PSDM).*Transformasi velocity* dilakukan pada kecepetan rms (rms velocity) untuk mendapatkan kecepatan interval awal (*initial velocity interval*).

b. *Initial* PSDM

Initial PSDM merupakan migrasi awal yang dilakukan untuk mendapatkan penampang awal pada tahap pengolahan PSDM. Nantinya dari tahap ini akan dilakukan *update velocity* untuk memperbaiki model kecepatan sampai didapatkan model kecepatan yang sesuai.

c. *Updating Velocity*

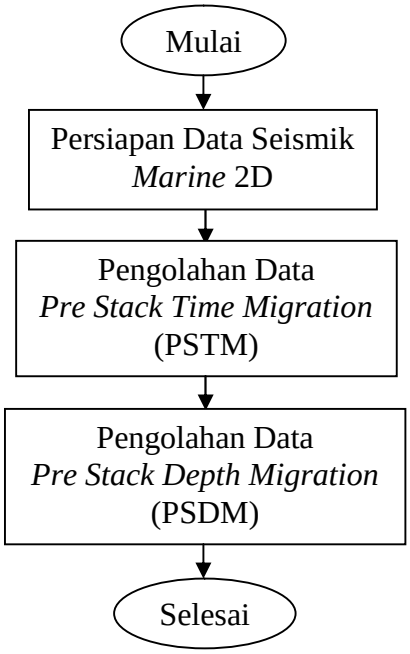
Tahap ini merupakan pengolahan yang dilakukan berulang-ulang (iterasi) pada proses tomografi PSDM dengan memperkecil nilai *error* yang dihasilkan. Proses ini dilakukan dengan menggunakan metode *Grid Based Tomography* sampai medapatkan model kecepatan yang paling sesuai dengan model kecepatan awal.

d. *Final* PSDM

Jika model kecepatan interval akhir telah diperoleh, maka sama halnya dengan proses PSDM sebelumnya, dengan menggunakan *final interval velocity model* dan *gatherfinal* sebagai data *input*, kemudian dilakukan *running* migrasi. Hasil dari *Final PSDM* ini berupa *final depth migrated section, final depth migrated gathers, serta final interval velocity model.*

E. Diagram Alir

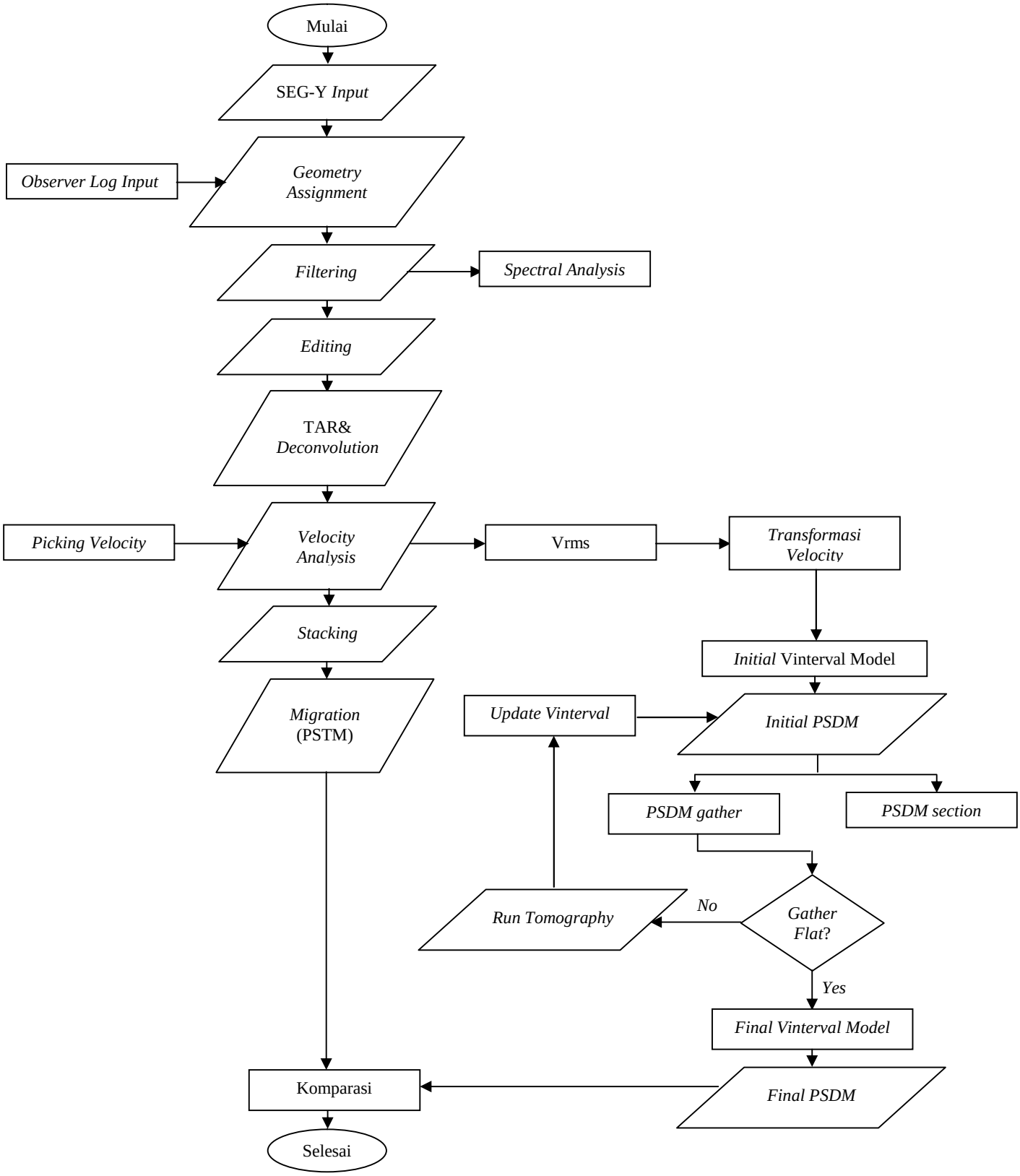
1. Diagram Alir Penelitian



Tahapan penelitian yang dilakukan adalah persiapan data seismik *marine* 2D yan selanjutnya akan dilakukan pengolahan data pada migrasi *domain* waktu (PSTM) karena data yang didapatkan merupakan *raw* data yang belum diproses sebelumnya.

Setelah dilakukan pengolahan data pada migrasi *domain* waktu, selanjutnya dilakukan pegolahan data pada *domain* kedalaman (PSDM) untuk dapat bisa melakukan studi kasus sesuai dengan penelitian, yakni melakukan perbaikan kecepatan interval dengan metode *Grid Based Tomography* yang nantinya akan dihasikan model kecepatan yang sesuai sehingga dapat menghasilkan citra bawah permukaan dengan kualitas yang baik.

2. Diagram Alir Pengolahan Data



VI. KESIMPULAN DAN SARAN

A. Kesimpulan

Dari penelitian yang dilakukan, dapat daimbil kesimpulan sebagai berikut:

1. Transformasi yang digunakan adalah transformasi *Constrained Velocity Inversion* (CVI).
2. Perbaikan kecepatan interval (*updating interval velocity*) dilakukan dengan iterasi sebanyak dua kali karena pada iterasi ke dua sudah didapatkan *gather* yang cukup *flat*.
3. Terdapat peningkatan resolusi pada penampang migrasi antara PSTM dan PSDM, yakni pada CDP 330 – 1050 dan 2010 – 2170. Terlihat bahwa reflektor pada penampang migrasi PSDM lebih terlihat kemenerusannya dibandingkan dengan penamang migrasi PSTM.

B. Saran

Saran yang dapat diberikan penulis setelah melakukan penelitian adalah pada penelitian selanjutnya dengan wilayah data pengolahan yang mempunyai struktur yang kompleks, penerapan metode *Grid Based Tomogaphy* dapat dilanjutkan dengan metode *Model Based Tomography* sehingga nantinya bisa dihasilkan penampang migrasi yang lebih optimal.

DAFTAR PUSTAKA

Abdullah, A., 2011, *Pre Stack Depth Migration*, E-book Ensiklopediseismik.

Abdullah, A., 2011, *Prinsip Fermat*, E-book Ensiklopediseismik.

Asparini, D., 2011, *Penerapan Metode Stacking dalam Pemrosesan Sinyal Seismik Laut di Perairan Barat Aceh*, Bogor: Institut Pertanian Bogor.

Asoteles, 2004, *Survey Design Criteria Maximum Migration Aperture*.

Cruise Report SO-186-2 Leg 3 SeaCause II, 2006, *Geo-Risk Potential along the Active Convergence Zone between the Eastern Eurasian Indo – Australian Plates off Indonesia*, Hannover Federal Institte for Geosciences and Natural Resources.

Cruise Report SO200-2., 2009, *Subduction Zone Segmentation and Controls on Earthquake Rupture: The 2004 and 2005 Sumatera Earthquakes*, National Oceanography Centre, UK: Southampton University.

Curray, J.R., 1982, The Sunda Arc: A Model for Oblique Plate Convergence, *Journal Proc. Snellius – II Symp* 24. 131 – 140.

Curray, J.R., Emmel F.J., Moore D.G. dan Raitt R.W., 1982, *Structure, Tectonics, and Geological History of the Northeastern Indian Ocean*, The Indian Ocean, The Ocean Basin and Magins, vol. 6.

Dickinson, W.R., Seely, D.R., 1979, *Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, 63, 2-31.

Dix, C.H., 1995, *Seismic Velocities from Surface Measurement Geophysics* v.20, Tusla: Society of Exploration Geophysicist.

Dixon, T. dan Moore. J.C., 2007, The *Seismogemic Zone of Subduction Thrust Faults*, New York: Columbia University Press.

Endharto, M. dan Sukido., 1994, *Peta Geologi Lembar Sinabang, Sumatera*, Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.

Fagin, S.W., 1989, *Model Based Depth Imaging*, Tusla: Society of Exploration Geophysicist.

Fagin, S.W., 1999, *Velocity Modelling for Depth Convertion and Depth Imaging*, Pre Course 24th HAGI Annual Meeting, Surabaya.

Gadallah, M.R. dan Fisher, R., 2009, *Exploration Geophysics*, Houston: Spinger-Verlag Berlin Heidelberg.

Ginco, 1999, *Geoscientific Investigations on the Active Convergence Between the East Eurasian and Indo-Australian Plates Along Indonesia*, Cruise Report, Sonne Cruise So-137 (Unpublished).

IPA, 2002. Indonesia Basins, April 23, 2002 – EK, IPA Publication.

Hamilton, W.B., 1979, Tectonics of the Indonesian Region, *USGS Proffesional Paper*, 1078.

Katili, J.A., 2008, *Tectonics and Resources: Collection of Geological Studies*, Bandung: Marine Geological Institute.

Lubis, S., Hutagaol P.J. dan Salahuddin, M., 2007. *Tectonic Setting in the Vicinity of Subduction Zone off West Sumatera and South Java*. Proceeding APRU/AEARU Research Symposium 2007, Jakarta.

Lubis, S., 2007, *Pengelompokan Pulau Pulau Kecil Indonesia: Kiprah Geologi Kelautan*, Bandung: PPPGL.

Moore, G.F. dan Karig, D.E., 1980, Structural Geology of Nias Islands, Indonesia: Implication for Subduction Zone Tectonic, *Am. J.Sci*. 280, p 193-223.

Moore, J.C., 1989, Tectonics and Hydrogeology of Accretionary Prism – Role of The Decollement Zone, *Journal of Structural Geology* 11, 95 – 106.

Munadi, S., 2002, *Pengolahan Data Seismik*, Depok: Universitas Indonesia.

Murdianto, B., 2009, *Workshop Pengolahan Data Seismik Menggunakan Seismic Unix V.2 dan V.3*, Depok: Universitas Indonesia.

Nugroho, Dwi Yuninggar, dan Sudarmaji., 2014, Perbandingan Metode Model Based Tomography dan Grid Based Tomography untuk Perbaikan Kecepatan Interval, *Indonesian Journal of Applied Physics* vol. 04, no. 1, 63. Yogyakarta: Universitas Gajah Mada.

Paradigm Geophysical, 2007, *GeoDepth EPOS3TE Tutorial Help*, Houston: Paradigm Geophysical Co.

Prakoso, P., 2009, *Migrasi Data Seismik 3D Menggunakan Metode Kirchhoff Pre-Stack Depth Migration (Kirchhoff PSDM) Pada Lapangan Nirmala Cekungan Jawa Barat Bagian Utara*, Depok: Universitas Indonesia.

Priyono, A., 2006, Diktat Kuliah *Metode Seismik I*, Bandung: Departemen Teknik Geofisika Institut Teknoloi Bandung.

Pujiono, S., 2009, *Pre Srack Depth Migration Anisotropi untuk Pencitraan Struktur Bawah Permukaan*, Skripsi Jurusan Fisika, Semarang: Universitas Diponegoro.

Ramdhani, H., Henry, M. dan Malik, S., 2013, Deteksi dan Karakterisasi Akustik Sedimen Dasar Laut dengan Teknologi Seismik Dangkal di Perairan Rambat, *Jurnal Ilmu dan Teknologi Kelautan Tropis* 5(2): 441-452.

Rose, R., 1983, Miocene carbonate rocks of Sibolga Basin, northwest Sumatra, *12th Indonesian Petroleum Association Annual Convention,* p. 107-125.

Schneider, W.A., 1978, *Integral Formulation for Migration in Two Dimention and Three Dimention Geophysics* v.41, Tusla: Society of Exploration Geophysiccis.

Sherriff, R.E. dan Geldart, L.P., 1995, *Exploration Seismology Second Edition*, Cambridge: Cambridge University Press.

Tichelaar, B.W. and Ruff, L.J., 1993, Depth of Seismic Coupling Along Subduction Zones, *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* 98, 2017 – 2037.

Usman, E., 2006. Eksplorasi Mineral di Daerah Oceanic Crust: Peluang dan Tantangan Lembaga Riset Kelautan Nasional, *Jurnal Mineral & Energi* vol. 4, no. 3, Jakarta: Balitbang Energi dan Sumber Daya Mineral.

Yilmaz, O., 1987, *Seismic Data Analysis, Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data Volume 1,* Tusla: Society of Exploration Geophysics.

Yilmaz, O., 1989, *Seismic Data Processing, Investigation in Geophysics no. 1*, Tusla: Society of Exploration Geophysics.

Yilmaz, O., 2001, *Seismic Data Analysis Volume I 2nd ed*, Tusla: Society of Exploration Geophysics.