

**ANALISIS PERBANDINGAN METODE MIGRASI
KIRCHHOFF DAN MIGRASI *FREQUENCY-WAVENUMBER*
(F-K) PADA DATA SEISMIK 2D *MARINE* DENGAN
MENGUNAKAN SOFTWARE PROMAX**

(Skripsi)

Oleh

**WA ODE UNZILA CARIN
1915051029**



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2026**

**ANALISIS PERBANDINGAN METODE MIGRASI
KIRCHHOFF DAN MIGRASI *FREQUENCY-WAVENUMBER*
(F-K) PADA DATA SEISMIK 2D *MARINE* DENGAN
MENGUNAKAN SOFTWARE PROMAX**

Oleh

Wa Ode Unzila Carin

(Skripsi)

**Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar
SARJANA TEKNIK**

Pada

**Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2026**

ABSTRAK

ANALISIS PERBANDINGAN METODE MIGRASI *KIRCHHOFF* DAN MIGRASI *FREQUENCY-WAVENUMBER* (F-K) PADA DATA SEISMIK 2D *MARINE* DENGAN MENGGUNAKAN SOFTWARE PROMAX

Oleh

Wa Ode Unzila Carin

Penelitian ini bertujuan untuk membandingkan kualitas pencitraan bawah permukaan hasil migrasi Kirchhoff dan migrasi F-K pada data seismik 2D *marine*. Migrasi merupakan tahap penting dalam pengolahan data seismik untuk mengembalikan posisi reflektor ke lokasi sebenarnya sehingga interpretasi struktur geologi menjadi lebih akurat. Kedua metode memiliki pendekatan berbeda, yaitu Kirchhoff berbasis penjumlahan lintasan gelombang, sedangkan F-K bekerja pada domain frekuensi–bilangan gelombang. Data yang digunakan telah melalui tahapan *pre-processing* sebelum dilakukan proses migrasi menggunakan kedua metode. Hasilnya kemudian dibandingkan berdasarkan kejelasan reflektor, kontinuitas lapisan, serta kemampuan menampilkan struktur geologi. Hasil penelitian menunjukkan bahwa kedua metode mampu meningkatkan kualitas penampang seismik. Migrasi Kirchhoff memberikan pencitraan yang lebih baik pada struktur yang kompleks dan memiliki variasi kecepatan lateral, sedangkan migrasi F-K menghasilkan citra yang lebih halus dan efisien pada struktur yang relatif sederhana. Penelitian ini menunjukkan bahwa pemilihan metode migrasi yang tepat sangat dipengaruhi oleh kondisi geologi dan karakteristik data, sehingga dapat membantu meningkatkan ketelitian dalam interpretasi bawah permukaan.

Kata Kunci: migrasi Kirchhoff, migrasi F-K, seismik 2D *marine*, pengolahan data seismik.

ABSTRACT

COMPARATIVE ANALYSIS OF THE KIRCHHOFF MIGRATION AND FREQUENCY-WAVENUMBER (F-K) MIGRATION METHODS ON 2D MARINE SEISMIC DATA USING PROMAX SOFTWARE

By

Wa Ode Unzila Carin

This study aims to compare the quality of subsurface imaging results from Kirchhoff migration and F-K migration in 2D marine seismic data. Migration is an important stage in seismic data processing to restore the position of reflectors to their actual locations so that geological structure interpretation becomes more accurate. The two methods have different approaches: Kirchhoff is based on wave path summation, while F-K works in the frequency-wave number domain. The data used underwent pre-processing before migration using both methods. The results were then compared based on reflector clarity, layer continuity, and the ability to display geological structures. The results of the study show that both methods are capable of improving the quality of seismic sections. Kirchhoff migration provides better imaging of complex structures with lateral velocity variations, while F-K migration produces smoother and more efficient images of relatively simple structures. This study shows that the selection of the appropriate migration method is greatly influenced by geological conditions and data characteristics, thereby helping to improve the accuracy of subsurface interpretation.

Keywords: Kirchhoff migration, F-K migration, marine 2D seismic, seismic data processing.

Judul Skripsi

: **ANALISIS PERBANDINGAN METODE
MIGRASI KIRCHHOFF DAN MIGRASI
FREQUENCY-WAVENUMBER (F-K) PADA
DATA SEISMIC 2D MARINE DENGAN
MENGUNAKAN SOFTWARE PROMAX**

Nama Mahasiswa

: **Wa Ode Unzila Carin**

Nomor Pokok Mahasiswa

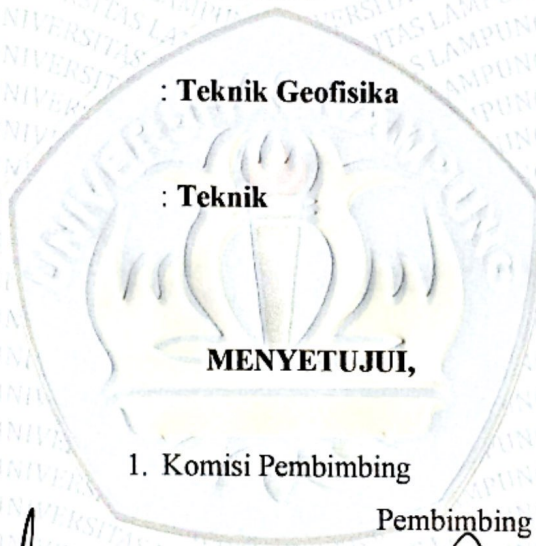
: **1915051029**

Program Studi

: **Teknik Geofisika**

Fakultas

: **Teknik**



MENYETUJUI,

1. Komisi Pembimbing

Pembimbing I

Prof. Dr. Karyanto, S.Si., M.T.
NIP. 196912301998021001

Pembimbing II

Prof. Dr. Ir. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.
NIP. 197209281999031001

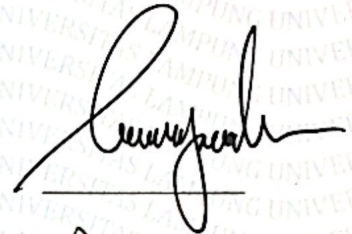
2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

Dr. Ir. Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si., C.EIA, IPM.
NIP. 197307162000121002

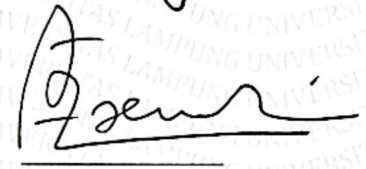
MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

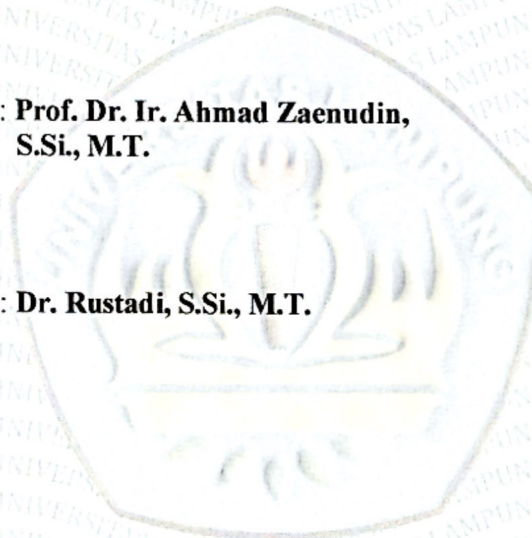
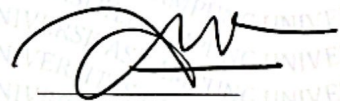
Ketua : **Prof. Dr. Karyanto, S.Si., M.T.**



Sekretaris : **Prof. Dr. Ir. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T.**



Anggota : **Dr. Rustadi, S.Si., M.T.**



2. Dekan Fakultas Teknik



Dr. H. Ahmad Herison, S.T., M.T.

NIP. 19691030 200003 1 001

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : **2 Februari 2026**

PERNYATAAN

Dengan ini 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, 15 Februari 2026

Penulis



Wa Ode Unzila Carin
NPM. 1915051029

RIWAYAT HIDUP



Penulis bernama lengkap Wa Ode Unzila Carin, lahir di Subang, Provinsi Jawa Barat pada tanggal 02 Januari 2002. Penulis merupakan anak pertama dari tiga bersaudara dari pasangan Bapak La Ode Hak Azasi dan Ibu Lina Sugiharti. Penulis menempuh pendidikan pertama di Taman Kanak-kanak (TK) Al-Kautsar pada tahun 2005 hingga tahun 2007 dan melanjutkan pendidikan Sekolah Dasar (SD) di SD Negeri Cipondoh 2 pada tahun 2007 hingga tahun 2011, kemudian penulis pindah sekolah ke SD Negeri Sindang Sari III pada tahun 2011 hingga tahun 2013. Selanjutnya, Penulis menempuh pendidikan Sekolah Menengah Pertama (SMP) di SMP Negeri 4 Pasar Kemis pada tahun 2013 hingga tahun 2016 dan dilanjutkan dengan Pendidikan Sekolah Menengah Atas (SMA) di SMA Negeri 24 Kabupaten Tangerang pada tahun 2016 hingga tahun 2019. Setelah tamat SMA, Penulis melanjutkan pendidikannya ke jenjang perguruan tinggi negeri di Universitas Lampung di Jurusan Teknik Geofisika melalui jalur Seleksi Bersama Masuk Perguruan Tinggi Negeri (SBMPTN) pada tahun 2019.

Selama menjadi mahasiswa, penulis aktif mengikuti kegiatan organisasi. Penulis pernah tercatat sebagai pengurus Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika (Hima TG Bhuwana) pada periode 2021 dan periode 2022 pada bidang Multimedia dan informasi (MI).

Penulis pada tahun 2022 penulis melakukan Kerja Praktik di Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan dengan judul **“Pengolahan Data *Marine* Seismik 2D Refleksi dengan Menggunakan Software ProMAX”**. Pada akhir masa studi penulis melakukan penelitian Tugas Akhir untuk memperoleh gelar sarjana teknik dengan judul **“Analisis Perbandingan Metode Migrasi *Kirchhoff* dan Migrasi *Frequency-Wavenumber* (F-K) pada Data Seismik 2D *Marine* dengan Menggunakan Software ProMAX”**.

PERSEMBAHAN

Dengan rasa syukur kepada Allah *Subhanahu Wa Ta'ala* atas segala karunia yang telah diberikan sehingga skripsi ini dapat terselesaikan dengan baik. Shalawat serta salam semoga selalu tercurahkan kepada Nabi Muhammad *Shallallahu 'Alaihi Wasallam*.

Skripsi ini penulis persembahkan kepada orang-orang yang telah berjasa dalam hidup penulis,

Mama dan Papa,

Terimakasih atas segala doa dan materi yang selalu tercurahkan tanpa henti. Berkat dukungan kalian, Penulis mampu menyelesaikan karya ini hingga tuntas. Terimakasih telah menemani Penulis hingga di titik ini.

Kamal dan Berlian,

Terimakasih telah menjadi adik yang baik, serta memberikan saran, dukungan dan doa kepada Penulis tanpa henti. Penulis sangat bersyukur karena memiliki adik yang sangat *supportive* di kehidupannya.

Dan semua pihak yang terlibat dalam hidup penulis

Terima kasih telah kebersamai dan memberikan segala bentuk dukungannya kepada penulis. Semoga Allah *Subhanahu Wa Ta'ala* selalu membalas kebaikan kalian.

MOTTO

“Everyone you meet is fighting a battle you know nothing about. Be kind. Always.”

- Robin Williams

KATA PENGANTAR

Puji dan syukur penulis panjatkan atas kehadiran Allah *Subhanahu Wa Ta'ala* yang telah memberikan rahmat dan karunia-Nya sehingga penyusunan skripsi dengan judul **“Analisis Perbandingan Metode Migrasi *Kirchhoff* dan Migrasi *Frequency-Wavenumber* (F-K) pada Data Seismik 2D Marine dengan Menggunakan Software ProMAX”** dapat terselesaikan dengan baik. Penulis mengucapkan terima kasih banyak kepada berbagai pihak yang sudah terlibat dan membantu penulis dalam penggarapan skripsi ini hingga akhirnya rampung. Penulis menyadari masih banyak kekurangan dalam skripsi ini sehingga penulis mengharapkan adanya kritik dan saran yang membangun sebagai evaluasi kedepannya demi kesempurnaan skripsi ini. Semoga apa yang tertulis dalam skripsi ini dapat memberikan manfaat terlebih menambah wawasan dan pengetahuan bagi penulis dan juga khalayak umum.

Bandar Lampung, 10 Februari 2026

Penulis

Wa Ode Unzila Carin

NPM. 1915051029

SANWACANA

Puji Syukur penulis haturkan atas kehadiran *Allah Subhanahu Wa Ta'ala*, yang telah melimpahkan karunia-Nya hingga penulis dapat menyelesaikan skripsi ini sebagai salah satu syarat untuk mendapatkan gelar Sarjana Jurusan Teknik Geofisika. Tidak lupa shalawat serta salam semoga selalu tercurah kepada junjungan kita Nabi Muhammad *Shallallahu 'alaihi wassallam*. Dalam penyusunan skripsi ini, tentunya melibatkan bantuan dan kerjasama dari berbagai pihak. Pada kesempatan ini penulis mengucapkan banyak terimakasih kepada:

1. Allah *Subhanahu Wa Ta'ala*, berkat segala rahmat, karunia dan kehendak-Nya, penulis dapat menyelesaikan skripsi ini dengan penuh keyakinan dan percaya diri.
2. Dr. H. Ahmad Herison, S.T., M.T. selaku Dekan Fakultas Teknik Universitas Lampung.
3. Dr. Ir. Syamsurijal Rasimeng, S.Si., M.Si., C.EIA., IPM. selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika.
4. Prof. Dr. Ir. Karyanto, S.Si, M.T. selaku Dosen Pembimbing I yang telah memberikan saran dan dukungan.
5. Prof. Dr. Ir. Ahmad Zaenudin, S.Si., M.T. selaku Dosen Pembimbing II yang telah memberikan arahan dan masukan.
6. Dr. Rustadi, S.Si, M.T. selaku Dosen Penguji yang telah memberikan saran dan kritik dalam proses pengerjaan Tugas Akhir ini.
7. Dr. Alimuddin Muchtar, S.Si., M.Si., C.EIA. selaku Dosen Pembimbing Akademik yang selalu membantu penulis selama menjalani perkuliahan.
8. Kedua orang tua, Lina Sugiharti dan La Ode Hak Azasi yang selalu memberikan dukungan dan doa tiada henti kepada penulis.

9. Kamal dan Berlian yang selalu memberikan dukungan kepada penulis.
10. Bapak Yani yang telah memberikan bantuan secara terus-menerus.
11. Wa Ode Dirgahayu Egerton yang tak henti-hentinya memberikan penulis dukungan dan pertolongan.
12. Ibu Yulinar Firdaus selaku pembimbing di BBSPGL yang telah banyak memberikan ilmunya selama Tugas Akhir.
13. Algi, Ambro, Ihsan, Restu, Mega dan Zahrah yang telah memberikan dukungan kepada penulis.
14. Teman-teman Teknik Geofisika 19 yang telah kebersamai dan memberikan dukungan selama ini, serta adik-adik dan kakak-kakak Teknik Geofisika Universitas Lampung.
15. Serta semua pihak yang telah ikut membantu dalam penyusunan Tugas Akhir ini.

Akhir kata, penulis memohon maaf kepada semua pihak atas segala kesalahan baik yang disengaja maupun tidak disengaja dalam perkataan maupun perbuatan yang mungkin kurang berkenan selama penulisan skripsi ini. Penulis berharap skripsi ini dapat bermanfaat bagi pembaca.

Bandar Lampung, 15 Februari 2026
Penulis

Wa Ode Unzila Carin
NPM. 1915051029

DAFTAR ISI

ABSTRAK	iii
ABSTRACT	iv
HALAMAN PERSETUJUAN	v
HALAMAN PENGESAHAN	vi
PERNYATAAN	vii
RIWAYAT HIDUP	viii
PERSEMBAHAN	ix
MOTTO	x
KATA PENGANTAR	xi
SANWACANA	xii
DAFTAR ISI	xiv
DAFTAR GAMBAR	xvii
DAFTAR TABEL	xix
I. PENDAHULUAN	1
1.1. Latar Belakang	1
1.2. Tujuan Penelitian	3
1.3. Batasan Masalah	3
1.4. Manfaat Penelitian	3
II. TINJAUAN PUSTAKA	5
2.1. Daerah Penelitian	5
2.2. Geologi Regional	5
2.3. Stratigrafi Regional	7
III. TEORI DASAR	10
3.1. Gelombang Seismik	11

3.2.	Hukum Penjalaran Gelombang Seismik	16
3.2.1.	Hukum Snellius	16
3.2.2.	Prinsip Huygens	17
3.2.3.	Prinsip Fermat	18
3.3.	Akuisisi Data Seismik	18
3.3.1.	Akuisisi Data Seismik di Darat	19
3.3.2.	Akuisisi Data Seismik di Laut.....	20
3.4.	Data Rekaman Seismik.....	21
3.4.1.	Noise	21
3.4.2.	<i>Signal Primary</i>	23
3.5.	Pengolahan Data Seismik	23
3.5.1.	<i>Formatting</i>	24
3.5.2.	<i>Geometry</i>	24
3.5.3.	<i>Filtering</i>	25
3.5.4.	<i>Editing</i>	26
3.5.5.	<i>True Amplitude Recovery</i>	26
3.5.6.	<i>Deconvolution</i>	27
3.5.7.	<i>Velocity Analysis</i>	28
3.5.8.	Koreksi <i>Normal Move Out</i> (NMO)	29
3.5.9.	<i>Stacking</i>	30
3.5.10.	Migrasi	30
3.5.11.	Migrasi <i>Kirchhoff</i>	31
3.5.12.	Migrasi F-K (<i>Frequency-Wavenumber</i>).....	35
IV.	METODOLOGI PENELITIAN.....	38
4.1.	Waktu dan Tempat Pelaksanaan	38
4.2.	Jadwal Kegiatan Penelitian.....	38
4.3.	Alat dan Bahan.....	39
4.4.	Prosedur Penelitian.....	39
4.5.	Diagram Alir.....	44
V.	HASIL DAN PEMBAHASAN	45
5.1.	Hasil.....	45
5.1.1.	<i>Raw Data</i>	45

5.1.2.	CDP vs <i>Offset</i>	45
5.1.3.	Spektrum Frekuensi	46
5.1.4.	<i>Edited CDP Gather</i>	46
5.1.5.	<i>Preprocessing Spiking</i>	47
5.1.6.	Model Kecepatan	47
5.1.7.	<i>Stacked Trace</i>	48
5.1.8.	Penampang Migrasi Kirchhoff	49
5.1.9.	Penampang Migrasi F-K	51
5.2.	Pembahasan	53
5.2.1.	Pengolahan Data	53
5.2.1.1.	Input Raw Data	53
5.2.1.2.	Geometri.....	54
5.2.1.3.	Filtering.....	55
5.2.1.4.	Editing.....	56
5.2.1.5.	TAR (True Amplitudo Recovery).....	58
5.2.1.6.	Dekonvolusi	59
5.2.1.7.	Analisis Kecepatan.....	59
5.2.1.8.	NMO Correction dan Stacking.....	61
5.2.1.9.	Migrasi Kirchhoff.....	62
5.2.1.10.	Migrasi F-K.....	62
5.2.2.	Perbandingan Migrasi Kirchhoff dan Migrasi F-K	63
5.2.3.	Potensi Reservoir	69
VI.	KESIMPULAN DAN SARAN	71
6.1.	Kesimpulan	71
6.2.	Saran	72
	DAFTAR PUSTAKA	73

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
Gambar 1. Peta Lokasi Daerah Penelitian	5
Gambar 2. Kerangka tektonik regional Cekungan Natuna Barat	6
Gambar 3. Stratigrafi Regional Cekungan Natuna Barat	9
Gambar 4. Sketsa survei seismik	10
Gambar 5. Perambatan gelombang seismik dua model lapisan	11
Gambar 6. Penjalaran gelombang permukaan bidang	13
Gambar 7. Gerak gelombang badan pada bidang, (a) Gelombang P, (b) Gelombang S	15
Gambar 8. Penjalaran gelombang dalam bentuk diagram muka gelombang 1D	16
Gambar 9. Pemantulan dan pembiasan pada bidang batas dua medium untuk	16
Gambar 10. Prinsip Huygens	17
Gambar 11. Prinsip Fermat	18
Gambar 12. Beberapa macam <i>multiple</i> : (a) <i>Free-Surface Multiple</i> , (b)	22
Gambar 13. <i>Low Pass Filter</i>	25
Gambar 14. <i>High Pass Filter</i>	25
Gambar 15. <i>Band Pass Filter</i>	26
Gambar 16. Model umum dekonvolusi	27
Gambar 17. Koreksi NMO: (a) sebelum dikoreksi (b) kecepatan yang sesuai (c) kecepatan lebih rendah (d) kecepatan lebih tinggi	29
Gambar 18. (a) model geologi, (b) rekaman data seismik, (c) data seismik setelah	35
Gambar 19. Ilustrasi langkah migrasi f-k pada kecepatan konstan	37
Gambar 20. Diagram Alir	44
Gambar 21. Tampilan <i>raw data</i>	45
Gambar 22. <i>Plot CDP vs Offset</i>	45
Gambar 23. Spektrum frekuensi hasil <i>bandpass filter</i>	46
Gambar 24. Hasil setelah dilakukan <i>editing</i>	47
Gambar 25. Hasil setelah dilakukan <i>preprocessing spiking</i>	47
Gambar 26. Model kecepatan	48
Gambar 27. <i>Stacked trace</i>	48
Gambar 28. Penampang migrasi kirchhoff	50
Gambar 29. Penampang migrasi F-K	52
Gambar 30. <i>Trace display raw data</i>	54
Gambar 31. <i>Trace display</i> setelah dilakukan geometri	54
Gambar 32. a) sebelum dilakukan <i>bandpass filter</i> , b) setelah dilakukan <i>bandpass</i> <i>filter</i>	56

Gambar 33. <i>Trace display</i> setelah dilakukan <i>bandpass filter</i> dengan frekuensi 10-20-65-75 Hz	56
Gambar 34. <i>Picking top mute</i> dan <i>bottom mute</i>	57
Gambar 35. Setelah dilakukan <i>muting</i>	57
Gambar 36. (a) belum dilakukan TAR, (b) telah dilakukan TAR sebesar -2 dB/sec.....	58
Gambar 37. Tampilan <i>picking deconvolution</i>	60
Gambar 38. <i>Trace display</i> setelah dilakukan dekonvolusi.....	60
Gambar 39. <i>Picking velocity</i> pada spektrum kecepatan CDP 1314	61
Gambar 40. Penampang seismik setelah melalui proses <i>stacking</i>	62
Gambar 41. Penampang seismik setelah melewati proses migrasi kirchhoff.....	63
Gambar 42. Penampang seismik setelah melewati proses migrasi F-K.....	63
Gambar 43. Perbandingan penampang migrasi Kirchhoff dan migrasi F-K.....	65

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
Tabel 1. Jadwal kegiatan penelitian.	38

I. PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Ilmu kebumihan dengan menggunakan aspek fisika yang diterapkan melalui berbagai metode pengukuran merupakan tujuan utama dari cabang ilmu geologi yang dikenal dengan geofisika. Berdasarkan parameter fisik yang diukur pada setiap fenomena geologi yang ada, metode ini dapat dibedakan satu sama lain. Kecepatan rambat gelombang saat melewati batuan yang dipengaruhi oleh sifat batuan merupakan salah satu faktor fisis yang diukur dan digunakan dalam survei geofisika (Sukmono, 1999).

Salah satu metode yang baik untuk menentukan dan memetakan struktur bawah permukaan bumi adalah seismik refleksi. Karena pendekatan seismik menggunakan sumber seismik sintetik (vibroseis, dinamit, dan airgun), maka dikategorikan sebagai metode geofisika aktif. Gelombang mekanik dari sumber seismik akan berjalan di bawah permukaan dengan mematuhi aturan fisik seperti refleksi dan refraksi gelombang. Pendekatan seismik melibatkan pengumpulan, pemrosesan, dan interpretasi data (Yilmaz, 1987). Penampang seismik akan dihasilkan dari pemrosesan data dan akuisisi, yang kemudian dapat dianalisis untuk memastikan struktur bawah permukaan bumi.

Migrasi merupakan salah satu tahap krusial dan paling menentukan dalam pengolahan data seismik. Migrasi merupakan proses pada pengolahan data seismik yang bertujuan untuk memindahkan reflektor miring ke posisi yang sebenarnya pada penampang seismik. Migrasi diperlukan karena rumusan pemantulan pada CMP yang diturunkan berasumsi pada lapisan datar, apabila lapisannya miring maka letak titik-titik CMP/*reflector* nya akan bergeser, sehingga perlu digunakan

koreksi migrasi agar titik-titik reflektor tersebut kembali ke posisi sebenarnya. Migrasi akan memberikan gambaran penampang seismik yang lebih mirip dengan kondisi geologi sebenarnya, selain itu migrasi juga bertujuan untuk menghilangkan difraksi dan meningkatkan resolusi spasial.

Dalam perkembangannya, terdapat berbagai algoritma migrasi dengan keunggulan dan keterbatasan masing-masing. Dua metode yang sangat fundamental dan banyak digunakan adalah Migrasi Kirchhoff dan Migrasi F-K (*Frequency-Wavenumber*).

Migrasi Kirchhoff merupakan metode yang berbasis pada prinsip Huygens dan teorema integral Kirchhoff. Metode ini bekerja pada domain waktu dan melakukan penjumlahan amplitudo sepanjang permukaan gelombang difraksi (*diffraction stack*). Keunggulan utamanya adalah fleksibilitasnya; metode ini dapat menangani variasi kecepatan yang kompleks (*lateral velocity variation*), dapat diaplikasikan pada geometri akuisisi yang tidak beraturan, dan dapat dilakukan baik *pre-stack* maupun *post-stack*. Namun, kelemahannya terletak pada asumsi aproksimasi yang digunakan (seperti *high-frequency approximation*) dan beban komputasinya yang tinggi, terutama untuk data berukuran besar (Yilmaz, 2001).

Di sisi lain, Migrasi F-K (yang sering disebut Migrasi *Stolt*) adalah metode yang bekerja di domain frekuensi dan bilangan gelombang (F-K). Metode ini memanfaatkan efisiensi Transformasi Fourier untuk memetakan data secara matematis. Keunggulan utama Migrasi F-K adalah kecepatan dan efisiensi komputasinya yang sangat tinggi, serta akurasi yang baik untuk model kecepatan yang konstan atau berlapis (1D). Namun, kelemahan fatalnya adalah ketidakmampuannya menangani variasi kecepatan secara lateral. Metode ini memerlukan model kecepatan yang sangat sederhana, sehingga aplikasinya pada daerah dengan geologi kompleks menjadi sangat terbatas (Stolt, 1978).

Berdasarkan perbandingan karakteristik kedua metode tersebut, penulis ingin melakukan penelitian mengenai metode yang lebih unggul untuk aplikasi pada data seismik 2D *marine*. Data seismik *marine* seringkali memiliki karakteristik yang

relatif baik dengan *noise* yang terkendali, tetapi struktur bawah laut bisa saja kompleks. Pemilihan metode migrasi yang tepat sangat penting karena akan menentukan keakuratan interpretasi.

Oleh karena itu, penelitian ini dilakukan untuk menganalisis dan membandingkan secara langsung kinerja kedua metode migrasi tersebut ketika diaplikasikan pada data seismik 2D *marine*. Perbandingan akan dilihat dari aspek kualitas citra hasil migrasi, seperti kejelasan kontinuitas reflektor, *collapse*-nya titik difraksi, dan ketajaman dalam menggambarkan struktur geologi.

1.2. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Mengimplementasikan metode migrasi Kirchhoff dan migrasi F-K pada data seismik 2D *marine*.
2. Menganalisis kualitas penampang seismik dari hasil metode migrasi Kirchhoff dan migrasi F-K.
3. Membandingkan kelebihan dan kekurangan masing-masing metode berdasarkan hasil penampang seismik.

1.3. Batasan Masalah

Adapun batasan masalah dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Data penelitian yang digunakan adalah data seismik laut 2D.
2. Pengolahan data seismik refleksi laut menggunakan software ProMAX.
3. Pengolahan data menggunakan dua metode migrasi, yaitu Migrasi Kirchhoff Post-Stack Time Migration dan Migrasi Stolt F-K Post-Stack Time Migration.

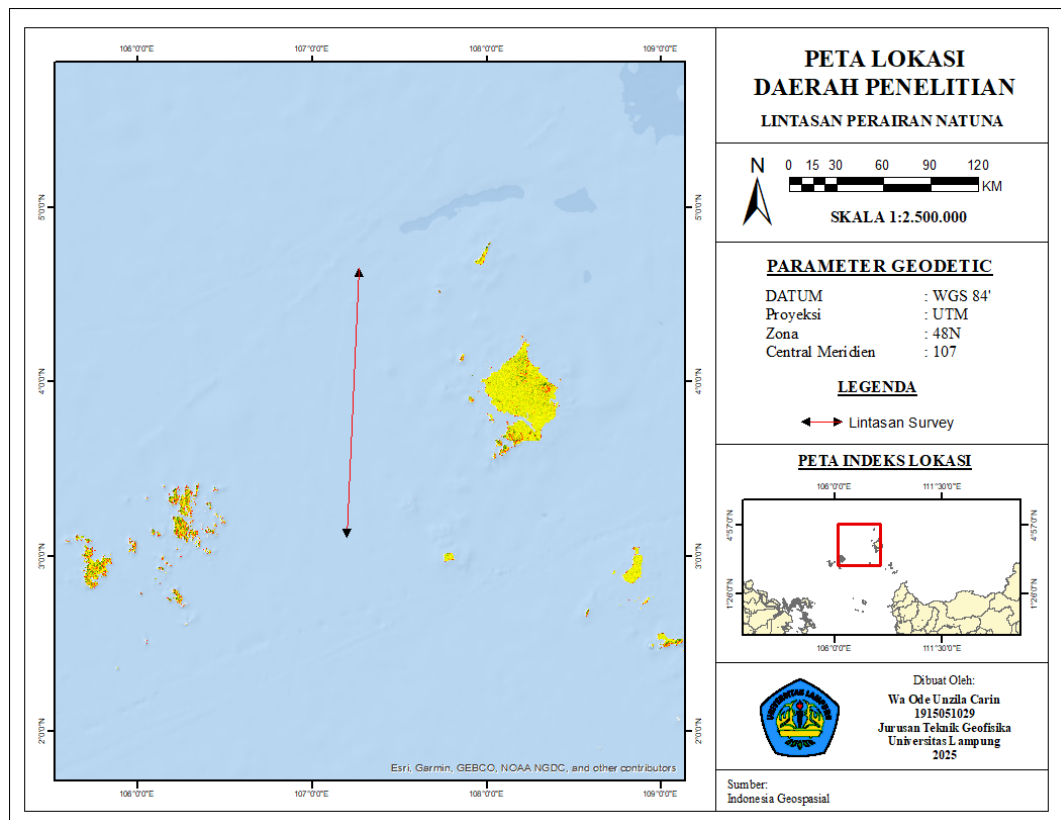
1.4. Manfaat Penelitian

Adapun manfaat dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Memberikan pemahaman yang lebih mendalam mengenai kelebihan dan kekurangan dari metode migrasi Kirchhoff dan metode migrasi F-K.
2. Menambah pemahaman tentang cara kerja migrasi seismik dan menjadi bahan referensi bagi yang ingin mempelajari pemrosesan data seismik.

II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Daerah Penelitian



Gambar 1. Peta Lokasi Daerah Penelitian (Indonesia Geospasial, 2025)

Daerah Penelitian berada di perairan Natuna, Kepulauan Riau seperti yang ditunjukkan pada Gambar 1. Secara geografis, wilayah Cekungan Natuna Barat terletak di bagian barat laut Laut Natuna, yang termasuk dalam wilayah perairan Provinsi Kepulauan Riau. Cekungan ini berada di antara Semenanjung Malaysia di sebelah barat dan Pulau Natuna Besar di sebelah timur, serta berdekatan dengan Selat Malaka di sisi barat daya dan Laut Cina Selatan di bagian utara. Secara administrasi, wilayah Cekungan Natuna Barat termasuk dalam yurisdiksi

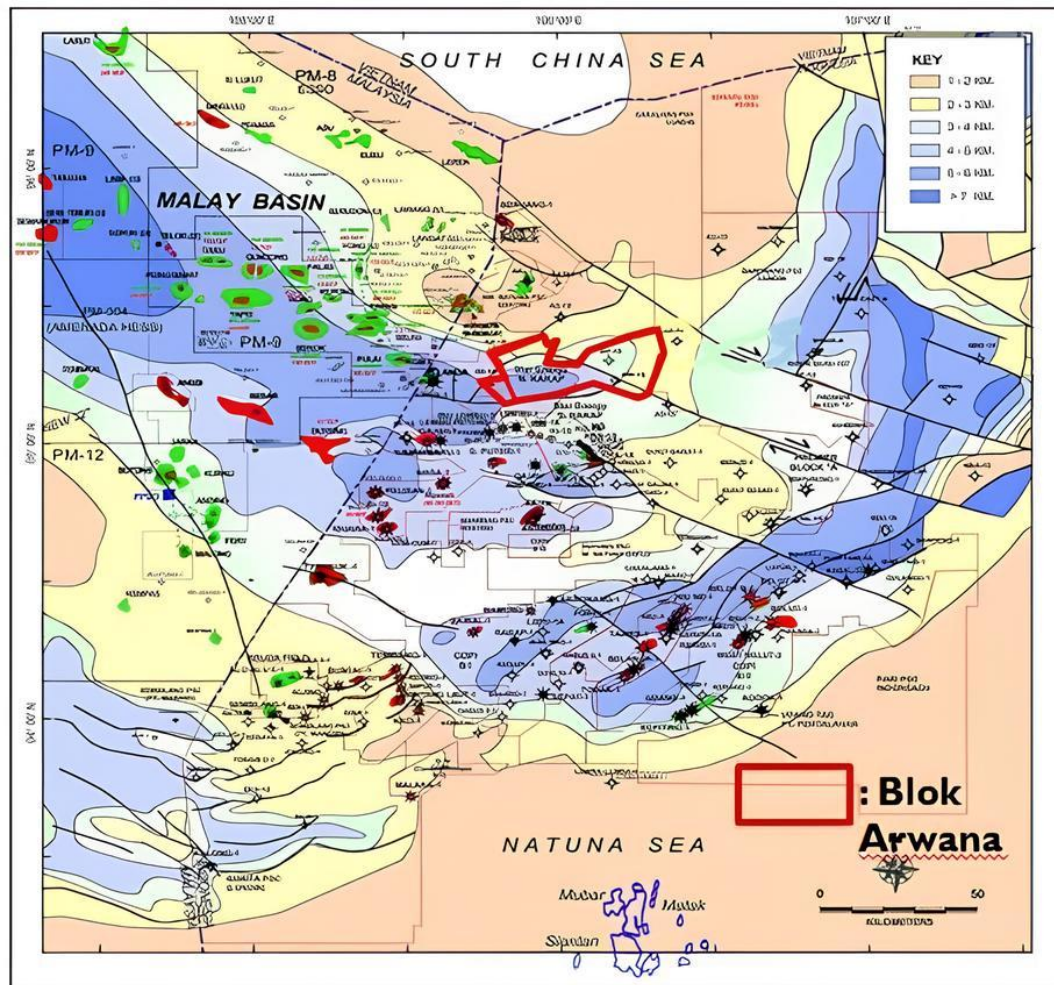
Kabupaten Natuna dan Kabupaten Kepulauan Anambas, Provinsi Kepulauan Riau, serta berbatasan dengan zona ekonomi eksklusif (ZEE) Indonesia di Laut Natuna Utara. Secara koordinat, Cekungan Natuna Barat terletak antara 4° – 7° Lintang Utara dan 106° – 109° Bujur Timur.

2.2. Geologi Regional

Cekungan Natuna Barat tersusun oleh kerak kontinen yang terbentuk di atas batuan dasar berupa batuan beku dan metamorf yang berumur Kapur Awal-Kapur Akhir (Burton dan Wood, 2010). Cekungan Natuna Barat ini dibatasi oleh Punggungan Natuna di timur, Cekungan Vietnam di timur laut, Cekungan Malay di barat laut, Paparan Sunda di selatan, Khorat Swell di utara, dan Cekungan Penyu di barat daya (Darman dan Sidi, 2000).

Cekungan Natuna Barat adalah salah satu cekungan penghasil hidrokarbon di Indonesia bagian barat (Hakim dkk., 2008). Hidrokarbon terakumulasi di batuan reservoir berupa batupasir yang terdapat pada Formasi Benua, Gabus, Udang, *Upper Arang*, dan *Lower Arang*. Material organik dihasilkan oleh batubara dari Formasi *Lower Arang* dan Gabus, serta serpih lakustrin pada Formasi Benua, Belut, Gabus, Barat, *Lower Arang*, dan *Upper Arang*. Batuan penyekat (*seal rock*) merupakan batulempung yang merupakan bagian dari Formasi Gabus, Barat, Keras, Belut, *Lower Arang* dan *Upper Arang* (Pollock dkk., 1984).

Cekungan Natuna Barat merupakan *intracontinental rift basin* yang berada pada Paparan Sunda (Daines dalam Darman dan Sidi, 2000). Struktur geologi yang berada di Cekungan Natuna Barat umumnya memiliki arah relatif barat – timur tetapi sesar-sesar yang terbentuk di Kala Miosen memiliki arah barat laut – tenggara (Gambar 2). Terdapat dua fase tektonik utama yang mengontrol perkembangan Cekungan Natuna Barat. Kedua fase tersebut adalah fase ekstensional yang terjadi pada Kala Eosen – Oligosen dan fase kompresional yang terjadi pada Kala Miosen.



Gambar 2. Kerangka tektonik regional Cekungan Natuna Barat (Laporan internal Star Energy, 2014)

Fase ekstensional yang terjadi pada Eosen – Oligosen dipengaruhi oleh adanya kolisi (*collision*) antara Lempeng India dengan Lempeng Eurasia (Tapponier dkk., 1982) yang kemudian menyebabkan bagian Indocina – Sunda mendesak ke arah timur. Akibat yang ditimbulkan dari peristiwa geologi di fasa ini adalah terjadinya pelisuan (*rifting*) yang menyebabkan terbentuknya graben dan setengah graben di Cekungan Natuna Barat. Terdapat dua pola pelisuan yang terjadi pada saat fasa ekstensional di Cekungan Natuna Barat. Pola yang pertama memiliki arah barat laut – tenggara. Pola ini sejajar dengan pola yang terdapat di Cekungan Malaysia. Pola yang kedua berarah Timur Laut – Barat Daya. Pola ini merepresentasikan pola umum yang dimiliki oleh Cekungan Natuna barat. Graben yang merupakan hasil dari proses pelisuan diisi oleh endapan sedimen berumur Eosen – Oligosen yang

bersumber dari hasil erosi pada tinggian paleotopografi yang terdapat di sekeliling graben tersebut.

Fase kompresional yang terjadi pada Miosen diperkirakan dipengaruhi oleh pergerakan Blok Indocina menuju Paparan Sunda (Hamilton dalam Wongosantiko dan Wirojudo, 1984). Akibat yang ditimbulkan dari fasa ini antara lain terbentuknya sesar-sesar naik, struktur inversi, dan sesar-sesar mendatar seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2. Struktur-struktur utama yang terdapat di Cekungan Natuna Barat umumnya memiliki arah barat daya – timur laut dan barat laut – tenggara.

2.3. Stratigrafi Regional

Stratigrafi Cekungan Natuna Barat secara regional, dari tua ke muda, disusun oleh : batuan dasar, Formasi Lama, Formasi Benua, Formasi Gabus, Formasi Barat, Formasi Arang, dan Formasi Muda (Burton dan Wood, 2010) seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3.

a. Batuan dasar (*basement*)

Batuan dasar yang membentuk Cekungan Natuna Barat secara umum terdiri dari batuan beku dan metamorfik. Diketahui bahwa mata bor menembus batuan dasar berupa meta-sedimen dan kuarsit yang berumur Kapur Awal (Robertson Research, 1988).

b. Formasi Lama

Formasi Lama tersusun atas endapan aluvial, berupa batulempung dengan sisipan batupasir dan batulanau (Pollock dkk., 1984). Formasi Lama terbentuk sejak Eosen Tengah ketika fase awal pelisuan Cekungan Natuna Barat dimulai (Burton dan Wood, 2010), sehingga membentuk cekungan dengan geometri graben dan setengah graben.

c. Formasi Benua

Formasi Benua diendapkan secara tidak selaras di atas Formasi Lama, tersusun atas endapan lakustrin, berupa serpih dan batubara (Burton dan Wood, 2010). Formasi Benua juga diendapkan bersamaan dengan berlangsungnya proses pelisuan cekungan. Formasi Benua terendapkan

pada rentang umur Eosen Akhir-Oligosen Awal (Burton dan Wood, 2010).

d. Formasi Gabus

Formasi Gabus tersusun atas litologi berupa batupasir dan batulempung. Batupasir merupakan batupasir massif yang tersusun dari kuarsa, sedikit feldspar, dan fragmen litik (Pollock dkk., 1984). Formasi Gabus dapat dibagi menjadi dua, yaitu Formasi Lower Gabus dan Upper Gabus. Pembagian ini dilakukan atas dasar kandungan serpih lakustrinnya yang merupakan anggota dari serpih Keras (Pollock dkk., 1984). Formasi Gabus merupakan endapan sedimen syn-rift karena diendapkan selama proses pelisuan cekungan berlangsung. Sedimen Formasi Gabus diendapkan pada kala Oligosen Awal – Miosen Awal di lingkungan fluvial/deltaik (Burton dan Wood, 2010).

e. Formasi Barat

Formasi Barat tersusun atas litologi batulempung dan sisipan batupasir. Batulempung memiliki karakteristik berupa warna coklat muda kemerahan (Pollock dkk., 1984). Formasi Barat diendapkan setelah proses pelisuan pada cekungan berhenti atau pada fasa sagging, yaitu sekitar Oligosen Akhir – Miosen Awal dan merupakan endapan lakustrin – laut dangkal (Burton dan Wood, 2010).

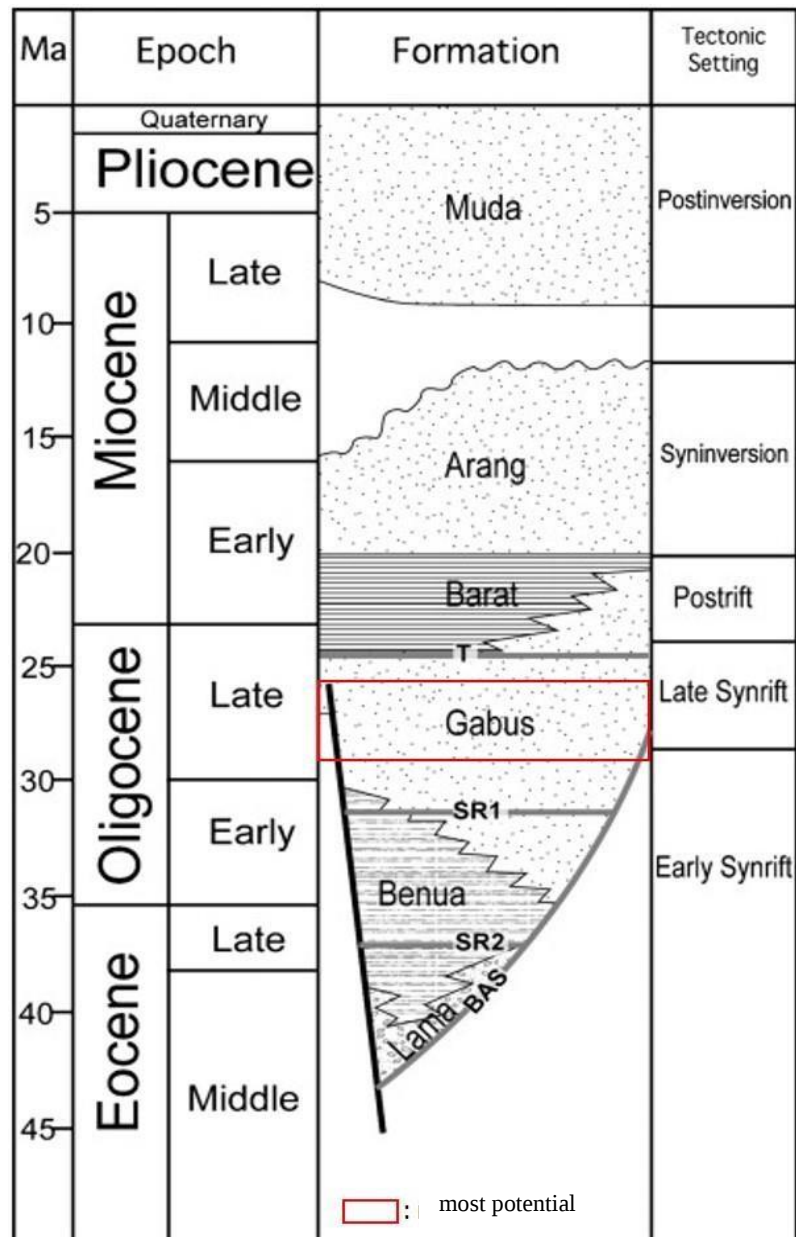
f. Formasi Arang

Formasi Arang terdiri atas batupasir dan batulempung. Formasi ini diendapkan secara selaras di atas Formasi Barat (Burton dan Wood, 2010). Pembentukan Formasi Arang terjadi pada Miosen Awal – Miosen Tengah (Burton dan Wood, 2010). Formasi ini terbagi menjadi dua, yaitu Lower Arang dan Upper Arang. Pembagian ini dilakukan berdasarkan persentase kehadiran litologi batupasir dan batulempung di formasi tersebut. Formasi Lower Arang tersusun oleh dominan batupasir, sedangkan Formasi Upper Arang tersusun oleh perselingan batupasir dan batulempung.

g. Formasi Muda

Formasi Muda diendapkan secara tidak selaras di atas Formasi Arang (Burton dan Wood, 2010). Formasi ini tersusun atas litologi batulempung

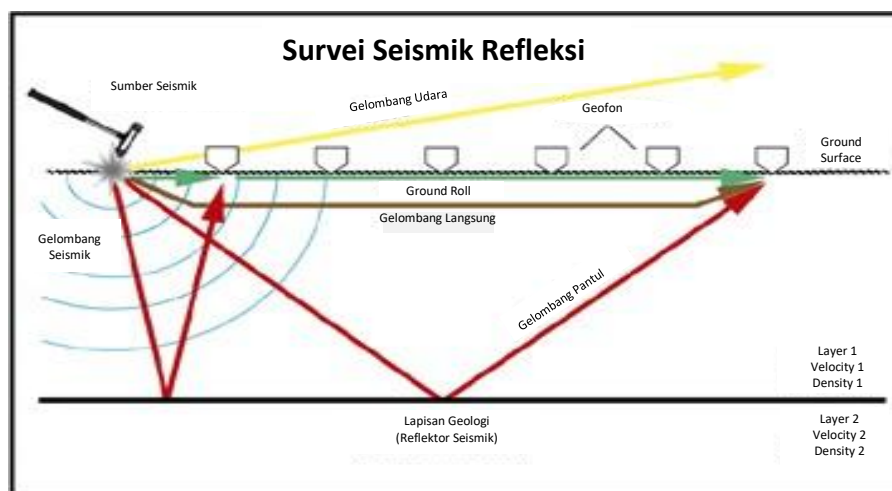
(Pollock dkk., 1984), yang diendapkan di lingkungan fluvial/deltaik – laut pada kala Miosen Akhir – Resen (Burton dan Wood, 2010).



Gambar 3. Stratigrafi Regional Cekungan Natuna Barat (Burton dan Wood, 2010)

III. TEORI DASAR

Metode seismik merupakan metode geofisika yang sering digunakan dalam mencitrakan kondisi bawah permukaan bumi, terutama dalam tahap eksplorasi hidrokarbon dengan menggunakan prinsip perambatan gelombang mekanik. Prinsip metode seismik yaitu pada tempat atau tanah yang akan diteliti dipasang *geophone* yang berfungsi sebagai penerima getaran. Sumber getar antara lain bisa ditimbulkan oleh ledakan dinamit atau suatu pemberat yang dijatuhkan ke tanah (*weight drop*). Gelombang yang dihasilkan menyebar ke segala arah. Ada yang menjalar di udara, merambat di permukaan tanah, dipantulkan lapisan tanah dan sebagian juga ada yang dibiaskan, kemudian diteruskan ke *geophone-geophone* yang terpasang di permukaan (Sheriff, 1995).

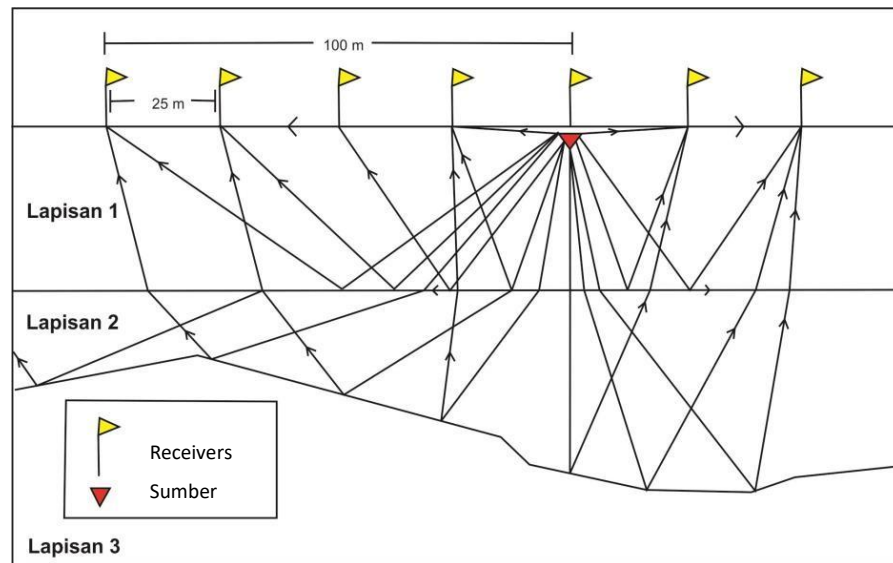


Gambar 4. Sketsa survei seismik (Landmark, 1995)

Metode seismik refleksi didasarkan pada respon bumi terhadap gelombang seismik yang merambat dari suatu gelombang buatan di permukaan bumi yang memanfaatkan sumber seismik buatan yang dapat berupa dentuman, pukulan, dan

lainnya. Gambar 4 menunjukkan bahwa setelah sumber seismik buatan diberikan, maka gelombang yang berasal dari sumber tersebut merambat melalui batuan atau medium tanah di bawah permukaan, kemudian dari perambatan gelombang tersebut akan memenuhi hukum-hukum elastisitas ke segala arah dan mengalami pemantulan maupun pembiasan ketika melalui pelapisan medium yang berbeda disebabkan oleh adanya perbedaan kecepatan. Pantulan gelombang tersebut direkam pada permukaan tanah menggunakan alat yang dinamakan *geophone* untuk pengukuran yang dilakukan di darat atau *hydrophone* jika pengukurannya dilakukan di laut. Dari hasil pemantulan gelombang tersebut pada *receiver* direkam sebagai fungsi waktu. Perbedaan kontras impedansi akustik pada umumnya terjadi pada batas antara dua lapisan batuan, maka secara tidak langsung gelombang seismik memberikan informasi-informasi tentang struktur batuan bawah permukaan bumi (Cordsen dan Pierce, 2000).

3.1. Gelombang Seismik



Gambar 5. Perambatan gelombang seismik dua model lapisan (Edi, 2011)

Gelombang secara umum adalah fenomena perambatan gangguan dalam medium di sekitarnya. Gelombang seismik adalah jenis gelombang dengan media penjarangannya yaitu bumi. Gelombang seismik disebut juga gelombang elastis karena osilasi partikel-partikel medium terjadi akibat interaksi antara gaya gangguan (*gradient stress*) melawan gaya-gaya elastis. Dari interaksi ini dapat

muncul gelombang longitudinal (gelombang akustik), gelombang transversal atau kombinasi keduanya. Gelombang seismik merambat dari sumber (S) ke penerima (R) dengan kecepatan (V) dan waktu tempuh (t). Waktu tempuh perambatan gelombang seismik untuk model bumi dua lapis yang ideal (*homogeny*, isotropis, dan horizontal) ditunjukkan pada Gambar 5 (Edi, 2011).

Berdasarkan lintasannya (Gambar 5), gelombang dapat dibedakan sebagai gelombang langsung, gelombang pantul dan gelombang bias. Gelombang langsung yaitu gelombang yang merambat dari sumber S ke penerima R dengan kecepatan V_1 . Sedangkan gelombang pantul adalah gelombang yang merambat dari sumber S ke penerima R setelah dipantulkan oleh bidang batas dengan kecepatan V_1 . Gelombang bias merupakan gelombang yang merambat dari sumber S ke penerima R setelah dibiaskan pada bidang batas lapisan dengan kecepatan V_1 (Edi, 2011).

3.1.1. Tipe Gelombang Seismik

Menurut Munadi (2000) dalam Edi (2011), bahwa tipe gelombang seismik dibedakan berdasarkan cara bergetarnya, tempat menjalarnya dan bentuk muka gelombangnya.

a. Menurut Tempat Penjalarnya

Menurut tempat menjalarnya gelombang seismik terbagi atas dua, yaitu gelombang badan dan gelombang permukaan.

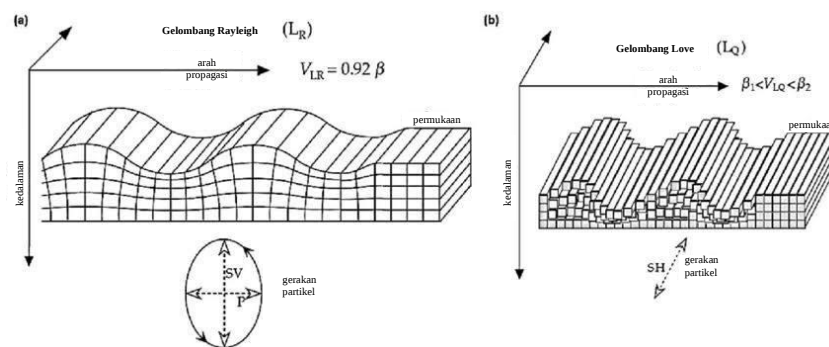
- Gelombang Badan

Ketika energi terlepas tiba-tiba pada titik P dekat permukaan dari medium yang homogen, sebagian energi tersebut akan menyebar melalui badan medium yang disebut juga sebagai gelombang badan. Ketika gelombang badan menjangkau jarak r dari sumbernya pada medium homogen, maka muka gelombang (*wavefront*) akan berbentuk lingkaran bola dan gelombang itu disebut gelombang melingkar (*spherical wave*). Jika jarak dari sumber meningkat maka lengkungan dari muka gelombang melingkar akan menurun. Dengan bertambahnya jarak yang jauh, maka muka gelombang tersebut akan semakin datar atau akan seperti bidang dan gelombang tersebut disebut sebagai gelombang bidang (*plane wave*). Sedangkan arah tegak lurus terhadap muka

gelombang disebut dengan jejak sinar gelombang (*ray path*). Pada dasarnya gelombang badan dibagi atas dua, yaitu gelombang P dan gelombang S (Lowrie, 2007).

- Gelombang Permukaan

Ada dua kategori dari gelombang permukaan, kadang-kadang diketahui secara kolektif sebagai gelombang L dan dibagi atas gelombang Rayleigh (L_R) dan gelombang *Love* (L_o), yang mana membedakan keduanya yaitu dari tipe gerak partikel pada muka gelombangnya seperti pada Gambar 6 (Lowrie, 2007). Gelombang Rayleigh adalah gelombang permukaan dalam seismik eksplorasi yang menyebar pada permukaan yang bebas partikel padat (*vacuum*), Gelombang *Ground Roll* adalah istilah yang umum digunakan untuk menyebut Gelombang Rayleigh. Gelombang *Love* adalah gelombang permukaan yang terdiri atas gerakan SH sejajar antarmuka. Mereka muncul hanya ketika medium semi tak terhingga terlampaui oleh lapisan atas dari ketebalan terbatas berakhir pada permukaan bebas (Sheriff dan Geldart, 1995).



Gambar 6. Penjalaran gelombang permukaan bidang (Lowrie, 2007)

b. Menurut Cara Bergetarnya

Prinsip seismik pantul yang sering ditemukan dalam survei seismik yaitu gelombang P dan gelombang S.

- Gelombang P

Sering dikenal sebagai gelombang dilatasi, longitudinal, bebas pusaran dan P atau *primary* (gelombang pertama yang terekam saat terjadi gempa).

Kecepatan gelombang P (Gambar 6.a) di dalam air diperkirakan sekitar 1,5 km/s. Kecepatan gelombang P akan semakin menurun dengan bertukarnya pori-pori batuan berisi air menjadi gas. Pada lapisan batuan lapuk kecepatan gelombang P rendah berkisar antara 0,4 sampai 0,8 km/s, ada kalanya sangat rendah 150 m/s dan kadang-kadang tinggi sebesar 1,2 km/s (Sheriff dan Geldart, 1995). Hal ini dapat dijelaskan menurut Lowrie, 2007 bahwa Gelombang P melewati suatu medium secara dilatasi dan kompresi. Persamaan gelombang kompresi dalam arah x ditunjukkan seperti Persamaan (1).

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = \alpha^2 \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} \quad (1)$$

Dengan α adalah kecepatan gelombang P yang dirumuskan sebagai berikut,

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{3}{4}\mu}{\rho}} \quad (2)$$

Persamaan (2) memperlihatkan bahwa gelombang P dapat menjalar pada medium padat, cair dan gas.

- Gelombang S

Dikenal juga sebagai gelombang *shear*, transversal, rotasi atau S atau *secondary* (gelombang kedua yang terekam saat terjadi gempa). Penjalaran gelombang S (Gambar 6.b) biasanya dipisahkan dalam komponen sejajar dan tegak lurus terhadap permukaan tanah yang dikenal sebagai gelombang SH dan SV (Sheriff dan Geldart, 1995). Gelombang S yang terpolarisasi pada bidang *vertical* disebut gelombang SV dan gelombang yang terpolarisasi pada bidang horizontal disebut gelombang SH . Persamaan kecepatan gelombang S ditunjukkan seperti Persamaan (3).

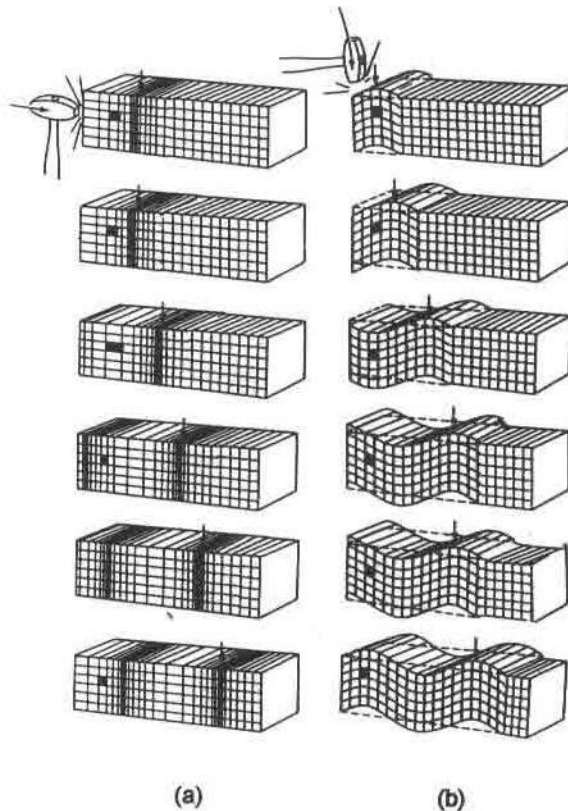
$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3)$$

Berdasarkan sifat elastisnya, kecepatan gelombang S adalah rigiditas atau modulus shear (μ). Di dalam medium cair dan gas, μ bernilai 0 dan gelombang S tidak dapat melewatinya (Lowrie, 2007).

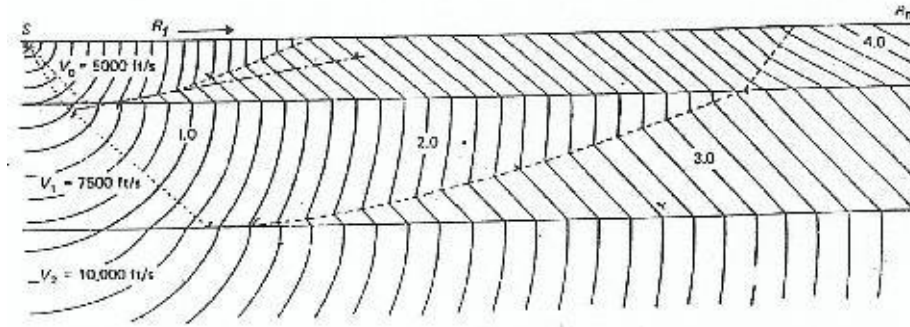
c. Menurut Bentuk Muka Gelombangnya

Muka gelombang adalah suatu bidang permukaan yang pada suatu saat tertentu membedakan medium yang telah terusik dengan medium yang belum terusik. Muka gelombang merupakan potret dari penjalaran usikan. Gelombang seismik dapat dibedakan menjadi empat macam, yaitu gelombang bidang/datar, gelombang silinder, gelombang bola dan gelombang kerucut.

Pada Gambar 7 terlihat bahwa sumber S memancarkan gelombang bola di lapisan pertama. Di lapisan kedua yang kecepatannya lebih besar dari pada lapisan pertama, muka gelombangnya lebih cepat menjalar. Hal yang sama terjadi pada bidang batas antara lapisan dua atau tiga (Thornburgh dalam Munadi, 2000). Gambar 8 menunjukkan penjalaran gelombang dalam bentuk diagram muka gelombang 1D.



Gambar 7. Gerak gelombang badan pada bidang, (a) Gelombang P, (b) Gelombang S (Sheriff dan Geldart, 1995)

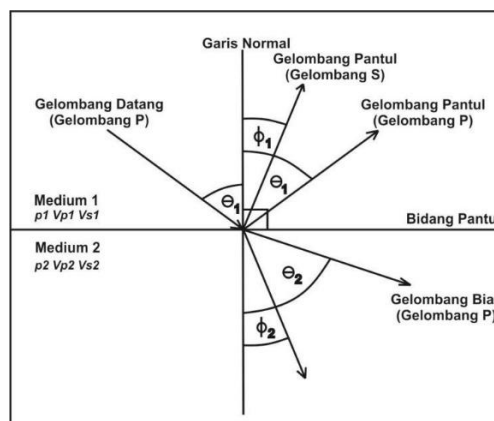


Gambar 8. Penjalaran gelombang dalam bentuk diagram muka gelombang 1D (Thornburgh dalam Munadi, 2000)

3.2. Hukum Penjalaran Gelombang Seismik

3.2.1. Hukum Snellius

Perambatan gelombang seismik dari satu medium ke medium lain yang mempunyai sifat fisik yang berbeda, seperti kecepatan dan densitas akan mengalami perubahan arah ketika melewati bidang batas antar medium. Suatu gelombang yang datang pada bidang batas dua media yang sifat fisiknya berbeda akan dibiaskan jika sudut datang lebih kecil atau sama dengan sudut kritisnya dan akan dipantulkan jika sudut datang lebih besar dari sudut kritis (Susilawati, 2004). Sudut kritis adalah sudut datang yang menyebabkan gelombang dibiaskan 90° . Jika suatu berkas gelombang P yang datang mengenai permukaan bidang batas antara dua medium yang berbeda, maka sebagian energi gelombang tersebut akan dipantulkan sebagai gelombang P dan gelombang S dan sebagian lagi akan dibiaskan sebagai gelombang P dan gelombang S, seperti yang diilustrasikan pada Gambar 9 di bawah ini.



Gambar 9. Pemantulan dan pembiasan pada bidang batas dua medium untuk gelombang P (Sheriff dan Geldart, 1995)

Lintasan tersebut mengikuti Hukum Snellius, seperti ditunjukkan pada Persamaan (4).

$$\frac{\sin \theta_1}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_{1'}}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{p2}} = \frac{\sin \varphi_1}{V_{s1}} = \frac{\sin \varphi_2}{V_{p2}} = p \quad (4)$$

Keterangan:

θ_1 : sudut datang Gelombang P

$\theta_{1'}$: sudut pantul Gelombang P

θ_2 : sudut bias Gelombang P

φ_1 : sudut pantul Gelombang S

φ_2 : sudut bias Gelombang S

V_{p1} : kecepatan Gelombang P pada medium pertama

V_{p2} : kecepatan Gelombang P pada medium kedua

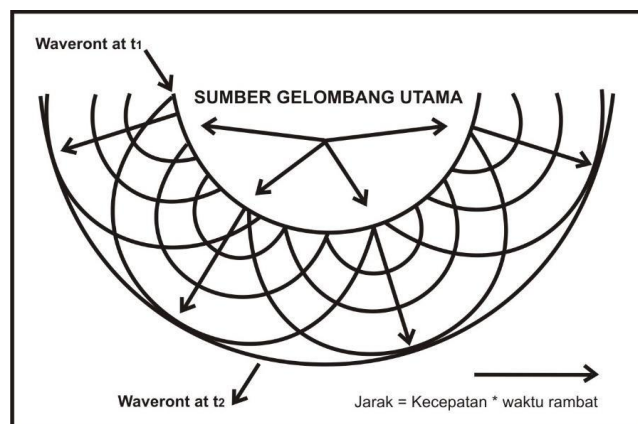
V_{s1} : kecepatan Gelombang S pada medium pertama

V_{s2} : kecepatan Gelombang S pada medium kedua

p : parameter gelombang dan $\theta_1 = \theta_{1'}$

1,2 : lapisan 1 dan lapisan 2

3.2.2. Prinsip Huygens

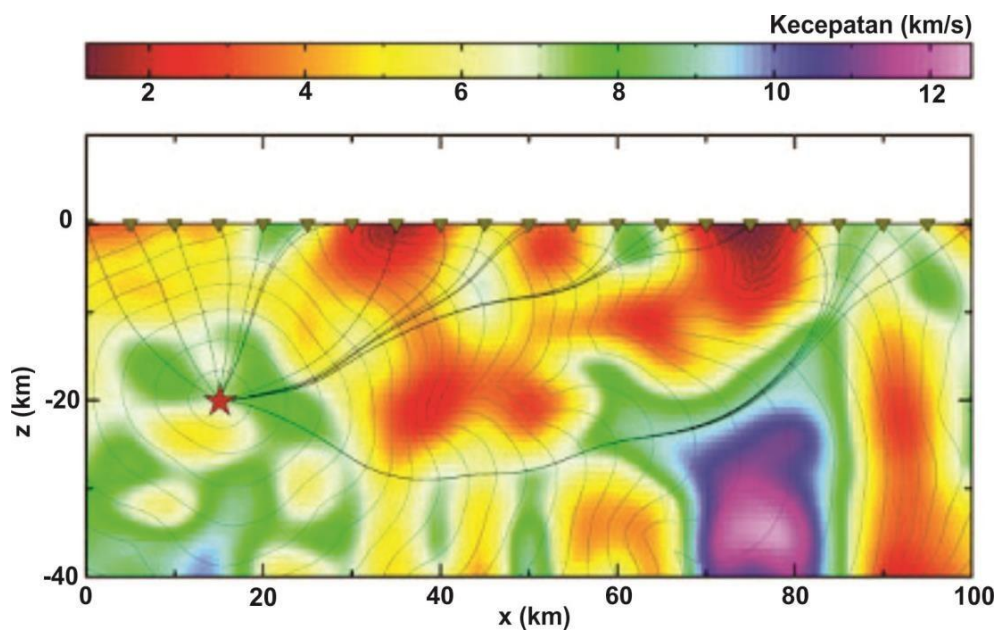


Gambar 10. Prinsip Huygens (Shiame, 2007)

Huygens mengatakan bahwa setiap titik pengganggu yang berada di depan muka gelombang utama akan menjadi sumber bagi terbentuknya deretan gelombang yang baru, dimana jumlah dari energi total gelombang yang baru sama dengan energi utama. Gambar 10 adalah prinsip Huygens. Hal ini sesuai dengan prinsip kirchhoff bahwa energi yang masuk sama dengan energi yang keluar (Shiame, 2007).

3.2.3. Prinsip Fermat

Prinsip Fermat (Gambar 11) menyatakan bahwa jika sebuah gelombang merambat dari suatu titik ke titik yang lain maka gelombang tersebut akan memilih jejak yang tercepat. Dimana kata tercepat memberikan penekanan jejak yang akan dilalui oleh sebuah gelombang adalah jejak yang secara waktu tercepat bukan yang terpendek secara jarak. Karena tidak selamanya yang terpendek itu selalu tercepat. Sehingga jika gelombang melewati sebuah medium yang memiliki variasi kecepatan gelombang seismik maka gelombang tersebut akan cenderung melalui zona-zona kecepatan tinggi dan menghindari zona-zona kecepatan rendah (Shiame, 2007).



Gambar 11. Prinsip Fermat (Rawlinson dalam Abdullah, 2011)

3.3. Akuisisi Data Seismik

Akuisisi data seismik adalah kegiatan mengumpulkan data bawah permukaan dengan menggunakan metode seismik. Akuisisi data seismik dapat dilakukan pada daerah laut maupun darat. Pada dasarnya akuisisi di darat maupun di laut memiliki

prinsip pengukuran yang sama (Fitterman, 2009). Akuisisi data merupakan pekerjaan bagian terdepan dari suatu eksplorasi. Persiapan awal yang harus dilakukan adalah menentukan parameter-parameter lapangan yang cocok dari suatu daerah yang hendak disurvei. Penentuan parameter-parameter ini sangat penting karena akan menentukan kualitas data yang akan diperoleh. Maksud dari penentuan parameter lapangan ini adalah untuk menetapkan parameter awal dalam suatu rancangan survei (akuisisi data) yang dipilih sehingga dalam pelaksanaan akan diperoleh informasi target selengkap mungkin dengan *noise* serendah mungkin (Sismanto, 1996).

3.3.1. Akuisisi Data Seismik di Darat

Akuisisi seismik di darat dilakukan dengan menggunakan sumber berupa dinamit ataupun vibroseis. Dinamit merupakan campuran bahan kimia yang dapat berubah menjadi uap maupun gas yang diakibatkan karena reaksi yang terjadi dalam proses yang relatif singkat dan menghasilkan suara keras pada suhu dan tekanan yang tinggi. Dinamit sendiri merupakan sumber gelombang seismik yang memiliki frekuensi yang beragam sehingga saat pengolahan hanya dibutuhkan frekuensi yang dominan saja. Sementara untuk vibrator *truck* dinilai lebih ramah dalam penggunaannya karena tidak menimbulkan kerusakan pada lingkungan. Vibroseis ini menggunakan frekuensi yang tertentu yang dapat diatur sama. Alat perekaman data seismik di darat menggunakan *geophone*. *Geophone* memiliki sensor yang berada di dalamnya berupa *moving-coil electromagnetic*. Sensor inilah yang nantinya akan merekam data apabila gelombang seismik sampai di *geophone*. *Geophone* bekerja pada rentang frekuensi 7-30 Hz untuk seismik refleksi dan 4-10 Hz untuk refraksi (Fitterman, 2009).

Parameter target adalah parameter yang berhubungan dengan geologi bawah permukaan dari lokasi yang menjadi tempat target berada. Semakin baik dan lengkap deskripsi dari target, maka desain survei untuk target tersebut akan semakin baik pula. Menurut Cordsen, parameter target terdiri atas beberapa parameter yang diantaranya adalah sebagai berikut (Cordsen dkk., 2000):

- a. Target sasaran atau lapisan objektif
- b. Kedalaman objek
- c. Frekuensi
- d. Kecepatan gelombang
- e. Cadangan minyak

Parameter desain adalah parameter yang menjadi pertimbangan dalam pembuatan desain akuisisi. Parameter yang bagus adalah parameter yang mampu mencakup segala macam kebutuhan dalam desain akuisisi. Parameter ini nantinya akan berpengaruh kepada kualitas data yang didapat dari hasil akuisisi. Parameter desain terdiri atas beberapa poin, yaitu (Vermeer, 2002):

- a. *Offset*
- b. *Interval group*
- c. Kedalaman sumber seismik
- d. Ukuran sumber seismik
- e. Frekuensi *geophone*
- f. Panjang perekaman
- g. Panjang lintasan
- h. Arah lintasan
- i. Spasi antar lintasan
- J. Rangkaian *geophone*

3.3.2. Akuisisi Data Seismik di Laut

Pada dasarnya proses akuisisi seismik baik di darat dan di laut memiliki prinsip yang sama, yaitu dengan menggunakan sumber seismik diinjeksikan ke bawah permukaan kemudian data bawah permukaan berupa gelombang pantul di rekam oleh alat perekam khusus yang sensitif terhadap gelombang. Hal yang membedakan keduanya adalah instrumentasi yang digunakan dalam pengambilan data atau proses akuisisi. Untuk alat perekam akuisisi seismik di laut menggunakan *hydrophone*. Akuisisi seismik di darat dilakukan dengan menggunakan sumber berupa *air gun*. *Air gun* memiliki dua ruang kosong yang dihubungkan dengan jalan kecil. Udara bertekanan tinggi akan masuk kedalam *air gun* melalui bagian kecil di

atas *air gun*. Udara bertekanan tinggi ini berasal dari kompresor yang telah disediakan khusus untuk mengisi udara pada *air gun*. Udara ini selanjutnya akan memenuhi ruang bagian atas *air gun*. Udara ini selanjutnya akan disalurkan ke ruang udara *air gun* yang bawah melalui jalan kecil yang menghubungkan keduanya. Saat udara telah memenuhi seluruh *air gun* maka udara akan dilepaskan dengan menarik solenoid yang ada pada *air gun* (Gadallah dan Fisher, 2009). Cara pengambilan data seismik di laut dengan sumber berupa udara bertekanan tinggi ditembakkan dari kapal. Udara bertekanan tinggi ini berasal dari kompresor yang khusus disediakan di kapal sebagai pengisi udara untuk *air gun*. Udara bertekanan tinggi yang ditembakkan akan menimbulkan gelombang yang akan mengalami refleksi dan refraksi apabila mengenai batas medium yang memiliki kerapatan yang berbeda. Gelombang refleksi ini selanjutnya ditangkap oleh *hydrophone* sebagai data. Agar meminimalisir *noise* berupa gelombang permukaan dan gelombang laut agar tidak ikut terekam pada data seismik yang diinginkan maka *hydrophone* terletak di sepanjang *streamer* yang mengapung di bawah permukaan air laut (Vermeer, 2002).

3.4. Data Rekaman Seismik

Komponen data rekaman seismik berupa sinyal dan *noise*. Sinyal adalah gelombang yang dikehendaki dalam sebuah rekaman seismik yang berisi informasi reflektifitas maupun refraktivitas perlapisan bumi. Dalam seismik refleksi, gelombang refleksi yang dikehendaki, sedangkan yang lainnya diupayakan untuk diminimalisir. Gelombang refleksi yang dapat dijadikan sinyal memiliki rentang frekuensi yang efektif, yaitu antara 10-70 Hz dengan frekuensi dominan sekitar 30 Hz (Yilmaz, 1989).

3.4.1. Noise

Noise merupakan gangguan yang muncul pada saat perekaman. *Noise* secara garis besar dapat dibedakan menjadi:

a. *Ambient Noise (Random Noise)*

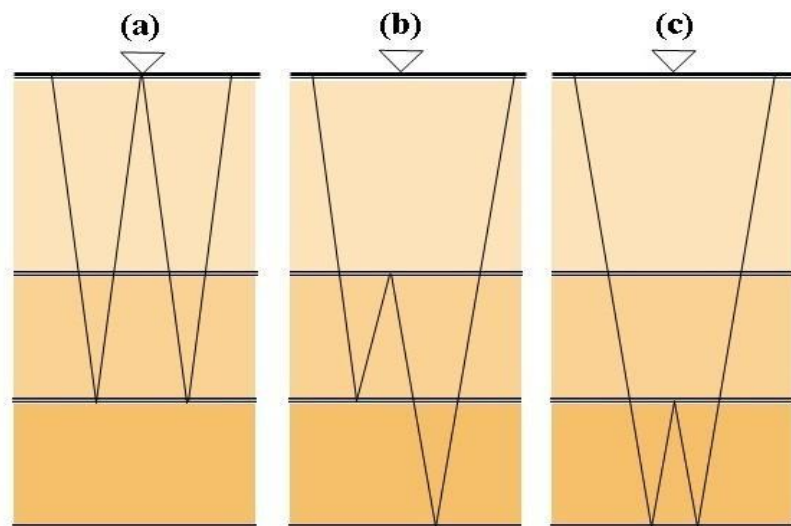
Ambient noise adalah *trace noise* yang disebabkan oleh segala sesuatu yang bukan disebabkan dari sumber (*source*). Penyebabnya dapat berasal dari angin,

hujan, aliran air, mesin industri, aktivitas manusia. Ciri-ciri dari noise ini adalah bersifat random, spektrum lebar dan energi lebih rendah.

b. Shot Generated Noise (Koherent Noise)

Shot generated noise adalah *noise* yang timbul akibat peledakan dari *source* saat dilakukan pengambilan data. *Shot generated* dibagi menjadi:

- *Ground roll*: merupakan *noise* yang menjalar melalui permukaan yang radial (*surface wave*). Ciri-cirinya adalah amplitudo besar, kecepatan rendah (lebih tinggi dari *air blast*), energi tinggi dan merupakan *noise* dominan.
- *Air blast*: merupakan *noise* yang diakibatkan penalaran gelombang langsung melalui udara. Ciri-cirinya adalah amplitudo besar, kecepatan rendah (lebih rendah dari *ground roll*), energi tinggi dan merupakan *noise* dominan (Shiame, 2007).
- *Multiple*: adalah sinyal refleksi yang dapat berupa *short-path multiple* (SPM) maupun *long-path multiple* (LPM). SPM pada data rekaman seismik akan tiba setelah sinyal utama, sehingga akan mempengaruhi tampilan sinyal utama. Sedangkan LPM akan terlihat pada penampang seismik sebagai sebuah "event" lain yang berulang. *Multiple* dapat dianggap sebagai *noise*, karena tidak menggambarkan *event* reflektor sebenarnya. Gambar 12 menunjukkan beberapa macam *multiple*.



Gambar 12. Beberapa macam *multiple*: (a) *Free-Surface Multiple*, (b) *peg-leg multiple* dan (c) *intra-bed multiple* (Uren, 1995)

Multiple merupakan suatu fenomena gelombang seismik yang memantul lebih dari sekali sebelum kembali ke permukaan dan terekam kembali oleh perekam. *Multiple* terjadi apabila gelombang seismik melewati suatu batas lapisan yang memiliki kontras impedansi antar lapisan yang sangat besar (misalnya dari kolom air laut menuju lantai dasar laut yang keras, lapisan karbonat, dll). Saat ini metode akuisisi yang biasa digunakan adalah metode dengan menggunakan *multi-coverage data acquisition*, hal ini merupakan salah satu usaha dari beberapa perusahaan penyedia jasa untuk meningkatkan kualitas *image* di bawah permukaan. Penggunaan metode ini pada akuisisi seismik refleksi biasanya dilakukan secara berulang, sehingga satu titik refleksi dapat diiluminasi oleh beberapa pasangan *source* dan *receiver*. Hasilnya, akan didapatkan beberapa pasangan *source* dan *receiver* untuk satu titik CMP dalam data 2D. Data *multi-coverage* ini dimanfaatkan oleh semua metode *imaging*, untuk dikumpulkan menjadi kumpulan data dari *common cause*. Kemudian dipetakan ke posisi sebenarnya, menjadi satu kumpulan data *Zero Offset* (simulasi ZO) yang lebih mudah untuk diinterpretasikan.

3.4.2. Signal Primary

Sinyal merupakan gelombang yang diharapkan muncul lebih banyak dari pada gelombang lain sebagai akibat dari refleksi bidang batas reflektor, dimana reflektor adalah bidang pantul atau bidang batas antar dua medium yang berbeda densitasnya. Kualitas dari sinyal dapat dilihat dari resolusi dan energi serta perbandingan sinyal terhadap *noise* (S/N) yang dihasilkan (Shiame, 2007).

3.5. Pengolahan Data Seismik

Data seismik direkam ke dalam pita magnetik di lapangan. Setelah itu data tersebut diproses di pusat pengolahan data seismik. Tujuan dari pengolahan data seismik adalah menghasilkan penampang seismik dengan S/N (*signal to noise ratio*) yang baik tanpa mengubah bentuk kenampakan-kenampakan refleksi, sehingga dapat diinterpretasikan keadaan dan bentuk dari perlapisan di bawah permukaan bumi

seperti apa adanya. Dengan demikian mengolah data seismik merupakan pekerjaan untuk meredam *noise* dan memperkuat sinyal. Pemrosesan atau pengolahan data seismik tidak dapat dipisahkan dari kegiatan interpretasi data seismik, baik 2D maupun 3D. Seperti disebutkan di atas, bahwa pengolahan data seismik bertujuan memperbaiki *S/N ratio*. Hal ini berarti semua *noise* yang mengganggu atau menyelubungi informasi refleksi sebisa mungkin diredam, sebaliknya semua informasi refleksi dipertahankan dan bahkan diperkaya (spektrum amplitudonya) dan dikoreksi (spektrum fasanya), sehingga akan diperoleh penampang seismik yang benar (tidak dibuat-buat secara tidak wajar) (Sismanto, 1996).

3.5.1. *Formatting*

Pada umumnya data seismik yang terekam di lapangan tersimpan dalam format *sequential series* (gelombang yang tersusun berdasarkan urutan waktu). Dalam *multiplexer*, format *sequential series* dipakai karena perekaman dilakukan dalam banyak *trace* dalam waktu yang bersama. Jadi proses *demultiplexing* digunakan untuk mengubah format data dari *sequential series* menuju *time series* (Munadi, 2002). Data seismik memiliki standar tertentu yang telah diatur dalam kesepakatan internasional yaitu SEG (*Society of Exploration Geophysicist*). Terdapat dua jenis format penulisan data seismik, yaitu:

- a. Format untuk data *multiplex*: SEG-A, SEG-B, SEG-C, SEG-D, ...
- b. Format untuk data *demultiplex*: SEG-D, ..., SEG-Y

3.5.2. *Geometry*

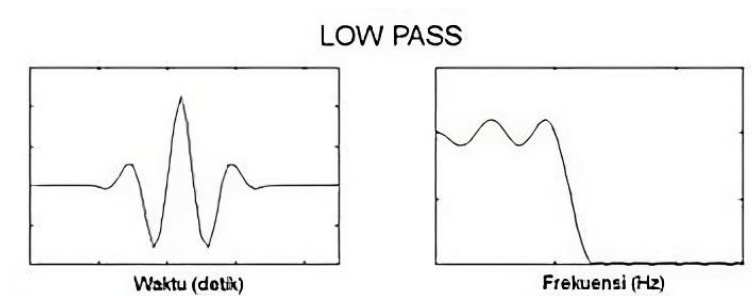
Tahap ini merupakan suatu proses memasukkan parameter lapangan dalam data set yang dimiliki. Hal ini bertujuan untuk mensimulasikan posisi *shot receiver* dan *software* sebagaimana posisi sebenarnya di lapangan. Terdapat beberapa parameter masukan data *observe report* yang harus disesuaikan dengan data lapangan, seperti jumlah *channel*, *group interval*, *interval shot point*, *fold coverage*, jumlah *shot*, *near offset*, *far offset*, *sampling rate*, kedalaman sumber dan kedalaman penerima.

3.5.3. Filtering

Filtering bertujuan untuk menghilangkan komponen frekuensi pengganggu pada data seismik dan meloloskan frekuensi yang diinginkan. Terdapat beberapa jenis *filtering* dalam proses pengolahan data, yaitu (Abdullah, 2007):

a. *Low Pass Filter (High Cut)*

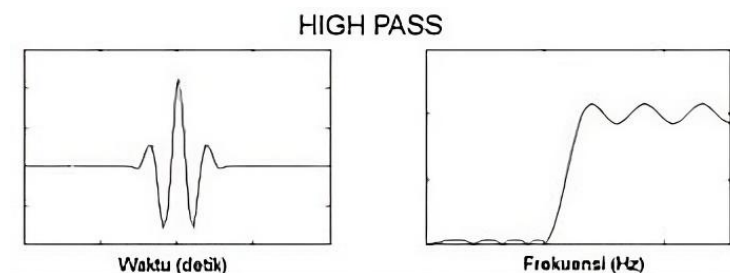
Gambar 13 merupakan *low pass filter* yang digunakan untuk mengambil data seismik dengan frekuensi rendah dan membuang frekuensi tinggi, dengan memberikan nilai batasan pada frekuensi tertinggi yang akan diambil.



Gambar 13. *Low Pass Filter*

b. *High Pass Filter (Low Cut)*

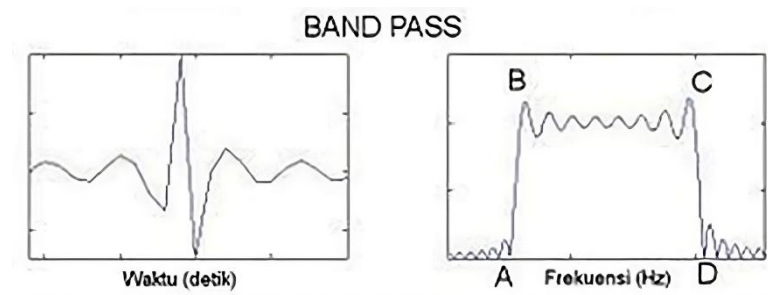
Gambar 14 menunjukkan *high pass filter* yang digunakan untuk mengambil data seismik dengan frekuensi tinggi dan membuang frekuensi rendah, dengan memberikan nilai pada frekuensi terendah yang akan diambil.



Gambar 14. *High Pass Filter*

c. *Band Pass Filter*

Gambar 15 merupakan gambaran dari *band pass filter* yang digunakan untuk mengambil data seismik dengan memilih batasan frekuensi terendah dan frekuensi tertinggi yang akan diambil.



Gambar 15. *Band Pass Filter*

3.5.4. *Editing*

Editing merupakan proses menghilangkan semua rekaman buruk pada data seismik yang muncul akibat adanya sinyal pengganggu seperti *ground roll*, *first break* dan lainnya. *Trace* pengganggu ini disebut juga *noise*. *Noise* yang koheren dapat diredam dengan berbagai cara pemrosesan sedangkan *noise* yang tidak koheren, dimana amplitudonya sangat tinggi, tidak dapat diredam sehingga harus dimatikan separuhnya. Pada proses *editing* terdapat dua tahap, yaitu:

a. *Muting*

Merupakan proses untuk membuang sinyal-sinyal gelombang langsung dan gelombang refleksi pada bagian zona tertentu.

b. *Killing*

Bila amplitudo-amplitudo gelombang di dalam suatu *trace* buruk semua maka *editing* berusaha menjadi *killing* artinya semua amplitudo yang tidak bernilai nol di dalam *trace* tersebut di set menjadi nol. Sehingga dapat diartikan *killing* adalah membuang atau menghilangkan *trace-trace* yang rusak atau mati (Munadi, 2002).

3.5.5. *True Amplitude Recovery*

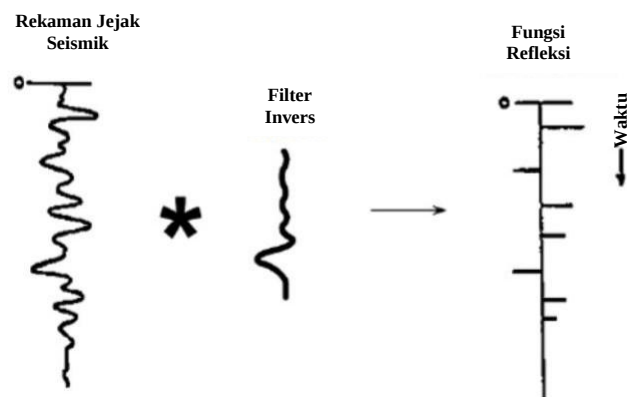
True Amplitude Recovery (TAR) bertujuan untuk memunculkan amplitudo-amplitudo gelombang seismik yang lemah karena terjadi atenuasi pada saat penjaran gelombang sehingga seolah-olah setiap reflektor datang dari energi yang sama. Faktor-faktor yang mempengaruhi tingginya amplitudo gelombang seismik, yaitu (Priyono, 2006):

- a. Kekuatan sumber ledakan dan kopling antara sumber ledakan dengan medium

- b. Divergensi bola (*spherical divergence*) yang menyebabkan energi gelombang 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
- f. Hamburan gelombang oleh struktur-struktur yang runcing
- g. Interferensi dan superposisi oleh gelombang-gelombang yang berbeda asalnya
- h. Ketergantungan arah dari sistem pengaturan penerima (*array directivity*)
- i. Sensitivitas dan kopling antara geophone dengan tanah
- j. Superposisi dengan *noise*
- k. Pengaruh instrumen (*instrument balance*).

3.5.6. Deconvolution

Proses dekonvolusi bertujuan mengompres *wavelet* sehingga dapat meningkatkan resolusi data seismik dan mempertajam image bawah permukaan dengan membuat *wavelet* lebih spike dan memiliki resolusi yang lebih tinggi (Murdianto, 2009).



Gambar 16. Model umum dekonvolusi (Murdianto, 2009)

Gambar 16 menunjukkan model umum dekonvolusi. Dekonvolusi merupakan proses invers dari konvolusi, yaitu suatu proses untuk menghilangkan efek *wavelet* dari data seismik sehingga menghasilkan reflektivitas bumi saja. Ada beberapa tujuan dilakukannya dekonvolusi, diantaranya:

- a. Menghilangkan *ringing*.

- b. Meningkatkan resolusi vertikal.
- c. Memperbaiki penampilan dari *stacked section* sehingga menjadi lebih mudah untuk diinterpretasi dan lebih mirip dengan model geologi.
- d. Menghilangkan *multiple*.

3.5.7. *Velocity Analysis*

Velocity analysis menghasilkan nilai kecepatan yang cukup akurat untuk menentukan kedalaman, ketebalan, kemiringan dari suatu reflektor. Nilai kecepatan suatu medium banyak dipengaruhi oleh berbagai faktor seperti: litologi batuan, tekanan, suhu, porositas, densitas, ukuran bulir, umur batuan, kandungan fluida dan frekuensi rambatan gelombangnya sendiri (Sismanto, 2006). *Velocity analysis* merupakan proses untuk menentukan kecepatan yang sesuai untuk memperoleh *stacking* terbaik. *Velocity analysis* merupakan suatu proses coba-coba (*trial and error*) dalam upaya memperoleh kecepatan yang tepat. Prosesnya dikenakan pada *trace-trace* yang tergolong dalam satu CDP, sehingga dengan demikian *trace-trace* tersebut dapat dijumlahkan menjadi satu *trace* saja yang mencerminkan pantulan normal (Munadi, 2002). Terdapat beberapa macam metode dalam *velocity analysis* pada data seismik, yaitu:

a. *Constanta Velocity Stack (CVS)*

Metode ini diterapkan pada CDP *gather* dan kemudian dilakukan *stacking*. Pengukuran dilakukan dengan cara memasukan beberapa sampel kecepatan dan kecepatan yang menunjukkan hasil *stack* terbaik (terlihat banyak reflektor) adalah kecepatan yang dipilih atau disebut kecepatan CVS.

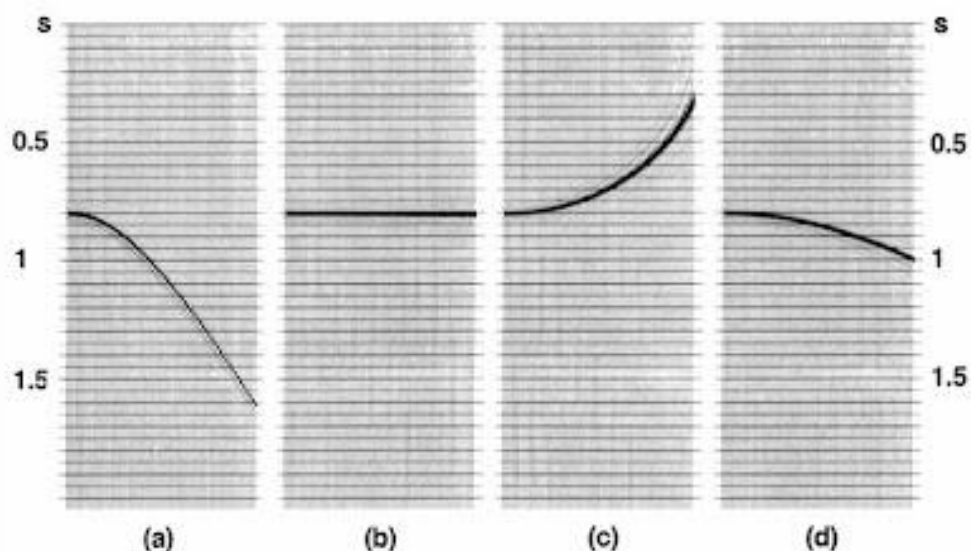
b. *Velocity Analysis Spectra*

Analisis ini dilakukan jika hasil *stacking* untuk beberapa kecepatan diplot dalam sebuah panel untuk masing-masing kecepatan. Hasilnya dapat diplot sebagai *trace* maupun kontur amplitudo dinyatakan dalam *semblance* yang ditampilkan dengan sumbu X sebagai nilai kecepatan dan sumbu Y sebagai waktu. Pada prakteknya analisis kecepatan dengan *semblance* adalah *picking* pada *semblance* tinggi yang merupakan posisi reflektor seismik.

3.5.8. Koreksi *Normal Move Out* (NMO)

Tujuan dari koreksi NMO adalah menghilangkan efek *offset* sebelum ditambahkan (*stacking*). Gelombang *multiple* menjalar dengan kecepatan lebih rendah dibandingkan dengan kecepatan gelombang primer, sehingga memiliki NMO lebih besar. Dengan NMO gelombang primer berarti gelombang *multiple* belum menunjukkan kurva yang lurus seperti gelombang *multiple*, sehingga akan teratenuasi pada proses CDP stacking. Setelah koreksi NMO dilakukan terhadap semua CDP, seluruh data di-stack, sehingga diperoleh penampang seismik stacking. Proses ini seolah-olah menjadikan sumber dan penerima pada satu posisi, yaitu pada *zero offset* (Priyono, 2006).

Kecepatan NMO tidak bernilai konstan dan hasil dari koreksi NMO sensitif terhadap kecepatan yang digunakan, maka fenomena ini dapat digunakan untuk menentukan kecepatan yang sesuai. Gambar 17 menunjukkan jika kecepatan NMO tepat dan benar, maka *event* seismik akan terlihat flat dan datar, jika kecepatan yang dipakai terlalu rendah maka *event* seismik akan terlihat melengkung ke atas (*over-corrected*) dan jika kecepatan yang dipakai terlalu tinggi, maka *event* seismik akan terlihat melengkung ke bawah (*under-corrected*).



Gambar 17. Koreksi NMO: (a) sebelum dikoreksi (b) kecepatan yang sesuai (c) kecepatan lebih rendah (d) kecepatan lebih tinggi (Van Der Kruk, 2001)

3.5.9. *Stacking*

Karakteristik dari data seismik yang diperoleh pada eksplorasi pada umumnya menunjukkan *signal to noise* yang kecil, hal ini terjadi tidak hanya karena peristiwa koheren seperti sebagai gelombang permukaan tetapi karena *noise* yang tidak berkorelasi juga. Tujuan penting dalam pengolahan data seismik adalah meningkatkan *signal to noise ratio* dan langkah-langkah yang paling penting menuju tujuan ini adalah memilih CMP dan *Stacking* (Verschuur, 2003). *Stacking* adalah menjumlahkan seluruh komponen dalam suatu CDP *gather*, seluruh *trace* dengan koordinat *mid point* yang sama dijumlahkan menjadi satu *trace*. Setelah semua *trace* dikoreksi statik dan dinamik (koreksi NMO), maka dalam format CDP *gather* setiap refleksi menjadi horizontal dan *noise* seperti *ground roll* dan *multiple* menjadi tidak horizontal. Hal tersebut dikarenakan koreksi dinamik hanya untuk reflektornya saja. Dengan demikian apabila *trace* refleksi yang datar tersebut disuperposisikan (di-*stack*) dalam setiap CDP-nya, maka diperoleh sinyal refleksi yang akan saling memperkuat dan *noise* akan saling meredam sehingga rasio S/N naik. Ada beberapa proses *stack* yaitu *initial stack*, *residual stack* dan *final stack*. Masing-masing proses tersebut pada prinsipnya adalah sama, hanya tingkat kualitas data yang di-*stack* yang berbeda-beda sesuai dengan tingkat pemrosesan. *Stacking* tidak efektif dalam menekan *multiple* dan difraksi.

3.5.10. Migrasi

Migrasi merupakan proses pada pengolahan data seismik yang bertujuan untuk memindahkan reflektor miring ke posisi yang sebenarnya pada penampang seismik (Sismanto, 2006). Migrasi diperlukan karena rumusan pemantulan pada CMP yang diturunkan berasumsi pada lapisan datar, apabila lapisannya miring maka letak titik-titik CMP/*reflector* nya akan bergeser, sehingga perlu digunakan koreksi migrasi agar titik-titik reflektor tersebut kembali ke posisi sebenarnya.

Migrasi akan memberikan gambaran penampang seismik yang lebih mirip dengan kondisi geologi sebenarnya, selain itu migrasi juga bertujuan untuk menghilangkan difraksi dan meningkatkan resolusi spasial. Namun, migrasi juga akan memberikan efek pada penampang seismik, antara lain dapat memperbesar sudut kemiringan

reflektor, memperpendek reflektor, mengubah struktur antiklin menjadi lebih sempit atau mengubah struktur sinklin menjadi lebih lebar. Proses migrasi dapat berada dalam domain waktu dan kedalaman. Migrasi pada domain waktu dikenal dengan *time migration*, sedangkan migrasi pada domain kedalaman dikenal dengan *depth migration*. Migrasi pada domain kedalaman akan memberikan hasil yang relatif lebih baik daripada migrasi pada domain waktu, tetapi migrasi pada domain kedalaman membutuhkan waktu pengolahan yang lebih lama. *Time migration* merupakan suatu metode migrasi yang lebih sederhana daripada *depth migration*. *Depth migration* merupakan metode migrasi yang lebih akurat daripada *time migration* pada daerah yang memiliki variasi kecepatan.

a. *Post Stack Migration*

Post stack migration dilakukan setelah data di-stack. Sangat efektif bila dipergunakan untuk mengolah data yang memiliki struktur sub permukaan yang sederhana. Akan tetapi, *post stack migration* tidak akan efektif bila diterapkan di daerah yang memiliki variasi geologi dan velositas yang kompleks. *Post stack migration* diasumsikan memiliki *moveout* yang hiperbolik. Distorsi amplitudo dihasilkan ketika asumsi ini tidak berlaku.

b. *Pre-Stack Migration*

Prestack migration dilakukan sebelum data di-stack. Dipergunakan untuk mengatasi fokus yang berkurang karena *moveout* yang tidak hiperbolik dan *stacking* setelah peristiwa koreksi hiperbolik ketika perambatan gelombang seismik dari jarak *offset* yang dekat dan jauh melalui lapisan yang berbeda dengan kecepatan yang berbeda (Aina, 1999).

3.5.11. Migrasi *Kirchhoff*

Migrasi *kirchhoff* merupakan *stack* difraksi atau penjumlahan yang menggabungkan arah miring, *spherical spreading* dan faktor pembentukan *wavelet*. Metode *Kirchhoff* menggunakan kecepatan *stack* yang telah di-smooth secara lateral. Keuntungan metode ini dapat meresolusi atau memigrasi reflektor/struktur dengan

kemiringan yang curam dengan baik apabila kualitas data bagus, kelemahannya adalah tidak bisa dilakukan pada data dengan rasio S/N yang rendah atau bila data dengan S/N buruk maka akan rendah hasil mutunya.

Persamaan *Kirchhoff* merupakan matematis dari prinsip penjalaran gelombang yang diutarakan oleh Huygens. Teori integral *Kirchhoff* dapat menghubungkan nilai medan gelombang pada titik pengamatan di suatu luasan tertutup pada waktu yang lebih awal. Dalam teori integral *Kirchhoff* bidang pemantulan adalah integral dari bidang difraksi (*diffraction front*). Titik reflektor dianggap sebagai titik difraksi. Garis singgung pada muka difraksi inilah yang membentuk bidang pemantul. Parameter utama untuk Migrasi *Kirchhoff* adalah, *Trace Spacing*, penjumlahan *aperture* dan *dip-limits*. Ini semua dapat diuji pada bagian pengujian sebelum migrasi dilakukan. *Trace Spacing* adalah jarak CMP untuk data *Zero-offset* atau *Stacked*. *Aperture* adalah besaran bukaan yang digunakan agar jumlah energi yang dijumlahkan cukup memadai. Jika *aperture* yang dipilih terlalu kecil, maka data yang akan diperoleh akan “*undermigrated*”, sebab tidak semua energi yang difraksi dijumlahkan dengan baik. Sebaliknya, jika terlalu besar, maka ukuran *file* akan membesar. *Dip-limits* adalah batas kemiringan yang akan dijadikan sampel untuk migrasi dimana *dip-limits* ini apabila dibatasi sudut kemiringan yang dangkal maka akan mempercepat waktu komputasi. Akan tetapi waktu komputasi yang cepat tidak selalu memberikan hasil yang tepat, sehingga perlu dipilih *dip-limits* yang tepat dan efisien, menghilangkan *noise* dan memberikan gambaran yang tepat. Dalam melakukan de-propagasi yang dipakai adalah muka gelombang dan muka difraksi ini diubah menjadi titik difraksi. Hal ini dilakukan dengan menjumlahkan amplitudo gelombang mengikuti suatu hiperbola; sehingga metoda migrasi jenis ini disebut sebagai *diffraction summation migration* atau *Kirchhoff diffraction stack*. Metode ini mampu menangani perubahan kecepatan secara lateral dan juga pada metode ini menganggap bahwa medium homogen sebatas panjang operator sehingga ekspansi deret yang menyatakan ekstrapolasi medan gelombang. Diasumsikan media bersifat homogen, isotropik dan elastis sempurna (Yilmaz, 2001). Persamaan gelombang P dapat dituliskan dengan Persamaan (5).

$$\left[\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{V^2(x,y,z,t)} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right] P(x,y,z,t) = 0 \quad (5)$$

Persamaan (5) adalah persamaan gelombang akustik dimana x, y , dan z merupakan koordinat ruang, t merupakan waktu dan V merupakan kecepatan gelombang primer dan P adalah fungsi dari *wavefield*, dengan fungsi dari x, y, z, t . Solusi integral dari Persamaan (5) dapat dituliskan dengan Persamaan (6).

$$P(x,y,z,t) = \frac{1}{2\pi} \int dt_0 \int dS_0 \times \left[G \frac{\partial}{\partial n} P(x_0,y_0,z_0,t_0) - P(x_0,y_0,z_0,t_0) \frac{\partial}{\partial n} G \right] \quad (6)$$

Dengan S_0 adalah *surface of integration*, $P(x_0,y_0,z_0,t_0)$ adalah data seismik yang diamati, $P(x,y,z,t)$ adalah solusi untuk *wavefield* yang diamati $r(x,y,z)$ pada S_0 , n adalah vektor normal yang keluar ke permukaan S_0 dan G adalah *Green's Function* dari titik sumber pada $r(x,y,z)$.

S_0 terdiri dari A dan A_0 , dimana A_0 adalah bidang pengamatan pada permukaan S_0 dan A adalah belahan bumi memanjang tak terbatas pada *Subsurface*, kontribusi dari belahan bumi yang jauh diabaikan dan Persamaan (6) dinyatakan dengan Persamaan (7).

$$P(x,y,z,t) = \frac{1}{2\pi} \int dt_0 \int dA_0 \times \left[G \frac{\partial}{\partial n} P(x_0,y_0,z_0,t_0) - P(x_0,y_0,z_0,t_0) \frac{\partial}{\partial n} G \right] \quad (7)$$

Green's Function (Fungsi Green) dengan sifat yang diinginkan pada permukaan bebas terdiri dari titik sumber dan citra negatif. Hal ini ditunjukkan pada Persamaan (8).

$$G(x,y,z,t|x_0,y_0,z_0,t_0) = \frac{\delta\left(t-t_0-\frac{R}{V}\right)}{R} - \frac{\delta\left(t-t_0-\frac{R'}{V}\right)}{R'} \quad (8)$$

Dimana

$$R = \sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2}$$

$$R' = \sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z+z_0)^2}$$

Jika $z_0 = 0$ pada bidang pengamatan A_0 , kita mendapatkan $R = R'$, sehingga pada Persamaan (8) kita akan mendapatkan $G = 0$. Sehingga Persamaan (7) akan menjadi seperti yang dituliskan Persamaan (9).

$$P(x, y, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int dt_0 \int dA_0 \times \left[P(x_0, y_0, z_0, t_0) \frac{\partial}{\partial n} G \right] \quad (9)$$

karena vektor normal ke luar permukaan S_0 dalam arah yang berlawanan untuk koordinat z_0 , maka akan didapatkan seperti pada Persamaan (10).

$$\frac{\partial G}{\partial n} = - \frac{\partial G}{\partial z_0} \quad (10)$$

Substitusi dari Persamaan (8) dan (10) menjadi Persamaan (9) dan hasil penyederhanaan berdasarkan representasi integral untuk *wavefield* $P(x, y, z, t)$ untuk sembarang titik pada citra jarak dalam hal pengamatan *wavefield* $P(x_0, y_0, z_0, t_0)$ pada permukaan, maka akan didapatkan Persamaan (11).

$$P(x, y, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int dt_0 \int dA_0 \times \left[P(x_0, y_0, z_0, t_0) \frac{\partial}{\partial z_0} \frac{\delta(t - t_0 - \frac{R}{V})}{R} \right] \quad (11)$$

Persamaan di atas biasanya dijuluki dengan integral *Kirchhoff* (Schneider, 1978). Apabila diturunkan akan menjadi seperti Persamaan (12).

$$P(x, y, z, t) = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \int dA_0 \frac{P(x_0, y_0, 0, t + \frac{R}{V})}{R} \quad (12)$$

Persamaan (9) adalah pendekatan medan jauh dari integral untuk kasus homogen. Sesuai dengan prinsip pencitraan yang mengekstrapolasi sumber dari semua $z > 0$ pada $t = 0$, Persamaan (9) dapat memberikan seperti yang ditunjukkan pada Persamaan (13).

$$P(x, y, z, 0) = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \iint dx_0 dy_0 \frac{P(x_0, y_0, 0, t + \frac{R}{V})}{R} \quad (13)$$

Solusi dari *wavefield* pada Persamaan (13) dapat menghasilkan migrasi seismik. Persamaan integral (13) dapat dituliskan dengan Persamaan (14).

$$P(m\Delta x, n\Delta y, l\Delta z, 0) = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta}{\Delta z} P\left(\xi\Delta x, \eta\Delta y, 0, \sqrt{\frac{(m-\xi)^2\Delta x^2 + (n-\eta)^2\Delta y^2 + l^2\Delta z^2}{v}}\right) \Delta x \Delta y$$

$$\sum_{\eta}^N = N \sum_{\xi}^M \sum_{l}^L \quad (14)$$

$$m = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm M,$$

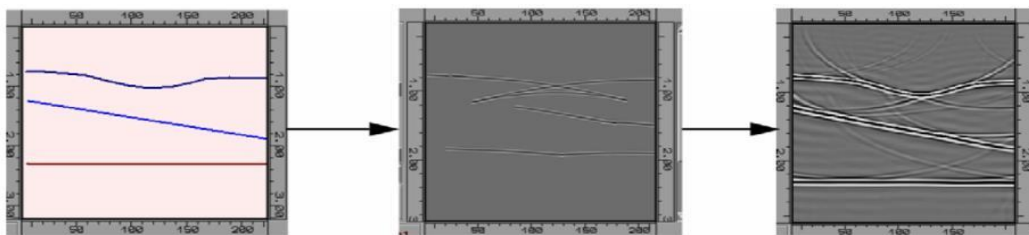
$$n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm N,$$

$$l = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \pm L,$$

Dimana $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ adalah sampel ruang sepanjang sumbu x, y, z , pada m, n, l , menunjukkan nomor urut sampel dari titik *subsurface* mendekati sumbu x, y, z , pada ξ, η , adalah nomor urut titik *surface* sepanjang sumbu x , dan y secara berurutan dan $\frac{\Delta}{\Delta z}$ adalah turunan orde pertama sepanjang koordinat z . Dengan menjumlahkan data seismik dengan Persamaan (14) kita memperoleh migrasi 3D berdasarkan rumus Integral *Kirchhoff* (Yuan dkk, 2011).

3.5.12. Migrasi F-K (*Frequency-Wavenumber*)

Metode F-K dilakukan setelah proses *stack* dengan menggunakan Transformasi Fourier untuk area dengan variasi kecepatan lateral yang rendah atau tidak ada sama sekali. Keuntungan metode ini adalah waktu komputasi yang cepat, dapat meresolusi struktur dengan kemiringan yang curam dan dapat dilakukan pada data dengan rasio S/N yang rendah. Kelemahannya adalah tidak dapat dilakukan pada area dengan variasi kecepatan lateral yang tinggi dan kecepatan rata-rata yang digunakan harus rendah. Dalam *event* kemiringan data seismik dalam domain $t-x$ diubah menjadi domain $f-k$ sepanjang *line* tersebut. Pencitraan selanjutnya dilakukan melalui ekstrapolasi dan interpolasi melalui pergeseran *phase* dengan nomor gelombang *Nyquist*-nya 20 siklus/km dengan *bandwith* yang diberikan untuk sudut frekuensi 6, 12-36, 48 Hz untuk *band pass* wilayah spektrum.



Gambar 18. (a) model geologi, (b) rekaman data seismik, (c) data seismik setelah migrasi. (Triyoso, 2007)

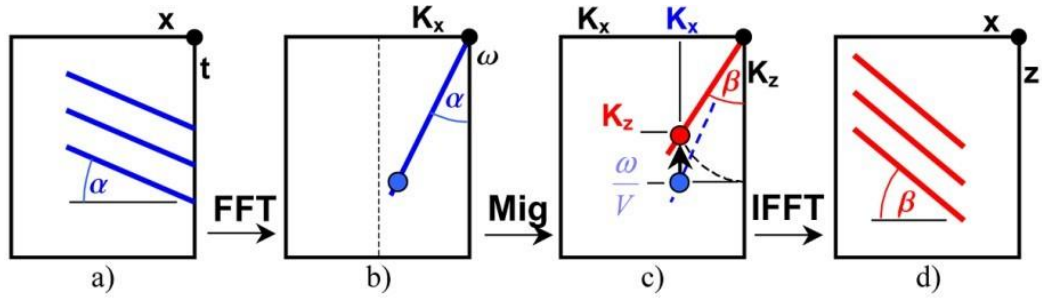
Penggunaan transformasi Fourier pada proses migrasi dapat dilakukan dengan sederhana, seperti diilustrasikan oleh Gambar 18. *Input 2-D zero-offset* $p(x, t)$ (a) memiliki tiga buah reflektor dengan kemiringan α . Kemudian dilakukan transformasi Fourier ke dalam bentuk $P(k_x, \omega)$, dimana bilangan gelombang k_x adalah transformasi Fourier dari komponen x , dan radial frekuensi ω adalah transformasi Fourier untuk komponen t . Semua energi yang mempunyai kemiringan yang sama digabungkan bersama dalam domain $P(k_x, \omega)$ dengan kemiringan α diukur dari sumbu vertikal. Secara singkat persamaan gelombang dalam domain waktu-ruang dituliskan seperti Persamaan (15), persamaan gelombang dalam domain bilangan gelombang-frekuensi didefinisikan seperti Persamaan (16), dan persamaan komponen bilangan gelombang vertikal (atau arah z) dituliskan seperti Persamaan (17).

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 P}{v^2 \partial t^2} \quad (15)$$

$$k_x^2 + k_z^2 = \frac{\omega^2}{v^2} \quad (16)$$

$$k_z = \sqrt{\frac{\omega^2}{v^2} - k_x^2} \quad (17)$$

Pada Gambar 18 (c), energinya semula berada pada $P(k_x, \omega/v)$ dengan kemiringan α sebelum migrasi, berpindah ke $P(k_x, k_z)$ dengan kemiringan β setelah migrasi. Setelah pergerakan data, titik $P(k_x, k_z)$ berbentuk segitiga dimana jarak radial dihasilkan oleh ω/v . Algoritma migrasi pada domain frekuensi secara sederhana adalah perpindahan data dari satu titik ke titik lainnya, memiliki waktu yang relatif singkat dan efisien untuk diaplikasikan persamaan migrasinya, dimana diketahui $\tan \alpha = \sin \beta$. Selanjutnya inversi transformasi Fourier dilakukan untuk menghasilkan penampang $P(x, z)$ dengan tiga buah reflektor dengan kemiringan β .



Gambar 19. Ilustrasi langkah migrasi f-k pada kecepatan konstan. (Bancroft, 2001)

Pada Gambar 19 ditunjukkan bahwa (a) *Input* domain waktu; (b) *Input* penampang transformasi fourier; (c) Penampang migrasi transformasi fourier; (d) Penampang migrasi setelah inversi transformasi fourier (Bancroft, 2001). Notasi matematis prinsip migrasi dengan metoda f-k tersebut dapat dituliskan seperti Persamaan (18).

$$(x, z, 0) = \frac{c}{4\pi^2} \int e^{-jk_z z} dk_z \cdot \frac{k_z}{z} P(k_x, 0, \omega) \cdot e^{-jk_x x} dk_x \quad (18)$$

Pada Persamaan (18) $P(x, z, 0) = P(x, z, t = 0)$ menyatakan posisi titik reflektor pada suatu kedalaman z yang telah dimigrasi. $t = 0$ menyatakan proses *imaging*, pada saat gelombang belum menjalar atau masih di titik reflektornya sendiri. $P(k_x, 0, \omega)$ menyatakan transformasi fourier dari rekaman seismik di permukaan. Pada awalnya data seismik ditransformasikan ke dalam domain $\omega - k_x$, kemudian dilakukan perubahan spektrum dalam domain $k_x - k_z$. Sedangkan $e^{-jk_z z}$ dan $e^{-jk_x x}$ menyatakan faktor ekstrapolasi pada arah sumbu x dan sumbu z (Munadi, 2002).

IV. METODOLOGI PENELITIAN

4.1. Waktu dan Tempat Pelaksanaan

Tugas Akhir ini dilakukan pada:

Waktu : 1 Agustus 2025 s.d. 31 Januari 2026

Tempat : Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan (BBSPGL)

Alamat : Jl. Dr. Djunjunan No.236, Husen Sastranegara, Kec. Cicendo,
Kota Bandung, Jawa Barat

4.2. Jadwal Kegiatan Penelitian

Adapun susunan jadwal kegiatan penelitian ditunjukkan pada Tabel 1.

Tabel 1. Jadwal kegiatan penelitian.

[illegible]

4.3. Alat dan Bahan

Berikut merupakan alat maupun fasilitas sebagai pendukung pelaksanaan kerja praktek diantaranya sebagai berikut:

1. Data seismik 2D berformat SEG-D
2. Laptop
3. Software ProMAX
4. *Microsoft Office*

4.4. Prosedur Penelitian

Adapun prosedur penelitian yang dilakukan adalah sebagai berikut.

3.4.1 Studi Literatur

Studi literatur membantu untuk mengkaji, memahami, dan mendalami terkait pengolahan data seismik *marine* dengan *software* ProMAX agar dapat memahami tiap-tiap proses serta landasan teorinya.

3.4.2 Pengolahan Data

Proses pengolahan data seismik terdiri dari beberapa tahapan. Berikut ini merupakan tahapan-tahapan yang dilakukan pada penelitian ini:

1. *Input Data*

Input data merupakan proses memasukkan data ke dalam software agar data dapat terbaca oleh software ProMAX. Data yang digunakan dalam pengolahan ini berformat SEG-D yang telah melalui proses *demultiplexing*. *Flow input* data terdiri dari SEG-D *Input* dan *Disk Data Output*. Proses *input* data akan mendapatkan *output dataset* berupa *raw data*.

2. Geometri

Karena data yang sebelumnya dimasukkan hanya terdiri dari informasi pola gelombang dan proses selanjutnya memerlukan informasi akuisisi dari lapangan yang telah selesai, maka prosedur ini berupaya mencocokkan akuisisi di lapangan dengan data yang direkam. Prinsip dari *Geometry Matching* ialah mencocokkan parameter yang dibutuhkan dalam *software* dengan *observer* yang merupakan informasi penting saat akuisisi data di

lapangan. Tahap ini bertujuan untuk menyesuaikan parameter-parameter data yang akan diolah agar sesuai dengan kondisi dari lapangan akuisisi. Flow Geometri terdiri dari *2D Marine Geometry Spreadsheet*, *Disk Data Input*, *Inline Geom Header Load*, dan *Disk Data Output*. Secara umum, pada tahap geometri harus memasukkan semua parameter geometri lapangan yang dibutuhkan, mulai dari *setup*, *auto 2D*, *sources*, *patterns*, *trace QC* dan melakukan *binning* data. *Observe report* yang dibuat selama akuisisi lapangan berfungsi sebagai sumber parameter yang akan dimasukkan pada tahap geometri. *Auto Marine 2D Geometry* hanya muncul pada *input SEG-D* data yang merupakan *input* untuk data *marine*. Pengaturan ini merupakan pengaturan untuk *receiver* pada *marine seismic*.

3. *Filtering*

Pemberian *filter* dilakukan sebelum *flow editing* untuk memudahkan dalam menentukan *trace* yang akan di-kill dan di-mute. *Filtering* dilakukan guna menghilangkan frekuensi yang tidak diinginkan dan mempertahankan frekuensi yang diinginkan. *Flow filtering* terdiri dari *Disk Data Input*, *Interactive Spectral Analysis*, *Bandpass Filter*, *Disk Data Output*, dan *Trace Display*. Pada tahap ini dilakukan proses analisis frekuensi dengan menggunakan *interactive spectral analysis* dan penerapan *bandpass filter* pada dataset “*geometry*”.

Pada *trace raw data* dilakukan analisis *spectral* dengan menggunakan modul “ISA” atau “*Interactive Spectral Analysis*”. Modul ini sendiri digunakan untuk menampilkan *spectrum amplitudo*, *phase*, dan *frequency* beserta tampilan *trace* yang diinginkan. Sinyal seismik pada hasil ISA biasanya ditunjukkan dengan nilai amplitudo yang relatif besar. Dimana amplitudo yang besar tersebut merupakan reflektifitas yang dominan.

4. *Editing*

Tahapan *editing* merupakan salah satu proses penting dalam pengolahan data seismik refleksi, karena bertujuan untuk membersihkan data dari

gangguan non-geologis yang dapat memengaruhi hasil akhir interpretasi. *Flow Editing* terdiri dari *Disk Data Input*, *Trace Display*, *Trace Muting*, dan *Disk Data Output*. Dalam tahap *editing* ini dilakukan *trace editing* atau *trace kill*, yaitu menghapus *trace* yang tidak valid, terlalu berisik, atau tidak memuat informasi refleksi yang berguna. *Trace* yang mengalami gangguan seperti *dead traces* atau *overlap* harus dihapus agar tidak mengganggu hasil *stack*. Selain itu, dilakukan juga proses *mute*, yaitu menghilangkan bagian atas dan bawah dari setiap *trace* yang mengandung gelombang permukaan atau sinyal yang tidak merepresentasikan refleksi bawah permukaan. *Top mute* biasanya digunakan untuk menghilangkan gelombang langsung dan gelombang permukaan awal, sedangkan *bottom mute* digunakan untuk membatasi zona refleksi utama dan mengabaikan data bawah yang didominasi *noise*.

5. TAR dan Dekonvolusi

True Amplitude Recovery (TAR) dilakukan demi mengembalikan amplitudo gelombang seismik yang hilang atau berkurang. Nilai yang digunakan hanya merupakan nilai pendekatan yang dinyatakan dalam satuan db/sec penjarannya di dalam bumi. Sedangkan dekonvolusi bertujuan untuk mengembalikan bentuk *wavelet* yang diterima dari *receiver* untuk meningkatkan resolusi vertikal dari data seismik. Dekonvolusi dapat diartikan sebagai proses untuk menghilangkan pengaruh konvolusi. Secara teori hasil rekaman seismik merupakan hasil konvolusi antara RC (*reflection coefficient*) dengan *wavelet* sinyal. Sehingga sinyal yang direkam seharusnya hanya terdiri dari amplitudo respon refleksi bidang batas. Namun kenyataannya data seismik yang direkam terdapat *noise* yang memiliki panjang *wavelet* berbeda dengan panjang *wavelet* sinyal. Oleh karena itu perlu dilakukan dekonvolusi. *Flow* TAR dan dekonvolusi terdiri dari *Disk Data Input*, *True Amplitude Recovery*, *Spiking/Predictive Decon*, *Disk Data Output*, dan *Trace Display*.

6. *Velocity Analysis*

Di dalam software ProMAX, *velocity analysis* biasanya dilakukan dengan menampilkan *semblance plot*, yaitu grafik korelasi energi sinyal terhadap kecepatan dan waktu. Nilai *semblance* yang tinggi menunjukkan bahwa gelombang refleksi sejajar (*flat*) untuk kecepatan tertentu, yang menandakan bahwa kecepatan tersebut adalah kecepatan yang cocok untuk lapisan refleksi pada waktu tersebut. Kemudian memilih kecepatan-kecepatan puncak *semblance* untuk membuat *velocity function*, yang akan diaplikasikan ke seluruh lintasan data pada proses NMO.

Dengan *velocity analysis* yang tepat, *event* refleksi akan terlihat lebih sejajar pada domain waktu-*offset*, sehingga saat dilakukan proses *stacking*, sinyal refleksi akan semakin diperkuat dan *noise* akan ditekan. Kecepatan yang terlalu rendah atau terlalu tinggi akan menyebabkan refleksi tidak sejajar, yang bisa mengakibatkan hasil *stack* yang buram atau tidak representatif. *Flow velocity analysis* terdiri dari *2D Supergather Formation*, *Bandpass Filter*, *Automatic Gain Control*, *Velocity Analysis Precompute*, *Disk Data Output*, *Velocity Analysis*, *Volume Viewer/Editor*, dan *Velocity Manipulation*.

7. *Stacking*

Tahap selanjutnya adalah tahap *stacking* yaitu menjumlahkan seluruh *trace* berdasarkan CDP yang sama yang kemudian disusun berdasarkan urutan CDP terhadap *offset* lalu dilakukan interpolasi untuk menampilkan hasil dari penampang seismik. Pada tahapan *stacking* berguna untuk memperkecil *noise* sehingga *S/N ratio* semakin tinggi dengan cara, refleksi dari data pada umumnya akan memiliki fasa yang sama. Kemudian juga pada proses ini kita akan melakukan proses koreksi NMO, dikarenakan semakin jauh jarak (*offset*) dari setiap *receiver* maka akan semakin besar pula waktu yang diperlukan oleh suatu gelombang untuk menjalar dari *shot point* ke *receiver* sehingga dilakukan koreksi NMO untuk menghilangkan efek tersebut. Di pusat pengolahan data, proses *stack* ini dilakukan bersamaan dengan proses

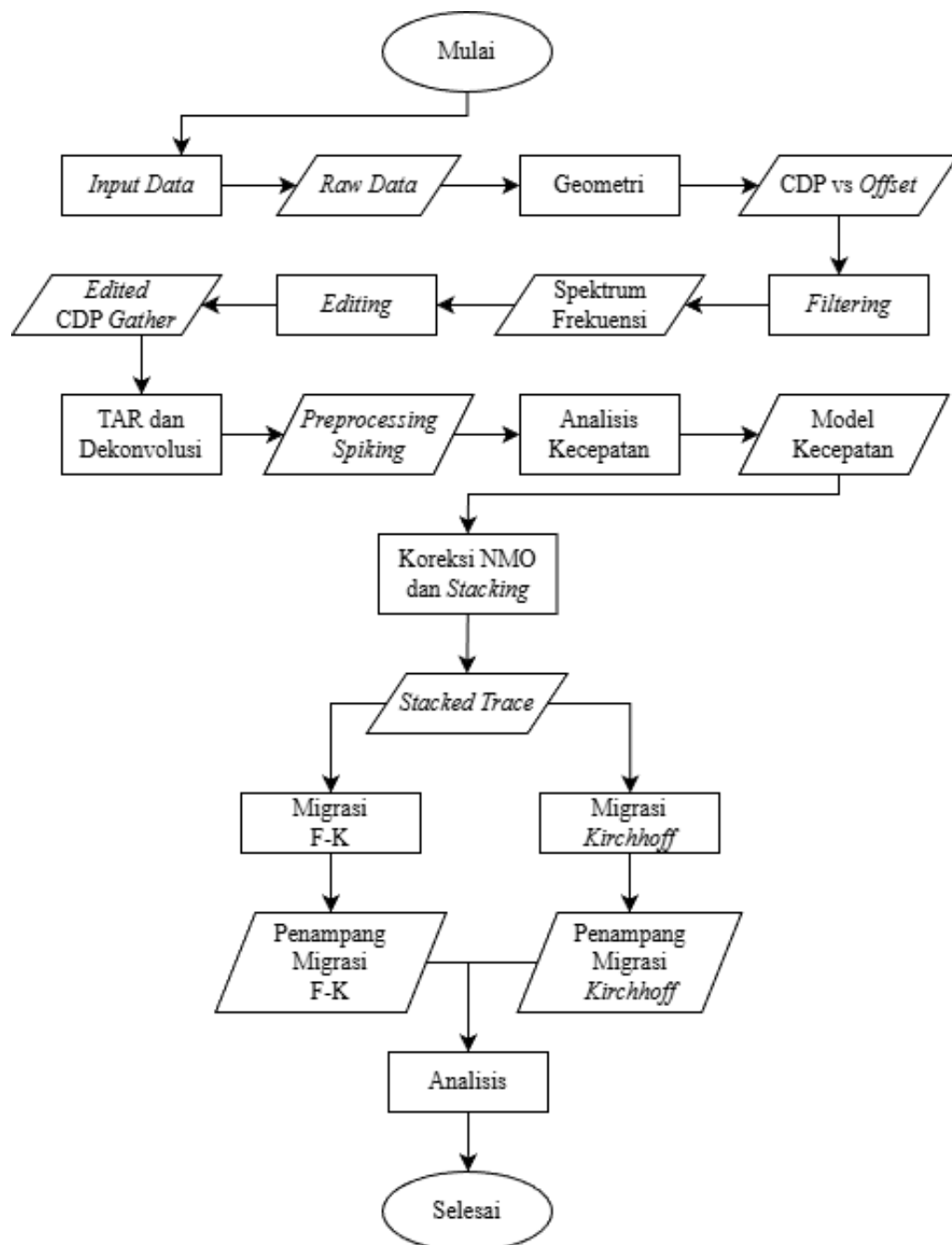
CDP *gathering* dan koreksi NMO. *Flow stacking* terdiri dari *Disk Data Input*, *Automatic Gain Control*, *CDP/Ensemble Stack*, *Disk Data Output* dan *Trace Display*.

8. Migrasi

Prosedur migrasi digunakan untuk mengembalikan posisi reflektor semu ke posisi reflektor sebenarnya. Metode ini berguna untuk menghilangkan difraksi yang disebabkan oleh fitur-fitur bawah permukaan yang rumit. Setelah migrasi, reflektifitas bidang refleksi yang sebelumnya tidak berkesinambungan satu sama lain akan menjadi lebih jelas dan konsisten. Untuk penelitian ini dilakukan dua jenis migrasi, yaitu migrasi Kirchhoff dan migrasi F-K. *Flow* migrasi Kirchhoff terdiri dari *Disk Data Input*, *Kirchhoff Time Mig*, *Disk Data Output*, dan *Trace Display*. Sedangkan *flow* migrasi F-K terdiri dari *Disk Data Input*, *Memory Stolt F-K Migration*, *Disk Data Output*, dan *Trace Display*.

4.5. Diagram Alir

Adapun diagram alir yang digunakan dalam pelaksanaan penelitian ini ditampilkan pada Gambar 20.



Gambar 20. Diagram Alir

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

6.1. Kesimpulan

Dari penelitian yang telah dilakukan dapat disimpulkan bahwa:

1. Metode migrasi Kirchhoff dan migrasi F-K berhasil diimplementasikan pada data seismik 2D *marine*. Kedua metode mampu memposisikan reflektor bawah permukaan ke lokasi yang lebih tepat serta meningkatkan kontinuitas refleksi dibandingkan penampang seismik sebelum migrasi, sehingga struktur geologi bawah permukaan dapat diinterpretasikan dengan lebih baik.
2. Hasil analisis kualitas penampang seismik menunjukkan bahwa migrasi Kirchhoff memberikan resolusi yang baik pada daerah dengan geometri reflektor yang kompleks serta mampu menangani variasi kecepatan lateral dengan lebih fleksibel. Namun, metode ini relatif lebih sensitif terhadap *noise* dan membutuhkan waktu komputasi yang lebih besar. Sebaliknya, migrasi F-K menghasilkan penampang seismik yang lebih halus dengan tingkat *noise* yang lebih rendah dan efisiensi komputasi yang lebih tinggi, tetapi kurang optimal dalam memigrasikan reflektor dengan kemiringan curam dan struktur yang kompleks.
3. Migrasi Kirchhoff lebih unggul dalam menangani kompleksitas struktur geologi, sedangkan migrasi F-K lebih efisien dan stabil untuk kondisi reflektor yang relatif sederhana. Oleh karena itu, pemilihan metode migrasi yang tepat perlu disesuaikan dengan karakteristik data seismik dan tujuan interpretasi geologi yang ingin dicapai.

6.2. Saran

Penelitian selanjutnya disarankan untuk menerapkan metode migrasi lanjutan, seperti *Pre-Stack Time Migration* (PSTM) agar citra bawah permukaan yang dihasilkan menjadi lebih representatif, khususnya pada daerah dengan struktur geologi yang kompleks.

DAFTAR PUSTAKA

- Abdullah, A. 2007. *Polaritas Normal dan Polaritas Reserve*. Ensiklopedia Seismik Online.
- Abdullah, A. 2011. *E-Book Ensiklopedi Seismik*. Ensiklopedia Seismik Online.
- Aina. 1999. Penggunaan Metoda Post Stack Time Migration dan Metoda Pre Stack Depth Migration Pada Data Seismik Lapangan Mentari. Yogyakarta: *Skripsi Prodi Geofisika Universitas Gadjah Mada*.
- Aswad, S. 2011. *Seismik Eksplorasi*. Universitas Hasanuddin: Makassar.
- Badan Informasi Geospasial. 2025. *Digital Elevation Model Nasional Indonesia (DEMNAS) [Data set]*. <https://tanahair.indonesia.go.id>
- Baysal E., Kosloff DD., dan Sherwood, JWC. 1983. Reverse Time Migration. *Geophysics* 48 (11):1514-1524.
- Burton, C., & Wood, R. 2010. *Tectonic framework and petroleum system of the Natuna area, Indonesia*. Jakarta: Indonesian Petroleum Association.
- Claerbout, J. F. (1985). *Imaging the Earth's Interior*. Blackwell Scientific Publications.
- Cordsen, A., Galbraith. M., dan Pierce, J. 2000. *Planning Land 3-D Seismic Surveys. Geophysical Developments Series No. 9*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- Daines, S. R. 1985. *Stratigraphy and structural development of western Indonesia*. Dalam Darman, H., & Sidi, F. H. 2000, *An outline of the geology of Indonesia*. Jakarta: IAGI.

- Darman, H., & Sidi, F. H. 2000. *An outline of the geology of Indonesia*. Jakarta: Indonesian Association of Geologists (IAGI).
- Edi, S. S. 2011. Kajian Desain Survei Seismik 3 Dimensi Pada Lapangan X Jawa Barat. Jakarta: *Tesis Pascasarjana FMIPA Universitas Indonesia*.
- Fitterman, D. V. 2009. *A Handbook for Seismic Data Acquisition in Exploration*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicist.
- Gadallah, M.R. dan Fisher, R. 2009. *Exploration Geophysics*. New York: Springer Verlag Berlin Heidelberg.
- Hakim, A., Setiawan, B., & Suhendar, E. 2008. *Geological and geophysical interpretation of the Natuna Basin, South China Sea*. Bandung: Lembaga Ilmu Pengetahuan Indonesia (LIPI).
- Hamilton, W. 1979. *Tectonics of the Indonesian region*. Dalam Wongosantiko, A., & Wirojudo, S. 1984, *Regional geology of Indonesia*. Bandung: Geological Research and Development Centre (GRDC).
- Lowrie, W. 2007. *Fundamental of Geophysics 2nd*. New York: Cambridge University Press.
- Munadi, S. 2000. *Aspek Fisis Seismologi Eksplorasi*. Jakarta: Universitas Indonesia.
- Munadi, S. 2002. *Pengolahan Data Seismik: Buku Ajar Prinsip Dasar dan Metodologi*. Jakarta: Universitas Indonesia.
- Murdianto, B. 2009. *Pengolahan Data Seismik Menggunakan SU: Reformat Data*. Jakarta: Universitas Indonesia.
- Pollock, D. W., Muller, R. D., & Royden, L. H. 1984. *Tectonic evolution of the South China Sea region*. *Tectonophysics*, 110(1–2), 45–72.
- Priyono, A. 2006. *Metoda Seismik*. Bandung: Institut Teknologi Bandung.
- Robertson Research. 1988. *Geological evaluation report: Natuna Basin*. Jakarta: Robertson Research International Limited.
- Sheriff, R. E., & L. P. Geldard. 1995. *Exploration Seismology 2nd ed*. Cambridge University Press.

- Shiame, R. 2007. *Pengolahan Data Seismik Refleksi 2D dengan Software ProMAX 2003.0.0*. Makassar: Universitas Hasanuddin.
- Sismanto. 1996. *Pengolahan Data Seismik Modul 2*. Yogyakarta: Universitas Gadjah Mada.
- Sismanto. 2006. *Dasar-Dasar Akuisisi dan Pemrosesan Data Seismik*. Yogyakarta: Universitas Gadjah Mada.
- Star Energy. 2014. *Laporan internal eksplorasi dan geologi wilayah Natuna Barat*. Jakarta: Star Energy (Internal Report).
- Stolt, R. H. 1978. Migration by Fourier transform. *Geophysics*, 43(1), 23–48.
- Sukmono, S. 1999. Interpretasi seismik refleksi. *Jurusan Teknik Geofisika, Institut Teknologi Bandung, tidak diterbitkan*.
- Susilawati. 2004. *Seismik Refraksi (Dasar Teori & Akuisisi Data)*. USU Digital Library.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., & Armijo, R. 1982. *Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from China*. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2), 361–383.
- Uren, N. 1995. *Introduction to Multiple and Its Attenuation Methods*. Cambridge University Press.
- Van Der Kruk. 2001. *Reflection Seismik I*. Zurich: Institut fur Geophysik ETH.
- Vermeer, G. J.O. 2002. *3D Seismic Survey Design Volume 12*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- Verschuur. 2003. *Seismic Data Processing*. Netherlands: Delft University of Technology.
- Yilmaz, O. 1987. *Seismic Data Processing*. Tulsa: Society Of Exploration Geophysicist.
- Yilmaz, O. 1989. *Seismic Data Processing Investigation in Geophysics Volume I*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicst.

Yilmaz, O. 2001. *Seismic Data Analysis Volume I*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicist.