

**DELINIASI SUB-CEKUNGAN DAN INTERPRETASI POLA STRUKTUR
BAWAH PERMUKAAN CEKUNGAN JAWA TIMUR BAGIAN UTARA
(*OFFSHORE* UTARA MADURA) BERDASARKAN ANALISIS *SPECTRAL
DECOMPOSITION*, SERTA PEMODELAN 2D DAN 3D DATA GAYA
BERAT**

(Skripsi)

Oleh

**Restu Ningsih
1915051001**



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2023**

**DELINIASI SUB-CEKUNGAN DAN INTERPRETASI POLA STRUKTUR
BAWAH PERMUKAAN CEKUNGAN JAWA TIMUR BAGIAN UTARA
(OFFSHORE UTARA MADURA) BERDASARKAN ANALISIS *SPECTRAL
DECOMPOSITION*, SERTA PEMODELAN 2D DAN 3D DATA GAYA
BERAT**

Oleh

RESTU NINGSIH

Skripsi

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

Pada

**Jurusan Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Universitas Lampung**



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2023**

ABSTRAK

DELINIASI SUB-CEKUNGAN DAN INTERPRETASI POLA STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN CEKUNGAN JAWA TIMUR BAGIAN UTARA (OFFSHORE UTARA MADURA) BERDASARKAN ANALISIS *SPECTRAL DECOMPOSITION*, SERTA PEMODELAN 2D DAN 3D DATA GAYA BERAT

Oleh

Restu Ningsih

Wilayah lepas pantai utara Madura merupakan salah satu daerah cekungan sedimen pada Cekungan Jawa Timur bagian utara yang memiliki perkembangan paleogeografi yang menarik. Hal ini didasarkan pada proses sedimentasi yang bervariasi serta perubahan lingkungan pengendapan yang beragam. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk memperkirakan ketebalan sedimen, mendelineasi sub-cekungan sedimen, serta mengidentifikasi struktur geologi bawah permukaan. Analisis data gaya berat yang digunakan yaitu analisis spektrum, *filter optimum upward continuation*, analisis dekomposisi spektral, serta pemodelan 2D *forward modelling* dan inversi 3D. Hasil analisis spektral menunjukkan bahwa tebal batuan sedimen rata-rata di daerah penelitian adalah sekitar 3.788 km. Sub-cekungan yang didelineasi dari analisis data gaya berat adalah sebanyak 10 sub-cekungan sedimen, dimana pola struktur yang teridentifikasi yaitu berupa tinggian, graben dan patahan. Hasil pemodelan 3D inversi diperoleh nilai densitas berkisar antara 2.3 - 3.0 gr/cc. Adapun dari hasil pemodelan 2D *forward modelling* diperoleh model lapisan yang terdiri atas empat lapisan yaitu sedimen Tersier-Neogen dengan nilai densitas 2.1 gr/cc pada lapisan pertama, sedimen Tersier-Neogen dengan nilai densitas 2.3 gr/cc pada lapisan kedua, sedimen Tersier-Paleogen dengan nilai densitas 2.45 gr/cc pada lapisan ketiga, serta lapisan *basement* yang berupa batuan beku vulkanik dengan nilai densitas 2.67 gr/cc.

Kata kunci: Gaya Berat, Analisis Spektral, *Filter Optimum Upward Continuation*, Analisis *Spectral Decomposition*, 2D *Forward Modelling* dan 3D Inversi

ABSTRACT

DELINIATION OF SEDIMENTARY SUB-BASIN AND SUBSURFACE GEOLOGICAL INTERPRETATION OF THE NORTH EAST JAVA BASIN (NORTH OF MADURA OFFSHORE) BASED ON SPECTRAL DECOMPOSITION ANALYSIS, AS WELL AS 2D AND 3D MODELING OF GRAVITY DATA

By :

Restu Ningsih

The area of north Madura offshore is one of the sedimentary basin within the North East Java Basin which has interesting paleogeographical developments. This is based on various sedimentation processes and various changes in the depositional environments. The purpose of this study is to identify subsurface geological structures, delineate sedimentary sub-basins and estimate sediment thickness. For that, we analyzed spectrum analysis, filter optimum upward continuation, spectral decomposition analysis, 2D forward modelling and 3D inversion of gravity data. The results of the spectral analysis show that the average thickness of sedimentary rocks in the study area is around 3.788 km. 10 sedimentary sub-basins were delineated from the gravity data analysis, which indicate structural patterns of basement high grabens and faults. From 2D modeling revealed four layers of stratigraphy, in the order from the youngest to the oldest are Tertiary-Neogene sedimentary rocks with a density value of 2.1 gr/cc, the Tertiary-Neogene sedimentary rocks (density value is 2.3 gr/cc), the Tertiary - Paleogene sedimentary rocks with a density value of 2.45 gr/cc, and the basement layer identified as volcanic igneous rock with a density value of 2.67 gr/cc.

Keywords: Gravity method, spectral analysis, filter optimum upward continuation, spectral analysis decomposition, 2D forward modelling and 3D inversion

Judul Skripsi

: **DELINIASI SUB-CEKUNGAN DAN INTERPRETASI POLA STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN CEKUNGAN JAWA TIMUR BAGIAN UTARA (OFFSHORE UTARA MADURA) BERDASARKAN ANALISIS *SPECTRAL DECOMPOSITION*, SERTA PEMODELAN 2D DAN 3D DATA GAYA BERAT**

Nama Mahasiswa

: **Restu Ningsih**

Nomor Pokok Mahasiswa

: **1915051001**

Program Studi

: **Teknik Geofisika**

Fakultas

: **Teknik**



Pembimbing I

Pembimbing II

Dr. Ir. Muh Sarkowi, S.Si., M.Si., IPU.

NIP 19711210 199702 1 001

Akroma Hidayatika, S.T., M.Eng.

NIP 19900805 201903 2 014

2. **Ketua Jurusan Teknik Geofisika**

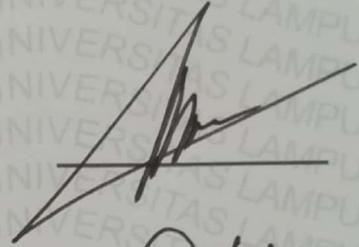
Karyanto, S.Si., M.T.

NIP 19691230 199802 1 001

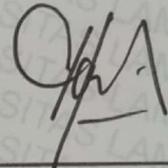
MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

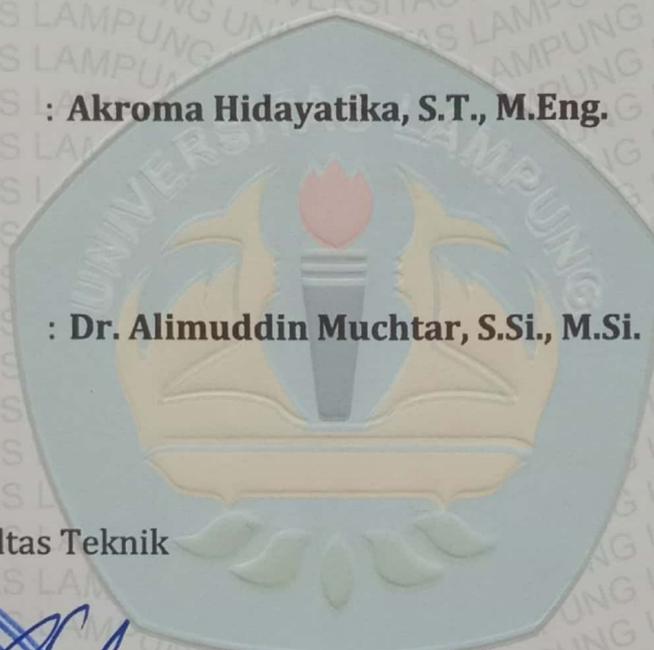
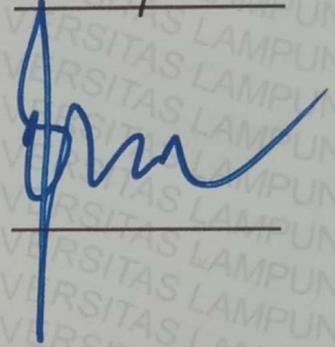
Ketua : Dr. Ir. Muh Sarkowi, S.Si., M.Si., IPU.



Sekretaris : Akroma Hidayatika, S.T., M.Eng.



Anggota : Dr. Alimuddin Muchtar, S.Si., M.Si.



2. Dekan Fakultas Teknik



Dr. Ing. Ir. Helmy Fitriawan, S.T., M.Sc.
NIP.19750928 200112 1 002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : 26 Juni 2023

PERNYATAAN

Dengan ini menyatakan bahwa apa yang tertulis dalam skripsi ini merupakan hasil mandiri berdasarkan pengetahuan dan data yang didapatkan oleh penulis. Dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan orang lain, dan sepanjang pengetahuan saya juga tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka.

Demikianlah pernyataan ini penulis buat dan dapat dipertanggungjawabkan. Apabila dikemudian hari pernyataan ini tidak benar maka penulis bersedia dikenai sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku.

Bandar Lampung, 31 Juli 2023
Penulis,



Restu Ningsih

1915051001

RIWAYAT HIDUP



Penulis yaitu Restu Ningsih dilahirkan di Rajabasa Lama, Kec. Labuhan Ratu, Kab. Lampung Timur, Lampung pada Tanggal 28 Januari 2001. Penulis merupakan anak keempat dari empat bersaudara dari pasangan Bapak Bahri dan Ibu Supami. Penulis mengawali Pendidikan di SDN Rajabasa Lama Dua pada tahun 2007, kemudian melanjutkan ke jenjang sekolah menengah pertama di SMPN 1 Labuhan Ratu pada tahun 2013, dan kemudian melanjutkan ke jenjang sekolah menengah atas di SMAN 1 Way Jepara pada tahun 2016. Pada tahun 2019 Penulis terdaftar sebagai mahasiswa Program S1 Reguler Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik, Universitas Lampung melalui jalur SNMPTN. Selama menjadi mahasiswa, Penulis aktif diberbagai organisasi. Pada tahun 2020-2021 Penulis aktif sebagai Anggota Bidang Sains dan Teknologi Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika "Bhuwana" Universitas Lampung, Anggota Divisi Internal Himpunan Mahasiswa Geofisika Indonesia (HMGI) Regional 1 (Sumatera), serta Anggota Divisi Ristek UKM U SAINTEK Unila. Pada tahun 2021-2022 Penulis diberi amanah untuk menjabat sebagai Sekretaris Bidang Sains dan Teknologi Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika "Bhuwana" Universitas Lampung. Selain itu, pada tahun ini pula Penulis juga aktif sebagai Anggota Divisi Edukasi SM-IAGI Unila SC.

Penulis melaksanakan Kuliah Kerja Nyata (KKN) di Desa Labuhan Ratu IV, Kecamatan Labuhan Ratu, Kabupaten Lampung Timur pada Januari-Februari 2022. Pada Bulan Juni-Juli 2022, Penulis melakukan Praktik Kerja Lapangan (PKL) di Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan (BBSPGL), KESDM dengan tema "Interpretasi Geologi Cekungan Sedimen Jawa Tengah Utara Berdasarkan Analisis Spektral serta Pemodelan 2D Data Gaya Berat". Kemudian pada Bulan Februari - Maret 2023 Penulis melaksanakan Tugas Akhir di Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan (BBSPGL), KESDM dengan tema "Deliniasi Sub-Cekungan dan Interpretasi Pola Struktur Bawah Permukaan Cekungan Jawa Timur bagian utara (*Offshore* utara Madura) Berdasarkan Analisis *Spectral Decomposition*, serta Pemodelan 2D dan 3D Data Gaya Berat".

PERSEMBAHAN

Alhamdulillah, puji syukur selalu Penulis panjatkan kepada Allah SWT Tuhan Semesta Alam atas segala limpahan rahmat-Nya, karunia-Nya, serta hidayah-Nya.

Kupersembahkan karyaku ini kepada:

Bapak dan Mamak Ku Tercinta,

Yang telah berjuang keras demi kebahagiaan ku dan cita-cita besarku. Terimakasih banyak atas segala do'a, motivasi, dan dukungan baik secara moral maupun materi. Terimakasih selalu berada di sisi Penulis dan menjadi tempat pulang dan berkeluh kesah terbaik ketika Penulis sedang lelah dan bersedih. Semoga Allah selalu memberikan rahmat-Nya dan kebaikan kepada engkau Mak Pak.

Kakak Kakak kandungku

Yang senantiasa memberikan semangat, dukungan, do'a, serta keyakinan kepada Penulis hingga Penulis sampai pada titik ini. Terimakasih banyak telah menjadi saudara kandung terbaik yang selalu mendukung apapun yang dilakukan Penulis. Semoga Allah selalu memberikan banyak hal kebaikan dalam kehidupan kalian.

Segenap Dosen Teknik Geofisika Universitas Lampung serta Keluarga Besar Teknik Geofisika 2019

Terimakasih banyak atas ilmu, pengalaman berharga, motivasi, semangat, serta segala hal baik yang telah diberikan.

KATA PENGANTAR

Puji syukur selalu Penulis panjatkan atas kehadiran Allah *Subhanahu Wa Ta'ala*, karena atas limpahan rahmat dan karunia-Nya Penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul **“Deliniasi Sub-Cekungan dan Interpretasi Pola Struktur Bawah Permukaan Cekungan Jawa Timur bagian utara (*Offshore* utara Madura) Berdasarkan Analisis *Spectral Decomposition*, serta Pemodelan 2D dan 3D Data Gaya Berat”**. Skripsi ini merupakan hasil penelitian Tugas Akhir Penulis di Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan sekaligus bagian dari persyaratan meraih gelar S-1 Teknik Geofisika Universitas Lampung. Harapan Penulis dengan adanya penelitian ini semoga dapat menambah khazanah ilmu di bidang pengembangan perangkat lunak pengolahan data terutama di bidang keilmuan Geofisika. Penulis menyadari masih banyak kekurangan dalam penulisan skripsi ini, oleh karena itu kritik dan saran sangat dibutuhkan guna membangun agar kedepannya Penulis dapat memberikan yang lebih baik lagi. Demikian kata pengantar ini, semoga penelitian dapat bermanfaat untuk masa kini dan mendatang.

Bandar Lampung, 31 Juli 2023

Penulis,



Restu Ningsih

1915051001

SANWACANA

Alhamdulillah, puji syukur Penulis panjatkan atas kehadiran Allah *Subhanahu Wa Ta'ala*, Tuhan Yang Maha Kuasa yang telah memberikan rahmat, hidayah, inayah, karunia, serta pertolongan-Nya kepada Penulis sehingga Penulis dapat menyelesaikan Skripsi Tugas Akhir ini dengan sebaik-baiknya dan maksimal. Dan juga tak lupa shalawat serta salam semoga selalu tercurah kepada suri tauladan kita Rasulullah Muhammad *Shallallahu 'Alaihi Wasallam* beserta para sahabatnya dan semoga kita selaku umatnya mendapatkan syafaatnya di akhirat nanti. Aamiin.

Adapun dalam penyelesaian Skripsi Tugas Akhir ini, terdapat banyak sekali pihak yang terlibat, yang mana pada kesempatan ini Penulis ingin mengucapkan rasa terima kasih kepada:

1. Allah *Subhanahu Wa Ta'ala* atas segala anugrah serta kemudahan yang diberikan kepada Penulis.
2. Kedua orang tua ku tercinta yaitu Bapak Bahri dan Ibu Supami yang senantiasa memberi dukungan, kekuatan, semangat, dan motivasi serta do'a – do'a yang tak henti-hentinya dipanjatkan kepada Tuhan Yang Maha Kuasa demi kelancaran dalam penyelesaian Tugas Akhir ini.
3. Untuk diri ku sendiri, Restu Ningsih. Terimakasih banyak atas perjuangan dan semangatnya hingga sampai dititik ini. Terimakasih selalu sabar, kuat dan ikhlas meski banyak rintangan yang dihadapi. Alhamdulillah pada akhirnya berhasil menyelesaikan pendidikan dengan tepat waktu dan mendapatkan gelar Sarjana Teknik.
4. Kedua kakak laki-laki ku, Mugiyanto dan Rian Kusuma yang selalu memberkan dukungan, semangat dan keyakinan serta menjadi tempat berkeluh kesah disaat suka dan duka.

5. Kakak laki-laki ku juga, Alm. Budi Setiawan yang selama hidupnya selalu menyayangi dan memberikan dukungan untuk segala hal yang ingin dilakukan oleh Penulis. Semoga Allah senantiasa memberikan mu tempat terbaik dan mulia di sisinya.
6. Bapak Dr. Eng., Ir. Helmy Fitriawan, S.T., M.Sc. selaku Dekan Fakultas Teknik Universitas Lampung.
7. Bapak Karyanto, S.Si., M.T. selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
8. Bapak Dr. Ir. Muh. Sarkowi, S.Si., M.Si. selaku Pembimbing 1 Tugas Akhir Akhir di Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Universitas Lampung yang telah memberikan pengarahan dan banyak masukan dalam pengerjaan Skripsi Tugas Akhir ini. Terimakasih atas bimbingan dan ilmu-ilmu yang telah diberikan dari awal hingga akhir pelaksanaan Tugas Akhir ini.
9. Ibu Akroma Hidayatika, S.T., M.Eng. selaku Pembimbing Akademik serta Pembimbing 2 Tugas Akhir Penulis atas bimbingan, arahan serta motivasi sejak awal perkuliahan hingga dalam menyelesaikan Tugas Akhir ini.
10. Bapak Imam Setiadi, S.T., M.T. selaku pembimbing Tugas Akhir di Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan (BBSPGL) yang selalu memberikan arahan, pengalaman, semangat, serta banyak ilmu bagi Penulis selama Tugas Akhir di Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan (BBSPGL) Bandung.
11. Bapak Dr. Alimuddin Muchtar, S.Si., M.Si. selaku penguji yang telah memberikan waktu dan banyak masukan kepada Penulis.
12. Dosen-dosen Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang Penulis hormati, terimakasih banyak atas semua ilmu dan pengalaman yang telah diberikan kepada Penulis.
13. Kedua kakak perempuan ku, Putri Muhardikha dan Rika Asriana yang selalu memberikan semangat dan dukungan dengan tulus kepada Penulis.
14. Teman-teman berkeluh kesah ku, Hayu, Haidar, Wawa, Siska, Anjun, Sindy, Irma, Nicko, Lady dan Vio. Terimakasih atas segala dukungan, semangat serta waktunya. Terimakasih senantiasa membantu dan menjadi pendengar bagi Penulis dalam berkeluh kesah.

15. Keluarga ku Teknik Geofisika 2019 (Makko Tanding), terimakasih banyak untuk segala hal baik dan pelajaran yang telah kita lewati bersama selama 4 tahun ini. Semoga kita semua dapat mencapai segala harapan dan cita cita kita masing-masing. Aamiin.
16. Untuk semua taushiyah Ust. Hanan Attaki, LC. yang telah Penulis dengarkan ketika Penulis sedih, letih dan lelah selama mengerjakan Skripsi Tugas Akhir.
17. Untuk semua *playlist* ku di *spotify* yang selalu menemani dan melawan rasa malas Penulis selama mengerjakan Skripsi Tugas Akhir
18. Serta semua pihak yang terlibat, Penulis mengucapkan terima kasih banyak.

“Lakukan semua hal yang kamu anggap baik dan benar, selesaikan semua yang telah kamu mulai, serta serahkan semuanya kepada Allah SWT. Yakinlah bahwa Allah tidak tidur, dan Dia Maha Melihat serta Maha Mendengar terhadap apa yang kita kerjakan dan kita panjatkan ”

Bandar Lampung, 31 Juli 2023
Penulis



Restu Ningsih
1915051001

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRAK	iii
ABSTRACT	iv
PERSETUJUAN.....	v
PENGESAHAN	vi
PERNYATAAN.....	vii
RIWAYAT HIDUP	viii
PERSEMBAHAN.....	ix
KATA PENGANTAR.....	x
SANWACANA	xi
DAFTAR ISI.....	xiv
DAFTAR GAMBAR.....	xvii
DAFTAR TABEL	xxiv
I. PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Tujuan Penelitian.....	3
1.3 Batasan Masalah.....	3
1.4 Manfaat Penelitian.....	4
II. TINJAUAN PUSTAKA	5
2.1 Lokasi Daerah Penelitian.....	5
2.2 Fisiografi Regional Jawa Timur Bagian Utara.....	6
2.3 Sratigrafi Regional Cekungan Jawa Timur Bagian Utara.....	8
2.4 Tektonik Regional Cekungan Jawa Timur Bagian Utara.....	11
2.5 Pola Arah Struktur Cekungan Jawa Timur Bagian Utara	14
2.6 <i>Petroleum System</i> Cekungan Jawa Timur Bagian Utara.....	15

2.6.1 Batuan Induk (<i>Source Rock</i>)	15
2.6.2 Batuan Reservoir	16
2.6.3 Perangkap (<i>Trap</i>)	16
2.6.4 Batuan Tudung (<i>Cap Rock</i>)	17
2.6.5 Batuan Penyumbat (<i>Seal Rock</i>).....	17
2.6.6 Jalur Migrasi	17
III. TEORI DASAR.....	19
4.1 Metode Gaya Berat (<i>Gravity</i>).....	19
4.2 Prinsip Dasar Metode Gaya berat (<i>Gravity</i>).....	20
4.2.1 Hukum Newton (Gaya Tarik Menarik Antara Dua Partikel)...	20
4.2.2 Percepatan Gravitasi	21
4.2.3 Potensial Gravitasi	22
4.2.4 Rapat Massa Batuan.....	24
4.3 Koreksi-Koreksi Pada Metode Gaya Berat	25
4.3.1 Koreksi Pasang Surut (<i>Tide Correction</i>).....	26
4.3.2 Koreksi Apungan (<i>Drift Correction</i>)	27
4.3.3 Koreksi Lintang (<i>Latitude Correction</i>).....	28
4.3.4 Koreksi Udara Bebas (<i>Free Air Correction</i>)	29
4.3.5 Koreksi Bouguer (<i>Bouguer Correction</i>)	31
4.3.6 Koreksi Medan (<i>Terrain Correction</i>)	32
4.3.7 Anomali Bouguer (<i>Bouguer Anomaly</i>)	34
4.4 Analisis Spektrum (<i>Spectrum Analysis</i>)	35
4.5 Analisis <i>Spectral Decomposition</i>	39
4.6 <i>Upward Continuation</i>	40
4.7 Pemisahan Anomali Regional-Residual	41
4.8 <i>First Horizontal Derivative</i> (FHD)	42
4.9 <i>Second Vertical Derivative</i> (SVD)	43
4.10 <i>Forward Modeling</i>	45
4.11 Pemodelan Inversi 3D (<i>Invers Modelling</i>)	47
4.12 Pola Arah Migrasi	49
IV. METODE PENELITIAN.....	50
4.1 Tempat dan Waktu Penelitian	50

4.2	Alat dan Bahan	50
4.3	Pengolahan Data.....	51
4.4	Diagram Alir.....	56
4.5	Jadwal Pelaksanaan Penelitian	58
V.	HASIL DAN PEMBAHASAN	59
5.1	Data Penelitian	59
5.2	Anomali Bouguer	60
5.3	Analisis Spektral.....	61
5.4	<i>Filtering Upward Continuation</i>	74
5.4.1	<i>Upward Continuation 1000 m</i>	75
5.4.2	<i>Upward Continuation 5000 m</i>	76
5.4.3	<i>Upward Continuation 10000 m</i>	77
5.5	Pemisahan Anomali Regional dan Residual	79
5.6	<i>Spectral Decomposition</i>	82
5.6.1	Kedalaman 1.5 km	82
5.6.2	Kedalaman 2 km	88
5.6.3	Kedalaman 2.5 km	94
5.6.4	Kedalaman 3 km	100
5.6.5	Kedalaman 3.5 km	106
5.6.6	Kedalaman 4 km	112
5.7	Interpretasi Kualitatif Cekungan Hidrokarbon.....	120
5.8	<i>Analisis Derivative</i>	124
5.9	Interpretasi Kuantitatif Cekungan Hidrokarbon.....	127
5.9.1	<i>Pemodelan 3D Invers Modelling</i>	127
5.9.2	<i>Forward Modelling Lintasan 1 (A –A')</i>	131
5.9.3	<i>Forward Modelling Lintasan 2 (B –B')</i>	133
VI.	KESIMPULAN DAN SARAN	136
6.1	Kesimpulan.....	136
6.2	Saran	137
	DAFTAR PUSTAKA	138

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Peta lokasi penelitian wilayah lepas pantai utara Madura, Cekungan Jawa Timur bagian utara (diadaptasi dari Badan Informasi Geospasial, 2023).....	5
2. Peta fisiografi Cekungan Jawa Timur bagian utara (modifikasi dari Van Bemmelen, 1949).....	6
3. Peta stratigrafi regional Cekungan Jawa Timur bagian utara (Pringgoprawiro, 1983 dalam Sribudiyani dkk., 2003).....	11
4. Evolusi tektonik Cekungan Jawa Timur bagian utara (Lemigas, 2003)	13
5. Pola tatanan tektonik regional Cekungan Jawa Timur bagian utara (Mudjiono dan Pireno, 2001)	14
6. Model geologi regional utara-selatan Cekungan Jawa Timur bagian utara (Pusat Survei Geologi, 2000).	18
7. Gaya tarik menarik antara dua buah benda (Telford dkk., 1990)	21
8. Potensial gravitasi massa tiga dimensi (Telford dkk., 1990)	23
9. Koreksi udara bebas terhadap gaya berat (Zhou dkk., 1990).....	30
10. Koreksi bouguer terhadap data gaya berat (Zhou, dkk., 1990).....	32
11. Stasiun pengukuran yang berada dekat dengan gunung (modifikasi Reynolds, 1997)	33
12. Stasiun pengukuran yang berada dekat dengan lembah (modifikasi Reynolds, 1997).	33

13. Kurva Ln A terhadap k (Blakely, 1996)	38
14. <i>Upward continuation</i> dari bidang horizontal (Blakely,1996)	40
15. Nilai <i>gradien</i> horizontal pada model tabular (Blakely,1996)	42
16. Efek gravitasi poligon menurut Talwani (1959)	47
17. Diagram Alir	57
18. Peta anomali bouguer Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura).....	60
19. Peta penampang lintasan analisis spektral pada anomali bouguer Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura).....	62
20. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-1	63
21. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-2	64
22. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-3	65
23. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-4	66
24. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-5	67
25. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-6	68
26. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-7	69
27. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-8	70
28. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-9	71
29. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-10	72
30. Grafik <i>power spectrum</i> lintasan L-11	73
31. Anomali regional pada <i>upward continuation</i> 1000 m	75
32. Anomali regional pada <i>upward continuation</i> 5000 m	76
33. Anomali regional pada <i>upward continuation</i> 10000 m	77
34. Kurva korelasi optimum hasil korelasi antara anomali regional tertentu dengan anomali regional hasil kontinuitas	79

35. Peta anomali regional Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura).....	80
36. Peta anomali residual Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura).....	81
37. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L1) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	812
38. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L2) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	813
39. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L3) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	813
40. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L4) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	813
41. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L5) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	814
42. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L6) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	814
43. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L7) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	814
44. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L8) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	815
45. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L9) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	815
46. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L10) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	815
47. Grafik $\ln A$ vs k ((lintasan L11) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km).....	86
48. Pola anomali residual kedalaman 1.5 km.....	88
49. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L1) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km...	88

50. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L2) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km...	89
51. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L3) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km...	89
52. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L4) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km...	89
53. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L5) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km...	90
54. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L6) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km...	90
55. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L7) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km...	90
56. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L8) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km...	91
57. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L9) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km...	91
58. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L10) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km..	91
59. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L11) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km..	92
60. Pola anomali residual kedalaman 2 km.....	94
61. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L1) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	94
62. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L2) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	95
63. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L3) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	95
64. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L4) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	95
65. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L5) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	96
66. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L6) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	96
67. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L7) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	96
68. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L8) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	97

69. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L9) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	97
70. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L10) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	97
71. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L11) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km).....	98
72. Pola anomali residual kedalaman 2.5 km.....	100
73. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L1) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km...	100
74. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L2) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km...	101
75. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L3) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km...	101
76. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L4) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km...	101
77. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L5) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km...	102
78. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L6) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km...	102
79. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L7) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km...	102
80. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L8) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km...	103
81. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L9) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km...	103
82. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L0) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km...	103
83. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L11) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km..	1034
84. Pola anomali residual kedalaman 3 km.....	106
85. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L1) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	107
86. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L2) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	107
87. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L3) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	107

88. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L4) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	108
89. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L5) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	108
90. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L6) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	108
91. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L7) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	109
92. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L8) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	109
93. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L9) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	109
94. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L10) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	110
95. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L11) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km).....	110
96. Pola anomali residual kedalaman 3.5 km.....	112
97. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L1) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km...	113
98. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L2) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km...	113
99. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L3) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km...	114
100. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L4) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km..	114
101. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L5) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km..	114
102. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L6) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km..	115
103. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L7) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km..	115
104. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L8) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km..	115
105. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L9) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km..	116

106. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L10) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km	116
107. Grafik $\ln A$ vs k (lintasan L11) <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km	116
108. Pola anomali residual kedalaman 4 km.....	119
109. Peta pola tinggian Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura)	121
110. Peta pola sub-sub cekungan Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura).....	122
111. Peta pola struktur sub-sub cekungan Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura)	122
112. Peta pola migrasi Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura)	123
113. Analisis FHD dan SVD lintasan A-A'	125
114. Analisis FHD dan SVD lintasan B-B'	126
115. Model distribusi densitas bawah permukaan hasil 3D <i>invers modelling</i> anomali residual Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura).....	128
116. Model distribusi densitas bawah permukaan hasil <i>slicing</i> lintasan A-A' ...	129
117. Model distribusi densitas bawah permukaan hasil <i>slicing</i> lintasan B-B' ...	129130
118. Model 2D Lintasan A-A' Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura).....	133
119. Model 2D Lintasan B-B' Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura).....	135

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1. Nilai densitas batuan (Telford dkk., 1990).....	25
2. Operator filter SVD (Sarkowi, 2010).....	44
3. Pelaksanaan kegiatan penelitian.....	58
4. Sampel data penelitian	59
5. Kedalaman bidang diskontinuitas Cekungan Jawa Timur bagian utara (<i>offshore</i> utara Madura) berdasarkan analisis <i>power spectrum</i>	74
6. Korelasi antara anomali regional acuan dengan anomali regional hasil kontinuasi	78
7. Bilangan gelombang (kc) dan lebar jendela pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km	86
8. Kedalaman bidang discontinuitas anomali penampang Lintasan 1 - 11 pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 1.5 km.....	87
9. Bilangan gelombang (kc) dan lebar jendela pada <i>spectral decomposition</i> Kedalaman 2 km	92
10. Kedalaman bidang discontinuitas anomali penampang lintasan 1 - 11 pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2 km.....	93
11. Bilangan gelombang (kc) dan lebar jendela pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km	98
12. Kedalaman bidang discontinuitas anomali penampang lintasan 1 - 11 pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 2.5 km.....	99

13. Bilangan gelombang (kc) dan lebar jendela pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km	104
14. Kedalaman bidang discontinuitas anomali penampang lintasan 1 - 11 pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3 km	105
15. Bilangan gelombang (kc) dan lebar jendela pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km	110
16. Kedalaman bidang diskontinuitas anomali penampang lintasan 1 - 11 pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 3.5 km	111
17. Bilangan gelombang (kc) dan lebar jendela pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km	117
18. Kedalaman bidang diskontinuitas anomali penampang lintasa 1 - 11 pada <i>spectral decomposition</i> kedalaman 4 km	117

I. PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Wilayah lepas pantai utara Madura, Cekungan Jawa Timur bagian utara merupakan salah satu daerah cekungan sedimen yang memiliki perkembangan paleogeografi yang menarik. Hal ini didasarkan pada proses sedimentasi yang bervariasi serta perubahan lingkungan pengendapan yang beragam. Secara geografi, Cekungan Jawa Timur bagian utara terletak di bagian tenggara lempeng mikro Sunda, serta diapit oleh rangkaian pegunungan (busur vulkanik) dan lempeng Indo-Australia tersier di sebelah selatannya (Walidah, 2011). Dalam pembentukannya, cekungan ini disebabkan oleh tumbukan antara Lempeng Indo - Australia yang bergerak ke arah utara terhadap lempeng Sunda (Panjaitan, 2010).

Menurut Yulihanto dkk (1995), Cekungan Jawa Timur bagian utara terdiri dari beberapa elemen struktur utama, yaitu Zona Kendeng yang memanjang dengan arah timur-barat dan dicirikan oleh lipatan, sesar normal, serta sesar anjak. Kemudian Zona Rembang Selatan dan Randublatung yang berarah timur-barat, dan dicirikan oleh lipatan dan kubah yang berasosiasi dengan struktur sesar, serta Zona Rembang Utara dan Madura Utara yang dicirikan oleh struktur antiklinorium yang terangkat dan tererosi serta berasosiasi dengan sistem sesar mendatar berarah timur laut-barat daya hingga menerus ke wilayah Kalimantan Selatan. Sementara itu, pada wilayah lepas pantai didominasi oleh pola struktur berarah timur laut-barat daya yang membentuk pola tinggian dan rendahan atau cekungan.

Sebagai salah satu tujuan utama eksplorasi hidrokarbon di Indonesia, sedimen Miosen Tengah Cekungan Jawa Timur bagian utara telah dipelajari secara ekstensif. Namun,

studi mengenai pemetaan depositer dan pola struktur berdasarkan analisis gaya berat di wilayah utara Madura belum banyak dilakukan. Berdasarkan aspek stratigrafi dan strukturalnya, wilayah ini cukup potensial untuk memproduksi minyak dan gas bumi. Hal ini didasarkan pada jenis batuan sedimen berupa fasies fluvial hingga *marine* serta lingkungan pengendapan delta dan laut dangkal yang berpotensi sebagai sumber hidrokarbon. Adapun ditinjau dari sejarah strukturalnya, cekungan ini juga didukung dengan terbentuknya *basin* yang cukup besar akibat pengaruh *rifting* dan tektonik pada zaman kapur. Selain itu, adanya fase kompresi yang terjadi pada daerah cekungan juga menyebabkan terbentuknya jebakan hidrokarbon baik struktural maupun stratigrafi (Fatahillah, 2016).

Pada dasarnya terdapat banyak metode geofisika yang dapat digunakan dalam eksplorasi cekungan sedimen hidrokarbon, salah satunya adalah metode gaya berat. Metode gaya berat merupakan salah satu metode geofisika yang digunakan untuk mengetahui kondisi geologi bawah permukaan berdasarkan parameter fisis rapat massa batuan (Setiadi dkk., 2010). Dalam penerapannya, metode ini sangat peka terhadap perubahan ke arah lateral maupun vertikal. Oleh karena itu, metode ini sering digunakan untuk mempelajari struktur geologi, batuan dasar, intrusi batuan, cekungan sedimen, endapan sungai purba dan lain sebagainya (Sarkowi, 2014). Meskipun demikian karena sifat ambiguitas data gaya berat cukup tinggi, dalam pemodelannya dilakukan analisis spektral untuk mengestimasi kedalaman sumber anomali. Sifat ini disebabkan oleh nilai densitas dan kedalaman batuan sebagai sumber anomali. Anomali tinggi pada data gaya berat dapat diinterpretasikan sebagai batuan dengan densitas tinggi, sedangkan anomali rendah diinterpretasikan sebagai sedimen yang tebal dan *basement* yang dalam. Oleh karena itu, untuk mengurangi faktor ambiguitas tersebut dapat dilakukan dengan menggunakan analisis spektral (Setiadi dkk., 2010).

Dalam penelitian ini, digunakan analisis spektral (Setiadi dan Marjiyono, 2018) untuk memperkirakan kedalaman batuan dasar (*basement*) yang mengalasi daerah penelitian. Selain itu, juga dilakukan analisis *spectral decomposition* (Setiadi dkk., 2019) untuk mengetahui pola struktur anomali daerah penelitian pada kedalaman yang berbeda-beda. Kemudian, untuk memodelkan kondisi bawah permukaan secara dua dimensi

(2D) dilakukan pemodelan *forward modelling* (Talwani, 1959) dengan *software oasis montaj*, serta pemodelan secara tiga dimensi (3D) dengan pemodelan *invers modeling* menggunakan *software Grablox* (Pirttijarvi, 2008). Dari hasil penelitian ini diharapkan dapat diketahui pola sub-cekungan, batas lapisan sedimen dengan batuan dasar, pola tinggian, pola struktur bawah permukaan, serta model bawah permukaan baik secara 2D ataupun 3D untuk selanjutnya dapat digunakan sebagai acuan atau informasi awal dalam penentuan potensi hidrokarbon yang baru pada wilayah lepas pantai Utara Madura, Cekungan Jawa Timur bagian utara.

1.2 Tujuan Penelitian

1. Mendapatkan pola anomali gaya berat wilayah lepas pantai utara Madura, Cekungan Jawa Timur bagian utara.
2. Mengestimasi kedalaman anomali regional dan residual menggunakan analisis spektral pada wilayah lepas pantai utara Madura, Cekungan Jawa Timur bagian utara.
3. Mendapatkan peta anomali regional dan residual dari hasil pemisahan anomali bouguer menggunakan *filtering optimum upward continuation*.
4. Menentukan batas sub-cekungan, pola tinggian dan pola struktur daerah penelitian berdasarkan *analisis spectral decomposition* dan analisis *derivative*.
5. Membuat model geologi bawah permukaan daerah penelitian berdasarkan pemodelan 2D dan 3D data gaya berat.

1.3 Batasan Masalah

1. Data yang digunakan dalam penelitian merupakan data gaya berat hasil pemetaan *land gravity* Jawa-Madura oleh Badan Geologi dan data satelit *topex* yang telah terkoreksi yaitu berupa data anomali bouguer lengkap.
2. Pemisahan anomali regional dan residual dilakukan menggunakan *filtering optimum upward continuation* dengan ketinggian kontinuitas yang digunakan dimulai dari 1000 m - 20000 m dengan rentang ketinggian 1000 m.

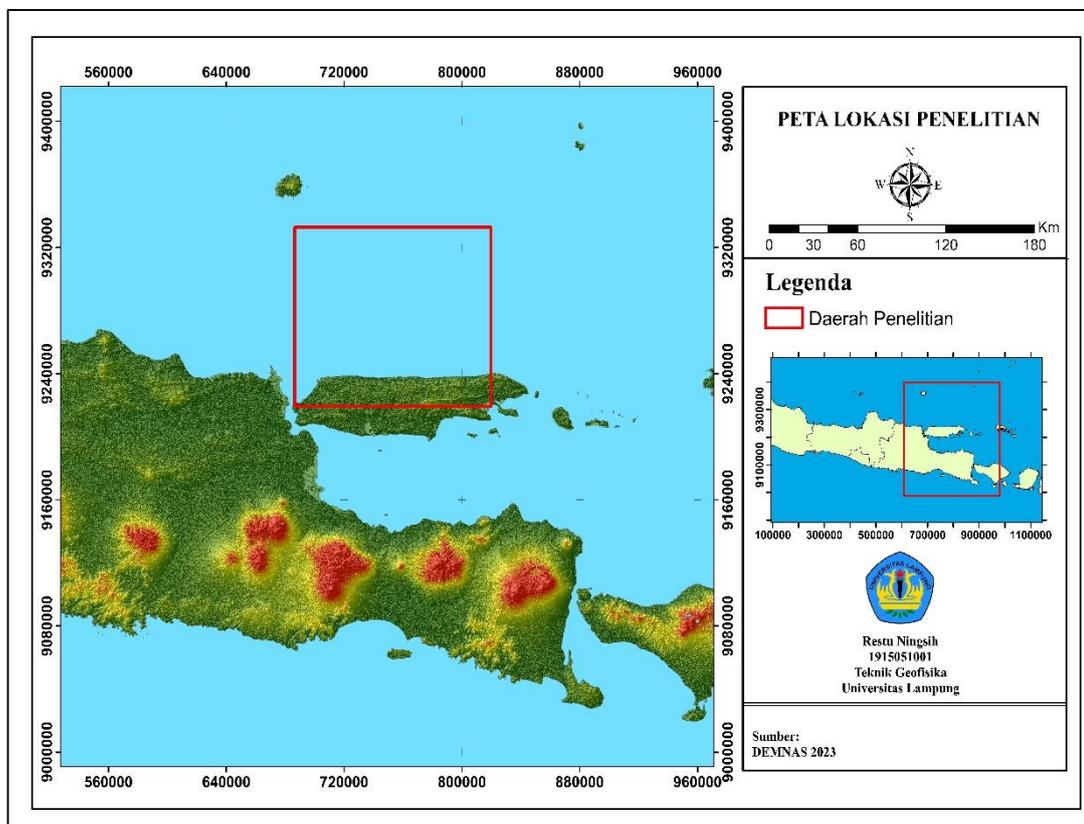
3. Deliniasi sub-cekungan dan identifikasi pola struktur daerah penelitian berdasarkan *analisis spectral decomposition* dan analisis *derivative*.
4. Analisis yang dilakukan berupa interpretasi kualitatif dari deliniasi sub-cekungan, pola tinggian, pola migrasi dan pola struktur serta interpretasi kuantitatif berdasarkan hasil pemodelan 2D dan 3D wilayah lepas pantai utara Madura, Cekungan Jawa Timur bagian utara.

1.4 Manfaat Penelitian

1. Memberikan informasi mengenai kedalaman anomali regional dan residual pada wilayah lepas pantai utara Madura, Cekungan Jawa Timur bagian utara.
2. Memberikan informasi geologi daerah penelitian mengenai pola sub-cekungan, tinggian, dan pola struktur patahan berdasarkan analisis gaya berat.
3. Memberikan gambaran model bawah permukaan dengan pemodelan 2D dan 3D wilayah lepas pantai utara Madura, Cekungan Jawa Timur bagian utara.
4. Menambah informasi atau konsep *geosains* baru terkait model bawah permukaan wilayah lepas pantai utara Madura, Cekungan Jawa Timur bagian utara berdasarkan analisis gaya berat.

II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Lokasi Daerah Penelitian

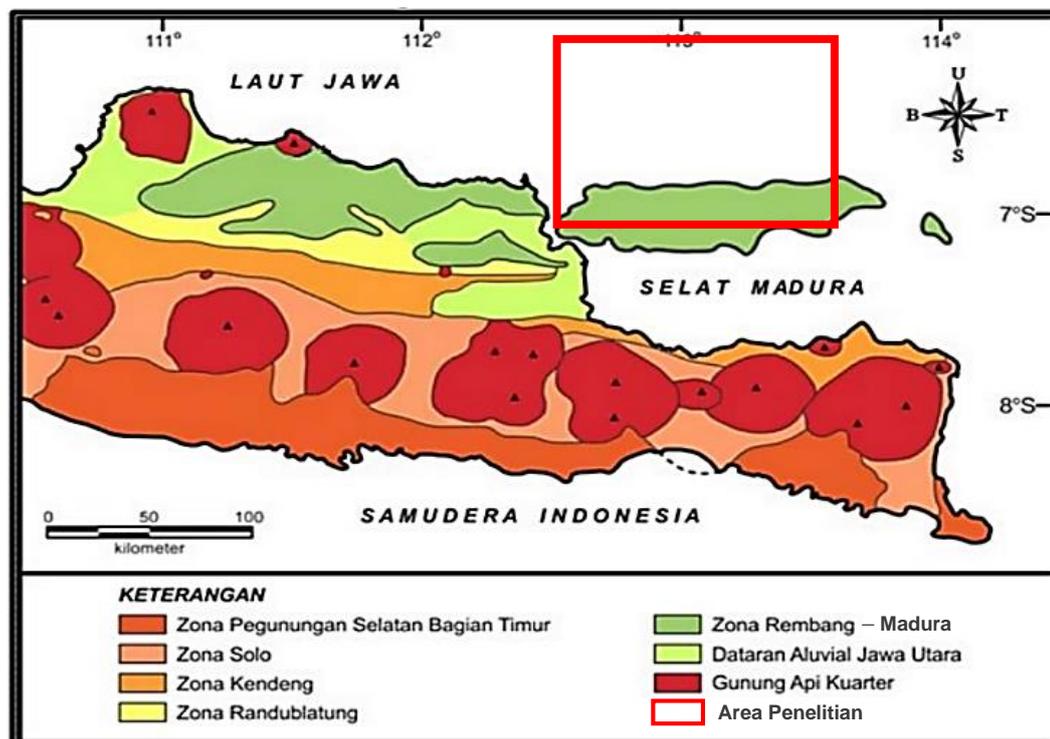


Gambar 1. Peta lokasi penelitian wilayah lepas pantai utara Madura, Cekungan Jawa Timur bagian utara (diadaptasi dari Badan Informasi Geospasial, 2023)

Secara administratif, lokasi penelitian terletak pada koordinat antara $6^{\circ} 03'34'' - 7^{\circ} 05'59''$ LS dan $112^{\circ} 68'74'' - 113^{\circ} 88'86''$ BT. Lokasi penelitian ini berada di Cekungan Jawa Timur bagian utara, tepatnya di sebagian wilayah Madura hingga lepas pantai utara Madura.

Secara geologi, Cekungan Jawa Timur bagian utara merupakan cekungan Tersier belakang busur (*back arc basin*) yang dibatasi oleh Busur Karimunjawa dan Paparan Sunda di bagian barat, Tinggian Meratus dibagian utara, Tinggian Masalembo-Doang dibagian timur, serta dibatasi oleh jalur vulkanik Jawa dibagian selatan (Sribudiyani dkk., 2003). Dalam pembentukannya, cekungan ini diawali oleh tumbukan antara Lempeng Sunda dan Lempeng Samudra Hindia yang selanjutnya diikuti oleh fase tektonik tarikan pada Kapur Atas – Eosen Tengah serta fase tektonik tekanan pada Miosen Tengah hingga Pleistosen. Adapun berdasarkan batuan penyusunnya, Cekungan Jawa Timur bagian utara merupakan geosinklin yang tersusun atas sedimen Tersier dengan ketebalan lapisan mencapai 6000 meter (Koesmadinata, 1978).

2.2 Fisiografi Regional Jawa Timur Bagian Utara



Gambar 2. Peta fisiografi Cekungan Jawa Timur bagian utara (modifikasi dari Van Bemmelen, 1949)

Menurut Van Bemmelen (1949), Cekungan Jawa Timur bagian utara terbagi atas tiga zona fisiografi besar dari selatan ke utara, yaitu : Zona Kendeng, Zona Randublatung, dan Zona Rembang - Madura. Adapun berdasarkan klasifikasi fisiografinya, daerah penelitian termasuk ke dalam zona Rembang-Madura (**Gambar 2**).

1. Zona Kendeng

Zona Kendeng merupakan zona antiklinorium yang memanjang dari Semarang ke arah timur, dan menyempit ke ujung Jawa Timur bagian utara. Zona ini terletak di utara gunung api dan terdiri atas sedimen Kenozoikum yang terlipat kuat disertai dengan sesar-sesar sungkup dengan kemiringan relatif ke arah selatan. Panjang jalur Kendeng sebesar 250 km dengan lebar maksimumnya 40 km (Pringgoprawiro, 1983). Menurut Smyth dkk., (2005), zona ini merupakan zona jalur anjakan berarah barat-timur yang tersusun oleh endapan vulkanik, batupasir, batulempung, dan napal.

2. Zona Randublatung

Zona Randublatung merupakan suatu depresi akibat gejala tektonik pada kala Pleistosen yang terbentang diantara Zona Kendeng dan Zona Rembang (Pringgoprawiro, 1983). Zona ini juga merupakan suatu sinklin yang didominasi oleh endapan aluvial, dengan panjang kawasan kira-kira sama dengan Zona Kendeng dan lebarnya mencapai 20 kilometer. Pada zona ini terdapat beberapa antiklin pendek dan kubah-kubah seperti Pegat, Ngimbang, Grigis dan Dander. Zona ini didominasi oleh batugamping Kuartar halus dari Formasi Lidah dan terkadang ditemukan napal dari Formasi Mundu pada inti antiklinnya.

3. Zona Rembang - Madura

Zona Rembang merupakan busur tektonik Tersier Akhir yang memanjang ke arah timur - barat dari Semarang timur hingga Madura dan Kangean. Zona ini merupakan zona patahan antara paparan karbonat di utara (laut Jawa) dengan cekungan yang lebih dalam di bagian selatan, dan terbagi menjadi antiklinorium Rembang Utara dan antiklinorium Cepu di bagian selatan, serta

dipisahkan oleh depresi Blora – Kendeng (Pringgoprawiro, 1983). Vischer (1952) dalam Pringgoprawiro (1983) mengklasifikasikan antiklinorium ke dalam Zona Randublatung (blok Lembah Solo) dan menganggapnya sebagai suatu blok yang terangkat di dalam depresi seperti antiklinorium Ngimbang. Sementara itu ditinjau dari litologi batumannya, zona ini dominan terdiri atas batupasir dan sedimen karbonat dengan sisipan napal dan lempung.

2.3 Stratigrafi Regional Cekungan Jawa Timur Bagian Utara

Stratigrafi regional Cekungan Jawa Timur bagian utara dibagi kedalam 12 Formasi yaitu Formasi Kujung, Formasi Prupuh, Formasi Tuban, Formasi Tawun, Formasi Ngrayong, Formasi Bulu, Formasi Wonocolo, Formasi Ledok, Formasi Mundu, Formasi Selorejo, Formasi Paciran, dan Formasi Lidah (Pringgoprawiro, 1983 dalam Sribudiyani dkk., 2003). Pembahasan masing – masing formasi dari tua ke muda adalah sebagai berikut :

1. Formasi Kujung: Terdiri dari batulempung dengan sisipan batugamping dan batupasir, terutama di bagian bawah. Batugamping dibagian bawah sering disebut sebagai batugamping kranji. Formasi ini diendapkan di lingkungan paparan tengah hingga paparan luar.
2. Formasi Prupuh: Terdiri dari batugamping bioklastik berlapis tebal, keras, dan kaya akan fosil *orbitoid* berlapis batugamping kapuran berwarna putih kotor. Lingkungan sedimentasinya adalah perairan dangkal di luar laut lepas dengan indikasi adanya gerakan massa gravitasi pada lereng dasar laut.
3. Formasi Tuban: Terdiri dari lapisan batulanau yang monoton dan diselingi oleh beberapa batugamping. Formasi ini diendapkan pada lingkungan laut dalam.
4. Formasi Tawun: Terdiri dari lapisan batupasir, dan perselingan batupasir dan batugamping. Formasi ini diendapkan pada lingkungan paparan yang cukup dalam (*the outer shelf*).
5. Formasi Ngrayong: Terdiri dari batugamping orbitoid dan batulempung di bagian bawah, serta di bagian atas terdiri dari inklusi batupasir dengan

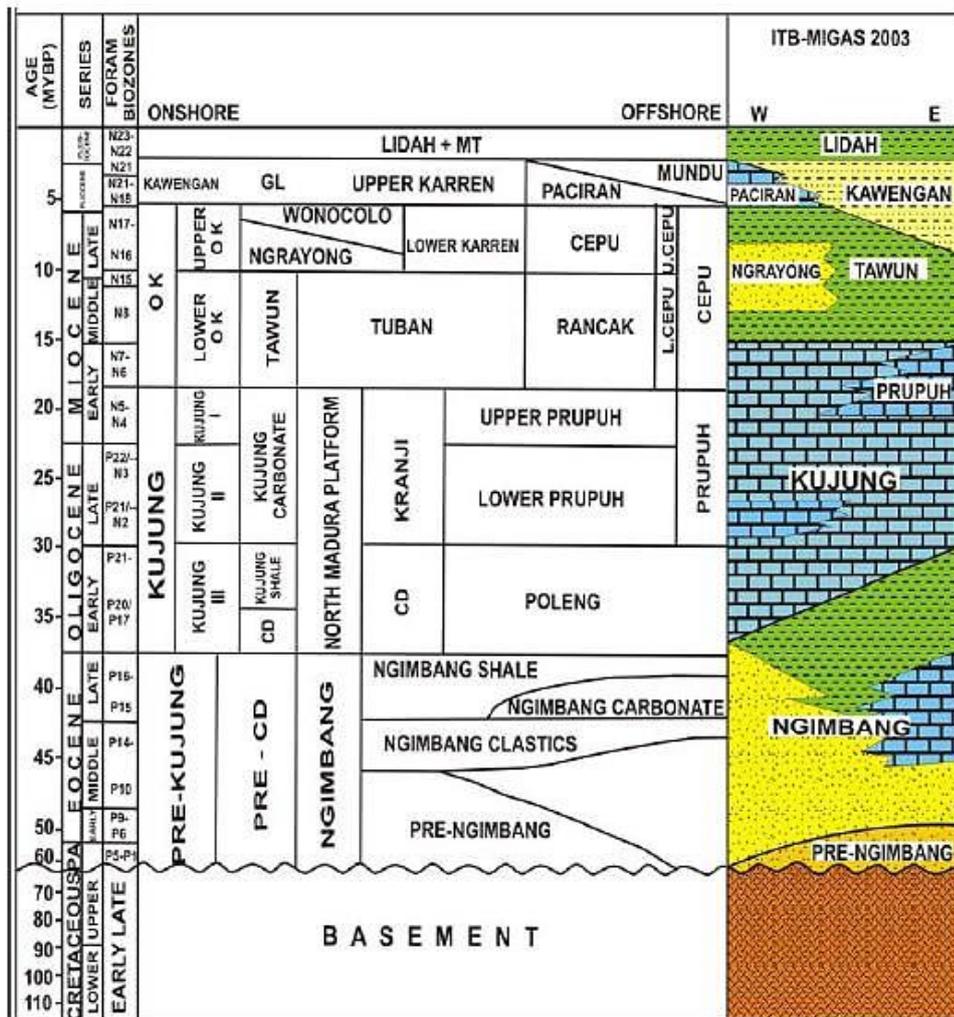
- batugamping *orbitoid*. Lingkungan pengendapannya berupa lingkungan paparan tengah hingga paparan luar.
6. Formasi Bulu: Tersusun oleh kalkarenit berlempeng dengan sisipan napal pasiran. Lingkungan pengendapan berupa perairan dangkal.
 7. Formasi Wonocolo: Terdiri dari napal dan batulanau yang tidak terkonsolidasi, serta batugamping berpasir dan batupasir gampingan di bagian bawahnya. Adapun lingkungan pengendapan lapisan ini terekspos secara eksternal.
 8. Formasi Ledok: Terdiri dari perselingan antara batupasir glaukonitik dengan kalkarenit yang berlempeng dengan beberapa sisipan napal.
 9. Formasi Mundu: Bagian atas formasi ini terdiri dari batugamping berpasir dan bagian bawahnya terdiri dari napal. Lapisan ini terbentuk pada lingkungan pengendapan laut dalam.
 10. Formasi Paciran: Terdiri dari batugamping massif, dengan lingkungan pengendapan di dasar laut.
 11. Formasi Selorejo: Terdiri dari perselang-selingan antara *foraminiferal grainstone/packstone* yang sebagian bersifat glaukonitan dengan batugamping napalan hingga batugamping pasiran, dengan lokasi tipe di desa Selorejo dekat Cepu.
 12. Formasi Lidah: Terdiri dari lapisan batulempung dan napal berlapis yang diselingi oleh batupasir. Lingkungan pengendapannya terbentang dari dasar laut tengah hingga paparan terluar.

Sementara itu menurut Kusumastuti dkk (1999), secara regional lapisan - lapisan Cekungan Jawa Timur bagian utara terbagi menjadi tiga sekuen utama, yaitu Sikuen Eosen – Oligosen Awal, Sikuen Oligosen Akhir – Miosen dan Sikuen Plio – Pleistosen. Sikuen Eosen – Oligosen Awal berasosiasi dengan pemekaran awal Cekungan Jawa Timur bagian utara dan terdiri dari sedimen – sedimen klastika dan karbonat dari Formasi Ngimbang. Sedimen klastika Eosen diendapkan di lingkungan fluvial – aluvial dengan kondisi lakustrin lokal dan diyakini mengandung batuan induk utama untuk pembentukan hidrokarbon di Cekungan Jawa Timur bagian utara (Putra, 2007).

Sikuen Oligosen Akhir – Miosen dipisahkan dari sikuen sebelumnya oleh ketidakselarasan regional yang menutupi sikuen di bawahnya. *Platform* karbonat dari Formasi Prupuh terbentuk pada Oligosen akhir, dan diikuti oleh pertumbuhan batugamping terumbu pada Miosen Awal. Adapun selama akhir Miosen Tengah sampai Miosen Akhir, pengendapan karbonat terhenti akibat masuknya sedimen klastik baik dari arah utara dan selatan pada daerah cekungan. Pada cekungan ini, endapan volkaniklastik menutupi bagian selatan daerah cekungan, dengan batuan penyusun didominasi oleh batuan yang tererosi dari “formasi andesit tua” di area Cepu – Tuban sepanjang pantai utara. Adapun sedimen klastik berasal dari erosi batuan granit dan menghasilkan endapan batupasir dari Formasi Ngrayong (Putra, 2007).

Sikuen Plio – Pleistosen diendapkan secara tidak selaras di atas sikuen Oligosen Akhir – Miosen. Secara lokal, ketidakselarasan mengerosi sikuen Miosen Tengah dan Miosen Akhir. Pengendapan sikuen ini dimulai dari sebelah timur dengan pengendapan batugamping Formasi Paciran dan napal Formasi Kalibeng di bagian barat. Formasi Paciran terdiri atas batugamping yang kaya akan *globigerina* yang semakin meningkat ke arah barat menjadi napal Formasi Kalibeng (Putra, 2007).

Setelah pengendapan Formasi Paciran dan Kalibeng, diendapkan secara cepat dan bertahap ke arah timur laut sebagai Formasi Pucangan dan Lidah. Formasi Pucangan terdiri dari endapan lava. Pada umumnya material vulkanik ini diendapkan dari arah barat daya. Formasi Lidah didominasi oleh serpih laut dengan beberapa batugamping yang terbentuk dari dekomposisi batugamping yang lebih tua. Pada akhir Plio – Pleistosen hingga Resen, sedimen yang diendapkan adalah sedimen terestrial (*non marine*) hasil pengendapan Formasi Kabuh dan Formasi Notopuro (Putra, 2007). Adapun batuan dasar yang mengalasi semua batuan sedimen di cekungan ini terdiri dari gabro, ofiolit, metasedimen dan batuan metamorf berumur Pra-Tersier, dengan batuan sedimen tertua berupa serpih, konglomerat, batupasir, konglomerat dan batubara dari Formasi Pra-Ngimbang (Tim Atlas Cekungan Survei Geologi, 2009).



Gambar 3. Peta stratigrafi regional Cekungan Jawa Timur bagian utara (Pringgoprawiro, 1983 dalam Sribudiyani dkk., 2003)

2.4 Tektonik Regional Cekungan Jawa Timur Bagian Utara

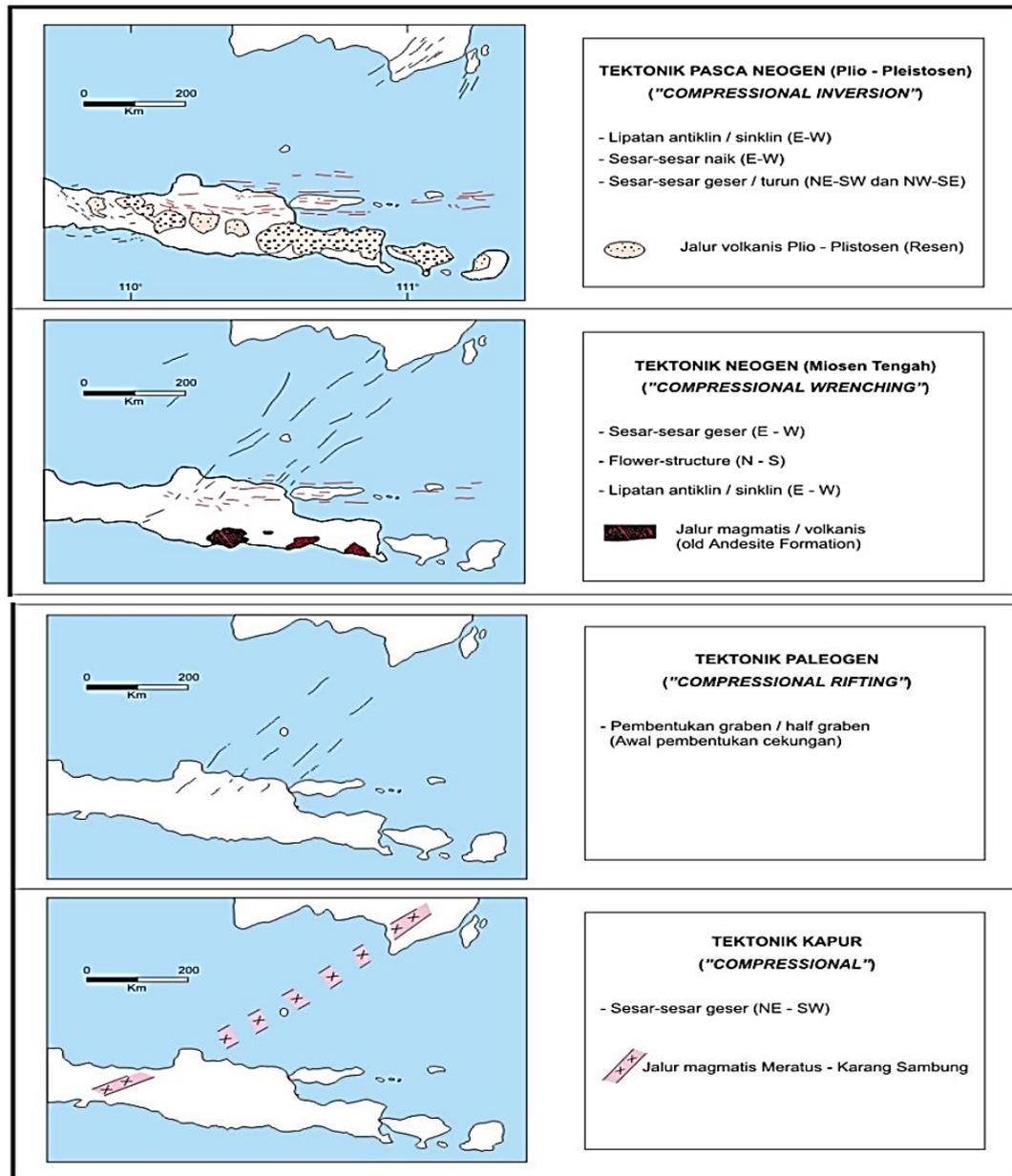
Evolusi pergerakan tektonik cekungan busur belakang Jawa Timur tidak lepas dari aktivitas subduksi lempeng Australia di bawah lempeng benua Asia yang menghasilkan busur magmatik (Hamilton, 1979). Kingston (1990 dalam Lemigas, 2003), menyatakan bahwa letak jalur subduksi berada pada arah yang sama dengan jalur magma, dan membentuk pola struktur yang searah pula. Adanya dua pola arah struktur geologi yaitu barat daya – timur laut dan barat – timur pada cekungan ini (Pulunggono dan Martodjojo (1994) dalam Purwanto dkk (1997); Manur dan Barraclough (1994); Yulianto dkk (1995)) tidak lepas dari perubahan posisi dan arah jalur penunjaman tersebut. Pola arah barat daya – timur laut diyakini sebagai

hasil subduksi Kapur yang menghasilkan jalur magmatis di daerah Pegunungan Meratus, Karangasambung dan Ciletuh yang berumur Kapur (Lemigas, 2003 dalam Putra, 2007). Sementara, pola arah barat – timur merupakan struktur batuan dasar mikrokontinen yang telah ada dan teraktivasi kembali menjadi sesar geser sepanjang sesar Sakala (Sribudiyani dkk., 2003). Zona sesar Sakala ini menuju ke arah barat melalui Kangean, Madura hingga daerah Rembang yang merupakan jalur sesar sinistral besar bernama RMKS (Rembang-Madura-Kangean-Sakala) *Fault Zone* yang terjadi pada kala Miosen Awal bagian Atas - Miosen (Satyana dkk., 2004).

Fase tektonik di Cekungan belakang busur Jawa Timur sendiri dibagi menjadi 2 fase, yaitu fase tarikan (*extensional*) dan fase tekanan (*compressional*). Adapun secara regional, empat fase tektonik yang terjadi yaitu fase kompresi Kapur, fase tarikan (*rifting*) Paleogen, fase *compressional wrenching* Neogen/Miosen Tengah dan fase *compressional inversion pasca*-Neogen. Fase *compressional* Kapur merupakan fase tektonik awal yang terjadi *pasca* pembentukan jalur magmatik Meratus – Karangasambung/Ciletuh. Fase tektonik ini membentuk kelurusan struktur berarah timur laut – barat daya. Fase *extensional / rifting* Paleogen disebabkan oleh tektonik regangan (*extension*) yang mengakibatkan daerah penelitian mengalami proses *rifting*, dan menghasilkan sesar – sesar normal. Sesar-sesar normal ini merupakan perkembangan sesar geser yang terbentuk sebelumnya dengan arah timur laut – barat daya (arah sesar geser), yang kemudian membentuk punggung dan lembah (*Florence Ridge, Bawean Ridge, Pati Trough, North Tuban Trough*, dsb.) (Lemigas, 2003 dalam Putra, 2007).

Fase *compressional wrenching* Neogen (Miosen Tengah) dicirikan dengan pembentukan struktur *en-echelon fold* (penjajaran bersusun lipatan – lipatan) yang dikontrol oleh tektonik *wrenching* dan menghasilkan sesar-sesar geser (*wrench fault*) berarah barat daya-timur laut dan barat-timur. Secara vertikal sesar geser tersebut berkembang menjadi *flower structure*. Fase *compressional inversion pasca* Neogen (Plio – Pleistosen) menghasilkan lipatan dan sesar naik berarah barat – timur serta sesar geser / turun berarah timur laut – barat daya dan barat laut – tenggara. Struktur sesar ini dihasilkan dari reaktivasi produk gaya utama utara-selatan yang

merefleksikan sedimen yang terlipatkan sehingga membentuk sesar naik pada atas lipatan (Lemigas, 2003 dalam Putra, 2007).

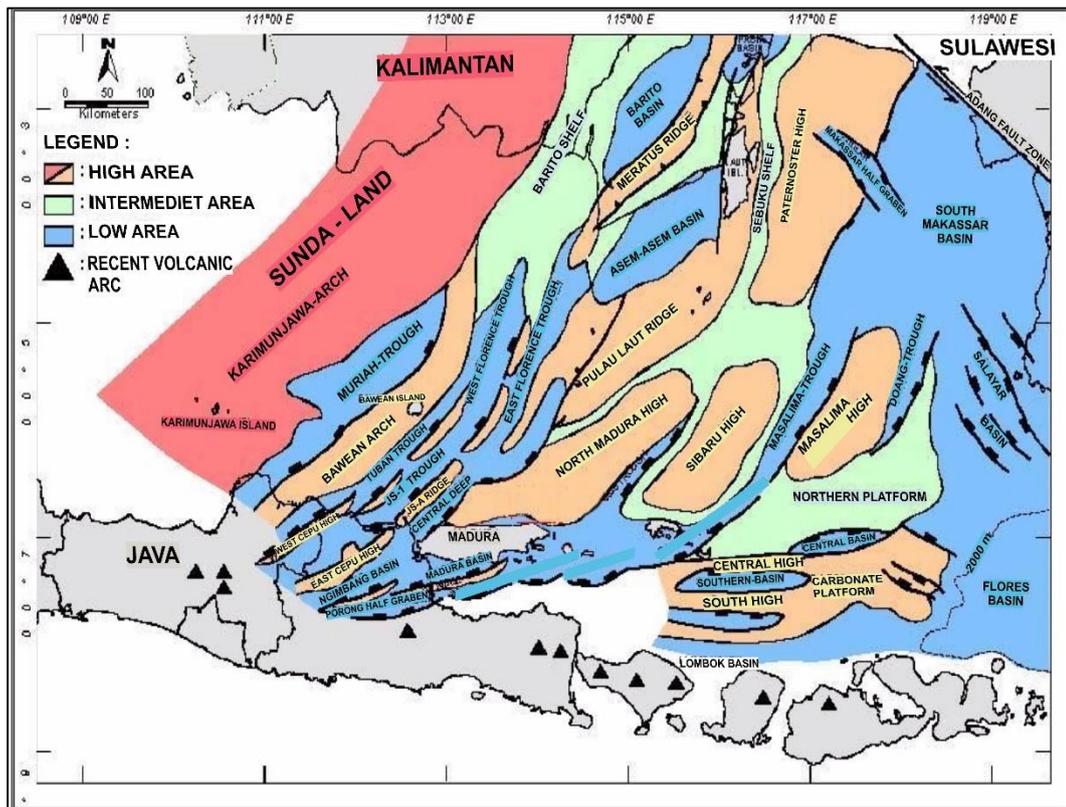


Gambar 4. Evolusi tektonik Cekungan Jawa Timur bagian utara (Lemigas, 2003)

Adapun, struktur geologi yang berkembang di daerah penelitian berupa struktur lipatan dan sesar mendatar mengiri yang tampak seperti struktur bunga dengan orientasi relatif antara timur-barat (B-T) dan timur laut – barat daya (TL-BD). Struktur lipatan dan sesar mendatar tersebut diinterpretasikan sebagai hasil tektonik

compressional wrenching pada Miosen Tengah (Lemigas 2003). Fase tektonik ini, menghasilkan struktur lipatan yang diikuti perkembangan sesar geser berarah barat-timur (B-T) dan timur laut – barat daya (TL-BD) (Putra, 2007).

2.5 Pola Arah Struktur Cekungan Jawa Timur Bagian Utara



Gambar 5. Pola tatanan tektonik regional Cekungan Jawa Timur bagian utara (Mudjiono dan Pireno, 2001)

Cekungan Jawa Timur bagian utara dibagi menjadi tiga kelompok struktur utama dari utara ke selatan, yaitu *North Platform*, *Central High* dan *South Basin*. Perubahan struktur juga terjadi pada konfigurasi *basement* dari barat ke timur. *North Platform* bagian barat dikelompokkan menjadi beberapa bagian, yaitu Palung Muria, Busur Bawean, Punggungan JS-1, *North Java Platform*, Depresi Masalembo Tengah, *North Madura Platform*, dan Depresi JS 19-1. Sedangkan *South Basin* dari barat ke timur dapat dikelompokkan menjadi *North East Java Madura Sub-Basin* (Rembang-Madura Strait-Lombok Zone), *South Madura Shelf* (kelanjutan dari Zona Kendeng)

dan Solo *Depression Zone*. Sementara itu, di *Central High* tidak ada pergeseran struktur yang signifikan dari barat ke timur (Ponto, 1996).

Adapun pada bagian barat, Cekungan Jawa Timur bagian utara terdiri dari sejumlah struktur tinggian dan rendahan dengan arah timur laut-barat daya atau arah Meratus sebagai terlihat pada konfigurasi batuan dasarnya seperti Busur Karimun Jawa, Palung Muria, Busur Bawean, Palung Tuban – Camar, Bukit JS-1, Depresi Masalembo Doang dan Paparan Madura Utara (Mudjiono dan Pireno, 2001). Bagian tengah Cekungan Jawa Timur bagian utara didominasi oleh pola struktur berarah timur-barat seperti yang berkembang di Paparan Madura Utara, Tinggian Madura, dan Sub- Cekungan Selat Madura. Di bagian timur, pola timur-barat lebih berkembang seperti diperlihatkan oleh Sub-Cekungan Sakala, Kangean Sub-Cekungan Lombok.

2.6 Petroleum System Cekungan Jawa Timur Bagian Utara

Petroleum system merupakan kajian yang menggambarkan hubungan genetik antara batuan induk aktif dan komponen geologi serta proses yang diperlukan dari tahap pembentukan hingga akumulasi hidrokarbon. Secara struktur dan stratigrafi, Cekungan Jawa Timur bagian utara merupakan cekungan *back-arc basin* paling kompleks di Indonesia dan juga paling banyak menghasilkan minyak di Indonesia, dengan kandungan minyak paling banyak ditemukan berumur Miosen akhir (Satyana dkk., 2008). Adapun komponen *petroleum system* pada Cekungan Jawa Timur bagian utara diantaranya sebagai berikut.

2.6.1 Batuan Induk (*Source Rock*)

Batuan induk adalah endapan batuan sedimen yang mengandung cukup bahan organik untuk menghasilkan minyak dan gas alam ketika sedimen tersebut terkubur dan dipanaskan, dan batuan yang mengandungnya biasanya berupa batuan serpih atau karbonat (Ridki, 2020). Potensi batuan induk yang sangat baik di wilayah Jawa Timur umumnya berasal dari serpih organik dan kaya batubara dari Formasi Ngimbang dan Kujung, serta anggota Cepu Formasi Tawun. Di daerah Paparan Utara

bagian barat, batuan induk terdapat di Palung Muria, Palung Bawean Timur, Depresi Tuban-Camar bagian tengah, dan Cekungan Masalembu. Di bagian timur meliputi daerah Pagerungan. Di daerah Tinggian Tengah, batuan induk sebagian besar terdapat di daerah yang sebelumnya merupakan suatu depositer (Pandoyo, 2004).

2.6.2 Batuan Reservoir

Reservoir adalah batuan dengan porositas dan permeabilitas tinggi yang dapat menyimpan hidrokarbon dan memungkinkannya mengalir ke tempat akumulasinya. Batuan yang biasa terdapat pada batuan reservoir adalah batupasir. Terdapat beberapa target reservoir yang terbentuk pada strata berbeda di Cekungan Jawa Timur Utara, antara lain:

1. Batupasir formasi Ngrayong Miosen tengah merupakan target utama eksplorasi migas di wilayah Cekungan Jawa Timur. Dalam singkapannya, batupasir Ngrayong menunjukkan sifat yang sangat baik dengan porositas lebih dari 35% dan permeabilitas hingga 10 mD (Mudjiono dan Pireno, 2001).
2. Terumbu Kujung merupakan kumpulan endapan karbonat yang membentang dari timur ke barat sepanjang sayap selatan (*south platform*). Meskipun digambarkan sebagai Kujung I, wilayah ini biasanya mengembangkan akumulasi karbonat yang meluas sepanjang penampang Kujung yang sama. Unit-unit Kujung I, II, dan III dikembangkan di atas puncak *basement high* sebagai *platform* karbonat dengan semacam terumbu Kujung yang terisolasi. Di sayap area ini, target eksplorasi termasuk kedalam tepi karbonat landas kontinen berenergi tinggi dari formasi Ngimbang atas dan Kujung.
3. Bagian atas dari Formasi Karbonat Ngimbang, kecuali daerah puncak yang tidak terjadi pengendapan atau erosi. Selain itu, target reservoir juga ditemukan pada klastik Ngimbang bawah yang berkembang di sayap *platform*.

2.6.3 Perangkap (*Trap*)

Trap atau perangkap merupakan struktur atau formasi bertingkat di mana batuan reservoir atau batuan *permeable* tertutup dan ditindih oleh batuan penutup, yang merupakan batuan *impermeable*. Ada banyak jenis perangkap di Cekungan Jawa Timur bagian utara. Pada batas utara dan barat laut cekungan telah mengalami

beberapa tahap pembentukan sesar dan inversi, serta penutupan *upthrown* dan *downthrown* yang berasosiasi dengan sesar besar dan kecil. Jebakan - jebakan ini diantaranya yaitu, sayap *platform* Madura Utara yang merupakan jebakan stratigrafi potensial hasil dari *onlap* klastik basal pada formasi Ngimbang. Kemudian, serpih pada formasi Tuban menyediakan penutup wilayah untuk perangkap sesar Kujung dan *dip closure*, serta bagian dalam serpih formasi Kujung dan Ngimbang yang menyediakan *seal* lokal dalam unit-unitnya (Fatahillah, 2016).

2.6.4 Batuan Tudung (*Cap Rock*)

Cap Rock adalah jenis batuan dengan porositas atau permeabilitas yang kecil atau berbanding terbalik dengan karakteristik batuan reservoir. Batuan pelindung ini memiliki fungsi agar hidrokarbon yang berada di dalam reservoir tidak bermigrasi lagi ke bagian permukaan tanah. Peristiwa migrasi hidrokarbon alami ke permukaan tanah disebut dengan *oil seep* (Ridki, 2020). Serpih *intraformasional* baik di dalam formasi Ngrayong, Kujung maupun Ngimbang memberikan perlindungan lokal untuk berbagai keperluan di dalam unit-unit ini. Sementara serpih dari Formasi Tuban memberikan perlindungan regional yang luas untuk perangkap sesar dan tutupan *dip* Kujung (Fatahillah, 2016).

2.6.5 Batuan Penyumbat (*Seal Rock*)

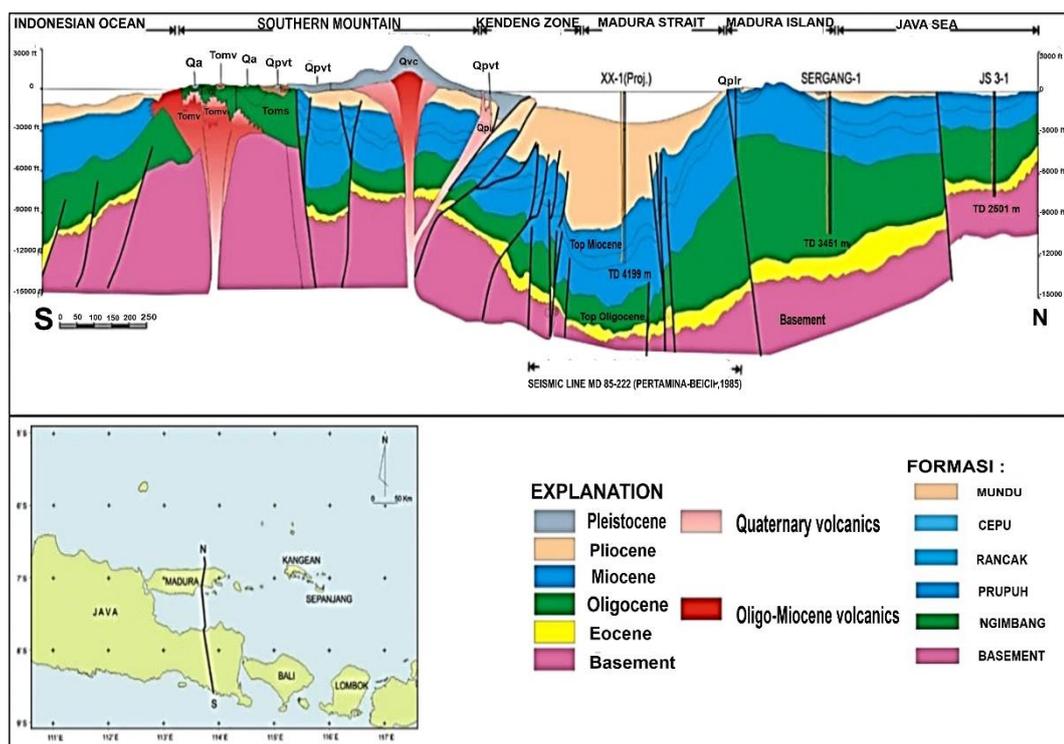
Pada umumnya batuan yang berperan sebagai batuan penutup adalah batuan serpih, *evaporite (salt)*, dan batuan karbonat (*limestone* dan *dolomite*). Adapun batuan yang berperan sebagai *seal* atau batuan penyumbat di Cekungan Jawa Timur bagian utara adalah batulempung Wonocolo yang berumur Miosen Akhir, dengan Reservoir berasal Formasi Kujung, serta batuan penutup (*seal*) berupa lapisan batulempung tebal dari Formasi Tuban (Walidah, 2011).

2.6.6 Jalur Migrasi

Migrasi merupakan proses perpindahan hidrokarbon yang terbentuk dari batuan induk ke tempat hidrokarbon dapat terakumulasi dan bernilai ekonomis untuk dieksplorasi. Proses migrasi biasanya terjadi melalui batuan *porous* atau bidang sesar yang arahnya cenderung menuju ke atas (permukaan) atau tempat yang bertekanan

lebih rendah. Migrasi lateral hidrokarbon wilayah Cekungan Jawa Timur bagian utara mengikuti proses ekspulsi dari batuan induk yang tertutup oleh patahan dan akuifer. Proses ekspulsi ini dimulai pada Oligosen Awal hingga Miosen Awal, dan berlanjut dari formasi Ngimbang dan Kujung hingga saat ini (Fatahillah, 2016). Adapun menurut Walidah (2011), selain menuju ke permukaan arah migrasi hidrokarbon akan tegak lurus dengan arah struktur yang dominan, yaitu timur – barat. Dalam hal ini kemungkinan arah migrasi hidrokarbon di Cekungan Jawa Timur Utara juga akan cenderung menuju ke utara – selatan.

Adapun **Gambar 6** berikut merupakan gambaran umum mengenai model geologi regional *petroleum system* Cekungan Jawa Timur bagian utara berdasarkan Pusat Survei Geologi (2000).



Gambar 6. Model geologi regional utara-selatan Cekungan Jawa Timur bagian utara (Pusat Survei Geologi, 2000).

III. TEORI DASAR

4.1 Metode Gaya Berat (*Gravity*)

Metode gaya berat atau *gravity* merupakan salah satu metode geofisika yang digunakan untuk menggambarkan kondisi geologi bawah permukaan. Penggunaan metode ini bertujuan untuk menginterpretasikan nilai anomali gravitasi akibat adanya perbedaan harga rapat massa batuan ataupun kedalaman tubuh massa batuan di bawah permukaan (Yusuf, 2011). Menurut Setiadi dan Pratama (2018), metode gaya berat sangat tepat digunakan dalam pendugaan struktur bawah permukaan. Hal ini karena kemampuannya dalam membedakan kontras densitas dari suatu sumber anomali terhadap densitas lingkungan sekitarnya. Variasi nilai densitas disebabkan oleh perbedaan antara jarak pusat bumi ke permukaan serta perbedaan topografi, sehingga menyebabkan variasi nilai medan gaya berat di permukaan bumi (Sarkowi, 2014). Dalam hal ini, perbedaan kontas densitas mengindikasikan keragaman struktur geologi di dalamnya. Sehingga, dari variasi densitas tersebut memberikan gambaran tentang bentuk struktur bawah permukaan di suatu daerah (Setiadi dan Pratama, 2018).

Secara prinsip, metode gaya berat mengacu pada Hukum Newton tentang percepatan gravitasi, dimana gaya gravitasi antara dua buah partikel berbanding lurus dengan perkalian massa kedua partikel dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara pusat keduanya (Dermawan, 2010). Dalam pengukurannya, metode ini didasarkan pada variasi medan gravitasi karena adanya perbedaan densitas batuan di bawah permukaan, sehingga nilai yang diukur merupakan percepatan gravitasi (Sugita dkk., 2020). Meskipun demikian karena bentuk bumi tidak bulat, nilai percepatan gravitasi bervariasi dari satu tempat ke tempat lain. Pengukuran di suatu titik permukaan dipengaruhi oleh banyak faktor, termasuk variasi topografi, variasi ketinggian, pasang

surut, guncangan pada pegas alat, lintang dan variasi densitas bawah permukaan. Saat melakukan survei *gravity*, yang diharapkan hanya mendapatkan variasi densitas bawah permukaan. Oleh karena itu, perlu diperhitungkan beberapa koreksi sebelum hasil survei dapat diinterpretasi secara geologi. Koreksi yang dilakukan meliputi koreksi tidal (pasang surut bumi), koreksi *drift* (apungan), koreksi *latitude* (garis lintang), koreksi udara bebas, koreksi bouguer, dan koreksi *terrain* (Sarkowi, 2009).

Adapun, anomali yang dihasilkan dari metode gaya berat memiliki unsur ambiguitas yang cukup tinggi. Ambiguitas tersebut disebabkan oleh nilai densitas dan kedalaman batuan sebagai sumber anomali. Anomali tinggi pada data gayaberasat dapat diinterpretasikan sebagai batuan dengan densitas tinggi atau *basement* dekat permukaan, sedangkan anomali rendah diinterpretasikan sebagai sedimen tebal dan *basement* yang dalam. Salah satu cara yang dapat dilakukan untuk mengurangi faktor ambiguitas adalah dengan menggunakan analisis spektral untuk memperkirakan kedalaman sumber sumber anomali (Setiadi dkk., 2010).

4.2 Prinsip Dasar Metode Gaya berat (*Gravity*)

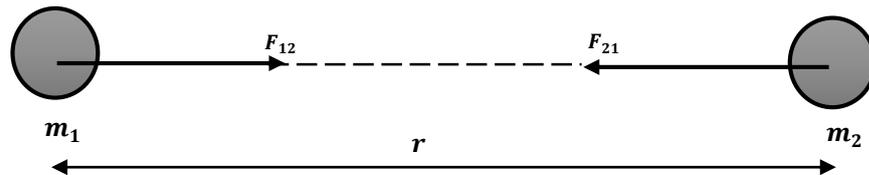
4.2.1 Hukum Newton (Gaya Tarik Menarik Antara Dua Partikel)

Prinsip dasar metode gayaberasat mengacu pada Hukum Gravitasi Newton. Prinsip ini menyatakan bahwa gaya gravitasi antara dua benda bermassa berbanding lurus dengan perkalian massa kedua benda tersebut dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara pusat massa kedua benda tersebut. Akibatnya, semakin besar jarak antara kedua pusat massa tersebut maka semakin kecil gaya gravitasi antara kedua benda tersebut (Telford dkk., 1990). Sehingga, jika dua benda dengan massa M dan m dipisahkan oleh jarak r , maka gaya gravitasi (F) yang terjadi diantara kedua benda tersebut dapat dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut.

$$\vec{F} = G \frac{M.m}{r^2} \hat{r} \quad (1)$$

Dimana :

F	=	Gaya tarik menarik (N),
G	=	Konstanta gravitasi universal ($6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2 / \text{kg}^2$)
M dan m	=	Massa benda (kg)
r	=	Jarak antar pusat kedua buah benda (m)
\hat{r}	=	Vektor satuan yang arahnya dari M dan m



Gambar 7. Gaya tarik menarik antara dua buah benda (Telford dkk., 1990)

4.2.2 Percepatan Gravitasi

Dalam pengukuran gaya berat yang diukur bukanlah gaya berat F , melainkan percepatan gravitasi g . Percepatan gravitasi bervariasi dari satu tempat ke tempat lain, hal ini disebabkan oleh efek dari heterogenitas bumi baik dalam bentuk maupun isi. Adapun hubungan antara keduanya dijelaskan oleh hukum Newton II yang menyatakan bahwa sebuah gaya adalah hasil perkalian dari massa dengan percepatan gravitasi (Bosy, 2016).

$$\vec{F} = m \cdot \vec{g} \quad (2)$$

Interaksi antara bumi (dengan massa M) dengan benda di permukaan bumi (dengan massa m) sejauh jarak r dari pusat keduanya juga memenuhi hukum tersebut, maka dari persamaan (1) dan (2) didapatkan :

$$G \frac{M \cdot m}{r^2} \hat{r} = m \cdot \vec{g} \quad (3)$$

$$\vec{g} = \frac{G \frac{M \cdot m}{r^2} \hat{r}}{m}$$

$$\vec{g} = G \frac{M}{r^2} \quad (4)$$

Dimana :

$$\begin{aligned} \vec{F} &= \text{Gaya tarik menarik (N)} \\ \vec{g} &= \text{Percepatan gaya tarik bumi (m/s}^2\text{)} \\ M &= \text{Massa bumi (kg)} \\ m &= \text{Massa benda (kg)} \\ r &= \text{Jari jari bumi (km)} \end{aligned}$$

Pengukuran pertama mengenai percepatan gravitasi dilakukan oleh Galileo, dengan didefinisikan:

$$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$$

Jika di masukkan kedalam satuan cgs :

$$1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m/s}^2$$

Sehingga satuan anomali gaya berat dalam kegiatan eksplorasi di masukkan dalam orde miligal (mGal) :

$$1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$$

(Bebe, 2021).

Menurut persamaan (4), terlihat bahwa besar percepatan gravitasi g berbanding lurus dengan massa m , dimana massa adalah hasil dari perkalian antara densitas dengan volume, sehingga besar percepatan gravitasi yang terukur merupakan pencerminan dari densitas dan volume massa tersebut (Bosy, 2016).

4.2.3 Potensial Gravitasi

Potensial gravitasi adalah energi yang dibutuhkan untuk memindahkan massa dari

suatu titik ke titik lainnya. Suatu benda dengan massa tertentu akan menimbulkan medan potensial di sekitarnya. Dalam hal ini, medan potensial bersifat konservatif, artinya usaha yang dilakukan dalam medan potensial tidak bergantung pada lintasan yang ditempuhnya tetapi hanya bergantung pada posisi awal dan posisi akhir (Sihombing, 2018). Blakely (1996) menyatakan bahwa medan potensial sebagai gradien atau potensial skalar yaitu :

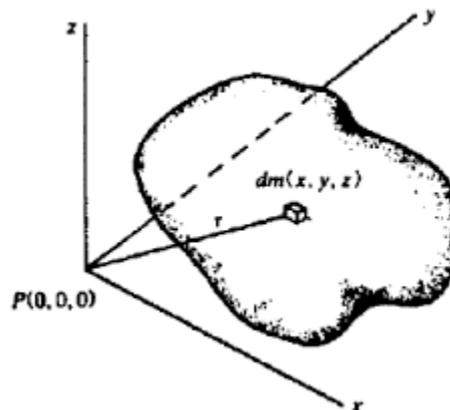
$$g = -\nabla U (r) \quad (5)$$

Dengan mengasumsikan bumi dengan massa M bersifat homogen dan berbentuk bola dengan jari-jari, potensial gravitasi di permukaan dapat didefinisikan dengan persamaan:

$$\nabla U (\hat{r}) = -\frac{F(\hat{r})}{m} = -g\hat{r} \quad (6)$$

$$\nabla U (\hat{r}) = \int_{\infty}^r (\nabla U) dr = -\int_{\infty}^r g dr \quad (7)$$

$$\nabla(r) = -GM \int_{\infty}^r \frac{dr}{r^2} = G \frac{M}{r} \quad (8)$$



Gambar 8. Potensial gravitasi massa tiga dimensi (Telford dkk., 1990)

Dimana U adalah potensial. Berdasarkan persamaan (8), potensial yang disebabkan oleh massa dM pada titik (x, y, z) dengan jarak r dari $P(0,0,0)$ sehingga :

$$dU = G \frac{dM}{r} = G\rho \frac{dxdydz}{r} \quad (9)$$

Dengan $\rho(x, y, z)$ adalah densitas dan $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$, sehingga diperoleh potensial total dari massa yaitu :

$$U = G \int_x \int_y \int_z \left(\frac{\rho}{r}\right) dxdydz \quad (10)$$

Dengan g sebagai percepatan gravitasi di sumbu z (arah vertikal) dengan asumsi konstan, sehingga diperoleh persamaan :

$$g = -\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right) = G \rho \int_x \int_y \int_z \left(\frac{z}{r^3}\right) dxdydz \quad (11)$$

4.2.4 Rapat Massa Batuan

Densitas atau rapat massa suatu batuan adalah perbandingan antara massa terhadap volume benda. Densitas merupakan parameter yang dapat menunjukkan informasi keadaan fisika (Sucipto dkk., 2014). Beberapa faktor yang mempengaruhi nilai densitas suatu batuan adalah rapat massa matriks pembentuknya, porositas, kedalaman, pelapukan yang terjadi pada batuan dan kandungan fluida yang terdapat pada pori – pori batuan.

$$\rho = \frac{m}{v}$$

Dimana m merupakan massa yang dimiliki oleh suatu benda, v merupakan volume dari suatu benda. Anomali gravitasi disebabkan perbedaan densitas pada batuan. Perbedaan densitas pada batuan dapat disebabkan oleh perubahan material yang mengisi volume pori – pori batuan. Batuan terdiri dari banyak jenisnya, dimana setiap batuan memiliki nilai densitas yang berbeda – beda. Adapun variasi densitas batuan menurut Telford dkk., (1990) dapat dilihat pada **Tabel 1**.

Tabel 1. Nilai densitas batuan (Telford dkk., 1990)

Jenis Batuan	Batas (g/cc)	Rata-rata (g/cc)
Batuan Sedimen	1,96-2,00	1,98
Aluvium		
<i>Clay</i>	1,63-2,60	2,21
<i>Gravel</i>	1,70-2,40	2
<i>Loess</i>	1,40-1,93	1,64
<i>Silt</i>	1,80-2,20	1,93
<i>Soil</i>	1,20-2,40	1,92
<i>Sand</i>	1,70-2,30	2
<i>Sandstone</i>	1,61-2,76	2,35
<i>Shale</i>	1,77-3,20	2,4
<i>Limestone</i>	1,93-2,90	2,55
<i>Dolomit</i>	2,28-2,90	2,7
<i>Chalk</i>	1,53-2,60	2,01
<i>Halite</i>	2,10-2,60	2,22
<i>Glacier Ice</i>	0,88-0,92	0,9
Batuan Beku		
<i>Riolit</i>	2,35-2,70	2,52
<i>Granit</i>	2,50-2,81	2,64
<i>Andesit</i>	2,40-2,80	2,61
<i>Syenite</i>	2,60-2,95	2,77
<i>Basalt</i>	2,70-3,30	2,99
<i>Gabro</i>	2,70-3,50	3,03
Batuan Metamorf	2,39 - 2,90	2,64
Schist		
<i>Gneiss</i>	2,50 - 3,00	2,8
<i>Phylite</i>	2,68 - 2,80	2,74
<i>Slate</i>	2,70 - 2,90	2,79
<i>Granulite</i>	2,52 - 2,70	2,65
<i>Amphibolite</i>	2,90 - 3,04	2,96
<i>Eclogite</i>	3,20 - 3,54	3,37

4.3 Koreksi-Koreksi Pada Metode Gaya Berat

Dalam pengukuran metode gaya berat, besar percepatan gravitasi yang diukur disetiap permukaannya berbeda-beda. Hal ini karena pengaruh bentuk bumi yang tidak bulat, melainkan *elipsoid*. Selain itu beberapa faktor lain seperti posisi lintang, ketinggian,

topografi, pasang surut dan variasi rapat massa atau densitas batuan di bawah permukaan. Oleh karena itu, hasil pengukuran dilapangan harus dikoreksi terlebih dahulu untuk mereduksi gangguan (*noise*) yang ditimbulkan. Data pengukuran yang terkoreksi disebut dengan anomali bouguer, dan siap dilakukan pengolahan serta diinterpretasi lebih lanjut untuk memperoleh informasi bawah permukaan. Adapun koreksi-koreksi pada metode gaya berat yaitu:

4.3.1 Koreksi Pasang Surut (*Tide Correction*)

Efek pasang surut menyebabkan perubahan nilai percepatan gravitasi yang teramati karena pengaruh interaksi gravitasi bulan dan matahari terhadap bumi maupun terhadap gravimeter. Untuk menghilangkan pengaruh dari efek pasang surut tersebut, maka data *gravity* yang diperoleh harus dilakukan koreksi pasang surut (*tidal correction*). Persamaan yang digunakan untuk menghitung percepatan pasang surut yang terjadi ketika bulan dan matahari berinteraksi di setiap titik di bumi sebagai fungsi waktu diperkenalkan oleh Longman pada tahun 1959 (Cahyani, 2018). Pengaruh gravitasi pada permukaan bumi dapat diselesaikan dengan persamaan:

$$Tdc = \frac{3G_r M_m}{2D_m} \left(\cos 2\alpha_m + \frac{1}{3} \right) + \frac{3G_r M_s}{2D_s} \left(\cos 2\alpha_s + \frac{1}{3} \right) \quad (12)$$

Dimana :

- Tdc = Koreksi pasang surut
- G = Konstanta gravitasi Newton
- R = Jari-jari bumi (m)
- α = Sudut geosentris
- M_m = Massa bulan (kg)
- D_m = Jarak ke bulan (m)
- M_s = Massa matahari (kg)
- D_s = Jarak ke matahari (m)

Adapun untuk memperoleh nilai gaya berat terkoreksi pasang surut dilakukan dengan mengukur nilai gravitasi pada stasiun yang sama pada interval waktu tertentu,

kemudian pembacaan gravitimeter diplot terhadap fungsi waktu sehingga diperoleh persamaan yang digunakan untuk menghitung koreksi pasang surut. Harga koreksi pasang surut ini selalu ditambahkan ke pembacaan gaya berat sebagaimana ditunjukkan pada persamaan berikut:

$$G_t = G_{obs} + Tdc \quad (13)$$

Dimana :

$$\begin{aligned} G_t &= \text{Gaya berat terkoreksi pasang surut} \\ G_{obs} &= \text{Gaya berat pembacaan} \\ Tide_{obs} &= \text{Koreksi pasang surut} \end{aligned}$$

4.3.2 Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Secara teoritis, dalam mengukur gravitasi pada suatu titik dan mengulangi pengukuran pada titik tersebut harus memberikan nilai gravitasi yang tetap atau tetap. Namun pada kenyataannya nilainya berubah. Hal ini, selain disebabkan kondisi pasang surut, juga dipengaruhi oleh mekanisme alat. Kelelahan alat menyebabkan perubahan sifat elastisitas pegas pada gravimeter serta guncangan pegas saat transportasi dapat mempengaruhi mekanisme alat. Oleh karena itu, untuk menghilangkan efek tersebut dilakukan sistem pengukuran gaya berat dalam lintasan tertutup (*loop*), dan diukur ulang pada *base station* (titik ikat setiap *loop*). Besarnya kecilnya koreksi apungan (*drift correction*) dirumuskan sebagai berikut:

$$D_n = \frac{g_b - g_a}{t_b - t_a} (t_n - t_a) \quad (14)$$

dimana:

$$\begin{aligned} D_n &= \text{Gaya berat yang telah terkoreksi pasang surut} \\ g_a &= \text{Gaya berat pembacaan awal} \\ g_b &= \text{Gaya berat pembacaan akhir} \\ t_a &= \text{Waktu pembacaan di titik awal} \end{aligned}$$

t_n = Waktu pembacaan di titik pengamatan ke - n

4.3.3 Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Secara matematis, anomali medan gravitasi di topografi dapat dinyatakan dalam bentuk persamaan :

$$\Delta g(x, y, z) = g_{obs}(x, y, z) - g_{teoritis}(x, y, z) \quad (15)$$

Dimana :

$\Delta g(x, y, z)$ = Anomali medan gravitasi di topografi

$g_{obs}(x, y, z)$ = Medan gravitasi observasi di topografi yang sudah dikorelasikan terhadap koreksi pasang surut, koreksi tinggi alar, dan koreksi drift

$g_{teoritis}(x, y, z)$ = Medan gravitasi teoritis di topografi

Dalam hal ini, medan gravitasi teoritis yang telah ditentukan sebelumnya adalah medan gravitasi normal pada bidang referensi (ketinggian $z = 0$) sebagai titik referensi geodetik. Karena bentuk bumi tidak bulat sempurna (pepat di *equator*), sehingga distribusi massa bumi berbeda. Hal ini membuat adanya perbedaan nilai gravitasi akibat pengaruh garis lintang bumi. *Spheroidal* referensi merupakan penggunaan suatu *elipsoid* sebagai pendekatan muka laut rata-rata (*geoid*), terlepas dari pengaruh efek benda di atasnya. Koreksi lintang dapat dilakukan dengan dua cara yaitu menggunakan referensi GRS (*Geodetic Reference System*) 67 (untuk derajat lintang/*latitude*) atau GRS (*Geodetic Reference System*) 84 (untuk radian).

a. GRS 67:

$$g(\varphi) = 978031.8 (1 + 0.0053924 \sin^2\varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi$$

b. GRS 84:

$$g(\varphi) = 978032.7 (1 + 0.0053024 \sin^2\varphi - 0.0000058 \sin^2 2\varphi)$$

Dimana:

φ = Sudut lintang

$g(\varphi)$ = Gaya berat normal pada lintang (mGal)

4.3.4 Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Nilai percepatan gravitasi berbanding terbalik dengan kuadrat jarak kedua massa. Oleh karena itu, perbedaan ketinggian dan kedalaman di setiap titik pengukuran terhadap level referensi (*mean sea level*) mempengaruhi besar kecilnya data percepatan gravitasi yang terekam di stasiun pengukuran. Perhitungan koreksi udara bebas ini bertujuan untuk meminimalkan pengaruh elevasi (ketinggian) dan kedalaman titik pengukuran terhadap data yang diperoleh. Dengan asumsi bahwa bumi adalah *ellipsoid* dengan massa terkonsentrasi di pusatnya, nilai gaya berat pada bidang datum adalah:

$$g_o = G \frac{M}{R^2} \quad (16)$$

Sedangkan nilai gaya berat pada stasiun pada ketinggian h (dalam meter) di atas bidang datum adalah:

$$g_H = G \frac{M}{(R+h)^2} = g_o + h \frac{\partial g_o}{\partial R} \quad (17)$$

Perbedaan nilai gaya berat antara bidang datum dengan ketinggian h (dalam meter) adalah koreksi udara bebas yang ditunjukkan dengan persamaan:

$$\partial g_f = g_o - g_h = \left(\frac{2g_o h}{R}\right) \quad (18)$$

dimana:

$$R = 6.37 \times 10^6 \text{ m}$$

$$G = 9817854.5 \text{ mGal}$$

Besarnya koreksi udara bebas jika ketinggian bertambah 1 meter adalah:

$$\frac{\partial g}{\partial r} = -0,3086 \text{ mGal/meter} \quad (19)$$

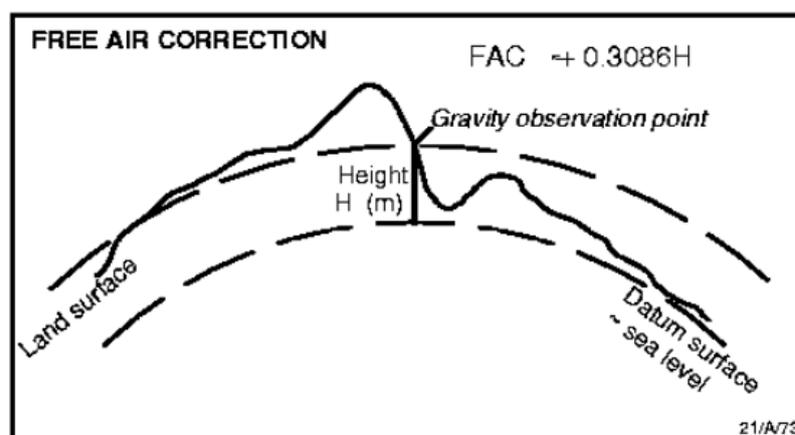
Koreksi udara bebas di darat dengan asumsi bahwa bumi adalah *ellipsoid* diberikan oleh persamaan:

$$FAC = 0,3086 h \quad (20)$$

Dimana, h = Ketinggian stasiun pengukuran (meter)

Persamaan (20) didasarkan atas penyesuaian kedalaman sehingga nilainya meningkat saat Δg gravimeter bergerak ke bawah dengan jarak yang sama dengan kedalaman laut. Dengan $g_o = 9,81785 \times 10^5 \text{ mGal}$ dan $R = 6,371 \times 10^6 \text{ m}$, sehingga besarnya anomali pada posisi tersebut menjadi:

$$FAA = g_{obs} - g_{\phi} + FAC \quad (21)$$



Gambar 9. Koreksi udara bebas terhadap gaya berat (Zhou dkk., 1990)

4.3.5 Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)

Perbedaan ketinggian pada titik pengukuran akan mengakibatkan adanya pengaruh massa di bawah permukaan yang mempengaruhi besarnya percepatan gravitasi di titik amat. Pada koreksi udara bebas belum diperhitungkan adanya efek tarikan dari massa yang berada di antara bidang datum dan stasiun pengukuran, dimana untuk pengukuran di darat efek tarikan dari massa tersebut menyebabkan peningkatan nilai Δg . Untuk itu, koreksi ini digunakan untuk menghilangkan perbedaan ketinggian dengan tidak mengabaikan massa di bawahnya yaitu dengan mengurangi pengaruh efek tarikan dari suatu massa. Koreksi ini dihitung dengan persamaan (Telford dkk., 1990) :

$$BC = 2\pi\rho Gh \quad (22)$$

dimana :

$$\pi = 3,14$$

$$G = 6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{det}^{-3} \text{ dalam gr/cm}^3$$

$$h = \text{meter}$$

maka :

$$BC = 0,04192 \cdot \rho \cdot h \quad (23)$$

dimana:

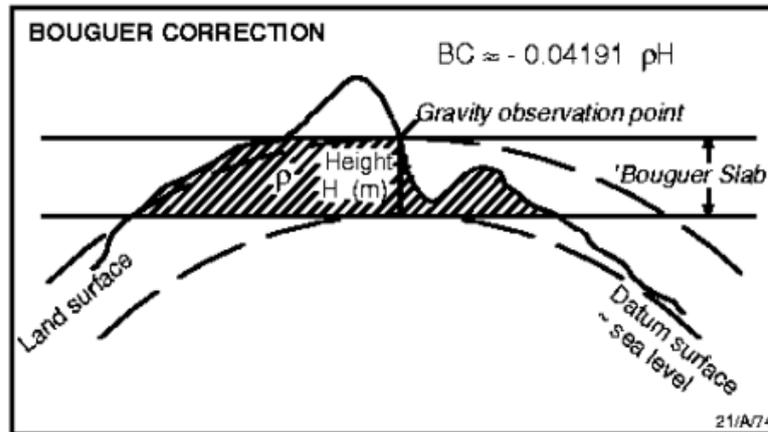
$$BC = \text{Koreksi bouguer (mGal)}$$

$$h = \text{Ketinggian stasiun pengukuran (Meter)}$$

$$\rho = \text{Densitas batuan rata-rata}$$

Tanda koreksi Bouguer berbanding terbalik dengan koreksi udara bebas. Pada koreksi Bouguer, jika titik pengukuran berada di atas bidang *geoid*, maka koreksi akan dikurang. Hal ini dikarenakan kandungan massa di atas bidang geoid menyebabkan nilai gravitasi titik pengukuran lebih besar dari nilai gravitasi pada bidang *geoid*, sehingga untuk menarik titik pengukuran ke bidang geoid koreksi harus dikurang. Dan

juga sebaliknya, jika titik pengukuran berada di bawah bidang geoid, koreksi akan ditambah (**Gambar 10**).



Gambar 10. Koreksi bouguer terhadap data gaya berat (Zhou, dkk., 1990)

4.3.6 Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

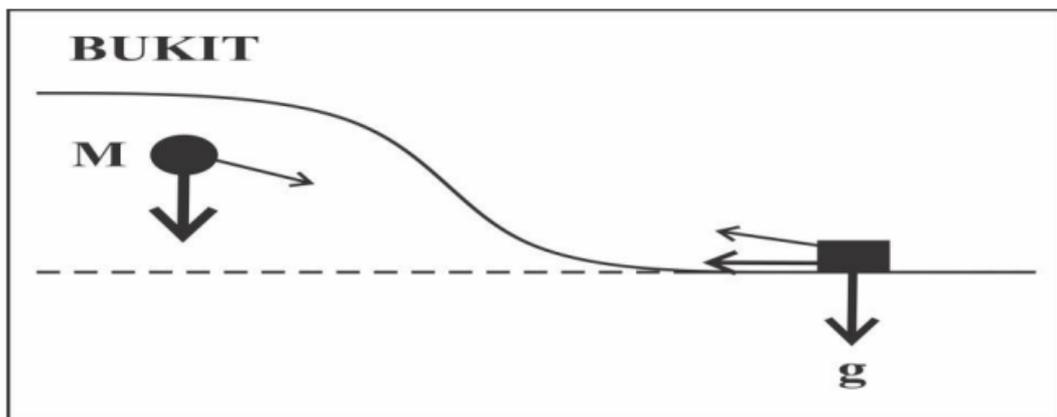
Adanya efek medan akibat adanya bukit atau lembah disekitar titik pengukuran dapat menyebabkan efek penambahan ataupun pengurangan nilai *gravity*. Pengaruh tersebut dapat berupa nilai gravitasi yang ditarik ke atas oleh massa bukit atau pengurangan nilai gravitasi oleh lembah. Oleh karena itu dilakukan koreksi medan. Adanya lembah dan bukit (undulasi) dapat mengurangi nilai medan gravitasi di titik pengukuran. Saat stasiun pengukuran berada di dekat gunung, maka akan terdapat gaya ke atas yang menarik pegas pada gravimeter, sehingga akan mengurangi nilai pembacaan gravitasi (**Gambar 11**). Sementara jika stasiun pengukuran berada di dekat lembah, maka akan ada gaya ke bawah yang hilang sehingga pegas pada gravimeter tertarik ke atas. Hal ini akan mengurangi pembacaan nilai gravitasi (**Gambar 12**). Oleh karena itu, koreksi medan ditambahkan pada nilai gravitasi pada kondisi tersebut (Cahyani, 2018).

Besar koreksi medan dihitung dengan persamaan :

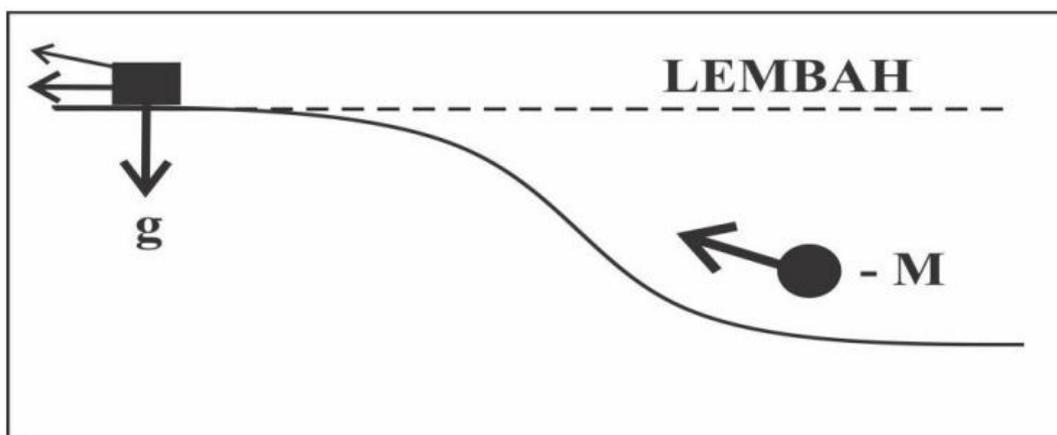
$$TC = \frac{2\pi G\rho}{n} (r_L - r_D) \left(\sqrt{r_L^2 + z^2} \right) - \left(\sqrt{r_D^2 + z^2} \right) \quad (24)$$

dimana:

- TC = Gaya berat koreksi medan
 n = Jumlah kompartemen dalam zona tersebut
 ρ = Densitas batuan rata-rata
 z = Elevasi rata-rata kompartemen dan titik pengukuran
 r_L = Radius luar
 r_D = Radius dalam



Gambar 11. Stasiun pengukuran yang berada dekat dengan gunung (modifikasi Reynolds, 1997).



Gambar 12. Stasiun pengukuran yang berada dekat dengan lembah (modifikasi Reynolds, 1997).

4.3.7 Anomali Bouguer (*Bouguer Anomaly*)

Anomali Bouguer merupakan selisih antara nilai gaya berat observasi (g_{obs}) dengan jumlah dari koreksi (koreksi *drift*, koreksi pasang surut, koreksi lintang, koreksi udara bebas, koreksi bouguer, dan koreksi *terrain*). Jika variasi dari anomali Bouguer mencerminkan variasi densitas secara lateral misalnya benda dengan densitas tinggi berada di dalam medium yang memiliki densitas rendah akan menghasilkan nilai Bouguer anomali positif. Sebaliknya, benda dengan densitas rendah yang berada pada medium dengan densitas tinggi akan menghasilkan nilai anomali Bouguer negatif (Reynolds, 1997). Anomali Bouguer sendiri disebabkan oleh perbedaan densitas batuan dangkal dan dalam di bawah permukaan bumi. Efek yang ditimbulkan dari batuan dangkal permukaan disebut anomali sisa atau anomali residual, sementara anomali dalam disebut anomali regional (Haerudin dkk., 2007). Anomali Bouguer menggambarkan distribusi gaya berat untuk memperkirakan kondisi bawah permukaan berdasarkan kontras rapat massa batuan. Nilai anomali Bouguer dapat dirumuskan sebagai berikut.

$$BA = g_{obs} - g(\varphi) + FAC + BC + TC \quad (25)$$

Adapun setelah dilakukan koreksi terhadap percepatan gaya berat hasil pengukuran maka akan diperoleh persamaan anomali percepatan gaya berat, yaitu:

- 1) Anomali Bouguer Sederhana atau *Simple Bouguer Anomaly* (SBA)

$$SBA = g_{obs} - g(\varphi) + FAC - BC \quad (26)$$

- 2) Anomali Bouguer Lengkap atau *Complete Bouguer Anomaly* (CBA)

$$CBA = SBA + TC \quad (27)$$

dengan:

$$SBA = \text{Simple Bouguer Anomaly}$$

$$CBA = \text{Complete Bouguer Anomaly}$$

g_{obs}	=	Harga gravitasi pengamatan
g_n	=	Harga gravitasi teoritis
FAC	=	Koreksi Udara Bebas
BC	=	Koreksi Bouguer
TC	=	Koreksi Medan

4.4 Analisis Spektrum (*Spectrum Analysis*)

Analisis spektrum bertujuan untuk memperkirakan kedalaman anomali *gravity* di bawah permukaan. Metode analisis spektrum menggunakan Transformasi Fourier untuk mengubah fungsi dalam jarak atau waktu menjadi fungsi dalam bilangan gelombang atau frekuensi. Dengan analisis spektrum dapat diketahui kandungan frekuensi dari data, sehingga kedalaman dari anomali *gravity* dapat diestimasi. Frekuensi rendah yang berasosiasi dengan panjang gelombang yang panjang mengindikasikan daerah regional yang mewakili struktur dalam dan luas. Sedangkan frekuensi tinggi yang berasosiasi dengan panjang gelombang yang pendek mengindikasikan daerah residual (lokal) yang mewakili struktur dangkal. Adapun frekuensi yang sangat tinggi umumnya menunjukkan *noise* karena kesalahan pengukuran, kesalahan digitasi, dan lain-lain (Cahyani, 2018).

Dalam proses analisis ini dilakukan dengan mengambil beberapa lintasan yang mewakili area penelitian. Kemudian, semua data yang didapat dari lintasan tersebut diolah untuk mengestimasi lebar jendela (*window*) serta kedalaman anomali gaya berat dengan cara melakukan Transformasi Fourier lintasan yang telah ditentukan pada kontur *Complete Bouguer Anomaly* (CBA). Hasil Transformasi Fourier yang diperoleh berupa spektrum amplitudo dan spektrum fasa, yang selanjutnya digunakan untuk memperkirakan kedalaman. Proses ini dilakukan dengan mengestimasi nilai bilangan gelombang (k) dan amplitudo (A) untuk menghitung lebar jendela *filter*. Nilai tersebut selanjutnya dijadikan sebagai input data dalam proses *filtering* pemisahan anomali regional dan anomali residual. Spektrum dari potensial gaya berat yang teramati diturunkan pada suatu bidang horizontal, seperti ditunjukkan pada persamaan berikut.

$$F(U) = G\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \text{ dan } F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z')}}{|k|} \quad (28)$$

Dimana :

$$z_1 > z_0, |k| \neq 0$$

$$U = \text{Potensial gaya berat}$$

$$\mu = \text{Anomali rapat massa}$$

$$G = \text{Konstanta gaya berat}$$

$$r = \text{Jarak}$$

Gerak vertikal gravitasi yang disebabkan oleh suatu titik massa adalah turunan *derivative* dari potensial gaya beratnya :

$$g_z = Gm \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \quad (29)$$

$$F(g_z) = GmF \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \quad (30)$$

$$F(g_z) = Gm \frac{\partial}{\partial z} F \frac{1}{r} \quad (31)$$

Sehingga transformasi Fourier anomali gaya berat pada bidang horizontal yang diamati, dinyatakan dalam persamaan:

$$F(g_z) = 2\pi Gm e^{|k|(z_0-z_1)} \quad (32)$$

dimana:

$$k = \text{Bilangan gelombang}$$

$$g_z = \text{Anomali gaya berat}$$

$$z_0 = \text{Ketinggian titik amat}$$

$$z_1 = \text{Ketinggian benda anomali}$$

Jika distribusi densitas bersifat random dan tidak ada korelasi antara masing masing nilai gaya berat, maka $\mu = 1$, sehingga hasil transformasi fourier anomali gaya berat menjadi:

$$A = C e^{|k|(z_0-z_1)} \quad (33)$$

dimana:

$$\begin{aligned} A &= \text{Amplitudo} \\ C &= \text{Konstanta} \\ k &= \text{Bilangan gelombang} \\ z_0 - z_1 &= \text{Kedalaman} \end{aligned}$$

Untuk mendapatkan estimasi lebar jendela yang optimal, dilakukan perhitungan logaritma spektrum amplitudo yang dihasilkan dari transformasi fourier sehingga mendapatkan hasil persamaan garis lurus antara spektrum amplitudo ($\ln A$) dan bilangan gelombang (k).

$$\ln A = \ln 2\pi G m e^{|k|(z_0-z_1)} \quad (34)$$

$$\ln A = (z_0-z_1)|k| + \ln 2\pi G m \quad (35)$$

Berdasarkan persamaan garis lurus $y = mx + c$, maka persamaan (36) didefinisikan bahwa $\ln A$ sebagai sumbu y, $|k|$ sebagai sumbu x, dan (z_0-z_1) sebagai kemiringan garis (*gradien*). Nilai kemiringan garis (*gradient*) merupakan kedalaman benda anomali dari grafik hubungan antara $\ln A$ dan k . $|k|$ sebagai sumbu x didefinisikan sebagai bilangan gelombang sampling yang diperoleh dari persamaan:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \text{ atau } \lambda = \frac{2\pi}{k} \quad (36)$$

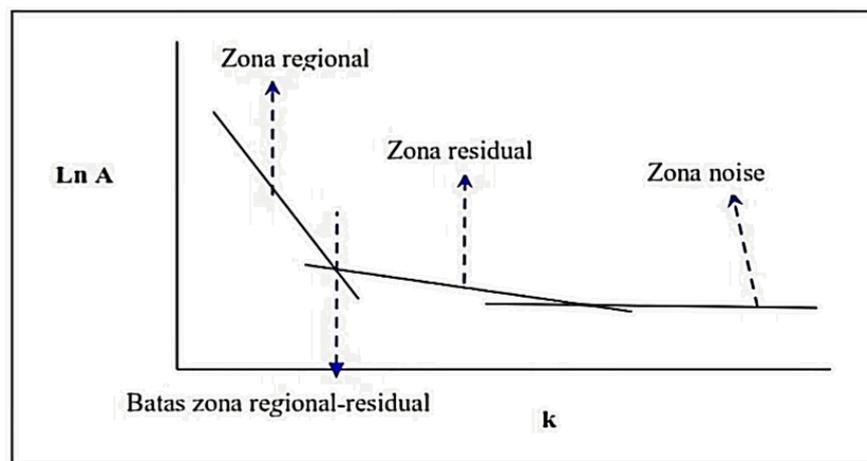
Maka didapatkan estimasi lebar jendela (N) dengan rumus yaitu:

$$N = \frac{\lambda}{\Delta x} \quad (37)$$

Nilai λ sama dengan Δx , ada faktor lain pada Δx yang disebut konstanta pengali, sehingga $\lambda = N \cdot \Delta x$. Konstanta N didefinisikan sebagai lebar jendela, sehingga lebar jendela dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$N = \frac{2\pi}{k_c \Delta x} \quad (38)$$

Dimana Δx adalah domain spasi yang akan digunakan dalam *Fast Fourier Transform* (FFT), dan k_c adalah bilangan gelombang *cut off*. Dalam proses ini akan terbentuk kurva hubungan antara f (frekuensi) dan k (bilangan gelombang).



Gambar 13. Kurva Ln A terhadap k (Blakely, 1996)

Pada **Gambar 13** dapat dilihat terdapat tiga *trend* yang mewakili zona regional, residual dan *noise*. Nilai *gradient* linier zona regional digunakan untuk estimasi kedalaman regional dan nilai *gradient* linier lurus zona residual digunakan untuk estimasi kedalaman residual. Semakin besar nilai k maka nilai frekuensi akan tinggi. Hubungan bilangan gelombang k dengan frekuensi f adalah $k = 2\pi f$, frekuensi yang sangat rendah diperkirakan berasal dari anomali regional dan frekuensi tinggi diperkirakan berasal dari sumber anomali residual.

4.5 Analisis *Spectral Decomposition*

Analisis *spectral decomposition* merupakan proses untuk memodelkan geometri bawah permukaan pada data gaya berat dengan cara melakukan pencacahan/dekomposisi menggunakan *filter* frekuensi pada suatu profil gaya berat. Selanjutnya akan didapatkan profil gaya berat hasil *filter* dengan kandungan frekuensi tertentu yang diinginkan untuk diposisikan pada suatu kedalaman tertentu. Karakteristik data gaya berat sendiri adalah memiliki spektrum gelombang di kedalaman yang berbeda dan akan selalu tumpang tindih. Akibatnya, dalam interpretasi data gaya berat akan kesulitan dalam memisahkan anomali dangkal maupun dalam. Untuk itu dilakukan pendekatan dengan *filtering* frekuensi dan melelakukan pencacahan frekuensi, sehingga dapat diketahui frekuensi tinggi maupun rendah. Selanjutnya, dari masing-masing frekuensi tersebut akan menginformasikan profil anomali yang diinginkan, sehingga memungkinkan untuk dapat memprediksi nilai anomali gaya berat pada kedalaman tertentu. Sehingga dengan menggunakan nilai prediksi ini, sumber anomali di bawah permukaan pada kedalaman tertentu dapat diperkirakan, serta masalah subjektivitas dalam melakukan interpretasi terutama secara vertikal dari metode gaya berat dapat dikurangi (Mahsa, 2018).

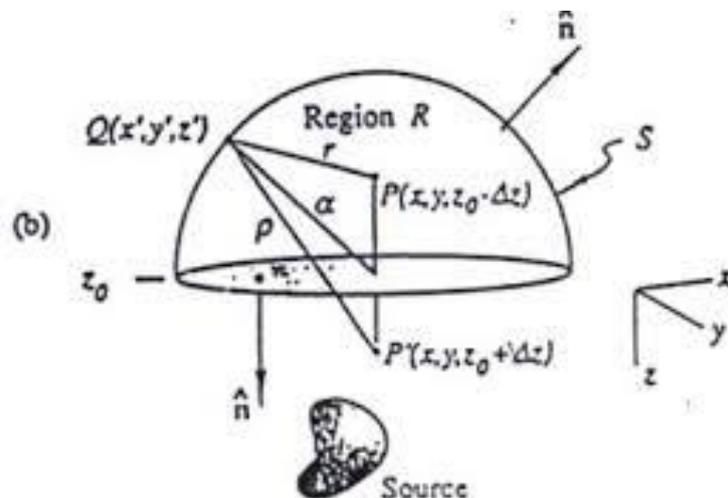
Adapun dalam penerapannya, proses analisis ini ditujukan untuk mendapatkan informasi mengenai keberadaan struktur geologi yang perkedalaman yang sudah ditentukan. Dalam menghitung spektrum amplitudo masing-masing *window* pada zona *interest*, akan dibantu dengan transformasi Fourier pada *spectral decomposition*. Satuan geologi yang terdapat pada kedalaman setiap jendela yang digunakan akan mengontrol nilai dari spektrum amplitudo yang dihasilkan. Dengan kata lain, apabila dekomposisi sinyal tersebut dihitung untuk seluruh jejak pada data awal dan ditampilkan dalam bentuk peta, maka peta tersebut menampilkan variasi perbedaan secara vertikal ataupun lateral. Sehingga dari analisis yang dilakukan akan didapatkan gambaran keadaan geologi yang lebih baik berdasarkan kedalaman yang telah diperkirakan dari hubungan bilangan gelombang dan amplitudo (Fitriah, 2009).

4.6 Upward Continuation

Upward continuation merupakan langkah perubahan data medan potensial yang diukur pada suatu level permukaan menjadi data yang seolah-olah diukur pada level permukaan yang lebih atas (Telford dkk., 1990). Metode ini digunakan karena dapat mentransformasi medan potensial yang diukur pada suatu permukaan sehingga medan potensial di atas permukaan pengukuran akan menonjolkan anomali yang disebabkan oleh sumber yang dalam (efek regional). Dengan demikian, anomali dari lapisan dangkal menjadi meluas dan amplitudo menjadi mengecil sehingga anomali yang dihasilkan akan menyerupai lapisan di bawahnya. Prinsip dasar metode ini dirumuskan oleh Blakely (1996) seperti pada persamaan berikut :

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{U(x', y', z_0)}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + \Delta z^2]^{3/2}} \right) dx' dy' \quad , \quad \Delta z > 0 \quad (39)$$

dengan $U(x, y, z_0 - \Delta z)$ merupakan total medan potensial yang berada di bidang *upward continuation* pada ketinggian h terhadap bidang permukaan (bidang pengukuran) yang besarnya medan $U(x', y', z_0)$ telah diketahui (**Gambar 14**).



Gambar 14. *Upward continuation* dari bidang horizontal (Blakely,1996)

Operator *Upward Continuation* sendiri merupakan operasi numerik stabil dan membentuk hubungan alami antara survei permukaan bumi dan survei udara.

Permasalahan utama metode ini ialah ketinggian kontinuitas yang harus diketahui. Ketika ketinggian kontinuitas ke atas lebih kecil dari nilai optimal, anomali kontinuitas ke atas jelas terdiri dari dua komponen, yaitu anomali regional dan anomali residual. Namun ketika ketinggian kontinuitas ke atas lebih besar dari nilai optimal, anomali residual menjadi lebih menurun dan hampir hilang. Kondisi ini menghasilkan anomali sintetis hanya terdiri dari komponen regional. Oleh karena itu, dikarenakan anomali regional yang sesungguhnya tidak diketahui, metode yang mungkin digunakan untuk memperkirakan ketinggian optimum yaitu dengan melakukan korelasi antara anomali regional hasil kontinuitas dari beberapa ketinggian dengan anomali regional tertentu hasil *filtering* dengan teknik lain yang digunakan sebagai acuan korelasi. Dari hasil korelasi ini, ketinggian optimum yang dipilih didasarkan pada nilai korelasi yang paling optimum (Prasetyo, 2018).

4.7 Pemisahan Anomali Regional-Residual

Data yang diperoleh setelah proses koreksi adalah data anomali bouguer. Anomali bouguer lengkap merupakan kombinasi antara anomali regional dan anomali residual atau lokal. Secara sistematis, anomali bouguer dapat dituliskan sebagai berikut:

$$g_{bouguer} = \Delta g_{reg} + \Delta g_{res} \quad (40)$$

Dimana $g_{bouguer}$ adalah anomali bouguer, g_{reg} adalah anomali regional dan g_{res} adalah anomali residual. Oleh karena itu, untuk mendapatkan anomali residual yang merepresentasikan anomali kedalaman dangkal, nilai anomali bouguer harus dikurangkan dari anomali regional untuk memisahkan anomali regional dan anomali residual .

$$g_{res} = \Delta g_{bouguer} - \Delta g_{reg} \quad (41)$$

Pada dasarnya metode pemisahan ini dilakukan untuk memisahkan anomali berdasarkan frekuensi yang berhubungan dengan kedalaman sumber anomali. Anomali regional berhubungan dengan frekuensi rendah, sedangkan anomali residual

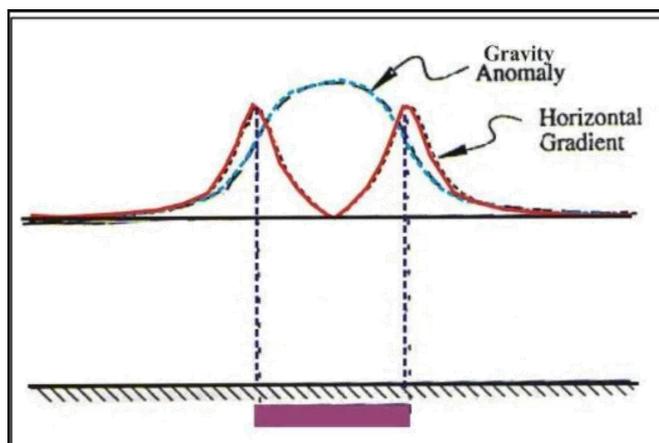
berhubungan dengan anomali tinggi. Tujuan dilakukannya proses pemisahan ini adalah untuk memperoleh nilai anomali regional dan residual yang representatif dengan keadaan bawah permukaan yang sebenarnya (Sari, 2012).

4.8 *First Horizontal Derivative (FHD)*

First Horizontal Derivative pada data anomali gaya berat adalah perubahan nilai anomali gaya berat secara horizontal (arah x dan y) dari satu titik ke titik lainnya dengan jarak tertentu dan memiliki nilai mGal/m. *Horizontal derivative* dari anomali gaya berat disebabkan oleh suatu objek yang cenderung menunjukkan tepian dari objek tersebut. Oleh karena itu, metode *horizontal derivative* dapat digunakan untuk menentukan lokasi batasan karakteristik berupa densitas horizontal dari data gaya berat (Cordell, 1979). Adapun nilai FHD dapat dihitung berdasarkan persamaan berikut (Cordell and Graunch, 1985) :

$$HG^{1ST} = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (42)$$

Dimana $\frac{\partial g}{\partial x}$ dan $\frac{\partial g}{\partial y}$ adalah turunan horizontal gaya berat pada arah x dan y. Satuan dari HG adalah mGal.m⁻¹.



Gambar 15. Nilai gradien horizontal pada model tabular (Blakely,1996)

4.9 *Second Vertical Derivative (SVD)*

Dalam pemanfaatannya, metode *Second Vertical Derivative (SVD)* pada data gaya berat berpedoman pada kurva nilai maksimum dan nilai minimum hasil *derivative* (Suharno dkk., 2018). Metode ini digunakan untuk memunculkan sumber-sumber anomali yang bersifat dangkal atau lokal. Metode ini sangat bagus untuk mengetahui diskontinuitas dari suatu struktur bawah permukaan, khususnya adanya patahan pada suatu daerah survei (Saibi dkk., 2006). Metode *Second Vertical Derivative* ini diturunkan dari persamaan Laplace, dimana untuk anomali gaya berat di permukaan dapat dirumuskan:

$$\nabla^2 \cdot \Delta g = 0 \quad (43)$$

Atau:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = 0 \quad (44)$$

Sehingga *second vertical derivative* nya diberikan oleh:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right) \quad (45)$$

Sementara, untuk data 1-D (data penampang) persamaannya diberikan oleh:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \quad (46)$$

Persamaan SVD dan 1-D diatas menunjukkan bahwa *second vertical derivative* dari suatu anomali gaya berat permukaan memiliki nilai negatif yang sama dengan *derivatif* orde dua horizon. Artinya, anomali *second vertical derivative* dapat melalui *derivatif* horizontal yang secara praktis lebih mudah dikerjakan. Untuk data anomali gaya berat dalam *grid* teratur, anomali *second vertical derivative* dapat diturunkan melalui proses *filtering* dimana persamaan konvolusi nya diberikan oleh:

$$\Delta g_{SVD}(\Delta x, \Delta y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) F(x - \Delta x, y - \Delta y) dx dy \quad (47)$$

Dimana F adalah *filter Second Vertical Derivative* sesuai persamaan diatas dan Δg adalah anomali gaya berat sebagai data *input*. Lalu *filter Second Vertical Derivative* (SVD) dengan operator Elkins dapat dilihat pada **Tabel 2**.

Tabel 2. Operator *filter* SVD (Sarkowi, 2010)

SVD Tipe Elkins (1951)				
0.00	-0.0833	0.00	-0.0833	0.00
-0.0833	-0.6667	-0.0334	-0.6667	-0.0833
0.00	-0.0334	-1.0668	-0.0334	0.00
-0.0833	-0.6667	-0.0334	-0.6667	-0.0833
0.00	-0.0833	0.00	-0.0833	0.00

Ide dari metode ini adalah mengambil nilai turunan kedua dari anomali bouguer sama dengan nol sebagai kontak dari kontras densitas antara dua lapisan batuan, Dalam hal ini, kontak tersebut dapat dikatakan sebagai struktur patahan ataupun intrusi (Sarkowi, 2010). Selanjutnya dalam menentukan jenis struktur patahan pada suatu daerah menggunakan perumusan berikut (Reynolds, 1997):

Untuk sesar naik :

$$\left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \max \right| < \left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \min \right| \quad (48)$$

Untuk sesar turun atau sesar normal:

$$\left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \max \right| > \left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \min \right| \quad (49)$$

Sedangkan untuk sesar mendatar:

$$\left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \max \right| = \left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \min \right| \quad (50)$$

Untuk menentukan arah (*dip*) sesar dapat dilihat dari kurva-kurva anomali gaya berat, FHD, dan SHD. Arah (*dip*) sesar akan mengikuti kemiringan kurva anomali gaya berat dan kurva SVD. Jika arah kurva anomali gaya berat dan kurva SVD menurun ke arah kiri, maka sesar pun juga menurun ke arah kiri bawah, begitu juga sebaliknya. Jika arah kurva anomali gaya berat dan kurva SVD menurun ke arah kanan, maka sesar pun akan menurun ke arah kanan bawah.

4.10 *Forward Modeling*

Pemodelan ke depan (*forward modeling*) adalah pemodelan yang dilakukan untuk mendapatkan data lapangan teoritis dari parameter model bawah permukaan tertentu. Konsep ini digunakan untuk menginterpretasi atau menafsirkan data geofisika. Jika respon suatu model cocok (*fit*) dengan data, maka model yang digunakan untuk memperoleh respon dapat dianggap mewakili kondisi bawah permukaan tempat data diukur. Untuk itu *trial and error* dilakukan pada parameter model untuk mendapatkan data data teoritik yang cocok dengan data pengamatan (Rahma dan Wahyudi, 2014). Ketepatan metode ini bergantung pada pengalaman subjektif seorang interpreter dalam memperkirakan nilai awal parameter model serta perubahan nilai parameter model hingga memperoleh respon yang semakin dekat dengan data. Semakin kompleks hubungan antara data dan parameter model, maka proses yang dilakukan semakin sulit dan *trial and error* semakin banyak. Adanya informasi tambahan dari data geologi atau data geofisika lainnya dapat membantu penentuan model awal.

Dalam penerapannya, Talwani (1959) menggunakan pemodelan ini untuk menghitung efek gaya berat model bawah permukaan dengan membuat penampang berbentuk sembarang yang diwakili oleh n poligon sebagai integral garis sepanjang sisi-sisi poligon. Untuk komponen vertikal dinyatakan dalam persamaan:

$$g_t = 2G\rho \oint z d\theta \quad (51)$$

Integral garis tertutup komponen vertikal dalam persamaan (51) dapat dinyatakan sebagai jumlah integral garis tiap sisi, dan persamaan tersebut dapat ditulis sebagai :

$$g_t = 2G\rho \sum_{i=1}^n g_i \quad (52)$$

Model benda anomali sembarang oleh Talwani didekatkan dengan poligon menggunakan sistem koordinat kartesian. Untuk benda poligon sederhana dapat dinyatakan sebagai:

$$g_t = \int_b^c \frac{a_i \tan \theta_i}{\tan \phi - \tan \theta} d\theta \quad (53)$$

Sehingga diperoleh :

$$g_t = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \{(\theta_i + \theta_{i+1}) \ln \left(\frac{\cos \phi_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\tan \phi - \tan \theta} \right)\} \quad (54)$$

Dengan :

$$a_i = x_{i+1} - z_{i+1} \quad (55)$$

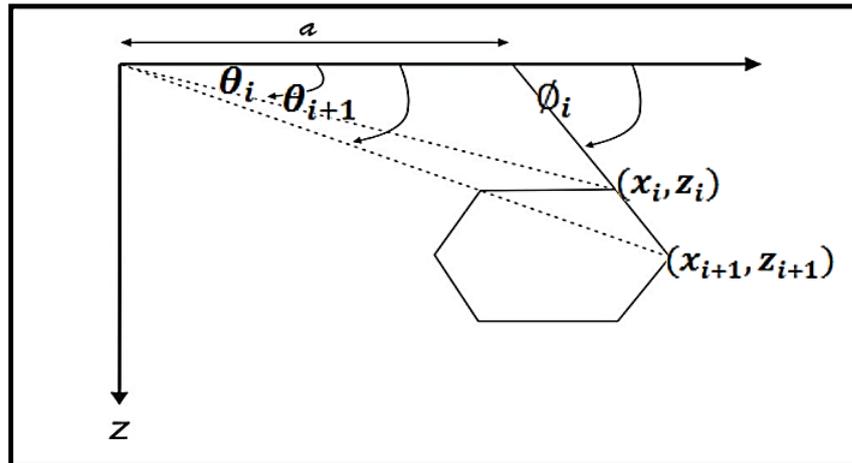
$$\cot \phi_i = x_{i+1} - z_{i+1} \left(\frac{x_{i+1} + x_i}{z_{i+1} + z_i} \right) \quad (56)$$

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{z_i}{x_i} \quad (57)$$

$$\phi_i = \tan^{-1} \frac{z_{i+1} + z_i}{x_{i+1} + x_i} \quad (58)$$

Untuk keperluan komputasi, persamaan diatas ditulis dalam bentuk yang lebih sederhana. Dengan mensubstitusikan nilai sin, cos, dan tan dengan koordinat titik poligon dalam diperoleh:

$$Z_i = \frac{a_i c}{c^2 + 1} \left\{ \theta_i - \theta_{i+1} + \frac{1}{2} c \left(\frac{x_{i+1}^2 - z_{i+1}^2}{x_i^2 - z_i^2} \right) \right\} \quad (59)$$



Gambar 16. Efek gravitasi poligon menurut Talwani (1959)

4.11 Pemodelan Inversi 3D (*Invers Modelling*)

Pemodelan inversi sering disebut sebagai data *fitting* karena dicari parameter model yang menghasilkan respons yang sesuai dengan data pengamatan. Kesesuaian antara respon model dengan data pengamatan umumnya dinyatakan oleh suatu fungsi objektif yang harus diminimumkan. Dalam kalkulus, suatu fungsi mencapai minimum ketika turunannya sehubungan dengan parameter atau variabel yang tidak diketahui adalah bernilai nol. Hal ini digunakan untuk memperkirakan parameter model. Model ini umumnya dimodifikasi agar sesuai dengan respon terhadap data. Hasil pemodelan 3D kemudian diintegrasikan dengan data geologi sehingga dapat pilih model densitas yang lebih akurat (Parapat dkk., 2017).

Dalam pemodelan ini, untuk memperkirakan volume massa suatu benda menggunakan rangkaian prisma siku-siku. Jika cukup kecil, setiap prisma dapat diasumsikan memiliki kerapatan konstan. Oleh karena itu, anomali gravitasi benda pada setiap titik dapat diperkirakan sebagai jumlah gaya total prisma dengan prinsip superposisi (Dermawan, 2010). Prisma segiempat dengan densitas ρ seragam dengan dimensi dibatasi oleh $x_1 \leq x \leq x_2$, $y_1 \leq y \leq y_2$, $z_1 \leq z \leq z_2$, maka gaya vertikal pada sumber diberikan oleh :

$$\Delta g = G\rho \int_{z_1}^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} \frac{z'}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dx' dy' dz' \quad (60)$$

Dimana G merupakan konstanta gravitasi dalam satuan Nm^2/kg^2 (Grant and West, 1965).

Pada penelitian ini pemodelan data anomali bouguer dilakukan dengan metode inversi tiga dimensi menggunakan *software Grablox 1.6* dari Pirttijarvi (2008) sehingga menghasilkan model penampang densitas berbentuk 3D. Perangkat lunak *Grablox 1.6* ini menggabungkan dua metode inversi yaitu inversi *Singular Value Decomposition* (SVD) dan *inversi Occam* (Hjelt, 1992) yang diproses secara berurutan. Inversi *Singular Value Decomposition* adalah suatu teknik pemfaktoran matriks dengan menguraikan suatu matriks ke dalam dua matriks, sebagai contoh dari matriks A menjadi matriks U dan V . Secara matematis persamaannya (Sugianto dan Rahadinata, 2015) dapat ditulis sebagai:

$$A = U S V^T \quad (61)$$

dimana :

U	=	Matriks ortogonal sebelah kiri
S	=	Matriks diagonal
V	=	Matriks ortogonal sebelah
T	=	Transpose matriks

Perhitungan inversi matriks menggunakan teknik SVD relatif lebih stabil. Dalam penerapan Teknik SVD, nilai singular yang lebih kecil dari harga tertentu dapat diabaikan atau dianggap sama dengan nol sehingga tidak diikutsertakan pada proses perhitungan solusi. Penerapan teknik SVD pada pemodelan inversi (khususnya pada perhitungan matriks) umumnya dapat menghasilkan solusi inversi yang cukup baik (Grandis, 2009).

Sementara itu, inversi *Occam* sendiri merupakan suatu metode inversi yang memanfaatkan tingkat kekasaran (*roughness*) suatu model (Constable dkk., 1987). Metode ini dilakukan untuk memaksimalkan kecocokan antara data hasil pengukuran dan data hasil perhitungan sehingga memperkecil nilai kesalahan antara hasil

pengukuran dan hasil perhitungan. Analisis data menggunakan metode inversi *occam* dapat menggambarkan struktur model tersembunyi atau tidak terlihat sebagai struktur tanpa data. Adapun secara matematis inversi *Occam* dapat ditulis sebagai berikut:

$$U = \|\delta m\|^2 + \mu^{-1} \|Wd - WGm\|^2 - X^2 \quad (62)$$

Dimana :

$$\begin{aligned} \|\delta m\|^2 &= \text{Kekerasan (roughness)} \\ \mu^{-1} &= \text{Lagrange multiplier} \\ \|Wd - WGm\|^2 &= \text{Missfit} \\ X^2 &= \text{Error} \end{aligned}$$

Selanjutnya dari hasil pemodelan inversi didapatkan distribusi rapat massa (densitas) batuan dalam tiga dimensi. Hasil pemodelan ini memberikan gambaran bawah permukaan secara lebih jelas mengenai kondisi bawah permukaan berdasarkan distribusi rapat massa daerah penelitian dan juga memperkuat informasi model bawah permukaan yang diperoleh dari hasil pemodelan 2D.

4.12 Pola Arah Migrasi

Akumulasi hidrokarbon pada *petroleum system* bergantung pada unsur-unsur utama yang meliputi : reservoir, perangkap, *seal*, batuan induk, kematangan dan pengisian (Suyono dkk., 2005). Adanya mekanisme migrasi terjadi akibat sifat alamiah fluida yang berpindah dari tekanan tinggi menuju tempat yang bertekanan lebih rendah. Selain itu, migrasi juga disebabkan adanya kapilaritas lapisan batuan *permeable*. Akumulasi dari hidrokarbon akan bermigrasi dari batuan reservoir yang satu ke batuan reservoir yang lain dan akan terperangkap karena adanya batuan *impermeable* yang terletak di atas lapisan batuan reservoir atau disebut sebagai *cap rock* dan permukaan air pada lapisan bawahnya (Shanny, 2016). Sifat aliran hidrokarbon dari anomali rendah bergerak pada anomali tinggi diakibatkan tekanan yang tinggi pada anomali.

IV. METODE PENELITIAN

4.1 Tempat dan Waktu Penelitian

Adapun Tugas Akhir ini yaitu dilakukan di:

Tempat : Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan

Alamat : Jl. Dr. Djunjunan NO.236, Husen Sastranegara, Kec. Cicendo,
Kota Bandung, Jawa Barat 40174

Tanggal : 6 Februari 2023 – 27 Maret 2023

4.2 Alat dan Bahan

Adapun alat dan bahan yang digunakan dalam Tugas Akhir ini adalah sebagai berikut.

1. Laptop
2. Data anomali bouguer lengkap gaya berat terkoreksi
3. *Microsoft Excel 2016*
4. *Software Oasis Montaj*
5. *Software Surfer 13*
6. *Matlab 2007*
7. *ArcGis 10.3*
8. *Software Grablox*
9. *Software Rockwork 15*

10. CorelDRAW 2020

4.3 Pengolahan Data

Adapun prosedur penelitian yang dilakukan yaitu sebagai berikut.

1. Membuat Peta Kontur Anomali Bouguer

Data utama yang digunakan dalam penelitian ini yaitu data anomali bouguer terkoreksi wilayah lepas pantai utara Madura, Cekungan Jawa Timur Utara yang merupakan data pemetaan *land gravity* Jawa-Madura oleh Badan Geologi dan data satelit *topex*. Selanjutnya dilakukan pembuatan peta anomali bouguer lengkap menggunakan *software Oasis Montaj*. Dari peta anomali bouguer ini kemudian dapat diidentifikasi pola anomali tinggi dan rendahnya. Pola tinggian digambarkan dengan nilai anomali yang tinggi, sementara rendahan digambarkan dengan nilai anomali yang rendah. Adapun dalam proses pengolahan data dilakukan menggunakan *software Oasis Montaj* untuk *filtering upward continuation*, serta pemisahan anomali regional-residual menggunakan *software surfer 13*. Adapun pemodelan 3D inversi pada data anomali residual dilakukan menggunakan *software Grablox* dan *Rockwork 15*.

2. Analisis Spektral

Analisis spektral dilakukan untuk mengestimasi kedalaman batuan sedimen dan *basement* daerah penelitian. Metode analisis spektral dilakukan dengan menggunakan *Transformasi Fourier* (FFT) untuk mengubah fungsi dalam jarak atau waktu menjadi fungsi dalam bilangan gelombang atau frekuensi. Dengan analisis ini dapat diketahui kandungan sinyal sepanjang lintasan yang dibuat yang kemudian dibuat grafik hubungan antara bilangan gelombang (k) versus log normal amplitudo ($\ln A$). Frekuensi rendah yang berasosiasi dengan panjang gelombang panjang mengindikasikan daerah regional yang mewakili struktur dalam dan luas. Sementara, frekuensi tinggi yang berasosiasi dengan panjang gelombang pendek mengindikasikan

daerah residual yang mewakili struktur dangkal. Proses analisis ini dilakukan dengan mengambil data sebanyak 11 lintasan yang mewakili daerah penelitian. Semua data kemudian diolah dengan *Microsoft Excel* untuk mencari nilai $\ln A$ dan k yang nantinya digunakan untuk mengestimasi kedalaman yang kita cari. Dari estimasi kedalaman yang diperoleh, selanjutnya dapat digunakan sebagai salah satu acuan dalam penentuan kedalaman sedimen pada saat pemodelan 2D *forward modeling*.

3. Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Anomali bouguer merupakan nilai anomali gaya berat yang disebabkan oleh perbedaan densitas batuan pada daerah dangkal dan daerah yang lebih dalam di bawah permukaan. Efek yang berasal dari batuan pada daerah dangkal disebut anomali residual, sementara efek dari batuan yang lebih dalam disebut anomali regional. Oleh karena itu, perlu dilakukan pemisahan anomali regional dan residual pada anomali bouguer. Proses pemisahan anomali regional dan residual dilakukan dengan teknik *optimum upward continuation*. Teknik ini dilakukan dengan cara melakukan *upward* kontinuitas dari data anomali bouguer pada beberapa ketinggian yang berbeda, untuk selanjutnya dilakukan korelasi antara anomali regional hasil *filtering* dengan metode lain yang dianggap sebagai acuan dengan anomali regional hasil kontinuitas dari beberapa ketinggian. Pada proses *filtering* ini digunakan ketinggian kontinuitas mulai dari 1000 m – 20000 m dengan selang ketinggian 1000 m. Ketinggian optimum diperoleh berdasarkan nilai korelasi tertinggi. Selanjutnya, anomali regional hasil kontinuitas optimum yang diperoleh digunakan untuk mendapatkan anomali residual dengan melakukan pengurangan antara anomali bouguer dengan anomali regional pada ketinggian optimum.

4. Analisis Spectral Decomposition

Analisis *spectral decomposition* dilakukan untuk melihat pola struktur dan sub-cekungan dari beberapa kedalaman tertentu pada anomali residual. Penentuan kedalaman ini dilakukan secara berurutan dari kedalaman yang

lebih dangkal ke kedalaman yang lebih dalam. Penentuan kedalaman ini dilakukan dengan menggunakan grafik hubungan antara $\ln A$ dan k , dengan cara mengatur nilai *cut off* hingga mendapatkan kedalaman sedimen yang kita cari. Setelah didapatkan kedalaman yang kita cari, selanjutnya dilakukan pengamatan terhadap nilai lebar jendela yang nantinya digunakan sebagai parameter *input filtering* untuk menghasilkan peta anomali regional dan residual pada masing-masing kedalaman. Pada penelitian ini, kedalaman yang di gunakan yaitu 1.5 km, 2 km, 2.5 km, 3 km, 3.5 km dan 4 km. Pembuatan peta residual dan regional untuk masing masing kedalaman ini sangat membantu dalam deliniasi cub-cekungan dan menginterpretasikan pola struktur geologi yang ada pada daerah penelitian.

5. Mengidentifikasi Pola Sub-Cekungan, Pola Tinggian dan Pola Migrasi

Identifikasi pola sub-cekungan dan pola tinggian pada daerah penelitian dilakukan dengan menarik nilai anomali tinggian dan rendahan pada anomali residual gaya berat. Pola sub-cekungan diidentifikasi dari nilai anomali yang relatif rendah. Hal ini dikarenakan batuan sedimen sebagai batuan penyusun cekungan biasanya memiliki densitas yang relatif rendah. Adapun pola tinggian diidentifikasi dari nilai anomali yang relatif tinggi yang juga merupakan batas cekungan. Sementara itu pola migrasi hidrokarbon diidentifikasi dengan menggunakan analisis vektor menggunakan *software surfer*. Identifikasi ini ditujukan untuk mengetahui pola aliran hidrokarbon yang cenderung bermigrasi dari anomali rendah bergerak menuju anomali tinggi. Hal ini karena sifat alamiah fluida yang berpindah dari tekanan tinggi menuju tempat yang bertekanan lebih rendah.

6. Analisis Derivative

Analisis *derivative* adalah metode untuk mengetahui patahan dengan menghitung nilai turunan dari anomali residual. Metode *First Horizontal Derivative* (FHD) digunakan untuk menentukan lokasi batas kontak kontras densitas horizontal dari data gaya berat. *First Horizontal Derivative* (FHD) anomali gaya berat digunakan untuk menunjukkan batas struktur geologi

yang menyebabkan anomali. Pada daerah yang terdapat struktur geologi dapat dilihat dari turunan pertama horizontal yang cenderung memiliki karakteristik tajam berupa nilai maksimum atau minimum. Sementara itu untuk metode *Second Vertical Derivative* (SVD), digunakan untuk memunculkan sifat-sifat anomali yang bersifat lokal/dangkal yang ditunjukkan untuk mengetahui diskontinuitas dari suatu struktur bawah permukaan, khususnya patahan. Pada penelitian ini penulis melakukan analisis *derivative* pada peta anomali residual. Adapun dalam menentukan jenis struktur patahan pada suatu daerah menggunakan perumusan berikut (Reynolds, 1997), dimana jika $\left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \max \right| < \left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \min \right|$ dapat diidentifikasi sebagai patahan naik, kemudian jika $\left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \max \right| > \left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \min \right|$ dapat diidentifikasi sebagai patahan normal/turun, sementara jika $\left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \max \right| = \left| \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \min \right|$ dapat diidentifikasi sebagai patahan mendatar.

7. Pemodelan Bawah Permukaan

Ada dua jenis pemodelan yang digunakan penelitian kali ini, yaitu pemodelan maju atau *forward modelling* dan pemodelan mundur atau *inverse modelling*. *Forward modelling* digunakan saat melakukan pemodelan 2D menggunakan *software Oasis Montaj*. Pemodelan inversi (*inverse modelling*) digunakan untuk pemodelan 3D. Hal yang dilakukan yaitu melakukan inversi data anomali residual menggunakan *grabbox*, yang selanjutnya diinput pada *software Rockworks 15*. Dari model 3D inversi yang diperoleh ini dapat terlihat kedalaman sedimen yang digambarkan dengan nilai anomali rendah. Dari hasil model 3D inversi yang diperoleh selanjutnya dapat digunakan sebagai acuan lain dalam penentuan kedalaman sedimen pada pemodelan 2D dengan *forward modeling*. Selanjutnya pemodelan 2D *forward modeling* dilakukan untuk validasi model 3D yang dihasilkan dari pemodelan inversi 3D. Adapun dalam pemodelan 2D dilakukan dengan membuat sayatan lintasan pada anomali residual dengan arah sayatan melewati pola struktur yang rendah dan tinggi yang ingin kita identifikasi. Adapun penentuan kedalaman digunakan berdasarkan estimasi

kedalaman sedimen berdasarkan hasil analisis spektral dan kedalaman sedimen (cekungan) hasil *invers modeling*. Dari sayatan lintasan tersebut, selanjutnya dilakukan analisis *derivative* untuk mengidentifikasi adanya struktur geologi. Dari hasil identifikasi struktur ini selanjutnya digunakan sebagai informasi adanya patahan atau sesar dalam pemodelan *forward modelling*.

8. Interpretasi Kualitatif Cekungan Hidrokarbon

Interpretasi kualitatif bertujuan untuk mengetahui perubahan anomali secara lateral berdasarkan hasil anomali residual yang telah diperoleh dari hasil *filtering* menggunakan *optimum upward continuation*. Interpretasi ini biasanya digunakan untuk mengetahui pola sub-cekungan, dan pola tinggian. Anomali rendah memperlihatkan adanya batuan dengan rapat massa batuan atau densitas yang lebih rendah (batuan sedimen), sedangkan anomali tinggi mencerminkan adanya batuan dengan rapat massa batuan atau densitas yang lebih tinggi. Daerah yang memiliki anomali rendah diinterpretasikan sebagai cekungan sedimen, dan daerah dengan anomali tinggi merupakan daerah tinggian. Selain itu, pada interpretasi kualitatif juga dilakukan identifikasi mengenai pola arah migrasi hidrokarbon yang cenderung bermigrasi dari daerah bertekanan tinggi ke daerah bertekanan rendah. Hal ini bertujuan untuk mengetahui arah migrasi hidrokarbon pada daerah penelitian.

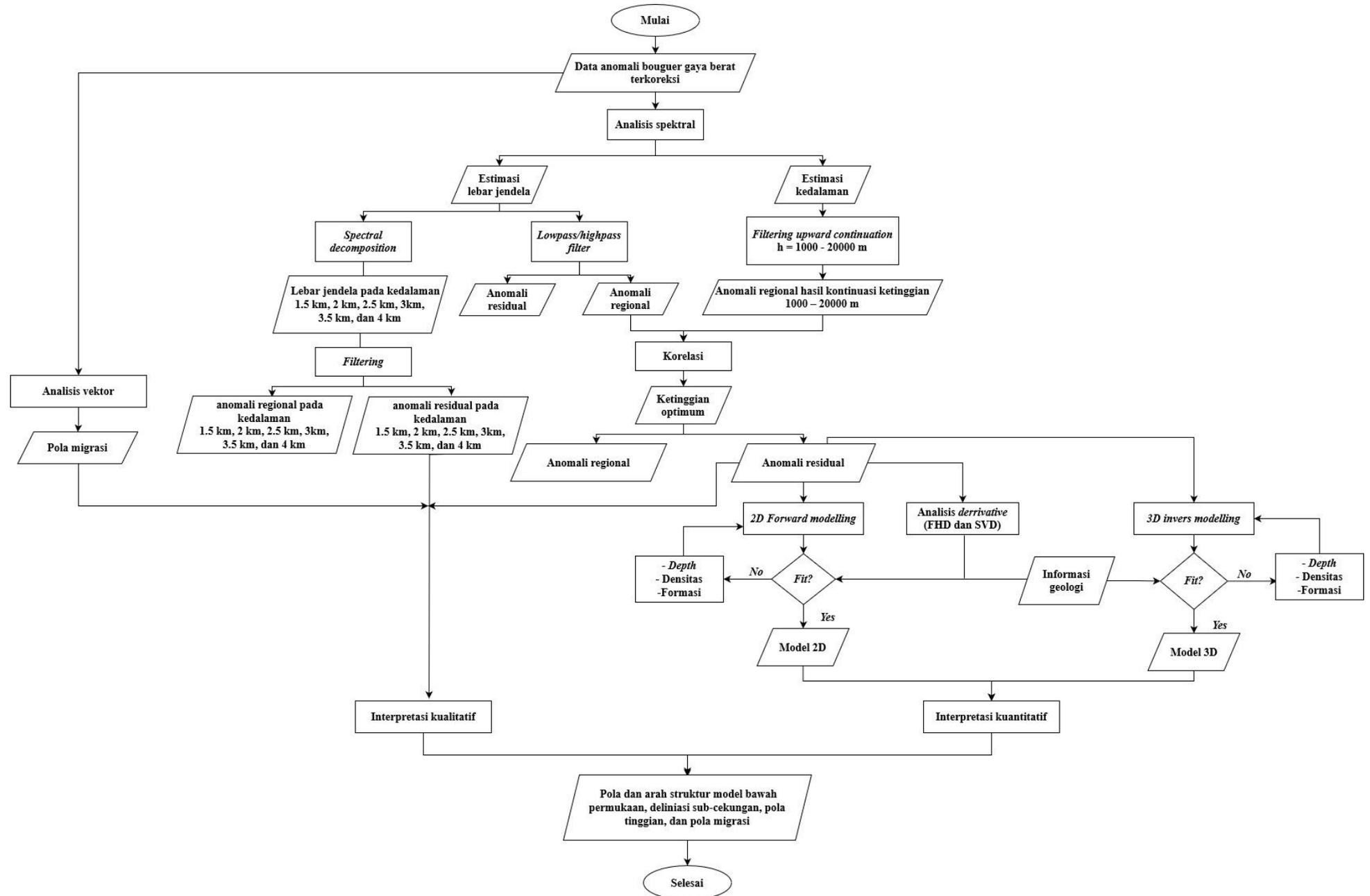
9. Interpretasi Kuantitatif Cekungan Hidrokarbon

Interpretasi kuantitatif bertujuan untuk mengetahui model geologi bawah permukaan yang meliputi dimensi atau ukuran model, jenis batuan penyusun yang dibuat berdasarkan parameter fisis rapat massa (densitas) batuan. Hasil interpretasi kuantitatif diharapkan dapat diketahui kedalaman batuan dasar serta komposisi batuan sedimen yang berada di atasnya. Tahapan interpretasi kuantitatif dilakukan dengan melakukan pemodelan 2D dengan *forward modelling* serta pemodelan 3D inversi menggunakan *software grablox dan rockwork 15*. Pemodelan 2D dengan *forward*

modelling dilakukan dengan membuat sayatan penampang pada anomali residual. Penentuan kedalaman batuan sedimen dari pemodelan 2D digunakan berdasarkan nilai rata-rata kedalaman anomali residual dari proses analisis spektral serta kedalaman sedimen yang diperoleh dari model inversi 3D data anomali residual. Dalam melakukan pemodelan 2D juga dilakukan analisis FHD (*First Horizontal Derivative*) dan SVD (*Second Vertical Derivative*) untuk menggambarkan struktur patahan yang ada pada daerah penelitian. Dari hasil model 2D dan 3D ini selanjutnya dapat menjadi gambaran model bawah permukaan daerah penelitian, baik secara 2D maupun 3D.

4.4 Diagram Alir

Adapun diagram alir pada penelitian ini ditunjukkan pada **Gambar 17** berikut.



Gambar 17. Diagram Alir

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

6.1 Kesimpulan

1. Berdasarkan peta anomali bouguer didapatkan persebaran nilai anomali pada rentang 8.9 – 49.5 mGal. Anomali tinggi tersebar dibagian selatan dan timur daerah penelitian, sementara anomali rendah tersebar dibagian tengah hingga utara daerah penelitian.
2. Hasil analisis spektral menunjukkan kedalaman rata-rata anomali regional (bidang diskontinuitas kerak bawah) sebesar -23,704 km dan rata-rata kedalaman anomali residual (kedalaman batuan sedimen/batas antara batuan dasar dengan batuan sedimen) sebesar -3.788 km.
3. Hasil *filtering upward continuation* diperoleh anomali regional optimum pada kontinuai 5000 m. Anomali regional menggambarkan struktur anomali dalam, sementara anomali residual menggambarkan struktur anomali yang lebih dangkal.
4. Berdasarkan interpretasi kualitatif didapatkan pola tinggian dengan arah relatif barat – timur (dibagian selatan) dan berarah timur laut – barat daya (dibagian tengah hingga utara), serta 10 sub-sub cekungan yang ditandai dengan *closure* rendahan dengan dibatasi tinggian dan struktur berupa patahan turun disekitarnya sebagai jalan migrasi hidrokarbon.
5. Hasil pemodelan 3D inversi didapatkan sebaran nilai rapat massa batuan dengan rentang 2.3 - 3.0 gr/cc. Dari permodelan 2D diperoleh model bawah permukaan yang terdiri atas empat lapisan, yaitu batuan Tersier-Neogen (2.1 gr/cc) pada lapisan pertama sebagai formasi Lidah, batuan Tersier-Neogen (2.3 gr/cc) pada

lapisan kedua sebagai gabungan formasi Tawun, Ngrayong, dan Wonocolo, batuan sedimen Tersier-Paleogen (2.45 gr/cc) pada lapisan ketiga sebagai formasi Prupuh dan Kujung, serta pada lapisan *basement* (2.67 gr/cc) berupa batuan granitik.

6.2 Saran

Setelah dilakukan studi pendahuluan menggunakan metode gaya berat untuk mengetahui struktur dan keadaan geologi bawah permukaan berdasarkan parameter rapat massa batuan, perlu dilakukan studi pembandingan dengan metode geofisika lainnya untuk mendapatkan hasil yang lebih maksimal dan akurat. Selain itu, dengan adanya tambahan data lain baik berupa data seismik, data sumur, maupun data geokimia juga akan menambah keakuratan hipotesa penelitian dalam penentuan sumur sumur prospek untuk dilakukan pemboran.

DAFTAR PUSTAKA

- Bebe, M. 2021. Studi Identifikasi Cekungan Sumatera Selatan untuk Mendelineiasi Struktur Sub-Cekungan Sedimen Berpotensi Hidrokarbon Berdasarkan Data Gayabarat. Skripsi. Fakultas Teknik Universitas Lampung.
- Blakely, R. J. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Bosy, R. S. 2016. Analisis Gravitasi untuk Menentukan Struktur Geologi dan Analisis *Petroleum System* Cekungan Barito, Daerah Tanjung Area, Kalimantan Selatan. Skripsi. Fakultas Teknologi Kebumian Dan Energi Universitas Trisakti Jakarta.
- Cahyani, N. 2018. Pemodelan 2,5 D Bawah Permukaan Menggunakan Metode *Gravity Marine* dengan Analisis *Polynomial Surface Fitting* untuk Mengidentifikasi Pola Cekungan "Rim" di Laut Arafura Bagian Utara. Skripsi. Universitas Pembangunan Nasional "Veteran" Yogyakarta. Yogyakarta.
- Constable, S.C., Parker, R.L. dan Constable, C.G. 1987. Occam's Inversion: A Practical Algorithm for Generating Smooth Models from Electromagnetic Sounding Data. *Geophysics*, 52(3), 289–300.
- Cordell, E. 1979. *Gravimetric Expression of Graben Faulting in Santa Fe County and Espanola Basin, New Mexico*. 30th Field Conf. Santa Fe Country.
- Cordell, L. dan Grauch, V.J.S. 1985. *Mapping Basement Magnetization Zones from Aeromagnetic Data in the San Juan Basin, New Mexico*. The utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps: SEG.
- Dermawan, A. 2010. Rekonseptualisasi dan Pemrograman Reduksi Data Gravitasi serta Pemetaan ke Koordinat Teratur (*Gridding*) Menggunakan Bahasa Pemrograman *Visual Basic*. Skripsi. Yogyakarta: MIPA UGM.

- Fatahillah, Y. 2016. Penentuan Potensi Batuan Induk Menggunakan Model Log TOC, pada Formasi Ngimbang, Lapangan “Arrazi”, Cekungan Jawa Timur Utara. Skripsi. Institut Teknologi Sepuluh Nopember. Surabaya.
- Febriyansyah, D., Haerudin, N., Suharno, dan Setiadi, I. 2017. Studi Pola Sub-Cekungan Hidrokarbon Menggunakan Analisis *Spectral Decomposition*, Pemodelan 2D dan Pemodelan 3D Berdasarkan Data Gayaberat Daerah Longiram, Kalimantan Timur. *Jurnal Geofisika Eksplorasi*, 3(3), 16.
- Fitriah, N. 2009. Aplikasi Dekomposisi Spektral untuk Peningkatan Resolusi Data Seismik Pada Lapisan Tipis Batubara. Tesis. Depok: Universitas Indonesia.
- Grandis, H. 2009. *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*. Jakarta: Himpunan Ahli Geofisika Indonesia.
- Grant, F.S., dan West, G.F. 1965. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill Inc. New York.
- Haerudin, N. dan Karyanto. 2007. Aplikasi Metode Polinomial *Least Square* Berbasis Matlab untuk Memisahkan Efek Residual Anomali Regional pada Data Gravitasi (Studi Kasus Kotamadya Bandar Lampung). *J. Sains MIPA*, 13(1), 32–36.
- Hamilton, W. 1979. Tectonics of the Indonesian Region. *USGS Professional Paper*. vol. 1078, 345 p.
- Hjelt, S.E. 1992. Pragmatic Inversion of Geophysical Data, Lecture Notes in Earth Sciences 39, 1 Ed. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*. Berlin, Jerman.
- Koesmadinata, R.P. 1978. *Geologi Minyak dan Gas Bumi*. Bandung: ITB.
- Kusumastuti A., Darmoyo A.B., Suwarlan W., Sosromihardjo S.P.C. 1999. The Wunut Field: Pleistocene volcanoclastic gas sands in East Java. *Proceedings Indonesian Petroleum Association, 27th Annual Convention & Exhibition*, Jakarta.
- Mahsa, A. 2018. Aplikasi Metode Spectral Decomposition 2D pada Data Gaya Berat Kota Surabaya. Skripsi. Prodi Teknik Geofisika Institut Teknologi Sepuluh Nopember. Surabaya.
- Manur, H. dan Barraclough. 1994. Structural Control on Hydrocarbon Habitat in

- the Bawean Area, East Java Sea. *Proceedings Indonesian Petroleum Association, 23rd Annual Convention & Exhibition*, Jakarta.
- Mudjiono, R. dan Pireno, G.E. 2001. Exploration of The North Madura Platform, Offshore East Java, Indonesia. *Proceedings Indonesia Petroleum Association 28th Annual Convention and Exhibition*, Jakarta.
- Pandoyo, S.H. 2004. *In House Training Gravity*. Pusat Pendidikandan Pelatihan Minyak dan Gas Bumi. Cepu.
- Panjaitan, S. 2010. Prospek Migas pada Cekungan Jawa Timur dengan Pengamatan Metode Gaya Berat. *Buletin Sumber Daya Geologi*, 5(3), 168 – 181.
- Parapat, J., Hilyah, A., Utama, W. dan Rahadinata, T. 2017. Pemodelan 3D Data Gaya Berat untuk Mengidentifikasi Sumber Panas Daerah Panas Bumi Sipoholon. Sumatera Utara. *Jurnal Geosaintek*, 3 (3),167–172.
- Pirttijarvi, M. 2008. *Gravity Interpretation and Modeling Software Based on 3-D Block Models. User's Guide to Version 1.6b*. Department of Physics Sciences. University of Oulu. Finlandia.
- Ponto. 1996. *Petroleum Geology of Indonesian Basins :Principles, Mehods and Applicartion (V.4, East Java Basins)*. Pertamina BPPKA (Foreign Contractors Ventures Development Body) : Jakarta.
- PPPTMGB Lemigas. 2003. *Pembuatan Prospect dan Lead serta Play Concept Penemuan Cadangan Migas di Cekungan Selat Madura*. Proyek Peningkatan Cadangan Migas. Laporan Tertutup.
- Prasetyo, A. 2018. Estimasi Ketinggian Optimum Kontinuasi ke Atas untuk Pemisahan Data Gaya Berat dengan Menggunakan Korelasi Silang. *Al Jazari Journal of Mechanical Engineering*, 3(1), 1–5.
- Pringgoprawiro, H. 1983. Biostratigrafi dan Paleogeografi Cekungan Timur Utara, Suatu Pendekatan Baru. Disertasi. ITB : Bandung.
- Pulunggono, A. dan Martodjojo, S. 1994. *Perubahan Tektonik Paleogen-Neogen Merupakan Peristiwa Tektonik Penting di Jawa*. Kumpulan Makalah Seminar Geologi dan Geotektonik Pulau Jawa sejak Akhir Mesozoik hingga Kuartar, Jurusan Geologi Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta, hal. 1 – 14.
- Putra, P. S. 2007. Sekuen Pengendapan Sedimen Miosen Tengah Kawasan Selat

Madura. *Jurnal Riset Geologi & Pertambangan*, 17(1), 20 -36.

- Rahma, M. dan Wahyudi. 2014. Pembentukan Karakter Melalui Aplikasi Sains (Pemodelan 3D Anomali Gravitasi Magma Gunungapi Merapi dengan Software Grablox, Bloxer Dan Rockwork). *Prosiding Seminar Nasional*, Yogyakarta.
- Reynolds, J.M. 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley and Sons Inc., England
- Ridki, N. 2020. Pemetaan Struktur Batuan Dasar Menggunakan Metode Energy Spectral Analysis – Multi Window Test (Esa – Mwt) Data Gravitasi Pada Sub Cekungan Sakala. Skripsi. Fakultas Sains Dan Teknologi Universitas Islam Negeri Syarif Hidayatullah Jakarta. Jakarta.
- Saibi, H., Nishijima, J., Ehara, S. dan Aboud, E. 2006. Integrated Gradient Interpretation Techniques for 2D and 3D Gravity Data Interpretation. *Earth Planets Space*, 58, 815–821.
- Sari, I.P. 2012. Study Komparasi Metode Filtering untuk Pemisahan Regional dan Residual dari Data Anomali Bouguer. Skripsi. Prodi Fisika FPMIPA Universitas Indonesia. Depok.
- Sarkowi, M. 2008. Gradient Vertikal Gayaberat Mikro Antar Waktu dan Hubungannya dengan Dinamika Air Tanah. *Prosiding Seminar Nasional Sains dan Teknologi II*. Lampung: Universitas Lampung .
- Sarkowi, M 2009. *Modul praktikum metode gayaberat*. Universitas Lampung. Bandar lampung.
- Sarkowi, M. 2010. Identifikasi Struktur Daerah Panasbumi Ulubelu Berdasarkan Analisa Data SVD Anomali Bouguer. *J. Sains MIPA*, 16(2), 111- 118.
- Sarkowi, M. 2014. *Eksplorasi Gaya Berat*. Yogyakarta: Graha Ilmu.
- Satyana, A.H., Erwanto, E., and Prasetyadi, C., 2004. Rembang-Madura-Kangean-Sakala (RMKS) Fault Zone, East Java Basin: The Origin and Nature of A Geologic Border. *Proceeding the 33rd Annual Convention & Exhibition of Indonesian Association of Geologist*.
- Satyana, A.H., dan Asnidar. 2008. Mud Diapir and Mud Volcanoes in Depressions of Java to Madura; Origins, Natures, and Implications to Petroleum System.

Proceedings Indonesian Petroleum Associations, 32nd Annual Convention.

- Setiadi, I., Setyanta, B., dan Widijono, B, S. 2010. Delineasi Cekungan Sedimen Sumatera Selatan Berdasarkan Analisis Data Gayaberat. *Jurnal Geo-Sciences*, 20(2), 93-106.
- Setiadi, I. dan Riyanda, A.Z. 2016. Deliniasi Cekungan Sedimen dan Interpretasi Geologi Bawah Permukaan Cekungan Tanibar berdasarkan Analisis Data Gayaberat. *Jurnal Geologi dan Sumber Daya Mineral*, 17(3), 153 – 169.
- Setiadi, I. dan Marjiyono. 2018. Interpretasi Geologi Bawah Permukaan dan Delineasi Cekungan Salawati wilayah Sorong dan Sekitarnya Berdasarkan Analisis Spektral serta Pemodelan 2D dan 3D Data Gayaberat. *Jurnal Geologi dan Sumber Daya Mineral*, 19(3), 117 – 130.
- Setiadi, I. dan Pratama, A.W. 2018. Pola Struktur dan Konfigurasi Geologi Bawah Permukaan Cekungan Jawa Barat Utara Berdasarkan Analisis Gayaberat. *Jurnal Geologi dan Sumber Daya Mineral*, 19(2), 59 – 72.
- Setiadi, I., Setyanta, B., Nainggolan, T. B., dan Widodo, J. 2019. Delineation of Sedimentary Subbasin and Subsurface Interpretation East Java Basin in the Madura Strait and Surrounding Area Based on Gravity Data Analysis. *Bulletin of the Marine Geology*, 34(1).
- Shanny, B. 2016. Studi Simulasi Reservoir dengan Black Oil Simulator pada Pengembangan Lapangan X. Skripsi. Jakarta: Universitas Trisakti.
- Sihombing, J. 2018. Analisis Bawah Permukaan Sistem Panas Bumi Lapangan “X” Berdasarkan Pemodelan Inversi 3D Data Gaya Berat. Skripsi. Institut Teknologi Sepuluh Nopember. Surabaya
- Smyth, H. 2005. Eocene to Miocene Basin History and Volcanic Activity in East Djava, Indonesia. PhD thesis. University of London.
- Sribudiyani, Muchsin, N., Ryacudu, R., Kunto, T., Astono, P., Prasetya, I., Sapiie, B., Asikin, S., Harsolumakso, A. H., Yulianto, I. 2003. The collision of the East Java microplate and its implication for hydrocarbon occurrences in the East Java basin. *Proceedings of Indonesian Petroleum Association*, Jakarta.
- Sucipto, D. A. 2014. Pengukuran Densitas Batuan Organik Berskala Mili-Liter (ML) dengan Metode Levitasi Megneto-Archimedes Menggunakan Sumber Magnet Tunggal. Skripsi. Brawijaya University.

- Sugianto, A dan Rahadinata, T. 2015. Pemodelan Gaya Berat 3D Daerah Panas Bumi Dolok Morawa, Kabupaten Simalungun, Sumatera Utara. *Buletin Sumber Daya Geologi*, 10 (2), 26-39.
- Sugita, M. I., Janah, A. F., Rahmawati, D., Supriyadi, dan Khumaedi. 2020. Analisis Data Gaya Berat Di Daerah Bendan Duwur Semarang. *Journal of Research and Technology*, 6(1), 81–90.
- Suharno, Darmawan, I. G. B., Zaenudin, A., Dewanto, O., dan Ridwan, M. 2018. Pemodelan Rasio Gradien Densitas Struktur Bawah Permukaan Berdasarkan Trend Surface Analysis Data Gayaberat. *Seminar Nasional SINTA UNILA*, 1, 367–372.
- Suyono, Sahudi, K., dan Prasetya, I. 2005. Exploration In West Java : Play Concept In The Past, Present, and Future, Efforts To Maintain Reserve Growth. *Proceedings of Indonesian Petroleum Association, 30th Annual Convention and Exhibition*, hal 267 – 281.
- Talwani, M. Worzel, J.L. and Ladisman, M. 1959. Rapid Gravity Computation for Two Dimensional Bodies with Application to The Medicino Submarine Fractures Zone. *Journal of Geophysics Research*. Vol. 64 No.1.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. dan Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. USA : Cambridge University.
- Tim Atlas Cekungan Survei Geologi. 2009. *Peta Cekungan Sedimen Indonesia Berdasarkan Data Gayaberat dan Geologi*. Bandung: Badan Geologi Departemen ESDM.
- Van Bemmelen, R.W., 1949. *The Geology of Indonesia*. The Hague, Martinus Nijhoff, 732p.
- Walidah, F. I. 2011. Penentuan Struktur Bawah Permukaan Berdasarkan Analisa dan Pemodelan Data Gayaberat untuk Melihat Potensi Hidrokarbon pada Daerah “FW1807” Cekungan Jawa Timur Utara. Skripsi. Universitas Indonesia. Depok.
- Yulihanto, B., Sriwahyuni, L., Situmorang, B. 1995. Peranan Tektonik Tarikan pada Perkembangan Runtunan Pengendapan Tersier di Bagian Barat Kawasan Daratan Cekungan Jawa Timur Utara. *Prosiding Diskusi Ilmiah VIII PPTMGB “Lemigas”*.

Yusuf, M. 2011. Analisis Data Gayabarat Kombinasi Gravimeter Absolut (A10) dan Gravimeter Relatif (Lacoste Romberg). Tesis. Bandung: Institut Teknologi Bandung.

Zhou X, Zhong B, dan Li X. 1990. Gravimetric Terrain Correction by Triangular Element Method. *Geophysics*, 55(2), 232-238.