

**INTERPRETASI GEOLOGI BAWAH PERMUKAAN
CEKUNGAN SUNDA ASRI BAGIAN UTARA BERDASARKAN
ANALISIS *SECOND VERTICAL DERIVATIVE* DAN
PEMODELAN ANOMALI GAYA BERAT**

(Skripsi)

Oleh

**HAYU NURFAIDAH
1915051013**



**FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS LAMPUNG
BANDAR LAMPUNG
2023**

**INTERPRETASI GEOLOGI BAWAH PERMUKAAN
CEKUNGAN SUNDA ASRI BAGIAN UTARA BERDASARKAN
ANALISIS *SECOND VERTICAL DERIVATIVE* DAN
PEMODELAN ANOMALI GAYA BERAT**

Oleh

HAYU NURFAIDAH

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

INTERPRETASI GEOLOGI BAWAH PERMUKAAN CEKUNGAN SUNDA ASRI BAGIAN UTARA BERDASARKAN ANALISIS *SECOND VERTICAL DERIVATIVE* DAN PEMODELAN ANOMALI GAYA BERAT

Oleh

Hayu Nurfaidah

Cekungan Sunda Asri didominasi oleh sesar normal dan memiliki sedikit struktur kompresional. Cekungan ini terdiri dari beberapa deposenter dengan ketebalan hingga 6000 m. Di antara metode geofisika, analisis gayaberat terbukti efektif digunakan untuk menentukan konfigurasi batuan dasar dan mengidentifikasi cekungan sedimen. Penelitian ini bertujuan untuk menentukan pola sub-cekungan sedimen, struktur tinggian, patahan, dan konfigurasi batuan dasar menggunakan filter *polynomial trend surface analysis*. Analisis filter polinomial menunjukkan bahwa anomali orde 10 menghasilkan keluaran yang optimal. Nilai korelasi tinggi sebesar 0,990925 memberikan bukti bahwa anomali orde 10 cocok untuk interpretasi kualitatif. Analisis spektral menunjukkan kedalaman batuan dasar rata-rata Cekungan Sunda Asri sekitar 2,75 Km. Hasil analisis juga mengungkapkan adanya 14 pola sub-cekungan sedimen di daerah ini. Pemodelan gayaberat menunjukkan bahwa lapisan teratas memiliki nilai densitas 2,37 g/cc, yang diinterpretasikan sebagai sedimen Tersier Pleistosen. Lapisan kedua terdiri dari sedimen Tersier Miosen dengan nilai densitas 2,32 g/cc, sedangkan lapisan ketiga merupakan batuan sedimen Pra- Tersier dengan densitas 2,4 g/cc. Lapisan terbawah pada model tersusun dari batuan dasar batuan beku dengan densitas 2,7 g/cc. Analisis SVD (*Second Vertical Derivative*) berhasil mengidentifikasi adanya struktur patahan naik dan patahan turun.

Kata Kunci: Gaya berat, SVD, Pemodelan, Cekungan, Sunda Asri

ABSTRACT

SUBSURFACE GEOLOGICAL INTERPRETATION OF THE NORTH SUNDA ASRI BASIN BASED ON SECOND VERTICAL DERIVATIVE ANALYSIS AND GRAVITY ANOMALY MODELING

By

Hayu Nurfaidah

The Sunda Asri Basin is dominated by normal faults and has little compressional structure. This basin consists of several depocenters with a thickness of up to 6000 m. Among the geophysical methods, gravity analysis has proven to be effective in determining the bedrock configuration and identifying sedimentary basins. This study aims to analyze sedimentary sub-basin patterns, basement height structures, faults, and bedrock configuration using trend surface analysis of polynomial filters. The analysis of polynomial filter show that a 10th-order anomaly yields optimal results. The high correlation value of 0.990925 provides the suitability of a 10th-order anomaly for qualitative interpretation. Spectral analysis results indicate an average bedrock depth of about 2.75 km within the Sunda Asri Basin. Furthermore, this analysis reveals the presence of 14 sedimentary sub-basin patterns in this area. The gravity modeling results indicate that the top layer has a density value of 2.37 g/cc, which interpreted as Pleistocene Tertiary sediment. The second layer consists of Tertiary-Miocene sediment with a density value of 2.32 g/cc, while the third layer comprises of Pre-Tertiary sedimentary rock at a density of 2.4 g /cc. The bottom layer of the model corresponds to igneous rock with a density 2.7 g/cc. SVD (Second Vertical Derivative) analysis successfully identified the presence of normal and thrust fault structures.

Keywords: Gravity, SVD, Modeling, Basin, Sunda Asri

Judul Skripsi

**: INTERPRETASI GEOLOGI BAWAH
PERMUKAAN CEKUNGAN SUNDA ASRI
BAGIAN UTARA BERDASARKAN ANALISIS
SECOND VERTICAL DERIVATIVE DAN
PEMODELAN ANOMALI GAYA BERAT**

Nama Mahasiswa

: Hayu Nurfaidah

Nomor Pokok Mahasiswa

: 1915051013

Program Studi

: Teknik Geofisika

Fakultas

: Teknik



MENYETUJUI,

1. Komisi Pembimbing

Pembimbing 1

Pembimbing 2

Dr. Ir. Muhammad Sarkowi, S.Si., M.Si.

NIP. 19711210 199702 1001

Dr. Ordas Dewanto, S.Si., M.Si.

NIP. 19661222 199603 1001

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika

Karyanto, S.Si., M.T.

NIP. 19691230 199802 1001

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

Ketua : **Dr. Ir. Muhammad Sarkowi, S.Si., M.Si.**

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

Anggota : **Karyanto, S.Si., M.T.**

2. Dekan Fakultas Teknik

Dr. Eng. Helmy Fitriawan, S.T., M.Sc.

NIP. 19750928/200112 1 002

Tanggal Ujian Skripsi : **17 Juli 2023**

PERNYATAAN

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

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

Bandar Lampung, 26 Juli 2023



Hayu Nurfaidah
1915051013

RIWAYAT HIDUP



Penulis dilahirkan di Metro pada tanggal 22 Oktober 2000 sebagai anak ketiga dari tiga bersaudara. Putra dari Bapak Kasiran dan Ibu Samirah. Pendidikan Sekolah Dasar di SDN 1 Purwodadi diselesaikan pada tahun 2013. Pendidikan Sekolah Menengah Pertama (SMP) di SMP Negeri 4 Pasarkemis diselesaikan pada tahun 2016. Pendidikan Sekolah Menengah Atas (SMA) Negeri 13 Kabupaten Tangerang diselesaikan pada tahun 2019. Kemudian penulis melanjutkan pendidikan ke jenjang yang lebih tinggi yaitu dengan menempuh Perguruan Tinggi Negeri di Universitas Lampung di Jurusan Teknik Geofisika diselesaikan pada tahun 2023.

Selama masa kuliah, penulis cukup aktif dalam kegiatan organisasi kampus. Pada tahun 2021-2022 menjadi Sekretaris Bidang Akademik dan Riset Fossi FT Unila. Tahun 2022 menjadi Staff Divisi Edukasi SM-IAGI Unila, serta pada Tahun 2022 penulis menjadi Sekretaris Biro Kesekretariatan dan Rumah Tangga (KRT) Hima TG Bhuwana. Pada semester enam, penulis melakukan Kerja Praktek di Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan (BBSPGL) dengan judul laporan “*DELINEASI SUB CEKUNGAN SEDIMEN DAN PEMODELAN 2D BERDASARKAN ANALISIS DATA GAYA BERAT CEKUNGAN SUNDA ASRI*”. Pada akhir masa studi, penulis melakukan Tugas Akhir di BBSPGL serta menyelesaikan penelitian untuk memperoleh gelar sarjana teknik dengan judul “*INTERPRETASI GEOLOGI BAWAH PERMUKAAN CEKUNGAN SUNDA ASRI BAGIAN UTARA BERDASARKAN ANALISIS *SECOND VERTICAL DERIVATIVE* DAN PEMODELAN ANOMALI GAYA BERAT*”.

PERSEMBAHAN

Dengan penuh rasa syukur Allah SWT, skripsi ini dipersembahkan kepada:

**ALLAH SWT
dan
Nabi Muhammad SAW**

Ayahanda Kasiran

Ibunda Samirah

Terimakasih atas segala doa, kasih sayang yang selalu diberikan tanpa henti

Terimakasih atas segala jasa serta usaha Ayah dan Ibu sehingga segala kebutuhan dan keinginan ku dapat selalu terpenuhi tanpa kekurangan

Semuanya takkan bisa kubalas, tetapi akan selalu berusaha menjadi anak terbaik sampai kapanpun

Teknik Geofisika Unila 2019

Terimakasih atas semua bantuan, kebaikan, pengalaman, dan semua hal yang sudah menjadi salah satu pembangun pribadi diriku yang sekarang.

**Semua yang terlibat dalam penulisan tugas akhir ini
Aku sayang kalian**

MOTTO HIDUP

“Terus mencoba untuk mendapat apa yang dicita-citakan”

“Tuntaskan tanggung jawab dan Amanah hingga selesai”

“Lakukan lebih dari sebelumnya”

“Serahkan pada Tuhan atas apa yang sudah diusahakan”

Hayu Nurfaidah

KATA PENGANTAR

Puji serta syukur penulis panjatkan atas kehadiran Allah SWT, atas berkat rahmat dan hidayah-Nya penyusunan Skripsi dengan judul **“INTERPRETASI GEOLOGI BAWAH PERMUKAAN CEKUNGAN SUNDA ASRI BAGIAN UTARA BERDASARKAN ANALISIS *SECOND VERTICAL DERIVATIVE* DAN PEMODELAN ANOMALI GAYA BERAT”** sudah selesai dengan sebaik-baiknya. Selama penulisan skripsi ini banyak sekali terdapat hambatan yang dialami. Namun berkat adanya bantuan, serta bimbingan dari berbagai pihak, skripsi ini dapat terselesaikan dengan baik. Terima kasih penulis sampaikan kepada berbagai pihak yang sudah terlibat secara langsung maupun tidak langsung dalam penyusunan skripsi ini. Penulis juga menyadari mungkin masih ada kekurangan dalam skripsi ini, sehingga sangat diharapkan saran serta kritik yang membangun demi kesempurnaan skripsi ini. Semoga semua yang tertulis dalam skripsi ini dapat berguna dan memberikan manfaat bagi penulis khususnya dan bagi pembaca pada umumnya, serta baik kalangan umum maupun akademisi untuk kemajuan ilmu pengetahuan. Demikian skripsi ini penulis buat, atas perhatian penulis ucapkan terimakasih.

Bandar Lampung, 26 Juli 2022
Penulis



Hayu Nurfaidah
1915051013

SANWACANA

Puji syukur penulis panjatkan ke hadirat Allah *Subhanahu Wa Ta'ala*, Tuhan Yang Maha Pengasih dan Maha Penyayang, karena atas limpahan rahmat dan karunia-Nya yang senantiasa memberikan pertolongan, berkat, dan kemurahan-Nya kepada penulis sehingga penulis bisa menyelesaikan skripsi ini. Judul skripsi yakni **“INTERPRETASI GEOLOGI BAWAH PERMUKAAN CEKUNGAN SUNDA ASRI BAGIAN UTARA BERDASARKAN ANALISIS *SECOND VERTICAL DERIVATIVE* DAN PEMODELAN ANOMALI GAYA BERAT”**. Shalawat serta salam semoga selalu tercurah kepada suri tauladan Rasulullah Muhammad SAW beserta para sahabatnya dan kita selaku umatnya akhir zaman.

Adapun dalam penyelesaian skripsi ini tidak lepas dari bantuan dan kerjasama berbagai pihak. Penulis mengucapkan banyak-banyak terima kasih kepada:

1. Allah SWT Tuhan Yang Maha Esa dan Rasulullah Muhammad SAW atas segala rahmat dan hidayah-Nya, segala pertolongan dan kebaikan-Nya yang telah menuntun penulis untuk menjalani Tugas Akhir ini dengan yakin dan selalu berhusnudzon akan adanya rencana terbaik yang sudah Allah siapkan.
2. Terkhusus kedua orangtua tercinta yakni Bapak Kasiran serta Ibu Samirah yang sangat menyayangi dengan sepenuh hati dan selalu memberi dukungan, kekuatan, semangat, dan motivasi serta tak henti-henti memanjatkan doa demi kelancaran penulis sehingga dapat menyelesaikan skripsi ini.
3. Bapak Karyanto, S.Si., M.T. selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
4. Bapak Dr. Ir. Muhammad Sarkowi, S.Si., M.Si. selaku dosen pembimbing utama Tugas Akhir yang sudah memberikan penulis masukan, saran, kritikan, ilmu, jasa, serta lainnya.

5. Bapak Dr. Ordas Dewanto, S.Si., M.Si. selaku dosen pembimbing kedua Tugas Akhir yang memberikan penulis motivasi, ilmu, saran, masukan, dan kritikan.
6. Bapak Imam Setiadi, selaku pembimbing Lapangan pada Tugas Akhir penulis di Balai Besar Survei dan Pemetaan Geologi Kelautan (BBSPGL) yang selalu memberikan arahan dan semangat serta tak pernah lelah dalam membimbing selama Tugas Akhir ini.
7. Bapak Karyanto, S.Si., M.T. selaku penguji dalam Tugas Akhir ini yang sudah memberikan kritikan, saran, masukan, motivasi, dan lainnya.
8. Dosen-dosen dan Staff Tata Usaha Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang saya hormati terima kasih untuk semua bantuan yang diberikan.
9. Kakak saya tercinta Saka Febri Andika dan Uswah Hasanah terima kasih atas semangat dan dukungannya untuk penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir ini.
10. Sepupu saya Nada Afifah dan Ivana Intan Ramadhani terimakasih untuk motivasi yang menyemangati penulis hingga menyelesaikan Tugas Akhir.
11. Aulia Nur Aziza, Emir Dzakwan Kamal Zein sebagai sahabat tercinta yang sudah memberikan dukungan serta motivasi.
12. Sahabat-sahabat tersayang Restu Ningsih, Riska Anjun Putrianti, Siska Erna Sephiana, Annida Rifqoh Zakiyyah yang selalu bersama dalam perkuliahan.
13. Keluarga Teknik Geofisika 2019 (Makko Tanding) yang telah banyak memberikan semangat dan dukungan selama ini.
14. Sahabat-sahabatku Rizki Maulidiani, Salsa, Een, Wawa dan Sofi Oktaviani yang selalu mendoakan dan memberi semangat penulis dalam penyelesaian Tugas Akhir ini.
15. Kakak-kakak senior dan alumni Teknik Geofisika yang sudah memberikan cerita serta pengalaman.
16. Serta semua pihak yang terlibat, penulis mengucapkan banyak terima kasih.

Bandar Lampung, 26 Juli 2023
Penulis



Hayu Nurfaidah

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRAK	ii
<i>ABSTRACT</i>	iii
PERSETUJUAN.....	iv
PENGESAHAN.....	v
PERNYATAAN.....	vi
RIWAYAT HIDUP	vii
PERSEMBAHAN.....	viii
MOTTO HIDUP.....	ix
KATA PENGANTAR.....	x
SANWACANA	xi
DAFTAR ISI.....	xiii
DAFTAR GAMBAR.....	xvii
DAFTAR TABEL.....	xx
I. PENDAHULUAN.....	1
1.1. Latar Belakang	1
1.2. Tujuan Penelitian.....	3
1.3. Batasan Masalah.....	3
1.4. Manfaat Penelitian.....	3

II. TINJAUAN PUSTAKA.....	4
2.1. Lokasi Daerah Penelitian.....	4
2.2. Fisiografi Cekungan Sunda Asri	5
2.3. Tektonik Regional	5
2.4. Stratigrafi Cekungan Sunda Asri.....	7
2.5. <i>Petroleum System</i>	11
2.5.1. Batuan Induk	12
2.5.2. Batuan Reservoir.....	13
2.5.3. Perangkap.....	13
2.5.4. Batuan Penyekat.....	13
2.5.5. Migrasi	13
III. TEORI DASAR.....	14
3.1. Metode Gaya Berat.....	14
3.2. Prinsip Metode Gaya Berat	15
3.2.1. Hukum Newton (Gaya Tarik Menarik Antara Dua Partikel).....	15
3.2.2. Percepatan Gravitasi.....	15
3.2.3. Potensial Gravitasi	17
3.3. Koreksi Metode Gaya Berat.....	18
3.3.1. Koreksi Pasang Surut (<i>Tide Correction</i>).....	19
3.3.2. Koreksi <i>Drift</i>	19
3.3.3. Nilai Gaya Berat Observasi.....	19
3.3.4. Koreksi Lintang (<i>Latitude Correction</i>)	20
3.3.5. Koreksi Udara Bebas (<i>Free Air Correction</i>).....	20
3.3.6. Koreksi Bouguer	21
3.3.7. Koreksi <i>Terrain</i>	22
3.4. Penentuan Densitas Batuan	22

3.5. Anomali Bouguer	24
3.5.1. Anomali Bouguer Sederhana (ABS)	24
3.5.2. Anomali Bouguer Lengkap (ABL)	24
3.6. Analisis Spektral	25
3.7. Pemisahan Anomali Regional dan Residual	27
3.8. <i>Filtering Polynomial Trend Surface Analysis</i>	28
3.9. Analisis <i>Derivative</i>	31
3.9.1. Metode <i>Horizontal Gradient</i> (FHD)	31
3.9.2. <i>Second Vertical Derivative</i> (SVD).....	32
3.10. Forward Modeling	34
3.11. Inverse Modeling.....	35
3.11.1. Pemodelan Inversi.....	36
3.11.2. <i>Grablox</i>	36
3.11.3. <i>Boxler</i>	37
IV. METODOLOGI PENELITIAN	38
4.1. Waktu dan Tempat Penelitian	38
4.2. Alat dan Bahan	39
4.3. Tahapan Penelitian	39
4.3.1. Studi Literatur.....	39
4.3.2. Data Anomali Bouguer Terkoreksi	39
4.3.3. Analisis Spektral.....	40
4.3.4. Pemisahan Anomali Regional dan Residual.....	40
4.3.5. Analisis <i>Derivative</i>	41
4.3.6. Pemodelan 2D dan 3D.....	41
4.4. Diagram Alir	42

V. HASIL DAN PEMBAHASAN	44
5.1. Data Penelitian	44
5.2. Anomali Bouguer	45
5.3. Analisis Spektral	46
5.4. Pemisahan Anomali Regional dan Residual	53
5.4.1. <i>Lowpass Filter</i>	54
5.4.2. <i>Filter Polynomial Trend Surface</i>	56
5.5. Analisis Vektor	82
5.6. Analisis Daerah Prospek Hidrokarbon Cekungan Sunda Asri	83
5.7. Pola Tinggian dan Sub-Cekungan	85
5.8. Pemodelan Inversi 3D Cekungan Sunda Asri Bagian Utara	87
5.9. Pemodelan <i>Forward</i> 2D Cekungan Sunda Asri Bagian Utara	90
5.10. Analisis <i>Derivative (Second Vertical Derivative)</i>	95
VI. KESIMPULAN DAN SARAN	102
6.1. Kesimpulan	102
6.2. Saran	102
DAFTAR PUSTAKA	103

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. Daerah lokasi penelitian (Badan Geologi, 2009)	4
2. Cekungan Sunda Asri (Pusat Survei Geologi, 2000)	6
3. Stratigrafi Cekungan Sunda Asri (Wight dkk., 1986)	7
4. <i>Petroleum system</i> Cekungan Sunda (Pertamina Hulu Energi OSES, 2006)	11
5. Gaya tarik menarik antara dua buah benda (Grandis, 2009)	15
6. Potensial dan kuat medan massa 3 dimensi (Telford dkk., 1990)	17
7. Koreksi udara bebas terhadap data gaya berat (Zhou, 1990)	21
8. Koreksi bouguer terhadap data gaya berat (Zhou, 1990)	22
9. Koreksi medan terhadap gaya berat (Zhou, 1990)	22
10. Kurva $\ln A$ terhadap k (Blakely, 1996)	27
11. Efek benda bentuk poligon anomali gravitasi (Talwani dkk., 1959)	34
12. Model box dalam <i>grablox</i> (Pirttijarvi, 2008)	37
13. Diagram alir penelitian	43
14. Peta Anomali Bouguer Cekungan Sunda Asri Bagian Utara	45
15. Penampang lintasan analisis spektral Cekungan Sunda Asri	46
16. Kurva $\ln A$ vs k (<i>Line 1</i>)	47
17. Kurva $\ln A$ vs k (<i>Line 2</i>)	48
18. Kurva $\ln A$ vs k (<i>Line 3</i>)	48
19. Kurva $\ln A$ vs k (<i>Line 4</i>)	49
20. Kurva $\ln A$ vs k (<i>Line 5</i>)	50
21. Kurva $\ln A$ vs k (<i>Line 6</i>)	50
22. Kurva $\ln A$ vs k (<i>Line 7</i>)	51
23. Kurva $\ln A$ vs k (<i>Line 8</i>)	52
24. Peta anomali regional dengan <i>lowpass filter</i>	54

25. Peta anomali residual	55
26. <i>Grid geometry</i> Cekungan Sunda Asri	56
27. <i>Script</i> perintah untuk memanggil data	57
28. Tahap <i>XYZMAX.EXE</i>	57
29. Hasil perintah <i>XYZMAX.EXE</i>	58
30. Tahap <i>MINC.EXE</i>	58
31. Tahap <i>CONTOUR.EXE</i>	59
32. Hasil perintah <i>CONTOUR.EXE</i>	59
33. Tahap <i>SURFIT.EXE</i>	60
34. Tahap <i>G2XYZ.EXE</i>	60
35. Korelasi matlab orde polinomial	61
36. Anomali regional polinomial orde 2	63
37. Anomali residual polinomial orde 2.....	64
38. Anomali regional polinomial orde 3	65
39. Anomali residual polinomial orde 3.....	65
40. Anomali regional polinomial orde 4	66
41. Anomali residual polinomial orde 4.....	67
42. Anomali regional polinomial orde 5	68
43. Anomali residual polinomial orde 5.....	68
44. Anomali regional polinomial orde 6	69
45. Anomali residual polinomial orde 6.....	70
46. Anomali regional polinomial orde 7	71
47. Anomali residual polinomial orde 7.....	71
48. Anomali regional polinomial orde 8	72
49. Anomali residual polinomial orde 8.....	73
50. Anomali regional polinomial orde 9	74
51. Anomali residual polinomial orde 9.....	74
52. Anomali regional polinomial orde 10	75
53. Anomali residual polinomial orde 10.....	76
54. Anomali regional polinomial orde 11	77
55. Anomali residual polinomial orde 11.....	77
56. Anomali regional polinomial orde 12	78

57. Anomali residual polinomial orde 12.....	79
58. Anomali regional acuan dengan <i>lowpass filter</i>	80
59. Anomali regional dengan filter polinomial	80
60. Anomali residual acuan.....	81
61. Anomali residual dengan filter polinomial	81
62. Analisis vektor anomali residual orde 10 Cekungan Sunda Asri.....	82
63. Peta daerah prospek hidrokarbon.....	83
64. <i>Overlay</i> titik area prospek hidrokarbon pada Peta Anomali Bouguer	84
65. <i>Overlay</i> titik area prospek hidrokarbon pada Peta Anomali Residual	85
66. Pola tinggian anomali residual orde 10 Cekungan Sunda Asri.....	86
67. Pola delineasi anomali residual orde 10 Cekungan Sunda Asri.....	87
68. Model 3D <i>grablox</i>	88
69. Model 3D <i>rockwork</i>	88
70. Slicing 3D <i>rockwork</i>	89
71. Hasil <i>slicing</i> 3D <i>rockwork</i>	89
72. Peta anomali residual orde 10 arah lintasan.....	91
73. Penampang lintasan 2D lintasan AA' dengan <i>rockwork</i>	92
74. Hasil pemodelan 2D lintasan AA' dengan <i>rockwork</i>	92
75. Pemodelan 2D lintasan AA' dengan <i>GM-SYS</i>	92
76. Penampang lintasan 2D lintasan BB' dengan <i>rockwork</i>	94
77. Hasil pemodelan 2D lintasan BB' dengan <i>rockwork</i>	94
78. Pemodelan 2D lintasan BB' Dengan <i>GM-SYS</i>	94
79. Peta FHD.....	96
80. Peta SVD kontur 0 operator elkins.....	96
81. Peta <i>overlay</i> FHD dan SVD kontur 0.....	97
82. Kurva perhitungan FHD dan SVD lintasan AA'	98
83. Kurva perhitungan FHD dan SVD lintasan BB'	98
84. Perhitungan SVD lintasan AA'	99
85. Perhitungan SVD lintasan BB'	100

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
1. Nilai densitas batuan (Telford dkk., 1990).....	23
2. Operator filter SVD (Sarkowi, 2010).....	33
3. <i>Time schedule</i> penelitian.....	38
4. Data penelitian Cekungan Sunda Asri	44
5. Hasil analisis spektral kedalaman regional dan residual.....	52
6. Hasil korelasi polinomial	61

I. PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Indonesia memiliki 128 cekungan sedimen, yang berdasarkan umurnya dapat dibedakan menjadi cekungan Tersier, cekungan pra-Tersier, dan cekungan yang berkembang sejak pra-Tersier dan berlanjut hingga Tersier (Badan Geologi, 2009). Cekungan Tersier mendominasi bagian barat Indonesia, cekungan pra-Tersier terutama dijumpai di wilayah Kalimantan bagian utara, sementara cekungan pra-Tersier yang berkembang menerus hingga Tersier umumnya dijumpai di wilayah Papua dan sebelah timur Sulawesi.

Cekungan Sunda terletak sekitar 30 mil sebelah barat daya Cekungan Asri, atau 30 mil arah barat laut Jakarta, yang merupakan daerah lepas pantai yang terletak di Laut Jawa. Cekungan Sunda meluas ke arah timur laut menjadi Cekungan Asri, tetapi dipisahkan oleh Tinggian Seribu secara struktural. Sedangkan berdasarkan tinjauan regional, Cekungan Asri terletak di bagian ujung tenggara dari Lempeng Eurasia dan secara lebih spesifik merupakan bagian dari Lempeng Mikro Sunda (Todd dan Pulunggono, 1971).

Metode gaya berat merupakan metode yang 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-lain (Sarkowi, 2014). Metode gaya berat ini dilakukan berdasarkan pada anomali gaya berat yang muncul karena adanya variasi rapat massa batuan. Metode gaya berat digunakan karena kemampuannya dalam

membedakan densitas dari suatu sumber anomali terhadap densitas lingkungan sekitarnya. Distribusi densitas yang tidak seragam di bawah permukaan bumi dapat disebabkan oleh struktur geologi yang ada di dalamnya.

Penelitian ini dilakukan dengan maksud untuk mengetahui pola sub cekungan sedimen, struktur tinggian, patahan, serta konfigurasi batuan dasar berdasarkan *filter polynomial trend surface analysis*. Pengolahan data dilakukan dengan melakukan analisis spektral data Anomali Bouguer terkoreksi untuk mendapatkan kedalaman batuan dasar dan *wavelength* yang dijadikan acuan dalam pemodelan. *Filtering* dilakukan menggunakan *Polynomial Trend Surface Analysis*, dengan cara melakukan filter polinomial setiap orde. Pemilihan orde polinomial yang terbaik dilakukan dengan melakukan korelasi antara anomali regional hasil polinomial dengan anomali regional acuan yang diperoleh dari hasil *lowpass filter* berdasarkan analisis spektral. Hasil korelasi anomali regional yang paling tinggi digunakan sebagai hasil filter terbaik yang selanjutnya digunakan untuk melakukan interpretasi kualitatif. Untuk mendapatkan anomali residual yaitu dengan cara mengurangi Anomali Bouguer dengan anomali regional nya. Hasil anomali residual yang optimal, digunakan untuk mendelineasi sub-cekungan sedimen dan tinggian daerah penelitian. Hasil anomali residual ini juga dibuat penampang lintasan untuk pemodelan 2D, yang digunakan dalam penentuan struktur patahan daerah penelitian berdasarkan analisis SVD (*Second Vertical Derivative*).

Keberadaan struktur tinggian dan beberapa deposenter sub-cekungan sedimen menunjukkan data yang cukup menarik untuk berkembangnya *petroleum system* yang ada pada Cekungan Sunda Asri. Informasi *petroleum system* menunjukkan Cekungan Sunda Asri sebagai salah satu daerah penghasil minyak dan gas bumi utama Indonesia dalam 50 tahun terakhir. Daerah penelitian merupakan cekungan sedimen penghasil hidrokarbon, dimana Talang Akar sebagai reservoir terbaik. Berdasarkan hasil studi pada daerah penelitian dapat memberikan tambahan informasi geosains, khususnya mengenai pola struktur, sub cekungan sedimen serta model geologi bawah permukaan yang diharapkan dapat menjadi data tambahan bagi tahap eksplorasi migas berikutnya pada Cekungan Sunda Asri.

1.2. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Pemisahan anomali regional dan residual sebagai filter acuan menggunakan *lowpass filter* dengan lebar jendela *filtering* yang diperoleh dari analisis spektral.
2. Mendapatkan anomali regional dan residual dengan *filter polynomial trend surface analysis*, untuk menentukan sub-cekungan sedimen, tinggian, dan struktur patahan Cekungan Sunda Asri Bagian Utara.
3. Menginterpretasi pola sub cekungan sedimen, pola tinggian, dan struktur patahan berdasarkan anomali residual.
4. Mengidentifikasi struktur bawah permukaan berdasarkan hasil pemodelan 2D dan 3D data gaya berat Cekungan Sunda Asri Bagian Utara serta hubungannya dengan keberadaan hidrokarbon daerah penelitian.

1.3. Batasan Masalah

Adapun batasan masalah dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

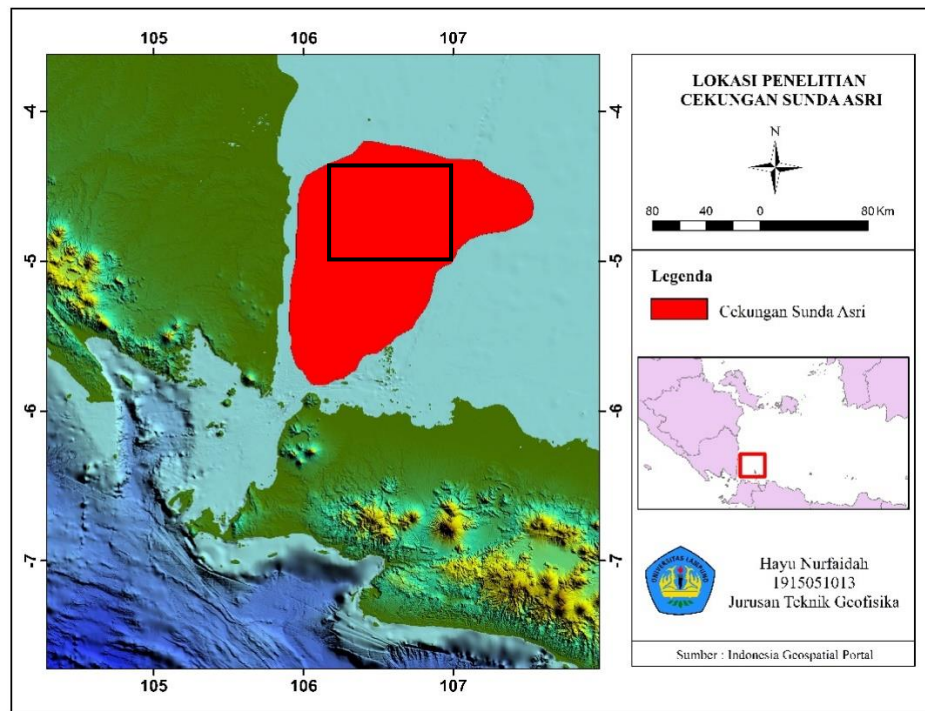
1. Data pengolahan adalah data gaya berat yang telah terkoreksi yaitu berupa data Anomali Bouguer.
2. Melakukan perhitungan analisis spektral untuk mengestimasi kedalaman batuan dasar (*basement*) Cekungan Sunda Asri Bagian Utara.
3. Melakukan *filtering* untuk memisahkan anomali regional dan residual menggunakan *filter polynomial trend surface analysis*.
4. Melakukan pemodelan 2D dan 3D untuk melihat model geologi bawah permukaan daerah penelitian.

1.4. Manfaat Penelitian

Adapun manfaat dari penelitian ini adalah untuk mengetahui struktur geologi bawah permukaan berupa patahan di daerah Cekungan Sunda Asri Bagian Utara yang dapat dijadikan acuan atau informasi awal untuk penelitian selanjutnya.

II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Lokasi Daerah Penelitian



Gambar 1. Daerah lokasi penelitian (Badan Geologi, 2009)

Cekungan Sunda Asri terletak diantara Pulau Jawa dan Sumatera, pada koordinat $106^{\circ} - 107^{\circ}$ BT dan $4^{\circ} - 6^{\circ}$ LS. Cekungan Sunda dibatasi oleh Pulau Sumatera di sebelah barat sementara di selatan dibatasi oleh Pulau Jawa dengan Tinggian Pulau Seribu hingga ke bagian timur - tenggara. Cekungan Jawa Barat Utara menjadi batas di sebelah Timur dan dangkalan sebelah utara. Pola Sunda memiliki arah struktur utara – selatan yang khas ditemukan pada cekungan belakang busur di Pulau Sumatera. Pola ini di Cekungan Sumatera Selatan dapat diamati di Gulley-Kikim, Palembang, dan Sesar Pantai Timur (Todd dan Pulungono, 1971).

2.2. Fisiografi Cekungan Sunda Asri

Cekungan Sunda adalah perpanjangan dari Cekungan Jawa Bagian Utara atau disebut dengan Asri Sub-basin. Cekungan Sunda merupakan cekungan yang terbentuk *relative* kecil pada masa kenozoikum. Cekungan Sunda merupakan berasal dari *back-arc* deposentrum atau disebut dengan bagian belakang busur deposentrum Pulau Jawa. Dari hasil eksplorasi di daerah Widuri dan lapangan lain yang serupa di bagian utara sub cekungan asri (1980-an hingga 1990-an) menunjukkan bahwa dalam reservoir di dalam sub Asri bagian utara (reservoir Talang Akar) akan lebih bisa kembali ditemukan akan potensi keberadaan minyak bumi.

Sistem cekungan ini, secara geologi dibatasi beberapa struktur utama, yaitu dataran Kepulauan Seribu, bidang sesar arah kemiringan timur laut yang memisahkan Cekungan Sunda, dari sub-cekungan Arjuna, Tinggian Lampung yang memisahkan Cekungan Sunda, Sumatera Selatan dan Paparan Sunda yang membentang di Utara Laut Jawa. Cekungan Sunda dan Asri selalu dihubungkan sebagai bagian dari *back-arc basin*, walau demikian Cekungan Sunda sering dipertimbangkan sebagai *rift basin* (Todd dan Pulunggono, 1971).

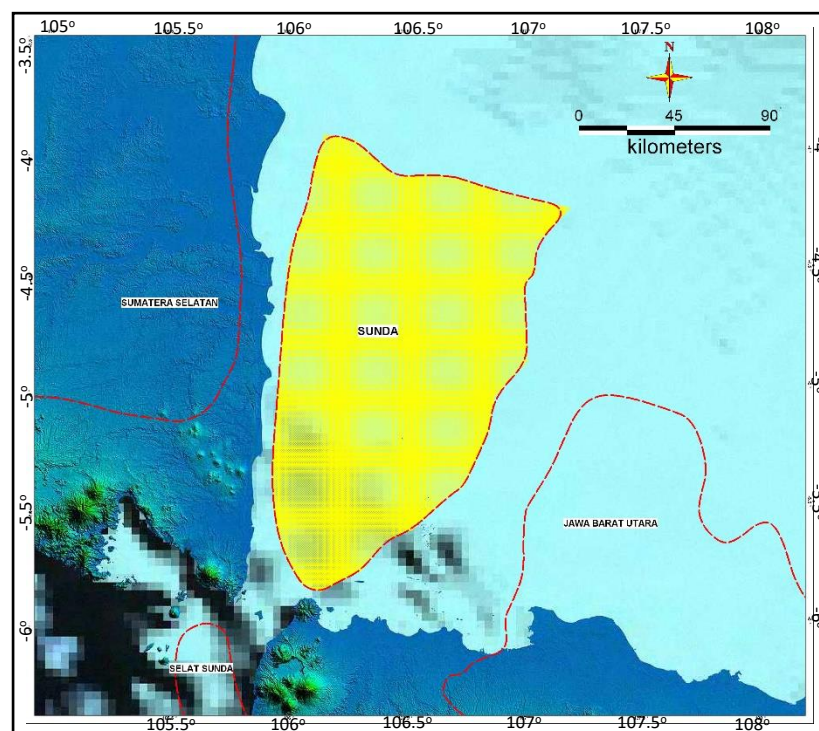
Pembentukan struktur Cekungan Sunda dan Asri kemungkinan besar dipengaruhi oleh rotasi Pulau Sumatera. Berbagai interpretasi dalam derajat rotasinya dan penentuannya cukup rumit dikarenakan keberadaan beberapa *microplate* yang terdapat disana. Telah terjadi suatu perubahan yang signifikan pada konvergensi lempeng selama Oligosen dari sebelah utara ke posisi sekarang antara N 26° E dan N 38°E. Pembentukan sesar-sesar turun dalam Cekungan Sunda dan Asri diinterpretasikan sebagai hasil dari proses tersebut (Wight dkk., 1986).

2.3. Tektonik Regional

Tektonik Cekungan Sunda didominasi oleh sesar normal dan sedikit pengaruh struktur-struktur kompresional. Cekungannya terdiri dari beberapa *depocenter*

diantaranya Kitty-Nora, Nunung dan Yani. *Depocenter* tersebut biasanya terisi oleh sedimen tersier dengan ketebalan melebihi 6.000 meter. Struktur yang lazim ditemukan di Cekungan Sunda adalah tinggian yang dibentuk oleh struktur perlipatan dan blok 'horst', perlipatan dari sesar normal dan struktur *draping* pada tinggian batuan dasar. Struktur kompresional hadir dalam bentuk reaktivasi dari patahan berarah barat laut-tenggara dan berasosiasi dengan struktur transpresional dari sesar mendatar.

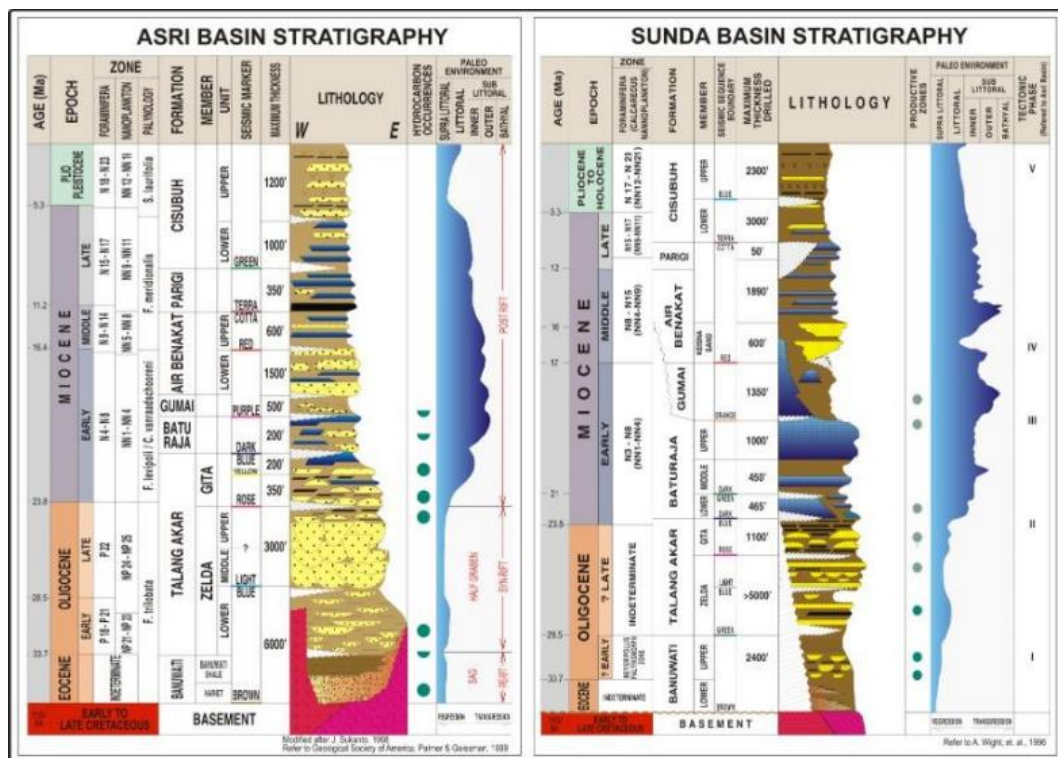
Periode tektonik signifikan yang pertama adalah pada saat Paleosen-Eosen yang melibatkan tektonik regangan yang menyertai pengendapan Formasi Banuwati. Sesar-sesar berarah barat laut-tenggara dan utara-selatan aktif dan bertindak sebagai batas cekungan. Pada Oligosen Awal mulai terdapat vulkanisme dan peregangan di daerah Cekungan Sunda. Pada Oligosen Akhir, reaktivasi rekahan yang tua kembali terjadi sebagai akibat dari pergerakan mendatar blok Indochina dan mulai membukanya Laut Cina Selatan (32-30 jtl) disertai dengan terbentuknya pola struktur baru berarah utara-selatan yang konsisten dengan pola kompresional di cekungan depan busur di Pulau Jawa (Daly, 1991).



Gambar 2. Cekungan Sunda Asri (Pusat Survei Geologi, 2000)

2.4. Stratigrafi Cekungan Sunda Asri

Menurut Koesoemadinata (2004), batuan paling tua dalam Cekungan Sunda adalah batuan dasar yang terdiri dari metamorf tingkat rendah seperti *sekis*, *gneiss*, dan *kuarsit*, serta batuan beku yang terdiri dari batuan beku intrusif, berupa *granit* dan *granodiorit*, serta batuan beku ekstrusif berupa *basalt*, *andesit*, dan *trachyte*. Berdasarkan data bawah permukaan, secara regional pengendapan yang terjadi di Cekungan Sunda dimulai dari Tersier Awal (Oligosen), dimana berlangsung siklus transgresi-regresi.



Gambar 3. Stratigrafi Cekungan Sunda Asri (Wight dkk., 1986)

Urutan stratigrafi Cekungan Sunda secara umum dari tua ke muda sebagai berikut:

1. Formasi Banuwati

Formasi Banuwati merupakan unit sedimen tertua di Cekungan Sunda yang terletak tidak selaras di atas batuan dasar. Batuan ini diperkirakan diendapkan pada Eosen Akhir hingga Oligosen Awal, yang terdiri dari pengendapan *continental*, termasuk didalamnya adalah sedimen lempung *lacustrine*, *alluvial fan*, dan *fluviatile*. Umumnya formasi ini tidak dapat dibedakan secara paleontologi dari Formasi

Talang Akar di atasnya, dimana Formasi Talang Akar ini diendapkan selaras di atas Formasi Banuwati, Formasi ini terdiri dari sedimen *non-marine* yang merekam kenaikan level muka air di danau sepanjang pengendapannya.

2. Formasi Talang Akar

Formasi Talang Akar diendapkan secara tidak selaras dengan *basement* dan selaras di atas Formasi Banuwati. Formasi ini terbentuk mulai Oligosen Akhir sampai Miosen Awal, pada fase transgresi *marine*. Litologi penyusun formasi ini dihasilkan dari proses *fluvial*. Pada bagian bawah formasi tersusun perselingan batu lempung dan batu pasir klastik kasar yang sangat baik sebagai reservoir, dan pada bagian atas tersusun oleh beberapa lapisan tipis batubara yang terendapkan pada lingkungan *lacustrine*, paludal, serta *fluviatile* atau *non-marine-marginal marine* (Todd dan Pulunggono, 1971).

3. Formasi Baturaja

Formasi Baturaja diendapkan secara selaras di atas Formasi Talang Akar pada kala Miosen Awal. Litologi penyusun dari formasi ini terdiri dari karbonat terumbu, *bank limestone*, *lime mud*, dan batulempung pada bagian bawah. Formasi Baturaja dibagi menjadi dua bagian yaitu *Shale* Baturaja (lebih tua) di bagian bawah dan Baturaja Atas (*Upper Baturaja*). *Shale* Baturaja mempunyai penyusun utama berupa *shale* yang mengandung batu lempung, dengan beberapa lapisan tipis batugamping di bagian bawah dan bagian atas. Baturaja Atas tersusun batugamping dengan sisipan lapisan tipis batu lempung bersifat gampingan yang mengandung fosil *foraminifera*.

Formasi Baturaja merupakan hasil perkembangan dari fase transgresi yang menenggelamkan *lower delta plain*, hingga berkembang batugamping fasies laut dangkal, baik berupa batugamping paparan pada bagian bawah atau batugamping terumbu bioklastik di bagian atas. Formasi baturaja menjadi tiga bagian yaitu Baturaja Bawah, Baturaja Tengah, dan Baturaja Atas, untuk Baturaja Atas dengan lingkungan pengendapan *inner-outer shelf (sublittoral)* (Wight dkk., 1986).

4. Formasi Gumai

Formasi Gumai terendapkan secara selaras di atas Formasi Baturaja yang dicirikan oleh serpih berwarna abu-abu, terbentuk dalam fase transgresi *marine* maksimum. Formasi ini tersusun oleh batu lempung, serpih, batu gamping, dan selang-seling batu lempung, lanau, dan batu pasir. Batu lempung Formasi Gumai secara regional, merupakan batuan perangkap yang mengontrol migrasi hidrokarbon dalam Cekungan Sunda. Formasi Gumai diendapkan pada kala Miosen Bawah dengan ketebalan mencapai 1350 *feet* pada lingkungan *inner-middle shelf* dalam fase transgresi maksimum dari Cekungan Sunda (Wight dkk., 1986).

5. Formasi Air Benakat

Formasi Air Benakat diendapkan selaras di atas Formasi Gumai, dan merupakan seri pengendapan regresi. Fasa regresi ini berlanjut sampai pengendapan pada formasi yang paling atas. Formasi ini memiliki ketebalan hingga mencapai 1704 *feet* di Cekungan Sunda (Wight dkk., 1986), dengan penyusun batuan berupa batu lempung, batupasir glaukonitan yang berselang-seling dengan serpih, dan batugamping. Formasi ini diendapkan pada Miosen awal-Miosen Tengah dengan lingkungan pengendapan adalah *inner-middle shelf*.

6. Formasi Parigi

Formasi Parigi diendapkan secara selaras di atas Formasi Air Benakat dengan ketebalan mencapai 132 *feet* di Cekungan Sunda (Wight dkk., 1986). Penyusun utama dari Formasi Parigi adalah berupa batu lempung, dengan lapisan tipis batulempung karbonatan, batu gamping, serta batu gamping pasiran laut dangkal yang tidak menerus di seluruh cekungan. Atas dasar hal tersebut maka Formasi Parigi dimasukkan ke dalam Formasi Air Benakat. Lingkungan pengendapan dari Formasi ini adalah laut dangkal (*inner shelf*).

7. Formasi Cisubuh

Formasi Cisubuh merupakan formasi paling muda yang diendapkan secara selaras di atas Formasi Parigi. Formasi ini terbagi menjadi dua anggota, yaitu anggota *non-marine* dan anggota *marine* (Todd dan Pulunggono, 1971). Anggota *marine*

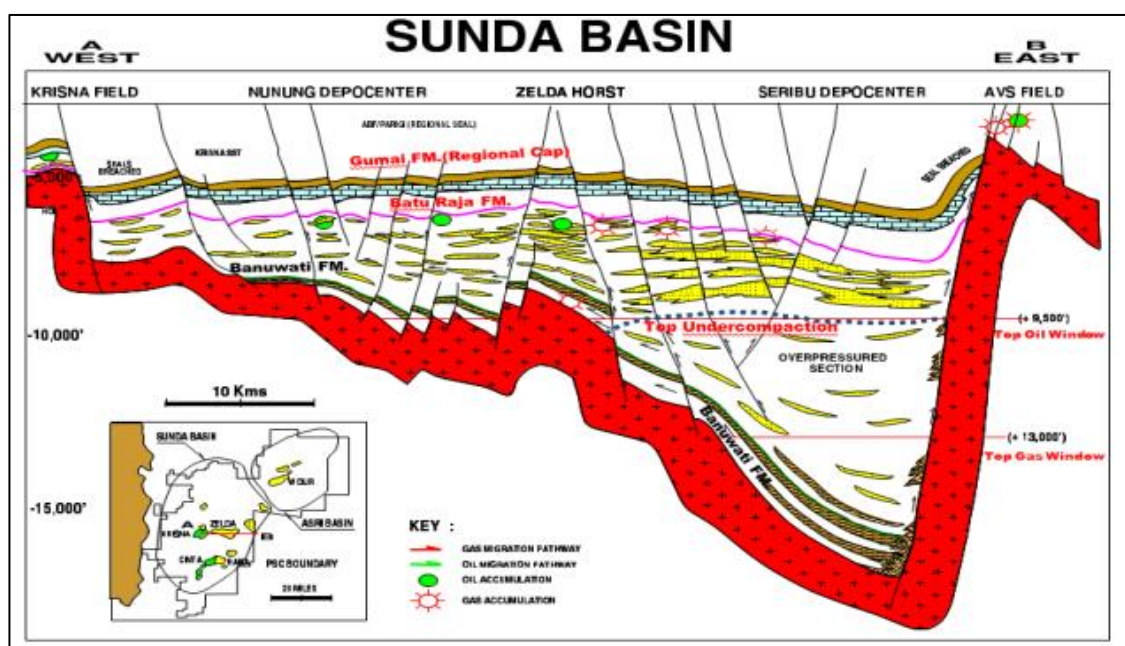
didominasi oleh batulempung, batugamping, serta terdapat lapisan tipis tufa, batupasir glaukonitan, dan fragmen cangkang fosil yang terbentuk pada lingkungan *inner shelf*. Anggota *non marine* didominasi oleh batulempung dan batupasir, serta terdapat lapisan tipis lignit dan tufa, yang terbentuk pada lingkungan delta hingga laut bagian tepi. Ketebalan batuan dari formasi ini mencapai sekitar 5300 *feet* di Cekungan Sunda, dan mulai terbentuk pada kala Miosen Atas – Pleistosen (Wight dkk., 1986).

Pada kolom stratigrafi Cekungan Asri menunjukkan adanya suatu mega siklus dari *base level rise* (Formasi Banuwati-Gumai) dan *base level fall* (Formasi Air Benakat - Cisubuh). Menurut Sukanto dkk., 1998 pola stratigrafi dari umur tertua sampai termuda adalah sebagai berikut:

1. Batuan Dasar (*Basement*) merupakan jenis batuan Pra-Tersier yang terdiri dari batuan beku (*granit/granodiorit*) sampai batuan metamorf tingkat rendah.
2. Anggota Hariet, Formasi Banuwati Tersier sedimen paling tua adalah pada Oligosen namun sedimen berumur Eosen mungkin juga terdapat di bagian terdalam dari cekungan. Formasi Banuwati memiliki anggota klastik berasal dari fluvial di bagian dasar dan anggota *lacustrine shale* di atasnya yang merupakan batuan induk di kedua cekungan. Yang pertama terbentuk adalah *banuwati clastic* kemudian terbentuk *banuwati shale*.
3. Anggota Zelda, Formasi Talang Akar Terletak selaras di atas anggota *shale* Banuwati dan terbentuk pada zaman Oligosen Tengah - Akhir, merupakan satuan *terrigenous* pada bagian bawahnya dan pada umumnya tersusun oleh *mudstone* yang tebal, *siltstone* dan batu pasir halus, dan secara lokal dijumpai lapisan tipis batubara.
4. Anggota Gita, Formasi Talang Akar Anggota Gita terbentuk pada Miosen Awal dan terdiri dari *mudstone transgressive*, *shale* dan batubara serta batu pasir *channel estuarine*. Batu pasir menyerupai lembaran (*sheetlike*) yang tersebar dan merupakan *channelized*. Anggota Gita mempunyai tebal 335 m dengan lingkungan pengendapan supratidal - intertidal dan diendapkan secara selaras di atas Anggota Zelda.

5. Formasi Baturaja pada awal Miosen terjadi transgresi yang menenggelamkan *lower delta plain* dan membentuk endapan batu gamping neritik tengah laut (Formasi Baturaja). Formasi Baturaja diendapkan selaras dengan Formasi Talang Akar tersusun atas batupasir laut dangkal, *mudstone* dan secara lokal dijumpai batu gamping.
6. Formasi Air Benakat, berkurangnya kedalaman air pada Kala Miosen menghasilkan endapan tebal batupasir glaukonit yang termasuk dalam formasi air benakat. Formasi Air Benakat yang merupakan suatu unit regresi yang berlangsung selama Miosen Awal - Tengah, terdiri dari perselingan lempung, batupasir dan batu gamping yang tipis di lingkungan neritik dan berangsur-angsur menjadi laut dangkal dan prodelta.
7. Formasi Parigi Formasi Parigi terbentuk pada Miosen Akhir dan terdiri atas batugamping pasir dan batu lempung serta sedikit sisipan batubara. Beberapa tempat lapisan formasi ini diendapkan sangat tipis sekali atau menghilang.
8. Formasi Cisubuh Formasi Cisubuh yang terdiri dari *clay marine*, lapisan tipis batu pasir dan *siltstone*, dan terbentuk pada Miosen Akhir - Pliosen.

2.5. Petroleum System



Gambar 4. Petroleum system Cekungan Sunda (Pertamina Hulu Energi OSES, 2006)

Cekungan Sunda dan Asri terletak di lepas pantai Sumatera Tenggara, dimana sebagai salah satu daerah penghasil minyak dan gas. Cekungan Sunda dan Asri merupakan bagian dari rangkaian *half graben* Kenozoikum. Tinggian Krisna, yang terletak di sisi barat Cekungan Sunda, merupakan dataran tinggi paleo di mana tidak ada sedimen awal dan *syn-rift* atau relatif tipis, dan di atasnya tumbuh pembentukan terumbu (Baturaja) di dataran tinggi dan terbentuk perangkap hidrokarbon yang efektif untuk Lapangan Krisna. Perangkap berada di kompleks terumbu karang tepi Baturaja Bawah yang mengelilingi dataran tinggi dan karbonat Baturaja Atas, penutupan kemiringan empat arah di puncak dataran tinggi (Krisna-D). Deposenter Nunung di sebelah barat, deposenter ini telah menghasilkan hidrokarbon yang setidaknya saat ini tersedia dengan baik namun deposenter ini menunjukkan sangat sedikit volume batuan induk di kematangan minyak untuk memasok migrasi yang signifikan.

Patahan *horst* Zelda yang menyediakan jalan untuk migrasi minyak dari deposenter Seribu ke lengkungan Zelda-Farida. Lengkungan *trend* tinggi yang panjang ini merupakan jalan yang sangat signifikan untuk migrasi minyak ke timur, dan yang mencapai jauh ke barat, di tinggian Krisna. Asal usul lengkungan Zelda-Farida bukanlah proses yang sederhana. Hubungan *basement* dan sesar *rift* awal yang memotong unit *syn-rift* (Formasi Talangakar Atas) sangat kompleks karena dipengaruhi oleh berbagai derajat reaktivasi awal.

Dengan demikian, sisi cekungan sesar Seribu yang menjorok ke atas bukanlah topografi utama yang tinggi selama waktu keretakan awal (Banuwati). Ini juga berfungsi sebagai jalan migrasi vertikal utama yang menghubungkan retakan awal yang matang di sisi bawah ke perangkap struktural dan stratigrafi yang terletak di kedalaman yang lebih dangkal.

2.5.1. Batuan Induk

Serpis berumur Oligosen Bawah Formasi Banuwati menjadi batuan induk bagi beberapa lapangan di Cekungan Sunda sementara yang paling baik dimiliki oleh serpis Formasi Talang Akar yang pelamparannya menebal ke arah *depocenter*.

2.5.2. Batuan Reservoir

Cekungan Asri dan Cekungan Sunda istilah Anggota Zelda dan Gita yang masing-masing merupakan unit atas dan bawah dari Formasi Talangakar yang membentuk reservoir utama di ladang minyak Asri yang banyak digunakan. Anggota Zelda terdiri dari satuan batupasir fluviatil, batulempung, serpih, dan batulanau dengan unit dominan terdiri dari aliran yang mengandung batupasir reservoir yang tebal dan bertumpuk. Endapan fluviatil membentuk batupasir yang membentuk jenis endapan pasir tipis. Serta anggota Gita juga mewakili dari batupasir dan batulempung.

2.5.3. Perangkap

Perangkap yang ditemukan berupa *three – fourway dip*, antiklin yang terbentuk karena sesar-sesar naik atau bagian dari struktur transpressional juga hadir sebagai perangkap potensial. Blok-blok sesar yang termiringkan juga menyimpan potensi untuk menjadi jebakan selain sedimen yang *onlapping* terhadap batuan dasar pembatas cekungan. Jebakan stratigrafi berupa perubahan fasies dari karbonat *build-up* menjadi batu lempung intraformasi merupakan alternatif jebakan yang potensial.

2.5.4. Batuan Penyekat

Batuan penyekat cekungan ini sering ditemukan berupa sisipan intra formasi pada hampir semua formasi, kecuali pada tutupan batu lempung dalam kondisi lapuk atau tererosi. Batuan penutup yang terdapat secara regional adalah serpih dan lempung dari Formasi Gumai dan serpih Formasi Air Benakat.

2.5.5. Migrasi

Migrasi primer dan sekunder berlangsung baik di Cekungan Sunda. Migrasi primer telah terbukti terjadi pada batu pasir, konglomerat dan kemungkinan pada retakan-retakan batubara pada Formasi Talang Akar.

III. TEORI DASAR

3.1. Metode Gaya Berat

Metode gaya berat adalah salah satu metode yang sering digunakan dalam survei geofisika yang didasarkan pada pengukuran variasi medan gravitasi bumi. Adanya variasi gaya berat disebabkan oleh adanya variasi densitas (rapat massa) dan jenis batuan bawah permukaan, perbedaan jarak permukaan bumi sampai ke pusat bumi dan adanya perbedaan topografi di setiap titik di permukaan bumi (Sarkowi, 2014).

Metode gaya berat pada dasarnya adalah sebuah metode yang menggunakan prinsip dasar Hukum Newton tentang percepatan gravitasi untuk mengetahui kondisi geologi pada bawah permukaan berdasarkan variasi medan gravitasi di permukaan bumi. Pada prinsipnya metode ini digunakan karena kemampuannya membedakan densitas dari satu sumber anomali terhadap densitas lingkungan sekitarnya. Metode ini didasarkan pada gaya tarik-menarik antara dua buah partikel yang sebanding dengan perkalian massa kedua partikel tersebut dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak antara pusat keduanya (Purnomo, 2013).

Metode *gravity* merupakan metode geofisika yang didasarkan pada pengukuran variasi medan gravitasi bumi. Pengukuran ini dapat dilakukan di permukaan bumi, di laut maupun di udara. Dalam metode ini yang dipelajari adalah variasi medan gravitasi akibat medan variasi rapat batuan di bawah permukaan, sehingga dalam pelaksanaannya yang diselidiki adalah perbedaan medan gravitasi dari satu titik observasi terhadap titik observasi lainnya. Sehingga sumber yang merupakan suatu zona massa di bawah permukaan bumi akan menyebabkan suatu gangguan pada

medan gravitasi. Gangguan medan gravitasi inilah yang disebut sebagai anomali gravity (Pettijohn, 1987).

3.2. Prinsip Metode Gaya Berat

3.2.1. Hukum Newton (Gaya Tarik Menarik Antara Dua Partikel)

Berdasarkan Hukum Gravitasi Newton menyatakan bahwa gaya tarik menarik antara dua buah benda adalah sebanding dengan massa kedua benda tersebut dan berbanding terbalik dengan jarak kuadrat antara pusat massa kedua benda tersebut. Jika dua benda dengan massa m_1 dan m_2 dipisahkan oleh jarak r , maka gaya tarik menarik (F) yang terjadi diantara kedua benda tersebut dapat dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut.

$$\vec{F} = -G \frac{m_1 m_2}{r^2} \hat{r} \quad (1)$$

Dimana :

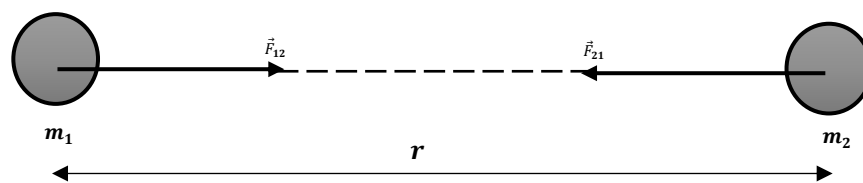
\vec{F} = Gaya Tarik Menarik (N)

G = Konstanta Gravitasi Universal ($6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2 / \text{kg}^2$)

m_1 dan m_2 = Massa Benda (kg)

r = Jarak Antar Pusat Kedua Buah Benda (m)

\hat{r} = Vektor Satuan yang Arahnya dari m_1 dan m_2



Gambar 5. Gaya tarik menarik antara dua buah benda (Grandis, 2009)

3.2.2. Percepatan Gravitasi

Percepatan gravitasi yang bervariasi atau berbeda di setiap tempat dipengaruhi oleh ketidakhomogenan bumi baik bentuk maupun *content*. Berdasarkan Hukum Newton kedua menjabarkan keterkaitan antara gaya dan percepatan. Hukum

Newton kedua secara spesifik menjelaskan tentang gerak dimana gaya sebanding dengan massa benda dikalikan dengan percepatan yang dialami benda tersebut dengan $F = m \cdot a$ maka percepatan gravitasinya dapat diperoleh sebagai berikut.

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

$$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m} \quad (3)$$

Hukum II Newton dapat dikorelasikan dengan Hukum Gravitasi Newton, sehingga dari persamaan (1) dan (2) didapatkan persamaan sebagai berikut:

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

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

$$\vec{g} = G \frac{M}{r^2} \hat{r} \quad (5)$$

Dimana :

\vec{F}	=	Gaya Tarik Menarik (N)
\vec{g}	=	Percepatan Gaya Tarik Bumi (m/s^2)
M	=	Massa Bumi (kg)
m	=	Massa Benda (kg)
r	=	Jari Jari Bumi (km)

Menurut Octonovrilna dan Pudja (2009), Satuan Anomali Gaya berat dalam kegiatan eksplorasi diberikan dalam orde miligal (mGall) :

$$1 \text{ mGall} = 10^{-3} \text{ Gall}$$

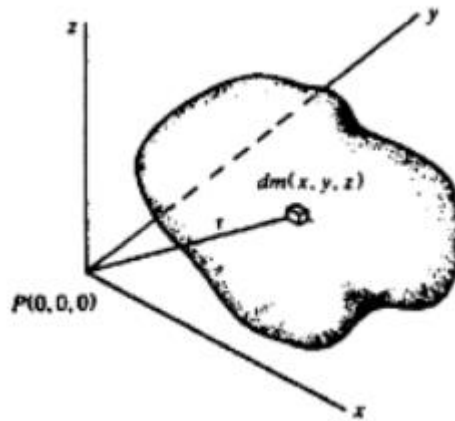
$$1 \text{ } \mu\text{Gall} = 10^{-3} \text{ mGall} = 10^{-6} \text{ Gall} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$$

Dalam satuan m.k.s, gaya berat diukur dalam g.u. (gravity unit) atau $\mu m/s^2$:

$$1 \text{ mGall} = 10 \text{ g. u.} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

3.2.3. Potensial Gravitasi

Suatu massa dalam ruang akan menimbulkan medan potensial di sekitarnya. Dimana medan potensial untuk gaya berat bersifat konservatif sehingga usaha yang dilakukan dalam suatu medan gaya berat tidak tergantung pada lintasan yang ditempuhnya tetapi hanya akan bergantung pada posisi awal dan posisi akhirnya (Walidah, 2011). Adapun persamaan yang digunakan yaitu sebagai berikut.



Gambar 6. Potensial dan kuat medan massa 3 dimensi (Telford dkk., 1990)

Apabila suatu massa 3 dimensi bentuk sembarang terdistribusi secara kontinu dengan rapat massa $\Delta\rho(\alpha, \beta, \gamma)$, maka potensial gaya berat di titik $P(x, y, z)$ diberikan oleh,

$$U(x, y, z) = G \iiint \frac{\Delta(\alpha, \beta, \gamma)}{[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (z-\gamma)^2]^{\frac{3}{2}}} d\alpha. d\beta. d\gamma \quad (6)$$

Medan gaya berat akibat distribusi rapat massa di atas diperoleh dengan mendiferensialkan persamaan (6) terhadap x, y dan z yang hasilnya adalah,

$$\begin{aligned} \Delta g_x(x, y, z) &= \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial x} \\ &= -G \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty \int_{-\infty}^\infty \frac{\Delta(\alpha, \beta, \gamma)(x-\alpha)}{[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (z-\gamma)^2]^{\frac{3}{2}}} d\alpha. d\beta. d\gamma \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \Delta g_y(x, y, z) &= \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial y} \\ &= -G \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty \int_{-\infty}^\infty \frac{\Delta(\alpha, \beta, \gamma)(y-\beta)}{[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (z-\gamma)^2]^{\frac{3}{2}}} d\alpha. d\beta. d\gamma \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned}\Delta g_z(x, y, z) &= \frac{\partial U(x, y, z)}{\partial x} \\ &= -G \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty \int_{-\infty}^\infty \frac{\Delta(\alpha, \beta, \gamma)(x-\gamma)}{[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (z-\gamma)^2]^{3/2}} d\alpha. d\beta. d\gamma\end{aligned}\quad (9)$$

Dari persamaan (9) diperoleh nilai medan gaya berat Δg di permukaan bumi yang bervariasi. Medan gaya berat bumi dipengaruhi oleh distribusi massa di bawah permukaan yang ditunjukkan oleh fungsi densitas (ρ) dan bentuk bumi yang sebenarnya, yang ditunjukkan oleh batas integral.

Adapun rumus medan gaya berat dari distribusi massa di bawah permukaan yang ditunjukkan dengan:

$$\Delta U(r) = (r)/m_2 = g(r) \quad (10)$$

Maka potensial gaya berat U dipermukaan, dengan asumsi bumi bersifat homogen dan berbentuk bola dengan jari-jari R akan diberikan sebagai berikut

$$\Delta U(r) = \int_\infty^R g dr = \gamma M \int_\infty^R \frac{dr}{r^2} = \gamma \frac{M}{R} \quad (11)$$

3.3. Koreksi Metode Gaya Berat

Metode gaya berat merupakan metode geofisika yang memiliki tingkat ambiguitas atau keabu-abuan yang cukup tinggi sehingga untuk beberapa orang awam cukup bingung untuk membaca atau menginterpretasi data hasil metode gaya berat. Ketika dilakukan pengukuran dengan menggunakan *gravimeter* maka nilai gaya berat yang didapat masih terdapat faktor-faktor yang mempengaruhi nilai gaya berat tersebut. Nilai yang dicari dalam melakukan penelitian gaya berat adalah nilai yang sudah tidak terpengaruh faktor-faktor yang mempengaruhi nilai gaya berat sehingga nilai yang kita dapat adalah nilai tarik-menarik *gravity meter* dengan massa di bawah permukaan, oleh karena itu untuk menghilangkan faktor tersebut perlu diadakannya koreksi data gaya berat, koreksi tersebut yaitu:

3.3.1. Koreksi Pasang Surut (*Tide Correction*)

Koreksi pasang surut gaya berat atau *tide correction* muncul karena adanya tarikan gaya berat yang diakibatkan benda-benda yang ada di langit, terutama yang memiliki faktor paling besar adalah efek tarikan yang diakibatkan oleh bulan dan matahari, sehingga untuk menghilangkan efek tersebut perlu dilakukan koreksi. Nilai tidal atau nilai pasang surut yang mempengaruhi nilai gaya berat yang telah dihitung dengan menggunakan komputasi adalah dalam orde mikroGal (Longman,1959). Pada grafik pasang surut terdapat nilai positif dan nilai negatif yang artinya jika positif maka bumi mengalami tarikan dari posisi normalnya dan apabila negatif maka bumi mengalami dorongan dari posisi normalnya (Mulyana, 2005).

3.3.2. Koreksi *Drift*

Koreksi dilakukan untuk menghilangkan efek kesalahan pembacaan yang dilakukan oleh alat. Sehingga diperlukan koreksi atau penghilangan data untuk menghilangkan efek kesalahan pembacaan pada alat seperti persamaan berikut:

$$Drift = \frac{(g_m - g_0)}{(t_m - t_0)} (t_n - t_0) \quad (12)$$

Dimana:

- g_m = gaya berat pembacaan akhir
- g_0 = gaya berat pembacaan awal
- t_m = waktu pembacaan di titik akhir
- t_0 = waktu pembacaan di titik awal
- t_n = waktu pembacaan di titik pengamatan ke-n

3.3.3. Nilai Gaya Berat Observasi

Gaya berat observasi merupakan nilai percepatan gaya berat pada titik pengukuran akibat adanya tarikan dari lingkungan sekitar tetapi masih belum memberikan informasi mengenai variasi rapat massa bawah permukaan.

3.3.4. Koreksi Lintang (*Latitude Correction*)

Gaya berat pada lintang geografis berbeda disebabkan oleh adanya gaya sentrifugal dan bentuk *elipsoid* atau akibat dari bentuk bumi yang tidak bulat, maka perlu dilakukan koreksi gaya berat di setiap lintang geografis (*spheroid* dan *geoid*), Koreksi lintang dapat dilakukan dengan dua cara yaitu menggunakan diferensi GRS 67 (untuk derajat lintang/*latitude*) atau GRS 84 (untuk radian).

a. GRS 67:

$$g_{\theta} = 978031,8(1 + 0,0053924 \sin^2\theta - 0,0000059 \sin^2 2\theta) \quad (13)$$

b. GRS 84:

$$g_{\theta} = 978032,7 (1 + 0,0053024 \sin^2\theta - 0,0000058 \sin^2 2\theta) \quad (14)$$

Dimana:

θ = sudut lintang

g_{θ} = gaya berat normal pada lintang (mGal)

3.3.5. Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction*)

Menurut Lowrie (2007), ketinggian titik amat mempengaruhi nilai gaya berat observasi, semakin tinggi nilai titik amat maka nilai gaya berat observasi semakin menurun, dan semakin menurun titik pengamatan maka nilai gaya berat observasi akan semakin meningkat. Perbedaan nilai gaya berat antara yang terletak di *mean sea level* dengan yang terletak dengan elevasi h (meter) adalah koreksi udara bebas diberikan pada persamaan :

$$\partial g_F = g_h - g_0 = - \left(\frac{2g_0 h}{R} \right) = 0,3086h \text{ mGal} \quad (15)$$

Dimana:

g_0 = $9,81785 \times 10^5$ mGal

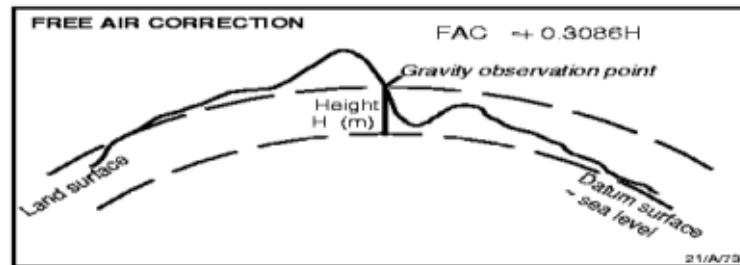
R = $6,371 \times 10^6$ meter

Maka koreksi udara bebasnya

$$FAC = 0,3086h \text{ (mGal)} \quad (16)$$

Dimana, h adalah ketinggian stasiun pengukuran (meter). Sedangkan anomali udara bebasnya (FAA), dapat dirumuskan

$$FAA = g_{obs} - g_{lintang} + FAC \quad (17)$$



Gambar 7. Koreksi udara bebas terhadap data gaya berat (Zhou, 1990)

3.3.6. Koreksi Bouguer

Koreksi Bouguer dilakukan perhitungan akibat adanya efek dari tarikan massa benda yang berada diantara stasiun dengan bidang datum yang belum dilakukan perhitungan pada koreksi udara bebas. Koreksi Bouguer dilakukan dengan menggunakan pendekatan yaitu pendekatan sebuah benda berupa slab tak berhingga dengan benda slab yang memiliki ketebalan dan densitas yang sama. Persamaan Koreksi Bouguer adalah:

$$BC = 2\pi G\rho h \quad (18)$$

$$BC = 0,4193\rho h \text{ mGal} \quad (19)$$

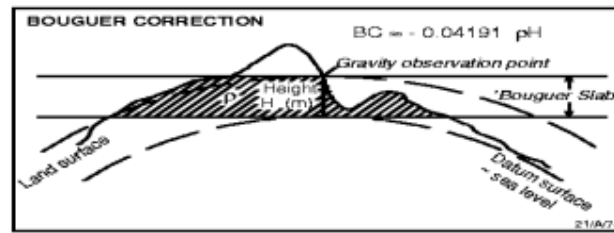
Dimana:

ρ = massa jenis

h = elevasi.

Anomali gaya berat yang dapat dihasilkan setelah diaplikasikan dengan koreksi *Bouguer* dan anomali udara bebas atau disebut sebagai *Simple Bouguer Anomaly* adalah:

$$SBA = FAA - BC \quad (20)$$



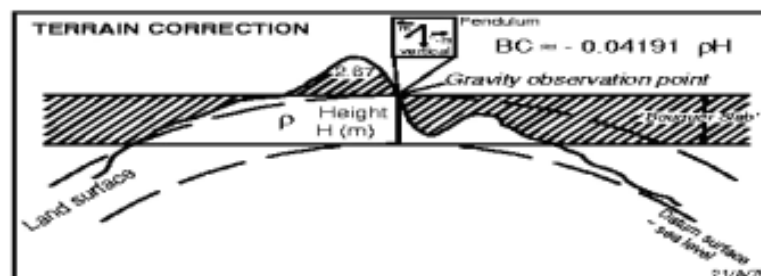
Gambar 8. Koreksi bouguer terhadap data gaya berat (Zhou, 1990)

3.3.7. Koreksi *Terrain*

Pada titik pengukuran memiliki topografi yang tidak beraturan, sehingga bisa mempengaruhi nilai gaya beratnya. Contohnya jika terdapat bukit di sekitar pengukuran, maka bukit ini memiliki medan yang dapat menekan *gravimeter* untuk menaikkan percepatan gaya berat. Sebaliknya, adanya lembah akan memberikan efek penurunan hasil pengukuran gaya berat. Koreksi medan didapatkan dengan melakukan pengolahan data menggunakan *hammer chart* (Telford dkk., 1990).

Efek topografi dalam anomali gaya berat/SBA bersifat mengurangi. Oleh karena itu koreksi medan harus ditambahkan terhadap anomali gaya berat. Maka nilai anomali gaya beratnya / *Complete Bouguer Anomaly* menjadi :

$$CBA = SBA + TC \quad (21)$$



Gambar 9. Koreksi medan terhadap gaya berat (Zhou, 1990)

3.4. Penentuan Densitas Batuan

Densitas batuan dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya rapat massa batuan penyusun, porositas, kandungan fluida yang mengisi pori-porinya. Untuk

menentukan nilai densitas batuan terdapat beberapa metode yaitu analisa batuan daerah survey dari pengukuran laboratorium, metode Nettleton, dan metode Parasnis (Sarkowi, 2014).

$$\rho = \frac{m}{v} \quad (22)$$

Dimana :

ρ = Densitas (kg/m³)

m = massa benda (kg)

v = Volume (m³)

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

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

3.5. Anomali Bouguer

Anomali bouguer yang didapat merupakan penjumlahan dari anomali regional dan residual. Untuk kedalaman anomali residual lebih dangkal dari anomali regional. Kedua anomali tersebut saling berinteraksi dan menimbulkan anomali yang tumpang tindih (Purnomo, 2013).

Anomali Bouguer sendiri dihasilkan dari adanya perbedaan densitas batuan atau hal lain pada daerah dangkal dan di bawah permukaan bumi. Efek yang berasal dari batuan dangkal permukaan disebut anomali sisa atau anomali residual, sementara anomali dalam disebut anomali regional (Haerudin, 2007). Anomali Bouguer ini yaitu menggambarkan persebaran dari gaya berat untuk memperkirakan gambaran kondisi bawah permukaan berdasarkan kontras rapat massa batuan. Nilai anomali Bouguer dapat dirumuskan sebagai berikut.

$$BA = g_{obs} - g(\varphi) + FAC - BC + TC \quad (23)$$

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

3.5.1. Anomali Bouguer Sederhana (ABS)

$$ABS = (G_{obs} - G_n) + \text{Koreksi Udara Bebas} - \text{Koreksi Bouguer} \quad (24)$$

3.5.2. Anomali Bouguer Lengkap (ABL)

$$ABL = (G_{obs} - G_n) + \text{Koreksi Udara Bebas} - \text{Koreksi Bouguer} + \text{Koreksi Medan} \quad (25)$$

Anomali bouguer mampu menggambarkan suatu variasi berupa densitas yang terdapat di permukaan bumi. Variasi densitas batuan di bawah permukaan tanah merupakan faktor yang sangat penting untuk memperoleh penyebaran anomali gaya berat sebagai prospeksi geofisika. Proses pengukuran gaya berat memiliki tiga tahapan, yaitu, pengukuran gaya berat dapat dilakukan di lokasi maupun lapangan

atau akuisisi, pengolahan data, dan interpretasi hasil dari pengolahan data yang telah dilakukan. Setiap pengumpulan data gaya berat memiliki beberapa koreksi yang harus dilakukan sehingga mendapatkan nilai yang sebenarnya.

3.6. Analisis Spektral

Analisis spektral dilakukan untuk untuk mengestimasi lebar jendela serta estimasi kedalaman anomali gaya berat. Analisis spektral dilakukan dengan cara mentransformasi fourier lintasan yang telah ditentukan pada peta kontur Anomali Bouguer Lengkap. Secara umum, suatu transformasi Fourier yaitu mengurai kembali atau menyusun suatu gelombang sembarang ke dalam gelombang sinus dengan frekuensi bervariasi, dimana hasil penjumlahan gelombang-gelombang sinus tersebut adalah bentuk gelombang aslinya (Kadir, 2000).

Prinsip analisis spektral ini mengacu pada transformasi Fourier, mengubah domain waktu menjadi domain frekuensi. Sinyal panjang gelombang pendek berasal dari sumber dangkal dan sinyal panjang gelombang tinggi berasal dari sumber yang lebih dalam.

Spektrum diturunkan dari potensial gaya berat yang teramati pada suatu bidang horizontal (Blakely, 1996), dimana transformasi Fouriernya sebagai berikut:

$$F(U) = \gamma \mu F\left(\frac{1}{r}\right) \text{ dan } F\left(\frac{1}{R}\right) = 2\pi \frac{e^{|k|(z_0-z_1)}}{|K|} \quad (26)$$

Dimana

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

U : potensial gaya berat

μ : anomali rapat massa

γ : konstanta gaya berat

r : jarak

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

$$g_z = Gm \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \quad (27)$$

$$F(g_z) = GmF \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \quad (28)$$

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

Transformasi Fourier pada lintasan yang diinginkan adalah

$$F(g_z) = 2\pi Gme^{|k|(z_0-z_1)}, z_1 > z_0 \quad (30)$$

Dimana:

- g_z = Anomali gaya berat
- k = Bilangan gelombang
- z_1 = Ketinggian benda anomali
- z_0 = Ketinggian titik amat

Jika distribusi rapat massa bersifat random dan tidak ada korelasi antara masing-masing nilai gaya berat, maka $m=1$ sehingga hasil Transformasi Fourier Anomali Gaya berat menjadi :

$$A = Ce^{|k|(z_0-z_1)} \quad (31)$$

Dimana:

- A = Amplitudo
- C =Konstanta
- k = Bilangan gelombang
- $z_0 - z_1$ = Kedalaman

$$\ln A = \ln 2\pi Gme^{|k|(z_0-z_1)} \quad (32)$$

$$\ln A = (z_0 - z_1)|k| + \ln C \quad (33)$$

Persamaan diatas dapat dianalogikan dalam persamaan garis lurus:

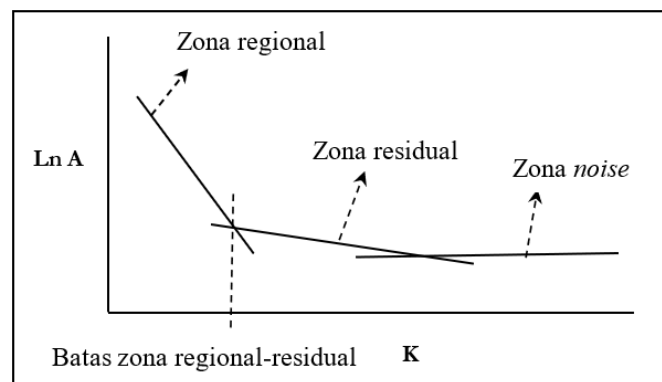
$$y = mx + c \quad (34)$$

Dimana $\ln A$ sebagai sumbu y $|k|$ sebagai sumbu x, $(z_0 - z_1)$ sebagai kemiringan garis (gradien). Oleh karena itu, kemiringan garisnya merupakan kedalaman bidang dalam dan dangkal. Untuk $|k|$ sebagai sumbu x didefinisikan sebagai bilangan gelombang yang besarnya $\frac{2\pi}{\lambda}$ dan satuannya *cycle/meter*, dengan λ adalah panjang gelombang. Lebar jendela dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$N = \frac{2\pi}{k_c \Delta x} \quad (35)$$

Konstanta N didefinisikan sebagai lebar jendela dan nilainya harus ganjil.

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 $\ln A$ dan k (bilangan gelombang).



Gambar 10. Kurva $\ln A$ terhadap k (Blakely, 1996)

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.

3.7. Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Pengukuran metode gaya berat menghasilkan anomali Bouguer yang merupakan superposisi dari anomali regional dan anomali residual (Blakely, 1996). Anomali Bouguer merupakan sinyal geofisika yang kompleks dimana merefleksikan kombinasi efek gravitasi di bawah permukaan yang diakibatkan oleh sumber yang

berbeda kedalaman dan berbeda ukuran. Anomali Bouguer tidak dapat langsung digunakan untuk menginterpretasikan sumber penyebab anomali tersebut, sehingga perlu dilakukan pemisahan anomali Bouguer menjadi anomali regional dan anomali residual gaya berat (Abokhodair, 2011).

Anomali regional merupakan anomali gaya berat yang berasosiasi dan diakibatkan oleh sumber anomali pada kedalaman dalam dan memiliki ukuran yang besar. Anomali residual berhubungan dengan frekuensi tinggi, sedangkan anomali regionalnya berhubungan dengan frekuensi rendah. Tujuan dilakukan proses pemisahan anomali untuk memperoleh nilai anomali residual dan regional yang representatif dengan keadaan bawah permukaan yang sebenarnya. Pemisahan anomali regional dan anomali residual adalah bagian penting dalam proses interpretasi, oleh karena itu penggunaan istilah anomali regional dan anomali residual adalah untuk memperjelas perbedaan kedua anomali tersebut yang berkaitan dengan sumber anomali dalam dan sumber anomali dangkal. Terhadap beberapa kasus, pemilihan anomali regional dapat bergantung pada anomali residual sebab anomali ini merupakan anomali yang menjadi target interpretasi (Beltrao dkk., 1991).

3.8. *Filtering Polynomial Trend Surface Analysis*

Metode polinomial atau dikenal dengan *trend surface analysis* mengasumsikan bahwa persamaan polinomial dapat memodelkan bentuk bidang bumi yang kehalusannya dikontrol oleh orde polinomialnya. Metode polinomial sejatinya adalah sebuah metode yang berupaya memodelkan sebuah model dengan pendekatan persamaan matematis yaitu persamaan polinomial. Semakin tinggi orde polinomial maka hasil perhitungan akan semakin mirip dengan model yang akan dimodelkan, hanya saja model *noise* juga ikut termodelkan dalam proses pemodelan. Oleh karena itu polinomial orde rendah mungkin tidak cukup untuk memodelkan model yang sangat halus dan kecil tetapi dampaknya *noise* yang ukurannya kecil dan halus ikut tidak dimunculkan (Abdelrahman dkk., 1985).

Metode *Trend Surface Analysis* (TSA) disebut juga *Polynomial Fitting*, dimana metode ini mengasumsikan bahwa nilai dari data yang ada pada peta dapat diuraikan menjadi dua komponen, yaitu komponen *trend* dan komponen lokal. *Trend* didefinisikan sebagai data yang berfluktuasi secara teratur, sehingga komponen *trend* merupakan fungsi yang dapat diprediksi. Sedangkan komponen lokal memiliki fluktuasi yang acak dan umumnya disebut residual.

Persamaan *Trend Surface Analysis* (TSA) menurut (Unwin, 1978):

$$Z_{obs_i} = f(x_i, y_i) + u_i \quad (36)$$

Dimana:

- Z_{obs_i} = Nilai yang diobservasi pada titik ke-i
- $f(x_i, y_i)$ = Komponen regional pada titik ke-i
- x_i dan y_i = Koordinat pada arah x dan y pada titik ke-i
- u_i = Komponen residual pada titik ke-i
- i = Titik/stasiun ke-i ($i = 0, 1, 2, 3, \dots, n$)

Metode polinomial dapat didekati dengan anomali bouguer dengan sebuah persamaan sebagai berikut:

$$g_B = g_R + g_r \quad (37)$$

Dimana:

- g_B = anomali bouguer
- g_R = anomali regional
- g_r = anomali residual

Asumsikan persamaan di atas dengan persamaan baru berupa,

$$g_B = G_{ij} \quad (38)$$

$$g_R = ax_i + by_j + c \quad (39)$$

$$g_r = e_{ij} \quad (40)$$

maka persamaan (37) akan menjadi persamaan baru sebagai berikut:

$$G_{ij} = (ax_i + by_j + c) + e_{ij} \quad (41)$$

Dimana

G_{ij} = anomali bouguer

x_i = koordinat pengukuran pada arah-x

y_j = koordinat pengukuran pada arah-y

e_{ij} = anomali residual

a, b, c = konstanta polynomial

Tujuan perhitungan ini adalah untuk mendapatkan anomali residual e_{ij} , maka persamaan (41) diubah menjadi :

$$e_{ij} = G_{ij} - (ax_i + by_j + c) \quad (42)$$

Berdasarkan persamaan (42) perhitungan belum dapat dilakukan karena terdapat konstanta yang belum memiliki nilai, yaitu konstanta a, b, dan c. Mendapatkan konstanta tersebut dapat dilakukan dengan melakukan jumlah kuadrat (*sum of the square*) dari persamaan anomali residual. Perhitungan tersebut dapat dengan persamaan baru, misalkan S adalah jumlah kuadrat dari anomali residual, maka akan menghasilkan persamaan baru sebagai berikut:

$$S = \sum_{i,j=0}^N e_{ij}^2 \quad (43)$$

$$S = \sum_{i,j=0}^N [G_{ij} - (ax_i + by_j + c)]^2 \quad (44)$$

untuk mendapatkan konstanta a,b, dan c maka persamaan jumlah kuadrat dari anomali residual perlu dilakukan minimalisasi dengan cara menurunkan jumlah kuadrat anomali residual terhadap konstanta a, b, dan c yang hasilnya adalah sama dengan nol (0) (Unwin, 1978). Minimalisasi jumlah kuadrat anomali residual dengan persamaan berikut:

$$\frac{\partial S}{\partial a} = \frac{\partial S}{\partial b} = \frac{\partial S}{\partial c} = 0 \quad (45)$$

Parameter a, b, dan c yang telah didapatkan kemudian disubstitusikan ke dalam persamaan (39) untuk mendapatkan nilai gaya berat regional dan menggunakan persamaan (40) untuk mendapatkan nilai gaya berat residual.

3.9. Analisis *Derivative*

Analisis *Derivative* digunakan untuk menentukan batas dan mengetahui jenis patahan. Untuk mendapatkan hal tersebut maka dilakukan *First Horizontal Derivative* (FHD) dan *Second Vertical Derivative* (SVD) dari lintasan yang dibuat dalam peta anomali yang selanjutnya dibuat penampangnya.

3.9.1. Metode *Horizontal Gradient* (FHD)

First Horizontal Derivative (FHD) atau turunan pertama mempunyai nama lain yaitu *Horizontal Gradient* (HG). *Horizontal gradient* dari anomali gaya berat menggambarkan laju perubahan nilai gravitasi yang disebabkan adanya benda anomali pada arah tertentu. Jadi metode *horizontal gradient* dapat digunakan untuk menentukan lokasi batas kontak densitas horizontal dari data gaya berat. Metode ini dapat digunakan untuk menggambarkan struktur bawah permukaan yang dangkal maupun dalam (Cordell, 1979).

Metode ini dapat digunakan untuk menggambarkan struktur bawah permukaan yang dangkal maupun dalam. Amplitudo dari *Horizontal Derivative* ditunjukkan sebagai berikut (Cordell dan Graunch, 1985) :

$$HG^{1ST} = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (46)$$

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 $mGal.m^{-1}$.

3.9.2. *Second Vertical Derivative (SVD)*

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 (Telford dkk.,1990). Metode *Second Vertical Derivative* ini diturunkan dari persamaan Laplace untuk anomali gaya berat di permukaan dapat dirumuskan:

$$\nabla^2 \Delta_g = 0 \quad (47)$$

Atau:

$$\frac{\partial^2 \Delta_g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta_g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta_g}{\partial z^2} = 0 \quad (48)$$

Sehingga *second vertical derivative* nya diberikan oleh:

$$\frac{\partial^2 \Delta_g}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 \Delta_g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta_g}{\partial x^2} \right) \quad (49)$$

Untuk data 1-D (data penampang) persamaannya diberikan oleh:

$$\frac{\partial^2 \Delta_g}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2 (\Delta_g)}{\partial x^2} \right] \quad (50)$$

Persamaan SVD dan 1-D di atas menunjukkan bahwa *second vertical derivative* dari suatu anomali gaya berat permukaan adalah sama dengan negatif dari derivatif orde dua horizon. Artinya bahwa 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 konvolusinya diberikan oleh:

$$\Delta G_{svd}(\Delta x, \Delta y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) F(x - \Delta x, y - \Delta y) dx dy \quad (51)$$

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)

<i>SVD Tipe Henderson & Zietz (1949)</i>				
0.00	0.00	-0.0838	0.00	0.00
0.00	1.00	-26.667	1.00	0.00
-0.0838	-26.667	17.00	-26.667	-0.0838
0.00	1.00	-26.667	1.00	0.00
0.00	0.00	-0.0838	0.00	0.00
<i>SVD Tipe Elkins (1951)</i>				
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
<i>SVD Tipe Rosenbach (1953)</i>				
0.00	-0.0416	0.00	-0.0416	0.00
-0.0416	-0.3332	-0.75	-0.3332	-0.0416
0.00	-0.75	4.00	-0.75	0.00
-0.0416	-0.3332	-0.75	-0.3332	-0.0416
0.00	-0.0416	0.00	-0.0416	0.00

Metode ini mengambil nilai turunan kedua dari Anomali Bouguer sama dengan nol sebagai kontak dari kontras densitas antar dua lapisan batuan, dalam hal ini kontak tersebut dapat dikatakan sebagai struktur patahan ataupun intrusi (Sarkowi, 2010). Struktur patahan atau sesar naik maupun turun dapat ditentukan dari nilai anomali SVD dengan karakteristik sebagai berikut. Arah kemiringan kurva SVD dapat menunjukkan jenis patahan, diketahui dari perbandingan antara harga mutlak SVD maksimum dan minimum yang diberikan oleh:

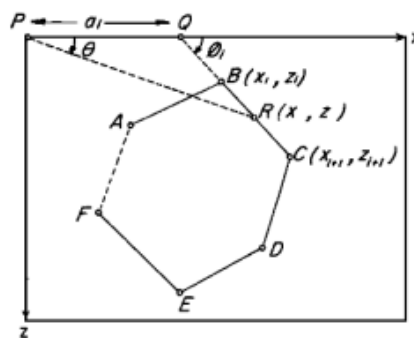
$$\text{Untuk patahan naik } \left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right)_{max} < \left| \left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right) \right|_{min}$$

$$\text{Untuk patahan turun } \left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right)_{max} > \left| \left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial x^2} \right) \right|_{min} \quad (52)$$

3.10. Forward Modeling

Forward modeling (pemodelan ke depan) adalah suatu metode interpretasi gaya berat dengan cara memperkirakan densitas bawah permukaan dengan membuat terlebih dahulu model geologi bawah permukaan. Prinsip umum dari pemodelan kedepan adalah meminimumkan selisih anomali pengamatan untuk mengurangi ambiguitas. Dalam penerapannya, Talwani (1959) menjelaskan bahwa pemodelan ini digunakan untuk menghitung efek gaya berat model benda bawah permukaan dengan penampang berbentuk sembarang yang dapat diwakili oleh suatu poligon berisi n sebagai integral garis sepanjang sisi-sisi poligon. Untuk komponen vertikal dinyatakan dalam persamaan:

$$g_z = 2G\rho \oint z d\theta \quad (53)$$



Gambar 11. Efek benda bentuk poligon anomali gravitasi (Talwani dkk., 1959)

Integral garis tertutup dalam persamaan (53) dalam komponen vertikal dapat dinyatakan sebagai jumlah integral garis tiap sisinya, persamaan tersebut dapat dituliskan sebagai berikut:

$$g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (54)$$

Pada saat interpretasi, model yang diambil berdasarkan hasil respon yang dianggap paling cocok dengan data pengamatan. Sehingga diharapkan kondisi model yang telah dibuat dapat mewakili atau mendekati kondisi bawah permukaan yang sebenarnya. Untuk memperoleh kesesuaian antara data teoritis (respon model) dengan data lapangan dilakukan dengan cara *trial and error*. *Trial and error* dalam pemodelan dimaksudkan dengan cara mengubah-ubah harga parameter model.

d adalah data yang dinyatakan dalam vektor kolom, m adalah densitas (vektor kolom), dan G disebut Matriks Kernel.

Dalam pemodelan inversi gaya berat, Blakely memodifikasi persamaan 2D milik Talwani untuk pemodelan 3D yang mana ditunjukkan oleh Wulandari (2014) sebagai berikut:

$$\Delta g(x, y, z) = G \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{\rho z dx dy dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (59)$$

Dengan $\Delta g(x, y, z)$ adalah tarikan vertikal gravitasi di titik pada benda homogen, G adalah konstanta gravitasi, dan ρ adalah densitas batuan (Wulandari, 2015). Persamaan di atas merupakan persamaan pemodelan 3D secara *forward modeling*.

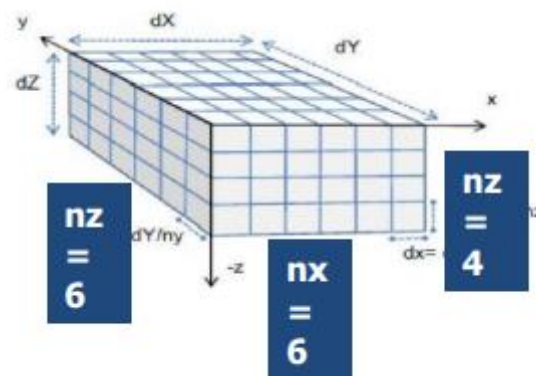
3.11.1. Pemodelan Inversi

Pemodelan inversi pada dasarnya adalah proses mekanisme modifikasi model agar diperoleh kecocokan data perhitungan dan data pengamatan yang lebih baik dilakukan secara otomatis. Pemodelan inversi sering pula 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.

3.11.2. *Grablox*

Grablox merupakan perangkat lunak dalam bahasa Fortran berbasis *Graphical User Interface* (GUI) yang digunakan untuk pemodelan dan interpretasi gravitasi tiga dimensi (3D). Program *Grablox* dapat digunakan untuk pemodelan ke depan (*forward modeling*) dan pemodelan inversi (*inverse modeling*) yang terdiri dari model blok mayor dan blok minor persegi panjang. Blok mayor atau blok utama menggambarkan volume di bawah daerah pengukuran yang dibagi ke dalam elemen-elemen blok kecil (blok minor), yang menunjukkan nilai densitas batuan.

Anomali gravitasi dihitung sebagai superposisi atau jumlah dari semua blok-blok minor tersebut (Pirttijarvi, 2008).



Gambar 12. Model box dalam *grablox* (Pirttijarvi, 2008)

Program ini dapat digunakan secara langsung untuk menentukan dan memperbaiki parameter model, menampilkan file *input* dan *output* data gravitasi serta visualisasi dan konstruksi model blok secara interaktif. Untuk kebutuhan pemodelan lebih lanjut, digunakan juga suatu perangkat pemodelan yaitu *Bloxer* yang memiliki prinsip kerja hampir sama dengan *Grablox* (Pirttijarvi, 2008).

3.11.3. *Bloxer*

Bloxer merupakan program komputer dalam bahasa Fortran yang digunakan untuk menampilkan, menyusun dan mengedit tampilan model blok tiga dimensi, yang dikenal juga sebagai model voxel. Model blok tiga dimensi (3D) ini terdiri atas blok besar atau blok utama berbentuk empat persegi panjang menggunakan sistem koordinat Geografis yang dibagi lagi menjadi blok-blok kecil atau blok minor untuk menampilkan berbagai parameter fisis seperti densitas. GUI pada program *Bloxer* terdiri atas enam panel perintah utama yaitu: *menu*, *view*, *edit*, *math*, *cross* dan *exit*. Masing-masing panel ini memiliki fungsi tertentu dan pengoperasiannya dapat dilakukan secara langsung. Hasil model pada *Grablox* akan diperbaiki lagi menggunakan *Bloxer* untuk mendapatkan tampilan tiga dimensi (3D) yang lebih baik. Namun *Bloxer* data tidak dapat digunakan untuk menghitung data (inversi) (Pirttijarvi, 2008).

4.2. Alat dan Bahan

Adapun alat dan bahan yang digunakan dalam penelitian ini yaitu sebagai berikut:

1. Data gaya berat *marine* (anomali bouguer terkoreksi)
2. *Global Mapper*
3. *Microsoft Excel 2019*
4. *Geosoft Oasis Montaj 8.3.3*
5. *Surfer 13*
6. *DOS-Box*
7. *Grablox*
8. *Boxler*
9. *RockWorks 15*

4.3. Tahapan Penelitian

Adapun tahapan pengolahan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut:

4.3.1. Studi Literatur

Studi literatur dilakukan untuk mengumpulkan data-data pada tahap awal yang berhubungan dengan teori dasar dan tinjauan pustaka. Hal ini dilakukan untuk mempermudah penelitian. Pada tahap ini dipelajari tentang stratigrafi serta struktur geologi regional pada daerah penelitian, pengolahan data gaya berat menggunakan *software Microsoft Excel, Oasis Montaj, Surfer, DOS-Box dan Grablox*.

4.3.2. Data Anomali Bouguer Terkoreksi

Data yang digunakan dalam penelitian adalah data anomali bouguer terkoreksi daerah Cekungan Sunda Asri yang dilakukan Badan Geologi tahun 2009. Data anomali bouguer dibuat peta kontur anomali bouguer dengan *software Oasis Montaj* menggunakan penampang lintasan berupa analisis spektral dan *transformasi fourier* untuk menentukan kedalaman dan lebar jendela *filtering*. Untuk selanjutnya informasi kedalaman dan *wavelength* digunakan untuk acuan pemisahan pada anomali bouguer.

4.3.3. Analisis Spektral

Metode analisis spektral menggunakan *Transformasi Fourier* yang berguna untuk mengubah suatu fungsi dalam jarak atau waktu menjadi suatu fungsi dalam frekuensi. Pengolahan analisis spektral dilakukan untuk mengestimasi nilai kedalaman dari setiap lintasan dan mengetahui lebar jendela yang nantinya akan digunakan pada proses pemisahan anomali regional dan residual. Analisis spektral dilakukan pada *Microsoft Excel* dengan membuat lintasan yang dianggap mewakili seluruh area penelitian. Dari lintasan tersebut kemudian dilakukan *transformasi fourier* untuk mengetahui kandungan sinyal sepanjang lintasan yang dibuat. Hasil analisis spektral mendapatkan grafik bilangan gelombang (k) sebagai sumbu x dengan amplitudo ($\ln A$) sebagai sumbu y. Dari lintasan akan diketahui nilai lebar jendela dilakukan proses rata-rata untuk tahap *filtering*. Proses analisis spektral juga mendapatkan informasi kedalaman daerah penelitian yang dijadikan acuan dalam proses pemodelan 2D dengan menu *GM-SYS* pada *Oasis Montaj*.

4.3.4. Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Anomali bouguer dipisahkan berdasarkan perbedaan frekuensi antara anomali dari sumber yang dalam dan anomali dari sumber yang dangkal. Proses pemisahan anomali regional dan residual pada penelitian ini dengan *filter polynomial trend surface analysis* menggunakan hasil korelasi orde yang maksimum pada penelitian untuk mendapatkan Anomali Regional. Perangkat lunak yang digunakan adalah *Surfer*, *DOS-Box*, dan *Oasis Montaj*. Selanjutnya, dilakukan pemisahan Anomali untuk mendapatkan anomali residual yaitu dengan mengurangkan Anomali Bouguer Lengkap terhadap Anomali Regional nya dengan orde polinomial yang dianggap memiliki hasil korelasi yang optimal. Dari Anomali Residual dapat terlihat adanya keberadaan kontras densitas tinggi dan rendah yang mengindikasikan keberadaan patahan.

4.3.5. Analisis *Derivative*

Proses analisis *derivative* dengan pengolahan *Second Vertical Derivative* (SVD) bertujuan untuk mengetahui jenis patahan dari lintasan yang telah dibuat dalam peta anomali residual hasil korelasi pada *polynomial trend surface*. Pada tahap ini dibuat lintasan yang mewakili anomali tinggi dan rendah. Pengolahan *Second Vertical Derivative* dilakukan untuk memunculkan efek dangkal dari anomali residual. Selanjutnya dalam grafik SVD melakukan penarikan garis pada titik 0 yang mengindikasikan keberadaan struktur patahan.

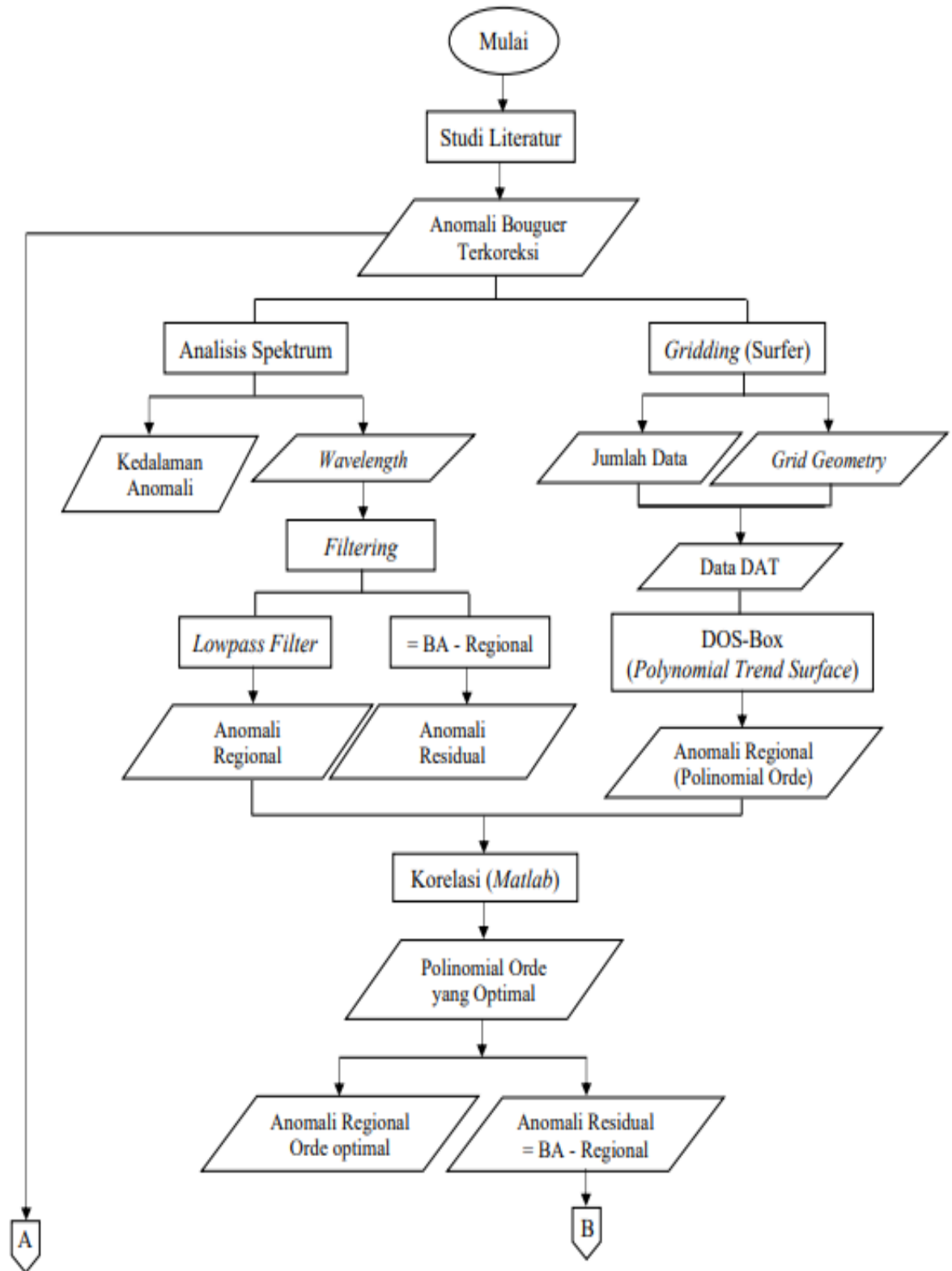
4.3.6. Pemodelan 2D dan 3D

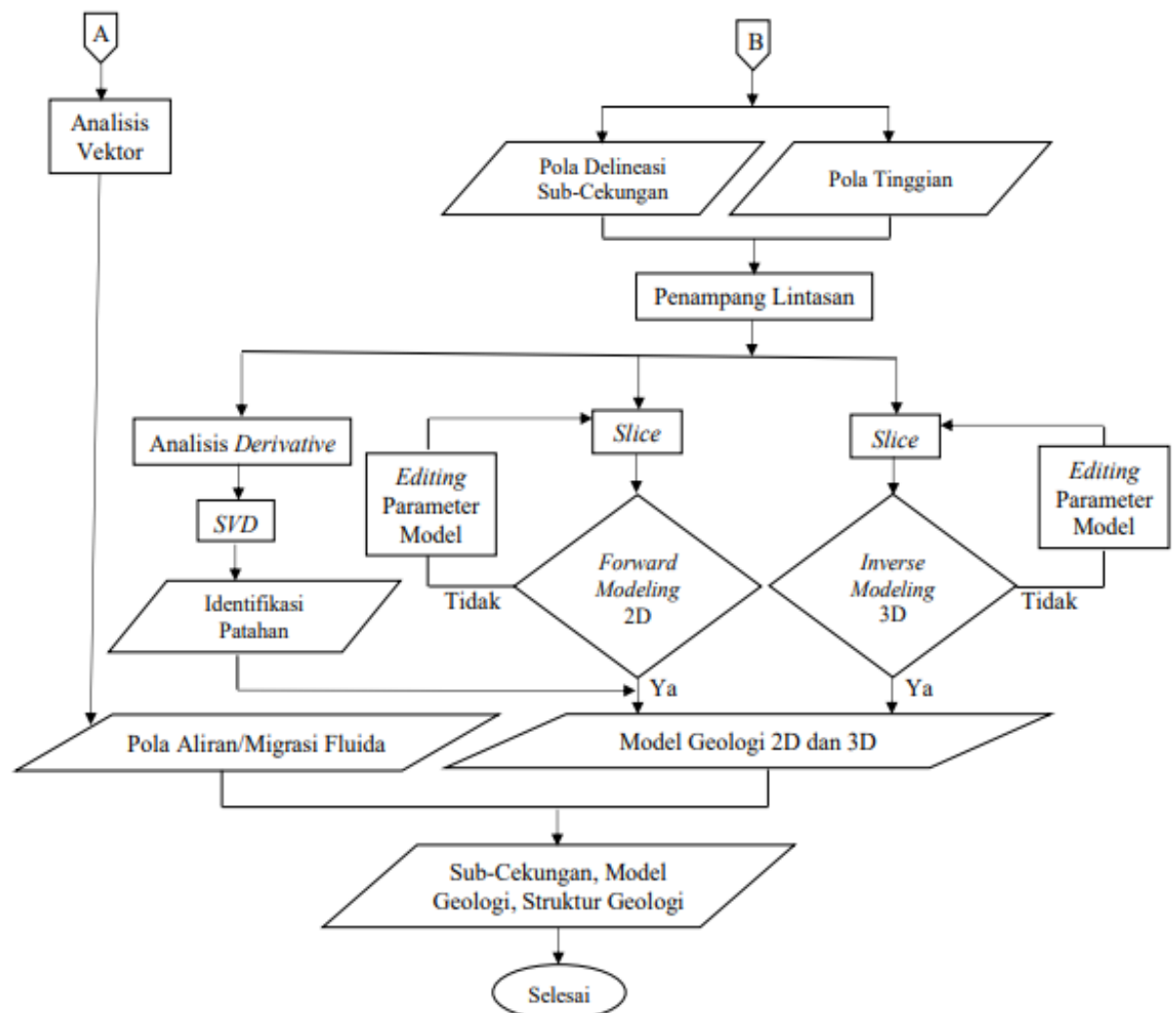
Pemodelan 2D menggunakan *software Oasis Montaj* dimana dalam pemodelan, informasi yang diperlukan yaitu nilai rata-rata dari anomali dangkal (anomali residual) yang telah diperoleh dari perhitungan analisis spektral. Selain informasi kedalaman, untuk melakukan pemodelan juga diperlukan informasi geologi dari stratigrafi Cekungan Sunda Asri. Untuk setiap formasinya akan diketahui berbagai litologi yang mendominasi formasi tersebut. Dari beberapa formasi yang diketahui, selanjutnya yaitu menentukan nilai densitas untuk setiap formasi nya dari *basement* hingga ke lapisan paling atas (sedimen).

Pemodelan 3D dilakukan dengan menggunakan *Program Grablox* dan *RockWork*. Langkah awal adalah memasukan nilai batas data maksimum dan minimum serta spasi pada *grablox* untuk membuat *mesh* model. Selanjutnya adalah memasukan data kedalam *grablox* yang sudah diubah jaraknya dari meter menjadi kilometer. Lalu dilakukan inversi 3D sehingga dihasilkan model 3D densitas xyz, yang selanjutnya dapat di *import* ke *Rockworks* untuk *slicing* dengan tujuan melihat kemenerusan atau struktur dari arah horizontal maupun vertikal.

4.4. Diagram Alir

Adapun diagram alir yang digunakan dalam penelitian seperti pada Gambar 13.





Gambar 13. Diagram alir penelitian

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

6.1. Kesimpulan

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan dapat disimpulkan bahwa:

1. Analisis spektral terhadap 8 penampang Anomali Bouguer mendapatkan kedalaman rata-rata batas anomali regional 21,45 km dan residual 2,75 km.
2. Hasil pemisahan anomali regional dan residual dilakukan dengan metode *polynomial fitting* dengan hasil menggunakan polinomial orde 10 sebagai hasil yang optimal. Diperoleh nilai anomali regional dengan rentang nilai 14,8 mGal sampai 60,9 mGal dengan pola anomali tinggian berada di bagian utara dan selatan daerah penelitian. Sedangkan nilai anomali residual dengan rentang nilai -8,4 mGal sampai 8,0 mGal dengan pola anomali berarah utara-selatan.
3. Dari analisa delineasi peta anomali residual menunjukkan adanya 14 sub-cekungan sedimen pada cekungan Sunda Asri. Pola struktur patahan berdasarkan analisis kualitatif mempunyai arah relatif baratdaya-timurlaut dan utara selatan dengan kemiringan timur laut.
4. Pada penelitian daerah Cekungan Sunda Asri untuk melakukan pemodelan 2D dan 3D dibuat 2 penampang lintasan yaitu lintasan AA' dan BB'. Lapisan pertama dengan rata-rata nilai densitas 2,37 g/cc. Lapisan kedua rata-rata nilai densitas pada lapisan kedua yaitu 2,32 g/cc. Lapisan ketiga yaitu 2,4 g/cc, serta untuk lapisan keempat yang merupakan *basement* yang memiliki rata-rata nilai densitas yaitu 2,7 g/cc yang merupakan batuan beku.

6.2. Saran

Saran yang diberikan pada penelitian ini yaitu diperlukan data informasi geologi daerah penelitian lebih lengkap, agar pada saat pemodelan 2D informasi setiap kedalaman lebih akurat.

DAFTAR PUSTAKA

- Abdelrahman, E. M., Riad, S., Refai, E. M., & Amin, Y. (1985). On the least-squares residual anomaly determination. *Geophysics*, 50(3), 473-480. <https://doi.org/10.1190/1.1441925>
- Abokhodair, A. A. (2011). Constrained polynomial fitting for recovery of regional gravity. *Geophysical Prospecting*, 59(4), 749-759. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2011.00945.x>
- Badan Geologi. (2009). *Peta Cekungan Sedimen Indonesia Berdasarkan Data Gaya Berat dan Geologi*. Badan Geologi.
- Beltrao, J. F., Silva, J. B. C., & Costa, J. C. (1991). Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics*, 56(1), 80-89. <https://doi.org/10.1190/1.1442960>
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Cordell, L. (1979). Gravimetric Expression of Graben Faulting in Santa Fe Country And The Espanola Basin, New Mexico. In *Guidebook to Santa Fe Country, 30th Field Conference, 1979* (pp. 59-64). New Mexico Geological Survey. <https://doi.org/10.56577/FFC-30.59>
- Cordell, L., & Grauch, V. J. S. (1985). Mapping Basement Magnetization Zones from Aeromagnetic Data in The San Juan Basin, New Mexico. In *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps* (pp. 181-197). Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/1.0931830346.ch16>
- Daly, M. C., Cooper, M. A., Wilson, I. B. G. D., Smith, D. T., & Hooper, B. G. D. (1991). Cenozoic Plate Tectonics and Basin Evolution in Indonesia. *Marine and Petroleum Geology*, 8(1), 2-21. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(91\)90041-X](https://doi.org/10.1016/0264-8172(91)90041-X)
- Grandis, H. (2009). Pengantar pemodelan inversi geofisika. *Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI)*.

- Haerudin, N., & Karyanto, K. (2007). Aplikasi Metode Polinomial Least Square Berbasis Matlab Untuk Memisahkan Efek Residual Anomali Regional Pada Data Gravitasi. *Jurnal Sains MIPA Universitas Lampung*, 5(1).
- Kadir, W. G. A. (2000). Eksplorasi Gaya Berat dan Magnetik. *Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Ilmu Kebumihan dan Teknologi Mineral, Institut Teknologi Bandung*.
- Koesoemadinata, R. P. (2004). *Geologi Daerah Setting Cekungan Sunda dan Asri*. CNOOC SES Ltd. Studi Internal.
- Longman, I. M. (1959). Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, 64(12), 2351-2355.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamental of Geophysics Second Edition*. Cambridge University Press.
- Mulyana, T. (2005). *Pengolahan Data Gaya Berat Di Daerah Gombang, Jawa Tengah*. Laporan Praktek Kerja Lapangan. FMIPA UNILA.
- Octonovrilna, L., & Pudja, IP. (2009). Analisa Perbandingan Anomali Gravitasi Dengan Persebaran Intrusi Air Asin. *Jurnal Meteorologi dan Geofisika*, 10(1): 39-57.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1987). *Sand and Sandstones*. 2 nd ed. Springer-Verlag.
- Pirttjarvi, M. (2008). Gravity interpretation and modeling software based on 3-D block models. User's guide to version 1.6 b.
- Purnomo, J., Koesuma, S., & Yuniyanto, M. (2013). Pemisahan anomali regional-residual pada metode gravitasi menggunakan metode moving average, polynomial dan inversion. *Indonesian Journal of Applied Physics*, 3(1), 10-18.
- Sarkowi, M. (2010). Identifikasi Struktur Daerah Panasbumi Ulubelu Berdasarkan Analisa Data SVD Anomali Bouguer. *Jurnal Sains MIPA*, 16(2): 111-118.
- Sarkowi, M. (2014). *Eksplorasi Gaya Berat*. Yogyakarta: Graha Ilmu.
- Setiadi, I., Setyanta, B., & Widijono, B. S. (2010). Delineasi Cekungan Sedimen Sumatra Selatan Berdasarkan Analisis Data Gaya Berat. *Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral*, 20(2), 93-106.
- Setiadi, I., & Riyanda, A. R. (2016). Delineasi Cekungan Sedimen dan Interpretasi Geologi Bawah Permukaan Cekungan Tanimbar Berdasarkan Analisis Data Gayaberat. *Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral*, 17(3), 153-169.

- Talwani, M., Worzel, J. L., & Landisman, M. (1959). Rapid Gravity Computations For Two-Dimensional Bodies With Application To The Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of geophysical research*, 64(1), 49-59. <https://doi.org/10.1029/JZ064i001p00049>
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge University Press.
- Todd, D., & Pulunggono, A. (1971). The Sunda Basinal Area, An Important New Indonesian Oil Province. In *American Association of Petroleum Geologists Convention Abstracts*.
- Unwin, D. J., & John, D. (1978). An introduction to trend surface analysis. Norwich, England: Geo Abstracts.
- Walidah., & Fitriana I. (2011). Penentuan Struktur Bawah Permukaan Beralaskan Analisa dan Pemodelan Gaya berat untuk Melihat Potensi Hidrokarbon pada Daerah FW1807 Cekungan Jawa Timur Utara. Skripsi. FMIPA Universitas Pendidikan Indonesia.
- Wight, A., Sudarmono., & Imron, A. (1986). Respon Stratigrafi terhadap Evolusi Struktural pada Latar Belakang Busur Tarik dan Signifikansi Eksplorasinya, Cekungan Sunda, Laut Jawa Barat. Proc.15 Ann. Konv. Indonesia. Asosiasi Perminyakan. (IPA), Jakarta, 1, 77-100.
- Wulandari, F. I., & Setiawan, A. (2015). Pemodelan Struktur Bawah Permukaan 3D Purwokerto dan Sekitarnya Berdasarkan Data Anomali Gravitasi Bouguer Lengkap. *Jurnal Fisika Indonesia*, 19(57), 6-12.
- Zhou, X., Zhong, B., & Li, X. (1990). Gravimetric terrain corrections by triangular-element method. *Geophysics*, 55(2), 232-238.