



TESIS - SF142502

**PEMODELAN 3-D STRUKTUR BAWAH
PERMUKAAN PULAU FLORES DAN ZONA SESAR
BELAKANG BUSUR BERDASARKAN ANALISIS
DATA GRAVITASI**

Yopiter Lukas Alexander Titi
1114 201 016

Dosen Pembimbing
Dr.rer.nat. Eko Minarto, M.Si.

PROGRAM MAGISTER
BIDANG KEAHLIAN FISIKA BUMI
JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2016



THESIS - SF142502

**THE SUBSURFACE THREE DIMENSIONAL
MODELING OF FLORES ISLAND AND BACK ARC
THRUST ZONE BASED ON GRAVITY DATA
ANALYSIS**

Yopiter Lukas Alexander Titi
1114 201 016

SUPERVISOR
Dr.rer.nat. Eko Minarto, M.Si.

PROGRAM OF MAGISTER
GEOPHYSICS
DEPARTMENT OF PHYSICS
FACULTY OF MATHEMATICS AND NATURAL SCIENCE
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2016

**Tesis ini disusun untuk memenuhi salah satu syarat memperoleh gelar
Magister Sains (M.Si)**

**di
Institut Teknologi Sepuluh Nopember**

oleh:

**Yopiter Lukas Alexander Titi
NRP. 1114201016**

**Tanggal Ujian : 23 Juni 2016
Periode Wisuda : September 2016**

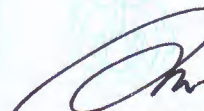
Disetujui oleh:

**1. Dr.rer.nat. Eko Minarto, M.Si.
NIP. 19750205 199903 1 004**




(Pembimbing)

**2. Prof. Suminar Pratapa, Ph.D.
NIP. 19660224 199002 1 001**



(Penguji)

**3. Prof. Dr.rer.nat. Bagus Jaya Santosa, SU.
NIP. 19620802 198701 1 001**



(Penguji)



Direktur Program Pascasarjana



**Prof. Ir. Djauhar Manfaat, M.Sc., Ph.D.
NIP. 19601202 198701 1 001**

PEMODELAN 3-D STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN PULAU FLORES DAN ZONA SESAR BELAKANG BUSUR BERDASARKAN ANALISIS DATA GRAVITASI

Nama mahasiswa : Yopiter Lukas Alexander Titi
NRP : 1114201016
Pembimbing : Dr. rer.nat. Eko Minarto, M.Si

ABSTRAK

Telah dilakukan pemodelan tiga dimensi dan interpretasi struktur bawah permukaan pulau Flores dan zona sesar belakang busur berdasarkan analisis data gravitasi. Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis secara kualitatif dan memodelkan struktur bawah permukaan dengan memanfaatkan data sekunder anomali gravitasi Bouguer lengkap. Data diperoleh dari Bureau Gravimetric international (BGI). Data anomali Bouguer lengkap diproyeksi ke bidang datar menggunakan metode Dampney pada ketinggian 26 km dan pemisahan anomali regional dan lokal dengan metode kontinuitas ke atas pada ketinggian 30 km. Interpretasi secara kualitatif menggunakan data anomali regional untuk menentukan gradien horisontal dan gradien tilt. Untuk pemodelan dilakukan terhadap data anomali gravitasi regional dan anomali lokal menggunakan Grablox dan Bloxer. Pembuatan model dilakukan dengan teknik inversi menggunakan metode dekomposisi nilai tunggal dan optimasi Occam.

Hasil penelitian menunjukkan bahwa nilai gradien horisontal berkisar antara 0,00 hingga 0,9 mGal/km. Gradien horisontal dan gradien tilt dari anomali gravitasi regional berada di bagian Barat laut, Utara, dan Timur laut dari pulau Flores yang mana daerah tersebut merupakan kontak geologi. Berdasarkan model 3D dari anomali regional dan anomali residual, sesar belakang Flores diperkirakan berada mulai pada kedalaman 30 km, ketebalan kerak bumi di zona sesar belakang Flores diperkirakan hingga 30 km, sedangkan ketebalan kerak bumi dibagian busur pulau diperkirakan lebih dari 60 km. Keberadaan dapur magma di busur gunung api pulau Flores pada umumnya diperkirakan pada kedalaman 6 km.

Kata kunci: Data gravitasi, Anomali Bouguer lengkap, Pemodelan tiga dimensi, Grablox, Bloxer

THE SUBSURFACE THREE DIMENSIONAL MODELING OF FLORES ISLAND AND BACK ARC THRUST ZONE BASED ON GRAVITY DATA ANALYSIS

Name : Yopiter Lukas Alexander Titi
NRP : 1114201016
Supervisor : Dr. rer.nat. Eko Minarto, M.Si

ABSTRACT

The subsurface structure three dimensional modeling and interpretation of Flores island and back arc thrust zone has been done based on gravity data analysis. This research is aimed to analyze qualitatively and modeling subsurface structure was utilized a secondary data of complete Bouguer anomaly gravity. Data was obtained from Bureau Gravimetric International (BGI). Complete Bouguer anomaly data was projected to horizontal plane using Dampney method on 26 km heights and separation of the regional and local anomaly with upward continuation method on 30 km heights. Interpretation qualitatively using regional anomaly data to determine the horizontal gradient and tilt gradient. For modeling conducted on the regional gravity anomaly data and local anomaly using Grablox and Bloxer. The modelling construction was performed by inversion technique applying Singular Value Decomposition (SVD) method and Occam optimization.

The result shows that horizontal gradient value ranging from 0,00 to 0,9 mGal/km. Horizontal gradient and tilt gradient of regional gravity anomaly located in the Northwest, North and Northeast of Flores island where the area is a geological contact. Based on the three dimensional model of regional and local anomalies, Flores back arc thrust was estimated to be started at depth of 30 km, the thickness of the crust in Flores back arc thrust zone was estimated up to 30 km, while the thickness of the crust part of island arc was estimated at more than 60 km. The existence of magma chamber in the volcanic arc of Flores island generally was estimated at depth of 6 km.

Keywords: Gravity data, Complete Bouguer Anomaly, Three dimensional modeling, Grablox, Bloxer

DAFTAR ISI

	Halaman
HALAMAN JUDUL	i
LEMBAR PENGESAHAN	v
ABSTRAK	vii
ABSTRACT	ix
KATA PENGANTAR	xi
DAFTAR ISI	xiii
DAFTAR GAMBAR	xv
DAFTAR TABEL	xix
DAFTAR LAMPIRAN	xxi
BAB 1. PENDAHULUAN	
1.1. Latar Belakang.....	1
1.2. Rumusan Masalah.....	5
1.3. Tujuan Penelitian.....	5
1.4. Batasan Masalah	6
1.5. Manfaat Penelitian.....	6
BAB 2. DASAR TEORI	
2.1 Prinsip Dasar Gravitasi	7
2.2 Anomali Gravitasi.....	9
2.3 Hubungan Bidang Referensi dengan Gravitasi.....	10
2.4 Reduksi Data Gravitasi.....	12
2.4.1 Gravitasi teoritis.....	13
2.4.2 Koreksi udara bebas.....	13
2.4.3 Koreksi atmosfer.....	14
2.4.4 Koreksi topografi.....	14
2.4.5 Anomali Bouguer.....	15
2.5 Transformasi ke Bidang Datar.....	16
2.6 Kontinuasi ke Atas.....	19
2.7 Gradien Horisontal dan Gradien Tilt Medan Gravitasi.....	21

2.8	Pemodelan Geofisika.....	22
2.8.1	Pemodelan ke depan (<i>forward modeling</i>).....	22
2.8.2	Pemodelan inversi (<i>inverse modeling</i>).....	23
2.9	Pemodelan Gravitasi Tiga Dimensi.....	24
2.9.1	Metode inversi singular value decomposition.....	24
2.9.2	Metode inversi Occam.....	27
2.10	Informasi Geologi Daerah Penelitian.....	30
2.10.1	Fisiografi.....	30
2.10.2	Stratigrafi.....	30
2.10.3	Struktur dan tektonika lembar Ende.....	31
2.10.4	Struktur dan tektonika lembar Ruteng.....	33
BAB 3. METODE PENELITIAN		
3.1	Data Penelitian.....	35
3.2	Pengolahan Data.....	35
3.3	Interpretasi Data.....	38
3.4	Diagram Alir Penelitian.....	40
BAB 4. HASIL DAN PEMBAHASAN		
4.1	Pemetaan Anomali Bouguer Lengkap.....	41
4.2	Proyeksi ke Bidang Datar dengan Grid Teratur.....	43
4.3	Pemisahan Anomali Regional dan Residual.....	44
4.4	Gradien Horisontal dan Gradien Tilt Anomali Regional.....	45
4.5	Pemodelan 3D Anomali Gravitasi.....	48
4.5.1	Pemodelan Anomali Regional.....	48
4.5.2	Pemodelan Anomali Residual.....	76
4.6	Seismisitas Daerah Penelitian.....	92
BAB 5. KESIMPULAN DAN SARAN		
5.1	Kesimpulan.....	95
5.2	Saran.....	95
DAFTAR PUSTAKA.....		97
LAMPIRAN.....		101

DAFTAR GAMBAR

Halaman

1.1	Sistem Kompleks Pada Zona Subduksi.....	1
1.2	Peta Fisiografi dan Tektonik Pulau Flores Wilayah Nusa Tenggara Timur.....	2
2.1	Gaya Tarik Menarik Antara Dua Partikel Massa.....	7
2.2	Potensial Massa Tiga Dimensi	8
2.3	Anomali Gravitasi Sebuah Titik Massa atau Bola.....	9
2.4	Bidang Referensi Ellipsoid, Geoid, dan Topografi.....	11
2.5	Gravitasi Permukaan, Gravitasi Geoidal, Gravitasi Normal dan Gravitasi di Permukaan Equipotensial.....	11
2.6	Proses Pemodelan ke Depan.....	22
2.7	Proses Pemodelan Inversi.....	23
2.8	Peta Geologi Lembar Ende.....	31
2.9	Peta Geologi Lembar Ruteng.....	34
3.1	Diagram Alir Penelitian.....	40
4.1	Peta Kontur Anomali Bouguer Lengkap Dalam Koordinat UTM...	41
4.2	Topografi Daerah Penelitian Dalam Koordinat UTM (meter).....	41
4.3	Peta Kontur Anomali Bouguer Lengkap Pada Bidang Datar dengan $h = 26.000$ meter.....	43
4.4	Peta Anomali Regional Hasil Kontinuasi ke Atas pada Ketinggian 30.000 meter.....	45
4.5	Peta Anomali Residual Hasil Kontinuasi ke Atas pada Ketinggian 30.000 meter.....	45
4.6	Gradien Horisontal dari Anomali Regional.....	46
4.7	Gradien Tilt dari Anomali Regional.....	47
4.8	<i>Overlay</i> Antara Peta Tektonik Lokasi Penelitian dengan Gradien Horisontal.....	47
4.9	<i>Overlay</i> Antara Peta Tektonik Lokasi Penelitian dengan Gradien Tilt.....	48

4.10	Tampilan Model Awal Data Anomali Regional Pada Program <i>Bloxer</i> Berbasis GUI.....	49
4.11	Peta Kontur Hasil <i>Read Data</i> Anomali Regional Sebelum Inversi..	49
4.12	Hasil Optimasi <i>Base</i> Data Anomali Regional.....	52
4.13	Hasil Optimasi <i>Density</i> Data Anomali Regional.....	53
4.14	Hasil Optimasi <i>Occam Density</i> Data Anomali Regional.....	54
4.15	Hasil Optimasi <i>Height</i> Data Anomali Regional.....	55
4.16	Hasil Optimasi <i>Occam Height</i> Data Anomali Regional.....	56
4.17	Model 3D Bawah Permukaan Berdasarkan Pemodelan Anomali Regional.....	57
4.18	Model lapisan pertama pada kedalaman 0,0 km hingga 5,54 km....	58
4.19	Model lapisan kedua pada kedalaman 5,54 km hingga 11,44 km...	59
4.20	Model lapisan ketiga pada kedalaman 11,44 km hingga 17,72 km..	60
4.21	Model lapisan keempat pada kedalaman 17,72 km hingga 24,11 km.....	61
4.22	Model lapisan kelima pada kedalaman 24,11 km hingga 30,48 km.	62
4.23	Model lapisan keenam pada kedalaman 30,48 km hingga 36,71 km.....	63
4.24	Model lapisan ketujuh pada kedalaman 36,71 km hingga 42,79 km.....	64
4.25	Model lapisan kedelapan pada kedalaman 42,79 km hingga 48,84 km.....	65
4.26	Model lapisan kesembilan pada kedalaman 48,84 km hingga 55,23 km.....	66
4.27	Model lapisan kesepuluh pada kedalaman 55,23 km hingga 60,0 km.....	67
4.28	Hasil Pemodelan Anomali Regional Penampang Melintang y Untuk $x=68,98$ km.....	71
4.29	Hasil Pemodelan Anomali Regional Penampang Melintang y Untuk $x=202,95$ km.....	72
4.30	Hasil Pemodelan Anomali Regional Penampang Melintang y Untuk $x=403,05$ km.....	73

4.31 Hasil Pemodelan Anomali Regional Penampang Melintang y Untuk $x=560,19$ km.....	74
4.32 Hasil Pemodelan Anomali Regional Penampang Melintang x Untuk $y=9152,59$ km.....	75
4.33 Tampilan Model Awal Data Anomali Residual.....	76
4.34 Peta Kontur Hasil <i>Read Data</i> Anomali Residual Sebelum Inversi.....	77
4.35 Hasil Optimasi <i>Base Data</i> Anomali Residual.....	79
4.36 Hasil Optimasi <i>Density</i> Anomali Residual.....	80
4.37 Hasil Optimasi <i>Occam Density</i> Data Anomali Residual.....	81
4.38 Hasil Optimasi <i>Height</i> Data Anomali Residual.....	82
4.39 Hasil Optimasi <i>Occam Height</i> Data Anomali Residual.....	83
4.40 Hasil Pemodelan Anomali Regional Penampang Melintang y Untuk $x=314,58$ km.....	87
4.41 Hasil Pemodelan Anomali Regional Penampang Melintang y Untuk $x=381,57$ km.....	88
4.42 Hasil Pemodelan Anomali Regional Penampang Melintang y Untuk $x=448,55$ km.....	89
4.43 Hasil Pemodelan Anomali Regional Penampang Melintang y Untuk $x=470,88$ km	90
4.44 Hasil Pemodelan Anomali Regional Penampang Melintang x Untuk $y=9025,57$ km.....	91
4.45 Model 3D Bawah Permukaan Berdasarkan Pemodelan Anomali Residual.....	92
4.46 Peta Seismisitas Daerah penelitian.....	93

DAFTAR TABEL

	Halaman
4.1 Nilai Densitas, Kedalaman Blok, dan Densitas Rata-rata Setiap Lapisan Model 3D Anomali Regional.....	68

DAFTAR LAMPIRAN

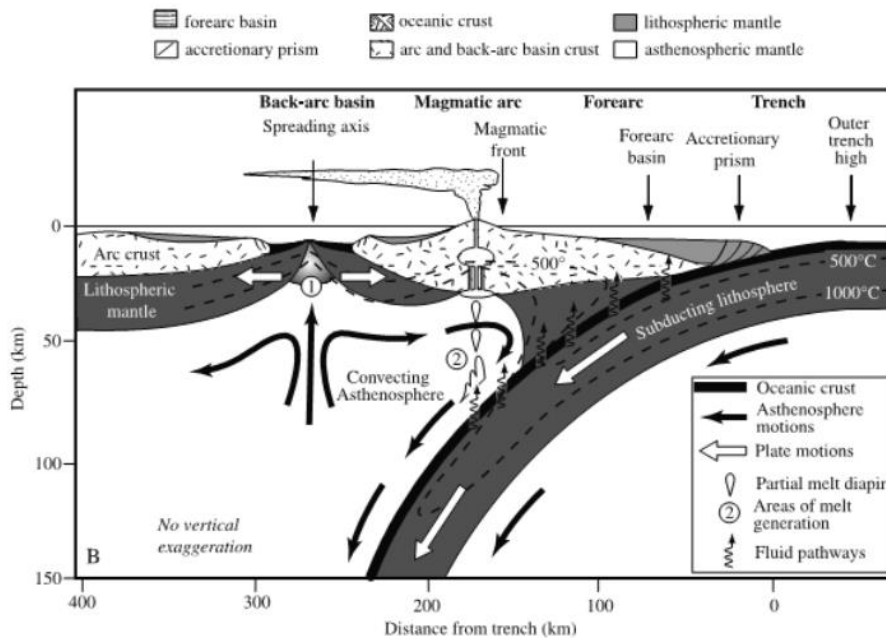
	Halaman
Lampiran A Format Data Stasiun Gravitasi dan Komputasi Anomali.....	101
Lampiran B Listing Program Proyeksi ke Bidang Datar.....	108
Lampiran C Peta Kontur Hasil Proyeksi ke Bidang Datar.....	109
Lampiran D Peta Anomali Hasil Kontinuasi ke Atas.....	111
Lampiran E Proses Analisa Gradien horisontal dan Gradien Tilt pada Program Fourpot.....	115
Lampiran F Hasil Pemodelan Anomali Regional Profil Sayatan serta Model Penampang Melintang.....	117
Lampiran G Hasil Output Pemodelan 3D Anomali Regional.....	122
Lampiran H Hasil Pemodelan Anomali Residual Profil Sayatan serta Model Penampang Melintang.....	125
Lampiran I Hasil Output Pemodelan 3D Anomali Residual.....	130
Lampiran J Tabel Densitas Batuan.....	133

BAB 1

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

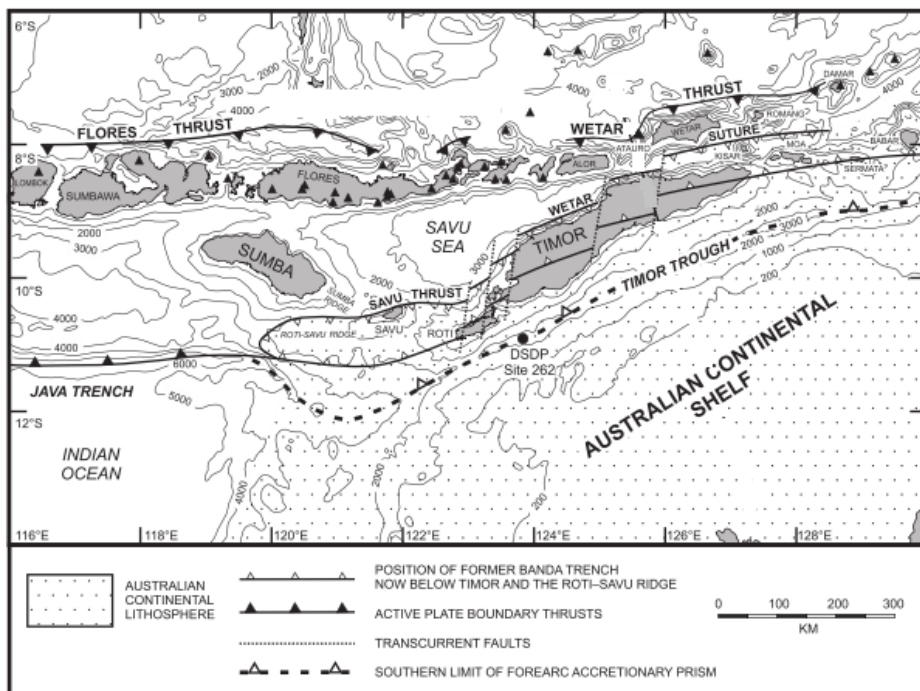
Indonesia merupakan negara yang memiliki aktifitas vulkanik dan tektonik yang tinggi. Aktivitas vulkanik dan tektonik ini disebabkan oleh posisi kepulauan Indonesia yang berada di daerah pertemuan antar lempeng tektonik. Ada tiga lempeng tektonik yang bertemu di bawah wilayah Indonesia yaitu lempeng Indo-Australia, lempeng samudera Pasifik dan lempeng Eurasia. Lempeng Indo-Australia berinteraksi dengan lempeng Eurasia dan juga dengan lempeng Pasifik. Ketiga lempeng tektonik tersebut memiliki jenis bidang batas lempeng yang sama yaitu bidang batas konvergen yang membentuk zona-zona subduksi. Zona subduksi di samudera Indonesia merupakan hasil interaksi lempeng Indo-Australia yang bergerak ke Utara dengan lempeng Eurasia yang bergerak ke Selatan. (Katili, 1975; Indriana, 2008a).



Gambar 1.1 Sistem Kompleks Pada Zona Subduksi (Stern, 2002)

Tumbukan antara lempeng-lempeng mengakibatkan interaksi antara lempeng baik horisontal maupun vertikal. Interaksi ini menghasilkan pegunungan lipatan, jalur gunung api, sistem persesaran serta berbagai jenis cekungan pengendapan sedimen seperti palung, cekungan busur muka (*fore arc basin*), cekungan antar gunung dan cekungan busur belakang (*back arc basin*) seperti terlihat pada Gambar 1.1 (Stern, 2002).

Pulau Flores terletak di antara busur Sunda di bagian Barat dan busur Banda di bagian Timur serta di perbatasan antara cekungan Flores di Utara dan cekungan Savu di Selatan. Secara umum tatanan geologi pulau Flores bagian Utara sangat rumit, tersusun oleh batuan berumur Tersier seperti batuan beku, klastika gunung api dan batuan sedimen, sedangkan bagian Selatan terdapat gunung api aktif seperti terlihat pada Gambar 1.2. Busur Banda terbentang dari Bali ke arah Timur melalui Sumbawa, Flores dan pulau-pulau kecil Timur Flores serta melengkung ke arah Utara menyerupai bentuk sendok (Audley-Charles, 2004; Hamilton, 1979; Katili, 1975). Keberadaan pulau Flores khususnya dan kepulauan Indonesia bagian Timur tidak terlepas dari peran gerak-gerak tektonik lempeng samudera dan lempeng benua (Hartono, 2010).



Gambar 1.2 Peta Fisiografi dan Tektonik Wilayah Nusa Tenggara Timur (Pulau Flores) (Audley-Charles, 2004)

Patahan belakang busur Flores pertama kali dilaporkan oleh Hamilton (1979) berdasarkan beberapa profil refleksi dari Lamont Doherty. Hamilton (1979) menemukan adanya patahan di Utara pulau Alor dan Pantar di sisi Timur busur belakang zona subduksi Jawa yang biasa dikenal sebagai sesar naik belakang busur Wetar. Sedangkan Silver et al., (1986) memperkirakan bahwa patahan di sisi Barat berlanjut sampai ke cekungan Bali yang terletak di Utara pulau Bali. Patahan ini biasa dikenal sebagai sesar sungkup belakang busur Flores (*Flores back arc thrust*). Sesar sungkup belakang busur Wetar dan Flores terjadi sebagai reaksi terhadap tekanan yang timbul pada busur kepulauan Nusa Tenggara karena adanya tumbukan antara busur tersebut dengan dorongan Lempeng Indo-Australia (Daryono, 2011). Fenomena sesar naik belakang busur di Utara Flores dapat digunakan sebagai suatu model yang ideal dari tahap awal pembalikan, dimana kerak samudera cekungan Flores menunjam ke Selatan di bawah busur vulkanik. Hal ini berlawanan dengan subduksi ke arah Utara kerak benua Australia (*Australian continental crust*) sepanjang palung dalam Timor (*Timor Trough*) (McCaffrey, 1988).

Bali-Flores back-arc basin telah dipelajari dan diidentifikasi dengan menggunakan metode geofisika oleh beberapa peneliti antara lain Hamilton (1979), Silver et al. (1986), McCaffrey (1988), Prasetyo (1992), Zen et al. (1993), Audley-Charles (2004), Daryono (2011) lebih mendefinisikan karakteristik dan keberadaan *thrust zone* dari studi *reflection profiles*, *side-scan mapping*, *seismicity*, dan data lainnya (Prasetyo, 1992).

Penelitian gravitasi yang telah dilakukan dari samudera Indonesia sampai Utara kepulauan Nusa Tenggara menunjukkan adanya perubahan pola anomali gravitasi Bouguer di wilayah antara Sumbawa dan Flores. Hasil penelitian Darman (2000) di bagian Selatan kepulauan Nusa Tenggara terdapat anomali positif yang merupakan sembul dengan kenaikan terus-menerus yang menyebabkan terbentuknya gunung api, serta menunjukkan ada *basement* dangkal dan sedimen tipis. Pada bagian Utara kepulauan Nusa Tenggara ditemukan anomali rendah yang membentuk suatu cekungan yang diduga sebagai batas kontaminasi lapisan dan erupsi magma pada awal pembentukan geosinklin yang terisi sedimen. Proses sembul diduga merupakan gambaran adanya subduksi pada kerak samudera. Hasil

penelitian lain menunjukkan adanya pembentukan gunung api baik yang masih aktif maupun yang tidak aktif. Menurut teori jajaran gunung api terletak pada jarak 165 km sampai 190 km di sekitar zona Benioff (Hamilton, 1979; Sari, 2010).

Geofisika merupakan salah satu ilmu yang mempelajari tentang bumi dengan menggunakan parameter-parameter fisika. Dalam hal ini yang menjadi target adalah bawah permukaan bumi. Parameter-parameter fisika yang digunakan adalah parameter mekanika yang meliputi metode seismik, gravitasi dan magnetik. Metode gravitasi adalah salah satu metode geofisika yang dapat menggambarkan bentuk atau geologi bawah permukaan berdasarkan variasi medan gravitasi bumi yang ditimbulkan oleh perbedaan densitas atau rapat massa antar batuan. Pada prinsipnya metode ini digunakan karena kemampuannya membedakan densitas dari satu sumber anomali terhadap densitas lingkungan sekitarnya (Keary, 2002).

Metode yang digunakan untuk analisis lanjutan data anomali gravitasi yaitu pemanfaatan gradien horisontal dan gradien *tilt*. Penelitian yang telah dilakukan dengan menerapkan analisis gradien horisontal dan gradien *tilt* dengan memanfaatkan data anomali medan gravitasi dilakukan oleh Salem et al.,(2005) dan Saibi et al.,(2008), menunjukkan suatu lokasi ditandai dengan anomali gradien yang tinggi digunakan sebagai indikator dari batas tepi sumber anomali yang terkait dengan bidang manifestasi panas bumi serta memungkinkan untuk mengetahui bidang patahan dengan lebih jelas. Sementara itu, metode gradien *tilt* memiliki keuntungan dapat merespon dengan baik sumber anomali dangkal dan dalam. Gradien horisontal dan gradien *tilt* dari anomali medan gravitasi digunakan untuk peningkatan visual beberapa fitur linier yang berhubungan dengan kontak geologi pada data serta untuk mengkarakterisasi perubahan densitas tiba-tiba ke arah lateral atau mempertegas batas-batas sumber anomali secara lateral. (Pirttijarvi, 2009; Telford et al., 1990).

Pemodelan gravitasi merupakan salah satu metode penafsiran data gravitasi baik secara kualitatif maupun kuantitatif untuk menggambarkan kondisi bawah permukaan berdasarkan distribusi densitas batuan. Penelitian yang telah dilakukan untuk memodelkan secara tiga dimensi struktur bawah permukaan dengan memanfaatkan data anomali medan gravitasi dengan metode inversi *Singular Value Decomposition* (SVD) serta inversi Occam yaitu penelitian yang

dilakukan oleh Ganguli (2013), Li (2011), Tulak (2013), Lewerissa (2011), Wulandari (2015), Setiawan (2015).

Terbentuknya jajaran gunung api di pulau Flores serta menjadi salah satu kawasan dengan tingkat kegempaan yang tinggi, karena dipengaruhi oleh dua faktor utama yaitu zona subduksi di bagian Selatan dan aktivitas sesar naik belakang busur (*back arc thrust*) di bagian Utara. Untuk memahami struktur tektonik yang kompleks tersebut, dibutuhkan pemodelan bawah permukaan.

Berdasarkan pembahasan di atas maka dalam penelitian ini akan dilakukan pemodelan tiga dimensi struktur bawah permukaan pulau Flores dan sesar naik belakang busur (*back arc thrust*) dengan metode inversi *Singular Value Decomposition* (SVD) serta inversi *Occam* dan analisis gradien horisontal serta gradien *tilt* berdasarkan analisis data gravitasi.

1.2 Rumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang di atas, beberapa masalah yang dibahas dalam penelitian ini yaitu:

1. Bagaimana menggambarkan proses tektonik yang terjadi di pulau Flores dan sesar belakang busur berdasarkan medan anomali gravitasi?
2. Bagaimana gradien horisontal dan gradien *tilt* dari anomali medan gravitasi daerah penelitian?
3. Bagaimana model tiga dimensi struktur bawah permukaan pulau Flores dan zona sesar belakang busur berdasarkan medan anomali gravitasi?
4. Bagaimana menginterpretasikan struktur bawah permukaan pulau Flores dan zona sesar belakang busur berdasarkan medan anomali gravitasi?

1.3 Tujuan Penelitian

Berdasarkan latar belakang dan masalah, maka tujuan yang akan dicapai pada penelitian ini adalah:

1. Memetakan anomali gravitasi regional dan anomali gravitasi lokal atau residual pulau Flores sampai zona sesar belakang busur Flores.
2. Menentukan letak batas kontak geologi sumber anomali daerah penelitian berdasarkan gradien horisontal dan gradien *tilt* dari data anomali gravitasi.

3. Memodelkan struktur bawah permukaan pulau Flores sampai zona sesar belakang busur Flores berdasarkan data anomali medan gravitasi regional dan anomali medan gravitasi lokal.
4. Menginterpretasikan struktur dan tektonika bawah permukaan pulau Flores dan sesar belakang busur.

1.4 Batasan Masalah

Pada penelitian ini, masalah dibatasi pada beberapa hal sebagai berikut:

1. Data yang digunakan dalam penelitian ini merupakan data sekunder anomali Bouguer lengkap yang difokuskan pada daerah pulau Flores dan sesar belakang busur Flores dengan koordinat 119° BT - 124° BT dan 7° LS – 9.5° LS.
2. Analisis secara kualitatif pada proses pengangkatan ke bidang datar, Kontinuasi ke atas berdasarkan data anomali gravitasi serta gradien horisontal dan gradien *tilt* untuk data anomali gravitasi regional.
3. Pemodelan inversi 3 dimensi dengan inversi *Singular Value Decomposition* (SVD) serta inversi *Occam* berdasarkan data anomali regional dan anomali residual.

1.5 Manfaat Penelitian

Dari hasil penelitian yang diperoleh diharapkan dapat memberikan manfaat berupa informasi mengenai struktur bawah permukaan pulau Flores dan zona sesar belakang busur serta dapat memberikan gambaran awal bagi penelitian selanjutnya untuk pengembangan ilmu pengetahuan khususnya bidang geofisika.

BAB 2

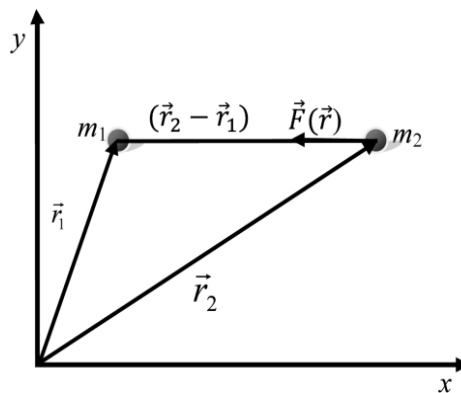
DASAR TEORI

2.1 Prinsip dasar gravitasi

Prinsip dasar fisika yang mendasari metode gravitasi adalah hukum Newton tentang gaya tarik menarik antar partikel. Hukum Newton tersebut menyatakan bahwa gaya tarik menarik antara dua partikel dengan massa m_1 dan m_2 yang terpisah sejauh $\vec{r}_2 - \vec{r}_1$ dari pusat massanya sebanding dengan perkalian massa m_1 dengan m_2 dan berbanding terbalik dengan kuadrat jaraknya seperti terlihat pada Gambar 2.1. Gaya tersebut dijabarkan sebagai berikut:

$$\vec{F}_{12}(\vec{r}) = -G \frac{m_1(\vec{r}_1) m_2(\vec{r}_2)}{|\vec{r}|^2} \hat{r} \quad (2.1)$$

dengan $\vec{F}_{12}(\vec{r})$ adalah gaya yang bekerja pada m_2 oleh karena adanya m_1 . m_1 adalah massa partikel 1 dan m_2 adalah massa partikel 2. Sedangkan G adalah konstanta umum gravitasi yang besarnya $6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2\text{kg}^{-2}$.



Gambar 2.1 Gaya Tarik Menarik Antara Dua Partikel Massa (Blakely, 1995)

Besaran yang terukur dalam metode gravitasi adalah kuat medan gravitasi. Kuat medan gravitasi dari partikel $m_1(\vec{r}_1)$ adalah besarnya gaya per satuan massa pada suatu titik sejauh $|\vec{r}_2 - \vec{r}_1|$ dari $m_2(\vec{r}_2)$, yaitu :

$$\vec{E}(\vec{r}) = \frac{F_{12}(\vec{r})}{m_2(\vec{r}_2)} = -G \frac{m_1(\vec{r}_1)}{|\vec{r}|^2} \hat{r} \quad (2.2)$$

Jika bumi dianggap homogen, berbentuk sferis dan tidak berotasi, maka besarnya kuat medan gravitasi di permukaan bumi adalah :

$$g = \vec{E}(\vec{r}) = -G \frac{M_e}{R_e^2} \hat{r} \quad (2.3)$$

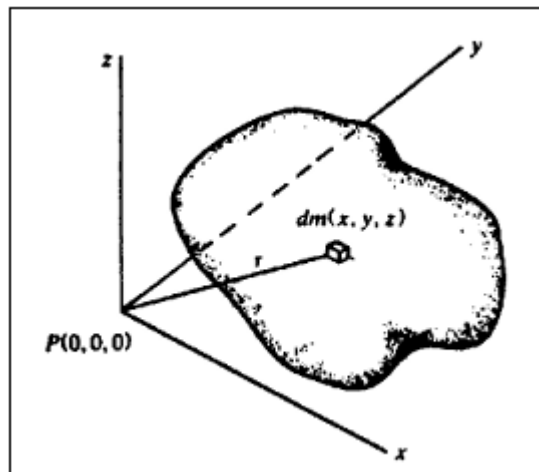
dengan M_e adalah massa bumi dan R_e adalah jari-jari bumi. Kuat medan gravitasi g sering disebut sebagai percepatan gravitasi atau percepatan jatuh bebas. Satuan g dalam sistem cgs adalah *gal* ($1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2$). Medan gravitasi merupakan medan konservatif sehingga dapat dinyatakan sebagai gradien dari suatu fungsi potensial skalar $\nabla U(\vec{r})$

$$\vec{E}(\vec{r}) = -\nabla U(\vec{r}) \quad (2.4)$$

Dengan

$$U(\vec{r}) = G \frac{m_1(\vec{r}_1)}{|\vec{r}|} \hat{r} \quad (2.5)$$

Merupakan potensial gravitasi massa $m_1(\vec{r}_1)$.



Gambar 2.2 Potensial Massa Tiga Dimensi (Telford et al., 1990)

Dari Persamaan (2.5) potensial yang disebabkan oleh elemen massa dm pada titik (x,y,z) dengan jarak r dari $P(0,0,0)$ seperti terlihat pada Gambar 2.2 adalah:

$$dU = G \frac{dm}{r} = G\rho \frac{dxdydz}{r} \quad (2.6)$$

Dimana $\rho(x,y,z)$ adalah densitas dan $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$

Potensial total dari massa adalah:

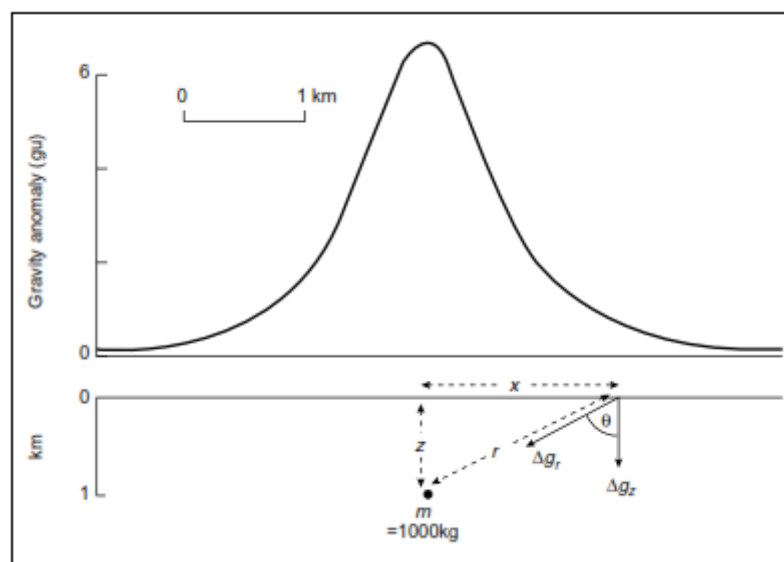
$$U = G \int_x \int_y \int_z \frac{\rho}{r} dxdydz \quad (2.7)$$

Karena g adalah percepatan gravitasi pada sumbu z arah vertikal dan dengan asumsi ρ konstan maka:

$$g = -\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right) = G\rho \int_x \int_y \int_z \frac{z}{r^3} dxdydz \quad (2.8)$$

2.2 Anomali Gravitasi

Medan gravitasi bumi g hanya mempunyai satu arah yaitu menuju ke pusat bumi. Arah medan gravitasi tersebut didefinisikan sebagai arah vertikal. Kuat medan gravitasi bumi yang disebabkan benda anomali memiliki arah yang bervariasi terhadap arah vertikal tergantung pada kedudukan benda anomali seperti terlihat pada Gambar 2.3. Perubahan kuat medan gravitasi bumi yang disebabkan benda anomali lokal ini disebut anomali gravitasi.



Gambar 2.3 Anomali Gravitasi Sebuah Titik Massa atau Bola (Kearey et al., 2002)

Gaya gravitasi dari titik massa m pada jarak r , dengan Δg_r ke arah massa diberikan oleh persamaan:

$$\Delta g_r = G \frac{m}{r^2} \quad (2.9)$$

Komponen vertikal dari gaya gravitasi yang diukur, maka anomali gravitasi Δg yang disebabkan oleh massa yaitu:

$$\Delta g = G \frac{m}{r^2} \cos\theta = G \frac{mz}{r^3} \quad (2.10)$$

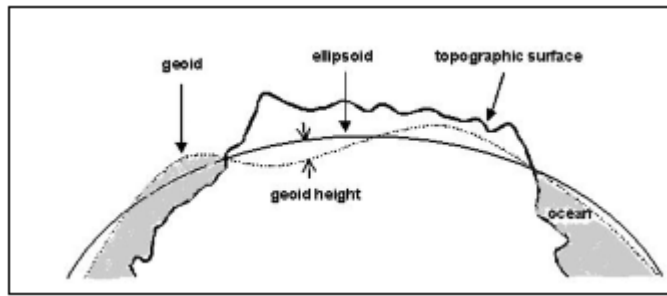
Jika posisi massa di bidang horisontal $z = 0$ dipilih secara sebarang, maka diperoleh

$$\Delta g = 2\pi G\rho h \quad (2.11)$$

Anomali gravitasi pada bidang $z = 0$ diakibatkan oleh distribusi massa tidak diketahui yang terletak di bawah bidang $z = 0$. Apapun bentuk massa, efek yang ditimbulkan di titik manapun pada bidang $z \leq 0$ sama apabila massa tersebut diganti oleh distribusi permukaan pada $z = 0$. Model densitas ini disebut equivalent stratum.

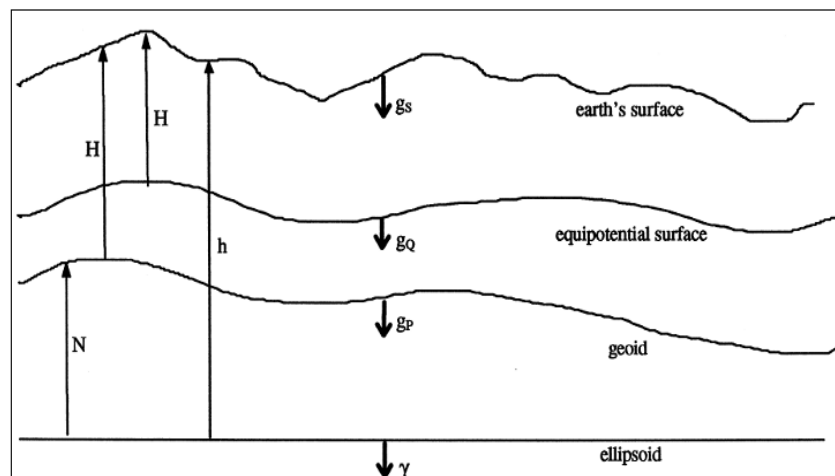
2.3 Hubungan Antara Bidang Referensi dengan Gravitasi

Geoid adalah bidang ekuipotensial yang mendekati permukaan laut rata-rata. Secara geometrik, permukaan geoid tersebut diorientasikan relatif terhadap suatu bidang ekuipotensial yang disebut potensial gravitasi, sama dengan potensial gravitasi geoid. Bentuk geometrik bidang ekuipotensial tersebut dipilih sebagai elipsoida putaran yang mewakili bentuk bumi sesungguhnya (bumi normal). Elipsoida didefinisikan memiliki beberapa kriteria seperti: Massa elipsoida sama dengan massa bumi sesungguhnya, densitas massanya homogen dan kecepatan sudut rotasi elipsoida sama dengan kecepatan sudut rotasi bumi sesungguhnya.



Gambar 2.4 Bidang Referensi Ellipsoid, Geoid, dan Topografi Permukaan (Gotze dan Li, 2001)

Kenyataan sebenarnya densitas massa bumi tidak homogen dengan adanya gunung, lautan, cekungan, dataran yang menyebabkan elipsoida berubah menjadi bentuk yang disebut geoid. Secara fisis geoid disebut sebagai model bumi yang mendekati sesungguhnya. Geoid didefinisikan sebagai bidang ekuipotensial yang berhimpit dengan permukaan laut pada saat keadaan tenang dan tanpa gangguan. Secara praktis geoid dianggap berhimpit dengan permukaan laut rata-rata. Jarak geoid terhadap elipsoida disebut tinggi geoid atau undulasi geoid. Nilai undulasi geoid tidak sama di semua tempat, disebabkan ketidakseragaman sebaran densitas massa bumi. Gambaran bidang referensi, Elipsoid, Geoid dan topografi permukaan dapat dilihat pada Gambar 2.4 (Gotze dan Li, 2001).



Gambar 2.5 Gravitasi Permukaan (g_s), Gravitasi Geoidal (g_p), Gravitasi Normal (γ) dan Gravitasi di Permukaan Equipotensial (g_q) (Featherstone dan Dentith, 1997)

Pada prinsipnya geoid dapat diturunkan dari data gravitasi sebagai data utamanya yang didistribusikan mencakup seluruh permukaan bumi. Data gravitasi dapat diperoleh dari pengukuran secara terestris menggunakan gravimeter dari udara dengan teknik *air-bone gravimetry*, dan diturunkan dari data satelit, serta melalui interpolasi untuk wilayah-wilayah yang tidak ada data gaya beratnya. Jika bumi benar-benar ideal dalam arti elips maka orbit setelit pun akan elips, tetapi kenyataan bentuk fisis bumi adalah geoid maka pada saat setelit mengelilingi bumi terjadi pergerakan satelit naik atau turun mengikuti permukaan geoid. Pergerakan ini disebut defleksi vertikal. Gambaran posisi bidang Gravitasi Permukaan, Gravitasi Geoidal, Gravitasi Normal dan Gravitasi di Permukaan Equipotensial dapat dilihat pada Gambar 2.5 (Featherstone dan Dentith, 1997).

2.4 Reduksi Data Gravitasi

Anomali medan gravitasi adalah nilai medan gravitasi yang ditimbulkan oleh perbedaan nilai kontras densitas di bawah permukaan bumi. Anomali medan gravitasi bumi diukur atau terukur bersama medan gravitasi bumi. Maka untuk memperolehnya secara matematis dapat didefinisikan bahwa anomali medan gravitasi di topografi atau posisi (x,y,z) merupakan selisih dari medan gravitasi observasi di topografi dengan medan gravitasi teoritis di topografi. Atau dapat dinyatakan dalam bentuk persamaan berikut:

$$\Delta g(x,y,z) = g_{obs}(x,y,z) - g_{teoritis}(x,y,z) \quad (2.12)$$

dengan $\Delta g(x,y,z)$ merupakan anomali medan gravitasi di topografi, $g_{obs}(x,y,z)$ adalah medan gravitasi observasi di topografi dan $g_{teoritis}(x,y,z)$ adalah medan gravitasi teoritis di topografi. Nilai medan gravitasi normal yang secara fisis terdefinisi pada posisi referensi sferoida $g(x,y,0)$ dibawa ke posisi topografi $g(x,y,z)$. Hal ini dilakukan karena nilai medan gravitasi observasi secara fisis berada pada bidang topografi. Proses ini dikenal sebagai koreksi udara bebas. Selanjutnya medan gravitasi normal diperhitungkan atau dikoreksi terhadap massa yang terletak di antara bidang referensi sferoida dengan permukaan topografi karena massa ini turut mempengaruhi harga anomali medan gravitasi. Koreksi ini dikenal sebagai koreksi topografi.

2.4.1 Gravitasi teoritis

Untuk mendapatkan nilai medan gravitasi teoritis, yang pertama dilakukan adalah mencari nilai medan gravitasi normal. Nilai gravitasi normal analitis, secara fisis terletak pada bidang referensi sferoida ($z = 0$) sebagai titik referensi geodesi. Perumusan tentang medan gravitasi normal diterbitkan beberapa badan yaitu International Association of Geodesy (IAG) dan National Imagery and Mapping Agency (NIMA). Formula yang saat ini digunakam *world Geodetic System* (WGS 1984) menurut Blakely (1995) adalah:

$$g_n = 978032,67714 \frac{1+0,00193185138639 \sin^2 \theta}{\sqrt{1-0,00669437999013 \sin^2 \theta}} \text{ mgal} \quad (2.13)$$

dengan $g_n(x,y,0)$ adalah nilai medan gravitasi teoritis di bidang referensi sferoida dan θ adalah posisi lintang titik pengukuran.

2.4.2 Koreksi udara bebas

Koreksi udara bebas merupakan proses perpindahan medan gravitasi normal di bidang referensi sferoida ($z=0$) menjadi medan gravitasi normal di permukaan topografi. Secara matematis koreksi udara bebas (*Free-air correction*) dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$g_{fa} = - (0,3087691 - 0,0004398 \sin^2 \theta) h \text{ mgal} \quad (2.14)$$

dengan h adalah ketinggian titik amat dari referensi sferoida. Untuk $\theta = 45^\circ$, diperoleh:

$$g_{fa} = - 0,3085672 h \text{ mgal} \quad (2.15)$$

Koreksi udara bebas orde satu mengasumsikan bahwa komponen vertikal dari gravitasi di dekat permukaan bumi dihasilkan oleh bumi yang berbentuk sferis dan berbanding linier dengan jarak. Tetapi pada kenyataannya, bentuk bumi lebih mendekati elipsoida putar dan hukum Newton tentang gaya tarik-menarik antar partikel yang menyatakan bahwa gaya tarik-menarik antar partikel berbanding terbalik dengan kuadrat jarak. Sebagai akibatnya diperlukan koreksi udara bebas orde dua sebagai berikut:

$$g_{fa} = - (0,3087691 - 0,0004398 \sin^2 \theta) h + 7,2125 \times 10^{-8} \text{ mgal} \quad (2.16)$$

Persamaan (2.16) disebut koreksi udara bebas karena hanya memperhitungkan udara elevasi antara permukaan topografi (titik pengukuran) dengan referensi sferoida. Dengan koreksi udara bebas ini maka diperoleh anomali medan gravitasi udara bebas di topografi sebagai:

$$\Delta g_{fa}(x,y,z) = g_{obs}(x,y,z) - g_n(x,y,z) \quad (2.17)$$

dengan $g_n(x,y,0) = g_0$ adalah medan gravitasi normal di bidang referensi sferoida dan g_{fa} adalah koreksi udara bebas.

2.4.3 Koreksi atmosfer

Dalam perhitungan gravitasi teoritis, massa atmosfer bumi disertakan dalam massa bumi. Karena itu dalam perhitungan anomali gravitasi diperlukan koreksi atmosfer (Hinze et al., 2005). Efek gravitasi massa atmosfer sampai ketinggian titik amat 10 km dari elipsoida diperoleh melalui persamaan Wenzel (1985):

$$g_{atm}(x,y,z) = 0,874 - 9,9 \times 10^{-5} h + 3,56 \times 10^{-9} h^2 \quad (2.18)$$

dengan h adalah ketinggian dari titik amat dalam meter. Jika koreksi atmosfer dikurangkan dari gravitasi teoritis di titik amat, maka di peroleh:

$$\Delta g_{atm}(x,y,z) = \Delta g_{fa}(x,y,z) + g_{atm}(x,y,z) \quad (2.19)$$

2.4.4 Koreksi topografi

Pada koreksi udara bebas, tidak diperhitungkan massa yang terletak di antara permukaan topografi dan referensi sferoida, padahal massa ini sangat mempengaruhi harga anomali medan gravitasi. Jika massa ini diperhitungkan maka koreksi terhadap medan gravitasi normal menjadi lengkap. Massa yang terletak antara permukaan topografi dan bidang datum (*referensi sferoida*) dapat dibagi menjadi dua yaitu: Pertama bagian massa yang terletak antara bidang Bouguer dengan bidang datum dimana efek dari massa ini disebut efek Bouguer. Anomali yang dihasilkan setelah dilakukan koreksi Bouguer terhadap anomali udara bebas

disebut anomali gravitasi Bouguer sederhana. Sedangkan yang kedua yaitu bagian massa yang berada di atas bidang Bouguer dan bagian massa yang hilang di bawah bidang Bouguer. Efek massa ini disebut efek medan (*terrain effect*). Anomali yang dihasilkan setelah dilakukan koreksi medan terhadap anomali Bouguer sederhana disebut anomali medan gravitasi Bouguer lengkap.

Koreksi Bouguer sederhana mencakup massa berbentuk lempeng (*slab*) horisontal dengan ketebalan yang panjangnya tak hingga. Massa ini terletak antara bidang Bouguer dan bidang referensi sferoida. Efek dari massa ini disebut efek Bouguer. Model koreksi ini dikenal dengan model *slab horizontal* tak hingga dengan ketebalan h relatif dari bidang referensi sferoida ke bidang Bouguer letak titik amat. Besarnya koreksi Bouguer sederhana adalah:

$$g_{bs} = 2\pi\rho Gh \quad (2.20)$$

dengan ρ adalah densitas massa Bouguer (massa topografi), G adalah konstanta gravitasi ($6.67428 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1} \text{ s}^{-2}$) dan h adalah ketinggian titik amat dari referensi sferoida. Pada koreksi ini secara geometris mengandalkan permukaan bumi yang datar dan masih terdapat massa kosong yang turut masuk dalam perhitungan. Meskipun demikian, model ini masih bisa digunakan untuk daerah penelitian yang sempit dengan undulasi kecil. Secara geometris, makin sempit area penelitian maka makin rendah derajat kelengkungan atau mendekati bentuk datar.

Koreksi Terrain bertujuan agar menghilangkan pengaruh efek massa disekitar titik pengukuran. Adanya bukit dan lembah disekitar titik pengukuran akan mengurangi besarnya medan gravitasi yang sebenarnya. Efek tersebut memiliki sifat mengurangi medan gravitasi sebenarnya di titik pengukuran, maka koreksi medan harus ditambahkan terhadap nilai medan gravitasi (Telford et al., 1990).

2.4.5 Anomali Bouguer

Anomali Bouguer adalah salah satu parameter yang penting pada metode gravitasi. Hasil akhir dari koreksi yang dilakukan pada data gravitasi adalah anomali Bouguer. Anomali Bouguer merupakan selisih antara nilai percepatan gravitasi observasi dengan nilai percepatan gravitasi teoritis. Nilai anomali gravitasi

teoritis adalah nilai gravitasi normal pada titik pengamatan yang telah dikoreksi dengan koreksi udara bebas, koreksi atmosfer, koreksi Bouguer dan koreksi terrain atau medan (Suhadiyatno, 2008). Secara matematis nilai anomali Bouguer dapat ditulis dengan persamaan berikut:

$$AB = g_{obs} - g_{teori} \quad (2.21)$$

$$AB = g_{obs} - g_{teoritis} + FAC + k_{atm} - BC + TC \quad (\text{Telford et al., 1990})$$

(dimodifikasi) (2.22)

AB	= Anomali Bouguer
g_{obs}	= Nilai anomali gravitasi observasi
$g_{teoritis}$	= Nilai anomali gravitasi teoritis
FAC	= <i>Free Air Correction</i> (koreksi udara bebas)
k_{atm}	= Koreksi atmosfer
BC	= <i>Bouguer correction</i> (koreksi Bouguer)
TC	= <i>Terrain correction</i>

2.5 Transformasi ke bidang datar

Data anomali Bouguer lengkap yang digunakan masih terpapar pada permukaan topografi dengan ketinggian yang bervariasi dan grid yang tidak teratur. Pada proses interpretasi lebih lanjut diperlukan data anomali medan gravitasi yang berada pada bidang datar dan grid yang teratur. Metode bidang titik massa Dampney adalah metode yang digunakan untuk membawa data anomali Bouguer lengkap di topografi ke suatu bidang datar dengan ketinggian tertentu. Massa penyebab anomali didekati menjadi sebuah bidang massa yang disebut bidang titik massa yang diperoleh dari data-data gravitasi di topografi. Bidang massa penyebab anomali kemudian digunakan untuk menentukan gravitasi pada suatu bidang datar sesuai ketinggian yang diinginkan (Hidayat, 2011).

Persamaan dasar yang digunakan adalah (Dampney, 1969):

$$\Delta g(x, y, z) = G \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{[\sigma(\alpha, \beta, h)(h-z)] d\alpha d\beta}{[(x-\alpha)^2 + (y-\beta)^2 + (z-h)^2]^{3/2}} \quad (2.23)$$

dengan

- $\Delta g(x,y,z)$: Nilai anomali gravitasi di topografi
- $\sigma(\alpha,\beta,h)$: Distribusi densitas pada bidang titik massa
- G : Konstanta Gravitasi
- z : Jarak permukaan topografi ke bidang sferoida referensi
- h : Kedalaman bidang titik massa dari sferoida referensi
- x, y, z : Koordinat anomali gravitasi di topografi
- α,β,h : Koordinat titik massa pada bidang titik massa

Untuk membuat inversi dari persamaan (2.23) dibutuhkan variabel-variabel yang lengkap dari Δg . Sehingga memperoleh hubungan yang unik antara fungsi $\Delta g(x, y, z)$ dengan $\sigma(\alpha, \beta, h)$. Artinya distribusi kontras densitas pada suatu bidang datar di bawah permukaan dapat dihasilkan dari harga gravitasi yang telah diketahui. Dengan menggunakan sumber ekuivalen titik massa $\sigma(\alpha, \beta, h)$ maka harga-harga medan gravitasi $\Delta g(x, y, z)$ dapat ditentukan pula dengan unik. Teknik sumber ekuivalen ini didasarkan pada pendekatan distribusi yang kontinyu oleh suatu deret massa diskrit.

Apabila terdapat N buah titik data, maka dapat dihitung besarnya N buah titik massa pada kedalaman tertentu dengan menggunakan prinsip superposisi. Persamaan yang digunakan yaitu:

$$\begin{aligned}
 \Delta g_1 &= a_{11}m_1 + a_{12}m_2 + \dots + a_{1k} + \dots + a_{1N}m_N \\
 \Delta g_2 &= a_{21}m_1 + a_{22}m_2 + \dots + a_{2k}m_k + \dots + a_{2N}m_N \\
 \dots\dots\dots & \dots\dots\dots \\
 \Delta g_i &= a_{i1} + a_{i2}m_2 + \dots + a_{ik}m_k + \dots + a_{iN}m_N \\
 \dots\dots\dots & \dots\dots\dots \\
 \Delta g_N &= a_{N1}m_1 + a_{N2}m_2 + \dots + a_{Nk}m_k + \dots + a_{iN}m_N
 \end{aligned} \tag{2.24}$$

dengan

$$a_{ik} = \frac{G(h-z_i)}{\{(x-\alpha)^2+(y-\beta)^2+(z_i-h)^2\}^{3/2}} \tag{2.25}$$

Pada $z = h$ merupakan bidang horisontal yang mana terdapat titik-titik massa m_k pada (α_k, β_k, h) dengan posisi Δg_i adalah (x_i, y_i, h) .

Persamaan (2.25) dapat ditulis dalam bentuk matrik yaitu:

$$[\Delta g] = [A][m] \quad (2.26)$$

Atau

$$\begin{bmatrix} \Delta g_1 \\ \Delta g_2 \\ \vdots \\ \Delta g_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \cdots & a_{1N} \\ a_{21} & a_{22} & \cdots & a_{2N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{N1} & a_{N2} & \cdots & a_{NN} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \vdots \\ m_N \end{bmatrix} \quad (2.27)$$

Persamaan (2.26) atau (2.27) merupakan persamaan simultan dengan N buah titik massa diskrit yang tidak diketahui namun ada penyelesaian yang unik. Adanya massa-massa diskrit m_k pada (α_k, β_k, h) dengan anomali medan gravitasi $\Delta g(x, y, z_0)$ pada ketinggian z_0 tertentu dapat diperoleh dengan menggunakan persamaan berikut (Dampney, 1969):

$$\Delta g(x, y, z_0) = G \sum_{k=1}^N \frac{m_k(h-z_0)}{\{(x_i-\alpha_k)^2 + (y_i-\beta_k)^2 + (z_0-h)^2\}^{3/2}} \quad (2.28)$$

Dalam hal proyeksi ke bidang datar, penentuan kedalaman sumber ekuivalen titik massa harus diberikan syarat batas dari posisi kedalaman titik-titik massa tersebut. Penentuan batas atas sumber ekuivalen titik massa dengan melakukan transformasi Fourier dari persamaan (2.28) berdasarkan teori sampling. Transformasi Fourier dari $\Delta g(x, y, z)$ adalah:

$$\Delta g_z(u, v, z) = 2\pi G \exp\left\{-\frac{h-z}{\Delta x} \sqrt{(u\Delta x)^2 + (v\Delta x)^2}\right\} \sum_{k=1}^N m_k \varepsilon_k \quad (2.29)$$

dengan $\varepsilon_k = \exp(-i\alpha_k u - i\beta_k v)$ dan $u = 2\pi f_x$; $v = 2\pi f_y$; f_x dan f_y merupakan frekuensi spasial yang besarnya adalah:

$$|\sum m_k \varepsilon_k| \leq \sum m_k ; |\varepsilon_k| \leq 1 \quad (2.30)$$

Besaran $\Delta g_z(u, v, z)$ didominasi oleh fungsi $\exp\left\{-\frac{h-z}{\Delta x} \sqrt{(u\Delta x)^2 + (v\Delta x)^2}\right\}$ dengan Δx merupakan jarak rata-rata antar stasiun.

Menurut teori sampling frekuensi maksimum dari $\Delta g_z(u, v, z)$ dapat dihitung dari kumpulan nilai rata-rata $\Delta g(x_i, y_i, z_i)$ yaitu pada frekuensi aliasing yang diberikan oleh $U_{max} = \frac{\pi}{\Delta x}$. Pada kenyataannya amplitudo $\Delta g_z(u, v, z)$ yang dihitung dari $\Delta g(x_i, y_i, z_i)$ akan mendekati nol pada frekuensi aliasing. Dengan demikian $\Delta g_z(u, v, z)$ dapat diabaikan pada:

$$U_{max} = \frac{\pi}{\Delta x} \text{ dan } V_{max} = \frac{\pi}{\Delta x}$$

dengan asumsi $\frac{h-z}{\Delta x}$ cukup besar hal ini memberikan batas atas dari suatu bidang datar terdapat sumber ekuivalen titik massa, sehingga berlaku syarat batas berikut:

$$2,5\Delta x < (h - z_i) < 6\Delta x \quad (2.31)$$

dengan Δx adalah jarak rata-rata antar titik-titik survei, h adalah bidang kedalaman ekuivalen titik massa, dan z adalah ketinggian titik survei.

2.6 Kontinuasi ke atas (*Upward Continuation*)

Anomali Bouguer lengkap yang telah berada pada bidang datar masih berupa anomali regional dan anomali lokal. Metode kontinuasi ke atas merupakan metode yang dipakai untuk memisahkan antara anomali lokal dan regional. Persamaan yang digunakan dalam melakukan kontinuasi ke atas (Blakely,1995) adalah:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta z^2]^{\frac{3}{2}}} dx' dy' \quad (2.32)$$

dengan $\Delta z > 0$

Persamaan integral ini dapat digunakan untuk menghitung nilai medan potensial pada sembarang titik di atas permukaan yang nilai potensialnya ada. Untuk mempermudah maka dikonversi dalam bentuk domain Fourier.

Persamaan (2.32) disederhanakan menjadi dua dimensi yaitu:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(x', y', z_0) \Psi_u(x - x', y - y', \Delta z) dx' dy' \quad (2.33)$$

dengan

$$\psi_u = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + \Delta z^2]^{\frac{3}{2}}} \quad (2.34)$$

Jika medan potensial U diukur pada permukaan $z=z_0$ memenuhi ketidaksamaan $\int_{-\infty}^{\infty} |f(x)| dx < \infty$, maka medan U tersebut mempunyai transformasi Fourier F[U]. Transformasi Fourier dari Persamaan (2.33) diperoleh dengan mentransformasikan kedua sisi persamaan tersebut ke dalam domain-domain Fourier dan memanfaatkan teorema sehingga diperoleh:

$$F[U_u] = F[U_u]F[\psi_u] \quad (2.35)$$

dengan $F[U_u]$ merupakan transformasi Fourier dari medan kontinuitas ke atas. Untuk mendapatkan $F[U_u]$ diperlukan suatu rumusan analitik dari $F[\psi_u]$, yang dapat diperoleh dari transformasi Fourier Persamaan (2.34) dan dapat dinyatakan dalam bentuk:

$$\psi_u = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{1}{r} \quad (2.36)$$

dengan $r = \sqrt{x^2 + y^2 + \Delta z^2}$,

dengan demikian transformasi Fourier dari persamaan (2.36) menjadi:

$$\begin{aligned} F[\psi_u] &= -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} F\left[\frac{1}{r}\right] \\ &= -\frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|} \\ &= e^{-|k|\Delta z}, \Delta z > 0 \end{aligned} \quad (2.37)$$

Kontinuitas ke atas dari suatu permukaan ke permukaan lain dapat dicapai dengan mengalikan transformasi Fourier data pengukuran terhadap suku eksponensial persamaan (2.37), kemudian hasil transformasi Fourier tersebut diinversikan.

2.7 Gradien Horisontal dan Gradien Tilt Medan Gravitasi

Metode gradien horisontal digunakan secara luas untuk mencari batas-batas kontras densitas dari data gravitasi atau data pseudogravity. Gradien horisontal disebabkan oleh benda batangan cenderung ada di atas tepi benda jika ujung-ujungnya vertikal dan juga terpisah satu sama lain (Cordell dan Grauch

dalam Saibi et al., 2008). Keuntungan terbesar dari metode gradien horisontal adalah lebih sensitif untuk mengetahui anomali dari suatu data, karena hanya membutuhkan perhitungan turunan berarah pertama dan kedua secara horisontal. Metode ini sangat baik dalam menggambarkan sumber anomali baik dangkal maupun dalam jika dibandingkan dengan metode gradien vertikal yang hanya berguna dalam mengidentifikasi struktur dangkal. Amplitudo dari gradien horisontal (Cordell dan Grauch dalam Saibi et al., 2008) dinyatakan sebagai:

$$HG_g = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (2.38)$$

dimana $\frac{\partial g}{\partial x}$ dan $\frac{\partial g}{\partial y}$ turunan horisontal medan gravitasi arah x dan y.

Metode gradien *tilt* digunakan untuk meningkatkan dan mempertajam anomali medan potensial. Gradien *tilt* diinterpretasi berdasarkan garis kontur yang bernilai nol (*Zero Countour Line*). Garis kontur yang bernilai nol terletak pada atau dekat dengan kontak geologi dan dapat mengenali lokasi dan jangkauan secara horisontal dari sumber anomali. Metode gradien *tilt* menggunakan formula (Miller and Singh, 1994):

$$\begin{aligned} \text{Tilt} &= \tan^{-1} \frac{\text{Vertical component of gradient}}{\text{Horizontal component of gradient}} \\ \text{Tilt} &= \tan^{-1} \frac{\frac{\partial g}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}} \end{aligned} \quad (2.39)$$

2.8 Pemodelan Geofisika

Dalam geofisika, model dan parameter model digunakan untuk mengkarakterisasi suatu kondisi geologi bawah permukaan. Pemodelan merupakan proses estimasi model dan parameter model berdasarkan data yang diamati di permukaan bumi. Dalam beberapa referensi istilah model tidak hanya menyatakan representasi kondisi geologi oleh besaran fisis tetapi mencakup pula hubungan matematika atau teoritik antara parameter model dengan respon model (Grandis, 2009). Seluruh proses geofisika dapat dideskripsikan secara matematika, dimana suatu formulasi yang bisa menjelaskan sistem geofisika disebut model. Kebanyakan

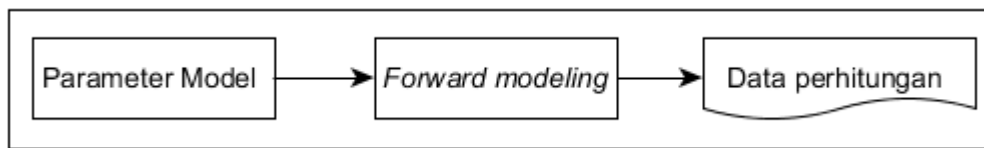
proses geofisika dapat dideskripsikan oleh persamaan integral berbentuk (Supriyanto, 2007):

$$d_i = \int_0^z K_i(z)p(z)dz \quad (2.40)$$

dimana d_i adalah respon atau data yang terukur, $p(z)$ adalah suatu fungsi yang berkaitan dengan parameter fisis yang ingin dicari (misalnya: hambatan jenis, densitas, kecepatan, dan lain-lain) yang disebut dengan parameter model, dan K_i adalah data kernel. Data kernel menjelaskan hubungan antara data dan parameter model $p(z)$.

2.8.1 Pemodelan ke depan (*forward modeling*)

Pemodelan ke depan (*forward modeling*) menyatakan proses perhitungan data yang secara teoritis akan teramati di permukaan bumi jika diketahui harga parameter model bawah permukaan tertentu. Proses pemodelan ke depan dapat dilihat pada Gambar 2.6.



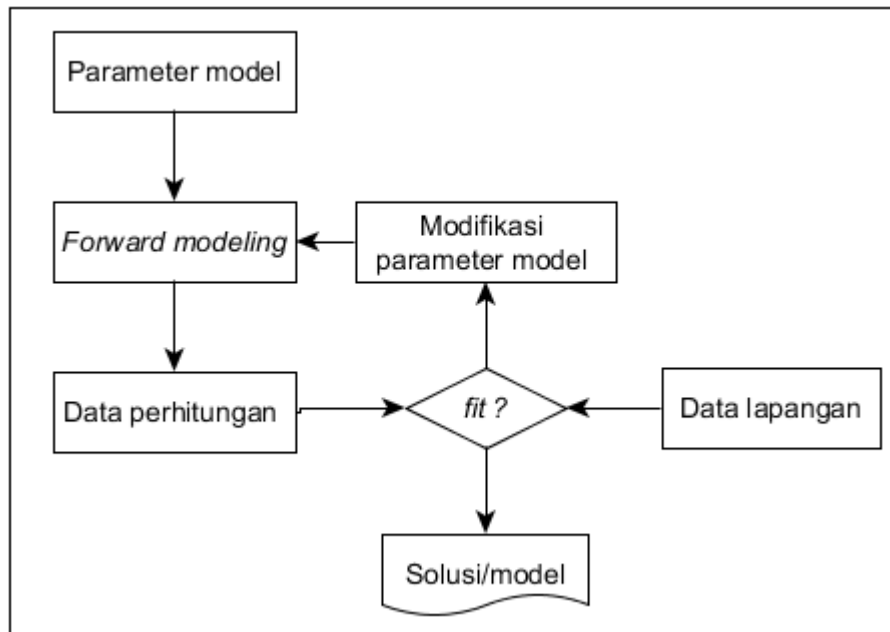
Gambar 2.6 Proses Pemodelan ke Depan (Grandis, 2009)

Perhitungan data teoritis tersebut menggunakan persamaan matematika yang diturunkan dari konsep fisika yang mendasari fenomena yang ditinjau. Dalam pemodelan data geofisika, dicari model yang menghasilkan respon yang cocok atau *fit* dengan data pengamatan atau data lapangan. Dengan demikian model tersebut dapat dianggap mewakili kondisi bawah permukaan di tempat pengukuran data. Untuk memperoleh kesesuaian antara data teoritis (respon model) dengan data lapangan dapat dilakukan proses coba-coba (*trial and error*) dengan mengubah-ubah harga parameter model (Grandis, 2009).

2.8.2 Pemodelan inversi (*inverse modeling*)

Pemodelan inversi (*inverse modeling*) adalah kebalikan dari pemodelan ke depan karena dalam pemodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung

dari data. Pemodelan inversi pada dasarnya adalah proses sebagaimana digambarkan pada Gambar 2.7, namun mekanisme modifikasi model agar diperoleh kecocokan data perhitungan dan data pengamatan yang lebih baik dilakukan secara otomatis. Pemodelan inversi sering juga disebut sebagai *data fitting* karena dalam prosesnya dicari parameter model yang menghasilkan respon yang *fit* dengan data pengamatan (Grandis, 2009).



Gambar 2.7 Proses Pemodelan Inversi (Grandis, 2009)

2.9 Pemodelan Gravitasi Tiga Dimensi

Pemodelan adalah suatu proses untuk mendapatkan model bawah permukaan yang diturunkan dari anomali Bouguer. Model yang dihasilkan akan menggambarkan distribusi densitas dan geometri benda pada kedalaman yang bervariasi. Dalam penelitian ini akan menggunakan pemodelan inversi. Proses inversi adalah suatu proses pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistik untuk mendapatkan informasi yang berguna mengenai distribusi sifat fisis bawah permukaan. Di dalam proses inversi, dilakukan analisis terhadap data lapangan dengan cara melakukan pencocokan kurva antara data teoritis dan data lapangan. Tujuan dari proses inversi adalah untuk mengestimasi parameter fisis batuan yang tidak diketahui sebelumnya. Pada pemodelan struktur bawah permukaan terdapat kesulitan ketika mencoba

memperkirakan situasi geologi yang rumit. Kumpulan dari prisma segiempat memberikan cara sederhana untuk dapat memperkirakan volume suatu massa. Jika ukurannya relatif kecil, masing-masing prisma dapat diasumsikan mempunyai densitas konstan (Supriyanto, 2007).

$$t_j = \frac{g_j}{2\pi G \Delta\rho}, \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (2.41)$$

dengan t = kedalaman (m)
 g = percepatan gravitasi (m/s^2)
 $\Delta\rho$ = kontras densitas (kg/m^3)
 G = konstanta gravitasi *Universal* ($6,6720 \times 10^{-11} Nm^2/kg^2$)

2.9.1 Metode inversi *Singular Value Decomposition* (SVD)

Metode inversi *Singular Value Decomposition* merupakan salah satu inversi yang tepat untuk analisis sinyal pada matriks real ataupun matriks kompleks. Metode inversi *Singular Value Decomposition* telah dikembangkan oleh Lanczos pada Tahun 1961. Teknik ini adalah generalisasi vektor eigen dari matriks untuk matriks *non-square*. Mempertimbangkan simetrik real $N \times N$ *-square*, matrik \mathbf{B} dengan vektor eigen $\hat{\mathbf{v}}^{(n)}$ dan nilai eigen λ_n . Untuk matriks vektor eigen membentuk himpunan ortonormal, maka setiap vektor \mathbf{x} dapat diproyeksikan pada vektor eigen ini: $\mathbf{x} = \sum_{n=1}^N \hat{\mathbf{v}}^{(n)} (\hat{\mathbf{v}}^{(n)} \cdot \mathbf{x})$. Hasilnya dapat ditulis:

$$\mathbf{B}\mathbf{x} = \mathbf{x} = \sum_{n=1}^N \hat{\mathbf{v}}^{(n)} (\hat{\mathbf{v}}^{(n)} \cdot \mathbf{x}) = \mathbf{y} \quad (2.42)$$

Dekomposisi vektor \mathbf{y} menggunakan vektor eigen yang sama $\hat{\mathbf{v}}^{(n)}$ dengan $\mathbf{y} = \sum_{n=1}^N \hat{\mathbf{v}}^{(n)} (\hat{\mathbf{v}}^{(n)} \cdot \mathbf{y})$, dengan memasukkan persamaan ini ke persamaan (2.42) menghasilkan ekspansi untuk solusi vektor \mathbf{x} :

$$\mathbf{x} = \sum_{n=1}^N \frac{1}{\lambda_n} \hat{\mathbf{v}}^{(n)} (\hat{\mathbf{v}}^{(n)} \cdot \mathbf{y}) \quad (2.43)$$

Hal ini dapat dilihat bahwa vektor eigen kecil dapat mengakibatkan ketidakstabilan dalam solusi \mathbf{x} . *Singular value decomposition* menggeneralisasi ekspansi ini untuk matriks *non-square*. Sistem *non-Square* pada persamaan berikut:

$$\begin{array}{rcl}
 \mathbf{B} & \mathbf{x} & = \mathbf{y} \\
 N \times M & M & N \\
 \text{matriks} & \text{baris} & \text{baris}
 \end{array} \tag{2.44}$$

Dekomposisi nilai tunggal didasarkan pada ekspansi \mathbf{x} dalam himpunan ortonormal dari vektor eigen $\hat{\mathbf{v}}^{(n)}$ dan \mathbf{y} pada himpunan ortonormal $\hat{\mathbf{u}}^{(n)}$. Vektor ini tidak dapat menjadi vektor eigen dari \mathbf{B} karena matriks ini bukan *square*. Karena itu tidak memiliki vektor eigen apapun. Sebaliknya, vektor ini terkait oleh hubungan berikut:

$$\mathbf{B}\hat{\mathbf{v}}^{(n)} = \lambda_n\hat{\mathbf{u}}^{(n)} \quad , \quad \mathbf{B}^T\hat{\mathbf{u}}^{(n)} = \lambda_n\hat{\mathbf{v}}^{(n)} \tag{2.45}$$

Hal ini dapat dengan mudah dilihat bahwa vektor $\hat{\mathbf{v}}^{(n)}$ adalah vektor eigen dari $\mathbf{B}^T\mathbf{B}$, sementara vektor $\hat{\mathbf{u}}^{(n)}$ adalah vektor eigen dari $\mathbf{B}\mathbf{B}^T$, dengan demikian vektor ini dapat dengan mudah ditentukan. λ_n disebut nilai tunggal dari \mathbf{B} , sehingga hasilnya dapat ditulis:

$$\mathbf{B}\mathbf{x} = \sum_{n=1}^P \lambda_n\hat{\mathbf{u}}^{(n)} (\hat{\mathbf{v}}^{(n)} \cdot \mathbf{x}) \tag{2.46}$$

Batas atas penjumlahan ditentukan oleh jumlah nilai eigen yang nol karena nilai eigen menghilang tidak berkontribusi pada penjumlahan tersebut. Jumlah P ini dapat secara signifikan kurang dari masalah dimensi $P \leq N$ dan $P \leq M$. Hal ini dengan mudah mengatur vektor $\hat{\mathbf{u}}^{(n)}$ dan vektor $\hat{\mathbf{v}}^{(n)}$ sebagai kolom matriks \mathbf{U} dan \mathbf{V} . Vektor eigen dari indeks P dan seterusnya sesuai dengan eigen nol perlu dimasukkan untuk membuat \mathbf{U} dan \mathbf{V} lengkap:

$$\mathbf{U} = \left(\begin{array}{cccccc}
 \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & \vdots \\
 \hat{\mathbf{u}}^{(1)} & \hat{\mathbf{u}}^{(2)} & \dots & \hat{\mathbf{u}}^{(P)} & \hat{\mathbf{u}}^{(P+1)} & \dots & \hat{\mathbf{u}}^{(N)} \\
 \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots
 \end{array} \right) \tag{2.47}$$

$$\begin{array}{ccc}
 & \mathbf{U}_p & \mathbf{U}_0 \\
 \mathbf{V} = \left(\begin{array}{cccccc}
 \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & \vdots \\
 \hat{\mathbf{v}}^{(1)} & \hat{\mathbf{v}}^{(2)} & \dots & \hat{\mathbf{v}}^{(P)} & \hat{\mathbf{v}}^{(P+1)} & \dots & \hat{\mathbf{v}}^{(M)} \\
 \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots
 \end{array} \right) & & \\
 & \mathbf{V}_p & \mathbf{V}_0
 \end{array} \tag{2.48}$$

Ortogonalitas dari vektor eigen menunjukkan bahwa $U^T U = I$ dan $V^T V = I$. Untuk kelengkapan vektor eigen menunjukkan bahwa $U U^T = I$ dan $V V^T = I$. Generalisasi persamaan (2.46) kesistem *non-square* dapat ditulis sebagai:

$$\mathbf{B} = (\mathbf{U}_p \quad \mathbf{U}_0) \begin{pmatrix} \boldsymbol{\Sigma} & 0 \\ 0 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{V}_p^T \\ \mathbf{V}_0^T \end{pmatrix} \quad (2.49)$$

dimana $\boldsymbol{\Sigma}$ matriks diberikan oleh:

$$\boldsymbol{\Sigma} = \begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & & \lambda_p \end{pmatrix} \quad (2.50)$$

Solusi persamaan (2.43) dengan cara berikut untuk sistem *non-square*:

$$\mathbf{x} = \sum_{n=1}^P \frac{1}{\lambda_n} \hat{\mathbf{v}}^{(n)} (\hat{\mathbf{u}}^{(n)} \cdot \mathbf{y}) \quad (2.51)$$

menggunakan matriks \mathbf{U}_p dan \mathbf{V}_p hasil ini dapat juga ditulis sebagai:

$$\mathbf{x} = \mathbf{V}_p \boldsymbol{\Sigma}^{-1} \mathbf{U}_p^T \mathbf{y} \quad (2.52)$$

dengan $\boldsymbol{\Sigma}^{-1}$ diberikan oleh:

$$\boldsymbol{\Sigma}^{-1} = \begin{pmatrix} \frac{1}{\lambda_1} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 1/\lambda_2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & 1/\lambda_p \end{pmatrix} \quad (2.53)$$

Mirip dengan masalah pemodelan ke depan, masalah inversi bukan fungsi dari \mathbf{U}_0 dan \mathbf{V}_0 , kedua ruang bagian ini adalah nol. Operator \mathbf{B} memiliki inversi yang tepat (Snieder dan Trampert, 1990).

2.9.2 Metode inversi Occam

Analisis data menggunakan metode inversi Occam yang diusulkan oleh DeGroot-Hedlin & Constable (1990), menjelaskan bahwa struktur model yang

tersembunyi atau tak terlihat merupakan struktur yang tidak dibutuhkan oleh data, sehingga model kekasaran struktur harus diminimalisasi. Struktur dua dimensi dengan arah x merupakan sumbu tetap. Ditunjukkan bahwa model kecepatan M tidak diketahui sebagai \mathbf{m} dan data observasi sebagai N Sebagai \mathbf{d} , inversi gravitasi bisa ditunjukkan seperti persamaan berikut:

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm} \quad (2.54)$$

dimana $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_N)^T$ adalah anomali gravitasi observasi, $\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_M)^T$ adalah vektor parameter model, $\mathbf{G}_{N \times M}$ adalah matriks kernel. Oleh karena itu, masalah gambaran densitas akhirnya dapat diringkas dengan solusi dari persamaan linear. Sebagai masalah yang ditentukan, ada solusi yang dapat diperoleh jika hanya mengetahui informasi tertentu sebelumnya pada persamaan inversi. Model kekasaran (*roughness*) didefinisikan sebagai berikut:

$$R_1 = \|\partial_x \Delta m\|^2 + \|\partial_y \Delta m\|^2 + \|\partial_z \Delta m\|^2 \quad (2.55)$$

dimana $\|\cdot\|$ adalah norm dari atau panjang dari elemen suatu ruang vektor norm, Δm adalah modifikasi model dari model awal m_0 . Mengganti turunan dengan perbedaan tak hingga, model kekasaran dapat ditunjukkan dalam matriks:

$$R_1 = \Delta m^T (R_x^T R_x + R_y^T R_y + R_z^T R_z) \Delta m \quad (2.56)$$

Jika $R_m^T R_m = R_x^T R_x + R_y^T R_y + R_z^T R_z$, maka $R_1 = \Delta m^T R_m^T R_m \Delta m = \|R_m \Delta m\|^2$

Fungsi khusus untuk struktur inversi Occam minimum adalah:

$$\Phi(m) = \phi_m + \mu^{-1} \phi_d \quad (2.57)$$

dimana ϕ_m adalah model kekasaran (*roughness*), μ adalah operator Lagrange ($\mu > 0$), ϕ_d adalah fungsi error.

$$\phi_d = \sum_{j=1}^N \left(\frac{\Delta d_j - G_j \Delta m}{\sigma_j} \right)^2 = \|W_d (\Delta d - G \Delta m)\|^2 \quad (2.58)$$

dimana σ_j adalah standar *error* dari data observasi ke-j, matriks kesetimbangan W_d yaitu:

$$W_d = \text{diagonal} \left\{ \frac{1}{\sigma_1}, \frac{1}{\sigma_2}, \dots, \frac{1}{\sigma_N} \right\} \quad (2.59)$$

Substitusikan persamaan (2.56) dan (2.58) ke persamaan (2.57), sehingga didapatkan:

$$\begin{aligned} \Phi(m) &= \|R_m \Delta m\|^2 + \mu^{-1} \|\Delta d - G \Delta m\|^2 \\ &= \Delta m^T R_m^T R_m \Delta m + \mu^{-1} (\Delta d - G \Delta m)^T (\Delta d - G \Delta m) \end{aligned} \quad (2.60)$$

Masalah Minimum $\Phi(m) = \text{minimum}$ bisa diinterpretasikan sebagai akuisisi model minimum kekasaran di bawah kondisi error minimum data gravitasi. Oleh karena itu, membuat $\frac{\partial \Phi(m)}{\partial \Delta m^T} = 0$, maka $\Phi(m) = \text{minimum}$ bisa ditransformasikan ke dalam persamaan:

$$[G^T G + \mu^{-1} (R_m^T R_m)] \Delta m = G^T \Delta d \quad (2.61)$$

Masalah minimum $\Phi(m) = \text{minimum}$ dapat ditransformasikan akuisisi minimum kekasaran $\|R_m \Delta m\|^2$ di bawah *constraints* dari $\|\Delta d - G \Delta m\| < \varepsilon, \varepsilon$ adalah akurasi *fitting*. Oleh karena itu persamaan (2.61) menjadi:

$$\begin{bmatrix} G \\ \sqrt{\mu^{-1} R_m} \end{bmatrix} \cdot \Delta m = \begin{bmatrix} \Delta d \\ 0 \end{bmatrix} \quad (2.62)$$

Jika $A = \begin{bmatrix} G \\ \sqrt{\mu^{-1} R_m} \end{bmatrix}^T$, $b = \begin{bmatrix} \Delta d \\ 0 \end{bmatrix}$, maka persamaan (2.62) menjadi:

$$A \Delta m = b \quad (2.63)$$

sebenarnya, $A^T A = (G^T G + \mu^{-1} R_m^T R_m)$, oleh karena itu persamaan (2.63) adalah:

$$S A^T A \Delta m = S A^T b \quad (2.64)$$

dimana, S adalah matrik awal yang pendekatannya sama dengan $(A^T A)^{-1}$. Karena itu $S(A^T A) \approx I$, I adalah matriks satuan.

Anomali gravitasi pada titik tertentu berbanding terbalik dengan jarak dari sumber ke titik pengamatan. Karena fitur linear dari fungsi model kernel, bagian-bagian dalam fungsi kernel akan mengurangi kedalaman. Karena itu, non-konvergensi terjadi ketika elemen dari fungsi kernel memiliki perbedaan besar dalam nilainya. Untuk menyelesaikan ini, dapat menambahkan fungsi kesetimbangan ke fungsi tujuan, sehingga persamaannya menjadi:

$$\begin{aligned}\Phi(m) &= \|W_m \Delta m\|^2 + \mu^{-1} \|\Delta d - G \Delta m\|^2 \\ &= \Delta m^T W_m^T W_m \Delta m + \mu^{-1} (\Delta d - G \Delta m)^T (\Delta d - G \Delta m)\end{aligned}\quad (2.65)$$

Li dan Oldenburg (1998) memperkenalkan fungsi kesetimbangan suatu kedalaman $w(z)$:

$$w(z) = \frac{1}{(z+z_0)^{\beta/2}} \quad (2.66)$$

dimana z adalah kedalaman unit blok, z_0 dan β adalah konstanta (Li dan Yang, 2011).

2.10 Informasi Geologi Daerah Penelitian

2.10.1 Fisiografi

Pulau Flores, terletak di antara garis lintang selatan $8^\circ 4'$ dan $8^\circ 58'$, dan di antara garis bujur timur $119^\circ 48'$ dan $123^\circ 1'30'$, pulau Flores termasuk dalam jajaran kepulauan Nusa Tenggara yang diantaranya termasuk pulau Timor dan Sumba. Dalam sudut pandang geodinamika, Flores yang di bagian Utara dibatasi oleh cekungan Flores dan di bagian Selatan dibatasi oleh cekungan Savu, merupakan busur magmatik dengan beberapa gunung berapi yang masih aktif. Flores merupakan wilayah dengan aktivitas kegempaan cukup tinggi yang didominasi oleh pegunungan dengan ciri utamanya ialah morfologi gunung api dengan sejumlah gunung yang tampak jelas karena masih aktif hingga saat ini diantaranya Gunung Inerie (2100 m), Ambulombo (2100 m), Ranakah (2135 m),

Gunung Lewotobi Laki-laki (1584 m), Lewotobi Perempuan (1703 m), Gunung Egon (1703 m), Gunung Ine Ika (1559 m), Gunung Kelibara (1631 m), Gunung Kelimutu (1640 m), Gunung Iya (659), dan Gunung Rokatenda (875 m).

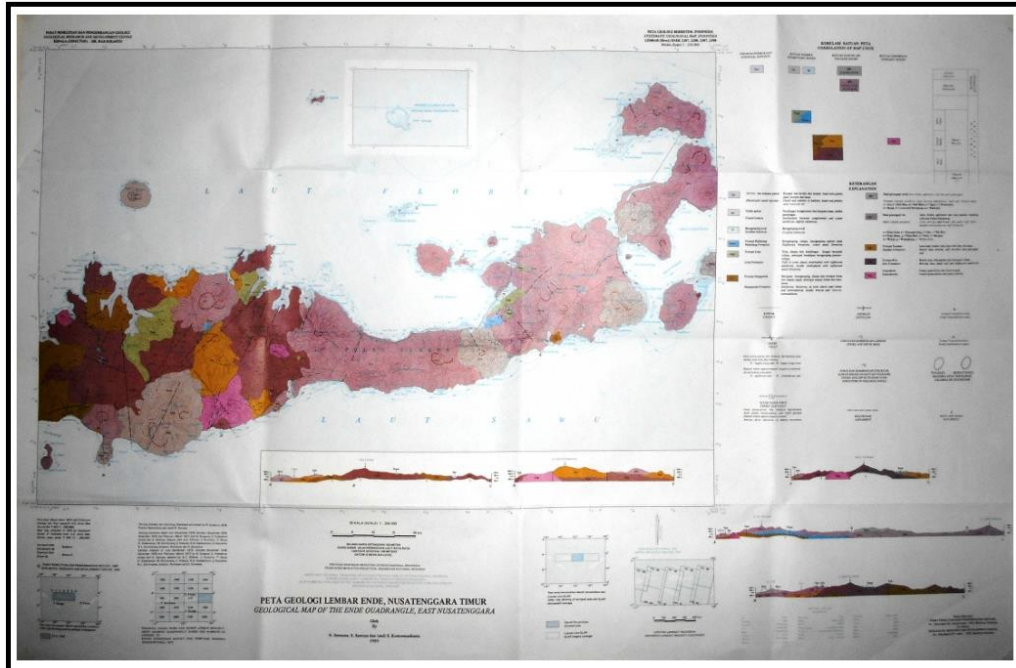
2.10.2 Stratigrafi

Formasi batuan yang terdapat di pulau Flores mempunyai umur yang berkisar dari Miosen awal sampai Kuartar (Suwarna, 1989). Batuan tertua disini termasuk ke dalam formasi Kiro (Tmk), yang berumur Miosen awal, berupa batuan gunung api dan terdiri dari breksi, lava, tufa pasir dan batu pasir tufa andesit dan basal. Sedangkan formasi Tanahau terdiri dari batuan gunung api yang berupa lava dasit, breksi, tufa, lava riolit, dan tufa kaca. Kedua formasi ini berhubungan secara menjemari dengan formasi Nangapanda (Tmn) yang berbeda sama sekali fasiesnya. Formasi Nangapanda terdiri dari batu pasir dan batu gamping yang bersisipan atau berlensa napal, setempat bersisipan breksi dan batu lanau. Formasi Kiro dan formasi Tanahau di beberapa tempat diintrusi oleh batuan granit, granodiorit, dan diorite kuarsa. Dapat disimpulkan bahwa batuan terobosan ini berumur lewat Miosen Tengah. Tidak selaras di atas formasi Nangapanda dan formasi Tanahau menindih formasi Laka (Tmpl) dan formasi Waihekang (Tmpw). Formasi Laka terdiri dari tufa yang berselingan dengan batu pasir tufa, di tempat yang sama bersisipan batu gamping tufa dengan umur Miosen akhir hingga Pliosen awal. Pada umur batuan yang sama dengan formasi Laka adalah formasi Waihekang (Tmpw) yang terdiri dari batuan gamping tufa dan batugamping ganggang koral. Berbeda dengan formasi Laka yang cukup luas, formasi Waihekang tersebar terbatas di bagian Timur.

Di bagian lain berkembang pengendapan batuan gunung api yang bersusunan asam sampai basa. Berdasarkan gabungan bahan penyusunnya dapat dibedakan formasi Tanahau (Tmt) yang bersusunan dari lava dasit dan riolit dan hasil gunung api tua (Qtv) yang terdiri dari lava, breksi, aglomerat dan tufa pasir andesit dan berumur Pliosen akhir hingga Plitosen awal. Pengendapan batuan gunung api itu berlangsung sejak akhir Miosen hingga Plio-Plitosen. Kegiatan gunung api di Flores berlangsung hingga sekarang. Hasilnya berupa

kerucut gunung api yang bersusunan andesit sampai basal (Qhv). Batuan yang termasuk muda adalah batu gamping koral (Qlb) dan endapan aluvium.

2.10.3 Struktur dan tektonika lembar Ende



Gambar 2.8 Peta Geologi Lembar Ende (Suwarna, 1989)

Struktur geologi yang terdapat di lembar Ende adalah lipatan, sesar dan kelurusan seperti terlihat pada Gambar 2.8. Arah struktur ini umumnya Timur Laut-Barat Daya, dan beberapa berarah Barat Laut - Tenggara. Batuan sedimen tertua yakni formasi Nangapanda, yang telah mengalami perlipatan yang cukup kuat. kemiringan lapisan berkisar antara 25° sampai 50° . Formasi Laka dan formasi Waihekang yang lebih muda berhubungan secara menjemari, telah terlipat kuat dengan kemiringan lapisan sekitar 15° sampai 35° , dan sumbu lipatan mempunyai arah Barat Barat Daya - Timur Timur Laut. Sisispan tufa dan tufa pasir di dalam formasi Kiro, Juga mengalami perlipatan yang cukup kuat, yang dinyatakan oleh kemiringan yang mencapai 35° sampai 50° . Diperkirakan perlipatan yang cukup kuat terjadi pada Pliosen akhir atau Plistosen awal. Sesar yang terlihat di daerah ini ada dua jenis, yakni sesar turun dan sesar geser. Sesar turun berarah Barat Laut - Tenggara dan Timur Laut - Barat Daya, dan terdapat pada batuan berumur Miosen

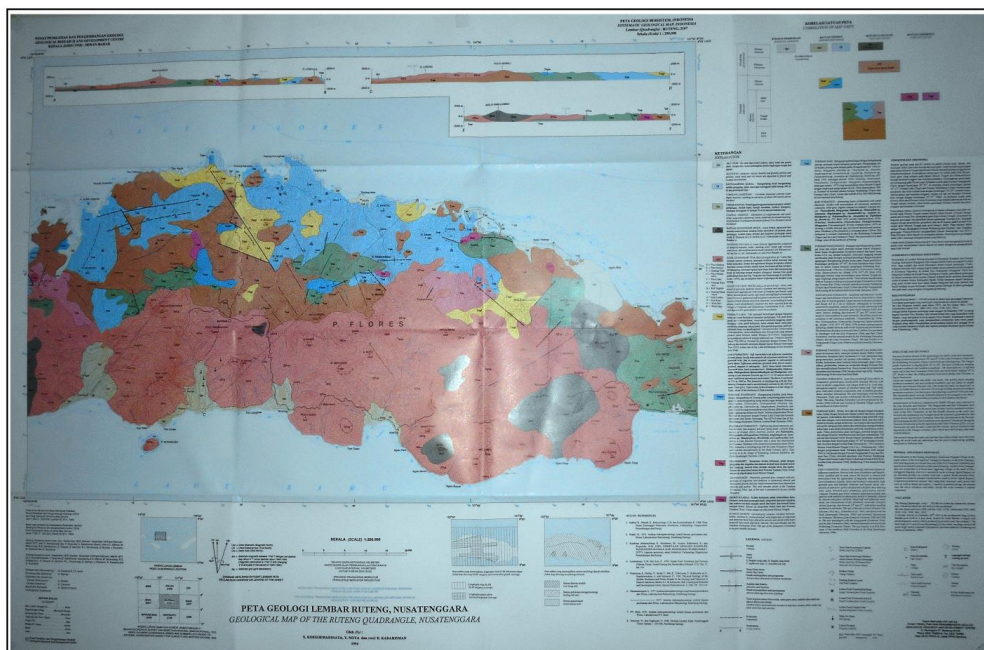
dan Plio-Plistosen. Kemungkinan terbesar penyesaran ini berlangsung pada masa Plistosen. Sesar geser hanya teramati di daerah teluk Sapu, memotong batuan berumur Miosen, yakni formasi Kiro dan formasi Nangapanda. Untuk Kelurusan memiliki batuan berumur Miosen sampai yang termuda yakni batuan gunung api Holosen.

Pengendapan dimulai sejak Miosen tengah sejak daerah ini masih merupakan suatu cekungan busur belakang. Sejak awal Miosen, menjelang pengendapan sedimen ini telah terjadi kegiatan gunung api yang menghasilkan batuan bersusunan andesit sampai basal dalam formasi Kiro. Pada masa awal Miosen akhir terjadi pengangkatan, penyesaran, dan perlipatan batuan yang telah ada dan menghasilkan struktur yang sekarang berarah Barat Barat Laut - Timur Tenggara sampai Barat Barat Daya - Timur Timur Laut. Disamping itu terjadi kegiatan magma berupa penerobosan granit, granodiorit dan diorite kuarsa pada batuan formasi Kiro dan formasi Tanahau. Setelah awal Miosen akhir, seluruh daerah mengalami pengendapan tufa, batuan pasir tufaan dan batu gamping pasiran tufaan di atas daerah perlipatan. Di tempat yang sama berlangsung juga pengendapan batu gamping tufaan dan batu gamping ganggang koral. Pengendapan itu berlangsung sampai Pliosen awal. Sedangkan gunung api hanya menghasilkan tufa.

Pada masa Plio-Plistosen terjadi pengangkatan cekungan, perlipatan yang cukup kuat terjadi pada Pliosen akhir atau Plistosen awal sehingga menghasilkan batuan gunung api bersusunan andesit (Q_{Tv}). Tekanan terhadap batuan berumur Miosen tengah Sampai Pliosen menghasilkan struktur sesar berarah Baratdaya-Timurlaut dan Baratlaut-Tenggara dan perlipatan berarah Timurlaut-Baratdaya. Kegiatan gunung api Plistosen akhir atau Holosen awal berlangsung hingga sekarang. Batuan yang bersusunan andesit-basal yang termasuk ke dalam hasil gunung api muda (Q_{hv}) menutup sebagian batuan yang lebih tua. Undak pantai (Q_{ct}) yang terdiri dari perselingan konglomerat dan batupasir dan sedikit gampingan, di pantai selatan serta batu gamping koral di pantai Utara menunjukkan bahwa ini masih mengalami pengangkatan sampai sekarang (Suwarna, 1989).

2.10.4 Struktur dan tektonika lembar Ruteng

Struktur geologi yang ada di lembar ini adalah berupa sesar, lipatan dan kelurusan. Sesar yaitu sesar normal dan sesar geser. Sesar geser yang terdapat pada batuan Miosen tengah dan Miosen-Pliosen berarah Barat Laut - Tenggara dan Timur Laut – Barat Daya. Peta geologi lembar Ruteng dapat dilihat pada Gambar 2.10. Kemungkinan penyesaran ini terjadi pada masa Pliosen. Sesar geser yang terdapat pada batuan Miosen tengah dan Miosen-Pliosen berarah Barat Laut - Tenggara dan Timur Laut – Barat Daya. Kemungkinan penyesaran ini juga terjadi pada masa Pliosen. Perlipatan terjadi pada formasi Nangapanda (Tmn) dengan kemiringan 20° - 50° , di beberapa tempat kemiringan lapisan 10° - 15° . Formasi Laka (Tmpl) dan formasi Waihegang (Tmpw) berhubungan menjemari dan telah terlipat kuat dengan kemiringan 10° - 30° , berarah Timur Laut – Barat Daya dan Barat Laut - Tenggara. Sisipan tufa dan tufa batupasir formasi Kiro terlipat dengan kemiringan 10° - 25° . Perlipatan ini terjadi pada Pliosen akhir atau Plistosen awal. Kelurusan yang terdapat pada batuan Miosen tengah sampai termuda, yakni batuan gunung api Holosen berarah Barat Laut - Tenggara dan Barat Daya – Timur Laut.



Gambar 2.9 Peta Geologi Lembar Ruteng (Koesoemadinata, 1994)

Pengendapan batuan sedimen berlangsung di dalam cekungan yang telah terbentuk sejak Miosen tengah sampai Miosen akhir-Pliosen. Formasi Nangapanda

dan formasi Bari yang terdiri dari batugamping berselingan dengan batu gamping pasiran diendapkan pada kala Miosen tengah. Sementara itu kegiatan gunung api menghasilkan batuan gunung api formasi Kiro. Kegiatan magma berupa penerobosan granodiorit dan diorite kuarsa pada formasi Kiro terjadi akhir Miosen tengah dan awal Miosen akhir. Pada Miosen akhir sampai Pliosen diendapkan formasi Waihekang dan formasi Laka. Kegiatan gunung api Pliosen- Plistosen menghasilkan satuan gunung api tua (Q_{Tv}). Pada Plistosen akhir daerah ini merupakan daratan. Hasil kegiatan gunung api muda (Q_{hv}) menutupi sebagian batuan yang lebih tua. Undak pantai (Q_{ct}) yang terdiri dari perselingan konglomerat dan batupasir dan sedikit gampingan di pantai Selatan serta batu gamping koral di pantai Utara menunjukkan bahwa ini masih mengalami pengangkatan pada kala Holosen (Koesoemadinata, 1994).

BAB 3

METODE PENELITIAN

3.1 Data Penelitian

Data yang digunakan dalam penelitian ini adalah data anomali medan gravitasi Bouguer lengkap yang berasal dari Bureau Gravimetric International (BGI) yang diperoleh dari <http://bgi.omp.obs-omp.fr> dengan koordinat 119° BT - 124° BT dan 7° LS – 9.5° LS, tergrid dengan spasi setiap 2 menit atau 3,7 km. Data ini didasarkan pada *World Gravity Map (WGM) 2012*. Seluruh perhitungan koreksi telah dilakukan oleh *National Geospatial-Intelligence Agency (NGA)* dengan proses komputasi dan perhitungan yang dapat dilihat pada (Lampiran A).

3.2 Pengolahan Data

Pengolahan data dilakukan terhadap data anomali medan gravitasi Bouguer lengkap dengan lokasi penelitian zona sesar belakang Flores dan busur gunung api pulau Flores. Pengolahan data pada penelitian ini menggunakan beberapa perangkat lunak diantaranya *Microsoft Word, Microsoft Excel, Surfer 9.0, Matlab R2014a, Magpick, Fourpot Version 1.3b, Grablox 1.6e* dan *Bloxer 1.6e*. Adapun tahapan dalam penelitian ini yaitu:

1. Data anomali Bouguer lengkap yang diperoleh, digrid dengan menggunakan program *Surfer* untuk memperoleh peta kontur anomali Bouguer lengkap. Peta kontur Bouguer lengkap yang diperoleh dalam koordinat geografis dengan satuan derajat kemudian dikonversi ke koordinat *Universal Transverse Mercator (UTM)* dalam satuan meter agar pengolahan data selanjutnya lebih mudah dikerjakan dan diinterpretasi.
2. Anomali Bouguer lengkap yang diperoleh masih berada di topografi dengan ketinggian yang bervariasi dan grid yang tidak teratur. Untuk interpretasi lanjutan perlu dilakukan proyeksi ke bidang datar dengan ketinggian tertentu dan grid yang teratur. Proyeksi ke bidang datar pada penelitian ini menggunakan metode yang diajukan oleh Dampney (1969) dengan asumsi berupa ekuivalen

titik massa yang terdistribusi pada suatu bidang datar dengan kedalaman tertentu di bawah sferoida referensi. Proses proyeksi ke bidang datar dilakukan menggunakan bantuan *Matlab* dengan format program pada (Lampiran B). Jarak antara grid yang digunakan dalam penelitian ini adalah 5578,36 meter dengan ketinggian maksimum topografi 1700 meter, sehingga kedalaman sumber ekuivalen titik massa berada antara 13945,9 meter sampai 33470, 16 meter.

3. Tahap selanjutnya adalah pemisahan anomali lokal dan anomali regional dengan menggunakan metode kontinuitas ke atas (*Upward Continuation*). Anomali Bouguer lengkap pada bidang datar merupakan gabungan antara anomali regional dan anomali residual. Untuk kepentingan interpretasi dan pemodelan, anomali residual yang disebabkan oleh sumber dangkal dipisahkan terhadap anomali regional yang disebabkan oleh sumber dalam menggunakan metode kontinuitas ke atas (*upward continuation*). Proses kontinuitas ke atas dilakukan secara coba-coba (*trial and error*) dan bertahap tiap ketinggiannya sampai diperoleh peta kontur yang relatif stabil. Perangkat lunak yang digunakan yaitu *Magpick*.
4. Tahapan analisis gradien horisontal dan gradien *tilt* menggunakan metode transformasi Fourier dengan memanfaatkan *software* Fourpot versi 1.3b. Proses sebelum melakukan transformasi Fourier terhadap data anomali regional pada ketinggian 30.000 meter yaitu memploting data pada *software* Fourpot, kemudian dilakukan interpolasi terhadap data masukan tersebut agar data masukan menjadi teratur dan mudah untuk dilakukan transformasi. Langkah selanjutnya yang perlu dilakukan adalah melakukan *padding data*, tujuan dilakukannya *padding data* yaitu untuk menambah dimensi pada arah x dan y untuk memudahkan proses transformasi dari domain spasial ke domain frekuensi. Hal selanjutnya yang penting dalam proses ini yaitu mentransformasikan data dengan transformasi Fourier. Data awal yang masih berupa data kontinyu dan masih dalam domain spasial ditransformasi ke dalam domain frekuensi berupa data diskrit. Tahap akhir dari proses ini yaitu melakukan inversi terhadap data yang telah ditransformasi ke dalam bentuk awalnya guna melakukan analisa lanjutan. Hasil dari setiap proses di atas dapat

di lihat pada (Lampiran E). Penelitian ini menggunakan data anomali regional guna mengetahui kontak geologi dan sumber anomali yang dalam.

5. Pemodelan tiga dimensi data anomali regional dan lokal menggunakan *software Grablox 1.6e* dan *Bloxer 1.6e*. Pemodelan anomali regional berguna untuk memodelkan struktur bawah permukaan dengan target anomali yang dalam sedangkan anomali lokal untuk memodelkan struktur bawah permukaan serta distribusi massa yang dangkal dan dekat dengan permukaan. Dalam penelitian ini pemodelan tiga dimensi struktur bawah permukaan dibagi menjadi dua tahapan yaitu pemodelan ke depan (*forward modelling*) dan pemodelan inversi (*inverse modelling*).
6. Pemodelan ke depan dimaksudkan untuk menghasilkan data perhitungan atau teoritik untuk suatu konfigurasi atau harga parameter model tertentu, yang nantinya diharapkan dapat menggambarkan keadaan struktur bawah permukaan bumi. Pemodelan inversi dilakukan untuk mendapatkan parameter model berdasarkan data pengukuran. Data yang digunakan adalah data anomali gravitasi regional dan lokal hasil kontinuasi ke atas. Data teoritik hasil pemodelan ke depan nantinya digunakan dalam pemodelan inversi. Pemodelan tiga dimensi pada penelitian ini diawali dengan pemodelan ke depan dengan membuat model awal berupa blok mayor dan blok minor pada program *Grablox 1.6e*. Model awal yang telah dibuat dapat ditampilkan pada program *Bloxer 1.6e* berbasis *Graphical User Interface (GUI)*. Data yang diinput ke dalam program untuk membuat model blok adalah posisi blok dalam arah xyz (*x-posit*, *y-posit*, *z-posit*), ukuran blok dalam arah xyz (*x-size*, *y-size*, *z-size*), nilai diskritisasi dalam arah xyz (*x-divis*, *y-divis*, *z-divis*), densitas *Bouguer*, spasi grid data xy (*x-step* dan *y-step*), posisi awal pengukuran (*z-start* dan *y-start*) dan posisi akhir pengukuran (*x-ending* dan *y-ending*). Model awal berupa blok mayor dan minor dibuat dengan cara coba-coba (*try and error*) untuk memperkirakan bentuk geometri blok. Geometri blok disesuaikan dengan geometri grid anomali gravitasi regional dan anomali lokal hasil kontinuasi ke atas. Model awal untuk pemodelan anomali regional dibuat dengan panjang ke arah x sebesar 558, 20 km dengan blok minor sebanyak 20 buah. Sedangkan panjang ke arah sumbu y sebesar 284.50 km dengan blok minor sebanyak 25 buah, sehingga membentuk

500 blok minor untuk tiap lapisan. Blok dalam arah vertikal dibagi menjadi 10 lapisan dan kedalaman blok 60 km disesuaikan untuk memodelkan struktur bawah permukaan yang diakibatkan oleh anomali distribusi massa yang dalam. Sedangkan model awal untuk pemodelan anomali residual dibuat dengan panjang ke arah x sebesar 558, 20 km dengan blok minor sebanyak 25 buah. Panjang ke arah sumbu y sebesar 284.50 km dengan blok minor sebanyak 20 buah, sehingga membentuk 500 blok minor untuk tiap lapisan. Blok dalam arah vertikal dibagi menjadi 10 lapisan dan kedalaman blok 15 km yang disesuaikan untuk memodelkan struktur bawah permukaan yang diakibatkan oleh distribusi massa yang berada di dekat permukaan.

7. Pemodelan ke belakang (*Inverse Modeling*) menyangkut pencocokan antara geometri model yang dibuat dengan geometri data gravitasi. Data yang diinput akan ditampilkan oleh program dalam bentuk kontur. Pada tahapan ini hanya kontur dari data observasi yang ditampilkan karena proses komputasi belum dilakukan. Setelah data dan model dicocokkan, maka proses inversi dilakukan dengan optimasi. Metode inversi yang digunakan adalah metode dekomposisi nilai tunggal atau *Singular Value Decomposition* (SVD) yang terdiri dari optimasi *base*, optimasi densitas (*density*) dan optimasi ketinggian blok (*height*) dan metode inversi *Occam*. Pada penelitian ini proses optimasi dilakukan secara bertahap yakni dimulai dari optimasi *base*, optimasi densitas, optimasi *Occam density*, optimasi ketinggian blok dan optimasi *Occam height*. Optimasi-optimasi yang dilakukan dimaksudkan untuk mengurangi tingkat kesalahan atau *error* antara data model dan data pengukuran sehingga diperoleh model yang tepat dan benar. Hasil pemodelan tiga dimensi disimpan dan dapat ditampilkan dengan menggunakan program *Bloxer* untuk interpretasi lanjutan.

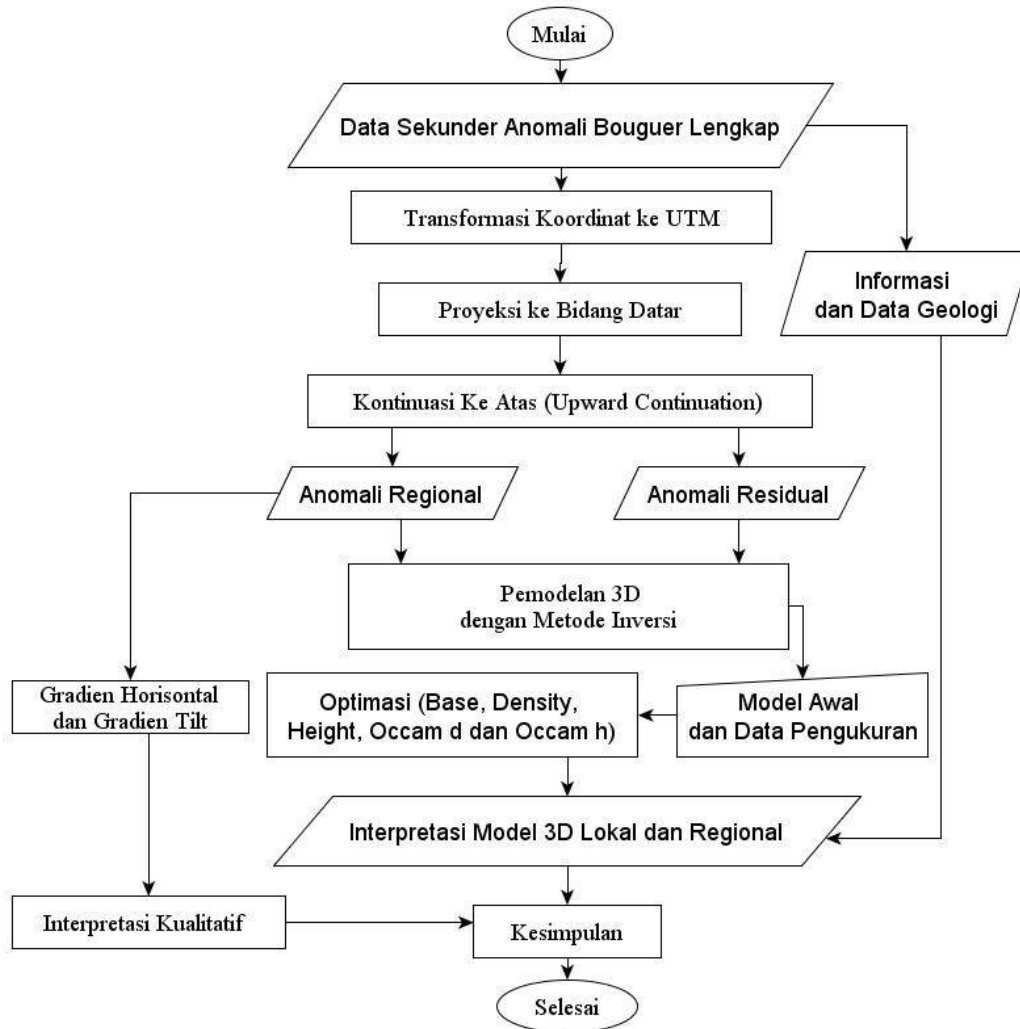
3.3 Interpretasi Data

Interpretasi dilakukan secara kualitatif dan kuantitatif. Interpretasi secara kualitatif dilakukan secara langsung pada hasil kontur anomali Bouguer lengkap sebelum dan sesudah dikontinuasi. Data anomali ini memberikan interpretasi secara umum yang memperkirakan anomali dari daerah penelitian.

Interpretasi kualitatif juga dilakukan pada gradien horisontal dan gradien *tilt* dari anomali regional daerah penelitian.

Interpretasi kuantitatif dilakukan dengan pemodelan inversi yaitu dengan mencari nilai anomali sintetik dan mencocokkannya dengan kurva anomali lapangan untuk memperoleh model bawah permukaan. Untuk pemodelan inversi, jika kurva yang dihasilkan sudah menunjukkan korelasi yaitu dengan *error* yang kecil maka pemodelan yang dihasilkan tersebut yang diinterpretasikan. Interpretasi bawah permukaan juga dilakukan dengan mengkorelasikan nilai densitas batuan bawah permukaan hasil pemodelan dengan data dan informasi geologi daerah penelitian serta nilai densitas batuan bawah permukaan berdasarkan data jenis batuan menurut Telford et al., (1990).

3.4 Diagram Alir Penelitian

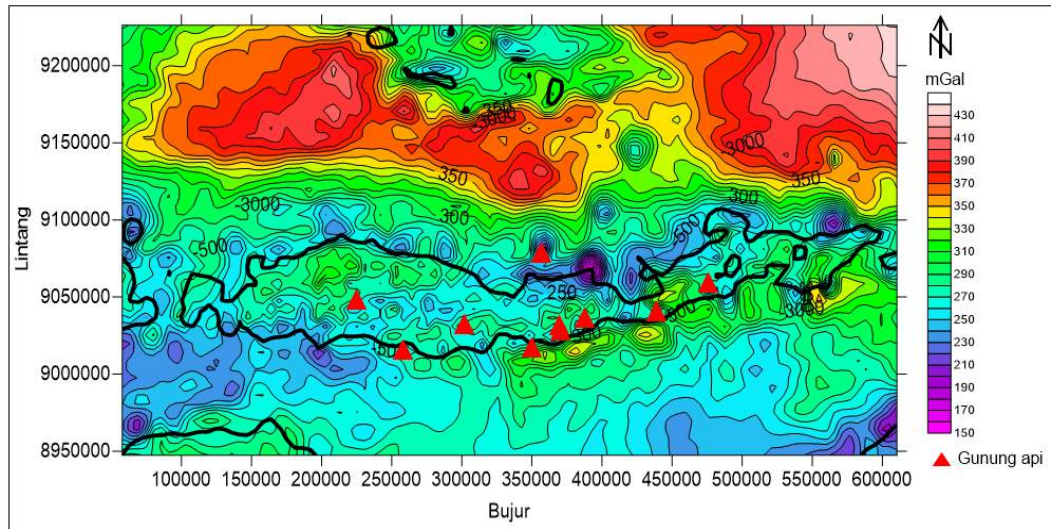


Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian

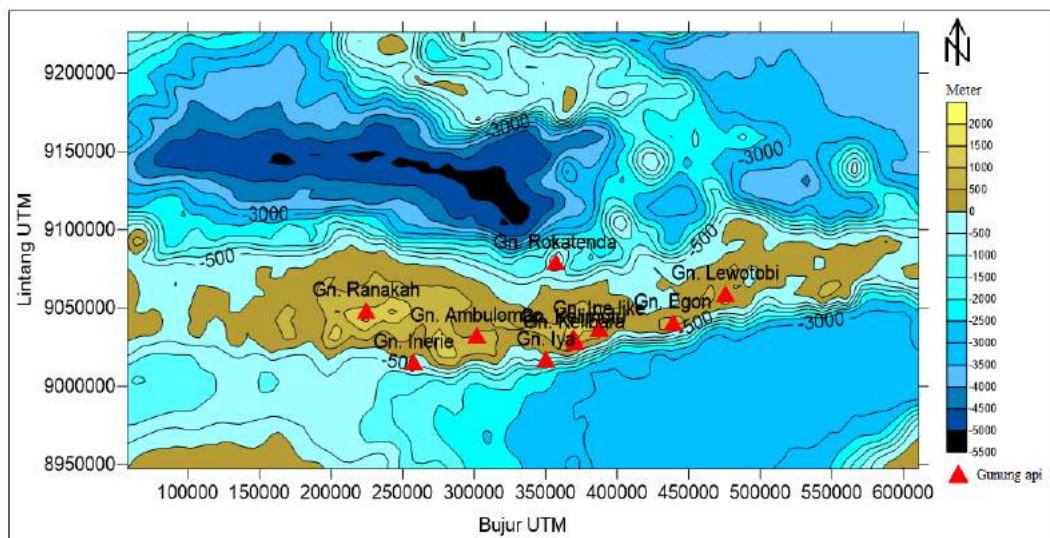
BAB 4

HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Pemetaan Anomali Bouguer Lengkap



Gambar 4.1 Peta Kontur Anomali Bouguer Lengkap Dalam Koordinat UTM (meter) di Bidang Topografi dengan Interval Kontur 20 mGal



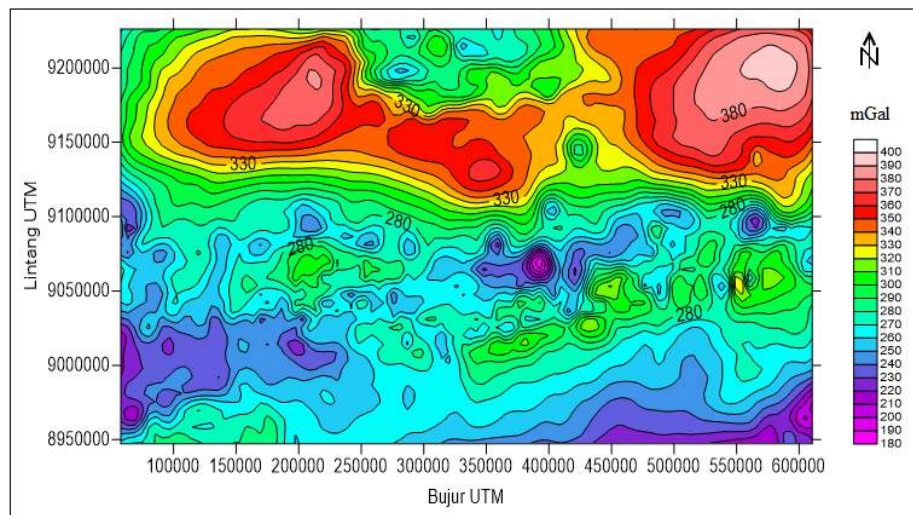
Gambar 4.2 Topografi Daerah Penelitian Dalam Koordinat UTM (meter)

Hasil pemetaan anomali Bouguer lengkap dapat dilihat pada Gambar 4.1 dalam koordinat UTM dengan interval kontur 20 mGal. Hasil pemetaan topografi data model ETOPO1 *Global Relief Model* yang ditunjukkan pada Gambar 4.2 memiliki ketinggian maksimum 1700 m dan kedalaman maksimum di bawah *mean sea level* yaitu 5088 m. Peta anomali Bouguer lengkap merupakan peta anomali gaya berat yang mencerminkan pola penyebaran densitas batuan bawah permukaan. Variasi nilai anomali Bouguer lengkap pada peta kontur ditandai dengan variasi warna yang ditunjukkan oleh skala warna. Peta anomali Bouguer lengkap memiliki nilai anomali positif berkisar antara 150 mGal hingga 430 mGal. Bagian Utara pada peta menunjukkan pola anomali positif yang tinggi, mengindikasikan bahwa batuan di daerah ini memiliki densitas yang tinggi. Sedangkan di bagian Selatan termasuk daerah pulau Flores hingga bagian Barat Daya dan bagian Tenggara daerah penelitian menunjukkan anomali positif rendah yang mengindikasikan memiliki densitas yang lebih rendah dibanding daerah di bagian Utara yang merupakan daerah sesar belakang Flores dan daerah cekungan. Keberadaan anomali tinggi di zona gunung api tidak terlihat, dikarenakan pada anomali Bouguer lengkap efek medan terrain yang menambah nilai anomali gravitasi sudah dihilangkan. Keberadaan anomali rendah di daerah samudera tidak terlihat pada peta kontur akibat reduksi yang dilakukan dengan menghilangkan pengaruh massa jenis air laut terhadap anomali gravitasi berdasarkan teori batas pasif benua menurut Lillie (1999), sehingga yang berpengaruh hanya massa yang berada di bawah permukaan.

Hasil pemetaan anomali Bouguer lengkap berupa anomali tinggi pada daerah bagian Utara, diduga terjadi akibat tumbukan lempeng yang merupakan reaksi terhadap tekanan yang timbul pada busur kepulauan Nusa Tenggara karena adanya tumbukan antara lempeng Eurasia dengan dorongan lempeng Indo-Australia. Selain zona subduksi yang dihasilkan dari tumbukan antara lempeng benua dan lempeng samudera, akibat tumbukan tersebut juga menyebabkan munculnya cekungan belakang dan juga sesar belakang. Akibat penunjaman lempeng samudera yang memiliki massa jenis lebih besar dari lempeng benua mengakibatkan terjadi penumpukan atau akumulasi massa di daerah zona subduksi, daerah cekungan dan busur belakang. Selain itu yang memungkinkan di bagian Utara memiliki anomali yang tinggi karena kerak samudera cekungan Flores

menunjam ke Selatan di bawah busur vulkanik sehingga menyebabkan massa di daerah sesar dan cekungan semakin besar. Hal ini berlawanan dengan subduksi ke arah Utara kerak benua Australia.

4.2 Proyeksi ke Bidang Datar dengan Grid yang Teratur



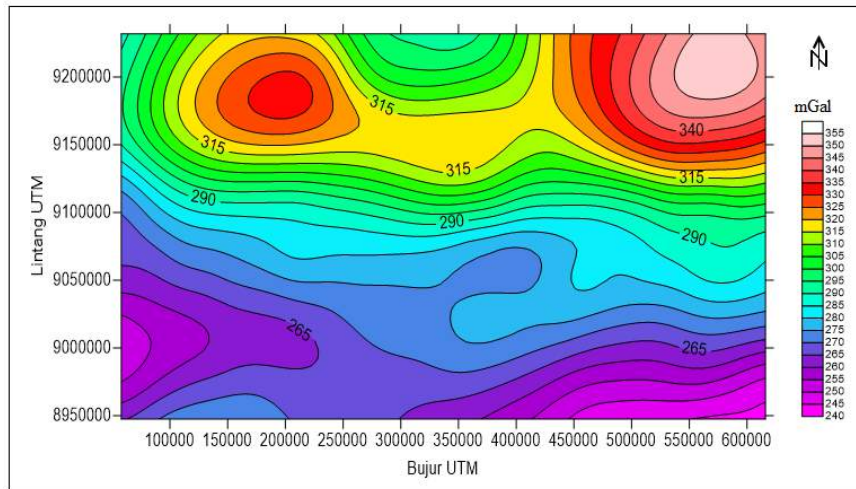
Gambar 4.3 Peta Kontur Anomali Bouguer Lengkap pada Bidang Datar dengan $h = 26.000$ m

Proyeksi dilakukan untuk kedalaman ekuivalen titik massa 18.000 m, 22.000 m, 26.000 m, 30.000 m, 33.450 m dan 36.000 m. Hal ini sesuai dengan kesimpulan dari penelitian yang dilakukan oleh Dampney (1969) tentang kedalaman optimum dari massa ekuivalen. Kedalaman optimum dari massa ekuivalen harus memenuhi persamaan $2,5 \Delta x < (h - z_i) < 6 \Delta x$, dengan Δx adalah jarak rata-rata antara titik survei, h adalah bidang kedalaman ekuivalen titik massa, z adalah ketinggian titik survei. Persamaan ini menyatakan bahwa selisih jarak antara sumber ekuivalen titik massa dan ketinggian bidang datar dari referensi minimal 2,5 kali dari spasi grid dan 6 kali dari spasi grid. Perbedaan kedalaman sumber ekuivalen titik massa mempengaruhi hasil proyeksi medan gravitasi ke bidang datar, semakin besar jarak yang diberikan maka semakin kecil medan gravitasinya. Anomali gravitasi di bidang datar umumnya memberikan pola anomali yang relatif renggang. Hasil proyeksi ke bidang datar diperoleh beberapa kontur dengan pola yang sama untuk kedalaman yang masih di dalam syarat batas.

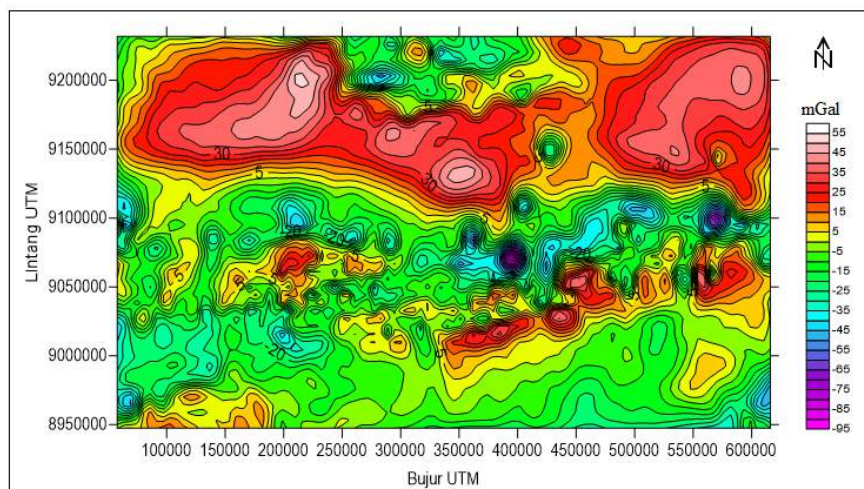
Mulai pada kedalaman 33.450 meter pola kontur terlihat semakin merenggang dan nilai anomali gravitasi mulai mengalami perubahan dan untuk kedalaman 36.000 meter, kontur dan nilai anomali mulai berubah secara signifikan. Peta kontur anomali gravitasi hasil proyeksi ke bidang datar secara keseluruhan dapat dilihat pada (Lampiran C). Peta kontur hasil proyeksi ke bidang datar yang dipilih untuk diinterpretasikan lebih lanjut adalah salah satu peta kontur yang masih berada dalam rentang syarat batas. Untuk interpretasi lanjutan dipilih pada kedalaman 26.000 meter di bawah sferoida referensi. Peta anomali gravitasi di bidang datar ditunjukkan pada Gambar 4.3 yang mempunyai nilai anomali Bouguer berkisar antara 180 mGal hingga 400 mGal.

4.3 Pemisahan Anomali Regional dan Residual

Berdasarkan hasil kontinuitas yang dilakukan pada ketinggian 30.000 meter diperoleh kontur anomali yang stabil. Peta kontur anomali regional dan anomali lokal atau residual pada ketinggian 30.000 meter ditunjukkan pada Gambar 4.4 dan 4.5. Hasil kontinuitas beberapa ketinggian secara lengkap dapat dilihat pada (Lampiran D). Terdapat perbedaan pada nilai dan pola kontur antara peta kontur anomali Bouguer lengkap dengan peta anomali regional dan residual. Nilai anomali regional berada pada kisaran 240 mGal hingga 355 mGal. Anomali residual diwakili oleh anomali positif dan negatif dengan rentang anomali berada pada -95 mGal hingga 55 mGal. Hal ini menunjukkan bahwa batuan penyusun struktur dangkal memiliki nilai kontras densitas yang bervariasi dari positif hingga negatif. Kontur anomali regional hasil kontinuitas digunakan untuk pemodelan bawah permukaan yang mencakupi zona dalam, sedangkan anomali residual yang diperoleh digunakan untuk memodelkan struktur dangkal yang berada di dekat permukaan baik itu zona sesar belakang maupun zona gunung api pulau Flores.



Gambar 4.4 Peta Anomali Regional Hasil Kontinuasi ke Atas Pada Ketinggian 30.000 Meter



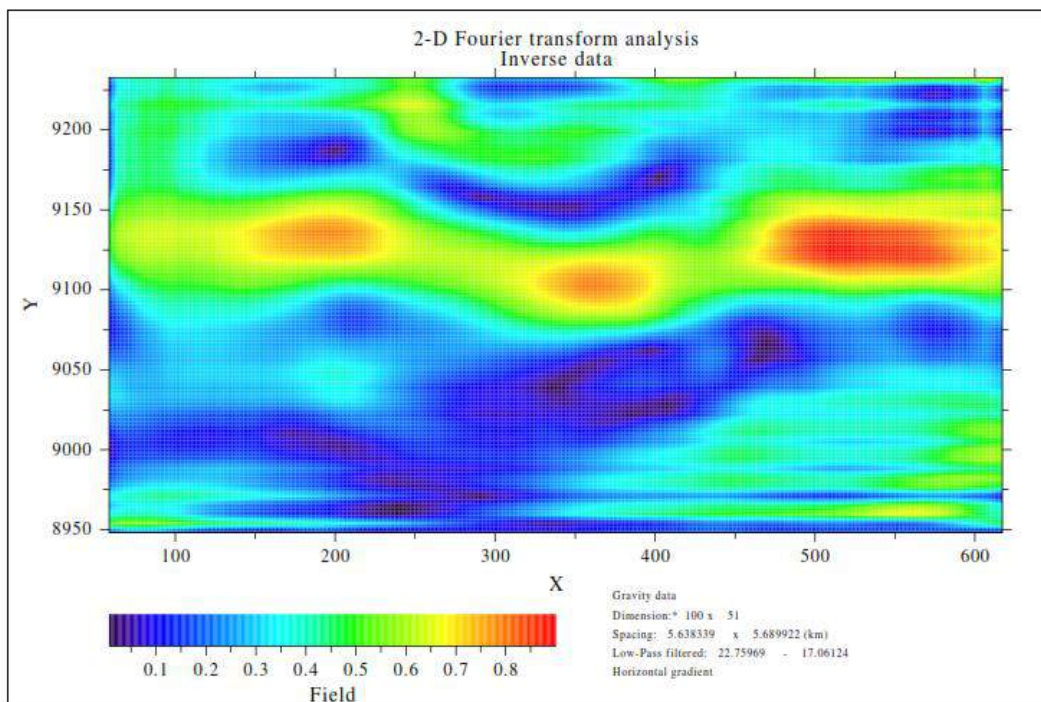
Gambar 4.5 Peta Anomali Residual Hasil Kontinuasi ke Atas Pada Ketinggian 30.000 Meter

1.4 Gradien Horisontal dan Gradien Tilt Anomali Regional

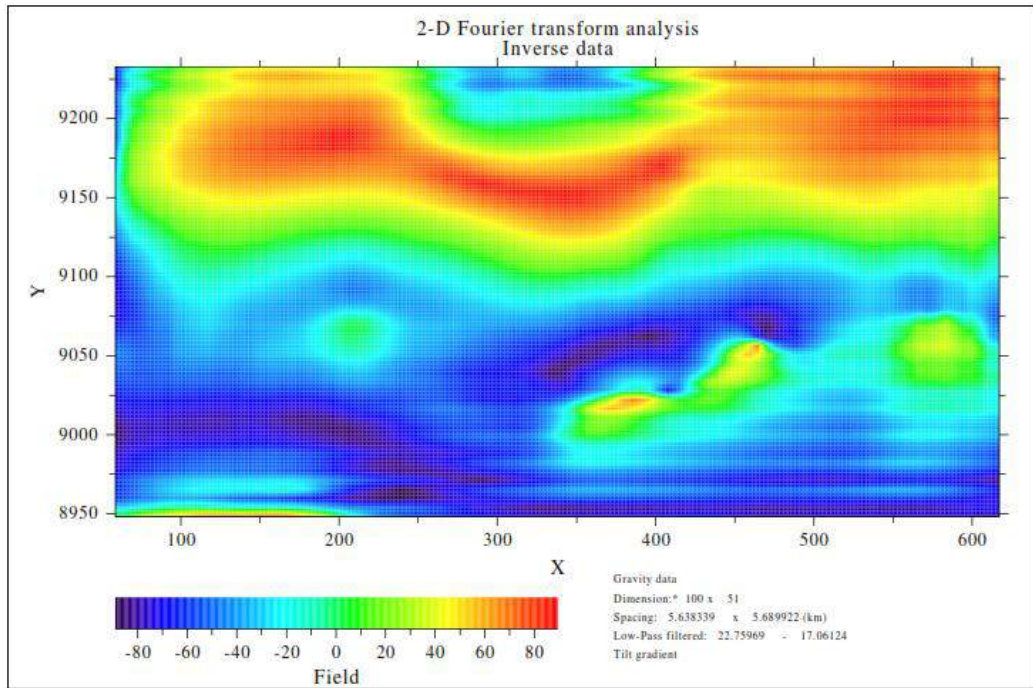
Hasil gradien horisontal anomali regional ditunjukkan pada Gambar 4.6 dengan nilai anomali berkisar antara 0 hingga 0,9 mGal/km. Dari hasil yang diperoleh, dapat dilihat anomali tinggi gradien horisontal terletak di daerah bagian Barat Laut, Utara dan Timur Laut. Pada daerah tersebut diduga merupakan kontak geologi dan sumber anomali. Gradien horisontal dari anomali gravitasi disebabkan oleh sumber anomali yang berada pada tepi benda dan yang terlokalisasi secara langsung di atas tepi benda tersebut.

Hasil interpretasi dapat terlihat lebih jelas jika ditumpang tindih dengan peta tektonik lokasi penelitian seperti terlihat pada Gambar 4.8.

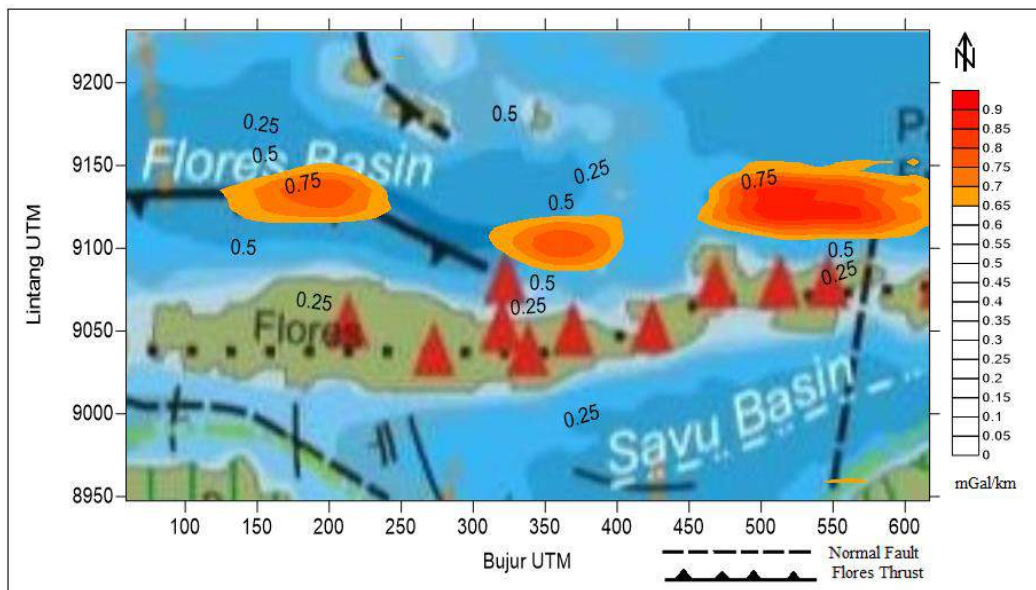
Hasil gradien *tilt* yang ditunjukkan pada Gambar 4.7 diinterpretasi berdasarkan garis kontur yang bernilai nol (*Zero Countour Line*). Garis kontur yang bernilai nol terletak pada atau dekat dengan kontak geologi dan dapat mengenali lokasi dan jangkauan secara horisontal dari sumber anomali. Hasil dari gradien *tilt* lebih memperjelas kontur yang dihasilkan dari gradien horisontal. Keuntungan lain yang diperoleh dari anomali gradien *tilt* yakni merespon dengan baik sumber anomali dangkal dan dalam. Berdasarkan Gambar 4.9 hasil *overlay* peta tektonik dan peta gradien *tilt* dapat dilihat dengan jelas kontur anomali yang bernilai nol derajat. Anomali gradien *tilt* terdapat di bagian Barat Laut, Utara, dan Timur Laut dari pulau Flores yang diduga merupakan patahan Flores yang menunjam ke arah Selatan di bawah busur gunung api pulau Flores (Prasetyo, 1992). Serta di bagian Tenggara dari pulau Flores yang merupakan pengaruh dari zona subduksi dari lempeng Australia yang bergerak ke arah Utara.



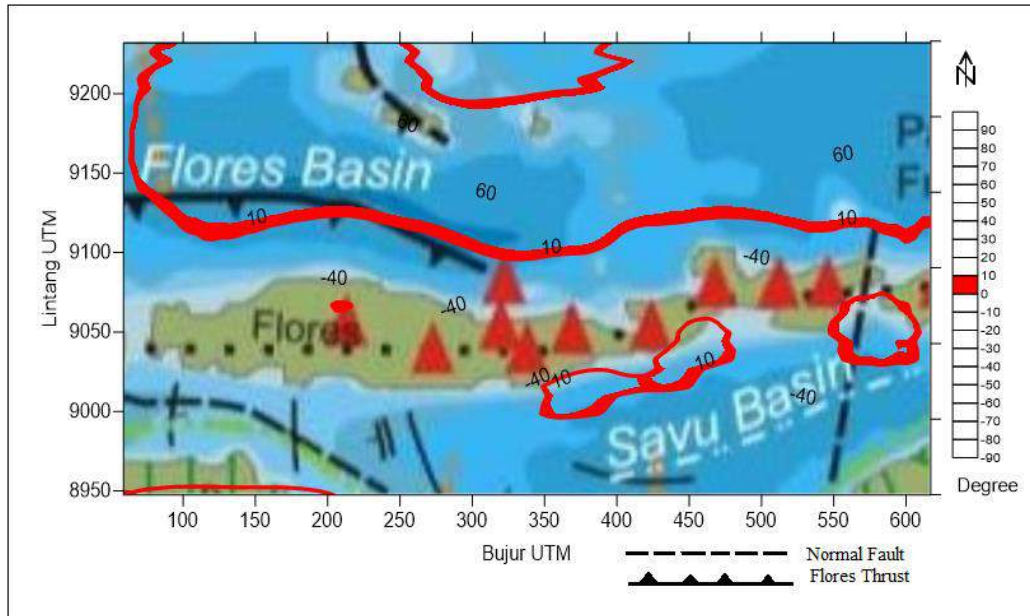
Gambar 4.6 Gradien Horisontal dari Anomali Regional



Gambar 4.7 Gradien *Tilt* dari Anomali Regional



Gambar 4.8 *Overlay* Antara Peta Teknonik Lokasi Penelitian dengan Gradien Horizontal



Gambar 4.9 Overlay Antara Peta Teknonik Lokasi Penelitian dengan Gradien *Tilt*

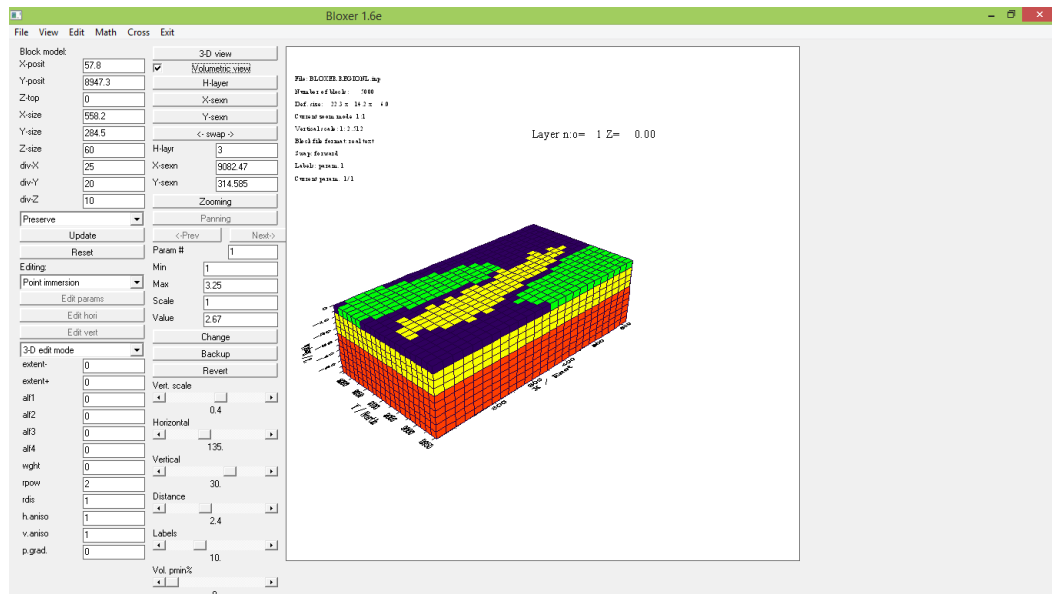
4.5 Pemodelan 3D Anomali Gravitasi

4.5.1 Pemodelan Anomali Regional

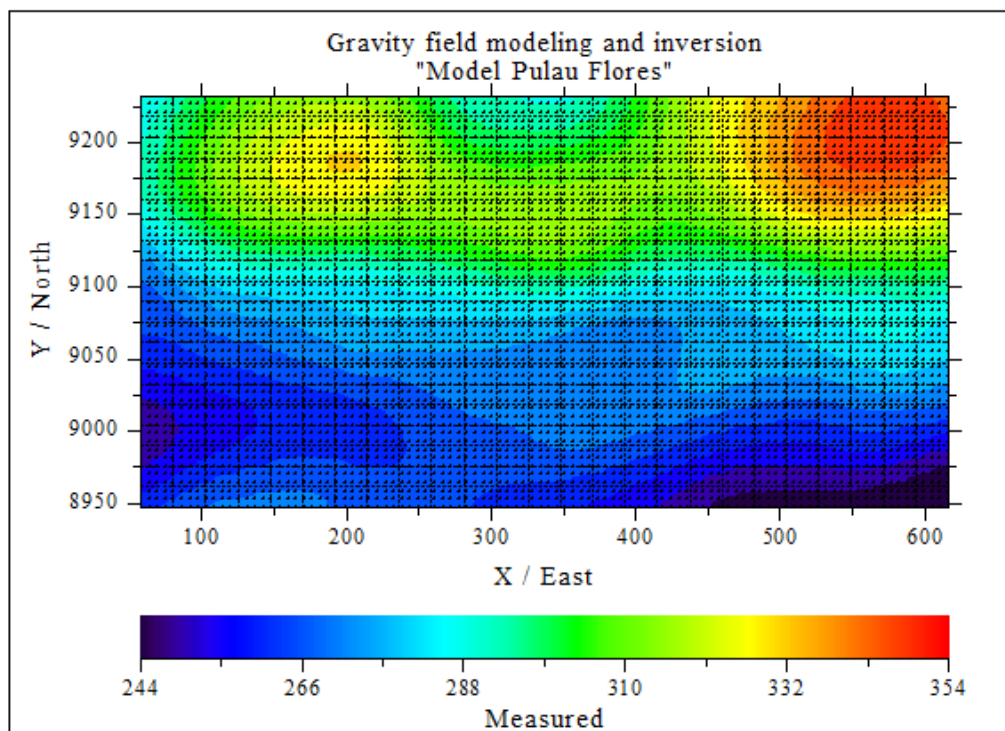
4.5.1.1 Pemodelan ke depan (*forward modelling*)

Hasil tampilan model awal dapat dilihat pada Gambar 4.10 dengan parameter densitas yang digunakan untuk lapisan pertama dibuat dengan nilai densitas sebesar $2,67 \text{ gr/cm}^3$ yang merupakan densitas rata-rata kerak bumi pada daerah pulau Flores, densitas $2,21 \text{ gr/cm}^3$ pada cekungan yang mengalami sedimentasi serta sisanya memiliki densitas $1,64 \text{ gr/cm}^3$. Lapisan kedua sampai keempat diberikan masukan nilai densitas sebesar $2,67 \text{ gr/cm}^3$ yang merupakan densitas rata-rata kerak bumi dan pada lapisan kelima hingga kesepuluh diberikan masukan nilai densitas sebesar $3,10 \text{ gr/cm}^3$ sebagai lapisan mantel bagian atas. Model awal densitas batuan ini selanjutnya akan digunakan untuk proses inversi.

Hasil inputan data observasi gravitasi anomali regional melalui menu *read data* dapat dilihat pada Gambar 4.11. Peta kontur ini merupakan data anomali gravitasi regional observasi yang digunakan untuk pencocokkan dengan data hasil perhitungan dari inversi.



Gambar 4.10 Tampilan Model Awal Data Anomali Regional Pada Program *Bloxer* Berbasis GUI



Gambar 4.11 Peta Kontur Hasil *Read Data* Anomali Regional Sebelum Inversi

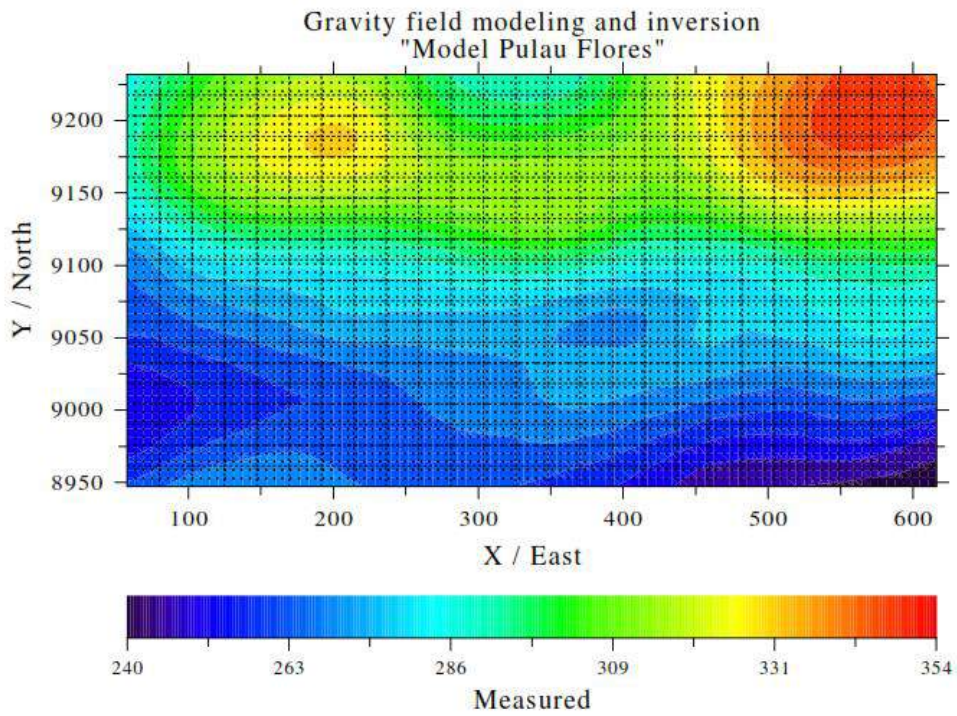
4.5.1.2 Pemodelan Inversi (Inverse Modeling)

Hasil optimasi *base* ditunjukkan pada Gambar 4.12a dan 4.12b dengan tingkat kesalahan atau *error* sebesar 1%. Optimasi *base* berfungsi untuk mengoptimasi nilai-nilai parameter dasar anomali. Peta kontur hasil perhitungan memperlihatkan pola yang sama dengan kontur hasil pengukuran. *Error* sebesar 1% menunjukkan bahwa kecocokan antara data pengukuran dan data perhitungan anomali gravitasi setiap titik data memiliki akurasi yang baik, karena mempunyai error data yang sangat kecil untuk nilai parameter dasar anomali gravitasi.

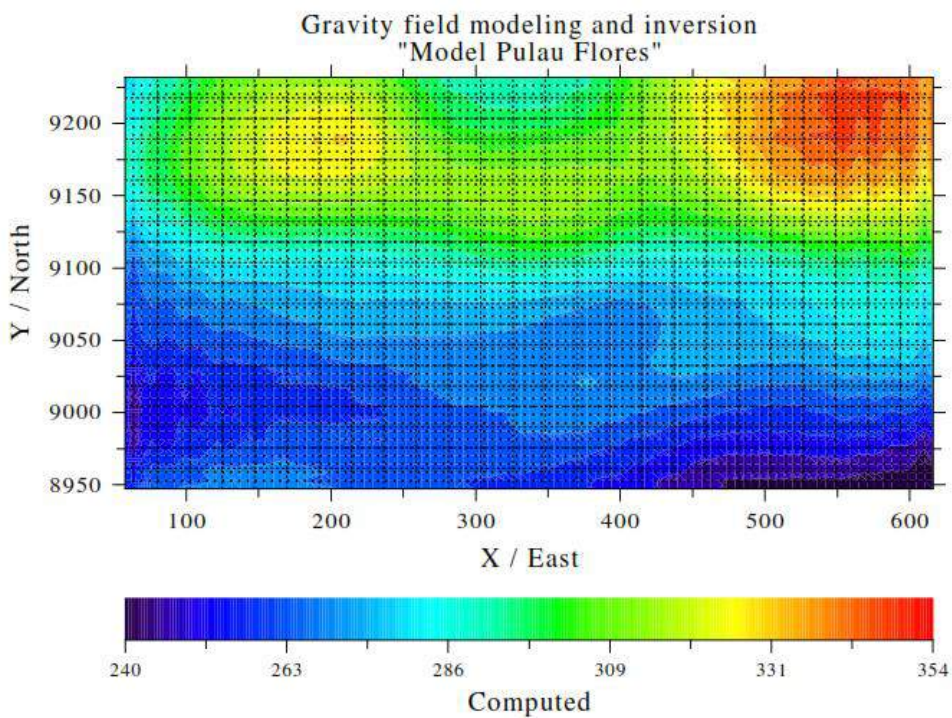
Optimasi densitas bertujuan untuk memperoleh kecocokan antara nilai densitas model dan nilai densitas pengukuran. Optimasi densitas memiliki tingkat kesalahan sebesar 4%. Nilai kesalahan sebesar 4% menunjukkan bahwa selisih ketidakcocokan data nilai densitas anomali pengukuran dengan nilai densitas anomali perhitungan setiap titik data sangat kecil. Hasil optimasi densitas ditunjukkan pada Gambar 4.13a dan 4.13b. Untuk memperoleh model dengan tingkat kesalahan yang lebih kecil maka optimasi densitas dimaksimalkan dengan metode inversi Occam. Hasil optimasi *Occam density* ditunjukkan pada Gambar 4.14a dan 4.14b. Optimasi ini memiliki tingkat kesalahan sebesar 0,2%. Hasil kontur pada optimasi *Occam density* menunjukkan kesamaan kontur antara model pengukuran dan perhitungan serta menunjukkan bahwa selisih ketidakcocokan data nilai densitas anomali gravitasi pengukuran dengan nilai densitas anomali perhitungan setiap titik data semakin kecil.

Optimasi ketinggian blok bertujuan untuk mendapatkan ukuran blok-blok minor dengan ketinggian maksimum untuk setiap lapisan. Ketinggian blok menggambarkan kedalaman dan ketebalan setiap lapisan. Hasil optimasi ketinggian blok ditunjukkan pada Gambar 4.15a dan 4.15b dengan tingkat kesalahan sebesar 2%. Hasil ini menunjukkan bahwa selisih ketidaksesuaian data nilai anomali gravitasi pengukuran dengan nilai anomali perhitungan untuk ketinggian blok setiap titik data sangat kecil. Ada sedikit perbedaan pola kontur pada hasil antara model pengukuran dan model perhitungan, pada kontur bagian Utara yang merupakan zona sesar belakang Flores dan di kontur bagian Selatan. Untuk mendapatkan hasil ketinggian blok yang lebih maksimal maka dilakukan optimasi *Occam* untuk ketinggian blok. Hasil optimasi *Occam height* ditunjukkan pada

Gambar 4.16a dan 4.16b. Optimasi ini memiliki *error* sebesar 1%. Hasil kontur pada optimasi *Occam height* menunjukkan kesamaan kontur antara model pengukuran dan perhitungan serta menunjukkan bahwa selisih ketidakcocokan data ketinggian blok anomali gravitasi pengukuran dengan nilai ketinggian blok anomali perhitungan setiap titik data semakin kecil. Optimasi ini merupakan akhir dari keseluruhan proses optimasi pada program guna mendapatkan pola anomali gravitasi yang sama antara model pengukuran dan model perhitungan. Hasil dari optimasi ini yang digunakan untuk melakukan interpretasi karena mencakup keseluruhan proses optimasi. Informasi terkait file output terdapat pada (Lampiran G).

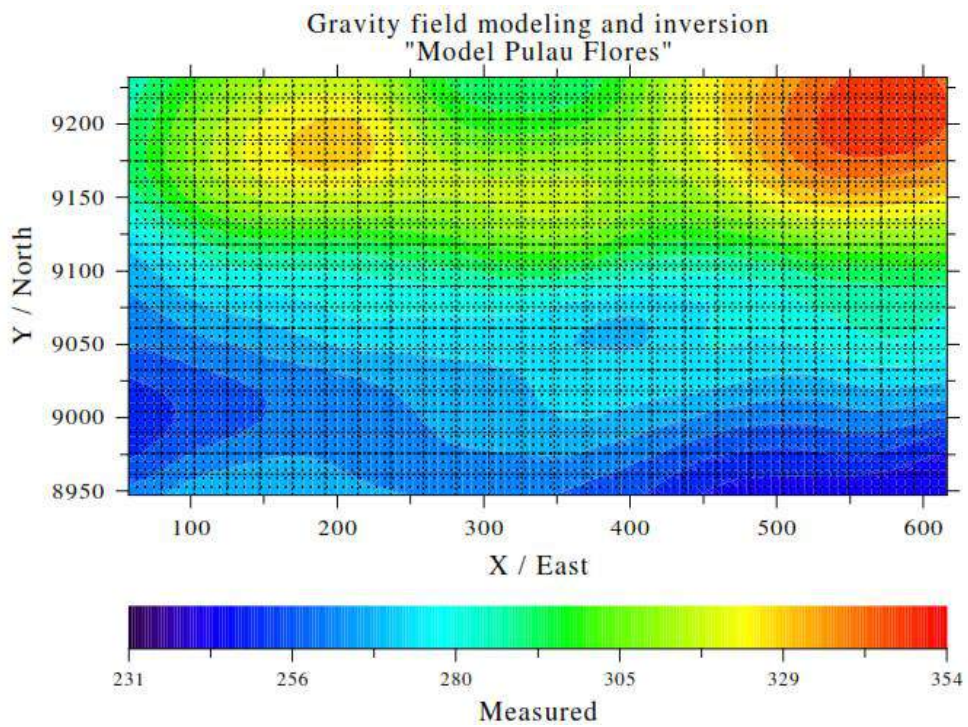


(a) Pengukuran

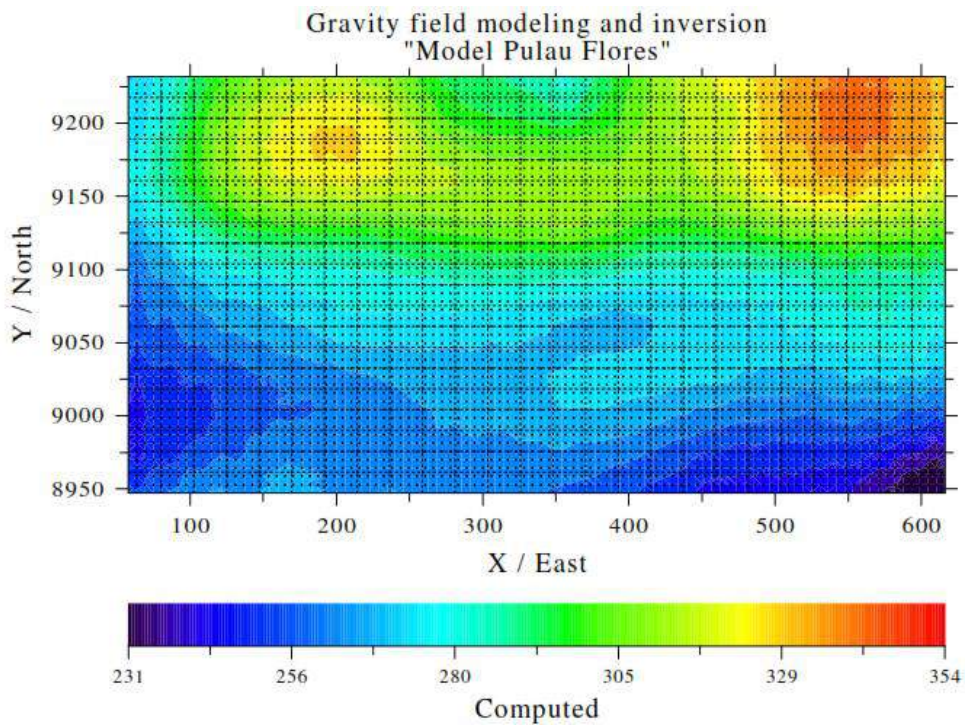


(b) Perhitungan

Gambar 4.12 Hasil Optimasi *Base Data* Anomali Regional

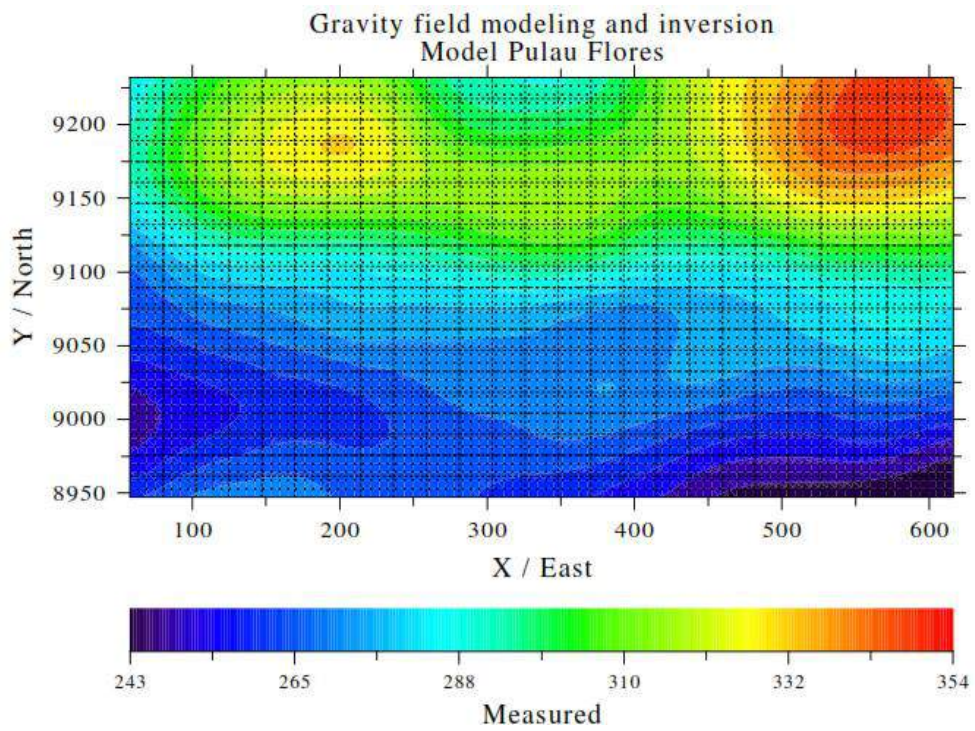


(a) Pengukuran

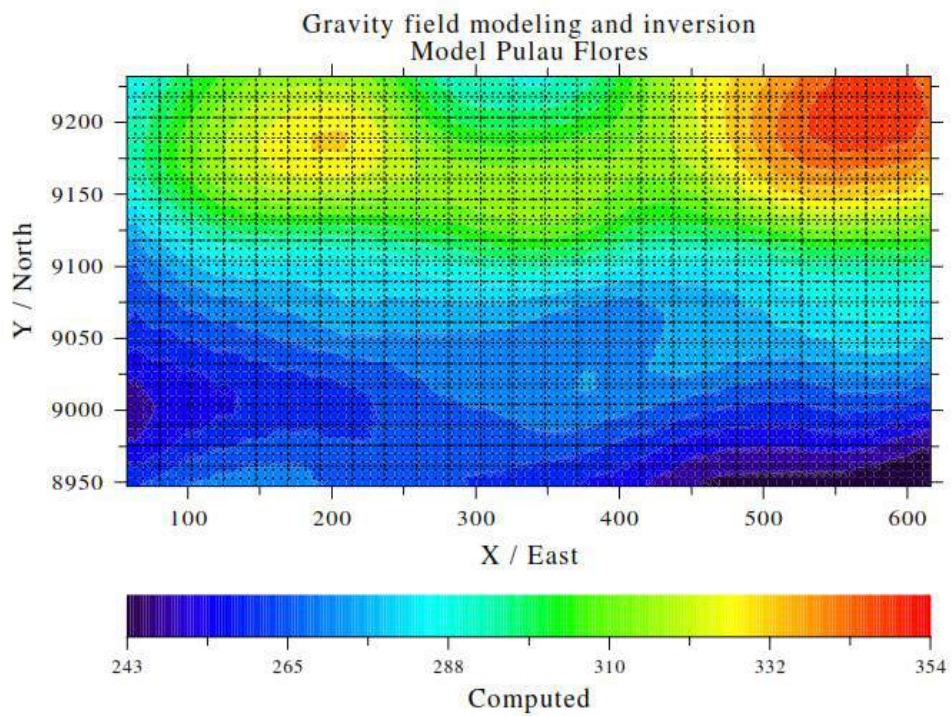


(b) Perhitungan

Gambar 4.13 Hasil Optimasi *Density* Data Anomali Regional

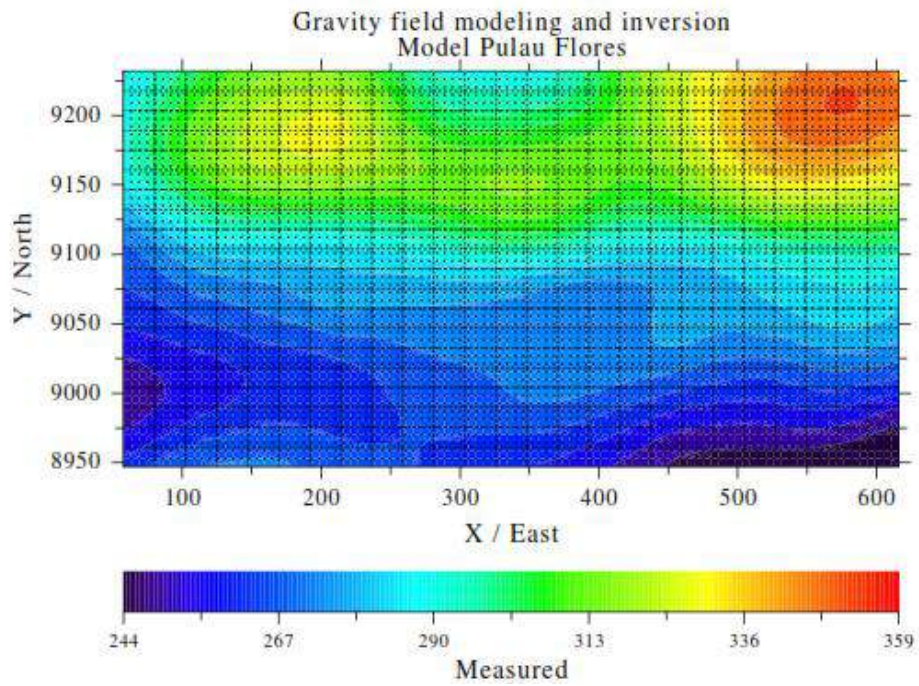


(a) Pengukuran

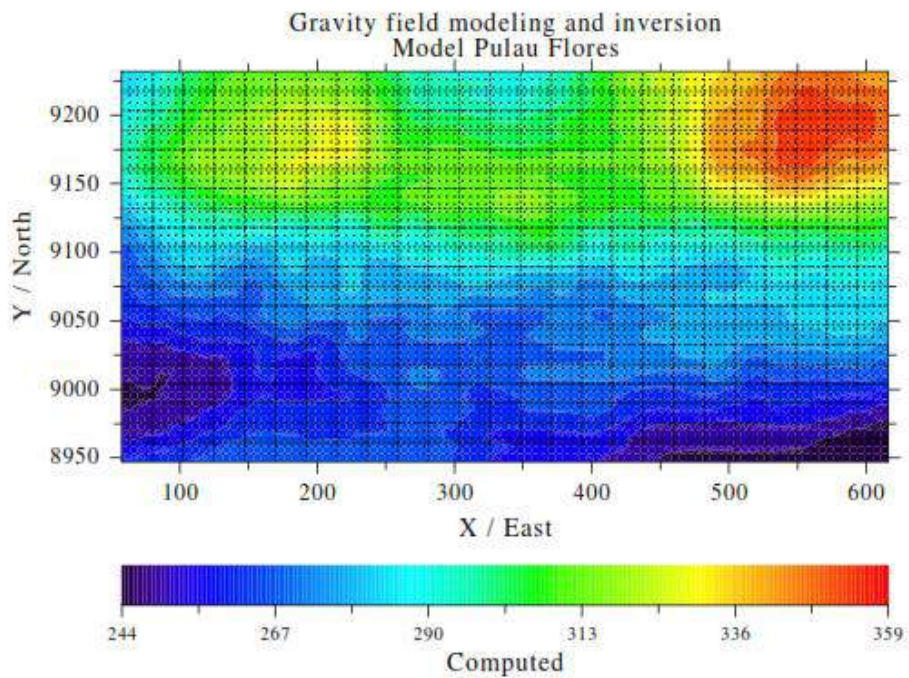


(b) Perhitungan

Gambar 4.14 Hasil Optimasi *Occam Density* Data Anomali Regional

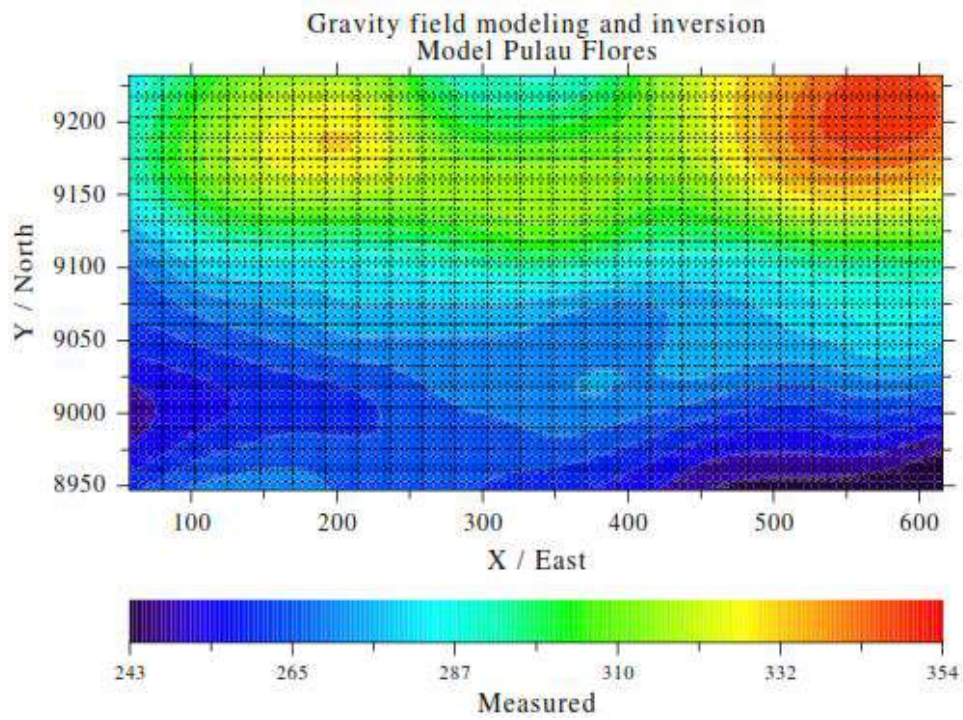


(a) Pengukuran

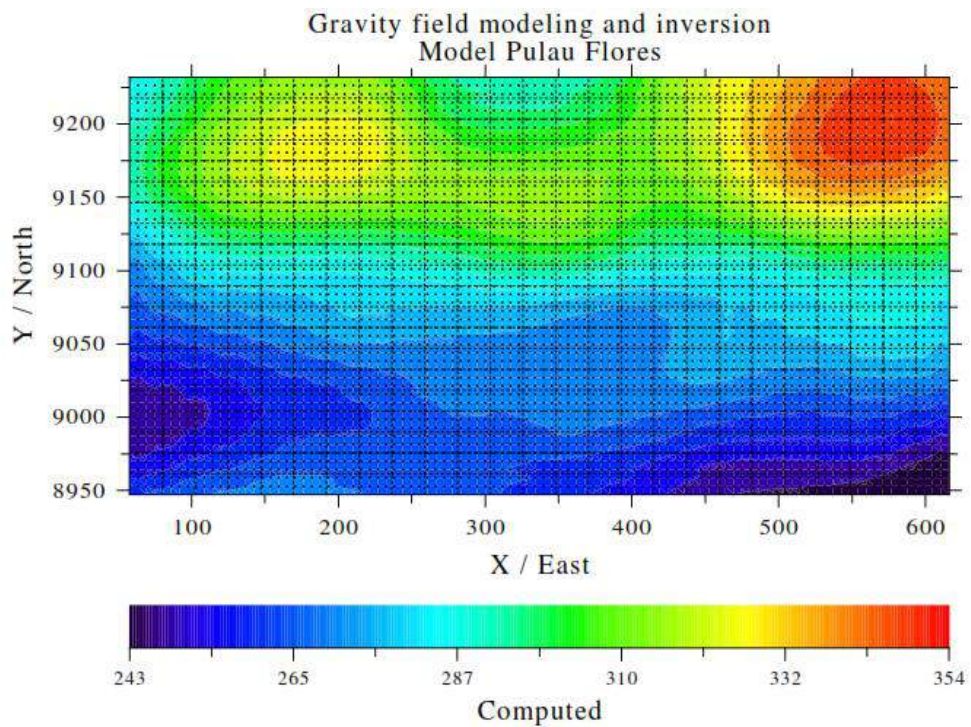


(b) Perhitungan

Gambar 4.15 Hasil Optimasi *Height* Data Anomali Regional

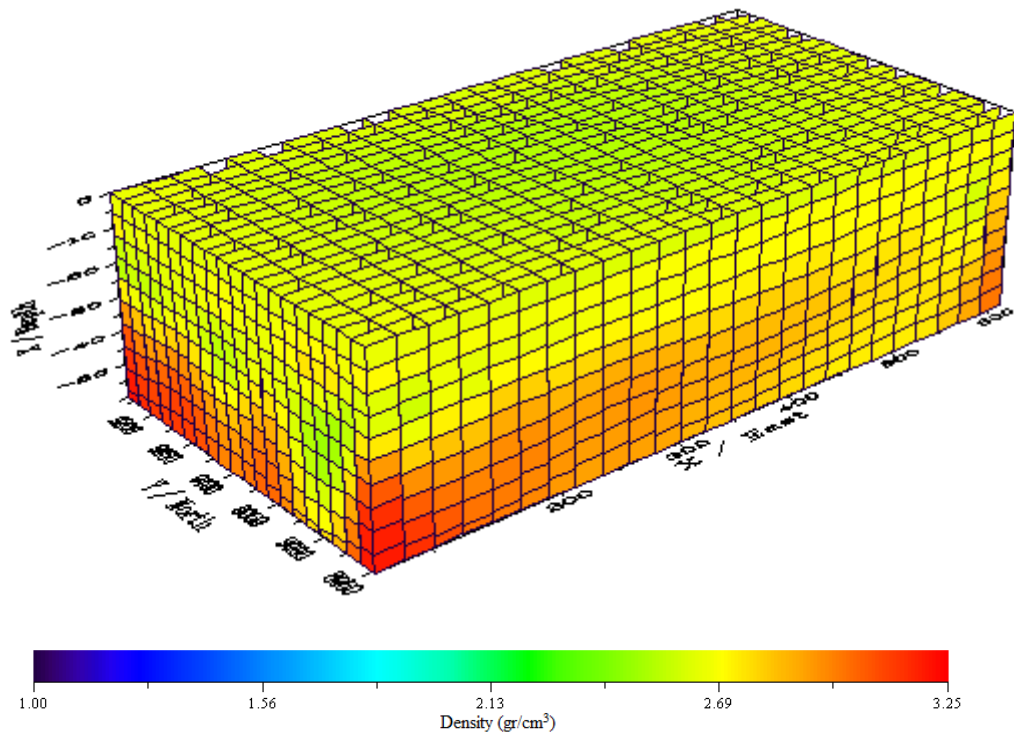


(a) Pengukuran



(b) Perhitungan

Gambar 4.16 Hasil Optimasi *Occam Height* Data Anomali Regional



Gambar 4.17 Model 3D Bawah Permukaan Berdasarkan Pemodelan Anomali Regional

Gambar 4.17 merupakan hasil pemodelan 3D bawah permukaan zona sesar belakang Flores dan busur gunung api pulau Flores berdasarkan anomali regional. Hasil tampilan berupa lapisan tiga dimensi yang tersusun dari lapisan pertama sampai dengan lapisan kesepuluh dengan kedalaman kurang lebih 60 km. Berdasarkan hasil inversi yang telah dilakukan per lapisan, maka diperoleh nilai densitas rata-rata keseluruhan yaitu $2,731 \text{ gr/cm}^3$. Model blok 3D tiap lapisan untuk arah z dapat dilihat pada Gambar 4.18 hingga 4.27.

Tabel 4.1 Nilai Densitas, Kedalaman Blok, dan Densitas Rata-Rata Setiap Lapisan Model 3D Anomali Regional

Lapisan	Kedalaman blok (km)	Range densitas (gr/cm³)	Densitas rata-rata (gr/cm³)
Lapisan 1	0 – 5,54	2,52 – 2,65	2,59
Lapisan 2	5,54 – 11,44	2,55 – 2,72	2,61
Lapisan 3	11,44 – 17,72	2,56 – 2,74	2,64
Lapisan 4	17,72 – 24,11	2,54 – 2,76	2,68
Lapisan 5	24,11 – 30,48	2,51 – 2,82	2,73
Lapisan 6	30,48 – 36,71	2,47 – 2,91	2,77
Lapisan 7	36,71 – 42,79	2,50 – 3,05	2,80
Lapisan 8	42,79 – 48,84	2,59 – 3,14	2,82
Lapisan 9	48,84 – 55,23	2,57 – 3,20	2,83
Lapisan 10	55,23 – 60,0	2,57 – 3,21	2,83

Interpretasi jenis batuan dan struktur bawah permukaan untuk hasil pemodelan anomali regional dilakukan berdasarkan informasi dan data geologi daerah penelitian menurut Suwarna et al., (1989) dan Koesoemadinata et al., (1994) serta data densitas batuan menurut Telford et al., (1990) yang ditunjukkan pada (Lampiran J). Hasil nilai densitas batuan, kedalaman blok, dan densitas rata-rata setiap lapisan untuk model 3D anomali regional dapat dilihat pada Tabel 4.1. Secara keseluruhan untuk lapisan pertama hingga lapisan keempat relatif memiliki variasi nilai densitas yang hampir sama yang berkisar antara 2,52 gr/cm³ hingga 2,76 gr/cm³. Lapisan dengan nilai densitas rendah 2,52 gr/cm³ diinterpretasikan sebagai batuan andesit dan juga batuan granit sebagai hasil intrusi di beberapa tempat. Sedangkan untuk lapisan dengan nilai densitas tinggi 2,76 gr/cm³, diinterpretasikan sebagai batuan beku yang merupakan produk dari busur gunung api berupa granodiorit.

Untuk lapisan kelima densitas rendah 2,51 gr/cm³ pada lapisan ini terletak di bagian Timur dan Barat dari lokasi penelitian dapat diinterpretasi sebagai batuan andesit, sedangkan untuk batuan dengan nilai densitas tinggi pada lapisan ini

sebesar $2,82 \text{ gr/cm}^3$ mendominasi daerah bagian Utara yang merupakan daerah sesar Flores. Batuan ini diinterpretasikan sebagai batuan beku hasil intrusi berupa batuan diorit. Sama halnya pada lapisan keenam nilai densitas rendah hanya berada di beberapa tempat sedangkan daerah dengan nilai densitas tinggi $2,91 \text{ gr/cm}^3$ berada di bagian Utara dari busur gunung api. Pada posisi kedalaman lapisan ini batuan yang mendominasi yaitu batuan lava dan basalt.

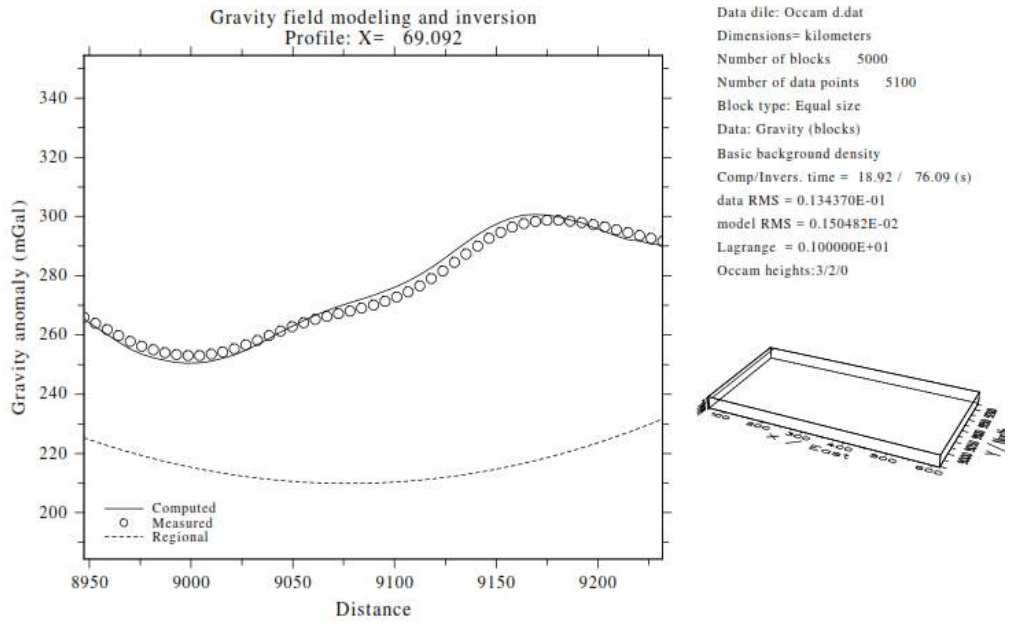
Lapisan ketujuh hingga lapisan kesepuluh relatif memiliki nilai sebaran densitas yang hampir sama di setiap lapisan dan setiap blok. Kisaran densitas secara keseluruhan antara $2,50 \text{ gr/cm}^3$ hingga $3,21 \text{ gr/cm}^3$. Nilai densitas rendah $2,50 \text{ gr/cm}^3$ berada di bagian Utara dan Barat Daya dari lokasi penelitian dapat diinterpretasi sebagai batuan granit. Sedangkan nilai densitas tinggi $3,21 \text{ gr/cm}^3$ diinterpretasikan sebagai lapisan mantel bagian atas yang terlihat pada lapisan ketujuh dengan kedalaman $36,71 \text{ km}$. Densitas rata-rata lapisan, dari lapisan ketujuh hingga kesepuluh memiliki densitas antara $2,80 \text{ gr/cm}^3$ hingga $2,83 \text{ gr/cm}^3$ dapat diinterpretasikan sebagai batuan beku yang terdiri dari lava, basalt dan diorite. Model tiga dimensi yang dibuat secara keseluruhan dari lapisan pertama hingga lapisan kesepuluh memiliki variasi nilai densitas yang berkisar antara $2,50 \text{ gr/cm}^3$ hingga $3,21 \text{ gr/cm}^3$. Skala warna dari tiap-tiap lapisan menunjukkan variasi nilai densitas pada tiap blok minor. Adanya variasi nilai densitas menunjukkan bahwa material penyusun struktur bawah permukaan memiliki densitas yang bervariasi tiap lapisannya. Sedangkan variasi ketinggian dan kedalaman blok menunjukkan bahwa ketebalan material penyusun struktur bawah permukaan memiliki bentuk dan ukuran yang berbeda-beda.

Dari hasil model 3D yang diperoleh, guna untuk interpretasi lanjutan dibuat model profil sayatan arah x dan y yang bertujuan untuk dapat mengetahui patahan atau sesar Flores yang diakibatkan oleh penunjaman lempeng. Model sayatan berjumlah 45 model sayatan, yaitu 20 model sayatan arah x dan 25 model sayatan arah y. Hasil model sayatan dipilih beberapa model sayatan yang dianggap dapat mewakili model yang lain. Hasil model sayatan dapat dilihat pada Gambar 4.28 hingga 4.32. Model sayatan secara keseluruhan dapat dilihat pada (Lampiran F). Model sayatan yang dibuat arah y pada posisi $x = 68,98 \text{ km}$, $x = 202,95 \text{ km}$,

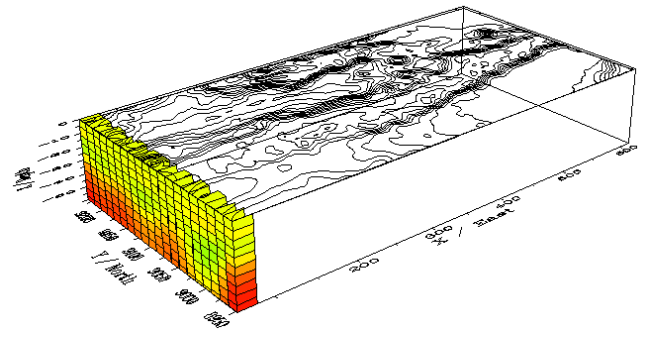
$x = 403,90$ km dan $x = 560,19$ km. Sedangkan model sayatan yang dibuat arah x pada $y = 9.153, 59$ km.

Dalam menentukan posisi dari kontak geologi atau posisi dari patahan, interpretasi didukung oleh peta dari hasil gradien horisontal dan peta gradien *tilt* sebagai salah satu faktor atau acuan dalam menginterpretasi. Selain dari faktor di atas untuk menentukan posisi dari patahan, pada model menunjukkan adanya penurunan ketinggian blok minor yang teratur secara relatif. Dalam penelitian ini, dalam menentukan model sesar hanya terfokus untuk daerah patahan atau sesar belakang Flores. Berdasarkan hasil pada Gambar 4.28 atau pada $x = 68,98$ km, penurunan ketinggian blok terhadap blok disekitarnya terlihat pada lintang UTM 9170 km hingga 9230 km dan keberadaan patahan pada model sayatan ini mencapai kedalaman 30 km tepatnya pada lapisan keenam. Pada model sayatan ini selain patahan, nilai dengan densitas tinggi yang berkisar antara $3,04 \text{ gr/cm}^3$ hingga $3,18 \text{ gr/cm}^3$ menunjukkan keberadaan lapisan mantel bagian atas yang kedalamannya mulai dari lapisan ketujuh atau pada kedalaman 35 km. Lapisan ini merupakan batas antara kerak bumi dengan lapisan mantel bagian atas atau lapisan Moho.

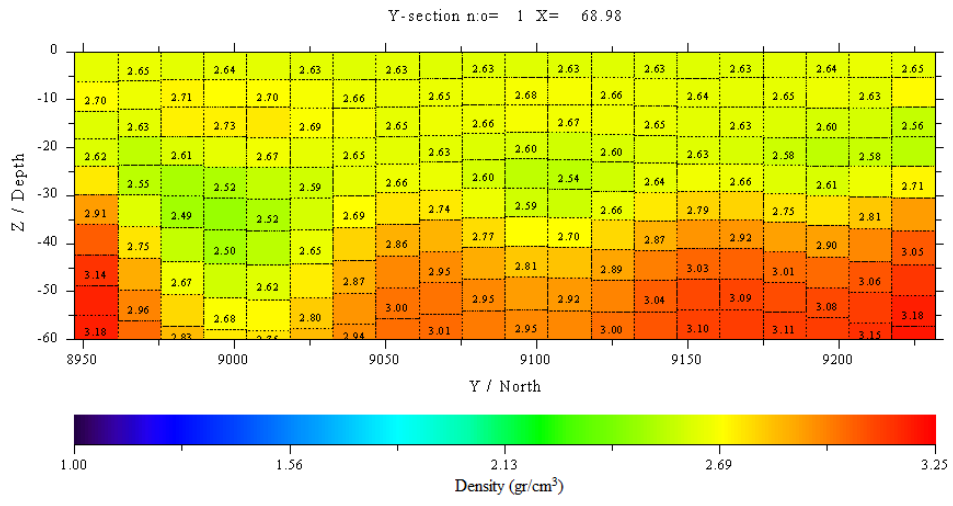
Pada Gambar 4.29, model sayatan pada $x = 202,95$ km juga menunjukkan adanya patahan. Model ini memperlihatkan adanya bentuk patahan yang ditandai dengan penurunan blok minor terhadap blok sekitarnya. Patahan berada pada lintang UTM 9150 sampai 9220 km dan terletak pada kedalaman 30 km. Patahan juga terlihat pada sayatan untuk $x = 403, 90$ km pada Gambar 4.30. Patahan ini mencapai kedalaman hingga 30 km atau pada lapisan keenam dan terletak pada lintang UTM 9100 sampai 9220 km. Model sayatan pada $x = 582,52$ km pada Gambar 4.31, patahan berada pada kedalaman 30 km dan terletak pada lapisan keenam, berada pada posisi lintang UTM 9150 sampai 9220 km. Lapisan mantel atas juga terlihat pada model sayatan ini dengan kisaran densitas antara $3,01 \text{ gr/cm}^3$ hingga $3,09 \text{ gr/cm}^3$ pada kedalaman sekitar 45 km. Pada model sayatan arah x pada $y = 9153,59$ km yang ditunjukkan pada Gambar 4.32, patahan berada pada kedalaman kurang lebih 30 km pada bujur UTM 100 sampai 500 km.



(a)

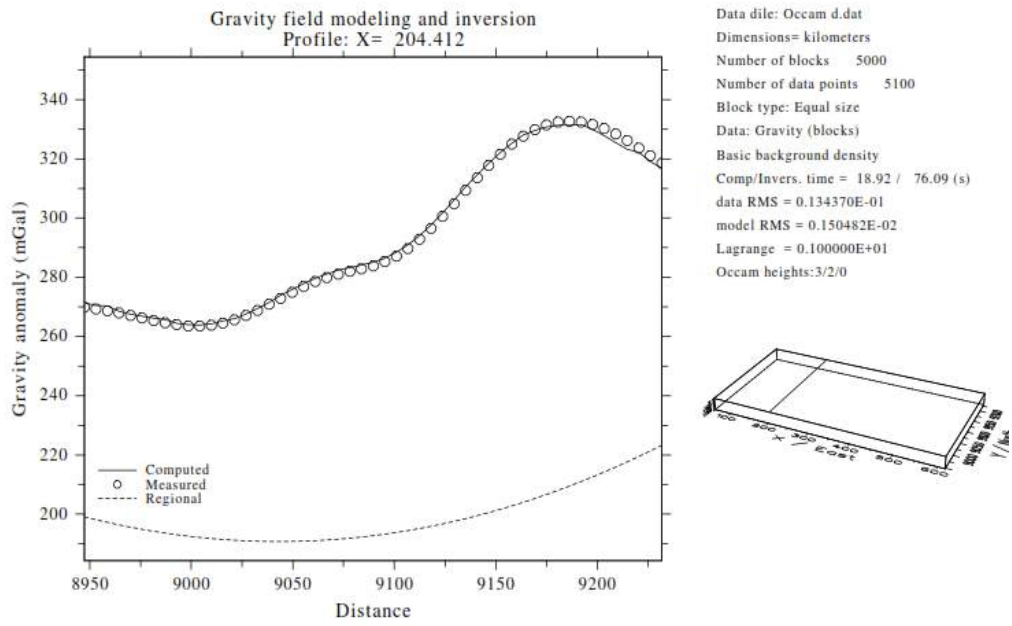


(b)

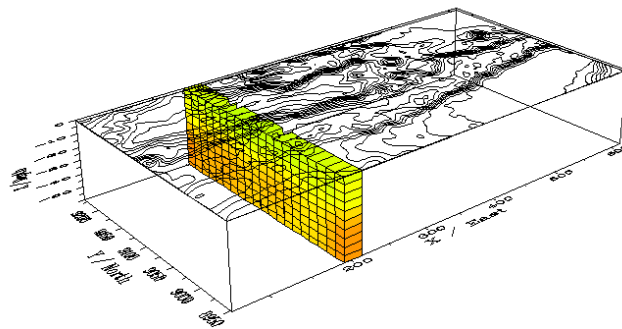


(c)

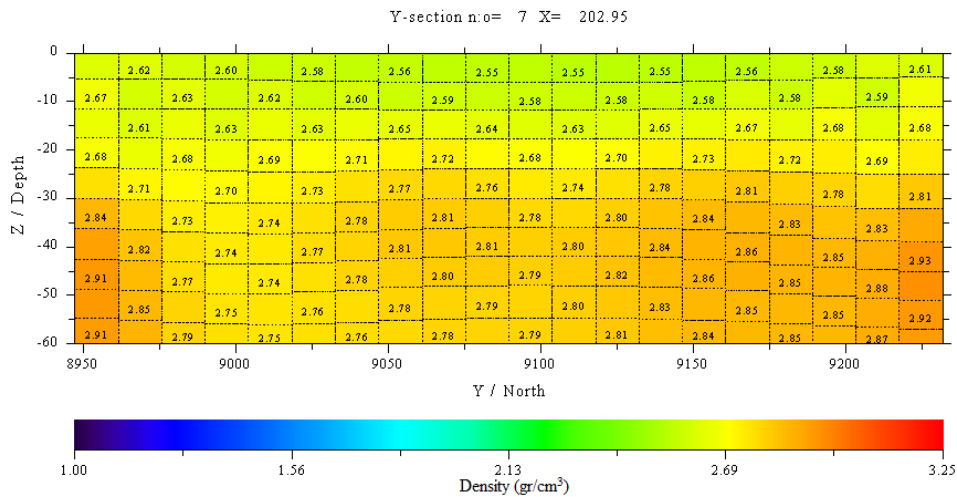
Gambar 4.28 Hasil Pemodelan Anomali Regional (a) Profil Sayatan (b) Model Sayatan Dalam Bentuk 3D (c) Penampang Melintang y untuk x = 68,98 km



(a)

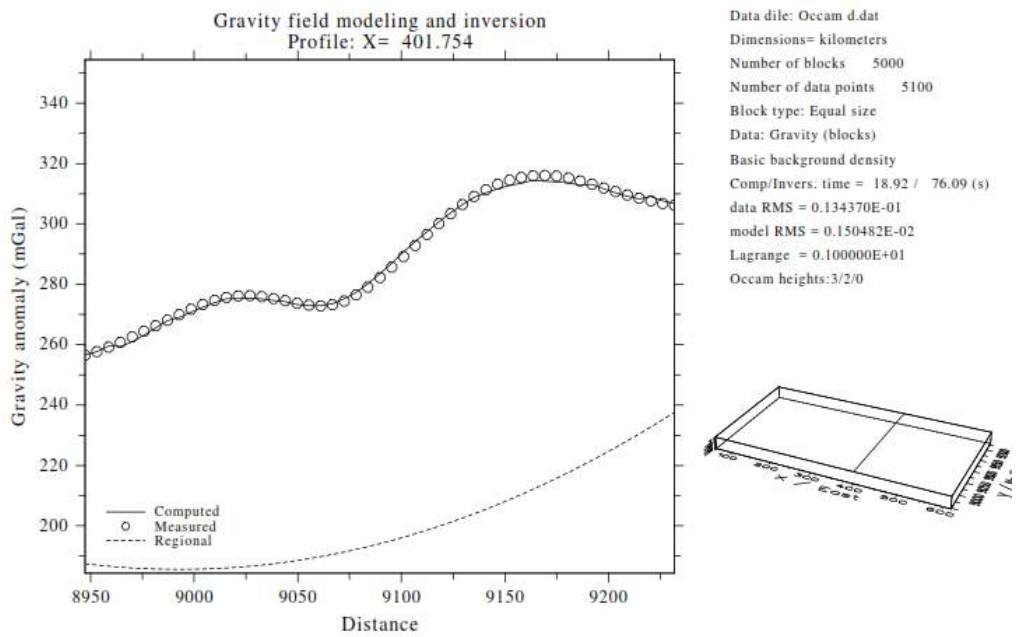


(b)

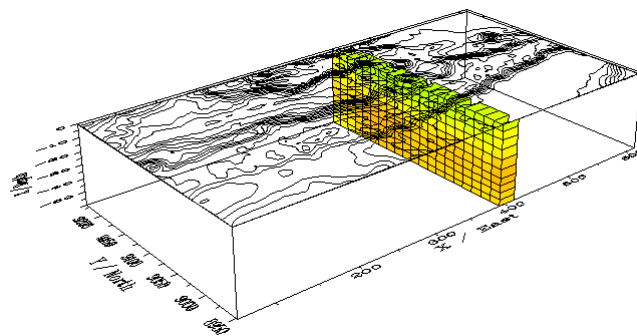


(c)

Gambar 4.29 Hasil Pemodelan Anomali Regional (a) Profil Sayatan (b) Model Sayatan Dalam Bentuk 3D (c) Penampang Melintang y untuk x = 202,95 km

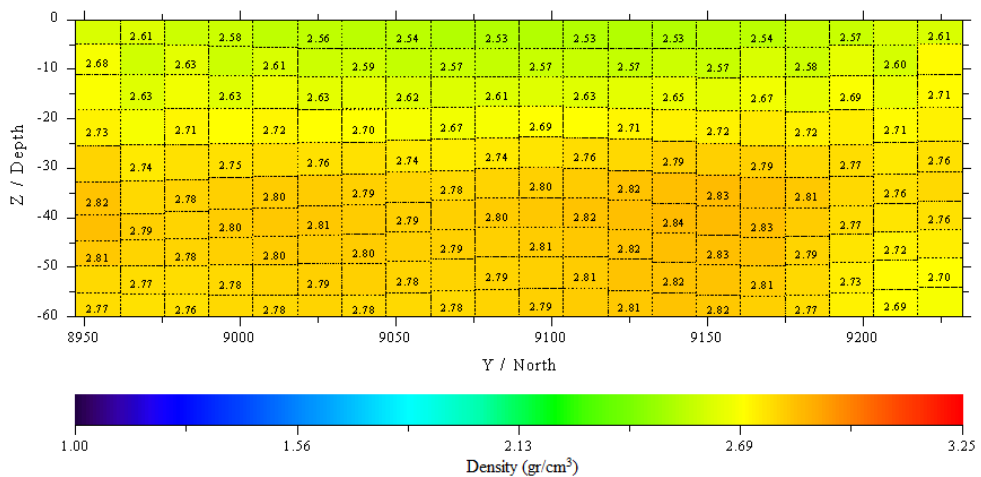


(a)



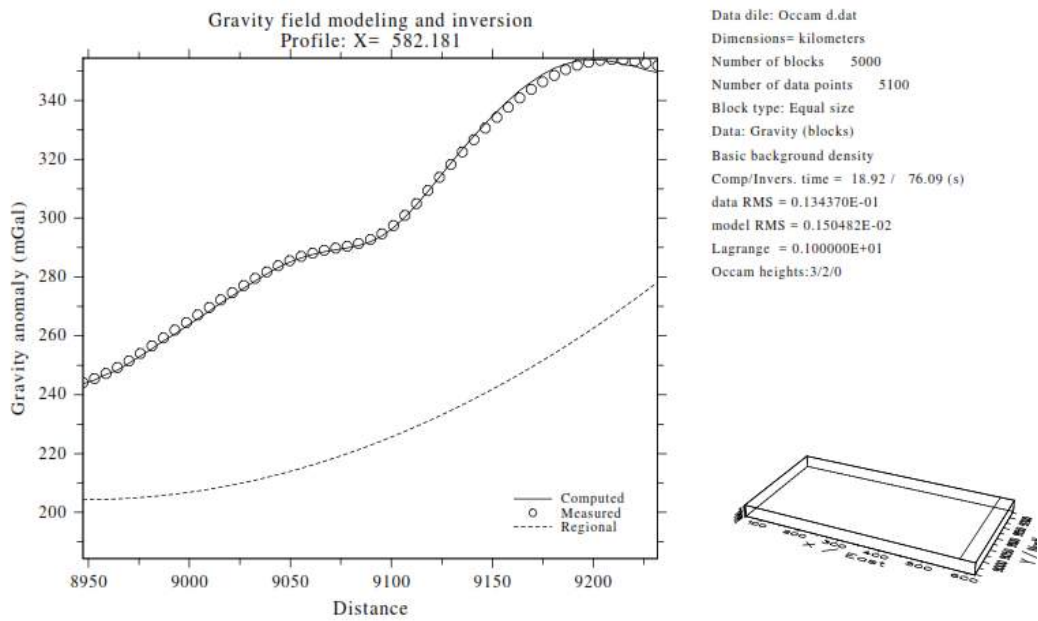
(b)

Y-section n:o= 16 X= 403.90

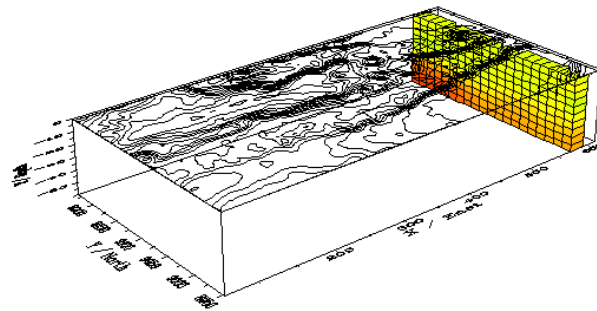


(c)

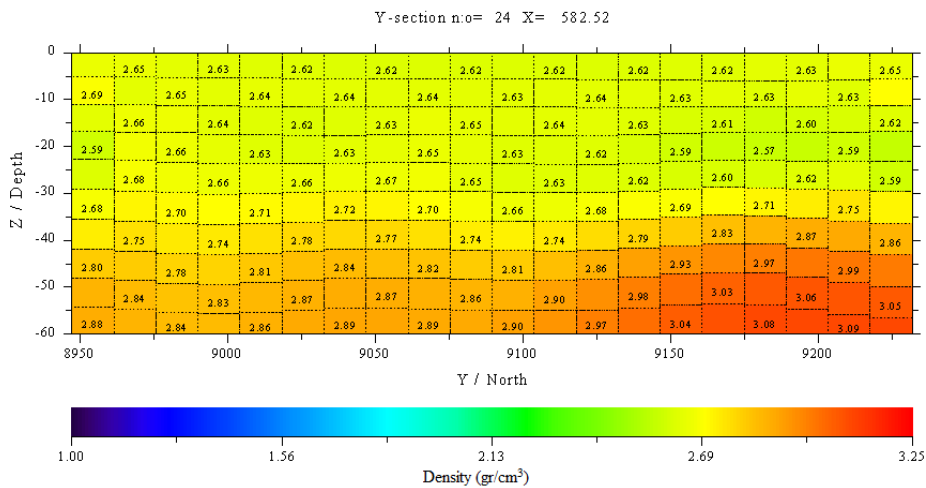
Gambar 4.30 Hasil Pemodelan Anomali Regional (a) Profil Sayatan (b) Model Sayatan Dalam Bentuk 3D (c) Penampang Melintang y untuk x = 403,05 km



(a)

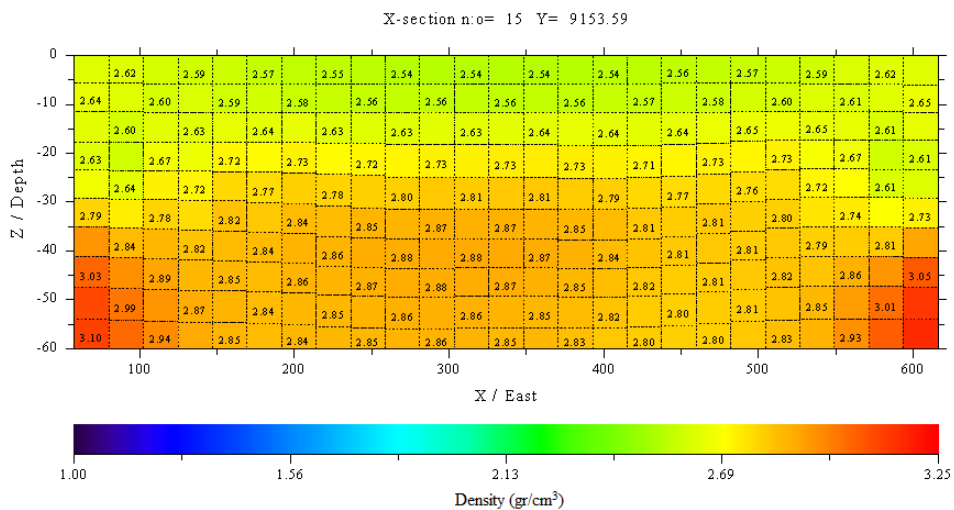
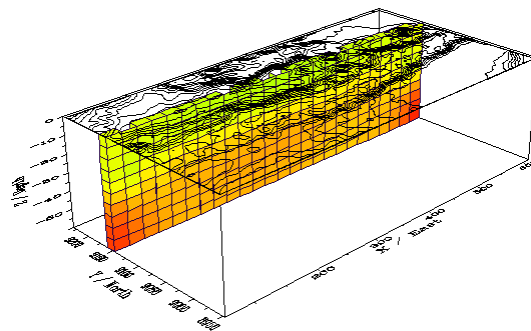
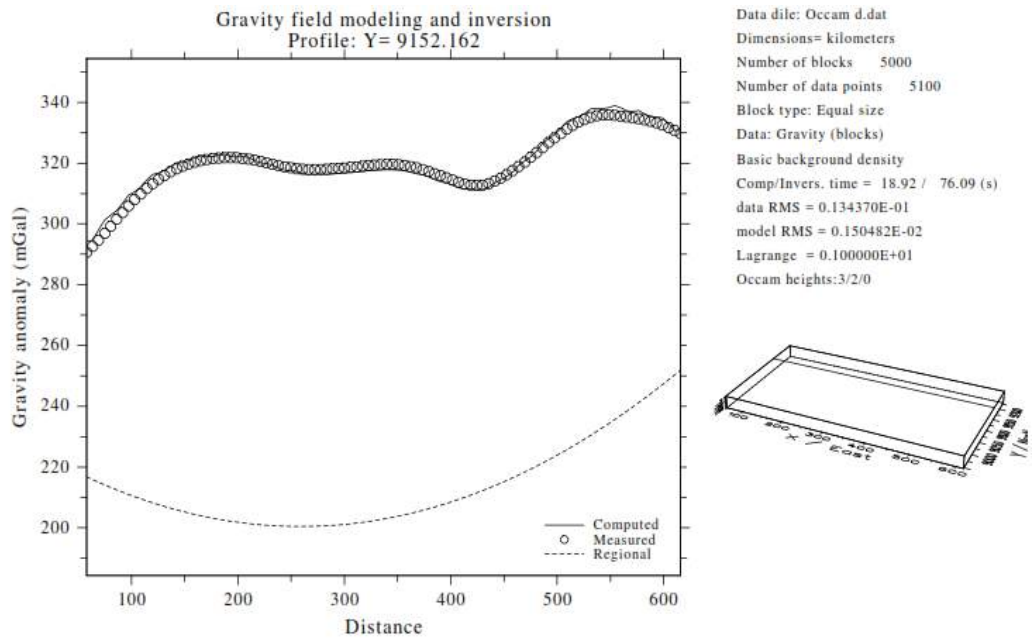


(b)



(c)

Gambar 4.31 Hasil Pemodelan Anomali Regional (a) Profil Sayatan (b) Model Sayatan Dalam Bentuk 3D (c) Penampang Melintang y untuk x = 582,52 km



Gambar 4.32 Hasil Pemodelan Anomali Regional (a) Profil Sayatan (b) Model Sayatan Dalam Bentuk 3D (c) Penampang Melintang x untuk y = 9.152,59 km

4.5.2 Pemodelan Anomali Residual

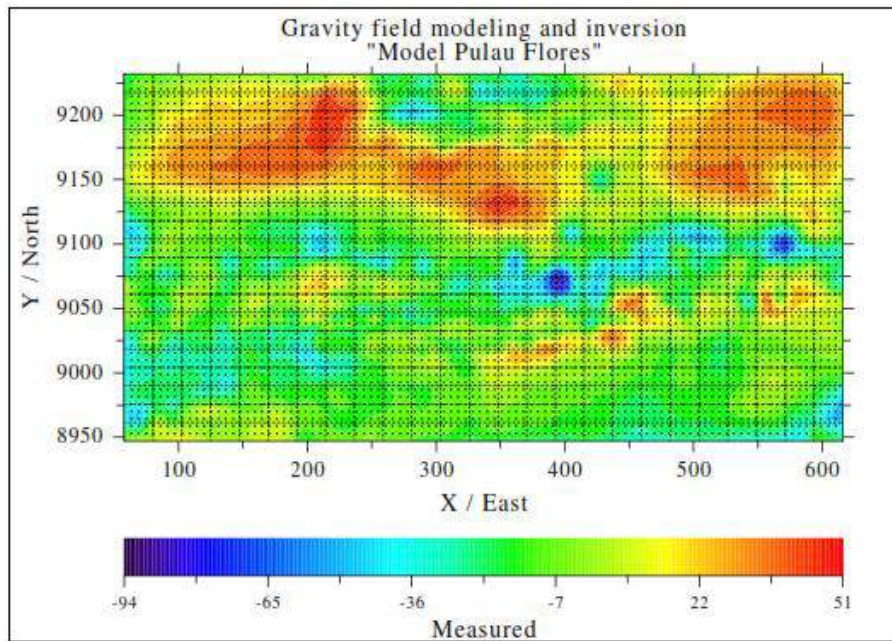
4.5.2.1 Pemodelan ke depan (*forward modelling*)

Hasil tampilan model awal untuk anomali residual dapat dilihat pada Gambar 4.33 dengan parameter densitas yang digunakan untuk lapisan pertama sampai lapisan keempat dibuat sama dengan nilai densitas sebesar $2,67 \text{ gr/cm}^3$ pada zona busur gunung api dan densitas $2,35 \text{ gr/cm}^3$ pada daerah sekitar zona busur gunung api yang mengalami sedimentasi. Lapisan kelima sampai kedelapan diberikan masukan nilai densitas lebih besar dibandingkan lapisan di atasnya sebesar $2,72 \text{ gr/cm}^3$ dengan asumsi bahwa semakin ke dalam maka formasi batuan akan semakin masif, sedangkan nilai densitas sebesar $2,99 \text{ gr/cm}^3$ pada daerah zona gunung api dengan asumsi adanya intrusi magma. Lapisan kesembilan dan kesepuluh diberikan masukan nilai densitas sebesar $2,90 \text{ gr/cm}^3$ sebagai lapisan batuan yang lebih masif. Model awal densitas batuan ini selanjutnya akan dilakukan proses inversi. Densitas yang dipakai dalam pembuatan model awal penelitian ini berdasarkan geologi dan denistas batuan yang mendominasi daerah penelitian.



Gambar 4.33 Tampilan Model Awal Data Anomali Residual Pada Program *Bloxer* Berbasis GUI

Hasil inputan data observasi gravitasi anomali residual melalui menu *read data* dapat dilihat pada Gambar 4.34. Peta kontur ini merupakan data anomali gravitasi residual observasi yang digunakan untuk pencocokkan dengan data hasil perhitungan dari inversi.

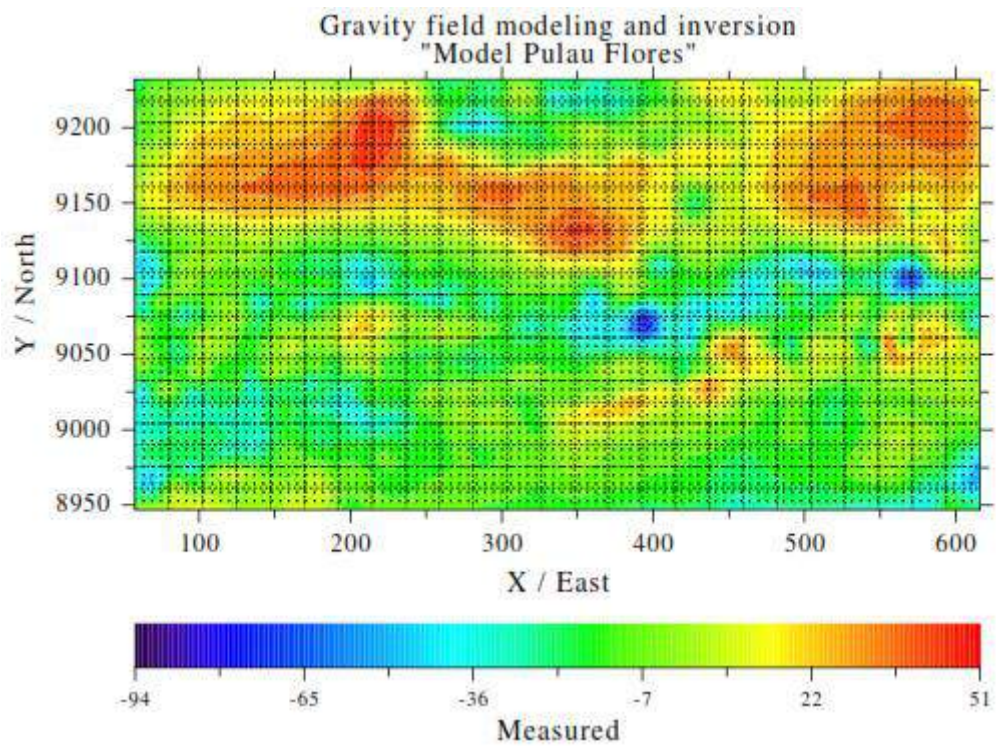


Gambar 4.34 Peta Kontur Hasil *Read Data* Anomali Residual Sebelum Inversi

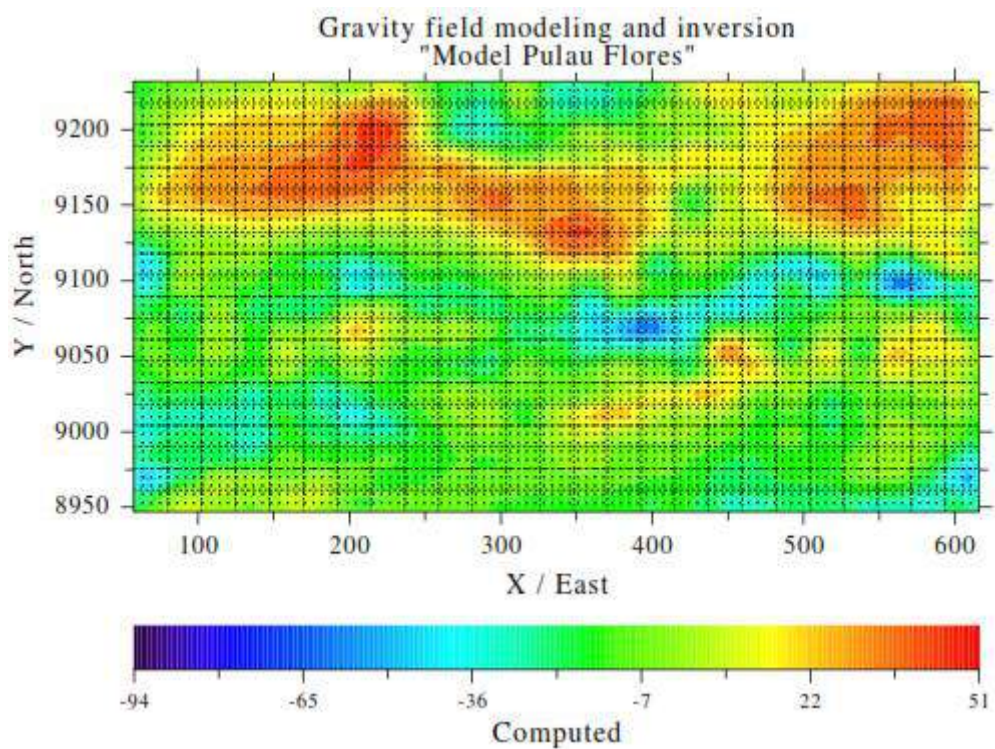
4.5.2.2 Pemodelan Inversi (Inverse Modeling)

Hasil optimasi *base* ditunjukkan pada gambar 4.35a dan 4.35b dengan nilai *error* sebesar 3%. *Error* sebesar 3% menunjukkan bahwa kecocokkan antara data pengukuran dan data perhitungan anomali gravitasi setiap titik data memiliki akurasi yang baik, karena mempunyai *error* data yang sangat kecil untuk nilai parameter dasar anomali gravitasi. Hasil optimasi densitas memiliki tingkat kesalahan sebesar 8%. Nilai kesalahan sebesar 8% menunjukkan bahwa selisih ketidakcocokkan data nilai densitas anomali pengukuran dengan nilai densitas anomali perhitungan setiap titik data memiliki akurasi yang cukup baik. Hasil optimasi densitas ditunjukkan pada Gambar 4.36a dan 4.36b. Untuk memperoleh model dengan tingkat kesalahan lebih kecil, maka optimasi densitas dimaksimalkan dengan metode inversi Occam. Hasil optimasi *Occam density* ditunjukkan pada Gambar 4.37a dan 4.37b. Optimasi ini memiliki tingkat kesalahan sebesar 3%. Hasil kontur pada optimasi *Occam density* menunjukkan selisih ketidakcocokkan data nilai densitas anomali gravitasi pengukuran dengan nilai densitas anomali perhitungan setiap titik data semakin kecil.

Hasil optimasi ketinggian blok ditunjukkan pada Gambar 4.38a dan 4.38b dengan tingkat kesalahan sebesar 5%. Hasil ini menunjukkan bahwa selisih ketidaksesuaian data nilai anomali gravitasi pengukuran dengan nilai anomali perhitungan untuk ketinggian blok setiap titik data sangat kecil. Untuk mendapatkan hasil ketinggian blok yang lebih maksimal maka dilakukan optimasi *Occam* untuk ketinggian blok. Hasil optimasi *Occam height* ditunjukkan pada Gambar 4.39a dan 4.39b. Optimasi ini memiliki *error* sebesar 3%. Hasil kontur pada optimasi *Occam height* menunjukkan kesamaan kontur antara model pengukuran dan perhitungan serta menunjukkan bahwa selisih ketidakcocokkan data ketinggian blok anomali gravitasi pengukuran dengan nilai ketinggian blok anomali perhitungan setiap titik data semakin kecil. Optimasi ini merupakan akhir dari keseluruhan proses optimasi pada program guna mendapatkan pola anomali gravitasi yang sama antara model pengukuran dan model perhitungan. Informasi terkait file output terdapat pada (Lampiran H).

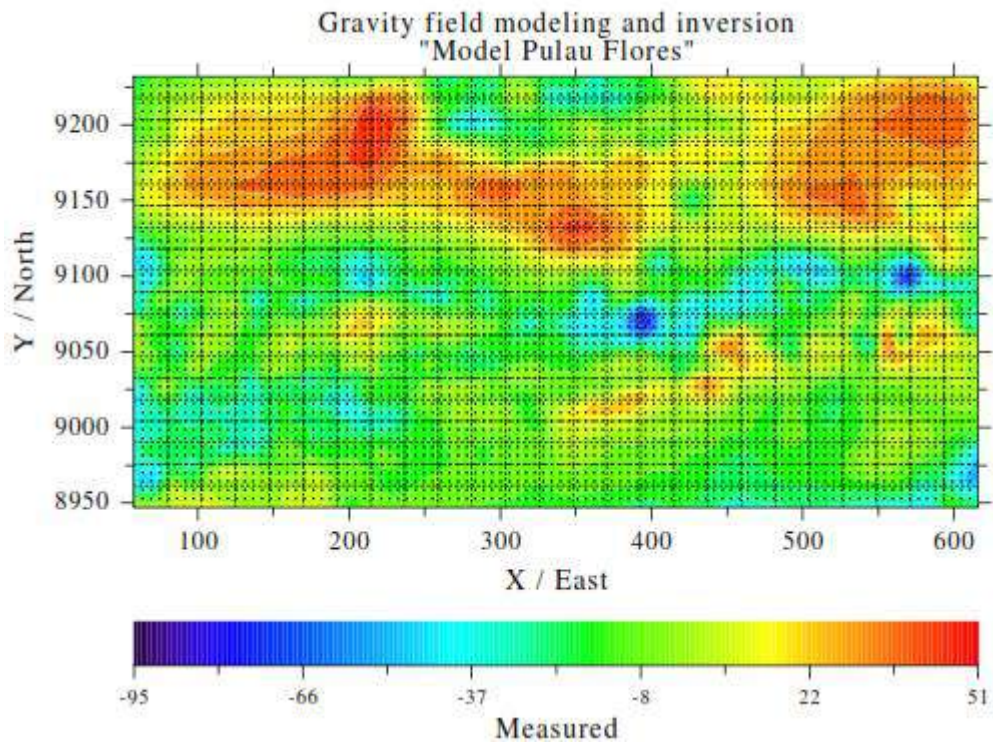


(a) Pengukuran

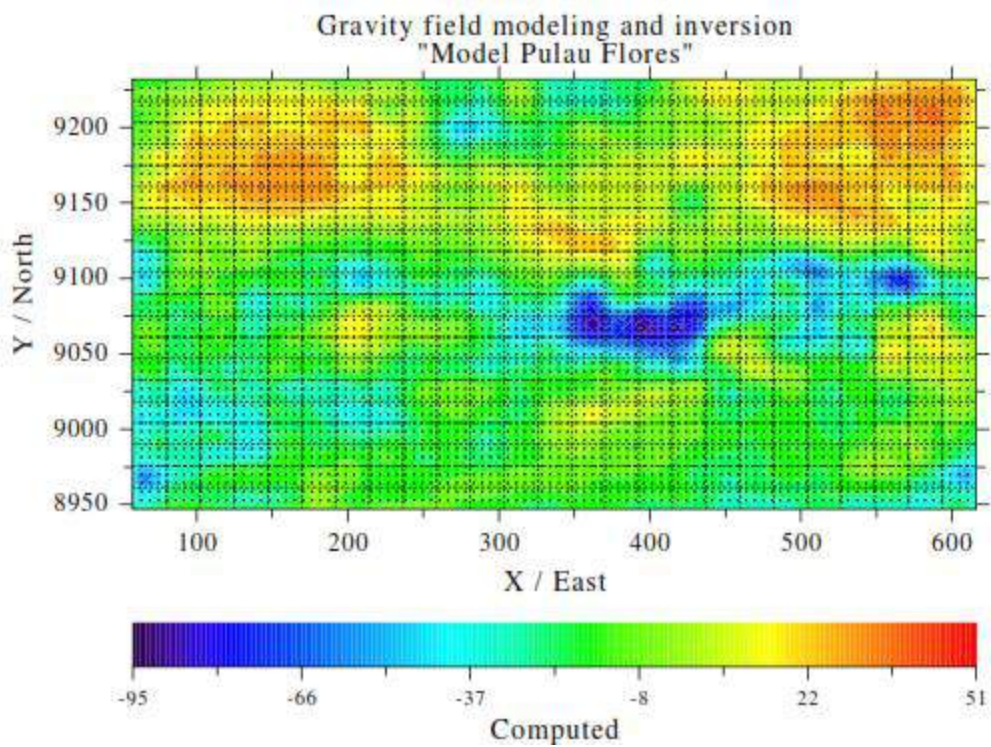


(b) Perhitungan

Gambar 4.35 Hasil Optimasi *Base Data* Anomali Residual

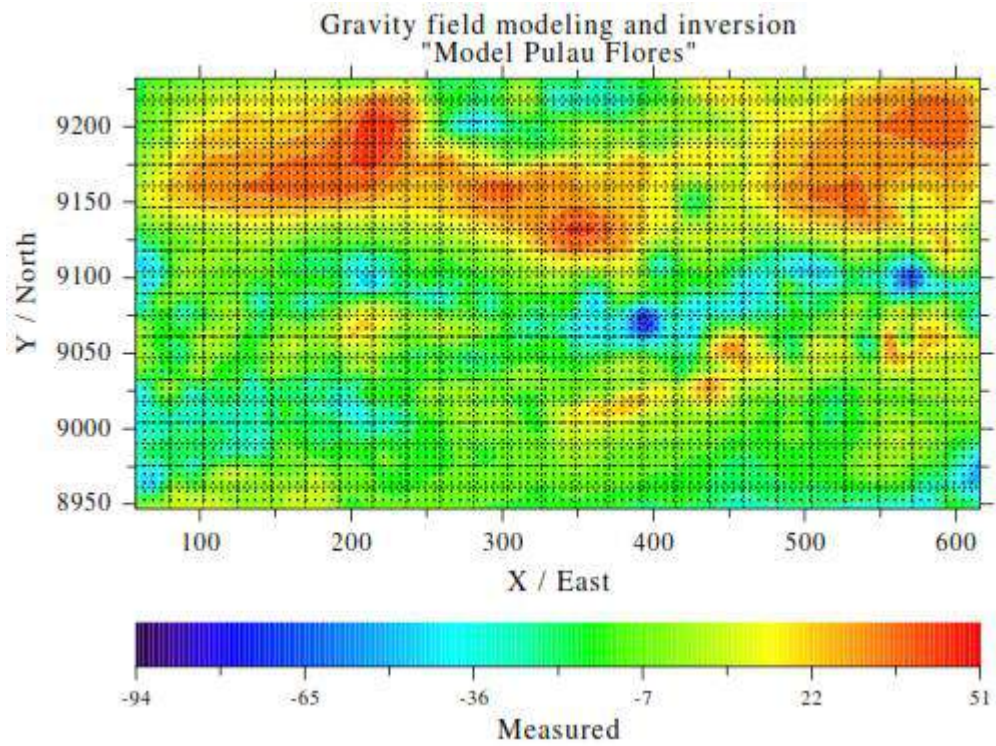


(a) Pengukuran

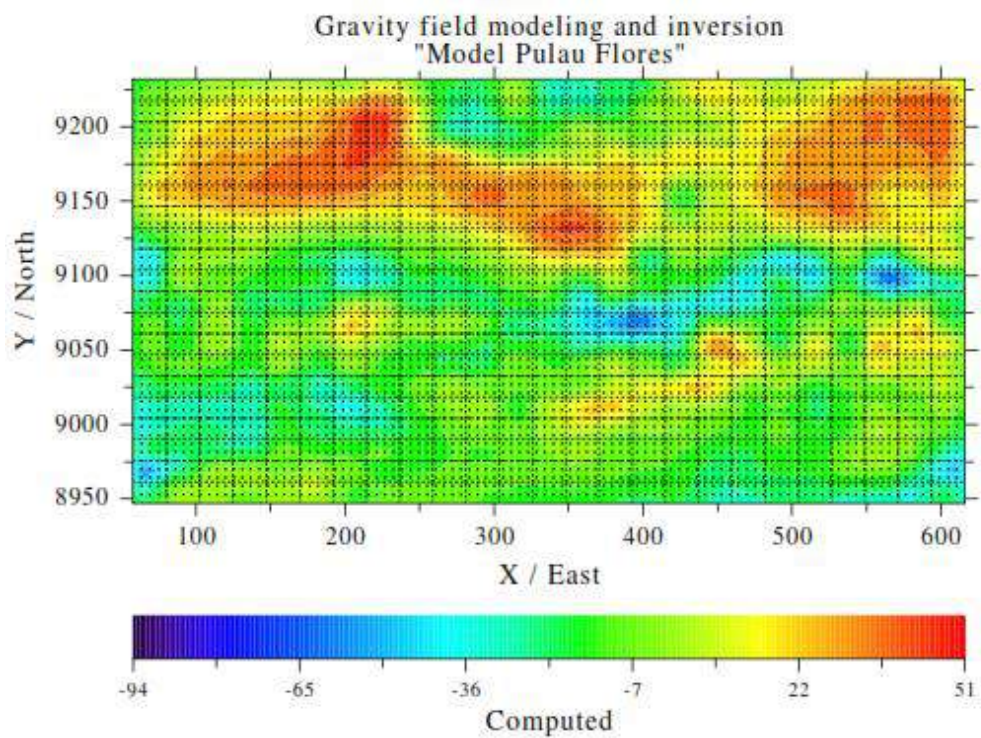


(b) Perhitungan

Gambar 4.36 Hasil Optimasi *Density* Data Anomali Residual

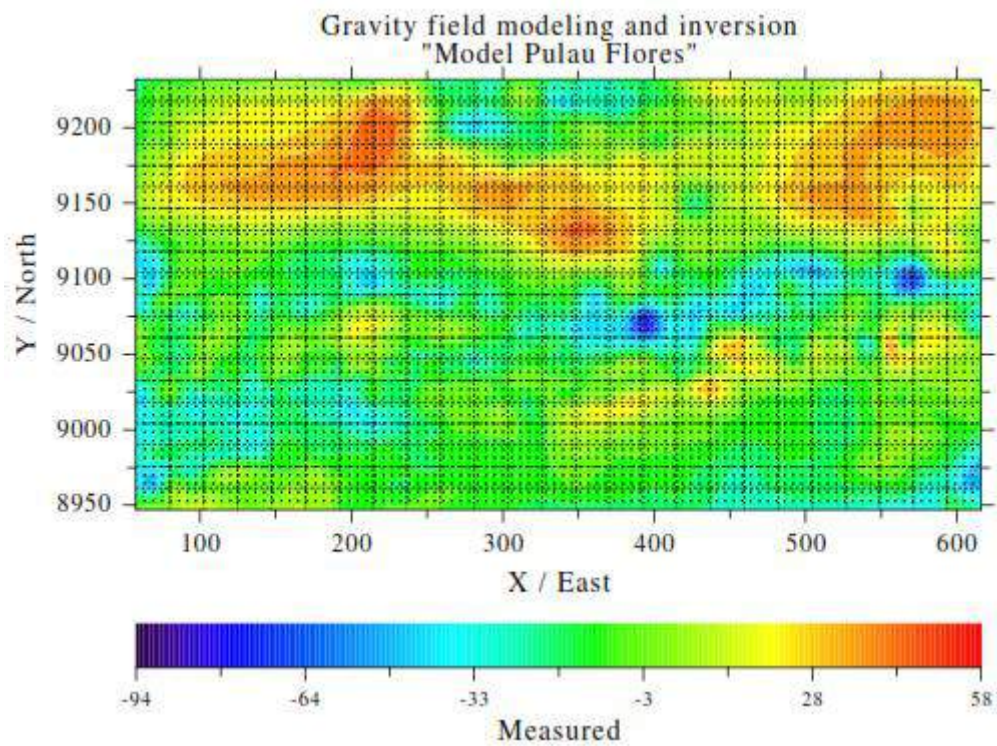


(a) Pengukuran

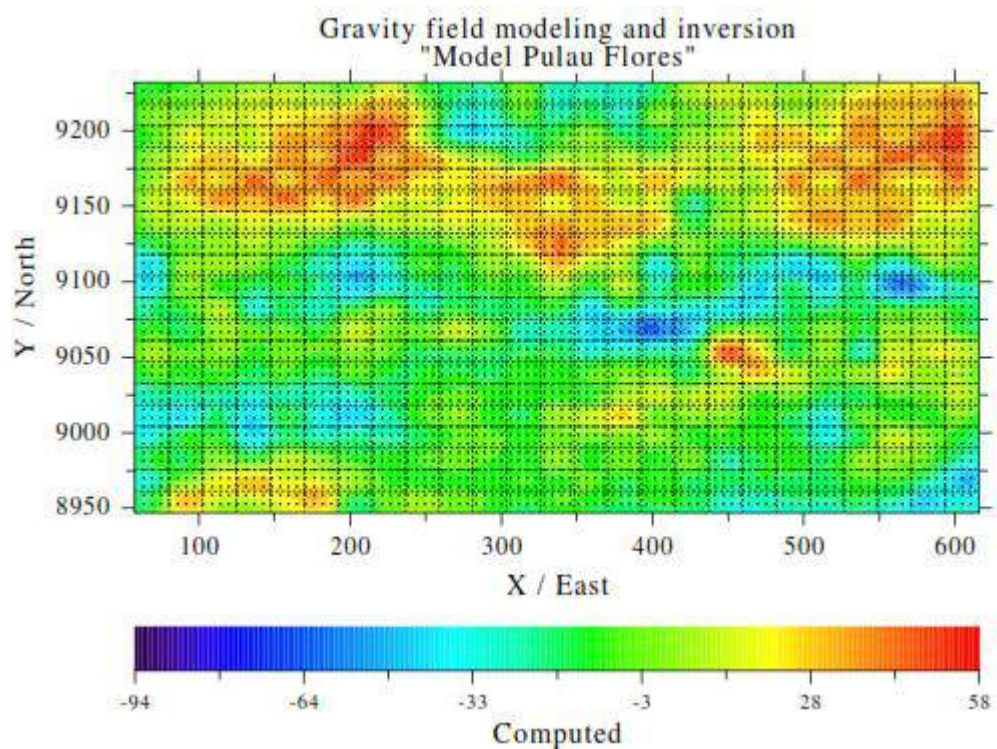


(b) Perhitungan

Gambar 4.37 Hasil Optimasi *Occam Density* Data Anomali Residual

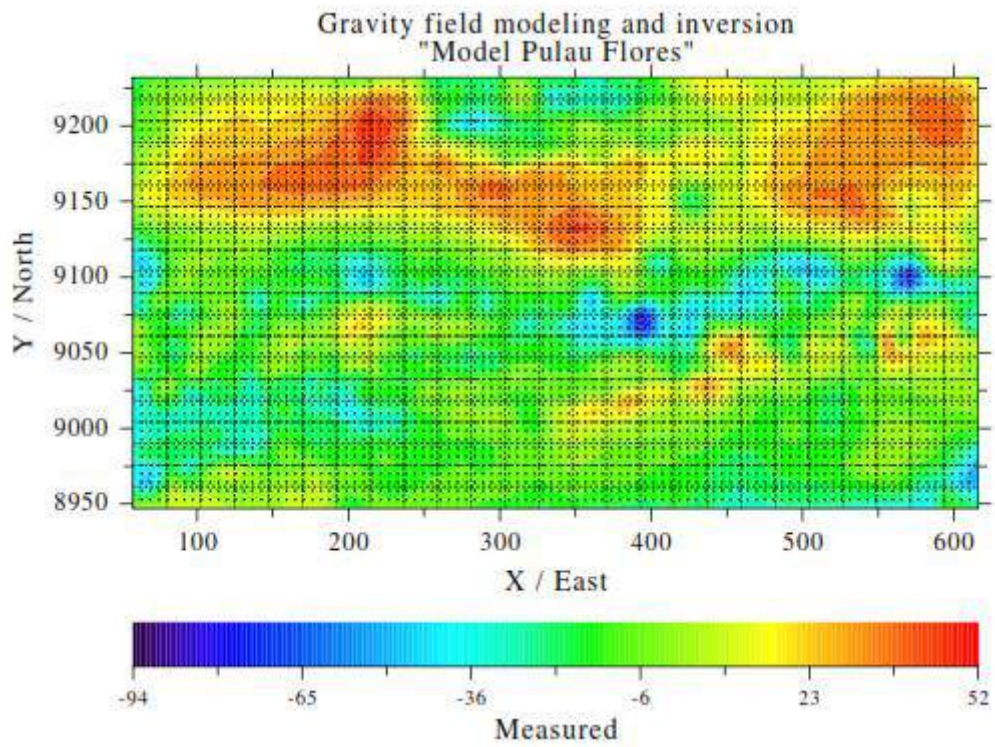


(a) Pengukuran

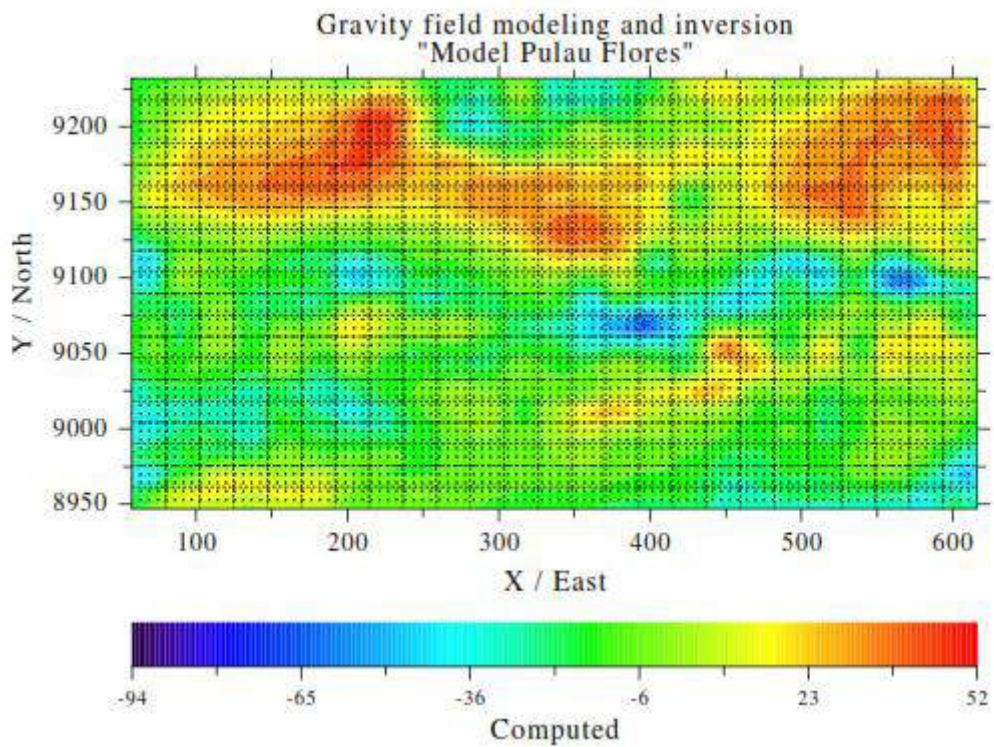


(b) Perhitungan

Gambar 4.38 Hasil Optimasi *Height* Data Anomali Residual



(a) Pengukuran



(b) Perhitungan

Gambar 4.39 Hasil Optimasi *Occam Height* Data Anomali Residual

Hasil yang diperoleh kemudian dibuat profil sayatan melintang ke arah sumbu x dan y yang akan dipakai untuk interpretasi bawah permukaan. Interpretasi jenis batuan dan struktur bawah permukaan untuk hasil pemodelan anomali residual berdasarkan informasi dan data geologi daerah penelitian menurut Suwarna et al., (1989) dan Koesoemadinata et al., (1994) serta data densitas batuan menurut Telford et al., (1990) yang ditunjukkan pada (Lampiran J). Beberapa profil sayatan dibuat untuk mewakili interpretasi bawah permukaan yang memotong daerah gunung api aktif yang berada di pulau Flores hingga zona sesar belakang busur atau daerah cekungan Flores. Profil sayatan secara keseluruhan dapat dilihat pada (Lampiran I).

Profil sayatan dibuat arah y pada posisi $x = 314,58$ km yang memotong daerah gunung Ambulombo, pada posisi $x = 381,57$ km yang memotong daerah gunung Inelike, pada $x = 448,55$ km yang memotong daerah gunung Egon dan pada $x = 470,88$ km yang memotong daerah gunung Lewotobi. Hasil pemodelan anomali residual untuk profil sayatan menunjukkan besarnya anomali gravitasi ke arah sumbu y dapat dilihat pada Gambar 4.40a sampai 4.44a. Model bawah permukaan secara tiga dimensi dapat dilihat pada Gambar 4.40b sampai 4.44b dan penampang melintang kontur dapat dilihat pada Gambar 4.40c sampai 4.44c.

Berdasarkan hasil penampang melintang dari keempat profil sayatan, nilai densitas batuan untuk profil sayatan pertama pada Gambar 4.40 yang memotong daerah gunung Ambulombo berkisar antara $2,37 \text{ gr/cm}^3$ hingga $3,05 \text{ gr/cm}^3$. Untuk Profil sayatan yang kedua yang ditunjukkan pada Gambar 4.41 yang memotong daerah gunung Inelike memiliki nilai densitas yang berkisar antara $2,20 \text{ gr/cm}^3$ sampai $3,20 \text{ gr/cm}^3$. Pada profil sayatan yang ketiga pada Gambar 4.42 memotong daerah gunung Egon memiliki nilai densitas berkisar antara $2,30 \text{ gr/cm}^3$ sampai $3,24 \text{ gr/cm}^3$. Profil sayatan yang memotong daerah gunung Lewotobi yang terlihat pada Gambar 4.43 memiliki nilai densitas yang berkisar dari $2,36 \text{ gr/cm}^3$ sampai $3,11 \text{ gr/cm}^3$. Dari hasil penampang melintang keempat profil sayatan ini terlihat adanya massa dengan densitas tinggi yang berada tepat di bawah daerah gunung. Profil penampang melintang yang pertama dengan posisi lintang UTM 9.015 km hingga 9.040 km, pada kedalaman mulai 6 km memiliki nilai densitas batuan

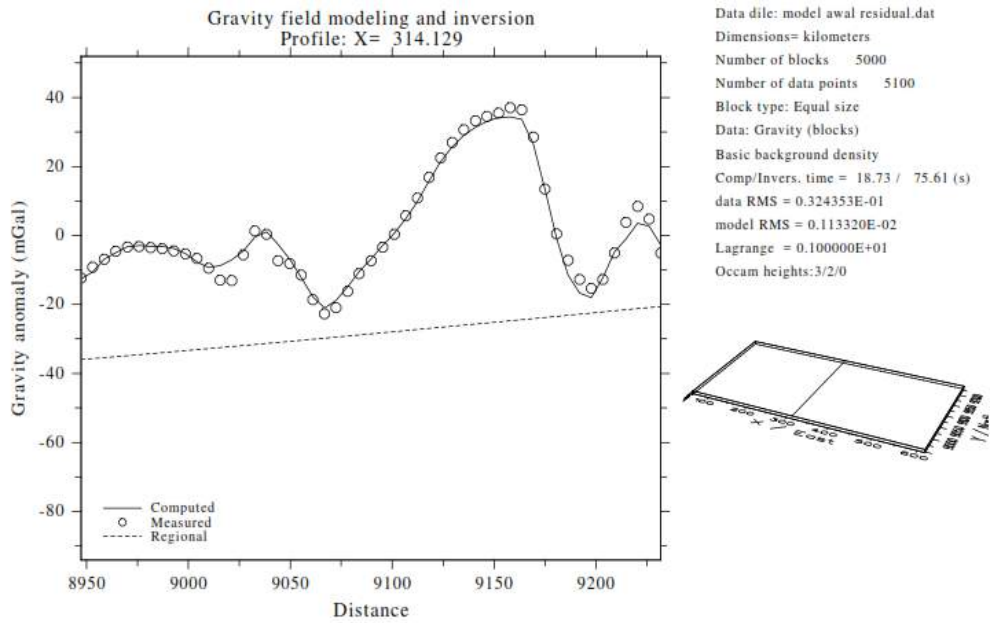
berkisar antara $2,67 \text{ gr/cm}^3$ hingga $3,05 \text{ gr/cm}^3$ yang berada tepat di bawah daerah gunung Ambulombo diinterpretasi sebagai batuan lava dan batuan basalt. Massa tersebut diduga sebagai dapur magma dari gunung Ambulombo. Sedangkan untuk kedalaman 0 km hingga 5 km didominasi dengan nilai densitas batuan yang berkisar antara $2,42 \text{ gr/cm}^3$ hingga $2,62 \text{ gr/cm}^3$. Sesuai informasi geologi menurut Koesoemadinata et al., (1994) gunung Ambulombo masuk dalam kategori gunung api muda dan dapat diinterpretasi bahwa lapisan ini didominasi oleh batuan pasir, breksi dan batuan andesit.

Selain gunung Ambulombo, struktur bawah permukaan yang ingin diinterpretasi berdasarkan penampang melintang yaitu gunung Inelike, gunung Egon dan gunung Lewotobi yang juga termasuk dalam kategori gunung api muda. Produk batuan yang dihasilkan berupa batuan lava, breksi, tufa pasir dan andesit-basaltik. Untuk profil penampang melintang kedua dan ketiga yang berada tepat di daerah gunung Inelike dan gunung Egon dengan posisi lintang UTM untuk gunung Inelike pada lintang 9.010 km hingga 9.040 km sedangkan gunung Egon pada lintang 9.020 km hingga 9.060 km. Gunung Inelike pada kedalaman mulai 6 km memiliki nilai densitas batuan yang berkisar antara $2,77 \text{ gr/cm}^3$ hingga $3,20 \text{ gr/cm}^3$ yang diinterpretasikan sebagai batuan basaltik. Sedangkan pada kedalaman yang sama pada daerah gunung Egon memiliki nilai densitas batuan yang berkisar antara $2,77 \text{ gr/cm}^3$ hingga $3,24 \text{ gr/cm}^3$ dengan batuan yang mendominasi daerah pada kedalaman ini yaitu batuan lava dan basaltik. Pada kedalaman 0 km hingga 5 km daerah gunung Inelike dan Egon masing-masing memiliki nilai densitas berkisar antara $2,39 \text{ gr/cm}^3$ hingga $2,78 \text{ gr/cm}^3$ untuk daerah gunung Inelike dapat diinterpretasikan bahwa pada daerah ini didominasi batu pasir dan batuan andesit. Sedangkan daerah gunung Egon memiliki nilai densitas antara $2,30 \text{ gr/cm}^3$ sampai $2,71 \text{ gr/cm}^3$ dapat diinterpretasikan daerah ini didominasi oleh batu pasir dan batuan andesit.

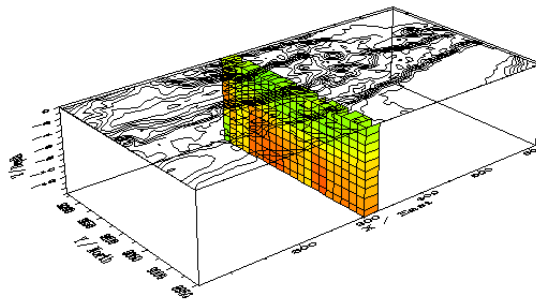
Massa dengan nilai densitas batuan yang tinggi untuk gunung Inelike maupun gunung Egon di kedalaman kira-kira 6 km diduga sebagai dapur magma yang menyuplai magma di gunung Inelike dan Gunung Egon. Pada profil penampang keempat yaitu di daerah gunung Lewotobi. Untuk profil penampang melintang dengan posisi lintang UTM 9.030 km hingga 9.060 km, pada kedalaman

mulai 6 km memiliki nilai densitas batuan berkisar antara 2,92 gr/cm³ hingga 3,11 gr/cm³ yang berada tepat di bawah daerah gunung Lewotobi yang diinterpretasi sebagai batuan lava dan batuan basalt. Massa tersebut diduga sebagai dapur magma dari gunung Lewotobi. Sedangkan untuk kedalaman 0 km hingga 5 km didominasi dengan nilai densitas batuan yang berkisar antara 2,36 gr/cm³ hingga 2,70 gr/cm³ batuan yang mendominasi diinterpretasi sebagai batuan pasir dan andesit. Jenis batuan yang mendominasi di daerah penelitian yaitu batuan hasil gunung api muda yang didominasi oleh lava, breksi, aglomerat, tufa dan pasir gunung api yang terbentuk pada masa holosen. Selain anomali nilai densitas yang tinggi di bagian daratan tepatnya di bawah gunung api, tampak juga nilai densitas tinggi di bawah permukaan dari keempat profil penampang melintang tepatnya di daerah sesar belakang Flores pada lintang UTM 9100 hingga 9200 km, diduga sebagai sumber magma di bawah permukaan yang kemungkinan besar sebagai gunung api bawah laut.

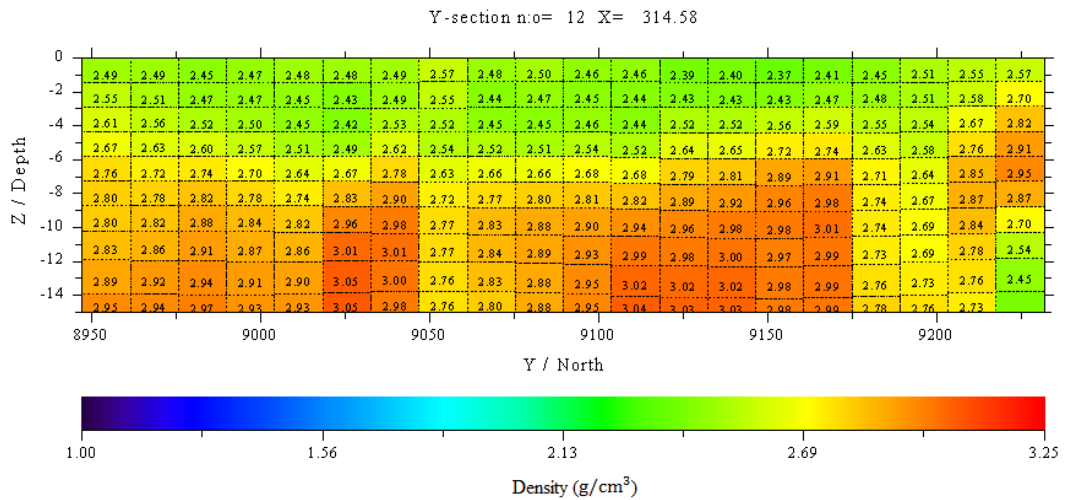
Hasil penampang melintang sumbu x berarah Barat-Timur pada posisi y = 9.025,57 km yang memotong beberapa daerah gunung api aktif diantaranya gunung Egon pada x = 439 km, gunung Kelibara pada x = 370 km, gunung Kelimutu pada x = 369 km, gunung Ranakah pada x = 301 km dan gunung Inelike pada x = 387 km. Hasil profil sayatan dan penampang melintang mewakili bawah permukaan yang memotong daerah gunung api aktif yang berada di pulau Flores. Hasil profil sayatan model penampang dalam 3D, dan penampang melintang dapat dilihat pada Gambar 4.44. Berdasarkan hasil penampang melintang, nilai densitas untuk profil penampang melintang yang memotong beberapa gunung api yang berarah Barat - Timur memiliki nilai densitas berkisar antara 2,25 gr/cm³ hingga 3,24 gr/cm³. Dari hasil penampang melintang terlihat adanya massa dengan densitas tinggi yang berada tepat di bawah daerah gunung. Mulai pada kedalaman 6 km, nilai densitas batuan berkisar antara 2,65 gr/cm³ hingga 3,24 gr/cm³ diinterpretasi sebagai batuan lava dan basalt yang tepat berada di bawah daerah gunung api aktif. Massa dengan nilai densitas yang tinggi ini diduga sebagai dapur magma yang menyuplai magma untuk gunung-gunung api aktif yang berada di pulau Flores.



(a)

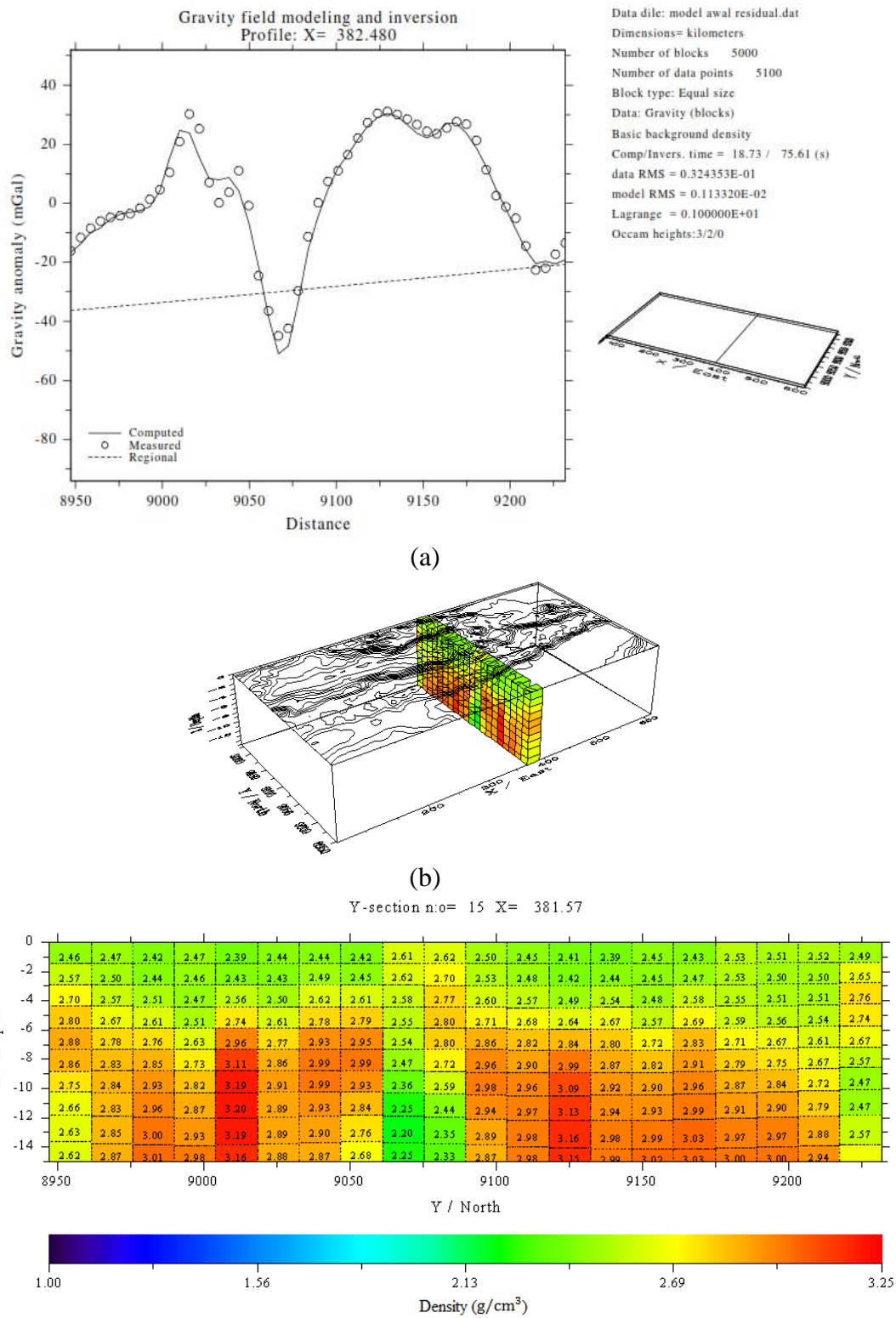


(b)

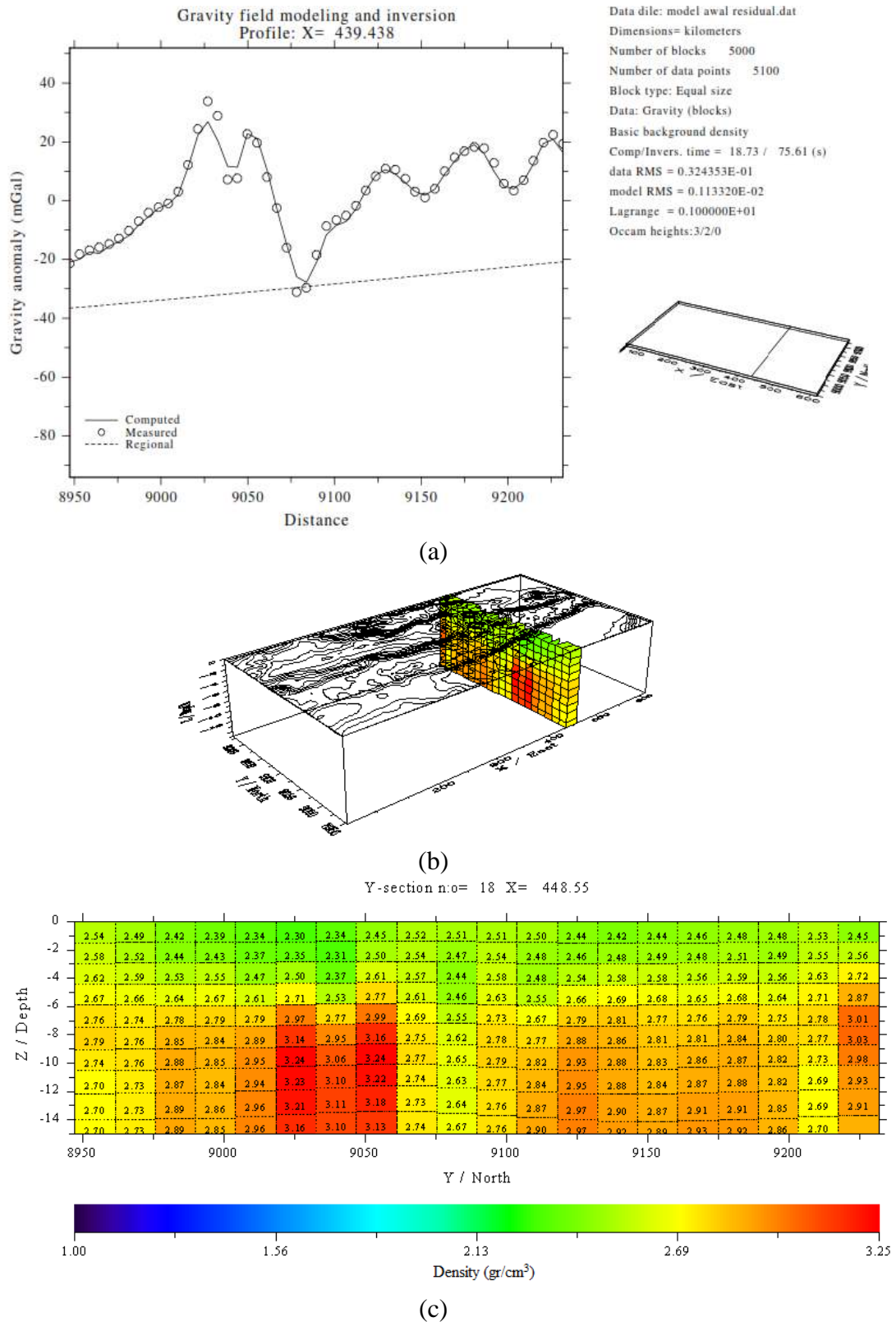


(c)

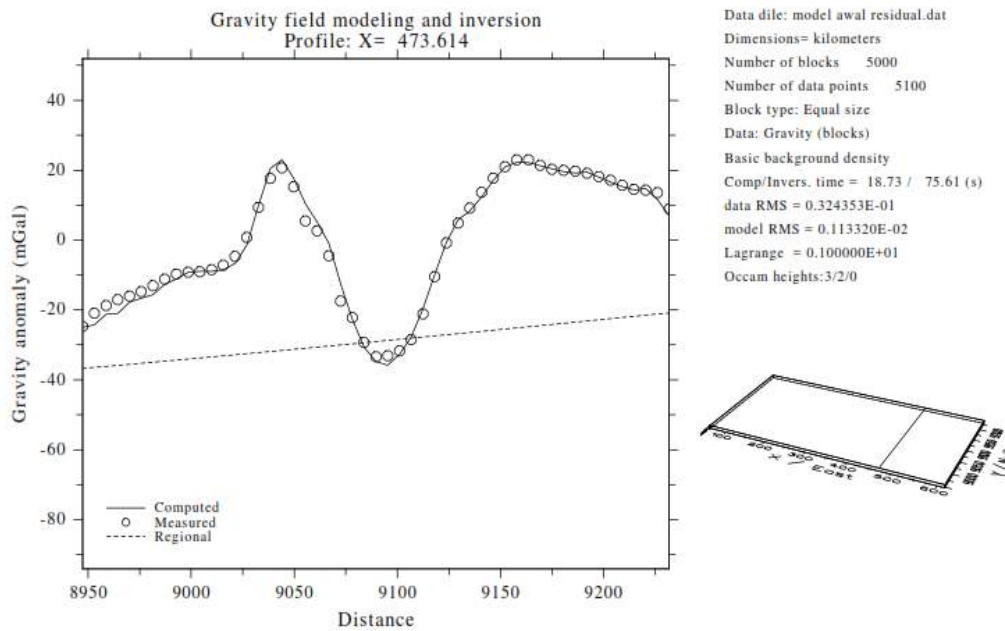
Gambar 4.40 Hasil Pemodelan Anomali Residual (a) Profil Sayatan (b) Model Sayatan Dalam Bentuk 3D (c) Penampang Melintang y untuk x = 314,58 km



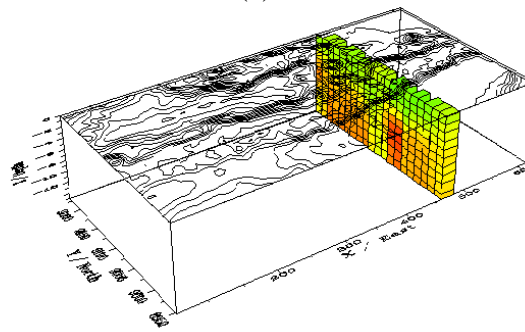
Gambar 4.41 Hasil Pemodelan Anomali Residual (a) Profil Sayatan (b) Model Sayatan Dalam Bentuk 3D (c) Penampang Melintang y untuk x = 381,57 km



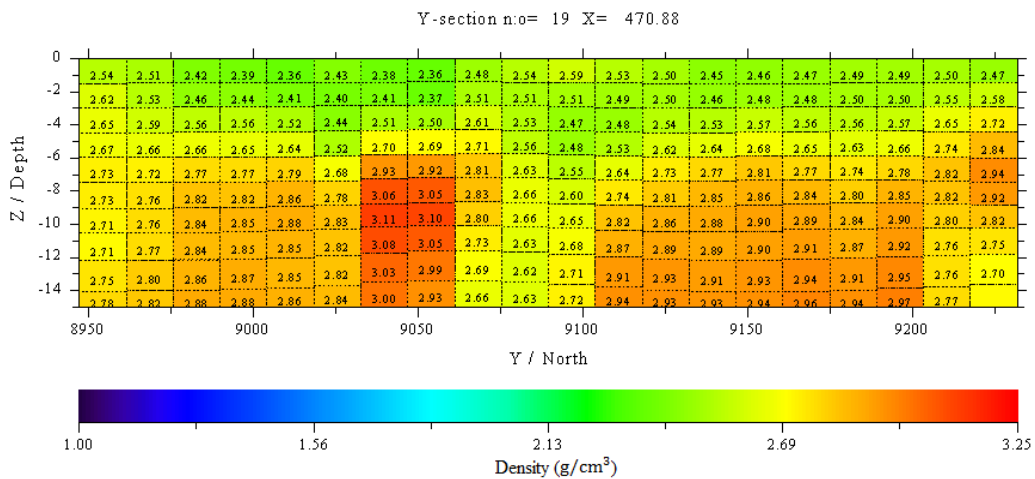
Gambar 4.42 Hasil Pemodelan Anomali Residual (a) Profil Sayatan (b) Model Sayatan Dalam Bentuk 3D (c) Penampang Melintang y untuk x = 448,55 km



(a)

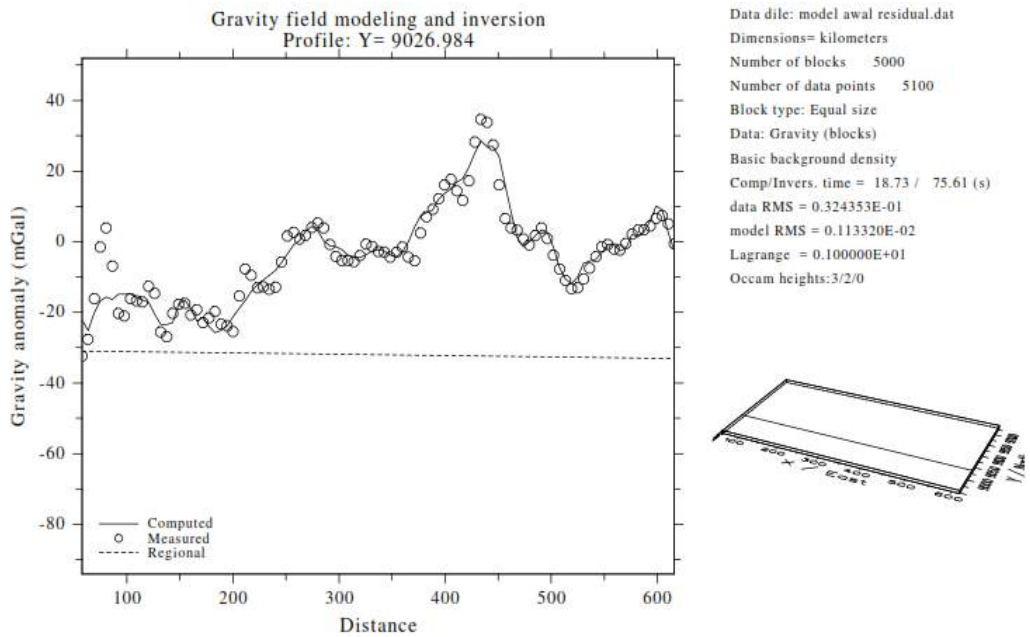


(b)

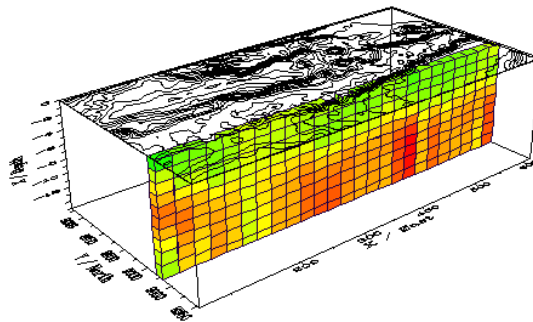


(c)

Gambar 4.43 Hasil Pemodelan Anomali Residual (a) Profil Sayatan (b) Model Sayatan Dalam Bentuk 3D (c) Penampang Melintang y untuk x = 470,88 km

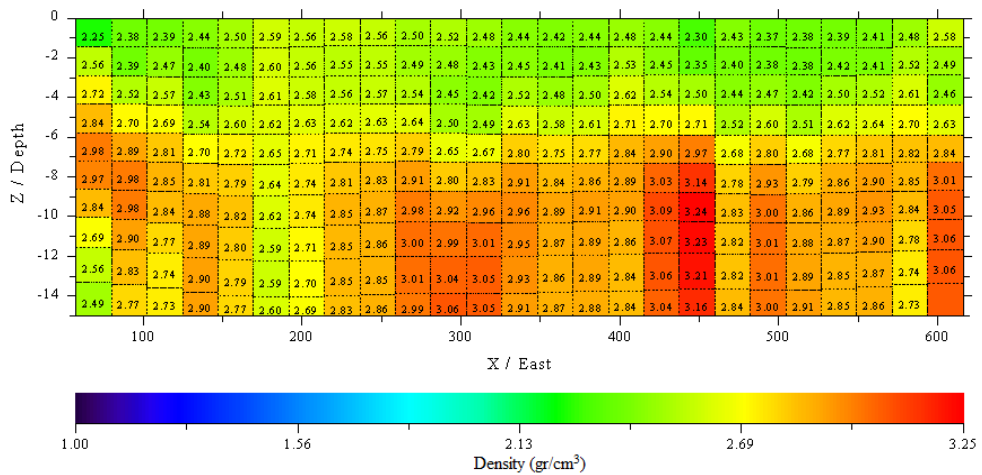


(a)



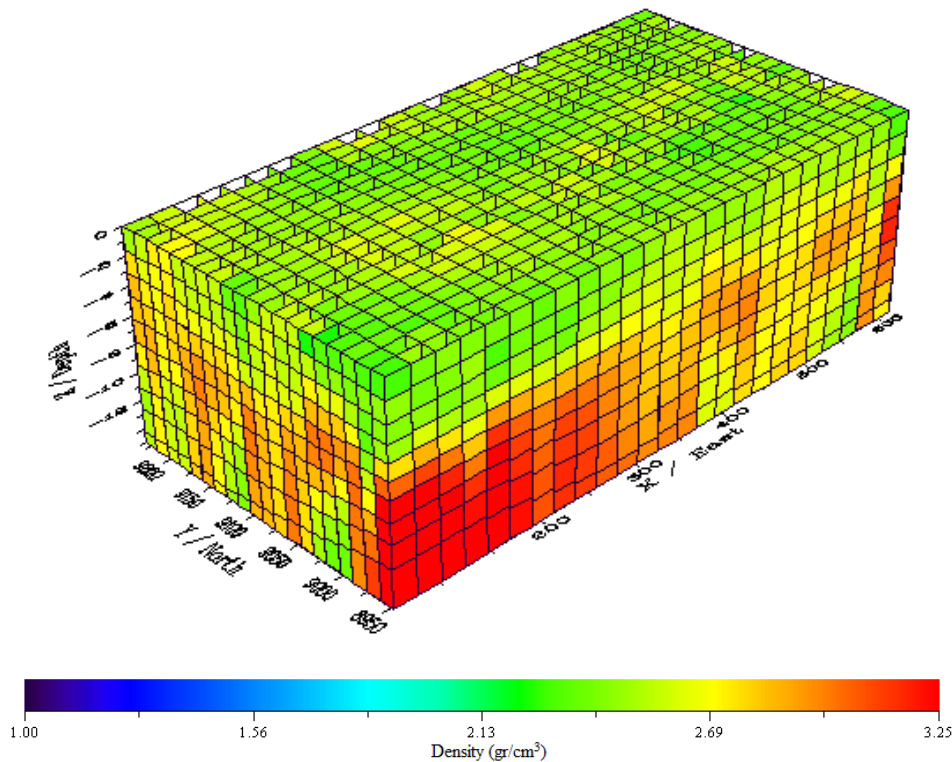
(b)

X-section n.o= 6 Y= 9025.57



(c)

Gambar 4.44 Hasil Pemodelan Anomali Residual (a) Profil Sayatan (b) Model Sayatan Dalam Bentuk 3D (c) Penampang Melintang x untuk y = 9.025,57 km

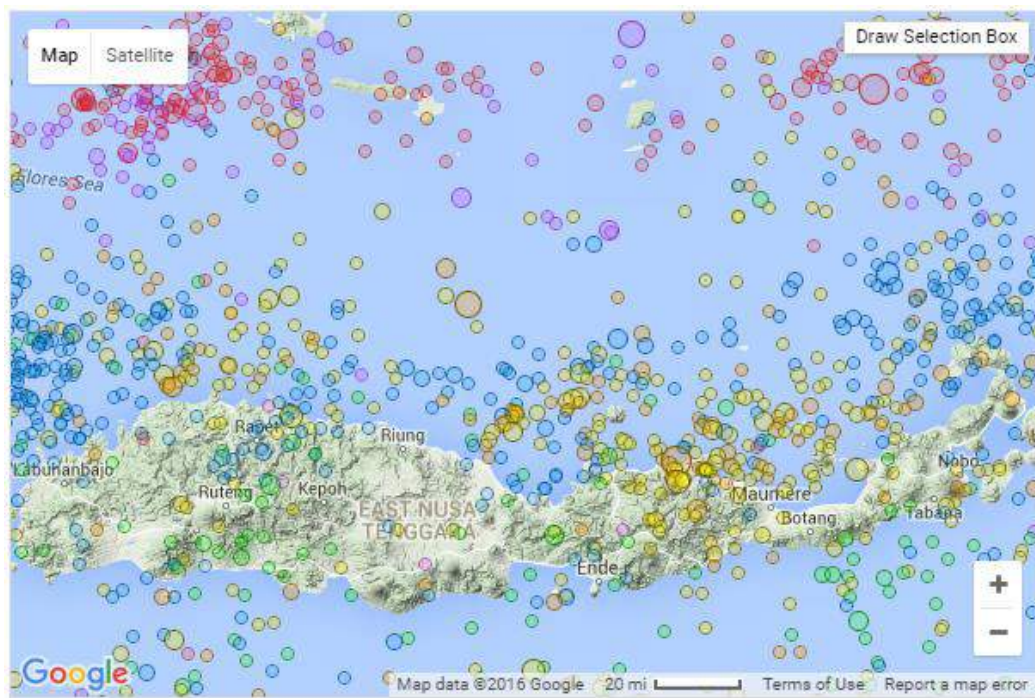


Gambar 4.45 Model 3D Bawah Permukaan Berdasarkan Pemodelan Anomali Residual

Gambar 4.45 merupakan hasil pemodelan 3D bawah berdasarkan anomali residual. Hasil tampilan berupa lapisan tiga dimensi yang tersusun dari lapisan pertama sampai dengan lapisan kesepuluh dengan kedalaman kurang lebih 15 km. Berdasarkan hasil inversi yang telah dilakukan per lapisan, maka diperoleh nilai densitas rata-rata keseluruhan yaitu $2,728 \text{ gr/cm}^3$.

4.6 Seismisitas Daerah Penelitian

Hasil pemodelan struktur bawah permukaan dari sesar belakang Flores dan daerah busur gunung api pulau Flores berdasarkan data anomali gravitasi dikaitkan dengan aktivitas kegempaan atau seismisitas daerah penelitian. Peta seismisitas daerah penelitian dapat dilihat pada Gambar 4.46. Data gempa diperoleh dari *Incorporated Research Institutions for Seismology* (IRIS) pada periode Januari 1975 hingga Desember 2015. Data diakses melalui http://ds.iris.edu/wilber3/find_event. Magnitude gempa yang diambil memiliki rentang antara 4,0 sampai 7,5 skala richter.



Gambar 4.46 Peta Seismisitas Daerah penelitian (Sumber: Iris.edu)

Legenda:

Event Size	Depth
● < M5	● < 33km
● M5-M6	● 33-70km
● M6-M7	● 70-150km
● M7-M8	● 150-300km
● M8+	● 300-500km
	● 500km+

Dari hasil data kegempaan dapat dilihat bahwa aktivitas kegempaan di daerah Flores dan sesar belakang didominasi oleh gempa dalam yang terjadi pada kedalaman > 150 km yang terjadi akibat subduksi lempeng samudera di bawah lempeng benua. Hasil dari zona subduksi di Selatan Flores mengakibatkan terbentuk cekungan dan patahan di bagian Utara, serta turut berperan dalam aktivitas kegempaan di daerah pulau Flores dan khususnya patahan Flores. Tercatat bahwa gempa-gempa dengan skala besar pernah terjadi di bagian Utara pulau Flores dengan kedalaman gempa < 30 km. Jika dihubungkan dengan hasil penelitian yang diperoleh bahwa patahan Flores berada pada kedalaman sekitar 30 km, dapat diambil kesimpulan bahwa gempa-gempa yang terjadi di bagian Utara dengan kedalaman < 30 km kemungkinan besar diakibatkan oleh patahan Flores.

Lampiran A. Format Data Stasiun Gravitasi dan Komputasi Anomali

NATIONAL
GEOSPATIAL-INTELLIGENCE
AGENCY



Office of GEOINT Sciences

GRAVITY STATION DATA FORMAT

&

ANOMALY COMPUTATIONS

1 oct 2008

DEFINITIONS AND EXPLANATIONS

1. Observed (or measured) Gravity (g) is the value of gravity at the station location. All values have been adjusted to the International Gravity Standardization Net of 1971.
2. Theoretical (Normal) Gravity (γ) is the reference gravity value obtained from the gravity field of the World Geodetic System (WGS 84) reference ellipsoid of revolution. It is given in closed form by:

$$\gamma = (978032,53359) \times \frac{(1+0.00193185265241\sin^2\phi)}{(1-0.00669437999014\sin^2\phi)^{1/2}} \text{ mgal} \quad (1)$$

where ϕ equals geodetic latitude. In analytical form, equation (1) is given by

$$\gamma = \gamma_e \frac{(1+k\sin^2\phi)}{(1-e^2\sin^2\phi)^{1/2}} \quad (1a)^{**}$$

3. Atmospheric Gravity Correction (δg_A) is a correction that is added to observed gravity. It is necessary because the WGS 84 earth's gravitational constant includes the mass of the atmosphere. It is given by

$$\begin{aligned} \delta g_A &= 0,87e^{-0,116[(h/1000)]^{1,047}} && \text{mgal for } h \geq 0 \\ \delta g_A &= 0,87 && \text{mgal for } h < 0 \end{aligned} \quad (2)$$

where h is the elevation with respect to sea level (SL).

4. Vertical Gradient of Normal Gravity ($\partial\gamma/\partial h$) is the rate of change of theoretical gravity in a vertical direction at the ellipsoidal surface. It is given by

$$\frac{\partial\gamma}{\partial h} = -2\frac{\gamma}{a}(1+f+m-2f(\sin^2\phi)) \quad (3)^1$$

There is also a second order term which can be appreciable at high elevations. An approximation of the second order term is

$$\frac{\partial^2\gamma}{\partial h^2} = 6\frac{\gamma}{a^2} \quad (4)^2$$

1,2 reference: Heiskanen, W. & Moritz, H., Physical Geodesy, 1967, pp. 78,79

**** Notation For Equations (1a)**

$$k = \text{constant} = \frac{b\gamma_p}{a\gamma_e} - 1$$

a = semimajor axis (WGS 84 ellipsoid)

b = semiminor axis (WGS 84 ellipsoid)

γ_p = normal gravity at the poles (WGS 84 EGM 96 Earth Gravity Model)

γ_e = normal gravity at the equator (WGS 84 EGM 96 Earth Gravity Model)

Φ = geodetic latitude

e^2 = square of the first eccentricity (WGS 84 Ellipsoid)

5. Free-Air Anomaly (Δg_f) is defined as the difference between observed gravity on the physical surface (P) and normal gravity on the telluroid (Q). The telluroid

is defined as that surface where the potential of normal gravity is equal to the actual potential on the physical surface. The height above the ellipsoid at which the normal potential is equal to the actual potential on the physical surface is called the normal height. The gravity anomaly formulas given in section 8 are based on the assumption that the normal height is equal to the elevation of the gravity station.

6. Bouguer Anomaly (Δg_B) is computed through a mass normalization process in which masses above the geoid are removed and mass deficiencies below the geoid are restored to a standard density of 2.670 gr/cm³. These mass layers are approximated by flat plates of finite thickness, infinite extent, and uniform density. These plates are referred to as Bouguer plates. The gravitational attraction of such a plate can be rigorously computed by the formula:

$$\delta g_B = 2\pi G\rho h$$

Where: **G** is the Universal Constant of Gravitation (WGS 84: 6.673 x 10⁻⁸ cm³/gr.sec², **ρ** is the density of the Bouguer plate in grams/cm³ and **h** is the thickness of the Bouguer plate.

7. Summary of Symbols

<u>Symbol</u>	<u>Description</u>	
Δg_f	Free-Air Gravity Anomaly	(mgals)
Δg_B	Bouguer Gravity Anomaly	(mgals)
δg_B	Gravitational attraction of Bouguer plate	(mgals)
δg_A	Atmospheric Correction	(mgals)
γ	Theoretical Gravity	(mgals)
g	Observed Gravity	(mgals)
h	Elevation of Observation Site, Land Surface, Space (Airborne), Ice, or Water	(meters)
D	Supplemental Elevation (Depth of Ocean, Lake, Ice, or Instrument)	(meters)
ρ	Density	(grams/cm ³)

The following table lists Bouguer correction factors for various densities which are used in the Anomaly Computations:

	ρ	$\frac{2\pi G\rho}{g}$
Fresh Water	1.000	0.04193
Salt Water	1.027	0.04305
Ice	0.917	0.03845
Land	2.670	0.11195
Land - Fresh Water	1.670	0.07002
Land - Salt Water	1.643	0.06889
Land and Ice	1.753	0.07350

The WGS 84 parameters used in equations 1 - 4 are as follows:

Semimajor axis	a	= 6.378, 137 m
Semiminor axis	b	= 6.356.752,3142 m
Eccentricity	e	= 0,081819190842622
	e ²	= 0,00669437999014
Angular Velocity	ω	= 7.292.115 x 10 ⁻¹¹ radians/sec ± 0,1500 x 10 ⁻¹¹ radians/sec
Flattening	f	= 0,00335281066474 (unitless)
Normal Equatorial Gravity	γ _e	= 9,7803253359 m/sec ²
Normal Gravity at Pole	γ _p	= 9,8321849378 m/sec ²
Normal Gravity Constant	k	= 0,00193185265241
$m \frac{\omega^2 a^2 b}{GM}$	m	= 0,00344978650684 (unitless)
Gravitational Constant	GM	= 3.986.004,418 x 10 ⁸ m ³ /sec ² ± 0,1 x 10 ⁸ m ³ /sec ²

8. The computations of free-air and Bouguer anomalies for various types of terrain are provided in the anomaly computations which follow. These computations result from formulas given by Heiskanen & Moritz (Physical Geodesy, 1967, p. 293):

$$\Delta g_f = g_p - \gamma_Q$$

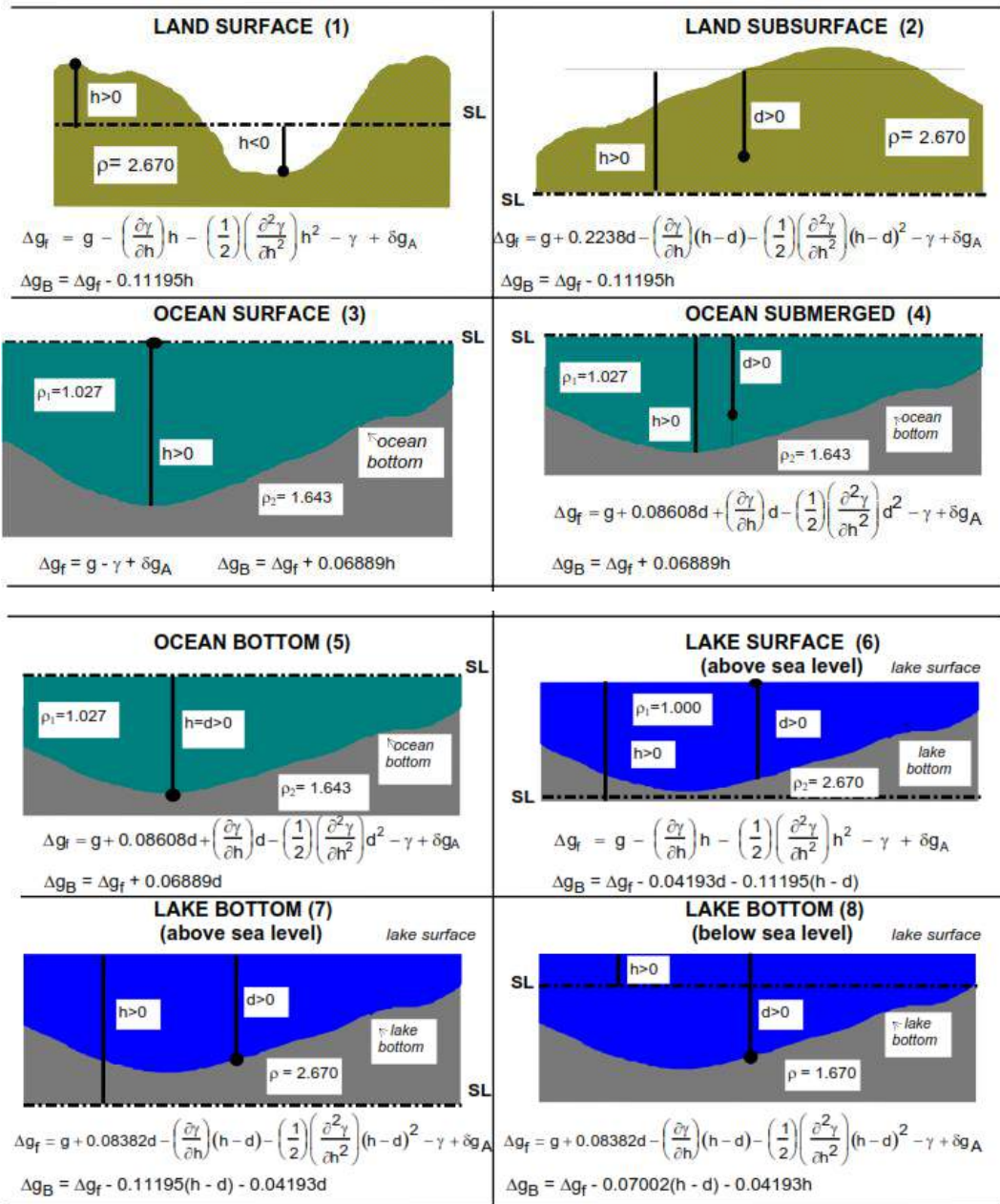
Where g_p is the actual gravity measured on the physical surface and γ_Q is the normal gravity on the telluroid surface.

$$\gamma_Q = \gamma_0 + \frac{\partial \gamma}{\partial h} H^* + \left(\frac{1}{2!}\right) \left(\frac{\partial^2 \gamma}{\partial h^2}\right) H^{*2}$$

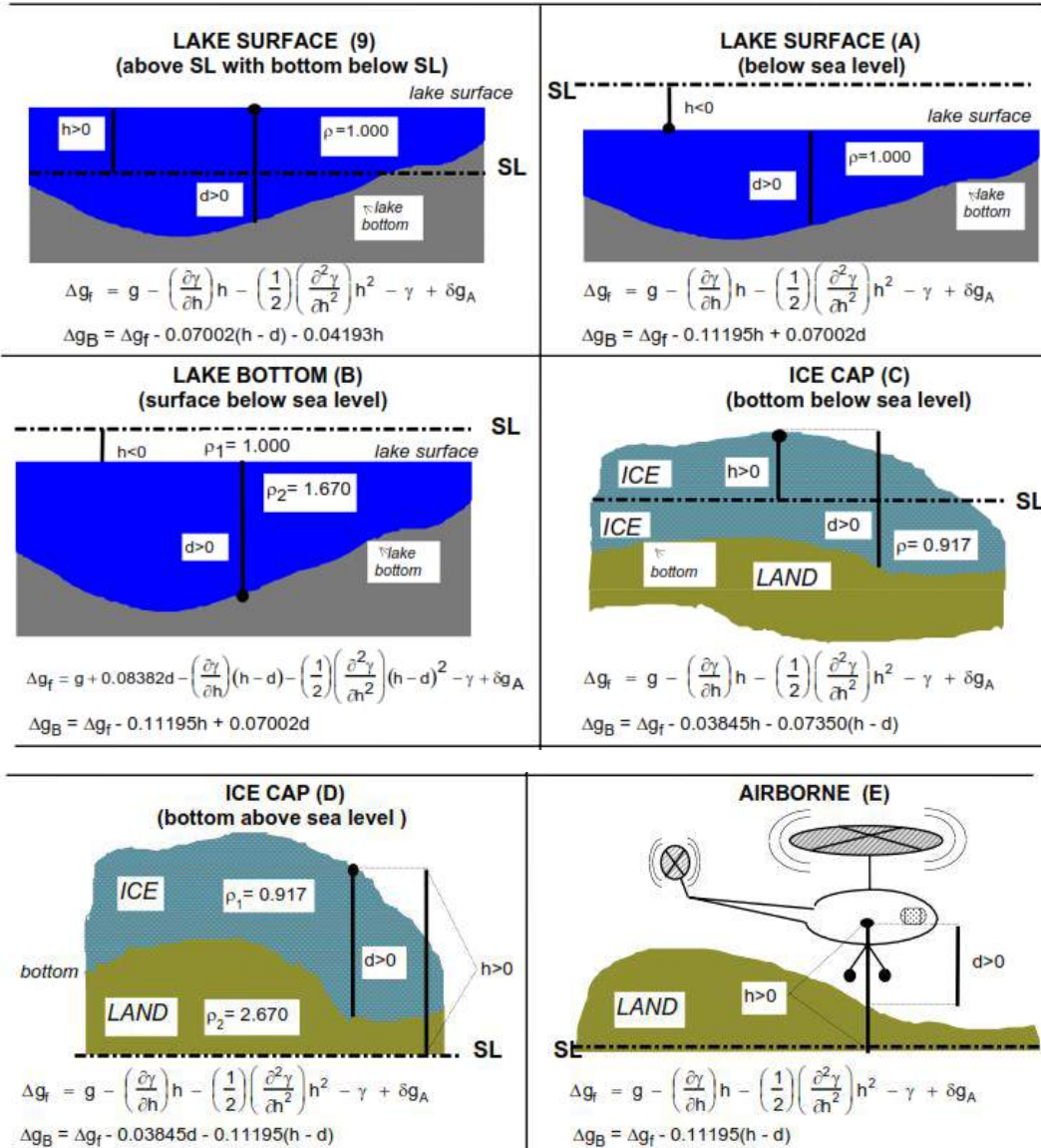
Where γ_0 is the normal gravity on the ellipsoid and H^* is the normal height.

Elevation of station above MSL (h) is used in the anomaly computations and is assumed equal to H^* .

ANOMALY COMPUTATIONS



ANOMALY COMPUTATIONS (CONT.)



NOTE 1. The darkened dot in the above illustrations depicts the location of gravity measurement.
2. Type F data is incomplete.

3. Type 0 represents gridded data.
4. Airborne data is received from outside sources and the above equation may not be used for all types of airborne surveys.

POINT GRAVITY ANOMALY DATA FORMAT: (80 CHARACTER RECORD)

Column(s) Description

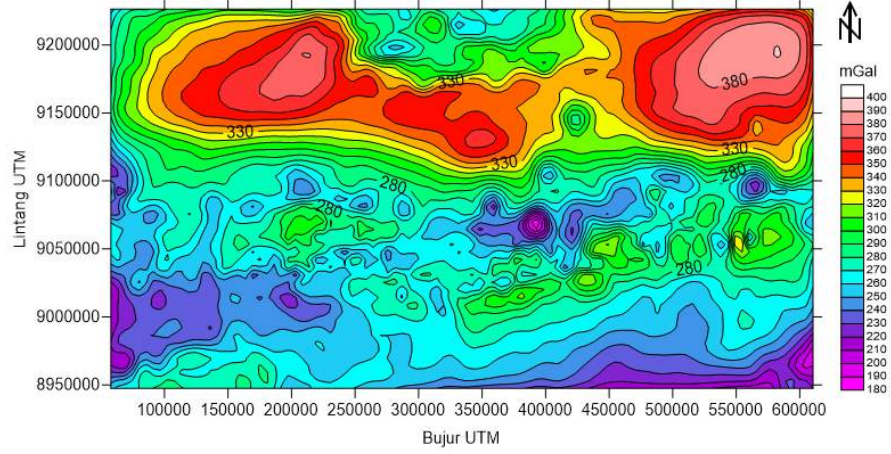
1 - 2	Classification: "U " or "20" - Unclassified "F2" or "32" - Limited Special Release "F4" or "34" - Proprietary
4	Sign of Latitude
5 - 10	Latitude: (DDMMmm)
12	Sign of Longitude
13 - 19	Longitude: (DDDMMmm)
21	Type Elevation: Code: Description:
	0 Grid
	1 Land Surface
	2 Land Subsurface
	3 Ocean Surface
	4 Ocean Submerged
	5 Ocean Bottom
	6 Lake Surface (Above Sea Level)
	7 Lake Bottom (Above Sea Level)
	8 Lake Bottom (Below Sea Level)
	9 Lake Surface (Above Sea Level - Bottom Below) A Lake Surface (Below Sea Level) B Lake Bottom (Surface Below Sea Level) C Ice Cap (Bottom Below Sea Level) D Ice Cap (Bottom Above Sea Level) E Airborne F Miscellaneous Data
23 - 29	Elevation / Depth: XXXXXXx meters (If Column 21 = 3, 4 or 5 then Ocean Depth is Positive Downward.)
31 - 35	Supplemental Elevation: (XXXXx)
37 - 42	Observed Gravity: (Less 976,000 mgals) (XXXXxx) mgals
44	Sign of Free-Air Anomaly
45 - 48	Free-Air Anomaly: (XXXx) mgals
50	Sign of Bouguer Anomaly
51 - 54	Bouguer Anomaly: (XXXx) mgals
56	Isostatic Anomaly or Terrain Correction in Original Document: Code: Description:
	0 No information on either
	1 Terrain Correction given
	2 Isostatic Anomaly given
	3 Both quantities given
57 - 61	DoD Gravity Library Assigned Source Number
63 - 66	DoD Reference Base Station (RBS) Number
67	DoD RBS Site
69 - 72	Station Sequence Number or Track Number
76 - 77	Free-Air Anomaly Estimated Accuracy in mgals (Standard Deviation)
79 - 80	Bouguer Anomaly Estimated Accuracy in mgals (Standard Deviation)

Lampiran B. Listing Program Proyeksi ke Bidang Datar

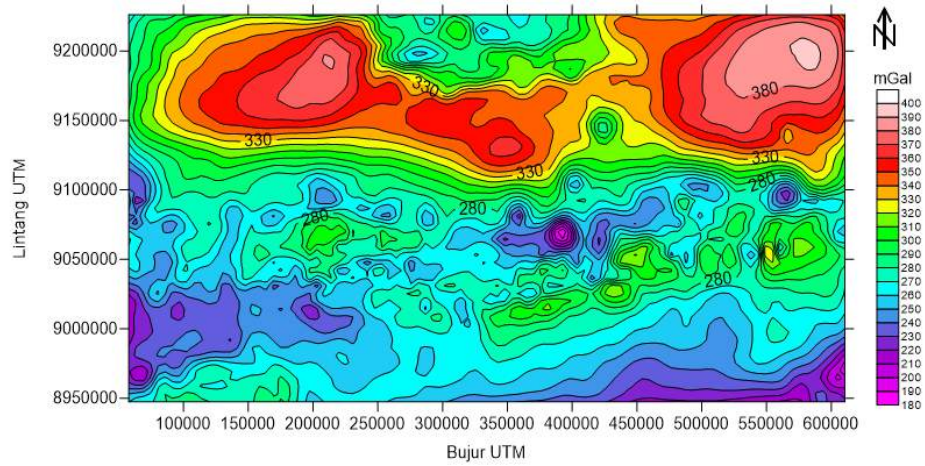
```
=====  
%Proyeksi ke Bidang Datar dengan Metode Ekuivalen titik massa oleh  
%Dampney  
%Referensi: Dampney,C.N.G., 1969. The Equivalen Source Technique  
%Geophysics  
%Vol. 34.no,1,p.39-53  
%Asumsi: Medan gravitasi pada bidang datar merupakan representasi  
dari  
%Distribusi massa diskrit pada subsurface horixontal pada  
kedalaman  
%tertentu  
clear all  
clc  
load('data1.dat');  
x=data1(:,1);  
y=data1(:,2);  
z=-data1(:,3);  
g=data1(:,4);  
g1=g/10^5;  
dx=input('interval grid:');  
G=6.6732e-11;  
hminz1=2.5*dx;  
hmaxz=6*dx;  
h=input('kedalaman bidang ekuivalen:');  
up=input('ketinggian upw:');  
upw=-up;  
xa=data1(:,1);  
ya=data1(:,2);  
alfa=xa;  
beta=ya;  
N=length(x);  
Y=length(xa);  
for i=1:N;  
for j=1:N;  
Ma1=i;  
a(i,j)=G*(h-z(i))/((x(i)-alfa(j))^2+(y(i)-beta(j))^2+(z(i)-  
h)^2)^1.5;  
end;  
end;  
meq=inv(a)*g1;  
gp=a*meq;  
error=sum(abs(gp-g1))/N;  
for i=1:Y;  
for j=1:N;  
Ma2=i;  
b(i,j)=G*(h-upw)/((xa(i)-x(j))^2+(ya(i)-y(j))^2+(upw-h)^2)^1.5;  
end;  
end;  
gupw=b*meq*10^5;  
gbidtar=[x y gupw];  
save hasilbitar14000.txt gbidtar -ascii;
```

Lampiran C. Peta Kontur Hasil Proyeksi ke Bidang Datar

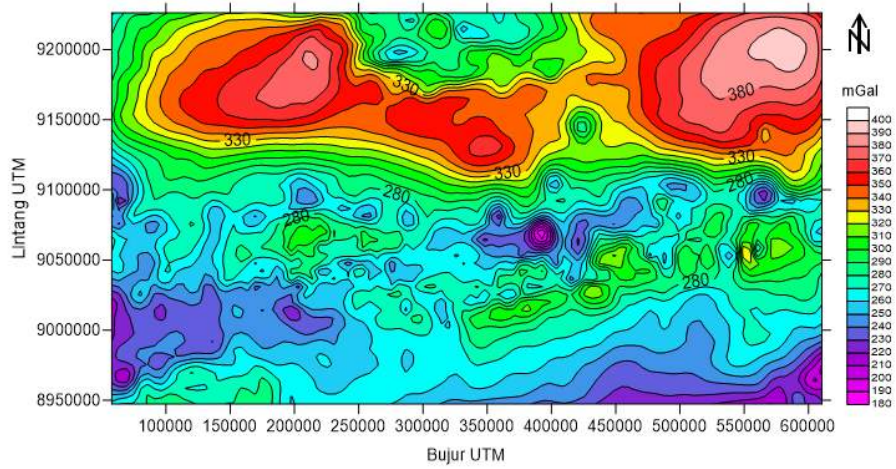
Pada $h = 18.000$ m, h adalah bidang kedalaman ekuivalen titik massa.



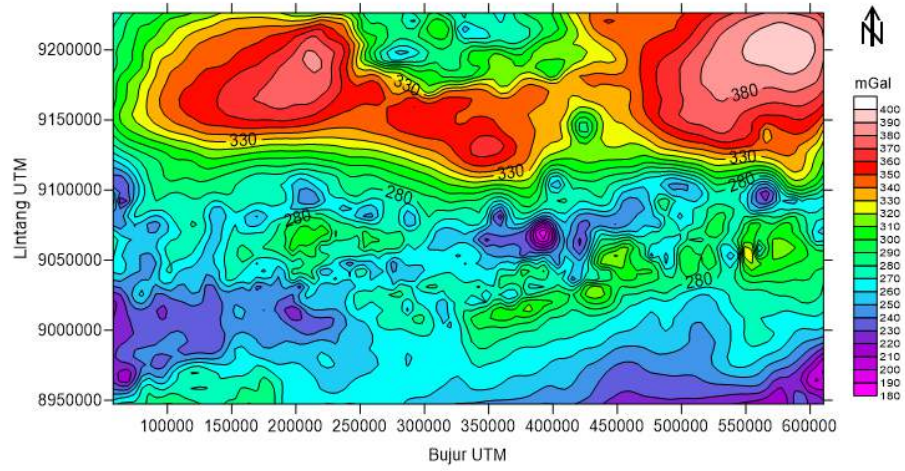
Pada $h = 22.000$ m



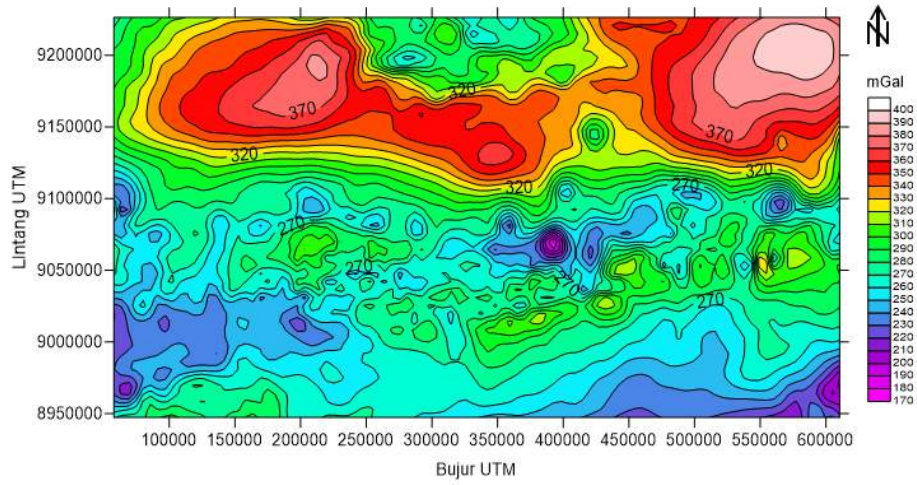
Pada $h = 26.000$ m



Pada $h = 30.000$ m



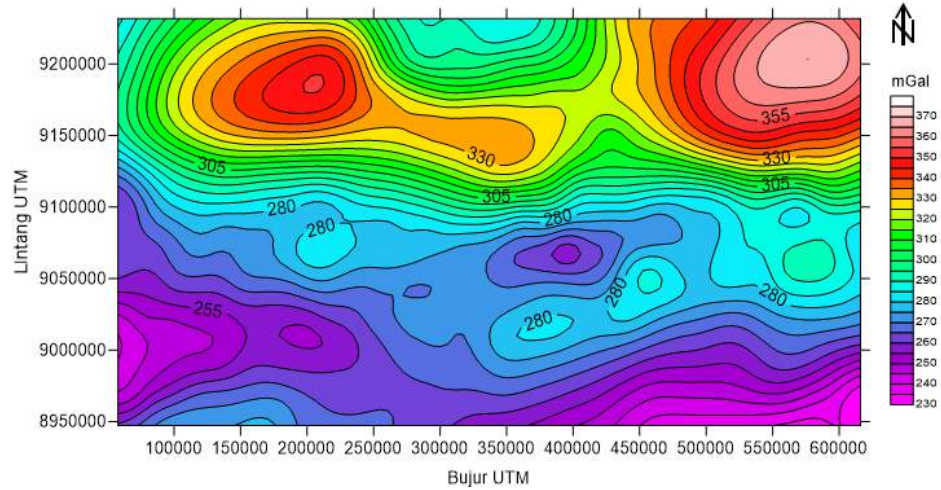
Pada $h = 33.450$ m



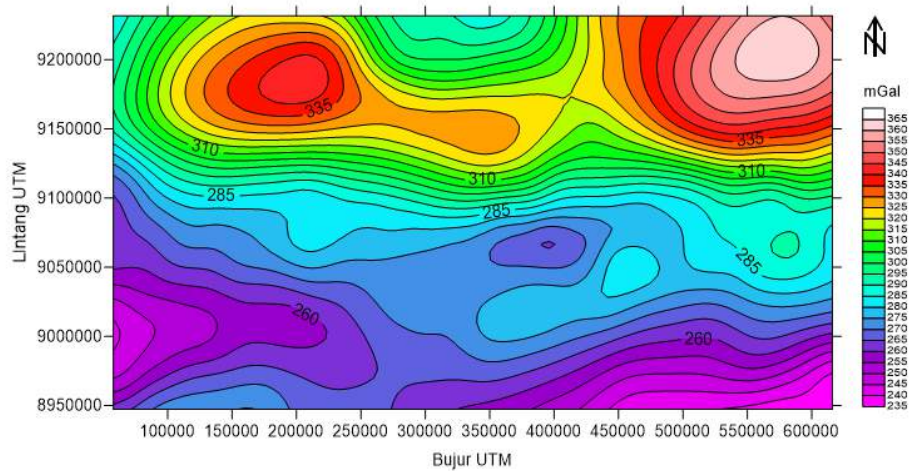
Lampiran D. Peta Anomali Hasil Kontinuasi ke Atas

1. Peta Anomali Regional Hasil Kontinuasi ke Atas

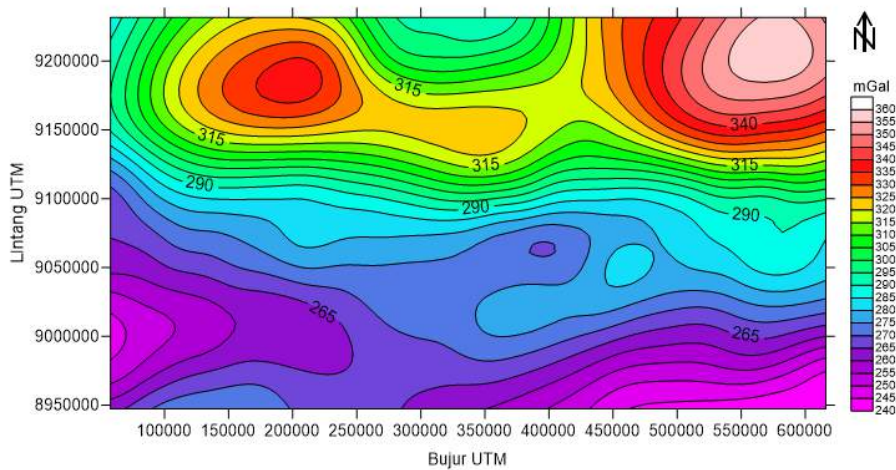
Pada ketinggian 15.000 meter



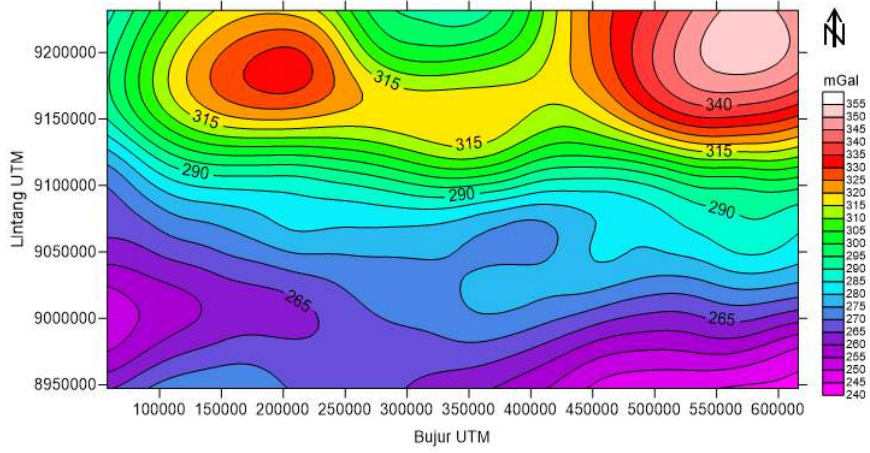
Pada ketinggian 20.000 meter



Pada ketinggian 25.000 meter

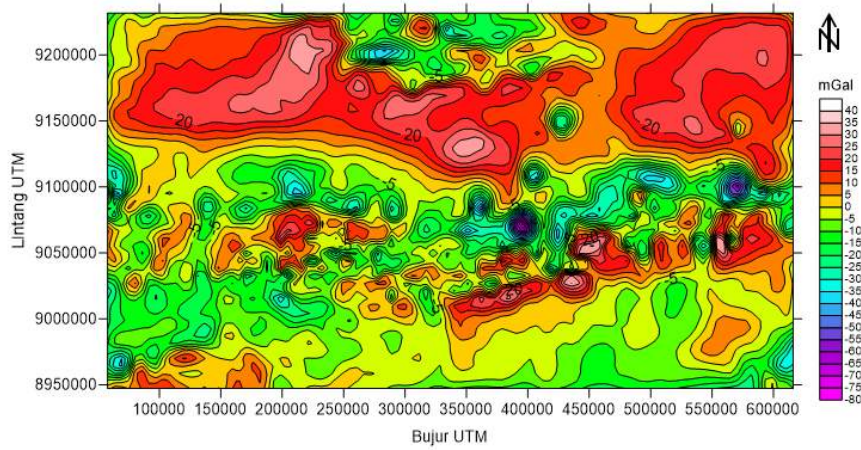


Pada ketinggian 30.000 meter

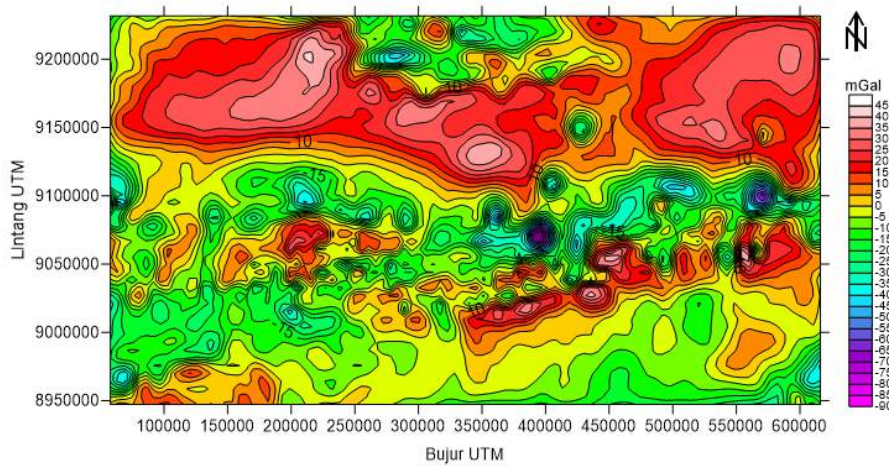


2. Peta Anomali Residual Hasil Kontinuasi ke Atas

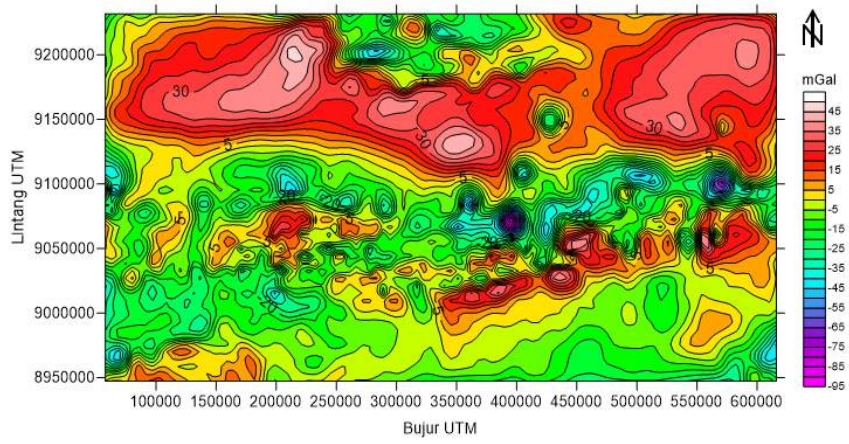
Pada ketinggian 15.000 meter



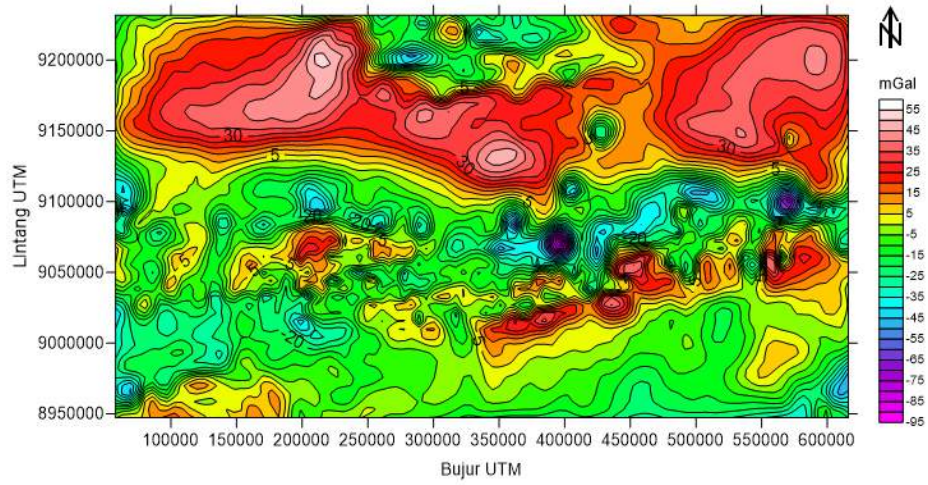
Pada ketinggian 20.000 meter



Pada ketinggian 25.000 meter

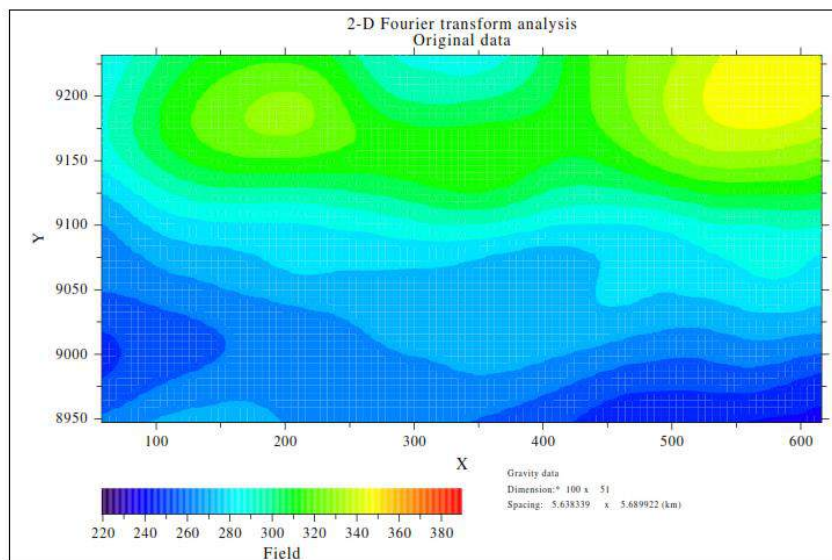


Pada ketinggian 30.000 meter

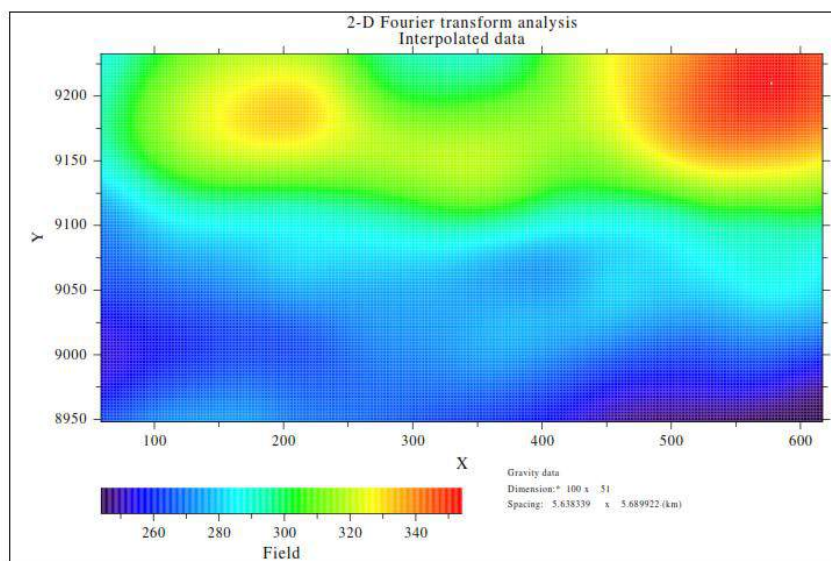


Lampiran E. Proses Analisa Gradien horisontal dan Gradien Tilt pada Program Fourpot

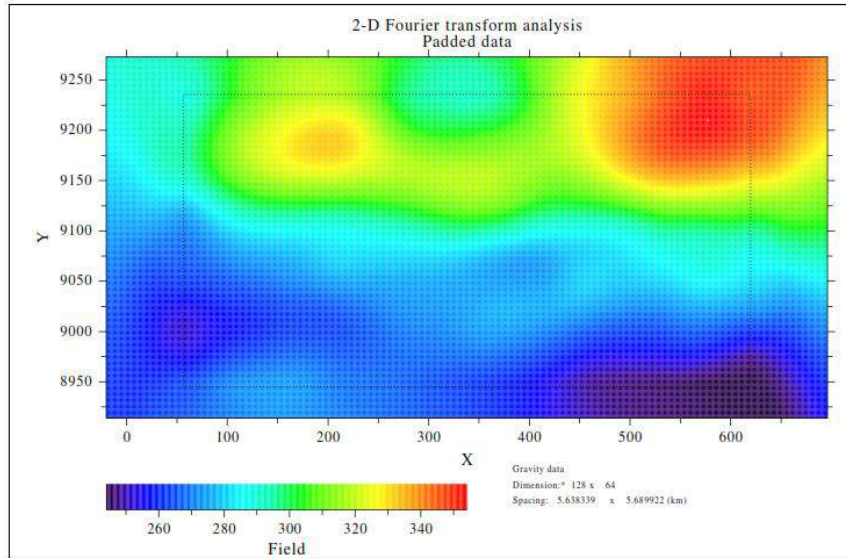
a. Plotting data regional



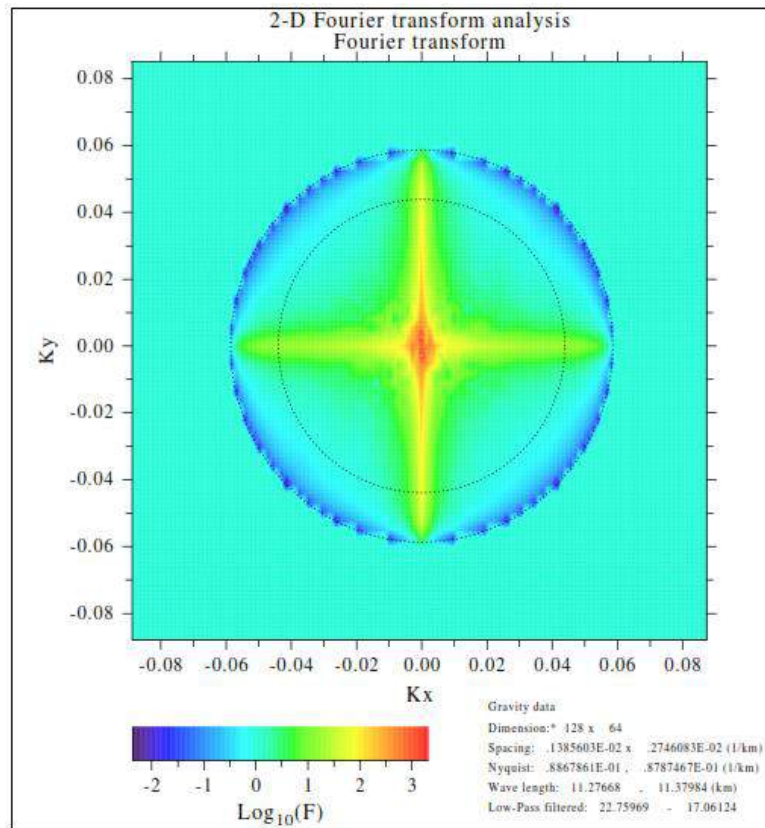
b. Interpolasi data



c. Padding data

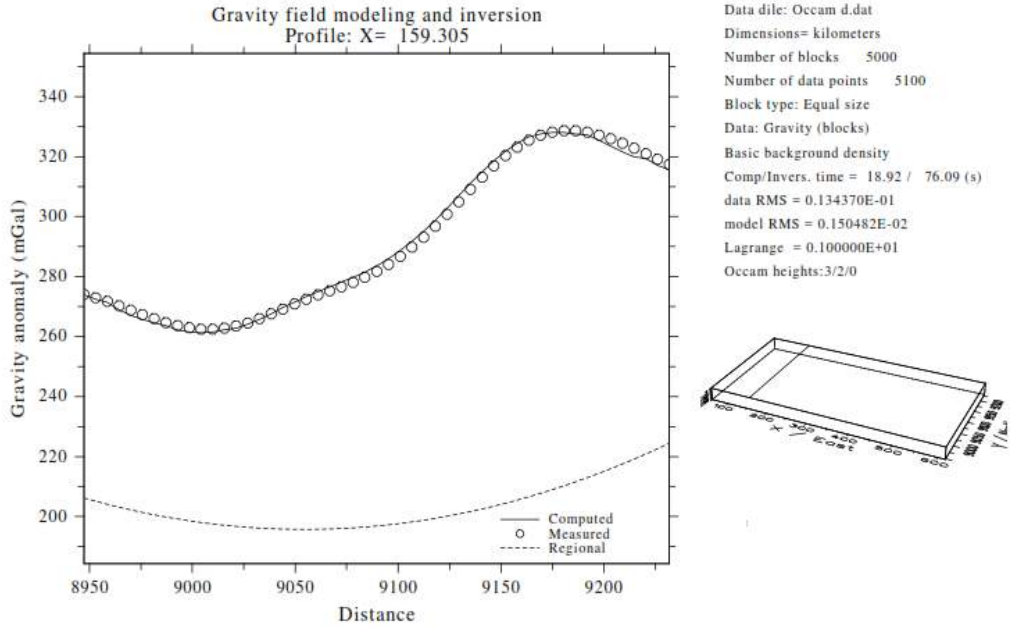


d. Transformasi Fourier

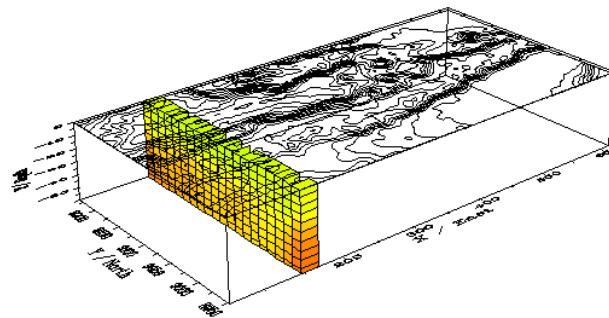


Lampiran F.

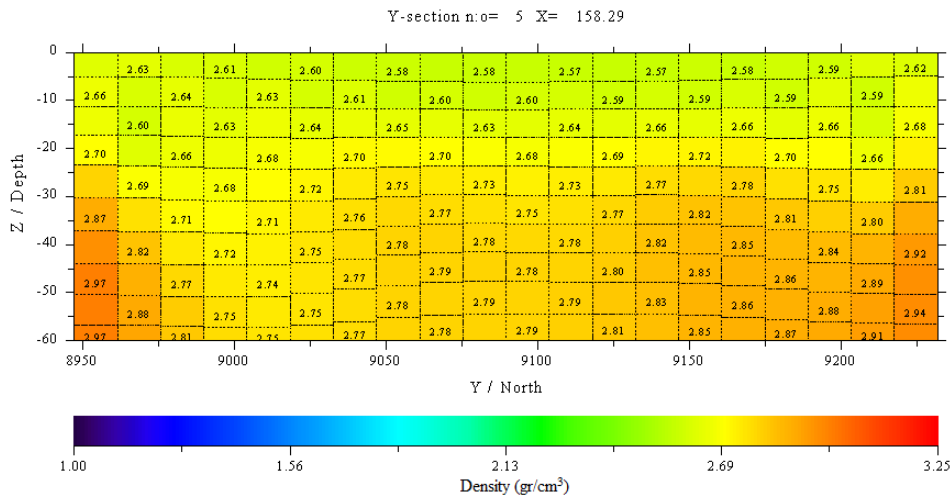
1. Hasil Pemodelan Anomali Regional (a) profil sayatan (b) model sayatan dalam bentuk 3d (c) penampang melintang arah y



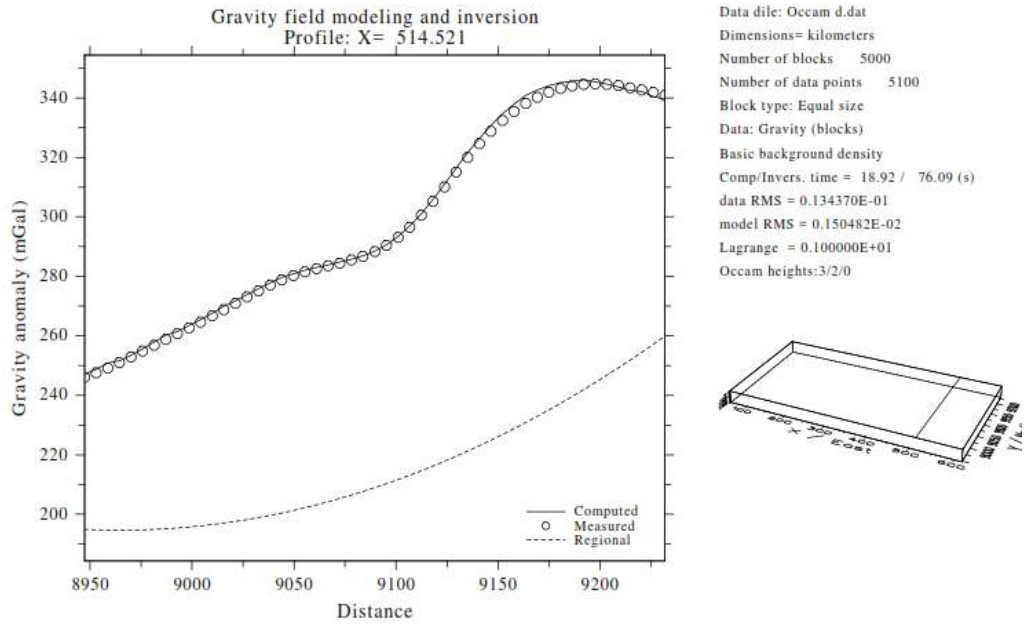
(a)



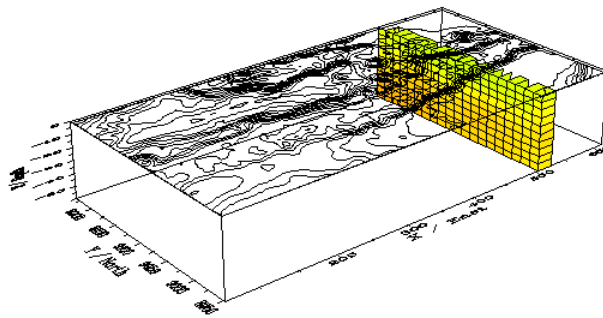
(b)



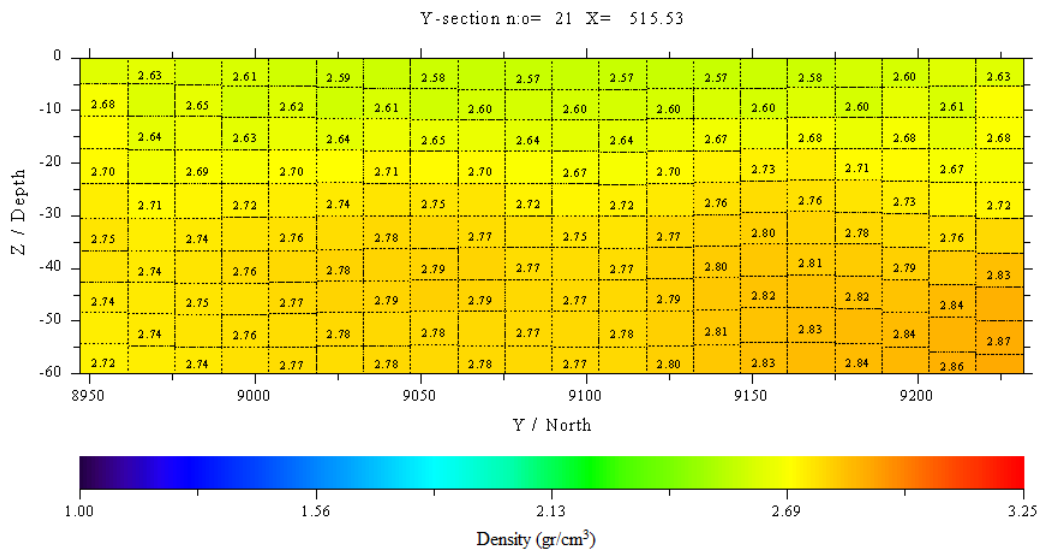
(c)



(a)

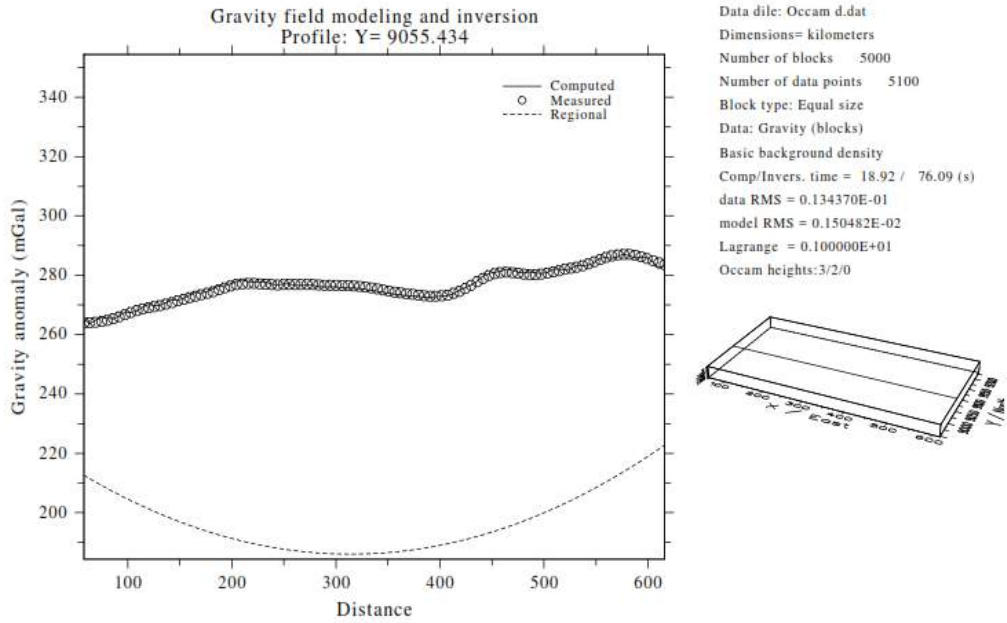


(b)

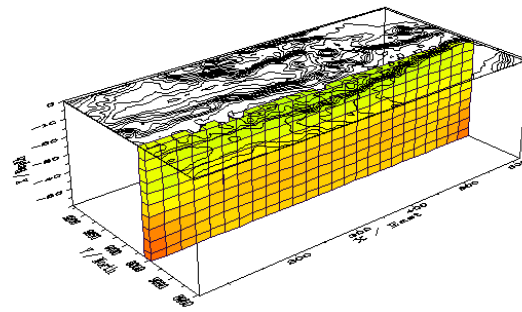


(c)

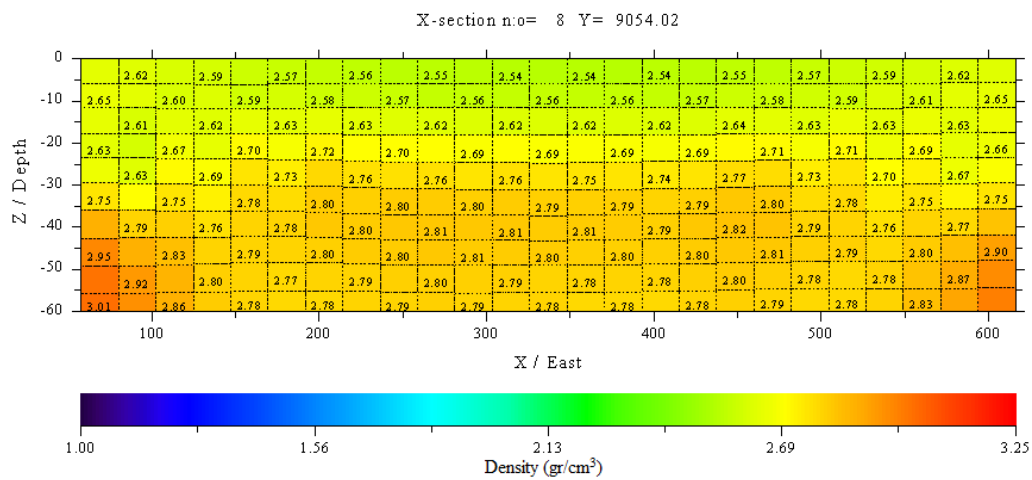
2. Hasil Pemodelan Anomali Regional (a) profil sayatan (b) model sayatan dalam bentuk 3d (c) penampang melintang arah x



(a)



(b)



(c)

Lampiran G.

Hasil Output Pemodelan 3D Anomali Regional

GRABLOX 1.6d results file:

Copy of the input (*.INP) file (without block information)

```
3 2.03
 57.815 8947.325 616.011 9231.821
5.638 5.690 5.638 5.690 0.000 0.000
 1 0 0 0 1 0 0 0
 2.67000 190.156586 34.044453 146.235474
403.753998 912.276978 462.634003 336.900 9089.550
 57.800 8947.300 0.000 558.200
284.500 60.000
 25 20 10
 1 1 0
 1
 5000 1 1
 0 0.267000E+01 0.100000E+01 0.325000E+01 0.100000E+01
```

Model information:

```
X-position          57.80
Y-position          8947.30
Z-position           0.00
X-dimension         558.20
Y-dimension         284.50
Z-dimension         60.00

division-X          25
division-Y          20
division-Z          10
```

The block model consists of 5000 minor blocks

Discretization (xyz): (25 x 20 x 10)

Default block size: 22.3 x 14.2 x 6.0 units

Block height is constant along depth

All dimensions are defined in kilometers (du = km)

Computational parameters:

```
Background density (g/cm^3) 2.67000
```

The background density is based on the abovementioned value

The mean density of the whole model is 2.73162 (g/cm³)

The mean density of each layer is (g/cm³):

Layer	1	:	2.58530
Layer	2	:	2.61288
Layer	3	:	2.64426
Layer	4	:	2.68208
Layer	5	:	2.72735
Layer	6	:	2.77157
Layer	7	:	2.80382
Layer	8	:	2.82257
Layer	9	:	2.83140
Layer	10	:	2.83495

Base anomaly: $A + B*x + C*y + D*x^2 + E*y^2 + F*x*y$

Base level A (mGal)	190.1565857
X gradient B (mGal/du)	0.0340445
X gradient C (mGal/du)	0.1462355
X ² term D (mGal/du ²)	0.40375E-03
Y ² term E (mGal/du ²)	0.91228E-03
X*Y term F (mGal/du ²)	0.46263E-03
X0 position (du)	0.33690E+03
Y0 position (du)	0.90895E+04

Computation information

Computed data is: Gravity anomaly of a block model

Computed data includes only the anomaly

The regional data consists of base anomaly and gradients

Computation & Inversion time = 18.92 & 76.09 (s)

Data RMS error = 0.13437E-01

Model RMS error = 0.15048E-02

Inversion information

SVD tresh. = 0.10240E+00

Dump. mean = 0.35768E-07

Inversion method:

Occam height optimization

Inversion constraints:

3-D smoothing

No bulky inversion

Inversion parameters:

Lagrange scaler FOPT= 1.000

Inversion option IOPT= 1

Minimum parameter value= 1.000

Maximum parameter value= 3.250

Model roughness: not used

Mean depth weights per layer

Layer	1 :	0.00000
Layer	2 :	0.00000
Layer	3 :	0.00000
Layer	4 :	0.00000
Layer	5 :	0.00000
Layer	6 :	0.00000
Layer	7 :	0.00000
Layer	8 :	0.00000
Layer	9 :	0.00000
Layer	10 :	0.00000

Data information

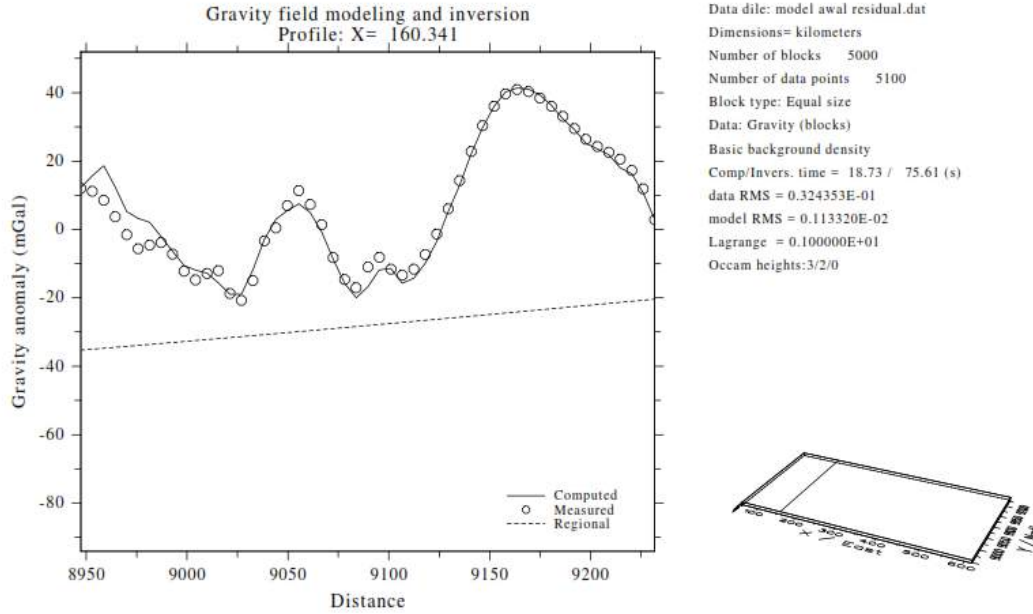
Measured data defined on (regular/irregular) grid

Computed and measured data has been saved into a separate
*.GBM file

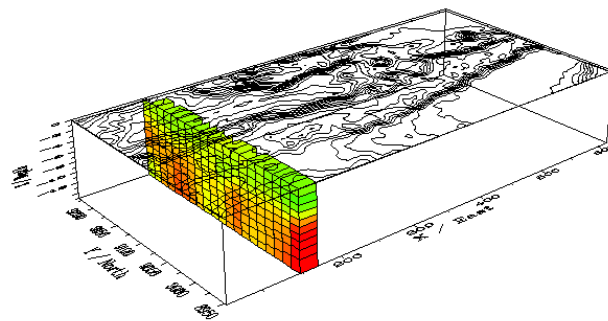
Columns are: X, Y, Zcoordinates, computed, base & measured
data

Lampiran H.

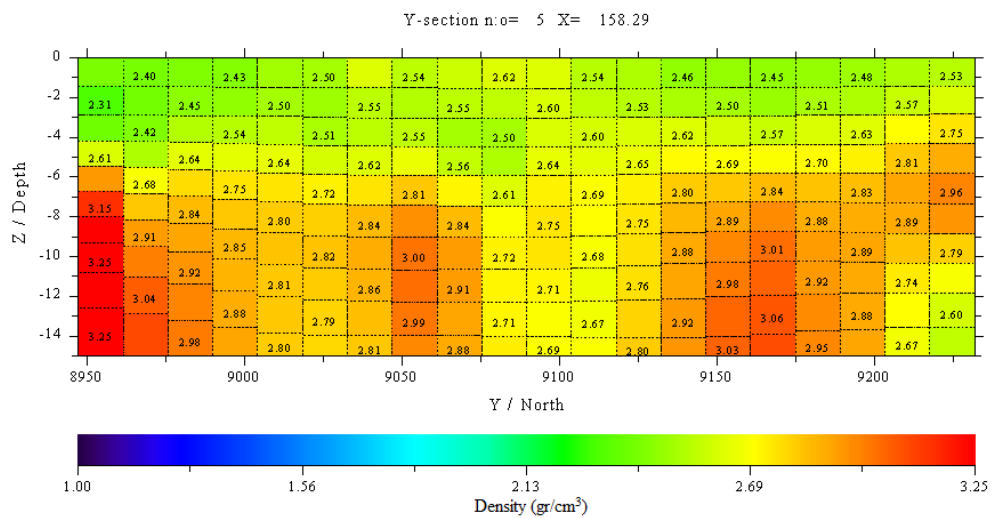
1. Hasil Pemodelan Anomali Residual (a) profil sayatan (b) model sayatan dalam bentuk 3d (c) penampang melintang arah y



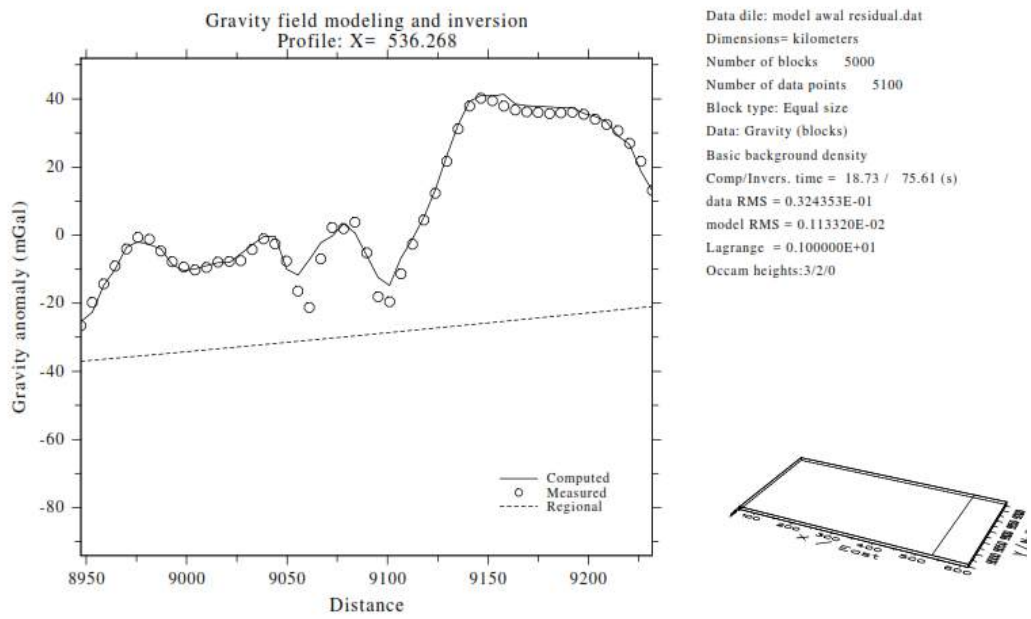
(a)



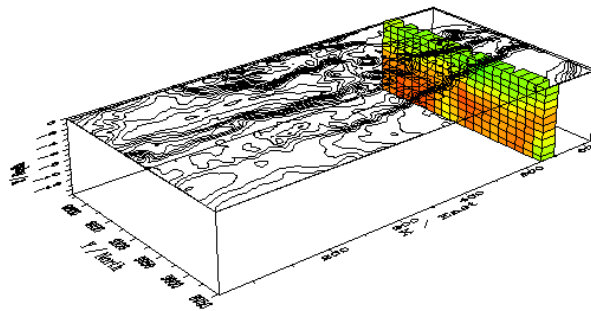
(b)



(c)

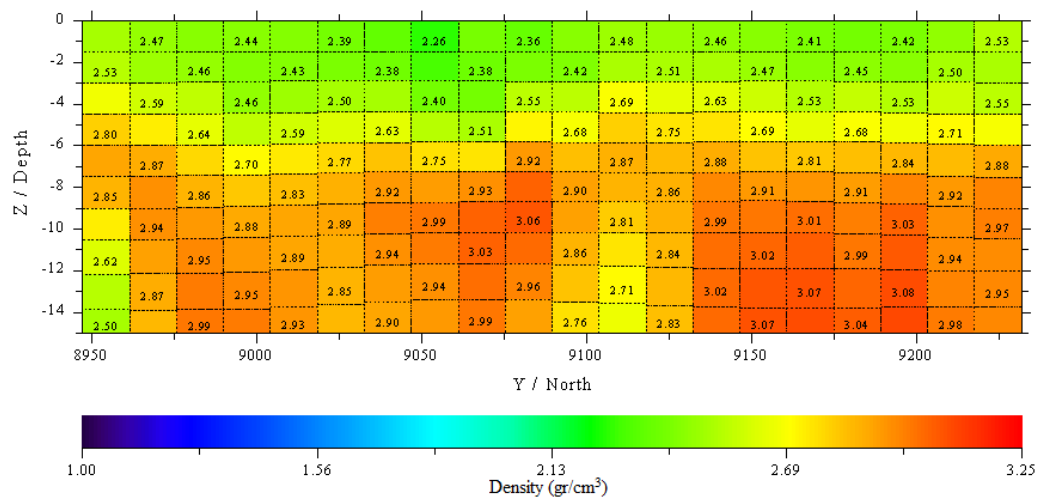


(a)



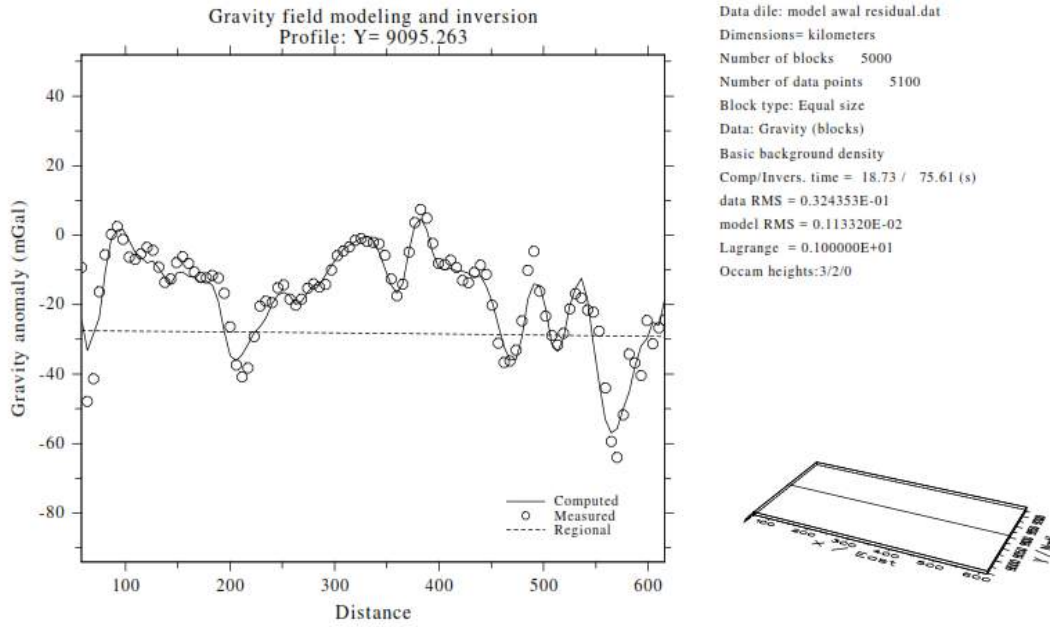
(b)

Y-section n.o= 22 X= 537.86

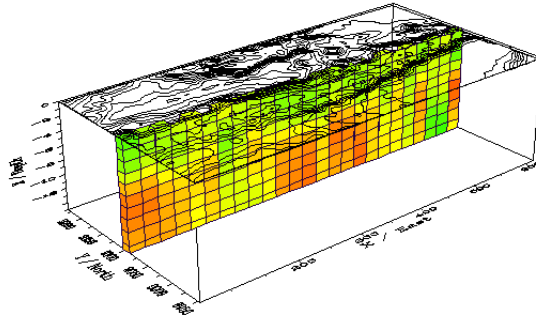


(c)

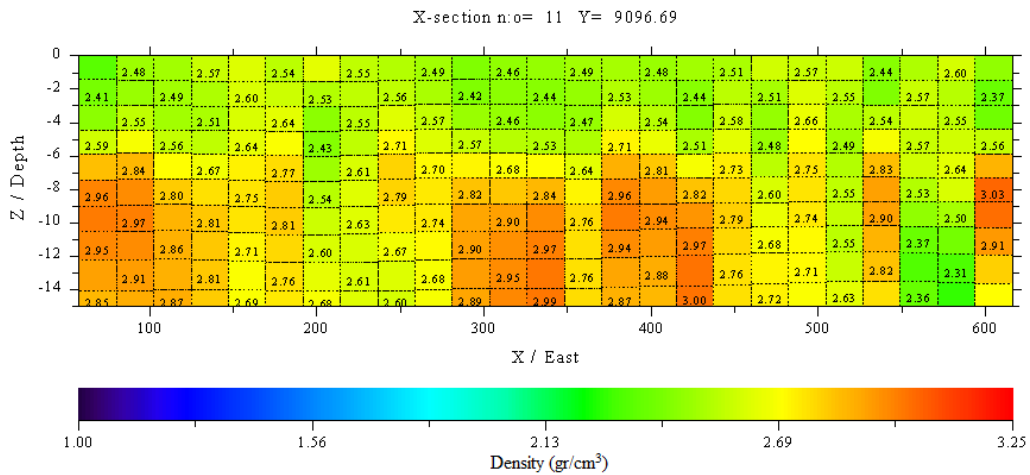
2. Hasil Pemodelan Anomali Residual (a) profil sayatan (b) model sayatan dalam bentuk 3d (c) penampang melintang arah x



(a)



(b)



(c)

Lampiran I.

Hasil Output Pemodelan 3D Anomali Residual

GRABLOX 1.6d results file:

Copy of the input (*.INP) file (without block information)

```
3 2.03
 57.815 8947.325 616.011 9231.821
5.638 5.690 5.638 5.690 0.000 0.000
1 0 0 0 1 0 0 0
 2.67000 -28.605469 -3.069137 54.411930 -
0.896580 12.661200 11.032500 336.900 9089.550
 57.800 8947.300 0.000 558.200
284.500 15.000
25 20 10
1 1 0
1
5000 1 1
0 0.267000E+01 0.100000E+01 0.325000E+01 0.100000E+01
```

Model information:

```
X-position          57.80
Y-position          8947.30
Z-position          0.00
X-dimension         558.20
Y-dimension         284.50
Z-dimension         15.00

division-X          25
division-Y          20
division-Z          10
```

The block model consists of 5000 minor blocks

Discretization (xyz): (25 x 20 x 10)

Default block size: 22.3 x 14.2 x 1.5 units

Block height is constant along depth

All dimensions are defined in kilometers (du = km)

Computational parameters:

```
Background density (g/cm^3) 2.67000
```

The background density is based on the abovementioned value

The mean density of the whole model is 2.72867 (g/cm³)

The mean density of each layer is (g/cm³):

Layer	1	:	2.47053
Layer	2	:	2.49001
Layer	3	:	2.55422
Layer	4	:	2.64963
Layer	5	:	2.78026
Layer	6	:	2.85028
Layer	7	:	2.87671
Layer	8	:	2.86854
Layer	9	:	2.87333
Layer	10	:	2.87319

Base anomaly: $A + B*x + C*y + D*x^2 + E*y^2 + F*x*y$

Base level A (mGal)	-28.6054688
X gradient B (mGal/du)	-0.0030691
X gradient C (mGal/du)	0.0544119
X ² term D (mGal/du ²)	-0.89658E-06
Y ² term E (mGal/du ²)	0.12661E-04
X*Y term F (mGal/du ²)	0.11032E-04
X0 position (du)	0.33690E+03
Y0 position (du)	0.90895E+04

Computation information

Computed data is: Gravity anomaly of a block model

Computed data includes only the anomaly

The regional data consists of base anomaly and gradients

Computation & Inversion time = 18.73 & 75.61 (s)

Data RMS error = 0.32435E-01

Model RMS error = 0.11332E-02

Inversion information

SVD tresh. = 0.10240E+00

Dump. mean = 0.22213E-08

Inversion method:

Occam height optimization

Inversion constraints:

3-D smoothing

No bulky inversion

Inversion parameters:

Lagrange scaler FOPT= 1.000

Inversion option IOPT= 1

Minimum parameter value= 1.000

Maximum parameter value= 3.250

Model roughness: not used

Mean depth weights per layer

Layer	1 :	0.00000
Layer	2 :	0.00000
Layer	3 :	2.15340
Layer	4 :	2.60951
Layer	5 :	3.00136
Layer	6 :	3.31930
Layer	7 :	3.55552
Layer	8 :	3.70418
Layer	9 :	3.76164
Layer	10 :	3.72647

Data information

Measured data defined on (regular/irregular) grid

Computed and measured data has been saved into a separate
*.GBM file

Columns are: X, Y, Zcoordinates, computed, base & measured
data

Lampiran J.

Tabel Densitas Batuan (Telford et al., 1990)

Rock type	Density range (g/cm ³)	Average (g/cm ³)
Sediment rocks		
Overburden		1.92
Soil	1.2 – 2.4	1.92
Clay	1.63 - 2.6	2.21
Gravel	1.7 – 2.4	2.0
Sand	1.7 – 2.3	2.0
Sandstone	1.61 – 2.76	2.35
Shale	1.77 – 3.2	2.40
Limestone	1.93 – 2.90	2.55
Dolomite	2.28 – 2.90	2.70
Sedimentary rocks (av.)		2.50
Igneous rocks		
Rhyolite	2.35 – 2.70	2.52
Andesite	2.4 – 2.8	2.61
Granite	2.50 – 2.81	2.64
Granodiorite	2.67 – 2.79	2.73
Porphyry	2.60 – 2.89	2.74
Quartz diorite	2.62 – 2.96	2.79
Diorite	2.72 – 2.99	2.85
Lavas	2.80 – 3.00	2.90
Diabase	2.50 – 3.20	2.91
Basalt	2.70 – 3.30	2.99
Gabbro	2.70 – 3.50	3.03
Peridotite	2.78 – 3.37	3.15
Acid igneous	2.30 – 3.11	2.61
Basic igneous	2.09 – 3.17	2.79
Metamorphic rocks		
Quartzite	2.50 – 2.70	2.60
Schists	2.39 – 2.90	2.64
Graywacke	2.60 – 2.70	2.65
Marble	2.60 – 2.90	2.75
Serpentine	2.40 – 3.10	2.78
Slate	2.70 – 2.90	2.79
Gneiss	2.59 – 3.0	2.80
Amphibolite	2.90 – 3.04	2.96
Eclogite	3.20 – 3.54	3.37
Metamorphic	2.40 – 3.10	2.74

BAB 5

KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan

Berdasarkan analisis data anomali gravitasi dan pemodelan tiga dimensi struktur bawah permukaan zona sesar belakang Flores dan busur gunung api pulau Flores dapat diambil beberapa kesimpulan sebagai berikut:

1. Anomali gravitasi Bouguer lengkap dengan nilai anomali positif tertinggi berada di bagian Utara yang merupakan zona sesar Flores atau daerah cekungan belakang Flores, sedangkan anomali gravitasi dengan nilai anomali positif rendah berada tersebar di bagian selatan, Barat Daya dan Tenggara daerah penelitian termasuk daerah busur gunung api Flores.
2. Gradien horisontal dan gradien *tilt* dari anomali gravitasi regional berada di bagian Barat laut, Utara, dan Timur laut dari pulau Flores yang mana daerah tersebut merupakan kontak geologi.
3. Berdasarkan model 3D dari anomali regional dan anomali residual, sesar belakang Flores diperkirakan berada mulai pada kedalaman 30 km, ketebalan kerak bumi di zona sesar belakang Flores diperkirakan hingga 30 km sedangkan ketebalan kerak bumi dibagian busur pulau diperkirakan lebih dari 60 km. Untuk dapur magma gunung api di pulau Flores pada umumnya diperkirakan pada kedalaman 6 km.

5.2 Saran

1. Agar memperoleh model bawah permukaan yang lebih representatif membutuhkan informasi dan data geologi yang lebih lengkap.
2. Melakukan pemodelan struktur bawah permukaan bumi menggunakan data anomali gravitasi udara bebas sebagai perbandingan dan model kontrol anomali Bouguer lengkap tanpa proses pemisahan anomali lokal dan regional.

DAFTAR PUSTAKA

- Audley-Charles, M.G., (2004), "Ocean Trench Blocked and Obliterated by Banda Forearc Collision With Australian Proximal Continental Slope", *Tectonophysics*, Vol. 389, Hal. 65-79.
- Blakely, R.J., (1995), *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, First Edition, Cambridge University Press, New York.
- Dampney, C.N.G., (1969), "The Equivalent Source Technique", *Geophysics*, Vol. 34, No. 1, Hal. 39-53.
- Darman, H., Sidi, H.F., (2000), *An Outline of The Geology of Indonesia*, IAGI.
- Daryono., (2011), "Identifikasi Sesar Naik Belakang Busur (Back Arc Thrust) Daerah Bali Berdasarkan Seismitas dan Solusi Bidang Sesar", *Artikel Kebumihan Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika*.
- DeGroot-Hedlin, C., Constable, S., (1990), "Occams Inversion to Generate Smooth Two Dimensional Models From Magnetotelluric Data", *Geophysics*, Vol. 55, No. 12, Hal. 1613-1624.
- Featherstone, W.E., Dentith, M.C., (1997), "A Geodetic Approach to Gravity Data Reduction For Geophysics", *Computers and Geosciences*, Vol. 23, No. 10, Hal. 1063-1070.
- Ganguli, S.S., Dimri, V.P., (2013), "Interpretation of Gravity data Using Eigenimage With Indian Case Study: A SVD Approach", *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 95, Hal. 23-25.
- Gotze, H.J., Li, X., (2001), "Tutorial Ellipsoid, Geoid, Gravity, Geodesy, and Geophysics", *Geophysics*, Vol. 66, No. 6, Hal. 1660-1668.
- Grandis, H., (2009), *Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika*, Himpunan Ahli Geofisika Indoensia (HAGI), Bandung.
- Hamilton, W., (1979), *Tectonics of The Indonesia Region*, Geological Survey, Professional Paper 1078, Washington.

- Hartono, H.G., (2010), “Penelitian Awal Gunung Api Purba di Daerah Manggarai Barat Flores Nusa Tenggara Timur Indonesia”, *Jurnal Ilmiah MTG*, Vol. 3. No.1.
- Hidayat, F.S., (2011), *Penyelidikan Gaya Berat Untuk Pemetaan Struktur Bawah Permukaan di Daerah Karanganyar Bagian Barat*, Skripsi Sarjana, Universitas Sebelas Maret, Surakarta.
- Hinze, W.J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Forsberg, R., Hildenbrand, T., Keller, G.R., Kellogg, J., Kucks, R., Li, X., Mainville, A., Morin, R., Pilkington, M., Plouff, D., Ravat, D., Roman, D., Urrutia-Fucugauchi, J., Veronneau, M., Webring, M., Winester, D., (2005), “New Standards for Reducing Gravity Data”, *Geophysics*, Vol. 70, No. 4, Hal. J25-J32.
- Indriana, R.D., (2008a), “Analisis Sudut Kemiringan Lempeng Subduksi di selatan Jawa Tengah dan Jawa Timur Berdasarkan Data Anomali Gravitasi dan Implikasi Tektonik Vulkanik”, *Berkala Fisika*, Vol. 11, No. 3, Hal. 89-96.
- Katili, J.A., (1975), “Volcanism and Plate Tectonics In the Indonesia Island Arcs ”, *Tectonophysics*, Vol. 26, Hal. 165-188.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., (2002), *An Introduction to Geophysical Exploration*, 3rd Edition, Blackwell Science, Oxford.
- Koesoemadinata, S., Noya, Y., Kadarisman, D., (1994), *Peta Geologi Lembar Ruteng Nusa Tenggara Timur*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Kementrian Energi dan Sumberdaya Mineral, Bandung.
- Lewerissa, R., (2011), *Pemodelan Tiga Dimensi Struktur Bawah Permukaan Bumi di Provinsi Papua Barat Berdasarkan Analisis Data Gravitasi*, Tesis Magister, Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.
- Li, Y., Oldenburg, D.W., (1998), “3-D Inversion of Gravity Data”, *Geophysics*, Vol. 63, No.1, Hal. 109-119.
- Li, Y., Yang, Y., (2011), “Gravity Data Inversion for The Lithospheric Density Structure Beneath North China Craton From EGM 2008 Model”, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, Vol. 189, Hal. 9-26.
- Lillie, R.J., (1999), *Whole Earth Geophysics*, Prentice Hall Oregon State University, New Jersey.

- McCaffrey, R., (1988), "Active Tectonics of The Eastern Sunda and Banda Arcs", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. B12, Hal. 15, 163-15,182.
- Miller, H.G., Singh, V., (1994), "Potential Field Tilt – a New Concept for Location of Potential Field Sources", *Journal of Applied Geophysics*, 32, Hal. 213-217.
- Muraoka, H., Nasution, A., Simanjuntak, J., Dwipa, S., Takahashi, M., Takahashi, H., Matsuda, K., Sueyoshi, Y., (2005), "Geology and Geothermal Systems in the Bajawa Volcanic Rift Zone Flores Eastern Indonesia", *Proceeding World Geothermal Congress*, Antalya Turkey.
- Pirttjarvi, M., (2009), "Fourpot-Potential Field Data Processing and Analysis of Using 2-D Fourier Transform", Department of Physics, University of Oulu.
- Prasetyo, H., (1992), "Bali-Flores Basin Geological Tansition From Extensional to Subsequent Compressional Deformation", *Proceedings Indonesian Petroleum Association*.
- Saibi, H., Nishijima, J., Hirano, T., Fujimitsu, Y., Ehara, S., (2008), "Relation Between Structure and Low Temperature Geothermal System in Fukuoka City Southwestern Japan", *Earth Planet Spaces*, Vol. 60, Hal. 821-826.
- Salem, A., Furuya, S., Aboud, E., Elawadi, E., Jotaki, H., Ushijima, K., (2005), "Subsurface Structural Mapping Using Gravity Data of Hohi Geothermal Area Central Kyushu Japan", *Proceeding World Geothermal Congress*.
- Sari, A.F., (2010), *Pemodelan Bawah Permukaan dan Zona Subduksi Daerah Kepulauan Nusa Tenggara Timur Berdasarkan Data Anomali Medan Gravitasi Regional*, Skripsi Sarjana, Universitas Diponegoro, Semarang.
- Setiawan, M.R., (2015), *Pemodelan Struktur Bawah Permukaan Zona Subduksi dan Gunung Api Jawa Timur Berdasarkan Analisis Data Gravitasi*, Tesis Magister, Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.
- Setyawan, A., (2005), "Kajiam Metode Sumber Ekuivalen Titik Massa Pada Proses Pengangkatan Data Gravitasi ke Bidang Datar", *Berkala Fisika*, Vol. 8, No. 1, Hal. 7-10.
- Silver, E.A., Breen, N.A., Prasetyo, H., (1986), "Multibeam Study of The Flores Backarc Thrust Belt Indonesia", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B3, Hal. 3489-3500.

- Snieder, R., and Trampert, J., (1990), *Inverse Problems in Geophysics*, Department of Geophysics, Utrecht University, Utrecht.
- Stern, R.J., (2002), *Subduction Zone*, Review of Geophysics, Vol. 40, 1012, doi:10.1029/2001RG000108, University of Texas, Texas.
- Suhadiyatno., (2008), *Pemodelan Metode Gravitasi Tiga Dimensi Dengan Menggunakan MATLAB*, Skripsi Sarjana, Universitas Indonesia, Depok.
- Sulistianingsih, F., (2009), *Pemodelan Struktur Bawah Permukaan Daerah X Untuk Menentukan Sumber Pasir Besi Dengan Metode Gravitasi*, Skripsi Sarjana, Universitas Indonesia, Depok.
- Supriyanto., (2007), *Analisis Data Geofisika: Memahami Teori Inversi*, Edisi Pertama, Departemen Fisika FMIPA Universitas Indonesia, Depok.
- Suwarna, N., Santosa, S., Koesoemadinata, S., (1989), *Peta Geologi Lembar Ende Nusa Tenggara Timur*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Kementrian Energi dan Sumberdaya Mineral, Bandung.
- Tadjou, J.M., Nouayou, R., Kamguia, J., Kande, H.L., Dicoum, E.M., (2009), “Gravity Analysis of The Boundary Between The Congo Craton and The Pan-African Belt of Cameroon”, *Austrian Journal of Earth Sciences*, Vol. 102, Hal. 71-79.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., (1990), *Applied Geophysics*, 2nd Edition, Cambridge University Press, New York.
- Tulak, N., (2011), *Pemodelan Struktur Bawah Permukaan Dearah Yapen dan Mamberamo Papua Berdasarkan Anomali Gravitasi*, Tesis Magister, Univesitas Gadjah Mada, Yogyakarta.
- Wulandari, F.I., (2015), *Pemodelan Struktur Bawah Permukaan 3D Purwekerto dan Sekitarnya Berdasarkan Data Anomali Gravitasi Bouguer Lengkap*, Tesis Magister, Universitas Gadjah Mada, Yogyakarta.
- Zen, M.T., Massinon, B., Wisyanto., Surachman, J., Karyoto., (1993), “Source Parameters of The 1992 Flores Earthquake”, *18th Annual Convention of The Indonesian Geophysical Society*.

BIODATA PENULIS



YOPITER LUKAS ALEXANDER TITI, lahir pada 30 April 1990 di Kupang, Nusa Tenggara Timur. Jenjang pendidikan yang telah ditempuh penulis adalah Sekolah Dasar di SDI Fatufeto 1 pada tahun 1996-2002, SMP Negeri 2 Kupang pada tahun 2002-2005, dan SMA Negeri 5 Kupang pada tahun 2005-2008. Pendidikan tinggi dimulai pada tahun 2008 di Jurusan Fisika Fakultas Sains dan Teknik (FST) Universitas Nusa Cendana Kupang dan lulus pada tahun 2013. Pada tahun 2014, melanjutkan studi S2 melalui program beasiswa oleh Lembaga Pengelola Dana Pendidikan (LPDP) di Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Teknologi Sepuluh Nopember Surabaya.

Surabaya, Juli 2016

alex30.ylat@gmail.com