



UNIVERSITAS INDONESIA

**PEMODELAN STRUKTUR BAWAH-PERMUKAAN DAERAH
“X” UNTUK MENENTUKAN SUMBER PASIR BESI DENGAN
METODA GRAVITY**

SKRIPSI

FITHRI SULISTIANINGSIH

0606039852

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM FISIKA
DEPOK
JUNI 2009**



UNIVERSITAS INDONESIA

**PEMODELAN STRUKTUR BAWAH-PERMUKAAN DAERAH
“X” UNTUK MENENTUKAN SUMBER PASIR BESI DENGAN
METODA GRAVITY**

SKRIPSI

Diajukan sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar sarjana

**FITHRI SULISTIANINGSIH
0606039852**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
PROGRAM STUDI FISIKA
PEMINATAN GEOFISIKA
DEPOK
JUNI 2009**

HALAMAN PERNYATAAN ORISINALITAS

**Skripsi/Tesis/Disertasi ini adalah hasil karya saya sendiri,
dan semua sumber baik yang dikutip maupun dirujuk
telah saya nyatakan dengan benar.**

**Nama : Fithri Sulistianingsih
NPM : 0606039852**

Tanggal : 4 Juni 2009

HALAMAN PENGESAHAN

Skripsi ini diajukan oleh :

Nama : Fithri Sulistianingsih
NPM : 0606039852
Program : Fisika
Peminatan : Geofisika
Judul Skripsi : Pemodelan struktur bawah-permukaan daerah untuk menentukan sumber pasir besi

Telah berhasil dipertahankan di hadapan Dewan Penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Sarjana Science pada Program Studi Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Indonesia

DEWAN PENGUJI

Pembimbing : Dr. Eng. Yunus Daud, M. Sc. ()

Penguji : Dr. Syamsu Rosid ()

Penguji : Ir. Ronal Afan. M.Si ()

Ditetapkan di : Depok

Tanggal : 4 Juni 2009

KATA PENGANTAR

Dengan nama Alloh yang maha pengasih lagi maha penyayang.

Alhamdulillah, terima kasih ya Alloh, akhirnya skripsi untuk memenuhi syarat kelulusan program Sarjana Fisika dapat saya selesaikan. Ungkapan terima kasih dan cinta kasih yang sebesar-besarnya saya haturkan untuk Mamah, Bapak, Mbah, dan saudaraku yang telah memberikan dukungan spiritual, moral, materil, limpahan kasih sayang, serta pengorbanan yang tak ternilai selama ini.

Tidak lupa saya ucapkan terima kasih sebesar-besarnya juga atas pengorbanan waktu, dukungan ilmu, moral, materil dan semangat sehingga saya dapat menyelesaikan pendidikan S1 di Universitas Indonesia kepada :

1. Dr. Eng. Yunus Daud, M. Sc., Selaku dosen pembimbing.
2. Prof. Dr. Prihardjo Sanyoto sekeluarga.
3. Mr. Bernhard W Seubert dan Bapak Nastsir Syarif.
4. Dr. Syamsu Rosid dan Ir. Ronal Afan, M.Si selaku dosen penguji.
5. Pak Supriyanto, Pak Abdul Haris Pak Anto, Pak Hikam, Pak Imam, Pak Djoko, Pak Terri, Pak Budi, Pak Lingga, Pak Jati, Pak Agus, Pak Yayan, Pak Jatmiko, Pak Waluyo, dan Kang Rojak.
6. Seluruf staf tata usaha ekstensi fisika (Mba Ratna, Mba Lastri, Mas Rizky)
7. Rakan ó rekan ekstensi angkatan 2006 (Riri, Asrim, Susan, Irul, Ajiz, Candra, R-Men, Mr. Rohadi, Haikal, Ridwan, Indra, Ken, Wida, Subhan,)
8. Teh Dewi, Alet, Yaya, Abi, Asik, Jefri, Mba Ayu, Kang Beni, Umi, Rina, Inra, Ibu Kristin, Dona, Bang Ray, Joe.

Semoga Alloh SWT melimpahkan balasan yang sempurna atas segala dukungan dan kebaikan semua pihak yang telah membantu saya.

Akhir kata semoga skripsi yang belum sempurna ini bermanfaat, bagi pembaca kritik dan sarannya senantiasa saya nantikan di fithriz@yahoo.co.id.

Depok, Juni 2009

Fithri Sulistianingsih

**HALAMAN PERNYATAAN PERSETUJUAN PUBLIKASI
TUGAS AKHIR UNTUK KEPENTINGAN AKADEMIS**

Sebagai sivitas akademik Universitas Indonesia, saya yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Fithri Sulistianingsih
NPM : 0606039852
Bidang Peminatan : Geofisika
Departemen : Fisika
Fakultas : Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Jenis karya : Skripsi

demi pengembangan ilmu pengetahuan, menyetujui untuk memberikan kepada Universitas Indonesia **Hak Bebas Royalti Noneksklusif** (*Non-exclusive Royalty-Free Right*) atas karya ilmiah saya yang berjudul :

**PEMODELAN STRUKTUR BAWAH-PERMUKAAN DAERAH “X”
UNTUK MENENTUKAN SUMBER PASIR BESI DENGAN METODA
GRAVITY**

beserta perangkat yang ada (jika diperlukan). Dengan Hak Bebas Royalti Noneksklusif ini Universitas Indonesia berhak menyimpan, mengalihmedia/formatkan, mengelola dalam bentuk pangkalan data (*database*), merawat, dan memublikasikan tugas akhir saya selama tetap mencantumkan nama saya sebagai penulis/pencipta dan sebagai pemilik Hak Cipta.

Demikian pernyataan ini saya buat dengan sebenarnya.

Dibuat di : Depok
Pada tanggal : 4 Juni 2009
Yang menyatakan

(Fithri Sulistianingsih)

ABSTRAK

Nama : Fithri Sulistianingsih
Program Studi : Fisika
Peminatan : Geofisika
Judul : Pemodelan Struktur Bawah-permukaan daerah X untuk Menentukan Sumber Pasir Besi dengan Metoda Gravity

Daerah penelitian yaitu daerah X diduga berpotensi memiliki zona mineralisasi besi, hal tersebut diindikasikan dengan keberadaan sebaran pasir besi di atas permukaan daerah X. Zona mineralisasi dapat berupa struktur sesar, dan sumber mineral besi dapat berasal dari hasil pelapukan batuan beku yang mengandung mineral besi.

Untuk mendeteksi keberadaan struktur sesar dan jenis batuan yang menjadi sumber pasir besi dan bijih besi di bawah-permukaan maka dilakukan penelitian dengan metoda gravity yang ditunjang dengan data geologi dan data magnetik berupa peta anomali magnetik.

Pemanfaatan metoda gravity dalam penelitian ini meliputi proses akuisisi dengan bantuan alat gravitometer La Coste & Romberg G. 826, pemrosesan data, dan interpretasi baik secara kualitatif maupun kuantitatif dengan bantuan beberapa software seperti; Golden software surfer 8, Grav2D, dan TSA.

Hasil interpretasi terpadu dari data gravity, geologi dan magnetik menunjukkan indikasi bahwa daerah penelitian X berpotensi sebagai daerah yang mengandung sebaran mineral besi. Hasil *forward modelling* 2-Dimensi dari lintasan AB dan CD menunjukkan keberadaan struktur di bawah-permukaan berupa sesar, horst dan sinklin beserta jenis batuan beku yang diperkirakan mengandung mineral magnetik dengan densitas hingga 2,9 gr/cc.

Struktur sesar pada hasil pemodelan diperkirakan berpotensi sebagai zona mineralisasi, sedangkan batuan beku dengan densitas 2,9 gr/cc diperkirakan merupakan sumber dari pasir besi yang terhampar di sebagian permukaan daerah penelitian.

Untuk pengembangan lebih jauh perlu dilakukan uji hasil dengan metode resistivity, uji kandungan mineral magnetik terhadap batuan beku yang ada dan juga dapat dilakukan pengeboran pada daerah yang diperkirakan merupakan zona mineralisasi.

Kata kunci :

Metoda Gravity, sesar, batuan beku, pasir besi

ABSTRACT

Name : Fithri Sulistianingsih
Program Study : Physics
Peminatan : Geophysics
Title : Modeling of X area's subsurface structure for investigate
the source of iron sand with gravity method

Investigation X area estimated has an iron mineralization potential which is indicated with iron sand existing on surface.

Mineralization zone can be as fault structure and resource of iron is product of weathering of igneous rock which contain of iron minerals.

To detect structure and kind of rocks on subsurface, gravity method was used supported by geological data and magnetic data in magnetic anomaly map.

Gravity method including acquisition with La Costa & Romberg G.826 gravity meter, data processing with software such as Golden Software Surfer 8, Grav 2D, and TSA.

Integrated interpretation based of gravity, geological, and magnetic data shown indication of X area has potential for iron mineralization.

According to result of 2-Dimension forward modeling from cross line AB and CD shows indication of fault, horst which contain of igneous rock with density 2.9 g/cc indicated contain of magnetic mineral.

Fault structure by modeling indicated as mineralization zone and igneous rock with density 2.9 g/cc is predicted as resource for iron sand on X area.

In future development, resistivity method, drilling test highly recommended for magnetic mineralization test against igneous rock which trusted as mineralization zone.

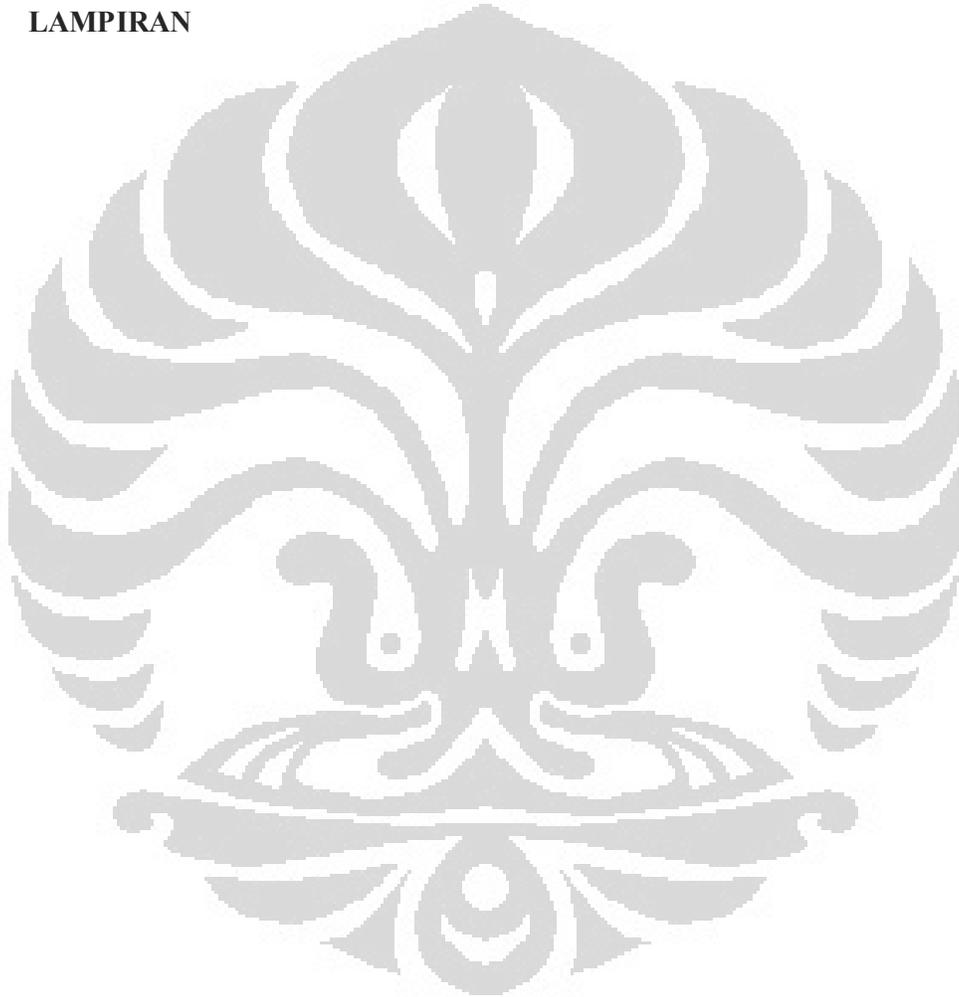
Key word :

Gravity method, fault, igneous rock, iron sand

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	ii
LEMBAR PENGESAHAN	iii
KATA PENGANTAR	iv
LEMBAR PERSETUJUAN PUBLIKASI KARYA ILMIAH	v
ABSTRAK	vi
DAFTAR ISI	vii
DAFTAR GAMBAR	viii
I PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Maksud dan Tujuan	2
1.3 Batasan Masalah	2
1.4 Metodologi Penelitian	3
1.5 Sistematika Pembahasan	4
2 TEORI DASAR	
2.1 Teori Dasar Metoda Gravity	5
2.2 Pengukuran Gravitasi Bumi.....	6
2.3 Anomali Gravitasi	8
2.3.1 Pemisahan Anomali Residual dari Regional	12
2.4 Densitas	14
2.4.1 Densitas Batuan	14
2.4.2 Penentuan Densitas Rata-rata	15
2.5 Interpretasi Data Gravity	16
2.5.1 Penafsiran Kualitatif	16
2.5.2 Penafsiran Kuantitatif	16
2.5.3 Prinsip Dasar Pemodelan Metoda Gravity	17
3 TINJAUAN DAERAH PENELITIAN	
3.1 Geologi Daerah Penelitian	20
3.1.1 Fisiografi dan Morfologi	20
3.1.2 Stratigrafi	20
3.1.3 Struktur dan Tektonik	22
3.2 Pasir Besi	23
4 Akuisisi dan Pengolahan Data	
4.1 Akuisisi Data Gravity	24
4.1.1 Peralatan yang Digunakan	24
4.1.2 Desain Pengukuran Metoda Gravity	24
4.2 Pengolahan Data Gravity	26
4.2.1 Konversi Nilai Baca Alat ke Miligal	26
4.2.2 Reduksi Nilai Gravitasi	26
4.2.3 Menghitung Nilai Densitas Rata-rata	28
4.2.4 Pembuatan Peta Anomaly Bouguer	29
4.2.5 Pemisahan Anomaly Regional dan Residual ..í í í í í í .	29

4.2.6	Pemodelan Bawah Permukaan	30
5	HASIL DAN PEMBAHASAN	
5.1	Interpretasi Kualitatif	31
5.2	Interpretasi Kuantitatif	34
6	KESIMPULAN DAN SARAN	
6.1	Kesimpulan	36
6.2	Saran	36
	DAFTAR REFERENSI	37
	LAMPIRAN	



DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1	Diagram Alir Metodologi Penelitian	3
Gambar 2.1	Gaya Tarik Antara Dua Benda Bermassa m_1 dan m_2	5
Gambar 2.2	Prinsip Kerja Alat Gravimeter	7
Gambar 2.3	Topografi dan Geoid	10
Gambar 2.4	Lempeng Bouguer diantara Geoid dan Titik Amat	11
Gambar 2.5	Grafik Smoothing	13
Gambar 2.6	Gambaran Teknik Surface Fitting	13
Gambar 2.7	Anomali Gravitasi Akibat Benda Anomali yang Bulat	17
Gambar 2.8	Skema Prinsip Forward dan Inverse Modelling	19
Gambar 3.1	Peta Geologi Daerah Penelitian	20
Gambar 3.2	Stratigrafi Regional Daerah Penelitian	21
Gambar 3.3		
Gambar 3.4	Peta Anomali Magnetik Daerah Penelitian	26
Gambar 4.1	Alat Gravimeter La Coste & Romberg	27
Gambar 4.2	Barometer, Altimeter, GPS, dan Tabel Data	28
Gambar 4.3	Jaringan Titik Ikat dalam Pengukuran	29
Gambar 4.4	Grafik Densitas Rata-rata dengan Metode Parasnis	32
Gambar 4.5	Diagram Alir Proses Pengolahan Data Gravity	34
Gambar 5.1	Peta Anomali Bouguer Daerah Penelitian	35
Gambar 5.2	Peta Anomali Regional Daerah Penelitian	36
Gambar 5.3	Peta Anomali Residual Daerah Penelitian Beserta Lintasan AB dan CD	37
Gambar 5.4	Peta Anomali Magnetik Beserta Lintasan AB dan CD	39
Gambar 5.5	Grafik Anomali Magnetik Lintasan AB	40
Gambar 5.6	Grafik Anomali Magnetik Lintasan CD	40
Gambar 5.7	Profile Anomali Magnetik, Gravity, Model Geofisika dan Model Geologi Penampang Lintasan AB 2Dimensi	42
Gambar 5.8	Profile Anomali Magnetik, Gravity, Model Geofisika dan Model Geologi Penampang Lintasan CD 2Dimensi Grafik Anomali	44

BAB 1

PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Di permukaan daerah penelitian X, berdasarkan kenampakannya terhampar sebaran pasir yang menurut hasil analisa lab mengandung mineral bersifat magnetik yang biasa disebut pasir besi, kondisi ini cukup menarik untuk dipelajari, terutama untuk mengetahui keberadaan jenis batuan beku seperti gabro, diorit dan lainnya yang menjadi sumber mineral magnetit (besi) dan untuk menyelidiki keberadaan zona mineralisasi untuk bijih besi di bawah-permukaan daerah penelitian. Menurut Idral (2008) struktur sesar merupakan zona mineralisasi bagi terbentuknya bijih besi, namun secara fisual di permukaan daerah penelitian tepatnya di sepanjang daerah yang mengandung pasir besi tidak ditemukan indikasi adanya sesar. Sedangkan jenis batuan yang dapat memberikan distribusi mineral besi akibat proses pelapukan adalah kelompok batuan ultra basa (Katili, 1963) seperti Diorit hingga Basal (Moetamar, 2008).

Untuk mengetahui jenis dan struktur batuan yang berkaitan dengan sumber pasir besi dan bijih besi di bawah-permukaan daerah penelitian maka diperlukan suatu metoda Geofisika.

Dalam penelitian ini metoda yang digunakan adalah metoda Gravity, karena metoda gravity dalam ilmu Geofisika telah banyak dimanfaatkan sebagai survey awal dalam usaha untuk mengetahui gambaran jenis batuan serta struktur batuan di bawah-permukaan berdasarkan variasi nilai rapat massa (*density*) material (batuan) di bawah-permukaan bumi.

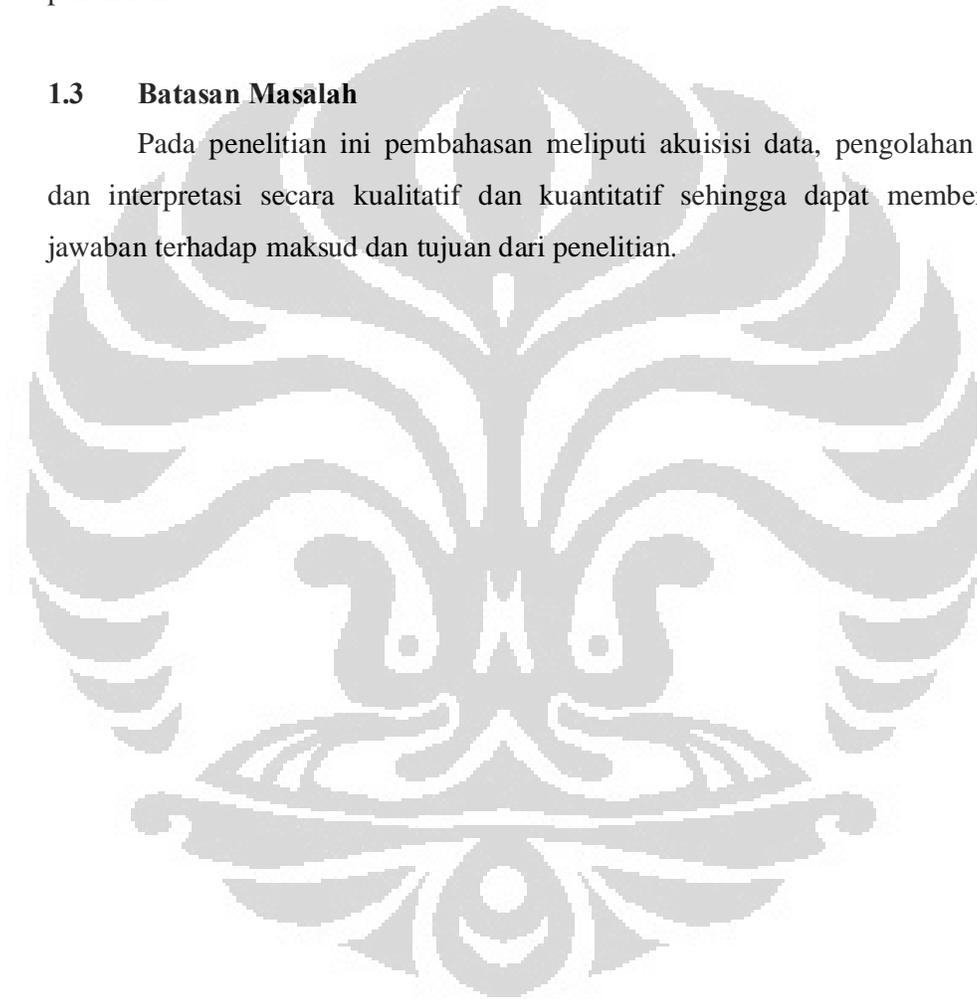
Menurut Santoso (2001), biasanya mineral ekonomis (salah satunya adalah besi) selalu berkaitan dengan bentuk δ bentuk intrusi batuan beku seperti pipa, lakolit, lapolit dan sebagainya. Bentuk dan dimensi dari intrusi batuan beku ini dapat diduga dengan baik berdasarkan pemanfaatan metoda atau teknologi gravity karena adanya beda densitas antara intrusi dengan batuan sekitarnya.

1.2. Maksud dan Tujuan

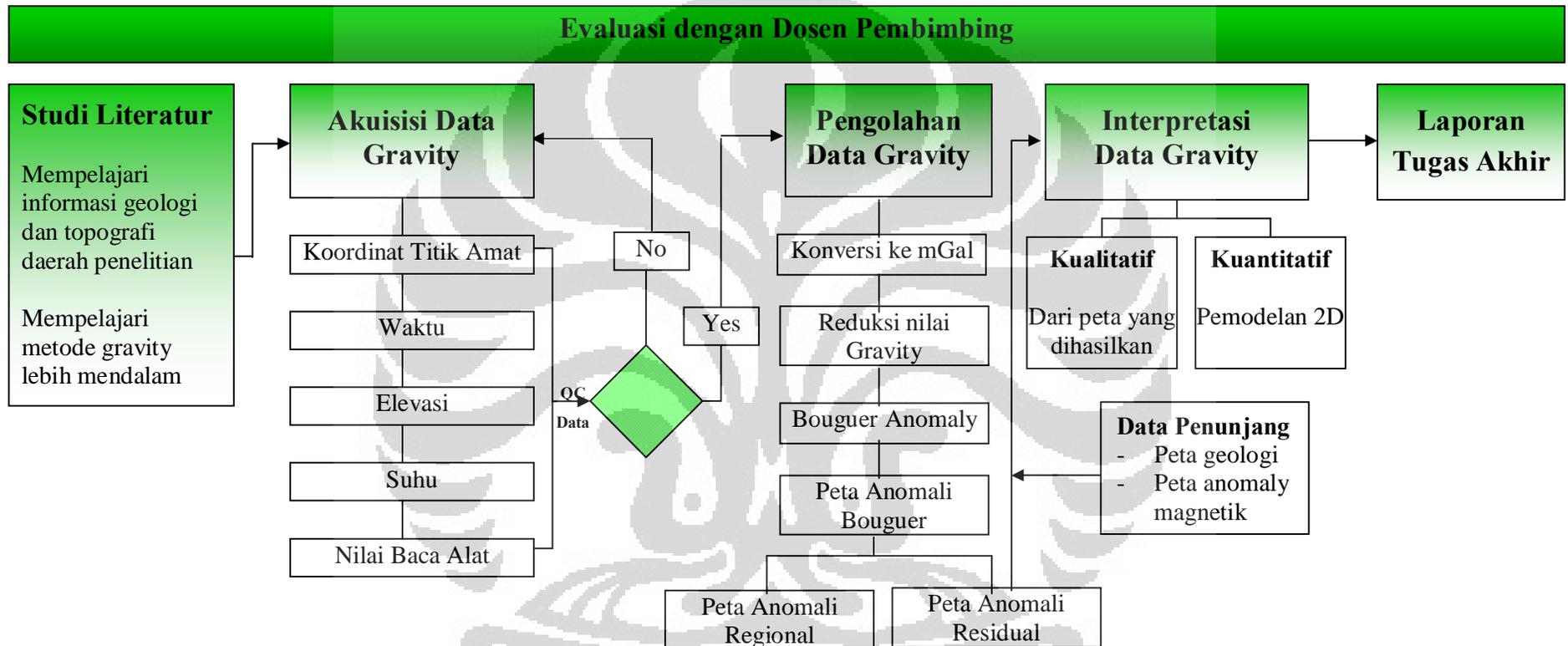
Maksud dan tujuan dilakukan penelitian ini adalah untuk mempelajari dan memanfaatkan metode Gravity mulai dari proses akuisisi data, pengolahan data hingga interpretasi baik secara kualitatif maupun kuantitatif untuk mengetahui keberadaan jenis batuan yang menjadi sumber pasir besi dan struktur sesar sebagai indikasi adanya zona mineralisasi bijih besi di bawah permukaan daerah penelitian.

1.3 Batasan Masalah

Pada penelitian ini pembahasan meliputi akuisisi data, pengolahan data dan interpretasi secara kualitatif dan kuantitatif sehingga dapat memberikan jawaban terhadap maksud dan tujuan dari penelitian.



1.4 Metodologi Penelitian



1.5 Sistematika Pembahasan

Laporan Tugas Akhir ini tersusun atas beberapa bab yang terdiri dari:

- Bab 1 Pendahuluan
Membahas tentang latar belakang, tujuan penelitian, batasan masalah, metodologi serta sistematika pembahasan laporan tugas akhir.
- Bab 2 Teori Dasar
Membahas tentang teori dasar yang berkaitan dengan metoda gravity.
- Bab 3 Tinjauan Data Penunjang
Membahas tentang informasi pendukung, yaitu; geologi regional dari daerah penelitian yang meliputi fisiografi, morfologi, struktur, stratigrafi dan tektonik yang pernah terjadi serta data informasi mengenai pembentukan pasir besi dan data magnetik berupa peta anomaly magnetik.
- Bab 4 Akuisisi dan Pengolahan Data
Membahas tentang peralatan survey gravity, teknik pengambilan data di lapangan serta pengolahan data hingga diperoleh peta anomaly bouguer, regional dan residual serta penampang bawah-permukaan 2-Dimensi lintasan AB dan CD dari daerah penelitian.
- Bab 5 Hasil dan Pembahasan
Berisi pembahasan gabungan antara hasil dari penelitian gravity yang telah dilakukan dengan data penunjang baik secara kualitatif maupun kuantitatif .
- Bab 6 Kesimpulan dan Saran
Berisikan kesimpulan dari seluruh pembahasan pada bab-bab sebelumnya beserta saran-saran.

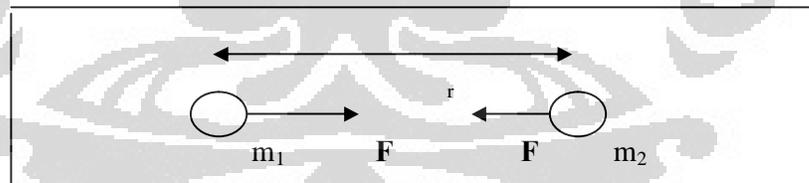
BAB 2

TEORI DASAR

2.1 Teori Dasar Metoda Gravity

Metoda gravitasi (*gravity*) merupakan salah satu metoda pasif dari metoda geofisika yang dapat digunakan untuk mengetahui struktur bawah permukaan bumi (*subsurface*) dengan cara mengamati/mengukur variasi percepatan gravitasi bumi yang diakibatkan oleh variasi distribusi nilai rapat massa (*densitas*) dari material di bawah-permukaan bumi (batuan).

Percepatan gravitasi memiliki satuan, dalam Sistem Internasional (SI) adalah m/s^2 , sedangkan dalam cgs dinyatakan dalam gal yang diambil dari nama Galileo dimana $1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2$. Pemahaman mengenai percepatan gravitasi diawali oleh Aristoteles (384 ó 322) yang menyatakan bahwa benda-benda ada yang bergerak bebas menuju pusat bumi dengan kecepatan yang sebanding dengan beratnya. Hal tersebut menerangkan bahwa benda jatuh bebas tersebut adalah kasus khusus mengenai gravitasi yang kemudian hal tersebut berkembang menjadi Hukum Gravitasi Universal yang menyatakan bahwa "Dua benda dengan massa m_1 dan m_2 (Gambar 2.1) saling tarik menarik dengan gaya yang sama besar, namun berlawanan arah".



Gambar 2.1 Gaya tarik antara dua benda bermassa m_1 dan m_2 .

Besarnya gaya tarikan tersebut (F) berbanding langsung dengan hasil kali massa benda tersebut dan berbanding terbalik dengan kuadrat jarak (r) dari kedua benda yang memisahkannya. Jika massa (m) itu berupa massa titik (atau benda yang menunjukkan simetri bola) gaya tarik tersebut secara matematis memenuhi persamaan:

$$F = -G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2.1)$$

- Dengan : F : Gaya gravitasi pada masing-masing partikel (Newton).
 G : Konstanta gravitasi ($6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2$).
 r : Jarak antara titik pusat kedua massa (m_1 dan m_2).

Benda yang jatuh bebas dengan massa m_1 maka yang memperlambatnya adalah beratnya dengan percepatannya adalah percepatan gravitasi g , dan gaya yang bekerja adalah gayaberat benda tersebut yaitu W . Jika hukum II Newton, yaitu $F = m a$ maka percepatan (a) yang timbul oleh gaya ini merupakan percepatan akibat gravitasi (g) sehingga :

$$a = g \quad (2.3)$$

Dari persamaan 2.1 dan 2.3 maka percepatan massa m_1 yang mengarah ke massa m_2 (m_2 dimisalkan massa bumi) dapat diketahui dengan persamaan :

$$g = \frac{F}{m_1} \quad (2.4)$$

Besar gaya persatuan massa m_1 terhadap m_2 yang berjarak r disebut medan gravitasi dari partikel m_2 yang diperoleh dari persamaan 2.1 dan 2.4 adalah:

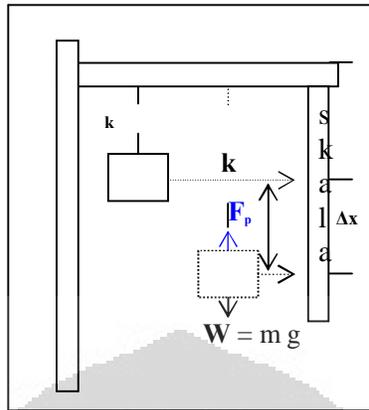
$$g = -G \frac{m_2}{r^2} \quad (2.5)$$

Jadi dalam metoda gravity, percepatan gravitasi bumi adalah gaya yang dialami oleh suatu satuan massa akibat tarikan bumi.

2.2 Nilai Gravitasi Bumi

Pengukuran gravitasi dalam metoda Gravity dilakukan dengan menggunakan alat yang disebut dengan *Gravimeter*. Prinsip dasar dari alat tersebut adalah sensor dengan bandul yang peka terhadap medan gayaberat. Secara sederhana dapat dilihat pada gambar 2.2.

Suatu massa (m) digantungkan pada untaian pegas dengan konstanta k . Perubahan beratnya (ditunjukkan dengan perpanjangan pegas x) yang diakibatkan oleh perubahan gayaberat (g) itulah yang diukur, atau gaya per satuan massa sebesar 1 cm/det^2 atau 1 gal .



Gambar 2.2 Prinsip kerja alat gravimeter

$$m \cdot g = k \cdot s \quad \dots\dots\dots (2.6)$$

$$\hat{e} \ g/s\hat{e} \ \acute{e} \ dg/ds = k/m \quad \dots\dots\dots (2.7)$$

Dalam persamaan gaya gravitasi pada sub bahasan 2.1, bentuk Bumi diasumsikan bulat sempurna (*sferoid*) dengan densitas seragam. Namun dalam kenyataannya akibat rotasi bumi maka Bumi mengalami pemipihan/*flattened* sehingga secara matematik berbentuk *ellipsoid* yang berotasi (*oblate spheroid*), akibatnya jari-jari bumi di katulistiwa lebih besar ± 21 km daripada jari-jari kutub, sehingga besarnya nilai percepatan gravitasi di daerah katulistiwa akan lebih kecil daripada di kutub. Menurut Hammer perbedaan nilai gravitasi di kedua daerah tersebut ± 5.17 gal dengan distribusi massa di katulistiwa lebih besar dari pada di kutub. Selain bentuk bumi yang ternyata *ellipsoid*, topografi permukaan Bumi juga pada kenyataannya berundulasi sehingga memiliki relief yang tidak rata dan tidak homogen terutama karena adanya variasi densitas pada kerak Bumi (*Crust*), maka variasi nilai gravitasi di tiap titik pengamatan dipengaruhi juga oleh distribusi volume massa Bumi yang dinyatakan dengan fungsi densitas () dan bentuk Bumi yang sesungguhnya. Hal yang juga sama-sama mempengaruhi nilai pengukuran gaya gravitasi yaitu fenomena alam pasang surut yang biasanya memberikan efek pasang surut (*Tides Effect*) dan kondisi alat gravimeter itu sendiri sehingga untuk mendapatkan nilai gravitasi yang sebenarnya diperlukan koreksi untuk komponen non geologis tersebut terhadap nilai hasil pengukuran gravity di lapangan, baik di darat, di laut maupun di udara.

2.3 Anomali Gravitasi (*Anomaly Bouguer*)

Anomali gravitasi merupakan penyimpangan dari nilai gravitasi normal, atau merupakan beda antara nilai gravitasi yang diamati (gravitasi observasi atau g_o) dan nilai gravitasi normal (nilai gravitasi teoritis yang mengacu kepada model bumi yang sesungguhnya atau g_n) Nilai anomali ini lah yang dicari dalam suatu survey gravity.

Anomali gravitasi disebut juga dengan anomali Bouguer. Untuk mendapatkan nilai anomali ini perlu dilakukan beberapa koreksi terhadap komponen non-geologis seperti yang telah disebutkan di sub bahasan 2.2, untuk hasil pengukuran di darat koreksi yang diperlukan terdiri dari :

a. Koreksi Lintang

Koreksi lintang dimanfaatkan karena bentuk bumi yang elipsoid akibat berotasi sehingga jari-jari di katulistiwa lebih besar dari jari-jari di kutub yang memberikan efek perubahan nilai gravitasi pengamatan di lapangan terhadap lintang geografis, istilah lain untuk pendekatan bentuk bumi *spheroid* akibat rotasi tersebut dikenal juga dengan nama *spheroid referensi* (Subagio, 2000).

dengan koreksi lintang maka dapat diperoleh nilai gravitasinormalnya/gravitasi teoritik (g_n) dari suatu titik pengukuran.

Rumusan medan gravitasi normal pada bidang *spheroid* tersebut telah ditetapkan oleh *International Union Geodesy and Geophysics* di tahun 1930, dan tahun 1980 digantikan oleh *Geodetic Refrence System/GRS 1980* (Untung, 2001) dengan rumusan:

$$g_n = 978032.7(1 + 0.0053024 \sin^2 \theta - 0.0000058 \sin^2 2\theta) \quad (2.8)$$

Dengan : g_n : Gravitasi Normal.

: Lintang titik amat dalam sistem ellipsoid WGS84 (*Word Geodetic System 1984*).

b. Koreksi Pasang Surut (*Tide Correction*)

Koreksi pasang surut atau dikenal dengan *Tides Correction* muncul akibat adanya efek medan gravitasi bulan dan matahari/gaya pasang surut (*tidal force*)

terhadap Bumi, sehingga nilai gravitasi bumi mengalami penyimpangan secara periodik dari nilai normalnya.

Koreksi pasang surut dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$\delta g_T = \frac{3}{2} \rho G R \left[\frac{M_m}{r_m^3} (\cos 2\theta_m + \frac{1}{3}) + \frac{M_s}{r_s^3} (\cos 2\theta_s + \frac{1}{3}) \right] \dots\dots\dots (2.9)$$

- g_T = Koreksi Pasut
 = 1,16 (peregangan bumi karena gaya pasut)
- R = Jari-jari bumi.
- m = Sudut yang dibentuk oleh garis yang menghubungkan titik pusat bumi dan bulan dengan garis antara titik pusat bumi dengan titik pengamatan.
- s = Sudut yang dibentuk oleh garis yang menghubungkan titik pusat bumi dan matahari dengan garis antara titik pusat bumi dan titik pengamatan.
- r_s = Jarak matahari ke bumi.
- r_m = Jarak bulan ke bumi.
- M_m = Massa bulan
- M_s = Massa matahari
- m dan s dihitung dengan suatu formula dengan program komputer berdasarkan pengukuran alat astronomi.

c. Koreksi Apungan (*Drift Correction*)

Koreksi apungan digunakan untuk menghilangkan efek perubahan sifat elastisitas pada komponen mekanik gravitometer yaitu pegas yang sangat sensitif yang dapat diakibatkan oleh pengaruh gaya luar seperti guncangan atau tekanan dan perubahan suhu sehingga nilai pembacaan berangsur angsur dapat berubah terhadap waktu.

Secara matematis nilai drift dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$Drift = \frac{G_{i\emptyset} + pasut - G_i + pasut}{t_{ak} - t_{awal}} x (t_i - t_{awal}) \dots\dots\dots (2.10)$$

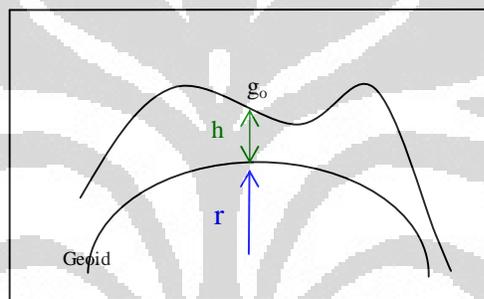
Keterangan : $G_{i\emptyset}$: Nilai gayaberat akhir di titik pangkal (base).

G_i : Nilai Gayaberat awal di titik pangkal (base).

- t_{ak} : Waktu pembacaan akhir di titik pangkal (base).
- t_{awal} : Waktu pembacaan awal di titik pangkal (base).
- t : waktu pembacaan di titik pengamatan (field).

d. Koreksi Udara Bebas (*Free Air Correction/FAC*)

Koreksi udara bebas merupakan koreksi yang dipakai untuk menghilangkan efek topografi atau efek perubahan ketinggian yang mempengaruhi nilai pembacaan nilai gravitasi tanpa memperhatikan efek dari massa batuan. Dengan kata lain koreksi udara bebas merupakan proses pengalihan nilai gravitasi normal spheroid referensi ke gravitasi di permukaan topografi.



Gambar 2.3 Topografi dengan ketinggian h dan Geoid

Percepatan gayaberat pada titik di permukaan bumi (g_o) dan pada bidang datum atau *geoid* (g_n) adalah:

$$g_n = \frac{Gm}{r^2} \quad \dots \dots \dots (2.11)$$

$$g_o = \frac{Gm}{(r + h)^2}$$

$$g_o - g_n = \frac{Gmr^2 + Gmh^2 + 2Gmrh - Gmr^2}{r^2(r + h)^2} \quad \dots \dots \dots (2.12)$$

tetapi $h \ll r$ maka $Gmh^2 = 0$

$$r + h = r$$

Bila rata-rata jari-jari bumi (r) = $6,6376 \times 10^8$ dan gravitasi teoritis (g) = 9.80629 m/s^2 , maka;

$$g_o - g_n = \frac{2Gmrh}{r^4} = \frac{2Gmh}{r^3} = \frac{2g_o h}{r} = 0.3086h \text{ mGal} \quad \dots \dots \dots (2.13)$$

Dengan kata lain koreksi udara bebas merupakan proses pengalihan nilai nilai gravitasi normal spheroid referensi ke nilai gravitasi di permukaan topografi.

Sehingga nilai koreksi udara bebas adalah:

$$FAC = 0.3086 h \quad (2.14)$$

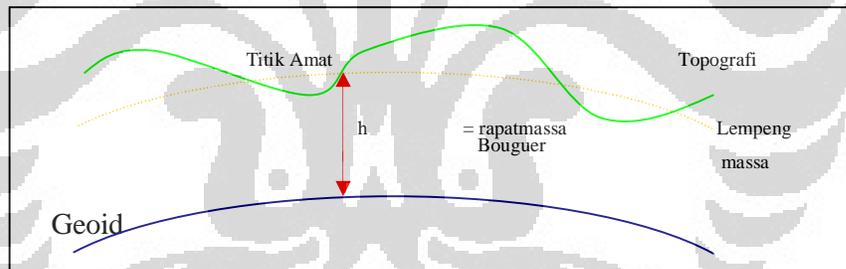
Dengan : FAC : Koreksi udara bebas (mGal).

h : Ketinggian titik amat (m).

Dalam hal ini terlihat bahwa semakin tinggi titik pengamatan maka nilai gravitasinya semakin mengecil dan sebaliknya

e. **Koreksi Bouguer (*Bouguer Correction*)**

Koreksi Bouguer merupakan koreksi ketinggian yang memperhitungkan adanya efek dari massa batuan yang berada di antara bidang datum (*geoid*) dan titik amat dengan asumsi memiliki jari-jari tak berhingga dengan tebal h (meter) dan densitas (gr/cc).



Gambar 2.4 Lempeng Bouguer/massa diantara Geoid dan titik amat (Untung, 2001)

Nilai koreksi Bouger (BC) dapat dicari dengan persamaan $BC = 2 G h$

Jika nilai konstanta gravity universal $G = 6,673 \times 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$ maka

$$BC = 0.0419 h \text{ mGal.} \quad (2.15)$$

Dengan : h : Ketinggian titik amat (m).

: Rapatmassa rata-rata daerah penelitian (gr/cc).

f. Koreksi Medan

Koreksi medan muncul dikarenakan permukaan bumi di sekitar titik pengukuran tidak semuanya rata, namun berundulasi atau berlembah dan bergunung. Kondisi tersebut dapat mempengaruhi nilai gravitasi saat pengukuran. Salah satu cara untuk mengetahui nilai koreksi medan adalah dengan menggunakan metode *Hammer Chart*. Secara matematis koreksi tersebut dapat dituliskan sebagai berikut:

$$dg_r = G\rho\theta \left[\left(r_o r_i \right) + \sqrt{r_i^2 + z^2} - \sqrt{r_o^2 - z^2} \right] \quad (2.16)$$

Dengan:

- dg_r : Harga koreksi tiap sektor (mGal).
- G : Konstanta gayaberat (6.672×10^{-8} dyne $\text{cm}^2 \text{gr}^{-2}$).
- r_o : Jari-jari\ luar dari tiap segmen.
- r_i : Jari-jari dalam.
- z : $|er - es|$
- er : Ketinggian titik amat.
- es : Ketinggian rata-rata dalam segmen.
- θ : Sudut sektor (radian).

2.4 Anomali Regional dan Residual

Nilai anomali gravitasi/ anomali Bouguer yang diperoleh pada dasarnya mengandung dua komponen informasi anomali, yaitu:

1. Anomali residual yang mengandung informasi geologi permukaan daerah penelitian. Diindikasikan sebagai anomali yang berfrekuensi tinggi dan digunakan untuk mendapatkan informasi geologi bawah permukaan yang relatif dangkal/lebih dekat ke permukaan bumi.
2. Anomali regional yang mencerminkan informasi geologi batuan dasar (*basement*). Dicitrakan sebagai anomali yang berfrekuensi rendah dan biasanya digunakan untuk mendapatkan informasi geologi bawah permukaan yang sangat dalam.

Anomali yang berfrekuensi rendah sering berhubungan dengan struktur regional seperti geosinklin atau gejala tektonik global, sedangkan anomali

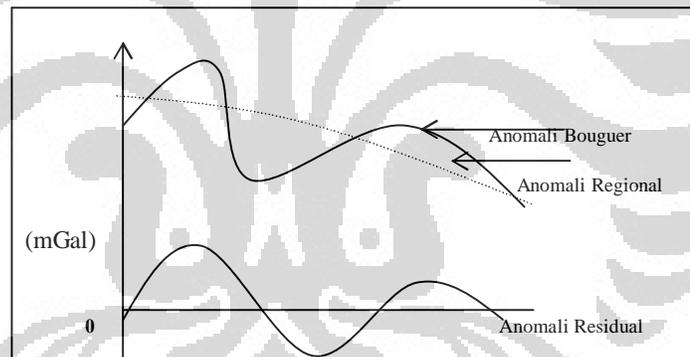
berfrekuensi tinggi berhubungan dengan struktur setempat yang sering disebut dengan struktur geologi lokal/sisa (*residual*). Untuk dapat dilihat dan ditafsirkan, maka anomali residual ini perlu dipisahkan dari efek regionalnya.

Terdapat dua cara untuk memisahkan anomali residual dari anomali regional pada anomali bouguer, yaitu dengan cara grafis dan komputasi. Pada dasarnya pemisahan tersebut memenuhi hubungan bahwa anomali residual sama dengan nilai anomali bouguer dikurangi dengan nilai anomali regional.

Ada beberapa cara grafis yang dapat digunakan dalam memisahkan anomali residual dari regional, diantaranya;

a. **Metoda Smoothing**

Metoda smoothing merupakan metoda yang menggunakan cara grafis. Anomali regional memiliki tendensi lebih halus dibandingkan dengan anomali Bouguer.



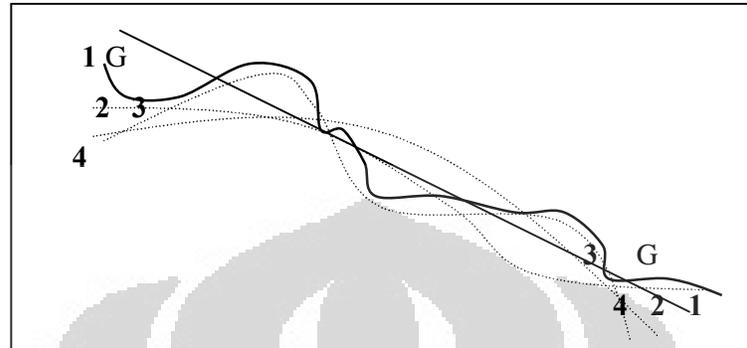
Gambar 2.5 Grafik Smoothing.

Pada Gambar 2.5 jika kita menggunakan cara smoothing, garis menerus yang menunjukkan anomali bouguer dikurangi anomali regional yang ditunjukkan garis putus-putus akan menghasilkan selisih antara nilai anomali Bouguer dan regional, selisih ini lah yang disebut anomali residual/lokal.

b. **Metoda Surface Fitting**

Metoda *surface fitting* merupakan metoda data processing yang menggunakan *last square* yang dapat menentukan potensial permukaan dari nilai

gayaberat yang diamati. Secara umum teknik tersebut dapat digambarkan sebagai berikut:



Gambar 2.6 Gambaran Teknik Surface Fitting.

Dalam Gambar 2.6 tampak kurva gayaberat yang diamati (G), jika kita tarik surface fitting orde 1, maka akan berupa garis lurus. Surface fitting orde 2 merupakan garis lengkung yang memotong dua titik pada garis lurus tersebut, orde 3 memotong di tiga buah titik, orde 4 memotong di empat buah titik, dan seterusnya.

2.5 Densitas Batuan

Dalam metoda Gravity, distribusi parameter fisika yaitu densitas dari material di bawah-permukaan bumi berasosiasi dengan kondisi dan struktur geologi di dalam bumi, sehingga mengetahui karakteristik densitas dari tiap jenis batuan patut diketahui oleh para geofisikawan, karena nilai percepatan gravitasi yang terukur di permukaan bumi akan bervariasi dipengaruhi oleh variasi distribusi densitas material (batuan) yang berada di bawah-permukaan bumi.

Tiga jenis batuan utama yang mempengaruhi percepatan gravitasi (Untung, 2001), yaitu:

1. Batuan Sedimen

Densitas batuan sedimen dipengaruhi oleh tekanan karena gaya tektonik, porositas, serta mineral atau fluida yang dikandungnya sehingga nilai densitasnya sangat bervariasi.

2. Batuan Beku

Densitas batuan beku dipengaruhi oleh kandungan silica. Pada umumnya semakin tinggi kandungan silikanya, maka nilai densitasnya akan mengecil dan sebaliknya. Sedangkan batuan pluton ataupun batuan vulkanik nilai densitasnya mengikuti garis keasaman. Semakin tinggi garis keasaman maka densitasnya akan semakin tinggi dan sebaliknya.

3. Batuan Metamorf

Berdasarkan metode Gravity batuan metamorf variasi densitasnya sangat bervariasi dan tidak mengikuti aturan yang berlaku. Meskipun demikian densitasnya cenderung membesar dengan derajat ubahan (*degree of metamorphism*), dimana nilai densitasnya akan semakin besar seiring dengan bertambahnya derajat ubahan, dan sebaliknya. Hal ini terjadi karena adanya proses rekristalisasi bahan-bahan yang kemudian berubah menjadi mineral yang lebih padat.

Berdasarkan hasil pengukuran oleh Untung dan Sato, Untung (2001) nilai densitas batuan di Jawa adalah sebagai berikut:

Tabel 2.1 Densitas Batuan Pulau Jawa (Untung, 2001).

Nama Batuan	Rapatmassa			Keterangan
	normal	kering	Basah	
Batu Gamping	2.15	1.92	2.50	Miosin Akhir
Batu Lempung	2.63	2.61	2.64	Oligosin
Batu Pasir	2.41	2.40	2.56	Oligo ó Eosin
Tufa Pasiran	1.78	1.40	1.93	Plio-miosin
Periodotik	2.51	2.42	2.53	Pratersier
Gabro	2.83	2.81	2.86	Pratersier
Andesit	2.56	2.51	2.58	Kuarter
Diorit	2.74	2.69	2.75	Kuarter
Sekis	2.69	2.60	2.77	Paleogen

2.5.1 Penentuan Densitas Rata-rata

Faktor densitas sangat penting peranannya dalam perhitungan dan penafsiran gayaberat. Densitas yang digunakan dalam perhitungan data gravity merupakan densitas rata-rata yang dapat ditentukan dengan beberapa cara, diantaranya; Laboratorium Core. Seismic Velocity. Surface sampling. Cutting dari drilling atau Cara Grafis seperti metode Nettleton dan Parasnis.

1) **Metode Core atau Sampling**

Metode ini merupakan metode pengukuran langsung terhadap nilai densitas batuan di lapangan dengan menganalisa langsung terhadap batuan hasil pemboran (core) atau hasil sampling lapangan di laboratorium. Nilai densitas dengan metode ini cukup akurat. Meskipun begitu, masih terdapat beberapa kelemahan pada metode ini, antara lain membutuhkan biaya yang besar, ada kemungkinan terdapat perbedaan nilai densitas saat diukur di laboratorium dengan densitas saat di lapangan (*in situ*), selain itu pengukuran dengan metode ini tidak bisa mencakup seluruh daerah survey.

2) **Metode Nettleton**

Pada metode ini, dibuat grafik anomali Bouguer dengan berbagai macam nilai densitas kemudian dibandingkan dengan lintasan profile nilai topografi pada suatu lintasan yang sama. Nilai densitas yang memiliki variasi paling minimum dengan profile topografi dianggap sebagai densitas rata-rata yang mewakili daerah penelitian.

3) **Metode Parasnis**

Pendekatan analitik untuk menentukan rapat massa telah dikembangkan oleh Parasnis. Dengan menulis persamaan anomali Bouguer dalam bentuk:

$$g_{obs} - g_N + 0.3086h = (0.04193 h - TC) + BA \quad (2.17)$$

Dengan mengasumsikan harga anomali Bouguer yang nilai random errornya untuk daerah survey sama dengan nol, diplot data $(g_{obs} - g_N + 0.3086h)$ terhadap $(0.04193 h - TC)$ untuk mendapatkan garis regresi linear yang tepat dengan kemiringan yang dianggap sebagai densitas rata-rata yang mewakili daerah penelitian.

2.6 **Interpretasi Data Gravity**

Penafsiran terhadap data gravity dapat dilakukan dengan dua cara, yaitu secara kualitatif dan kuantitatif. Tujuannya adalah untuk menafsirkan informasi geologi yang ada dan terjadi di bawah-permukaan pada daerah penelitian seperti struktur geologi dan jenis batuan.

2.6.1 Penafsiran Kualitatif

Penafsiran secara kualitatif dapat dilakukan dengan cara menginterpretasi secara langsung pada peta anomali Bouguer, peta anomali regional dan peta anomali residual suatu daerah penelitian. Tujuannya adalah untuk menafsirkan secara lateral struktur geologi di bawah permukaan melalui gambaran sebaran bentuk atau pola kontur anomali yang ada. Pada beberapa hasil penelitian, biasanya bentuk kontur yang melingkar menunjukkan adanya intrusi, sinklin/cekungan atau antiklin, bentuk kontur punggung atau sejajar dan rapat dapat mengindikasikan adanya sesar, horst, dan lain-lain.

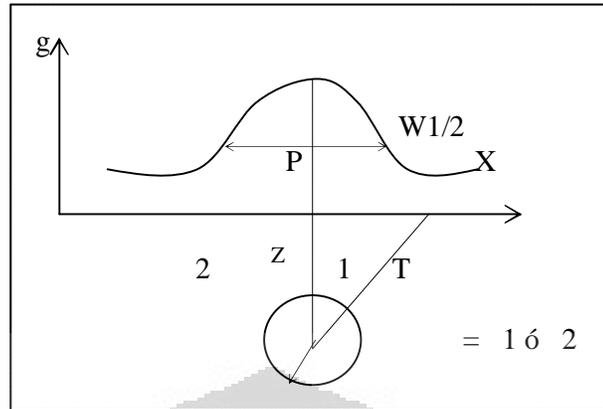
2.6.2 Penafsiran Kuantitatif

Penafsiran secara kuantitatif dilakukan untuk memberi gambaran secara matematis mengenai geometri dari benda penyebab anomali.

Penafsiran secara kuantitatif biasanya dilakukan berdasarkan hasil proses pemodelan geologi dan geofisika. Benda penyebab anomali yang dimodelkan (dalam hal ini material/batuan yang ada di bawah-permukaan) dapat berbentuk silinder, bola atau *polygon*.

Berikut uraian mengenai prinsip dasar dari pemodelan dalam metoda gravity:

Dalam metoda gravity, data hasil pengamatan merupakan respon dari kondisi geologi di bawah-permukaan bumi akibat adanya variasi distribusi densitas yang merefleksikan jenis serta struktur batuan. Agar dapat mengetahui gambaran yang merefleksikan respon dari jenis dan struktur geologi tersebut yang dapat dihitung secara teoritis, maka dilakukan proses estimasi atau pemodelan dengan memanfaatkan besaran/variabel (parameter model) dalam hal ini besaran densitas untuk mengkarakterisasi model geologi dan geofisika serta variasinya terhadap posisi (variasi spasial) dengan geometri tertentu, seperti bentuk bola, silinder atau *polygon* lainnya. Contoh distribusi densitas dengan geometri sederhana bola homogen dapat menyebabkan adanya efek percepatan gravitasi di permukaan bumi secara matematik sederhana terlihat seperti pada Gambar 2.4.



Gambar 2.4 Anomali Gayaberat akibat benda anomaly berbentuk bulat.

Dalam contoh kasus Gambar 2.4 parameter model adalah densitas (besaran fisika), jari-jari (a) dan kedalaman bola dari permukaan bumi (Z) (geometri), sedangkan respon model nya adalah percepatan gravitasi ($\hat{e}g$) yang ditimbulkan oleh bola tersebut. Respon tersebut dapat dihitung dalam koordinat ruang 3-Dimensi (x, y, z) atau posisi horizontal 2-dimensi (x, y) atau pada suatu lintasan (x) yang merupakan variabel bebas.

Benda anomaly berbentuk bulat dengan jari-jari a yang pusatnya terletak pada kedalaman Z menimbulkan potensial (U) gayaberat pada titik P :

$$U = -\frac{GM}{T} = \frac{-GM}{\sqrt{X^2 + Z^2}}$$

Dimana $M = \frac{4}{3} a^3$

$$g_{\max} = \frac{GM}{Z^2} = \frac{4}{3} \pi a^3 \Delta \rho G \cdot \frac{1}{Z^2}$$

$$Z = 0.65 W_{1/2} \quad \text{í í í í í í í í í} \quad (2.22)$$

Ada dua macam proses pemodelan, yaitu pemodelan ke depan (*forward modeling*) dan pemodelan Inversi (*inverse modeling*).

1) Inverse Modeling

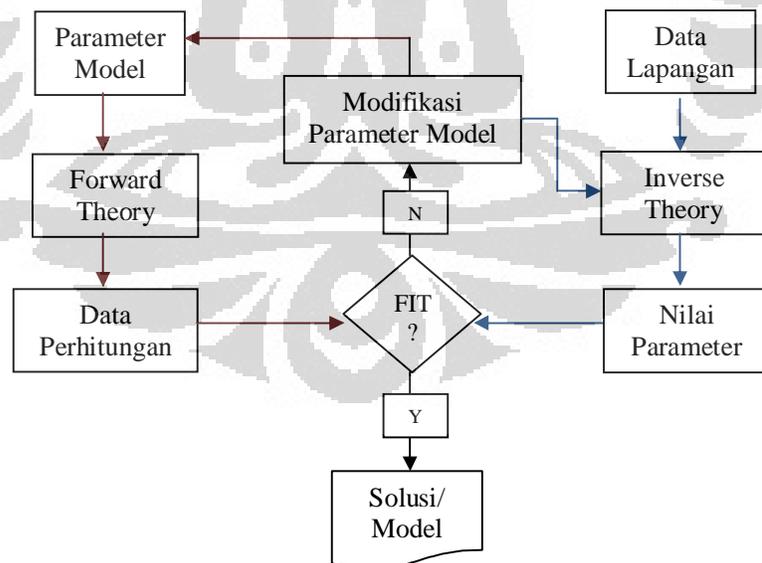
Inverse modelling dilakukan melalui proses inversi. Proses inversi merupakan proses pengolahan data eksperimen yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistik untuk mendapatkan informasi mengenai distribusi sifat

fisis bawah-permukaan yaitu densitas. Dalam proses inversi, kita melakukan analisis terhadap data eksperimen dengan cara melakukan curve fitting (pencocokan kurva) antara model matematika dan data eksperimen. Tujuan dari proses inversi adalah untuk mengestimasi parameter fisis batuan yaitu densitas yang tidak diketahui sebelumnya (Supriyanto, 2007).

Dalam pemodelan inversi, parameter model diperoleh secara langsung dari data, mekanisme modifikasi model agar diperoleh kecocokan data perhitungan dengan data pengamatan dilakukan secara otomatis.

2) Forward Modeling

Forward modelling biasa digunakan untuk menyatakan pemodelan yang dilakukan dengan proses trial and error (coba-coba). Proses ini merupakan kebalikan dari proses inverse dimana dilakukan simulasi atau proses trial and error untuk harga parameter model (densitas) hingga diperoleh data teoritik yang cocok dengan data pengamatan. Jika respon model cocok (fit) dengan data maka model yang digunakan untuk memperoleh respon tersebut dapat dianggap mewakili kondisi bawah-permukaan tempat data diukur.

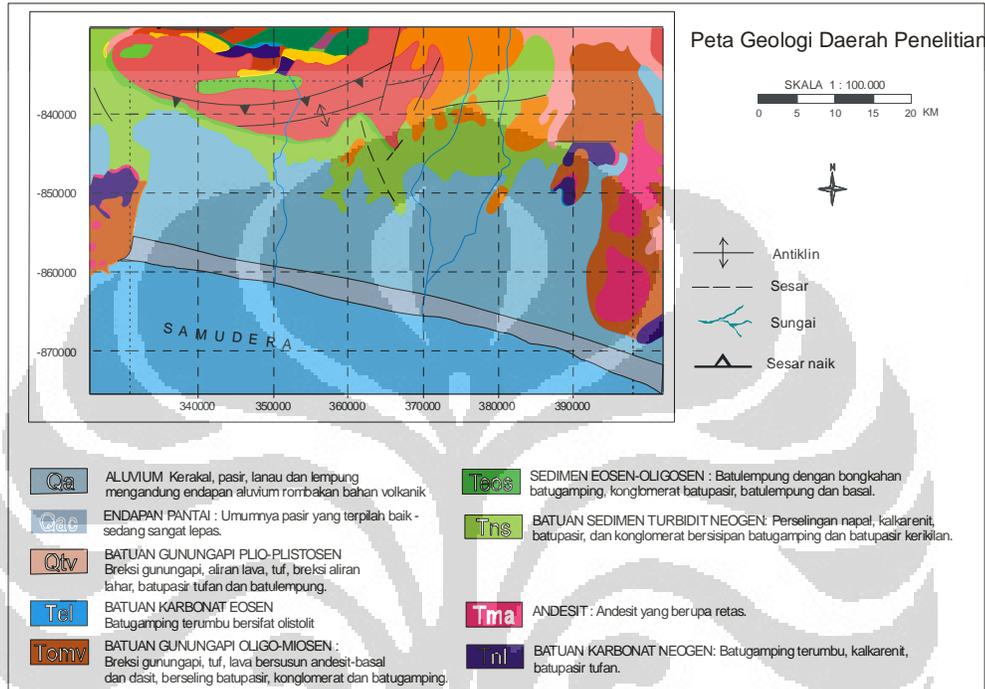


Gambar 2.7 Skema Prinsip Forward dan Inverse Modeling

BAB 3

TINJAUAN DATA PENUNJANG

3.1 Data Geologi Daerah Penelitian



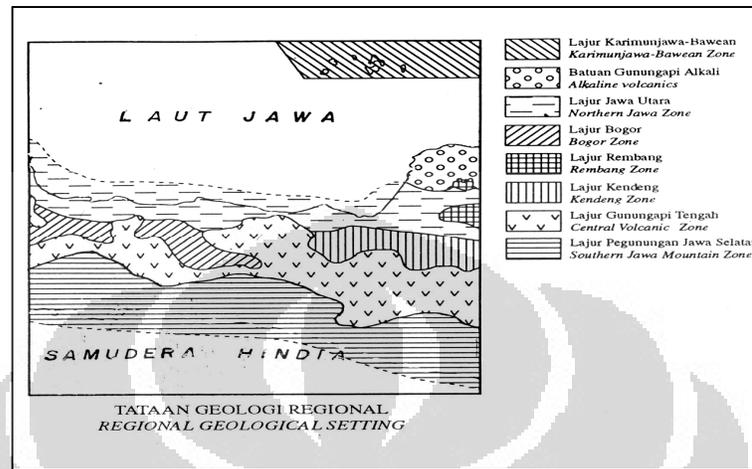
Gambar 3.1 Peta Geologi Daerah Penelitian (Digambar ulang dari Peta Geologi Lembar Jawa Bagian Tengah, Asikin dkk (1992).

3.1.1 Fisiografi dan Morfologi

Secara fisiografi, bagian utara daerah penelitian termasuk ke dalam Lajur Pegunungan Serayu Selatan, dan bagian selatan (daerah penelitian) termasuk ke dalam Lajur Lekukan Tengah. Daerah ini merupakan pemisah Lajur Pegunungan Selatan di Jawa Barat dengan di Jawa Timur. Morfologi daerah penelitian dapat dibedakan menjadi dataran rendah dan perbukitan yang cukup luas sebarannya. Satuan perbukitan menggelombang tersebar luas dengan julang berkisar antara 50 s.d 650 m di atas permukaan laut terletak di bagian utara dan satuan dataran rendah memiliki ketinggian dari muka laut sampai 50 m menempati sekitar 50% luas lembar di bagian selatan.

3.1.2 Stratigrafi

Secara stratigrafi regional, daerah penelitian termasuk ke dalam lajur Pegunungan Jawa Selatan.



Gambar 3.2 Stratigrafi Regional daerah penelitian (Digambar ulang dari Peta Geologi Lembar Jawa Bagian Tengah, Asikin dkk (1992).

Batuan tertua di daerah tersebut berumur pra Tersier. Batuan Pra-Tersier dan Tersier Awal yang tercampur aduk secara tektonik dalam masa dasar batulempung kelabu yang terabak (\neq sheared), batuan itu merupakan satuan tertua di daerah ini yang disebut dengan Komplek Luk Ulo, batuan terdiri dari blok-blok batuan ultra basa gabro, rijang radialira, skis. Unit tersebut tertutup secara tidak selaras oleh sedimen parit (*pond deposit*) yang disebut Formasi Karangsambung ((Teok); batulempung sisik, bongkahan batugamping, konglomerat, batupasir, batulempung dan basal); dari endapan olistostrom yang bagian bawahnya terabak, tapi ke atas berangsur menjadi sedimen yang tidak mengalami gangguan umurnya berumur Eosen Tengah sampai Oligosen. Di atasnya menindih selaras Formasi Totogan ((Tomt). Breksi dengan komponen batulempung, batupasir, batugamping, dan basal, sekis, masa dasar batulempung sisik dengan struktur tidak teratur) yang berupa endapan olistostrom umurnya Oligosen sampai Miosen Awal.

Selama Miosen Awal diendapkan Formasi Waturanda sebagai endapan turbidid jenis proksimal; Breksi gunungapi dan batupasir wake dengan sisipan batulempung di bagian atas. Formasi ini beranggotakan Tuf. Selanjutnya selaras

di atasnya terdapat Formasi Penosogan yang terdiri dari serangkaian endapan turbidid dan berumur Miosen Tengah. Formasi Halang perselingan batupasir, batulempung, napal dan tuf, dengan sisipan breksi yang terbentuk oleh serangkaian sedimen turbidid yang berumur akhir Miosen Tengah sampai Pliosen Awal menindih selaras Formasi Penosogan ; Formasi Halang memiliki Anggota Breksi; Breksi gunungapi dengan komponen basal dan sebagian andesit, bermasadasar batupasir tufan. Sedimen paling muda adalah Aluvium (Qa); Lempung, lanau, pasir, kerikil, kerakal ; terdapat di bagian selatan dan di sepanjang sungai besar dan Endapan Pantai (Pasir lepas, terpilah baik dan tersebar di bagian selatan) yang menindih takselaras semua satuan. Batuan beku terobosan yang dijumpai di daerah ini adalah diabas berwarna kelabu tua, coklat kemerahan bila lapuk, berstruktur kerak meniang, yang berupa retas lempeng, berumur akhir Miosen Tengah.

Stratigrafi lokal daerah penelitian dengan urutan unit batuan tertua ke yang muda adalah sebagai berikut:

Unit batuan gunungapi Oligo-miosen yang setara dengan Formasi Andesit Tua dengan unit batuan terdiri dari lava bersusun andesit, basalt, breksi gunungapi dan tufa menempati hampir 50% wilayah. Diantaranya diendapkan Formasi Halang yang bersusun Miosen tengah ó Pliosen dengan anggota Batugamping Kaligesing, perselingan batupasir tufa dengan batulempung tufan dan berselingan dengan breksi gunungapi yang mirip dengan breksi gunungapi Formasi Andesit Tua. Secara tidak selaras unit-unit tersebut ditutupi oleh endapan Kuartar berupa andapan alluvium sungai dan pantai pada umur Kuartar.

3.1.3 Struktur dan Tektonik

Struktur geologi yang terbentuk di daerah penelitian bagian Utara berupa lipatan, sesar, dan kekar yang umumnya dijumpai pada batuan yang berumur Kapur hingga Pliosen. Antiklin besar pada lembar tersebut adalah Antiklin karangsambung dan Antiklin Eragumiwang. Sedangkan Sesar yang ada berupa Sesar Naik yang terletak di bagian tengah lembar seperti sesar Karangayam, kemudian Sesar Geser pada daerah tersebut berarah hampir utara ó selatan yang pada umumnya memotong lipatan dan diduga terjadi setelah pelipatan, dan Sesar

Turun yang berarah hampir utara ó selatan atau utara ó timurlaut, selatan-baratdaya (Asikin dkk, 1992).

Perkembangan tektonik dan cekungan pengendapan di daerah ini diduga erat hubungannya dengan pertumbukan antar Lempeng Benua Asia Tenggara dan Lempeng Hindia-Australia sejak kapur akhir. Pada Kapur Awal atau sampai Kapur Tengah sebelum terjadi tumbukan di dasar atau lantai smudera telah diendapkan batuan ofiolit yang terdiri dari basal, gabro, dan batuan ultramafik, dan juga sedimen pelagos seperti batu gamping merah.

Tektonik yang terjadi pada Pliosen Akhir ó Pliosen Awal menyebabkan terjadinya pengangkatan, pelipatan dan penyesaran. Pada kala Plistosen, terjadi kegiatan gunungapi yang menghasilkan satuan Batuan Gunungapi Muda, disusul oleh alluvium dan endapan pantai sampai sekarang.

Wilayah penelitian yang 50% di dominasi oleh batuan gunungapi memiliki struktur patahan dan lipatan kecil. Patahan berupa sesar geser berpasangan berarah timur laut-barat daya (sinistral) dan barat laut- tenggara (dekstral) dan beberapa sesar normal berarah hampir utara selatan. Lipatan berupa antiklin dan sinklin kecil berarah barat timur berkembang di Formasi Halang. Dari kondisi tersebut dapat diinterpretasikan bahwa gaya utama penyebab struktur di wilayah ini adalah utara-selatan yang kemungkinan berhubungan dengan jalur subduksi di selatan.

3.2 Pasir Besi dan Bijih Besi

Pasir besi adalah pasir yang mengandung mineral besi seperti; magnetit Fe_3O_4 , ilmenit $FeTiO_3$ dan hematite Fe_2O_3 sebagai mineral utama dan beberapa mineral lain sebagai mineral pendukung. Sedangkan *bijih besi* merupakan batuan yang mengandung mineral-mineral besi dan sejumlah mineral lain seperti silika, alumina, magnesia, dan lainnya.

3.2.1 Genesa Pasir Besi dan Bijih Besi

Menurut Lange (1991), bijih besi dapat terbentuk dari proses interaksi antara batuan sediment dan magma, dapat terjadi di pantai dan di tempat terjadinya pelapukan batuan (*weathering crust of rocks*) batuan ultra basa yang mengandung besi seperti : kelompok peridotite dan pyroxene. Hal ini diperkuat

oleh Moetamar (2008) dalam papernya yang menyatakan bahwa genesa pasir besi diakibatkan adanya batuan diorit hingga basal yang dipotong oleh aliran sungai kemudian diendapkan di pantai, atau perombakan akibat proses alam, panas, hujan membuat butiran mineral terlepas dari batuan. Oleh proses pelapukan maka silikat-silikat dapat dilarutkan. Menurut Katili (1963), sebagian besar logam-logam yang berasal dari batuan yang telah lapuk itu akan dihanyutkan oleh air tanah dalam bentuk karbonat ataupun hidrokarbonat yang tertinggal kemudian biasanya besi.

Dalam buletin sumber daya mineral, Idral (2008) menyatakan bahwa proses mineralisasi mineral bijih besi juga sangat erat kaitannya dengan terjadinya struktur sesar, zona-zona mineralisasi pada umumnya terjadi pada zona struktur sesar/hancuran, karena bidang tersebut merupakan zona yang lemah sehingga memudahkan terjadinya akumulasi bijih besi atau dengan kata lain zona tersebut merupakan *host rock* untuk terjadinya mineralisasi bijih besi.

Dari beberapa keterangan di atas secara teoritik karakter dari endapan besi bisa berupa endapan logam yang berdiri sendiri atau disebut Bijih Primer (ore deposit) dan kadang juga besi terdapat sebagai kandungan logam dalam tanah/residual atau disebut Bijih Skunder (endapan *placer*) seperti misalnya pasir besi yang terdapat di sepanjang pantai daerah penelitian daerah X.

Endapan besi yang ekonomis umumnya berupa *Magnetite*, *Hematite*, *Limonite* dan *Siderite*. Kadang kala dapat berupa mineral: *Pyrite*, *Pyrrhotite*, *Marcasite*, dan *Chamosite*.

Beberapa jenis genesa dan endapan yang memungkinkan endapan besi bernilai ekonomis antara lain :

1. Magmatik: *Magnetite* dan *Titaniferous Magnetite*
2. Metasomatik kontak: *Magnetite* dan *Specularite*
3. Pergantian/*replacement*: *Magnetite* dan *Hematite*
4. Sedimentasi/*placer*: *Hematite*, *Limonite*, dan *Siderite*
5. Konsentrasi mekanik dan residual: *Hematite*, *Magnetite* dan *Limonite*
6. Oksidasi: *Limonite* dan *Hematite*
7. Letusan Gunung Api

3.2.2 Cebakan Bijih Besi

Jenis bijih besi berdasarkan proses terjadinya cebakan bijih besi, yaitu;

1) Besi Primer (*Ore Deposit*)

Proses terjadinya cebakan bahan galian bijih besi berhubungan erat dengan adanya peristiwa tektonik pra-mineralisasi. Akibat peristiwa tektonik, terbentuklah struktur sesar, struktur sesar ini merupakan zona lemah yang memungkinkan terjadinya magmatisme, yaitu intrusi magma menerobos batuan tua. Akibat adanya kontak magmatik ini, terjadilah proses rekristalisasi, alterasi, mineralisasi, dan penggantian (*replacement*) pada bagian kontak magma dengan batuan yang diterobosnya.

Perubahan ini disebabkan karena adanya panas dan bahan cair (*fluida*) yang berasal dari aktivitas magma tersebut. Proses penerobosan magma pada zona lemah ini hingga membeku umumnya disertai dengan kontak metamorfosa. Kontak metamorfosa juga melibatkan batuan samping sehingga menimbulkan bahan cair (*fluida*) seperti cairan magmatik dan metamorfik yang banyak mengandung bijih.

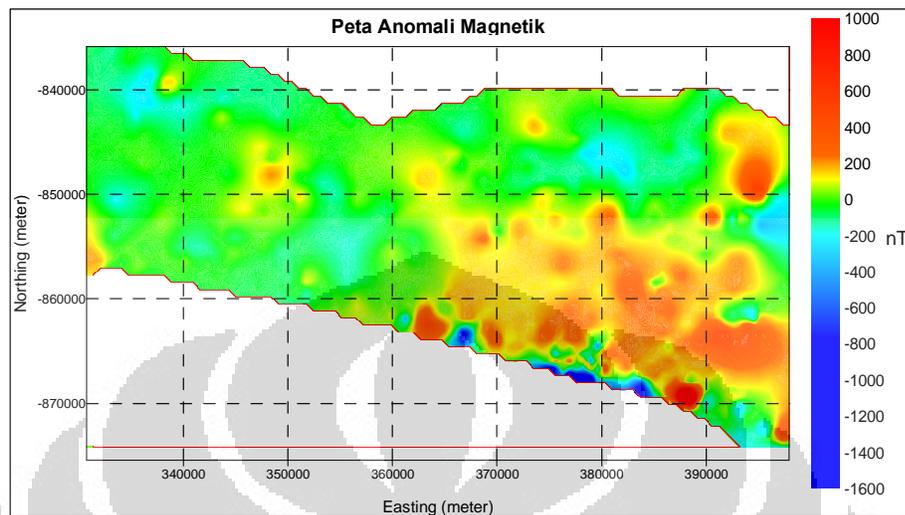
2) Besi Sekunder (*Endapan Pleacer*)

Cebakan mineral *alochton* dibentuk oleh kumpulan mineral berat melalui proses sedimentasi, secara alamiah terpisah karena gravitasi dan dibantu pergerakan media cair, padat dan gas/udara. Kerapatan konsentrasi mineral-mineral berat tersebut tergantung kepada tingkat kebebasannya dari sumber, berat jenis, ketahanan kimiawi hingga lamanya pelapukan dan mekanisma. Dengan nilai ekonomi yang dimilikinya para ahli geologi menyebut endapan *alochton* tersebut sebagai cebakan *placer* yang berdasarkan genesanya terdiri dari;

Tabel 3.1 Genesa Endapan Placer

No	Jenis	Genesa
1	Placer residual	Terakumulasi <i>in situ</i> selama pelapukan
2	Placer eluvial	Terkonsentrasi dalam media padat yang bergerak
3	Placer Alluvial sungai dan pantai	Terkonsentrasi dalam media cair yang bergerak (air)
4	Placer Aeolian	Terkonsentrasi dalam media gas/udara yang ergerak

3.3 Data Peta Anomali Magnetik



Gambar 3.4 Peta anomali magnetik daerah penelitian.

Dari peta anomali magnetik daerah penelitian (Gambar 3.4) Zona anomali geomagnetik total dapat dikelompokkan menjadi 3 kelompok anomali, yaitu:

- 1) Kelompok anomali geomagnetik positif tinggi dengan besaran 200 sampai dengan 1000 nT.
- 2) Kelompok anomali geomagnetik total sisa positif sedang dengan besaran 0 sampai 200 nT.
- 3) Kelompok anomali geomagnetik negatif hingga -1800 nT.

Secara umum daerah penelitian didominasi oleh anomali geomagnetik tinggi (200 ó 1000 nT) dan rendah (0 hingga -200 nT). Anomali geomagnetik positif tinggi, mengindikasikan adanya pada daerah bagian timur dan selatan peta mengindikasikan pada daerah tersebut diperkirakan terdapat sebaran material bersifat magnetik, membentuk kutub-kutub positif dengan pola menutup dengan nilai hingga + 1000 nT. Sedangkan anomali negatif tinggi di bagian selatan peta hingga -1800 nT diperkirakan efek dari batuan yang membentuk pola kutub negatif atau batuan yang non magnetik.

BAB 4

AKUISISI DAN PENGOLAHAN DATA

4.1 Akuisisi Data Gravity

4.1.1 Peralatan Yang Digunakan

Alat-alat yang digunakan dalam proses akuisisi data adalah sebagai berikut:

1. Gravimeter La Coste & Romberg tipe G.826

Digunakan untuk mengukur nilai gravitasi pada tiap titik pengukuran di lapangan. Gravimeter ini memiliki nilai pembacaan dari 0 ó 7000 mGal dan ketelitian baca 0.01 mGal. Dalam pengoperasiannya alat ini dilengkapi dengan *thermostat* untuk menjaga kestabilan temperatur.



Gambar 4.1 Alat Gravimeter La Coste & Romberg yang digunakan.

2. Dua buah Barometer Aneroid beserta Termometer.

Alat ukur tekanan udara ini digunakan untuk mengetahui nilai ketinggian (elevasi) dari tiap titik pengukuran melalui perhitungan secara barometris.

3. Altimeter

Digunakan untuk mengetahui ketinggian dari tiap titik pengukuran di lapangan.

4. GPS (*Global Positioning System*)

Digunakan untuk mengetahui posisi dari tiap titik pengukuran.

5. Peta Geologi skala 1:100.000 & Peta Topografi skala 1 : 12.500.

Digunakan sebagai peta dasar dalam memberikan informasi awal mengenai keadaan daerah penelitian.



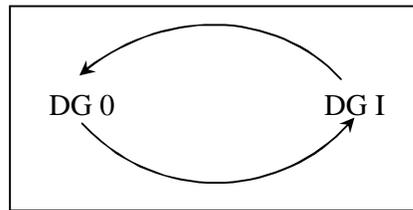
Gambar 4.2 (A) barometer, (B) altimeter serta table data, dan (C) GPS.

6. Payung
Digunakan untuk melindungi alat dari terik matahari.
7. Jam dan alat tulis.
8. Alat transportasi.

4.1.2 Pengukuran Metode Gravity

Tahapan utama dalam pengukuran metode gravity yang dilakukan setelah maksud dan tujuan pemanfaatannya diketahui antara lain;

1. Menentukan sebaran titik ótitik pengamatan
Penentuan titik-titik pengamatan terlebih dahulu dibuat pada peta topografi (peta dasar) daerah penelitian dengan interval antar titik amat 500 m ó 1000 m, besarnya interval ini disesuaikan dengan kebutuhan survey serta kemudahan pencapaian lokasi yang dapat dilihat pada peta. Pada dasarnya semakin rapat titik amat maka informasi yang diperoleh akan lebih akurat.
2. Proses kalibrasi dengan cara lapangan
Kalibrasi dilakukan karena keadaan komponen - komponen pada gravitometer setiap waktu dapat berubah dari keadaan baku, untuk memastikan pada saat pengukuran di lapangan alat tidak bermasalah maka terlebih dahulu dilakukan proses kalibrasi. Pada penelitian jalur kalibrasi lapangan yang digunakan adalah diawali dengan pengukuran di titik DG 0 yang terletak di Musieum Geologi Bandung kemudian di titik DG I di gunung T, dan kembali ke titik DG 0 sebanyak satu kitaran.



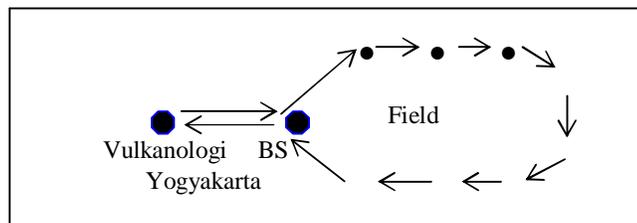
Gambar 4. 3 Satu kitaran jalur kalibrasi

3. Menentukan Titik Pangkal Lapangan

Dalam pengukuran gravity, jaringan gayaberat yang dibuat pada suatu penelitian harus mengacu pada *Jaringan Gayaberat Nasional (JGN)*, dimana titik pangkal utama harus memiliki nilai yang telah diketahui. Nilai titik pangkal utama ini kemudian dapat dimanfaatkan untuk menentukan titik pangkal di lapangan (biasa disebut dengan *base station/BS*) yang selanjutnya digunakan sebagai jaringan gayaberat setempat, hal ini dilakukan untuk mempermudah pengukuran (efisiensi waktu dan biaya). Dalam penelitian ini titik pangkal utama yang digunakan terletak di Kantor Vulkanologi Yogyakarta. Pada dasarnya jaringan dengan titik pangkal di kantor vulkanologi Yogyakarta ini dibuat untuk mendapatkan nilai g_0 (gayaberat observasi) yang tetap pada suatu titik pangkal di lapangan (*Base Station/BS*). Dengan menggunakan teknik penutupan kitaran (*Misclosure Corection*), maka diperoleh nilai gayaberat observasi (g_0) di titik pangkal *Base Station* daerah penelitian adalah 978229.7202 mGal.

4. Pengukuran Gravity di Lapangan

Pengukuran gravity di lapangan dilakukan secara *looping* yaitu diawali di *base station* (BS), kemudian di titik-titik pengukuran yang telah ditentukan (*field*) dan diakhiri di BS.



Gambar 4.4 Jaringan titik ikat & pengukuran.

Data yang diperoleh dari hasil pengukuran gravity saat di lapangan terdiri dari:

- 1) Nama stasiun titik pengamatan.
- 2) Posisi (lintang dan bujur).
- 3) Waktu saat pembacaan.
- 4) Nilai pembacaan Gravimeter.
- 5) Nilai ketinggian/elevasi yang diperoleh dari altimeter dan perhitungan 2 barometris.
- 6) Suhu udara saat pengukuran.

4.2 Pengolahan Data Gravity

4.2.1 Konversi Nilai Baca Alat ke mGal

Contoh perhitungan : Data titik R 432

Nilai baca alat : 1836.169

Konversi ke dalam satuan mGal dilakukan dengan bantuan tabel konversi yang dibuat oleh *La Coste & Romberg, Inc* untuk tipe gravimeter G.826, dimana :

<i>Counter reading (CR)</i>	= 1800
<i>Factor for interval (FFI)</i>	= 1.02891
<i>Value in miligals (VIM)</i>	= 1843.55
<i>CCF (Faktor kalibrasi)</i>	= 1.00016116

$$\begin{aligned}
 \text{Read In Mgal} &= [(Reading - CR) \times FFI + Value \text{ in Mgal}] \times CCF \\
 &= [(1816.468 - 1800) \times 1,02891 + 1843.55] \times 1.00016116 \\
 &= 1860.7939 \text{ mGal.}
 \end{aligned}$$

4.2.2 Reduksi Nilai Gravitasi

Sebagai contoh perhitungan digunakan titik R 432.

1) Koreksi Pasang Surut

Nilai koreksi pasang surut didapat dari tabel koreksi pasang surut (*Tide Corection table*) sesuai dengan waktu (jam, tanggal, bulan, tahun) saat

dilakukannya pengukuran di titik amat. Jika waktu saat pengukuran tidak tercantum, maka dilakukan interpolasi.

Contoh : untuk titik R 432 nilai koreksi pasutnya adalah 0.037.

2) Koreksi Apungan (Drift)

Diketahui: G_i : Nilai gayaberat akhir di base = 1884.783
 G_t : Nilai gayaberat awal di base = 1884.768
 t_{ak} : Waktu pembacaan akhir di base = 18:25
 t_{awal} : Waktu pembacaan awal di base = 6:22
 t_i : Waktu pembacaan di titik R 432 = 15:37
 P_{awal} : Nilai pasut di base awal = 0.006
 P_{akhir} : Nilai pasut di base akhir = 0.014

$$Drift = \frac{(G_i + P_{akhir}) - (G_t + P_{awal})}{t_{ak} - t_{awal}} \times (t_i - t_{awal})$$

$$Drift = \frac{(1884.783 + 0.006) - (1884.768 - 0.014)}{18:25 - 6:22} \times (15:37 - 6:22)$$

$$= 0.0052 \text{ mGal}$$

3) Nilai Baca mGal Terkoreksi

Diketahui : Pembacaan dalam mGal = 1860.793 mGal
 Koreksi Pasut = 0.037
 Koreksi *Drift* = 0.0052
 mGal Terkoreksi = Pembacaan dalam mGal + Koreksi Pasut - Koreksi *Drift*
 = 1860.794 + 0.037 - 0.0052
 = 1860.836 mGal

4) Nilai Gayaberat Observasi (g_o)

Diketahui : Nilai baca mGal terkoreksi di BS = 1884.789
 Nilai baca mGal terkoreksi di R 432 = 1860.836
 Nilai gayaberat BS = 978229.7202

$$g_o = g_{Bs} + \Delta g$$

$$= g_{Bs} + (\text{Baca mGal terkoreksi di R 432} - \text{Baca mGal terkoreksi di BS})$$

$$= 978229.7202 + (1884.789 - 1860.836)$$

$$= 978253.673$$

5) **Nilai Gravitasi Normal (g_n) Menurut WGS 1984**

$$g_n = 978032.7 (1 + 0,0053024 \sin^2 \Phi - 0,0000059 \sin^2 2\Phi)$$

$$\begin{aligned} g_n &= 978032.7 [1 + 0,0053024 \sin^2 (-7.69143) - 0,0000059 \sin^2 2(-7.69143)] \\ &= 978125.194 \text{ mGal.} \end{aligned}$$

Dimana : Φ = Nilai lintang pada titik R 432.

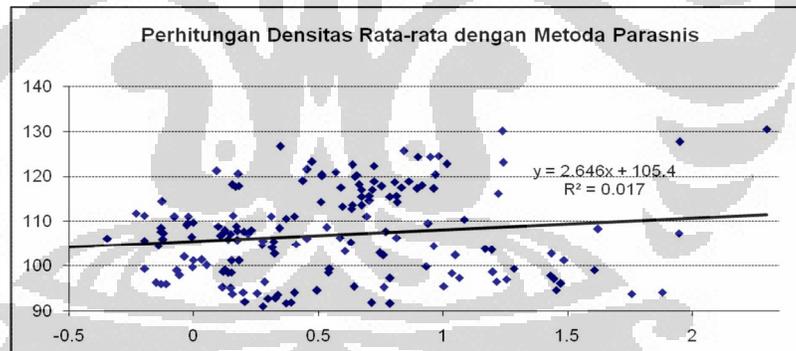
6) **Free Air Correction (F.A.C)**

Diketahui : Ketinggian (h) titik R 432 = 152.854 m

$$\begin{aligned} \text{F.A.C} &= 0,3086 \times 152.854 \\ &= 47.171 \text{ mGal} \end{aligned}$$

7) **Menghitung Nilai Densitas Rata-rata**

Berdasarkan pendekatan analitik untuk menentukan rapat massa yang dikembangkan Parasnis (persamaan 2.17) diperoleh nilai rapat massa rata-rata untuk daerah penelitian adalah 2,65 gr/ cc.



Gambar 4.5 Grafik hasil perhitungan nilai densitas rata-rata daerah penelitian dengan metoda Parasnis.

8) **Koreksi Bouguer (BC)**

Diketahui : Densitas (ρ) rata-rata = 2.65 gr/cm³

$$\begin{aligned} \text{BC}_{432} &= 0,04191 \times \rho \times h_{432} \\ &= 0.04191 \times 2,65 \times 152.854 \\ &= 16.984 \text{ mGal} \end{aligned}$$

9) Koreksi Medan (*Terrain Correction*)

Dalam perhitungan ini koreksi medan tidak dihitung dengan metode Hammer Chart, namun diperoleh secara komputasi yang telah dibuat oleh *Ballinna* (1990) dengan menggunakan bahasa *Fortran*.

Nilai koreksi medan untuk titik R 432 = 0.0856 mGal.

10) Bouguer Anomali (BA) Lengkap

$$BA_n = g_0 - g_n + FAC - BC + TC \text{ mgal}$$

$$\begin{aligned} BA_{432} &= 978253.673 - 978125.194 + 47.171 - 16.984 + 0.0856 \\ &= 158.751 \text{ mGal.} \end{aligned}$$

4.2.3 Pembuatan Peta Anomali Bouguer, Regional dan Residual

Setelah diperoleh nilai anomali Bouguer untuk seluruh data, kemudian dibuat peta kontur anomali Bouguer dengan bantuan *Golden Software Surfer 8*. Caranya dengan memasukan nilai anomali Bouguer dan posisi dari tiap titik pengukuran.

Peta anomali regional dan residual diperoleh dari peta anomali Bouguer. Pemisahan anomali regional dan residual yang terkandung dalam peta anomali bouguer dilakukan dengan cara komputasi, yaitu dengan metoda Trend Surface Analisis (TSA). Dari hasil pemisahan tersebut diperoleh peta residual dan regional orde 1 dan 2 yang kemudian peta orde ke dua yang digunakan. Penentuan peta residual orde ke-2 yang digunakan ditentukan berdasarkan pada hasil korelasi penyesuaian antara informasi pada peta anomali Bouguer yang ditunjukkan dengan nilai dan pola kontur anomalnya dengan informasi topografi dan geologi di permukaan.

4.2.4 Pemodelan Bawah Permukaan

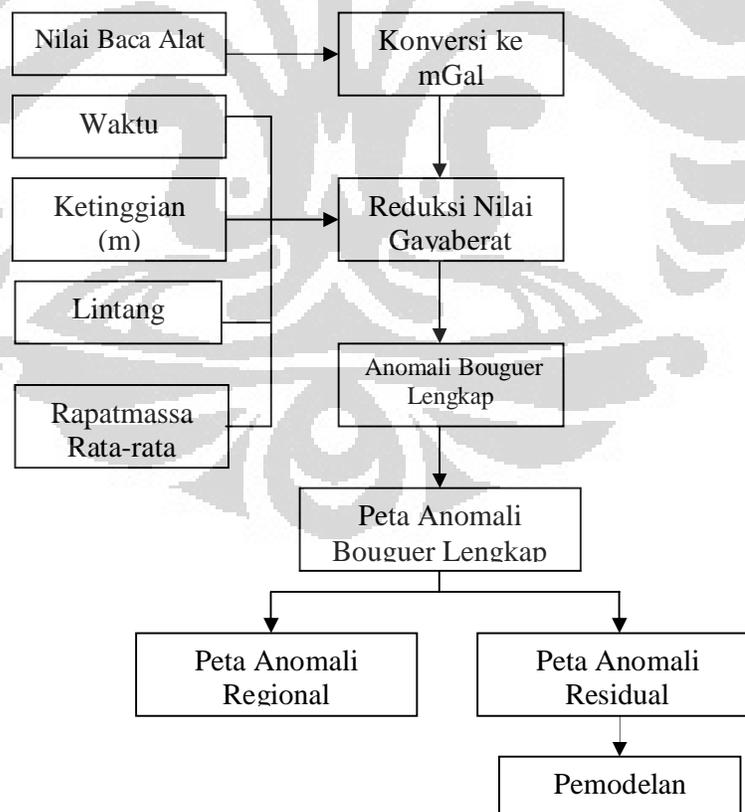
Pemodelan (*forward modeling*) penampang bawah permukaan lintasan AB dan CD pada peta anomali residual dibuat dengan bantuan program *Surfer* dan *Grav2D*. Saat membuat suatu *slice*/lintasan/irisan pada peta anomali residual dengan bantuan *Surfer*, diusahakan lintasan tersebut tegak lurus atau hampir tegak lurus memotong daerah dengan kontur anomali yang menarik, seperti bulatan,

elips, dan lainnya, hindari lintasan yang berhimpit sejajar dengan garis kontur agar diperoleh variasi nilai anomali residual. Kemudian penentuan besarnya densitas dan lapisan jenis batuan pada saat pemodelan dengan Grav2D dapat mengacu kepada informasi geologi dan tabel data densitas batuan (Tabel 2.1 dan Tabel 4.1).

Tabel 4.1 Nilai densitas dari tipe batuan (Telford, 1990).

Sedimentary rocks	Density range	Igneous rocks	Density range
Alluvium	1.96 ó 2.00	Gabbro	2.70 ó 3.50
Clay	1.63 ó 2.60	Basalt	2.70 ó 3.30
Soil	1.20 ó 2.40	Andesite	2.40 ó 2.80
Sand	1.70 ó 2.40	Granite	2.50 ó 2.81
Sandstone	1.61 ó 2.76	Syenite	2.60 ó 2.95
Shale	1.77 ó 3.20	Rhyolite	2.35 ó 2.70
Limestone	1.93 ó 2.90		

Diagram Alir Pengolahan Data Gravity



Gambar 4.6 Diagram alir proses pengolahan data gravity.

BAB 5

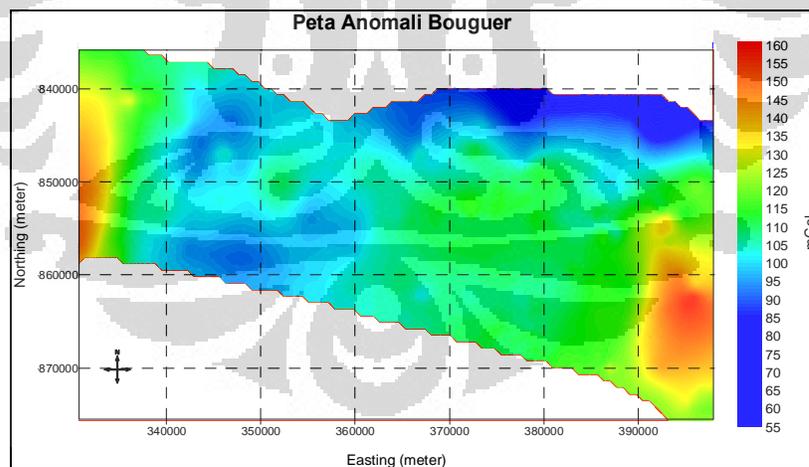
HASIL DAN PEMBAHASAN

Interpretasi merupakan tahap terakhir dari serangkaian tahapan utama metode gravity, proses interpretasi pada penelitian ini akan dipadukan dengan data penunjang yang telah dibahas pada bab 3 yaitu data geologi dan magnetik agar diperoleh hasil interpretasi yang mendekati kebenaran sehingga mampu dengan baik memberikan jawaban terhadap tujuan penelitian yang ingin dicapai.

5.1 Interpretasi Kualitatif

Interpretasi kualitatif dilakukan pada peta anomali Bouguer, peta anomali regional dan peta anomali residual yang telah dihasilkan dari proses pengolahan data, peta-peta tersebut merupakan peta yang memberikan gambaran secara lateral dari distribusi densitas batuan yang ada di bawah-permukaan daerah penelitian.

5.1.1 Peta Anomali Bouguer



Gambar 5.1 Peta Anomali Bouguer Daerah Penelitian

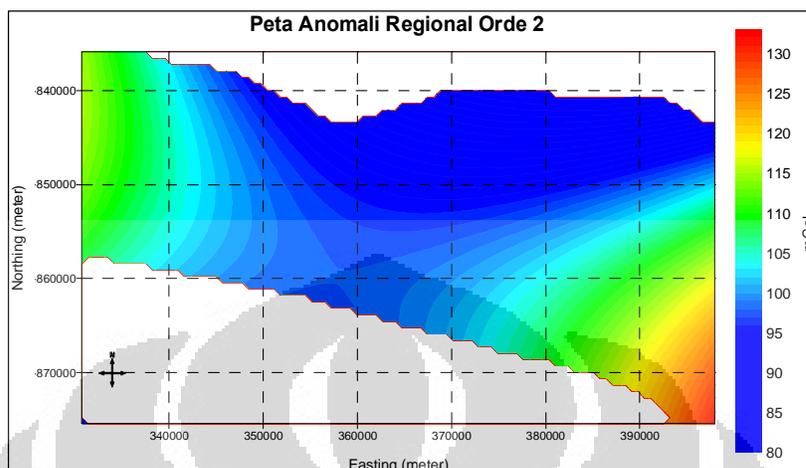
Dari peta anomali Bouguer terlihat bahwa nilai anomali Bouguer dari daerah penelitian adalah 55 mGal hingga 160 mGal yang dapat dikelompokkan menjadi 3 kelompok daerah anomali, yaitu:

1. Daerah anomali tinggi dengan nilai 128 mGal hingga 160 mGal, ditandai dengan warna merah menempati bagian barat dan timur lembar peta berpola kontur melingkar di sebelah timur dan berpola punggungan di sebelah barat, nilai yang tinggi tersebut diperkirakan akibat efek dari batuan di bawah-permukaan yang memiliki nilai densitas lebih besar dari sekitarnya.
2. Daerah anomali sedang dengan nilai 106 mGal hingga 128 mGal, ditandai dengan warna hijau menempati sebagian besar bagian tengah lembar peta dan sedikit di bagian barat, diperkirakan nilai anomali tersebut dipengaruhi oleh efek dari densitas batuan yang ada di bawah-permukaannya yang bernilai lebih rendah dari sekitarnya, atau batuan dasarnya terletak lebih jauh dari pada batuan dasar di bagian barat dan timur. Pola tersebut sepertinya mencerminkan seperti adanya cekungan di bagian tengah lembar peta.
3. Daerah anomali rendah dengan nilai landaian anomali Bouguer 55 mGal hingga 106 mGal, ditandai dengan warna biru berpola kontur sejajar di bagian utara dan melingkar di bagian tengah bagian barat, hal ini diperkirakan dipengaruhi oleh keberadaan basement yang lebih jauh dari permukaan dibandingkan daerah lainnya, atau didominasi oleh batuan yang memiliki nilai densitas kecil dibandingkan densitas daerah sekitarnya.

Secara keseluruhan peta anomali Bouguer menunjukkan adanya pola struktur sesar dan sinklin (cekungan) serta indikasi keberadaan batuan dengan densitas tinggi (batuan beku) terutama di bagian barat dan timur daerah penelitian.

Tentu saja peta anomali Bouguer hanya dapat memberikan gambaran kasar, karena di dalamnya masih terkandung informasi anomali regional dan residual. Setelah dilakukan pemisahan antara anomali regional dan residual maka kita mendapatkan peta anomali regional (Gambar 5.2) yang merupakan informasi gambaran lateral keadaan di bawah-permukaan yang dipengaruhi oleh batuan yang sangat dalam (regional) dan peta anomali residual (Gambar 5.3) yang merupakan gambaran lateral dari batuan yang lebih dangkal (lokal).

5.1.2 Peta Anomali Regional



Gambar 5.2 Peta Anomali Regional Daerah Penelitian

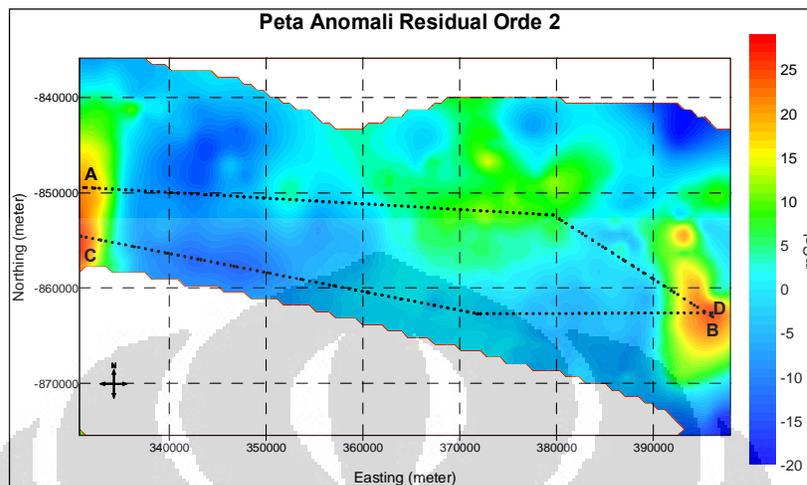
Nilai anomali regional daerah penelitian berkisar dari 80 mGal hingga 135 mGal, nilai tersebut dapat dikelompokkan menjadi dua kelompok daerah nilai anomali utama yaitu;

1. Kelompok daerah dengan nilai anomali tinggi dengan nilai 105 mGal hingga 135 mGal, nilai anomali tinggi tersebut menempati daerah bagian timur dan barat lembar peta.
2. Kelompok daerah dengan nilai anomali rendah dengan nilai 80 mGal hingga < 105 mGal, nilai tersebut secara garis besar menempati bagian tengah lembar peta.

Secara garis besar peta anomali regional tersebut memberikan gambaran secara lateral distribusi massa batuan atau struktur regional yang letaknya relatif jauh dari permukaan bumi.

Jika dilihat dari pola nilai anomalnya dimana bagian barat dan timur relatif lebih tinggi dari bagian tengah, diperkirakan wilayah penelitian secara regional merupakan suatu cekungan, hal ini sesuai dengan informasi geologi (Bab 3) yang menyebutkan bahwa daerah penelitian merupakan cekungan pengendapan.

5.1.3 Peta Anomali Residual



Gambar 5.3 Peta Anomali Residual Daerah Penelitian Beserta Lintasan AB dan CD.

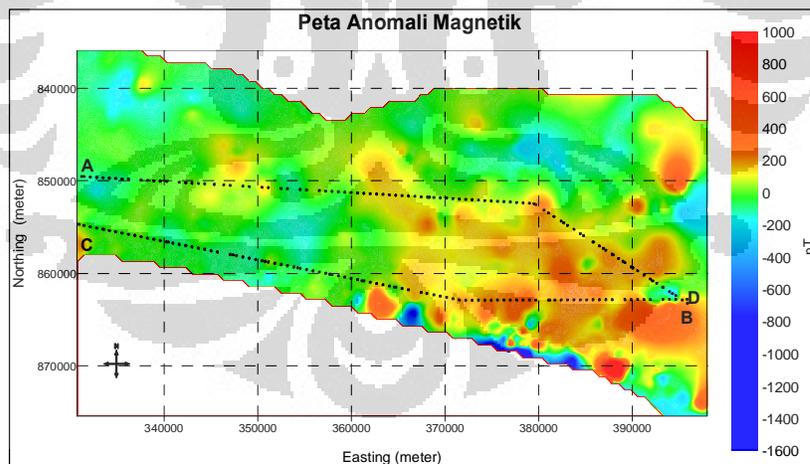
Peta anomali residual memberikan gambaran lateral distribusi massa atau batuan di bawah-permukaan yang relatif lebih dekat dengan permukaan bumi (lokal).

Nilai anomali residual (Gambar 5.3) berkisar dari ± 20 mGal hingga ± 30 mGal, secara garis besar dapat dibagi menjadi 3 kelompok nilai anomali, yaitu;

1. Daerah anomali positif tinggi dengan nilai 13 mGal hingga 30 mGal, menempati daerah bagian barat dan timur tepatnya pada daerah titik AC dan DB, diperkirakan bahwa batuan yang memiliki densitas tinggi pada daerah tersebut dekat dengan permukaan, hal ini diperkuat dengan data geologi (Gambar 3.1) dan data lapangan yang menunjukkan di daerah tersebut tersingkap batuan beku kelompok ofiolit. Sedangkan yang berpola kontur melingkar kecil di bagian utara kemungkinan menggambarkan adanya suatu tubuh batuan kemungkinan intrusi yang densitasnya lebih tinggi dari sekitar.
2. Daerah anomali positif rendah dengan nilai berkisar dari 0 mGal \pm 13 mGal. Daerah dengan nilai anomali positif rendah ini menempati sekitar 50% lembar peta, pada peta geologi (Gambar 3.1) daerah tersebut didominasi oleh alluvium, hingga sedimen.

3. Daerah anomali negatif dengan nilai < 0 mGal hingga -20 mGal. Daerah tersebut dengan nilai anomali yang kecil ini diperkirakan dipengaruhi oleh jenis batuan yang mendekati permukaan memiliki densitas yang lebih rendah dari daerah sekitarnya. Pada peta geologi daerah tersebut didominasi oleh alluvium hingga batuan sedimen.

Jika dipadukan dengan data peta anomali magnetik, daerah dengan nilai anomali tinggi (25 mGal) pada peta residual menempati daerah dengan nilai anomali magnetik (Gambar 5.4) yang tinggi hingga 600 nT, diperkirakan batuan pada daerah tersebut mengandung mineral bersifat magnetik. Namun berbeda halnya dengan nilai anomali tinggi (hingga 23 mGal) pada peta anomali residual yang terletak di bagian barat lintasan AB justru menempati daerah dengan nilai anomali magnetik negatif. Hal tersebut diperkirakan bahwa batuan pada daerah tersebut tidak mengandung mineral magnetik namun densitasnya tinggi, atau pola negatif tersebut menunjukkan kutub negatif batuan (pada daerah A) dari kutub positifnya yang terletak di daerah titik C, sehingga menunjukkan ada suatu tubuh batuan yang menjam ke arah utara.



Gambar 5.4 Peta Anomali Magnetik Daerah Penelitian.

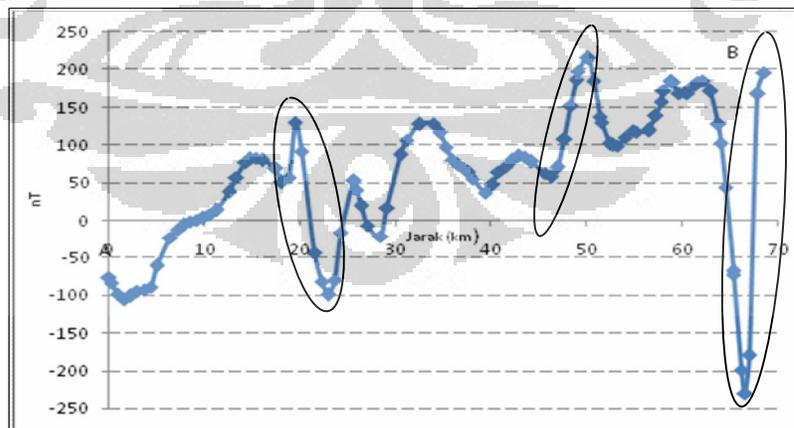
Adanya pola kontur anomali residual sejajar dengan nilai yang kontras seperti pada daerah yang dilalui sudut garis lintasan AB diperkirakan di bawah permukaan daerah tersebut terdapat struktur sesar, sedangkan pola membulat di

bagian utara daerah titik D dengan nilai anomali hingga 20 mGal diindikasikan adanya tubuh intrusi batuan yang memiliki densitas tinggi.

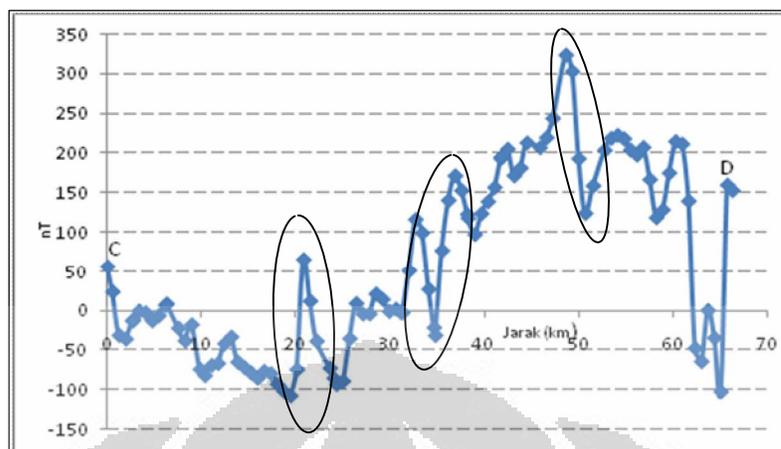
Secara umum peta anomali magnetik menunjukkan bahwa bagian timur daerah penelitian didominasi oleh anomali magnetik positif, hal ini mengindikasikan bahwa pada daerah tersebut terdapat zona mineralisasi, apakah zona tersebut primer atau sekunder maka harus dilakukan pemodelan bawah permukaan.

Jika dilihat dari profile anomali magnetik lintasan AB dan CD (Gambar 5.5 dan 5.6), ada beberapa kurva yang menunjukkan adanya perbedaan nilai anomali magnetik yang cukup tinggi, biasanya kontras ini diperkirakan diakibatkan adanya struktur sesar pada batuan di bawah-permukaan. Jika memang hal ini mengindikasikan adanya suatu struktur sesar, maka kemungkinan pada daerah penelitian terdapat zona mineralisasi.

Sedangkan secara keseluruhan dari peta anomali magnetik yang positif hingga 600 nT diperkirakan dipengaruhi oleh sebaran secara lateral dari batuan yang mengandung mineral magnetik (termasuk di dalamnya pasir besi) memberikan gambaran bahwa pada daerah tersebut terdapat endapan mineral magnetik sekunder atau *endapan placer*. Sedangkan nilai anomali magnetik hingga 1000 nT pada bagian selatan lembar peta dengan pola melingkar diperkirakan adanya tubuh batuan bersifat magnetik.



Gambar 5.5 Grafik anomali magnetik lintasan AB.



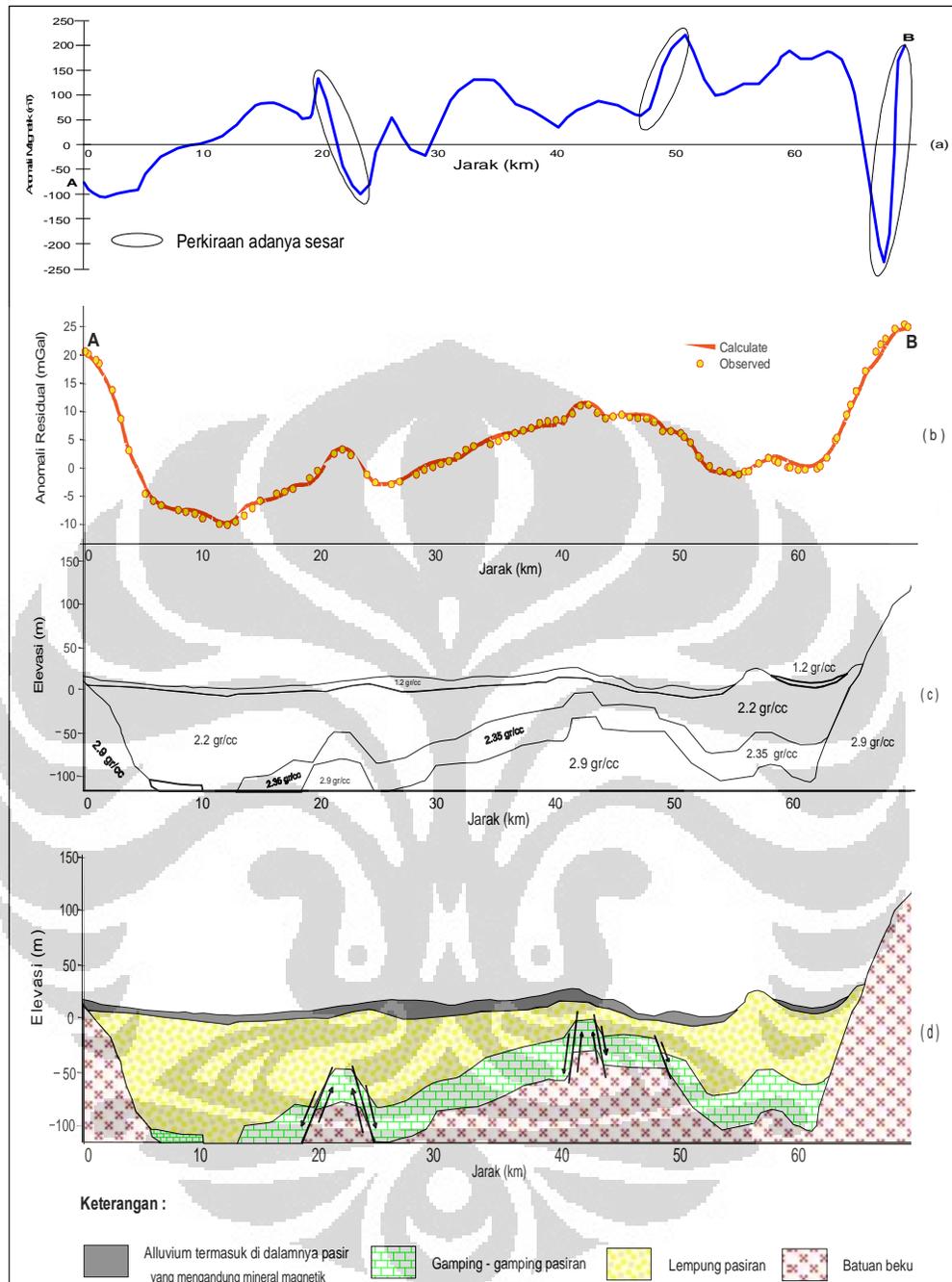
Gambar 5.6 Grafik anomali magnetik lintasan CD.

5.2 Interpretasi Kuantitatif

5.2.1 Penampang 2-Dimensi Lintasan AB

Panjang lintasan AB adalah 68.568 km. Dari proses pemodelan 2-Dimensi lintasan AB, maka dihasilkan model dengan empat lapisan batuan utama, yaitu :

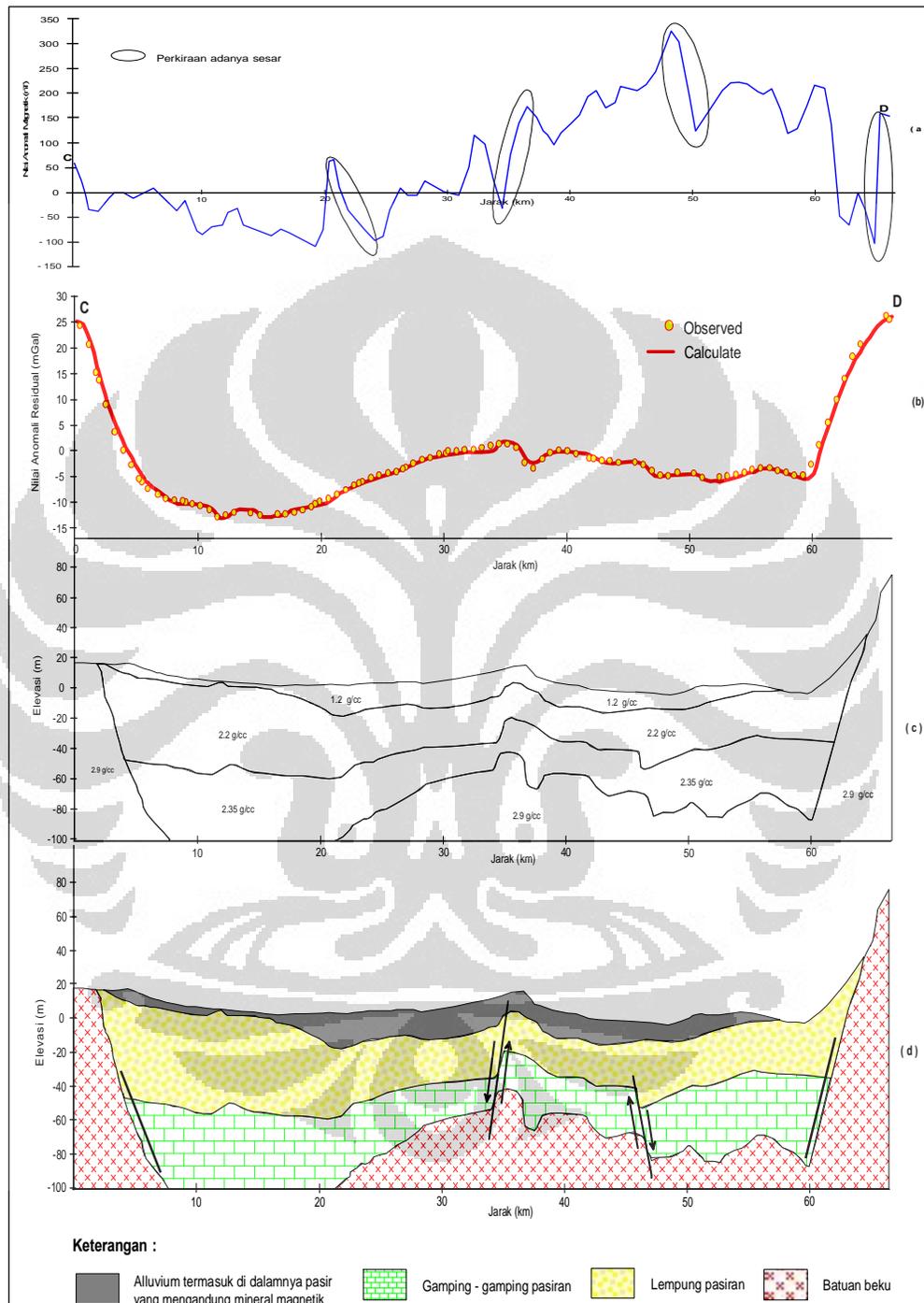
1. Batuan lapisan pertama dengan densitas 1.2 gr/cc diperkirakan merupakan lapisan alluvium serta pasir yang mengandung mineral magnetik, tersebar di permukaan hingga kedalaman hingga 25 m.
2. Batuan lapisan ke dua dengan densitas 2,2 gr/cc diperkirakan batuan sedimen berupa batupasir hingga lempung, dengan kedalaman terdalam 120 m, batuan ini seolah olah mengisi suatu cekungan di bagian barat lintasan.
3. Batuan lapisan ke tiga dengan densitas 2.35 gr/cc diperkirakan merupakan batugamping hingga gamping pasiran dengan struktur yang terbentuk berupa horst yang terlihat pada jarak datar 19 km hingga 24 km pada kedalaman sekitar 50 m dan pada jarak 40 km ó 44 km di kedalaman sekitar 22 m, dan struktur sesar pada jarak 48 km ó 50 km, serta pada jarak 6 km dan 61 km. Struktur yang terjadi tersebut diperkirakan berpotensi sebagai zona bijih besi dan pasir besi.



Gambar 5.7 (a) Profile anomaly magnetic (b). Profil anomali gravity, (c). Model geofisika dan (d). Model geologi penampang lintasan AB.

- Batuan lapisan ke empat dengan densitas 2.9 gr/cc diperkirakan merupakan batuan beku yang seolah-olah menerobos hingga ada yang sampai ke permukaan seperti yang tersingkap di bagian barat-dan timur.

5.2.1 Penampang 2-Dimensi Lintasan CD



Gambar 5.9 (a) Profile anomali magnetik (b). Profil anomali gravity, (c). Model geofisika dan(d). Model geologi penampang lintasan CD.

Panjang lintasan CD adalah 66.348 km. Dari hasil proses pemodelan penampang lintasan CD, maka diperoleh empat lapisan batuan utama yaitu :

1. Batuan lapisan pertama dengan densitas 1.2 gr/cc diperkirakan merupakan lapisan alluvium termasuk pasir yang mengandung mineral magnetik, hingga kedalaman sekitar 30 m.
2. Batuan lapisan ke dua dengan densitas 2,2 gr/cc diperkirakan batuan sedimen berupa pasir hingga lempung yang tebal di bagian barat dan di timur lebih tipis dengan struktur sesar pada jarak datar sekitar 33 km di kedalaman sekitar 20 m dari permukaan.
3. Batuan lapisan ke tiga dengan densitas 2.35 gr/cc diperkirakan merupakan batugamping hingga gamping pasir dengan struktur yang terbentuk berupa horst pada jarak sekitar 33 km hingga 47.5 km di kedalaman sekitar 20 m hingga 60 m dari permukaan.
4. Batuan lapisan ke empat dengan densitas 2.9 gr/cc diperkirakan merupakan batuan beku yang tersingkap di permukaan seperti pada bagian barat dan timur lintasan CD dengan struktur sesar pada jarak sekitar 7 km dan 60 km. Struktur sesar ini diperkirakan berpotensi juga sebagai zona mineralisasi.

Secara keseluruhan dari hasil pemodelan terlihat bahwa pada daerah penelitian terdapat jenis batuan beku dengan densitas yang cukup tinggi yaitu 2.9 gr/cc, dan terdapat struktur sesar, horst serta sinklin/cekungan yang berkorelasi posisi jaraknya terhadap jarak profile anomali magnetik yang menunjukkan adanya beda nilai anomali magnetik yang cukup tinggi (Gambar 5.6 dan 5.7).

Struktur sesar sangat erat kaitannya dalam proses terjadinya mineralisasi bijih besi karena zona-zona mineralisasi pada umumnya terjadi pada zona struktur sesar/hancuran, karena bidang tersebut merupakan zona yang lemah sehingga memudahkan terjadinya akumulasi bijih besi atau dengan kata lain zona tersebut merupakan *host rock* untuk terjadinya mineralisasi bijih besi. Keterkaitan zona mineralisasi bijih besi dengan struktur sesar yang terlihat pada hasil pemodelan lintasan AB (Gambar 5.7) pada peta anomali magnetik lintasan AB (Gambar 5.4) memiliki nilai anomali magnetik positif yaitu 30 nT ó 220 nT, begitu juga dengan

sesar di lintasan CD (Gambar 5.8) memiliki nilai anomali sekitar 160 nT hingga 325 nT. Nilai anomali magnetik positif dapat mengindikasikan adanya mineral magnetik di bawah-permukaan, diperkirakan patahan tersebut berpotensi sebagai zona mineralisasi termasuk mineral besi, namun hal ini harus dikaji lebih jauh karena pembentukan bijih besi pada zona sesar juga berkaitan dengan alterasi hydrothermal yang pada hasil pemodelan tidak terdeteksi.

Batuan beku yang berada di bagian timur daerah penelitian X diperkirakan mengandung mineral bersifat magnetik, hal ini terlihat pada peta anomali magnetik yang menempati daerah anomali tinggi hingga 200 nT dan berdasarkan informasi geologi, di permukaan daerah timur tersebut memang terdapat singkapan batuan beku yang merupakan kelompok ofiolit (basalt, gabro, batuan ultramafik) seperti pada Gambar 5.8, namun untuk lebih memastikan kebenarannya maka perlu dilakukan uji sample terhadap batuan tersebut secara laboratorium.



Gambar 5.8 Singkapan Batuan Beku Kelompok Ofiolit di Daerah Penelitian

BAB 6

KESIMPULAN DAN SARAN

6.1 Kesimpulan

Kesimpulan dari hasil penelitian yang telah dilakukan antara lain;

1. Penelitian dengan metode gravity di daerah X telah berhasil memberikan informasi bahwa daerah X didominasi oleh nilai anomali Bouguer yang cukup tinggi yaitu 55 mGal hingga 160 mGal.
2. Dari hasil pemodelan 2-Dimensi lintasan AB dan CD daerah X, pasir besi diperkirakan terdapat pada zona lapisan atas yang memiliki densitas 1.2 gr/cc yang merupakan endapan *placer* dari hasil rombakan/pelapukan batuan beku yang mengandung mineral magnetik dengan densitas 2.9 gr/cc yang keberadaannya cukup dangkal yaitu 0 m hingga < -100 m dari msl. Singkapan batuan beku tersebut terlihat jelas di bagian barat dan timur daerah penelitian sehingga mengakibatkan nilai anomali gravitasinya tinggi hingga 155 mGal. Sedangkan Struktur yang berkembang di bawah permukaan daerah penelitian X antara lain; sesar, horst dan sinklin.
3. Sesar pada daerah penelitian X diperkirakan berpotensi sebagai zona mineralisasi besi karena sesar tersebut berasosiasi dengan batuan beku yang diperkirakan mengandung mineral besi.

6.2 Saran

Untuk mengetahui lebih jauh apakah sesar di lintasan AB dan CD data gravity merupakan zona mineralisasi sebaiknya dilakukan pemodelan pada lintasan yang sama pada data anomali magnetik, atau menggunakan metode tahanan jenis sebagai data pendukung, kemudian perlu dilakukan analisa laboratorium terhadap kandungan mineral magnetik pada batuan beku di daerah X yang diperkirakan merupakan sumber dari pasir besi, hal lain perlu juga dilakukan pemboran untuk mengetahui keberadaan bijih besi pada daerah yang diperkirakan sebagai zona mineralisasi.

DAFTAR REFERENSI

- Asikin, S., Handoyo, A., Busono, H., and Gafoer. S., 1992. *Peta geologi lembar Jawa Bagian Tengah*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Darmayanti, N.E.C., 2004. Identifikasi kualitatif kandungan senyawa kimia pada pasir mineral. (hal 5). Skripsi Sarjana Fisika Universitas Indonesia.
- Dobrin, Milton, B., & Savit, C. H., (1988). *Introduction to geophysical prospecting*. McGraw-Hill.
- Edwin, S., Robinson and Coruth, C., 1986, *Basic Exploration Geophysics* Chapter 7th ó 12th. John Wiley and Sons, New York.
- Hutabesi, S. 2008. Pola cekungan dan struktur bawah permukaan ditinjau dari hasil analisis gaya berat dan magnet di daerah Banjarnegara, Jawa Tengah bagian selatan. *Jurnal Sumber Daya Geologi*, 04, 265-278. 03, 101-107.
- Idral, A. 2008. Aplikasi metoda geomagnetik dalam menentukan potensi sumber daya biji besi di daerah Bukit Bakar dan Ulu Rabau Sumatera Barat. *Buletin Sumber Daya Geologi*. Vol. 3, No.3, Hal. 2.
- John, M. Reynolds. 1998 *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, England: John Wiley & Sons Ltd.
- Katili, J.A., 1963, *Geologi* Departemen Urusan Research Nasional. Jakarta.
- Kosasih, P., 1998, "Anomali gayaberat dalam geodesi fisik" *Prosiding pertemuan ilmiah tahunan HAGI*, 25, 398-484.
- Lange, O, M., Ivanova, and Le Badeva, N. (1991) *Geologi Umum*. Gaya Media Pratama, Jakarta. Hal 8.
- Milsom, J. 2000. *Field Geophysics*, Second Edition. England: John Wiley & Sons Ltd.
- Moetamar 2008. Eksplorasi umum pasir besi di daerah Kab. Jenepono, Prov. Sulawesi selatan. *Prosiding Pemaparan Hasil Kegiatan Lapangan dan non Lapangan*. PSDG.
- Nainggolan D.A., 2008. Struktur bawah permukaan daerah semarang dan sekitarnya dari metode gaya berat dan magnet *Jurnal Sumber Daya Geologi*, No. 3/ Vol. XVIII.
- Santoso, J. 2001. *Pengantar teknik geofisika*. Bandung: Institut Teknologi Bandung.

- Subagio, 2000. Menentukan nilai anomaly gayaberat normal berdasarkan system geodetic global 1984 (WGS 1984). Prosiding pertemuan ilmiah tahunan HAGI ke-25 Bandung.
- 2008. Struktur geologi bawah permukaan daerah kebumen berdasarkan analisis pola anomali gaya berat dan geomagnet. *Jurnal Sumber Daya Geologi*, 06, 391-407.
- Supriyanto, 2007. *Analisis data geofisika: Memahami teori inversi*. Departemen Fisika ó FMIPA. Universitas Indonesia.
- Sutikno Bronto, 2007. Genesis endapan aluvium dataran jawa tengah; implikasinya terhadap sumber daya geologi. *Jurnal Geologi Indonesia I*. Vol. 2, No. 4, Hal 207.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sherif, R. E., 1990. *Applied Geophysics* 2nd Edition. University of Cambridge.
- Untung, M. 2001. *Dasar-dasar magnet dan gravity serta beberapa penerapannya*. Jakarta: Seri Geofisika, Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI).