

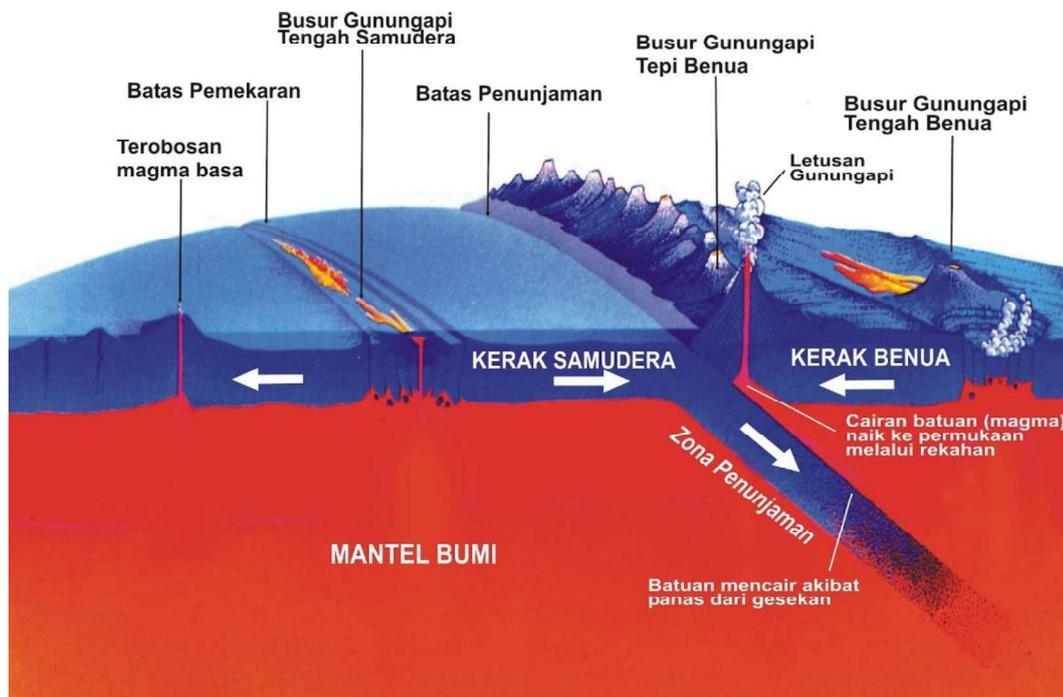
BAB II TEORI DASAR

2.1. Gunung Api

Gunung api adalah lubang kepundan atau rekahan dalam kerak bumi yang berguna sebagai tempat keluarnya cairan magma atau gas ke permukaan bumi. Berdasarkan hasil penelitian Vulcanological Survey of Indonesia (2007) gunung api terbentuk pada empat busur yaitu:

1. Busur tengah benua terbentuk akibat pemekaran kerak benua;
2. Busur tepi benua terbentuk akibat penunjaman kerak samudera ke kerak benua;
3. Busur tengah samudera terjadi akibat pemekaran kerak samudera; dan
4. Busur dasar samudera terjadi akibat penipisan kerak samudera sehingga magma menerobos ke dasar samudera.

Penampang yang memperlihatkan batas lempeng utama dengan pembentukan busur gunung api dapat dilihat pada Gambar 2.1.



Gambar 2.1. Batas lempeng dan pembentukan busur (Krafft, 1989).

Menurut Buranda (2012) vulkanisme merupakan proses alam yang berhubungan dengan kegiatan kegunungapian, mulai dari pembentukan magma di dalam bumi hingga kemunculannya di permukaan bumi dalam berbagai bentuk dan kegiatannya. Berdasarkan pergerakannya magma dibedakan menjadi 2 macam, yaitu:

1. Intrusi magma

Merupakan peristiwa naik atau keluarnya magma dari dapur magma namun tidak sampai permukaan bumi. Magma tetap berada di dalam bumi karena tekanan dari panas yang tidak terlalu besar, sehingga magma hanya masuk pada celah batuan dan lapisan bumi.

2. Ekstrusi magma

Merupakan peristiwa keluarnya magma dari dalam perut bumi hingga mencapai permukaan bumi. Magma keluar dari dalam perut bumi karena tekanan dari panas yang diberikan sangat besar, sehingga magma mampu keluar dari permukaan bumi melalui rekahan atau lubang.

Magma yang keluar ke permukaan bumi akan membentuk struktur gunung api. Pengertian struktur gunung api ditekankan pada penampakan dari setiap bentuk bentang alam gunung api. Menurut Macdonald (1972) gunung api terbentuk oleh struktur sebagai berikut:

1. *Magma chamber*

Merupakan sebuah ruang yang berada di bawah permukaan bumi sebagai tempat induk magma berada. Meningkatnya aktivitas gunung api disebabkan oleh tekanan dari *magma chamber*. Proses erupsi dipengaruhi oleh diferensiasi (perubahan) magma melalui jalur retakan yang ada di perut bumi.

2. *Main vent*

Merupakan tempat yang diterobos oleh batuan cair dari *magma chamber* ke permukaan. Ini seperti pipa dimana lava dapat mengalir. Terkadang *main vent* memiliki cabang, jika mencapai permukaan akan membentuk *secondary cone* atau *fumarole*.

3. *Crater*

Merupakan struktur amblesan yang terjadi di permukaan gunung api karena aktivitas vulkanis. Kawah dibentuk dari lava, gas, dan debu yang meledak ke arah atas dari *main vent*.

4. *Lava flow*

Merupakan cairan magma pijar yang mengalir keluar dari dalam bumi melalui kawah gunung berapi atau melalui celah (patahan). Jarak aliran lava tergantung pada suhu aliran, kandungan silika, dan kemiringan tanah.

5. *Pyroclastic flow*

Merupakan hasil letusan gunung berapi yang bergerak cepat terdiri dari gas panas, abu vulkanik, dan bebatuan (tefra). Aliran ini dapat bergerak dengan kecepatan 700 km/h dan temperatur gas dapat mencapai 1000°C.

6. *Fumarole*

Merupakan retak pada terusan permukaan dimana uap panas dan gas dapat keluar. Magma di bawah permukaan memanaskan air sampai titik dimana air berubah menjadi uap panas dan mampu melarutkan mineral dari batuan di sekitarnya.

2.2. Gunung Merapi

Hasil penelitian stratigrafi di Yogyakarta menunjukkan bahwa sejarah terbentuknya Gunung Merapi sangat kompleks. Wirakusumah (1989) membagi geologi Gunung Merapi menjadi dua bagian besar yaitu Merapi Muda dan Merapi Tua. Berthommier (1990) menemukan unit-unit stratigrafi di Gunung Merapi semakin detail. Menurut Berthommier (1990) berdasarkan studi stratigrafi, sejarah pembentukan Merapi dapat dibagi menjadi empat bagian yaitu:

1. Pra Merapi (400.000 tahun yang lalu)

Pada tahap pertama ini Gunung Merapi belum lahir, yang ada waktu itu adalah gunung yang dikenal dengan nama Gunung Bibi. Gunung Bibi terletak di lereng Timur Merapi sekarang (kini termasuk wilayah Boyolali). Batuan Gunung Bibi bersifat andesit-basaltik. Karena umurnya yang sangat tua

Gunung Bibi mengalami alterasi yang kuat sehingga contoh batuan segar sulit ditemukan.

2. Merapi Tua (60.000 tahun - 8.000 tahun lalu)

Pada masa ini mulai lahir yang dikenal sebagai Gunung Merapi yang merupakan fase awal dari pembentukannya dengan kerucut belum sempurna. Ekstrusi awalnya berupa lava basaltik yang membentuk Gunung Turgo dan Plawangan. Produk aktivitasnya terdiri dari batuan dengan komposisi andesit-basaltik dari awan panas, lava dan lahar.

3. Merapi Pertengahan (8.000 tahun - 2.000 tahun lalu)

Lelehan lava dari Merapi pada tahap ini membentuk Bukit Batulawang dan Gajahmungkur di sisi Utara dari puncak. Area kawah yang dinamakan Kawah Pasarbubar juga terbentuk pada periode ini. Produk aktivitasnya terdiri dari awan panas, lava dan lahar.

4. Merapi Baru (2.000 tahun - sekarang)

Dalam kawah Pasarbubar terbentuk kerucut puncak Merapi yang saat ini disebut sebagai Gunung Anyar. Puncak tersebut menjadi pusat aktivitas Merapi. Batuan dasar diperkirakan masih berasal dari fase Merapi Tua.

Secara umum endapan permukaan pada daerah penelitian berdasarkan peta geologi lembar Yogyakarta (Rahardjo dkk., 1995) dapat dilihat pada Gambar 3.1 endapan terbagi menjadi 5 macam yaitu:

1. Endapan Gunung Merapi Muda

Terdiri dari tuf, abu, breksi, aglomerat dan leleran lava tidak terpisahkan. Secara umum persebaran endapan ini terdapat pada bagian Selatan Gunung Merapi.

2. Endapan Vulkanik Merapi Tua

Terdiri dari breksi, aglomerat dan leleran lava, termasuk andesit dan basal mengandung olivin yang tidak dijumpai pada endapan lebih muda. Persebaran endapan ini relatif lebih sempit yaitu di sekitar Gunung Merapi hingga Gunung Plawangan.

3. Endapan Longsor Merapi

Endapan ini merupakan hasil dari erupsi Gunung Merapi. Materialnya terdiri dari guguran akibat runtuhnya kubah lava di kepundan. Material ini bercampur dengan material lain yang ikut terbawa selama transportasinya.

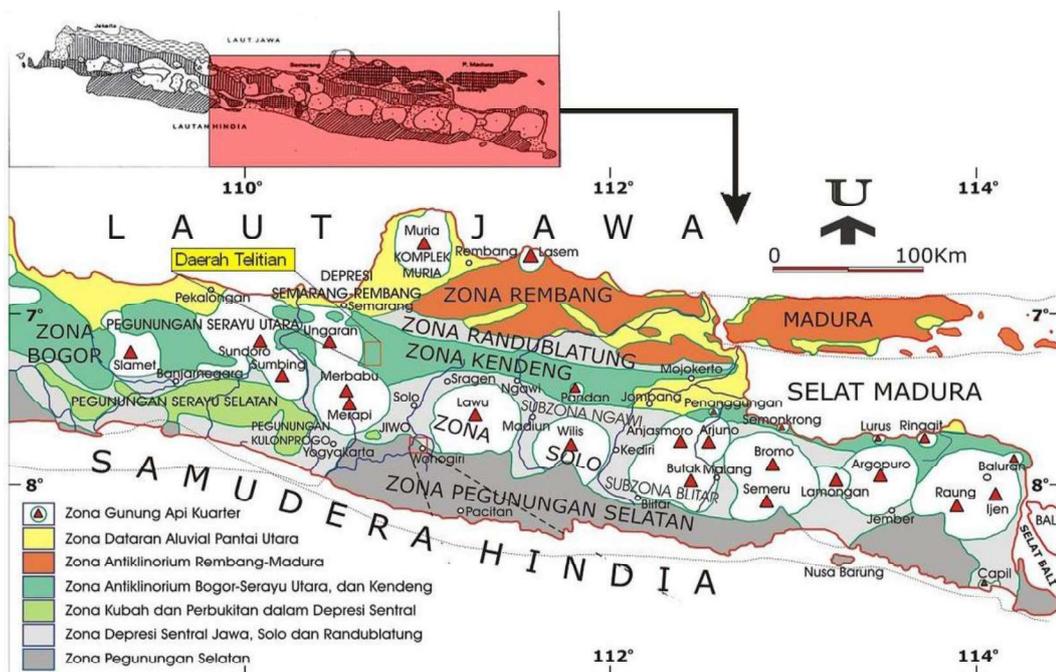
4. Kubah Lava dan Leleran Merapi

Magma dengan berat jenis dan kekentalan tinggi bila keluar ke permukaan akan mengalami pendinginan yang kemudian mengendap membentuk gundukan kubah lava. Jika kubah lava berkembang melebihi batas yang berkaitan dengan kekuatan, ketebalan, dan kemiringan lereng maka kubah akan runtuh menghasilkan leleran awan panas.

5. Endapan Gunung Merbabu

Terdiri dari breksi lahar dan lava yang bersusunan andesit. Endapan ini umumnya mengisi bagian lembah sungai yang terdapat di sekitar gunung api tersebut.

Menurut Van Bemmelen (1949), fisiografi Jawa Tengah bagian Selatan - Timur dapat dibagi menjadi dua zona yaitu Zona Solo dan Zona Pegunungan Selatan. Zona fisiografi sebagian Pulau Jawa dapat dilihat pada Gambar 2.2.



Gambar 2.2. Zona fisiografi Pulau Jawa (Van Bemmelen, 1949).

Daerah penelitian berada pada Zona Solo yang merupakan bagian dari Zona Depresi Tengah (*Central Depression Zone*) Pulau Jawa. Pengangkatan Pegunungan Selatan pada Kala Plistosen Awal, telah membentuk Cekungan Yogyakarta. Di dalam cekungan tersebut terdapat aktivitas Gunung Merapi. Tinggian di sebelah Selatan dan kemunculan kubah Gunung Merapi di sebelah Utara, telah membentuk sebuah lembah datar. Bagian Selatan lembah tersebut berbatasan dengan Pegunungan Selatan dan bagian Barat berbatasan dengan Pegunungan Kulon Progo (Mulyaningsih, 2006).

2.3. Teori Kemagnetan Bumi

Bumi merupakan medan magnet raksasa yang memiliki kutub utara magnet dan kutub selatan magnet. Medan magnet yang terbentuk pada bumi diakibatkan adanya aktivitas dari inti dalam bumi yang terdiri dari sebagian besar unsur logam. Adanya medan magnet tidak terlepas dari pengaruh rotasi bumi dan arus konveksi.

Sumber utama medan magnet bumi ada tiga yaitu medan magnet utama (*main field*), medan magnet luar (*external field*), dan medan magnet anomali.

1. Medan magnet utama merupakan medan magnet yang bersumber dari dalam bumi dan medan magnet ini berubah terhadap waktu. Sehingga untuk menyeragamkan nilai – nilai medan magnet utama bumi, dibuat standar nilai yang disebut dengan *International Geomagnetism Reference Field* (IGRF).
2. Medan magnet luar merupakan medan magnet hasil ionisasi di atmosfer yang ditimbulkan oleh sinar ultraviolet dari matahari. Sumbangan medan luar ini terhadap medan magnet bumi hanya sebesar kira-kira 1% dari medan total.
3. Medan magnet anomali sering juga disebut medan magnet lokal (*crustal field*). Medan anomali sebagian besar berasal dari batuan yang mengandung material magnetik di dalamnya. Batuan – batuan tersebut mempunyai suseptibilitas magnetik yang menunjukkan kemampuan benda untuk dapat termagnetisasi.

2.4. Gaya Magnetik

Gaya magnetik menurut hukum Coloumb, bila terdapat muatan atau kutub (P_1 dan P_2) yang berada pada jarak r maka kedua muatan atau kutub tersebut, bila sejenis akan tolak menolak sedangkan kalau berlawanan jenis akan tarik menarik dengan gaya (\vec{F}) sebesar (Telford dkk., 1990):

$$\vec{F} = \frac{P_1 P_2}{\mu r^2} \vec{r} \quad (2.1)$$

dengan:

\vec{F} = gaya magnet (N)

μ = permeabilitas medium magnetik (untuk ruang hampa $\mu=1$)

P = muatan kutub 1 dan 2 monopol (C)

r = jarak P_1 dan P_2 (m)

2.5. Suseptibilitas Magnetik

Suseptibilitas magnetik dapat diartikan sebagai tingkat kemagnetan suatu material. Besaran ini digunakan untuk menentukan pengaruh medan magnet terhadap suatu benda. Tingkat suatu material untuk dapat dimagnetisasi ditentukan oleh suseptibilitas magnetik yang ditulis dalam persamaan berikut (Telford dkk., 1990):

$$\vec{M} = k \vec{H} \quad (2.2)$$

dengan:

\vec{M} = intensitas magnetik (A/m)

k = suseptibilitas magnetik SI

\vec{H} = kuat medan magnet (T)

Nilai suseptibilitas sangat penting dalam pencarian benda anomali karena sifat magnetik yang berbeda-beda untuk setiap jenis mineral dan batuan. Nilai

suseptibilitas pada batuan semakin besar apabila di dalam batuan banyak mengandung mineral yang bersifat magnet. Berdasarkan tingkat kemagnetannya nilai suseptibilitas batuan dan mineral dapat diklasifikasikan pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1. Nilai suseptibilitas batuan dan mineral (Telford dkk., 1990).

Jenis	Suseptibilitas x 10 ³ (SI)	
	Range	Rata-rata
Batuan Sedimen		
Dolomit	0-0,9	0,1
Batugamping	0-3	0,3
Batupasir	0-20	0,4
Serpilh	0,01-15	1,6
Batuan Metamorf		
<i>Amphibolite</i>		0,7
Sekis	0,3-3	1,4
Filit		1,5
Gneis	0,1-25	
Kuarsit		4
<i>Serpentinite</i>	3-17	
Sabak	0-35	6
Batuan Beku		
Granit	0-50	2,5
Riolit	0,2-35	
Dolorit	1-35	17
<i>Augite-syenite</i>	30-40	
<i>Olivine-diabase</i>		25
<i>Diabase</i>	1-160	55
Porfiri	0,3-200	60
Gabro	1-90	70
Basalt	0,2-175	70
Diorit	0,6-120	85
Piroksenit		125
Peridotit	90-200	150
Andesit		160
Jenis	Suseptibilitas x 10 ³ (SI)	
Mineral-mineral	Range	Rata-rata
Grapit		0,1
Kuarsa		-0,01
Batu garam		-0,01
<i>Anhidrit gypsum</i>		-0,01
Kalsit	-0,001 - -0,01	
Batubara		0,02
Lempung		0,2
Kalkofirit		0,4
Siderit	1-4	
Pirit	0,05-5	1,5
Limonit		2,5
Arsenopirit		3
Hematit	0,5-35	6,5
Kromit	3-110	7
Franklinit		430
Firhotit	1-6000	1500
Ilmenit	300-3500	1800
Magnetit	1200-19200	6000

2.6. Anomali Medan Magnet

Ketika pengambilan data di lapangan maka akan tertangkap medan magnet total bumi. Medan magnet total merupakan gabungan dari medan magnet utama bumi (IGRF), medan magnet luar (eksternal) dan medan magnet yang dihasilkan oleh ketidakhomogenan kerak bumi (*anomaly*).

Medan magnet anomali disebut juga medan magnet lokal. Medan magnet ini dihasilkan oleh batuan yang mengandung mineral magnetik berada di kerak bumi. Anomali medan magnet (ΔH) merupakan nilai dari hasil perhitungan medan magnet total dengan medan magnet IGRF. Nilai medan magnet total yaitu H dalam satuan nT dan nilai medan magnet IGRF yaitu F dalam nT. Nilai anomali medan magnet $\Delta H \ll |H|$ di mana H dan F memiliki arah yang sama, maka dapat dituliskan seperti pada persamaan berikut (Blakely, 1996):

$$\Delta H = |H| - |F| \quad (2.3)$$

Apabila terdapat sumber medan magnet luar, maka ΔF merupakan simpangan dari F dalam nT. Oleh karena itu, nilai anomali medan magnet dirumuskan oleh persamaan sebagai berikut (Blakely, 1996):

$$\Delta H = H - \Delta F - F \quad (2.4)$$

Dengan H merupakan nilai medan magnet total dalam nT, ΔF merupakan nilai variasi harian dalam nT, dan F merupakan nilai IGRF dalam nT.

2.7. Transformasi Medan Magnet

Data anomali medan magnet total yang didapatkan dari koreksi harian dan koreksi IGRF selanjutnya ditransformasi. Pada penelitian ini dilakukan 2 macam proses transformasi medan magnet yaitu:

2.7.1. Reduksi ke Kutub (*Reduce to Pole*)

Reduksi ke kutub merupakan salah satu transformasi yang digunakan dalam proses interpretasi data anomali magnetik. Transformasi ini dilakukan dengan mengubah arah magnetisasi medan utama ke arah vertikal. Proses ini dapat mengurangi satu tahap kompleks dalam interpretasi, dimana anomali medan magnet dapat menunjukkan secara langsung posisi objek penelitian. Berdasarkan Blakely (1996) persamaan anomali magnetik yang dilakukan reduksi ke kutub sebagai berikut:

$$F [\Delta T_r] = F [\psi_r] F [\Delta T] \quad (2.5)$$

dengan:

$F [\Delta T_r]$ = hasil anomali magnetik RTP

$F [\Delta T]$ = anomali magnetik

$F [\psi_r]$ = reduksi ke kutub

Terdapat hubungan umum dalam domain Fourier anomali magnet yang diukur pada permukaan horizontal dan distribusi sumber penyebab yang terletak sepenuhnya di bawah permukaan. Persamaan reduksi ke kutub ditunjukkan pada persamaan berikut:

$$F [\psi_r] = \frac{1}{\theta_m \theta_f} \quad (2.6)$$

Dimana θ_m adalah fungsi kompleks tergantung pada orientasi dipol dan θ_f adalah fungsi kompleks tergantung pada medan sekitar.

2.7.2. Kontinuasi ke Atas (*Upward Continuation*)

Kontinuasi ke atas merupakan proses transformasi data medan magnet yang terukur pada satu permukaan ke permukaan lain yang lebih tinggi atau lebih jauh dari sumber anomali. Kontinuasi ke atas dilakukan terhadap data anomali medan magnet total di bidang datar. Tujuan dari kontinuasi ke atas ini adalah untuk menghilangkan pengaruh lokal yang masih terdapat pada data dan mencari pengaruh dari anomali regionalnya. Semakin tinggi kontinuasi data, maka informasi lokal semakin hilang dan informasi regional semakin jelas. Berdasarkan Blakely (1996) persamaan kontinuasi ke atas dapat ditulis:

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right) dS \quad (2.7)$$

Dimana S memberikan informasi sebagai permukaan di daerah R , sedangkan n memberikan informasi arah normal keluar, dan r adalah jarak dari titik P ke suatu titik di permukaan.

2.8. *Gaussian Filter*

Teknik *filtering* yang dilakukan dalam penelitian ini menggunakan metode *Gaussian* yang merupakan filter linier dengan memanfaatkan distribusi data dalam matriks kernel Gauss yang digambarkan secara sederhana melalui persamaan berikut (Karunianto dkk, 2017):

$$G(i, j) = c \cdot e^{-\frac{(i-u)^2 + (j-v)^2}{2\sigma^2}} \quad (2.8)$$

Nilai $G(i, j)$ adalah matriks kernel Gauss, c adalah konstanta sedangkan i , u , j dan v adalah anggota di dalam matriks dan σ adalah suatu konstanta nilai yang disesuaikan dengan ukuran matriks kernel Gauss. Selanjutnya matriks kernel tersebut dikonvolusikan terhadap matriks data yang sudah berada dalam kawasan frekuensi.

2.9. Pemodelan ke Depan

Pemodelan ke depan (*forward modeling*) adalah pembuatan model melalui pendekatan berdasarkan intuisi geologi, medan magnet pengamatan, medan magnet teori (*IGRF-International Geomagnetic Reference Field*), medan magnet harian dapat dilakukan interpretasi berupa pemodelan bawah permukaan. Dalam interpretasi geofisika dicari suatu model yang menghasilkan respon yang cocok dengan data pengamatan. Dengan demikian model tersebut mewakili kondisi bawah permukaan.

Pemodelan ke depan (*forward modeling*) data magnetik dilakukan dengan benda anomali dengan geometri dan harga kemagnetan tertentu. Untuk memperoleh kesesuaian antara data teoritis (respon model) dengan data lapangan dapat dilakukan dengan proses coba-coba (*trial and error*) dengan mengubah harga parameter model (Deniyanto, 2010).

2.10. Pemodelan Inversi Magnetik

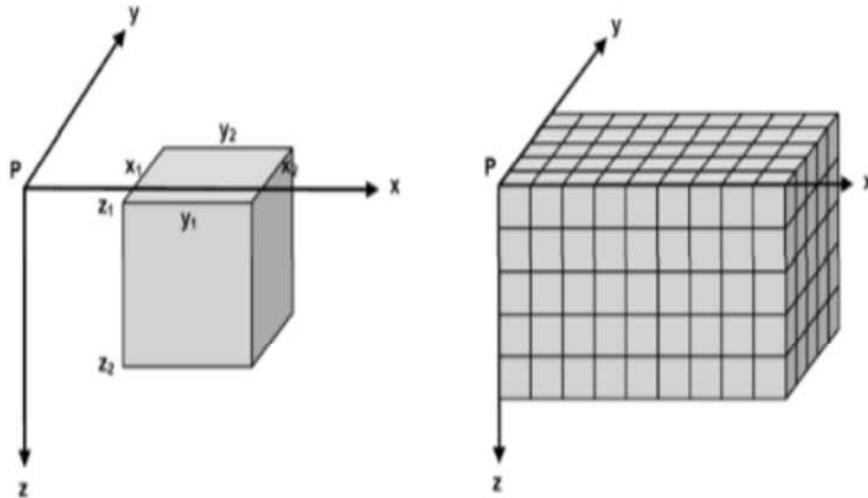
Metode inversi merupakan cara yang digunakan untuk memperkirakan model respon magnetik yang paling cocok dengan data observasi. Setiap anomali magnetik yang diamati di atas permukaan dapat dievaluasi dengan menghitung proyeksi anomali medan magnet dari arah yang ditentukan. Sumber pada lokasi yang diteliti, di *set* kedalam sebuah *cell* ortogonal berupa *mesh* 3D.

Anomali magnetik pada suatu lokasi berhubungan dengan suseptibilitas di bawah permukaan. Secara linear dapat dituliskan dalam persamaan berikut:

$$d = G (m) \quad (2.9)$$

Dimana G adalah matriks kernel ($N \times M$) yang memetakan sumber anomali menjadi data observasi, dengan N adalah jumlah data dan M adalah jumlah parameter model. Komponen matriks Kernel $G = [G_{ik}]$ menyatakan kontribusi kubus ke- k dengan intensitas magnetisasi satuan pada anomali magnetik di titik ke- i . Titik pengamatan

terletak hanya di permukaan bumi pada bidang x - y dengan jumlah data N , sementara jumlah parameter model adalah $M = nx, ny$, dan nz , dimana nx, ny , dan nz masing-masing adalah jumlah kubus hasil diskretisasi dalam arah x, y, z (Grandis, 2009).



Gambar 2.3. Geometri model satuan 3D (Grandis, 2009).

Masalah inversi dapat diselesaikan dengan menentukan model m yang diminimalisasi \mathcal{O}_m dan data *misfit* oleh jumlah yang belum ditentukan. Langkah awal dengan mendiskritisasi fungsi objektif menggunakan pendekatan beda hingga pada *mesh* untuk menentukan model suseptibilitas.

$$\begin{aligned}
 \mathcal{O}_m &= \mathcal{O}_{ms} + \mathcal{O}_{mv} \\
 &= (m - m_o)^T W_s^T W_s (m - m_o) + (m - m_o)^T (W_x^T W_x + W_y^T W_y + W_z^T W_z) (m - m_o) \\
 &= (m - m_o)^T W_m^T W_m (m - m_o) \\
 &= \| W_m (m - m_o) \|^2
 \end{aligned} \tag{2.10}$$

Dimana m dan m_o panjang vektor M , matriks W_s, W_x, W_y , dan W_z dapat dihitung secara langsung oleh *mesh* dan ditentukan fungsi *weighting* W_s, W_x, W_y , dan W_z , kemudian matrik kumulatif $W_m^T W_m$ terbentuk, matrik W_m tidak dihitung tetapi matrik ini tetap digunakan untuk menghasilkan persamaan akhir. Masalah inversi dipecahkan dengan meminimalisasikan \mathcal{O}_m dengan teknik yang tepat.