

BAB II KAJIAN TEORI

2.1 Geologi Regional

2.1.1 Tektonik Regional

Aktivitas geologi daerah Jawa Barat telah berlangsung selama berjuta-juta tahun. Struktur geologi pada daerah Jawa Barat dipengaruhi oleh adanya penunjaman Lempeng Indo-Australia yang menunjam Lempeng Eurasia (Hamilton,1979). Aktivitas tersebut mengakibatkan terbentuknya elemen tektonik seperti :

1. Palung

Palung terletak di Pulau Jawa bagian selatan. Dimana daerah ini terdapat penunjaman Lempeng Indo-Australia terhadap Lempeng Eurasia

2. Busur Luar Bukan Vulkanik

Busur luar non vulkanik terdiri atas batuan bancuh yang tersesarkan secara masif. Terletak di Selatan Pulau Jawa tepatnya di bawah permukaan laut.

3. Cekungan Depan Busur

Cekungan depan busur terletak antara Pulau Jawa dan busur luar non vulkanik. Dimana pada daerah tersebut terbentuk lapisan sedimen yang bahannya terdiri atas bahan vulkanik dan sedimen asal vulkanik dengan *reef limestone*

4. Busur Magmatik

Busur magmatik menghampar dari barat ke timur yang dapat di temukan pada Pulau Jawa

5. Cekungan Belakang Busur

Cekungan belakang busur terletak diantara Paparan sunda dan jalur magmatik

6. Paparan Sunda

Paparan Sunda adalah inti benua yang terdiri dari batuan sedimen dan kristalin yang telah termetamorf.

Terdapat tiga struktur di daerah Jawa Barat yang menduduki fungsi penting, yaitu Sesar Baribis, Sesar Lembang, dan Sesar Cimandiri yang ketiganya dikenalkan oleh Van Bammelen (1949).

2.1.2 Stratigrafi Regional

Wilayah Jawa Barat dikelompokkan menjadi tiga mandala sedimentasi yaitu (Martodjojo, 1984):

1. Mandala Paparan Kontinen

Mandala Paparan Kontinen utara letaknya sama dengan Zona Dataran Pantai Jakarta menurut Van Bammelen (1949) pada pembagian zona fisiografi daerah Jawa Barat. Mandala Paparan Kontinen memiliki ciri adanya endapan yang umumnya terdiri atas batu lempung, batu gamping, dan batu pasir kuarsa yang biasanya mengendap pada laut dangkal. Mandala ini memperlihatkan pola regresi dan transgresi yang jelas, strukturnya dipengaruhi pergerakan isostasi batuan dasar dengan ketebalan sedimen mencapai 5000 m.

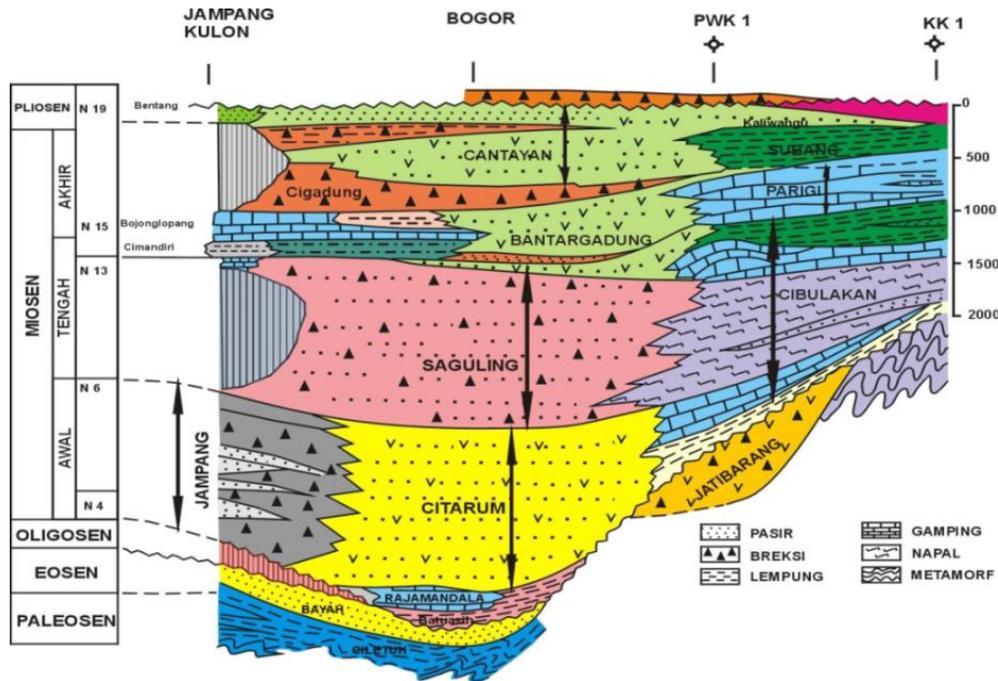
2. Mandala Cekungan Bogor

Mandala ini terletak bagian selatan Mandala Paparan Kontinen Utara (Van Bammelen, 1949). Ada beberapa zona yang tergabung pada mandala ini yaitu Zona Bandung, Zona Bogor, dan Zona Pegunungan Selatan. Mandala ini memiliki ciri yaitu adanya endapan aliran gravitasi, yang berupa fragmen batuan beku dan sedimen, contohnya seperti basalt, andesit, batu gamping, dan tuf. Dengan ketebalan sedimen lebih dari 7000 m.

3. Mandala Banten.

Mandala Banten adalah mandala yang memiliki sedikit data sehingga kurang begitu diketahui. Pada Tersier Awal mandala ini memiliki betuk yang mirip dengan Mandala Cekungan Bogor, namun pada Tersier Akhir mandala ini menyerupai Mandala Paparan Kontinen.

Daerah penelitian berada pada Zona Bandung yang termasuk kedalam Mandala Cekungan Bogor. Mandala Cekungan Bogor menurut Martodjojo (1984) Seperti pada Gambar 2.1, Mandala ini mengalami tiga siklus pengendapan dengan waktu Tersier-Kuarter. Yang pertama diendapkan sedimen laut dalam, selanjutnya adalah sedimen darat yang lama kelamaan menjadi laut dangkal, dan selanjutnya adalah aliran gravitasi yang berasal dari selatan.

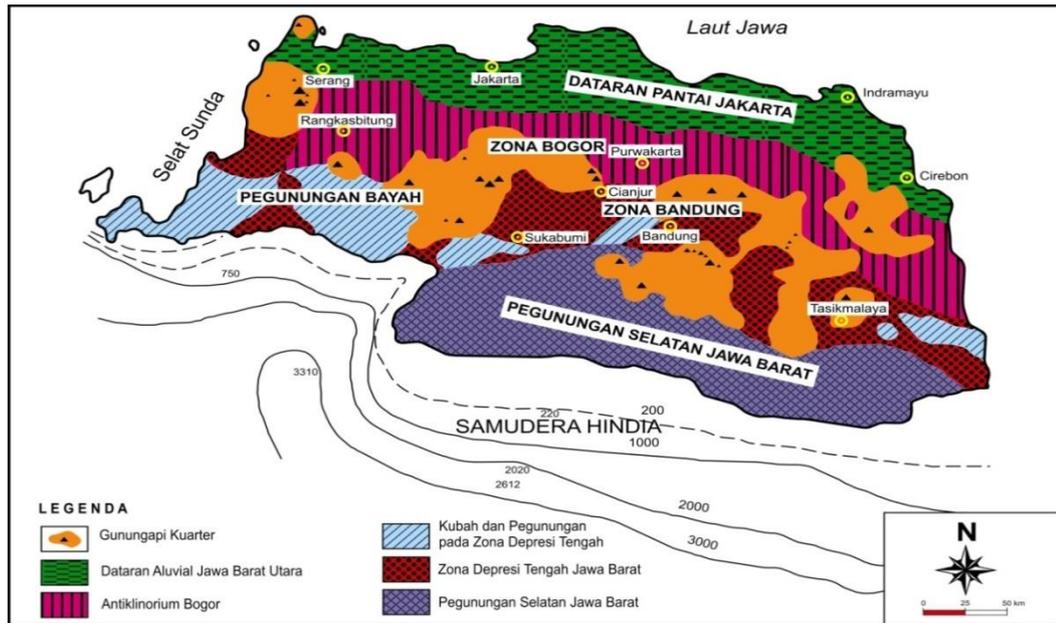


Gambar 2.1 Penampang stratigrafi utara-selatan Jawa Barat (Martodjojo, 1984)

2.1.3 Fisiografi Regional

Ditinjau dari fisiografi daerahnya, secara umum Jawa Barat merupakan daerah dataran rendah, namun pada kawasan selatan terdapat bukit-bukit, sedikit pantai serta terdapat pula dataran tinggi. Dengan bagian tengah adalah daerah pegunungan zona fisiografi Jawa Barat dapat dibagi menjadi enam zona (Van Bammelen, 1949) Seperti pada Gambar 2.2, yaitu :

- a. Zona Dataran Pantai Jakarta
- b. Zona Bogor
- c. Zona Pegunungan Bayah
- d. Zona Bandung
- e. Zona Gunung Api Kuarter
- f. Zona Pegunungan Selatan Jawa Barat



Gambar 2.2 Fisiografi Jawa Barat (Van Bammelen, 1949)

Penelitian dilakukan pada Zona Bandung yang adalah daerah gunung api yang memiliki bentuk depresi dibandingkan Zona Bogor dan Zona Pegunungan Selatan. Sebagian besar terisi oleh endapan aluvial dan vulkanik muda atau zaman Kuartar dari produk gunung api yang terletak pada dataran rendah di daerah perbatasan dan membentuk barisan. Walaupun Zona Bandung membentuk depresi, ketinggiannya masih terbilang cukup besar seperti misalnya depresi Bandung dengan ketinggian 700-750 mdpl. Di beberapa tempat pada zona ini merupakan campuran endapan Kuartar dan Tersier, pegunungan Tersier tersebut yaitu Pegunungan Bayah (Eosen), bukit di Lembah Cimandiri (kelanjutan dari Pegunungan Bayah), Bukit Rajamandala (Oligosen) dan plateau Rongga termasuk dataran Jampang (Pliosen), dan Bukit Kabanaran.

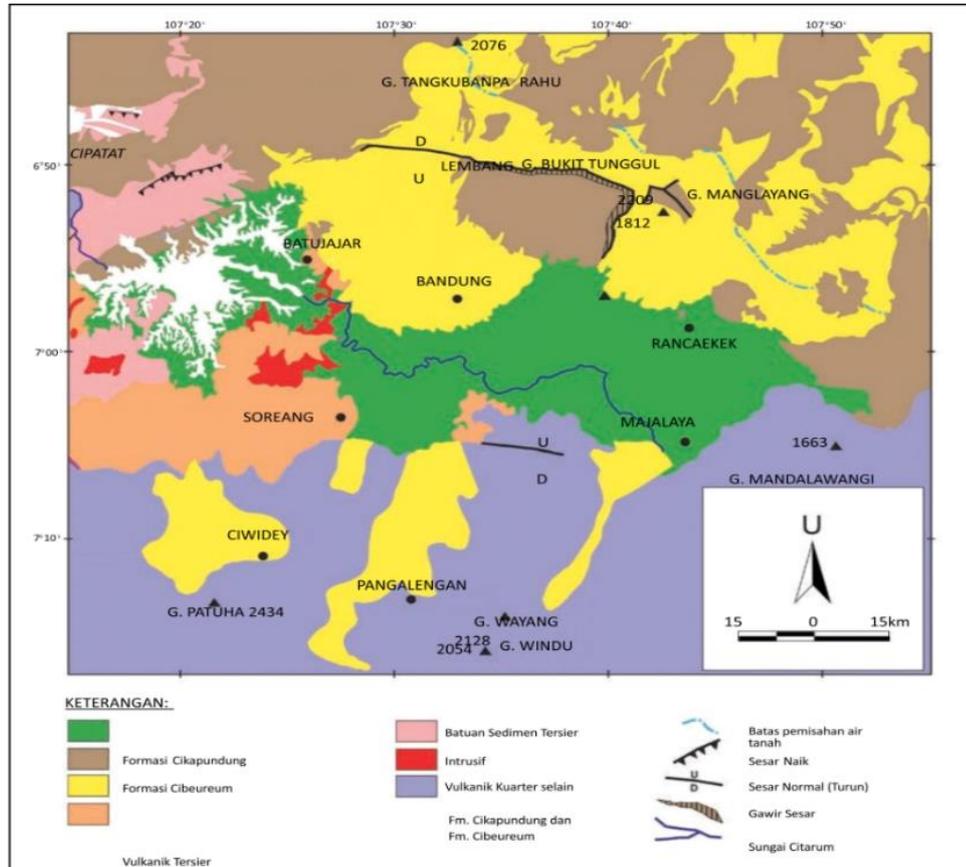
2.2 Geologi Daerah Penelitian

2.2.1 Stratigrafi Daerah Penelitian

Skema stratigrafi daerah Bandung telah dipublikasikan oleh beberapa peneliti yaitu, Koesoemadinata dan Hartono (1981) mengklasifikasikan stratigrafi di daerah Bandung berdasarkan litologi dan penafsiran sedimentasi serta menyesuaikan dengan Sandi Stratigrafi Indonesia. Penamaan ini kemudian diusulkan sebagai satuan stratigrafi resmi. Sementara itu Kartadinata (2009) menggunakan studi

tefrokronologi hasil erupsi Gunung Tangkuban Parahu dalam penelitiannya. Adanya persamaan dan perbedaan hasil analisis peneliti-peneliti sebelumnya ini menjadi dasar acuan penulis, terutama dalam penentuan umur di daerah penelitian.

Cekungan Bandung memiliki memiliki batuan yang berumur Oligosen hingga Resen yang dikelompokkan dalam beberapa formasi (Sampurno, 2004 dan Hutasoit, 2009) yang tercantum pada Gambar 2.3, sebagai berikut:



Gambar 2.3 Peta geologi lembar Bandung-Garut (Hutasoit, 2009)

a. Formasi Cibereum

Formasi Cibereum terdiri atas perulangan batuan breksi dan tuf yang memiliki unifikasi rendah formasi ini memiliki breksi vulkanik yang disusun oleh batuan beku andesit, batu apung, dan fragmen-fragmen skoria serta memiliki bentuk kipas yang dihasilkan dari Gunung Tangkuban Parahu. Formasi ini merupakan lapisan akuifer utama dengan umur Plistosen Akhir hingga Holosen.

b. Formasi Kosambi

Formasi Kosambi merupakan formasi yang berperan sebagai akuitar, formasi ini merupakan formasi dengan litologi batu lanau, batu lempung, dan batu pasir belum kompak. Formasi ini memiliki umur holosen dan memiliki hubungan menjemari dengan Formasi Cibereum.

c. Formasi Cikapundung

Formasi ini merupakan formasi yang terdiri atas breksi kompak dan konglomerat, serta tuf dan terdapat lava andesit. Formasi ini memiliki umur Plistosen Awal. Dengan kekompakan yang lebih kompak dibandingkan Formasi Cibereum.

d. Formasi Cilang

Formasi ini memiliki litologi yaitu batu gamping masif dan napal tufaan. Memiliki umur Miosen yang merupakan batuan tertua yang tersingkap di daerah penelitian (Koesoemadinata dan Hartono, 1981).

e. Formasi Besar

Formasi Besar merupakan formasi yang tersebar pada Barat Laut peta lembar Garut. Satuan batuan ini merupakan batuan gunung api yang terdiri atas breksi tufan dan lava bersusunan andesit basal dan berumur Miosen (Alzwar, 1992).

2.2.2 Morfologi Daerah Penelitian

Ekspresi geofomologi yang jelas pada daerah penelitian adalah Sesar Lembang yang merupakan produk aktivitas neotektonik dengan dinding gawir menghadap ke arah utara. Sesar Lembang bagian barat Maribaya dominan dengan *strike slip* dibandingkan *dip slip* sedangkan timur Maribaya dominan *dip slip* (Tjia, 1968). Namun penelitian lain mengatakan bahwa Sesar Lembang merupakan *normal fault* dengan bagian utara relatif turun dengan besar pegerseran dari 450 pada bagian timur hingga 40 meter pada bagian barat dengan panjang sesar sekitar 22 km (Silitonga, 1973).

2.2.3 Struktur Geologi

2.2.3.1 Lipatan

Lipatan adalah kerutan yang ada pada lapisan kulit bumi yang disebabkan oleh adanya gerakan atau gaya.

a. Antiklin

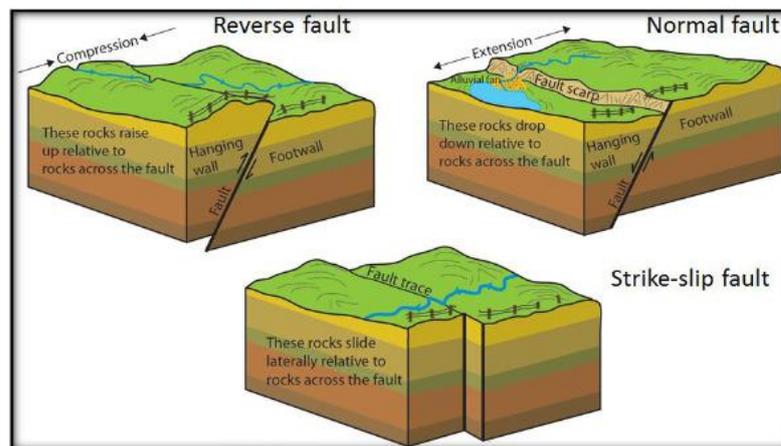
Antiklin merupakan suatu punggung lipatan atau lapisan bagian atas pada lipatan.

b. Sinklin

Sinklin merupakan suatu lembah lipatan atau lapisan bagian bawah pada lipatan.

2.2.3.2 Patahan

Struktur patahan merupakan pergeseran batuan akibat keberadaan gaya geologi. terdapat tiga tipe sesar yang didasarkan oleh arah gerak batuan di sepanjang bidang patahan yaitu sesar normal, sesar naik, dan sesar geser seperti pada Gambar 2.4.



Gambar 2.4 Jenis sesar

a. *Normal Fault* atau sesar normal

Normal fault merupakan sesar dengan ciri *hanging wall* turun terhadap *foot wall*.

b. *Reverse Fault* atau sesar naik

Reverse fault merupakan sesar dengan ciri *hanging wall* naik terhadap *foot wall*.

c. *Strike-slip Fault* atau sesar geser

Strike-slip fault terjadi Jika pergerakan antara *hanging wall* dan *foot wall* bergerak secara horizontal.

2.3 Konsep Dasar Metode Magnetik

Metode magnetik merupakan salah satu metode geofisika untuk eksplorasi bawah permukaan bumi yang umum digunakan pada identifikasi struktur besar serta eksplorasi batuan dan mineral. Konsep dasar metode magnetik adalah sebagai berikut:

2.3.1 Medan Magnet

Medan magnet bumi terbagi atas tiga jenis yaitu medan magnet utama bumi, medan magnet luar bumi, serta anomali medan magnet, target dari pengukuran metode magnetik adalah anomali magnet. Anomali magnetik merupakan medan magnetik yang bersumber dari sebaran benda atau batuan bawah permukaan bumi yang termagnetisasi dimana medan magnet ini juga disebut sebagai medan magnet lokal. Untuk mendapatkan nilai anomali medan magnet kita harus melakukan pengurangan medan magnet total terhadap medan magnet luar dan medan magnet utama bumi atau IGRF. Medan magnet memiliki satuan nT.

$$\Delta H = H - F - \Delta F \quad (2.1)$$

dengan H merupakan nilai medan magnetik total dalam satuan nT, F merupakan nilai IGRF dalam satuan nT, ΔF merupakan nilai medan magnet luar dalam satuan nT, dan ΔH merupakan nilai anomali medan magnet dalam satuan nT.

Medan magnet bumi dapat dikarakterisasi oleh elemen medan magnet yang meliputi intensitas dan arah kemagnetannya. Elemen medan magnet tersebut meliputi :

1. Deklinasi (D)

Deklinasi merupakan sudut antara utara magnetik dengan komponen horizontal yang dihitung dari utara menuju timur.

2. Inklinasi (I)

Inklinasi merupakan sudut antara medan magnet total dengan bidang horizontal yang dihitung dari bidang horizontal menuju bidang vertikal ke bawah.

3. Medan Magnetik Total (H)

Medan magnetik total merupakan jumlah antara medan magnet utama, medan magnet luar, serta anomali medan magnet.

2.3.2 Gaya Magnet

Gaya magnet merupakan gaya yang ditimbulkan oleh dua buah kutub yang terpisahkan sejauh r yang memiliki muatan yaitu masing ρ_1 dan ρ_2 (Telford, 1990).

Dapat dinyatakan pada persamaan berikut:

$$\vec{F} = \frac{1}{\mu} \frac{\rho_1 \rho_2}{r^2} \hat{r} \quad (2.2)$$

Dimana:

\vec{F} = Gaya Magnetik (Newton)

ρ_1 = Muatan Kutub 1 (Coulomb)

ρ_2 = Muatan Kutub 2 (Coulomb)

r = Jarak antara ρ_1 dan ρ_2 (meter)

μ = Permeabilitas medium magnetik

\hat{r} = Vektor Satuan

2.3.3 Kuat Medan Magnet

Kuat medan magnet adalah besarnya medan magnet pada suatu titik dalam ruang yang timbul sebagai akibat sebuah kutub yang berada sejauh r dari titik tersebut.

$$\vec{H} = \frac{\vec{F}}{\rho} \quad (2.3)$$

Dimana :

\vec{H} = Kuat Medan Magnet (Tesla)

\vec{F} = Gaya Magnet (Newton)

2.3.4 Intensitas Magnet

Besarnya intensitas magnet adalah berbanding lurus dengan kuat medan magnet dan suseptibilitas magnet, seperti pada persamaan:

$$I = k \cdot \vec{H} \quad (2.4)$$

Dimana :

I = Intensitas magnetik (Tesla)

\vec{H} = Kuat Medan Magnet

k = Susseptibilitas Magnet (satuan SI)

2.3.5 Susseptibilitas Magnet

Nilai suseptibilitas (k) merupakan ukuran yang menggambarkan sifat kemagnetan yang terdapat pada suatu batuan. Dapat dinyatakan pada persamaan berikut:

$$k = \frac{I}{\vec{H}} \quad (2.5)$$

Dimana:

I = Intensitas magnetik (Tesla)

\vec{H} = Kuat Medan Magnet

k = Susseptibilitas Magnet (satuan SI)

Nilai suseptibilitas batuan dapat dilihat pada Tabel 2.1 berikut:

Tabel 2.1 Nilai suseptibilitas batuan

Jenis Batuan/Mineral	Suseptibilitas ($\times 10^{-3}$)	
	Interval	Rata-Rata
Batuan Sedimen		
Batu Pasir	0-20	0,4
Lempung	0-15	0,6
Rata-Rata sedimen	0-18	0,9
Batuan Metamorf		
Slate	0-35	6
Rata-Rata Metamorf	0-70	4,2
Batuan Beku		
Basalt	0,2-175	70
Granit	0-50	2,5
Rata-Rata Beku Asam	0-80	8
Rata-Rata Beku Basa	0,5-97	25
Mineral		
Hematit	0,5-35	6,5
Ilmenit	300-3.500	1.800
Magnetit	1.200-19.200	6.000

Sumber: Telford, 1990

2.3.6 Momen Magnet

Kutub magnet selalu memiliki pasangan atau yang biasa disebut *dipole* dengan kekuatan positif dan negatif dan dipisahkan oleh jarak. Maka momen magnetik dapat didefinisikan sebagai:

$$\vec{m} = l\rho\hat{r}^1 \quad (2.6)$$

Dimana:

l = Jarak antar dua kutub (m)

ρ = Kutub magnet (m)

\vec{m} = Momen Magnet (m.C)

\hat{r}^1 = Arah vektor dari kutub negatif dan kutub positif

2.3.7 Induksi Magnet

Magnetometer merekam medan magnet induksi dan efek magnetisasinya saat pengukuran (Telford, 1990). Dapat dituliskan dengan persamaan:

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{I}) \quad (2.7)$$

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + k\vec{H}) \quad (2.8)$$

$$\vec{B} = \mu_0(1 + k)\vec{H} \quad (2.9)$$

Dimana:

$$\mu = \mu_0(1 + k) \quad (2.10)$$

Sehingga menjadi:

$$\vec{B} = \mu\vec{H} \quad (2.11)$$

Satuan untuk \vec{B} yaitu tesla. Sedangkan \vec{H} dan I memiliki arah yang umum seperti kasus lainnya.

2.4 Teori Khusus Mengenai Pengolahan dan Pemodelan Data

2.4.1 Koreksi Data Magnetik

Sesuai tujuan penulis yaitu identifikasi struktur geologi bawah permukaan, maka data geomagnetik yang dimiliki harus melewati koreksi untuk menghilangkan pengaruh medan magnet yang tidak kita butuhkan dengan melakukan koreksi harian dan koreksi IGRF.

2.4.1.1 Koreksi Diurnal

Koreksi harian merupakan penyimpangan nilai medan magnetik bumi akibat adanya perbedaan waktu dan efek radiasi matahari dalam satu hari. Koreksi ini merupakan koreksi yang digunakan untuk menghilangkan medan magnet eksternal dengan cara mengakuisisi data di *base* atau stasiun dalam skala waktu tertentu. Penggunaan koreksi harian ditentukan berdasarkan nilai variasi harian, bila negatif nilai variasi harian akan ditambahkan dengan medan magnet yang akan dikoreksi, sedangkan bila nilai variasi harian positif yang dilakukan adalah mengurangi nilai medan magnetik dengan nilai variasi harian, persamaannya dapat ditulis sebagai berikut:

$$H_D = \frac{t_n - t_{awal}}{t_{akhir} - t_{awal}} (H_{akhir} - H_{awal}) \quad (2.12)$$

Dimana:

t_n = Waktu pada titik-n (*Second*)

t_{akhir} = Waktu Akhir Pengukuran (*Second*)

t_{awal} = Waktu Awal Pengukuran (*Second*)

H_D = Nilai Medan Magnet harian (Tesla)

H_{awal} = Nilai Medan Magnet di Titik Awal (Tesla)

H_{akhir} = Nilai Medan Magnet di Titik Akhir (Tesla)

2.4.1.2 Koreksi IGRF

Koreksi IGRF merupakan koreksi yang digunakan untuk menghilangkan nilai medan magnet utama bumi. Karena medan magnet utama tersebut tidak lain adalah IGRF. Pada penelitian kali ini koreksi IGRF dilakukan terhadap medan magnetik total yang telah dikoreksi diurnal. IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) merupakan medan acuan magnetik internasional. Pada pengukuran metode magnetik nilai IGRF merupakan nilai yang terekam paling besar. Meskipun nilai ini tidak menjadi target utama dalam pengukuran menggunakan metode magnetik, tetapi nilai IGRF bersama inklinasi dan deklinasi merupakan komponen yang sangat penting pada saat pemodelan dan interpretasi. Persamaan yang digunakan pada koreksi IGRF:

$$\Delta H = H_T - H_D - H_0 \quad (2.13)$$

Dimana:

H_T = Medan magnet total bumi (Tesla)

H_0 = Medan magnet utama atau IGRF (Tesla)

ΔH = anomali medan magnet (Tesla)

2.4.2 Reduce To Pole

Proses reduksi ke kutub dilakukan untuk mengubah sifat magnetik *dipole* menjadi *monopole* dengan tujuan mempermudah interpretasi dengan cara menghilangkan pengaruh inklinasi serta deklinasi magnetik. Persamaan reduksi ke kutub adalah (Blakely, 1996):

$$F(\Delta T_r) = F[\psi_r]F[\Delta T] \quad (2.14)$$

Dimana :

$F(\Delta T_r)$ = Anomali magnetik RTP

$F[\psi_r]$ = Reduksi ke Kutub

$F[\Delta T]$ = Anomali magnetik

$$F[\psi t] = \frac{1}{(i \cos(I) \cos(D-\theta) + \sin(I))^2} \quad (2.15)$$

Dengan $[\psi t]$ adalah reduksi ke kutub, i merupakan bilangan kompleks, D merupakan nilai deklinasi, I merupakan nilai inklinasi.

2.4.3 Analisis Spektral

Analisis spektral digunakan untuk mengestimasi kedalaman anomali magnetik dengan cara menggunakan transformasi fourier pada peta anomali *reduce to pole*, suatu transformasi Fourier adalah menyusun kembali/mengurai suatu gelombang sembarang ke dalam gelombang sinus dengan frekuensi bervariasi dimana hasil penjumlahan gelombang-gelombang sinus tersebut adalah bentuk gelombang aslinya .

Potensial magnetik dari sebuah titik massa m diberikan oleh transformasi Fourier dari potensial magnetik yang teramati pada bidang horizontal secara sederhana dituliskan sebagai:

$$F(U) = \gamma\mu F\left(\frac{1}{r}\right) \text{ dan } F\left(\frac{1}{r}\right) = 2\pi \frac{e^{K|z_0-z_1|}}{|k|} \quad (2.16)$$

Gerak vertikal magnet yang disebabkan suatu titik massa adalah vertikal *derivative* dari potensial gaya magnetiknya. Jika diamati pada suatu medan horizontal, medan ini mempunyai transformasi Fourier sebagai berikut:

$$\Delta H_z = \gamma\mu \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \quad (2.17)$$

$$F_{(\Delta H_z)} = \gamma\mu F\left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r}\right) \quad (2.18)$$

$$F(\Delta H_z) = 2\pi\gamma\mu e^{K|z_0-z_1|}, z_1 > z_0 \quad (2.19)$$

Lalu dilakukan logaritma agar memperoleh hubungan antara amplitudo dengan bilangan gelombang dan kedalaman, sehingga bilangan gelombang k berbanding lurus dengan spektral amplitudo.

$$\ln A = \ln 2\pi\gamma\mu e^{K|z_0-z_1|} \quad (2.20)$$

$$\ln A = (z_0 - z_1) |K| + \ln C \quad (2.21)$$

Persamaan di atas dapat dianalogikan dalam persamaan garis lurus:

$$y = mx + c \quad (2.22)$$

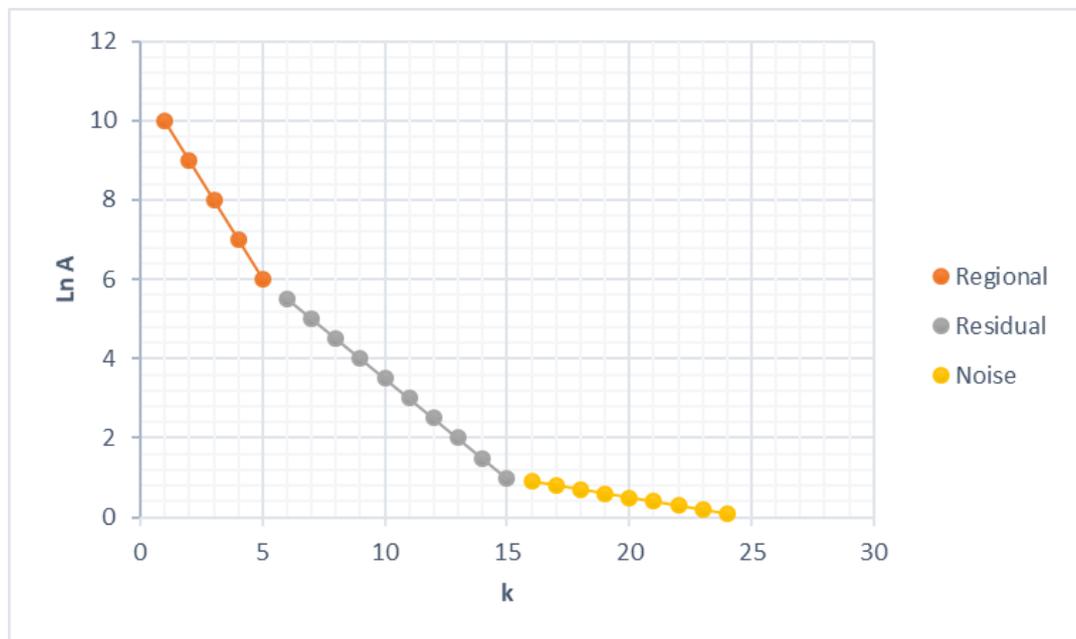
Dengan $\ln A$ adalah sumbu y, $|K|$ adalah sumbu x, dan $(z_0 - z_1)$ adalah gradient garis. Oleh karena itu, kemiringan garisnya merupakan kedalaman bidang dalam dan dangkal. $|k|$ sebagai sumbu x didefinisikan sebagai bilangan gelombang yang besarnya $\frac{2\pi}{\lambda}$ dan satuannya *cycle/meter*, dengan λ adalah panjang gelombang. Hubungan λ dengan Δx diperoleh dari persamaan:

$$K = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (2.23)$$

$$\lambda = N \cdot \Delta x \quad (2.24)$$

$$N = \frac{2\pi}{k_c \Delta x} \quad (2.25)$$

Nilai λ sama dengan Δx . Dimana Δx adalah domain spasi yang akan digunakan dalam *Fast Fourier Transform* (FFT), dan k_c adalah bilangan gelombang *cutoff*, Kurva analisis spektral dapat dilihat pada Gambar 2.5.



Gambar 2.5 Kurva Ln A terhadap k

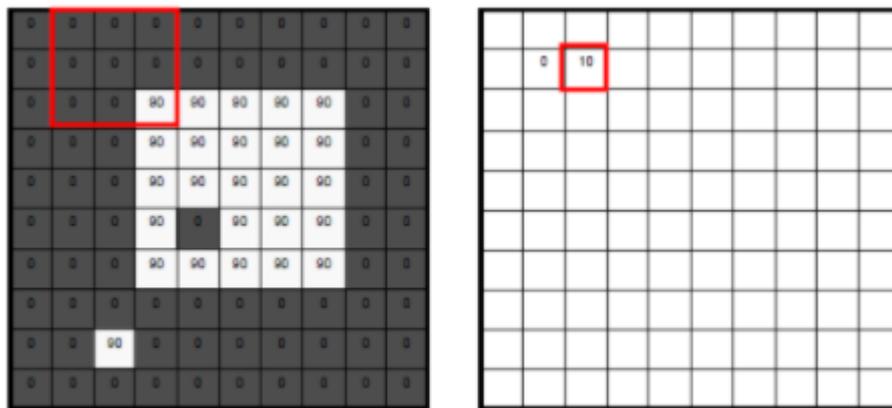
Semakin besar nilai k, maka nilai frekuensi akan tinggi. Hubungan bilangan gelombang k dengan frekuensi f adalah $k = 2\pi f/v$, frekuensi yang sangat rendah berasal dari sumber anomali regional dan frekuensi tinggi berasal dari sumber anomali residual.

2.4.4 Filter *Moving Average*

Metode *moving average* merupakan metode pemisahan anomali yang bersifat *low pass filter*. Sehingga menghasilkan keluaran berupa anomali regional. Untuk memperoleh nilai anomali residual dilakukan pengurangan antara nilai anomali RTP dengan nilai anomali regional. Proses filter *moving average* memiliki persamaan:

$$\Delta H_r(i) = \frac{\Delta H(i-n)+\dots+\Delta H(i)+\dots+\Delta H(i+n)}{N} \quad (2.26)$$

Dimana, ΔH_r adalah anomali regional, i adalah nomor stasiun, N adalah jumlah data. Dimana harga ΔH_r pada suatu titik dapat dihitung dengan merata-ratakan semua nilai ΔH di dalam sebuah kotak persegi dengan titik pusat adalah titik yang akan dihitung harga ΔH_r (Hermawi, 2007). Skema *moving average* dapat dilihat pada Gambar 2.6 berikut:



Gambar 2.6 Skema *moving average* 3X3

2.4.5 *Tilt Derivative*

Tilt derivative merupakan metode sederhana dalam menilai dan mengidentifikasi struktur dari sedimentasi ataupun *basement* (Cooper, 2006). Metode *Tilt Derivative* merupakan metode yang dibentuk menggunakan rasio *Vertical Derivative* (VDR) dan *Total Horizontal Derivative* (THDR) yang diaplikasikan pada data RTP serta memiliki satuan radian.

Vertical derivative berfungsi untuk mempertajam kontras anomali yang dangkal. Filter ini sensitif terhadap *wavelength* yang pendek sehingga akan menghasilkan gambar yang lebih tajam dibandingkan peta *Total Magnetic Intensity* (TMI). Total

horizontal derivative adalah filter yang efektif untuk menggambarkan anomali secara lateral. Metode ini menghasilkan anomali yang tinggi dan mencerminkan lokasi dari sumber anomali.

Tilt derivative diaplikasikan untuk mendeteksi tepian suatu struktur terutama struktur sesar, Dimana terdapat tiga tingkat amplitudo pada anomali *Tilt derivative*. Anomali positif berkaitan dengan amplitudo yang berasal dari medan magnetik sumber tinggi, anomali negatif berkaitan dengan sumber yang jauh dari tepi sumber anomali, batas struktur ditunjukkan oleh anomali TDR bernilai nol (0). Oleh karena itu, batas struktur ditunjukkan oleh anomali bernilai nol (0).

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial \Delta H}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \Delta H}{\partial y}\right)^2} \quad (2.27)$$

$$VDR = \frac{\partial \Delta H}{\partial z} \quad (2.28)$$

$$TDR = \tan^{-1} \frac{VDR}{THDR} \quad (2.29)$$

Tilt Derivative dirumuskan sebagai *arctangent* perbandingan VDR dan THDR dengan rentang $-\frac{\pi}{2}$ hingga $\frac{\pi}{2}$ dimana ∂H merupakan Anomali Magnetik (nT), ∂x merupakan komponen horizontal terhadap sumbu x, ∂Z merupakan komponen vertikal. Dan ∂y merupakan komponen horizontal dalam sumbu y.

2.4.6 Forward Modelling

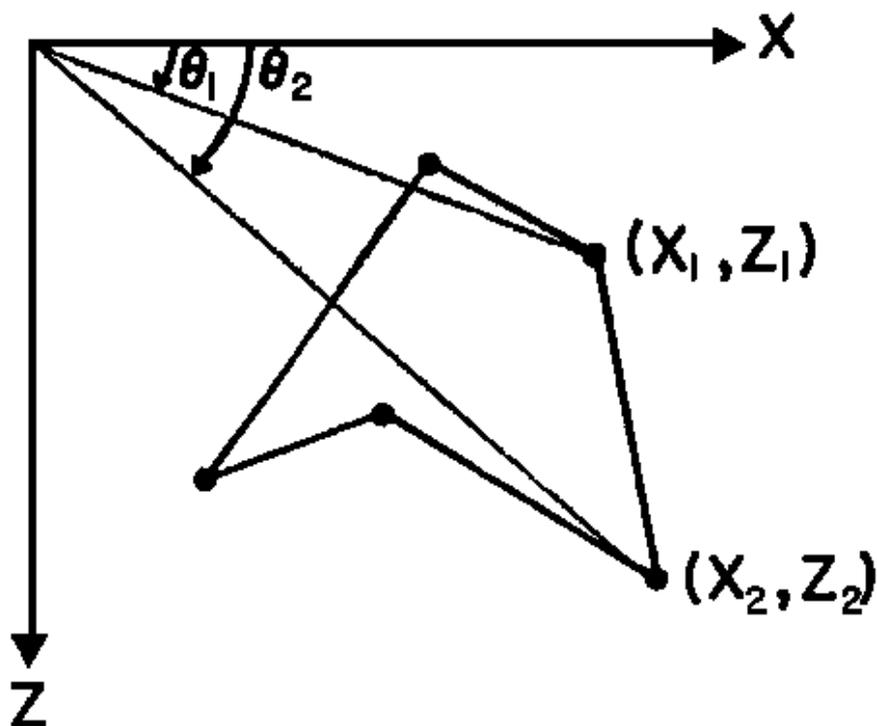
Proses pemodelan kedepan adalah proses menghitung data hasil teori yang akan teramati setelah parameter model diketahui. Proses interpretasi pada data magnetik dicari dengan model yang cocok terhadap data pengamatan. Sehingga diharapkan model yang kita buat mampu mewakili kondisi bawah permukaan. Talwani dan Heirtzler (1964) memperkenalkan metode untuk menghitung anomali magnetik menggunakan pendekatan silinder poligonal. Lalu dilakukan pengembangan oleh Won dan Bevis (1987) Seperti pada Gambar 2.7. dengan rumus pemodelan kedepan untuk metode magnetik adalah:

$$\Delta H_z = 2kH_e \left(\sin I \frac{\partial z}{\partial z} + \sin \beta \cos I \frac{\partial z}{\partial x} \right) \quad (2.30)$$

$$\Delta H_x = 2kH_e \left(\sin I \frac{\partial X}{\partial z} + \sin \beta \cos I \frac{\partial X}{\partial x} \right) \quad (2.31)$$

Jika diketahui nilai ΔH_z dan ΔH_x , maka totalnya adalah:

$$\Delta H = \Delta H_z \sin I + \Delta H_x \sin \beta \cos I \quad (2.32)$$



Gambar 2.7 Efek magnetik *polygon* (Won dan Bevis,1987)

2.5 Kajian Pustaka Penelitian Sebelumnya

2.5.1 Identifikasi Sesar Aktif Daerah Cekungan Bandung dengan Data Citra *Landsat* dan Kegempaan

Pemantauan kegempaan di sekitar cekungan Bandung menurut Marjiyono, dkk (2008) dilakukan oleh Laboratorium Seismologi, Pusat Survei Geologi dari tahun 1999 sampai dengan tahun 2006. Menurut penenilitan gempa terjadi 9 kali pada periode tersebut yang pusat gempanya berasosiasi dengan kelurusan yang ditafsirkan dari citra *landsat*. Berdasarkan penelitian ini dapat disimpulkan terdapat 5 sesar aktif di daerah Cekungan Bandung dan sekitarnya. Sesar aktif diindikasikan dengan adanya kejadian gempa yang merupakan akumulasi stress

yang lepas. Sesar tersebut adalah sesar Tanjungsari – Cileunyi, sesar Legok Kole, sesar Cicalengka, sesar Jati, dan sesar Lembang.

2.5.2 Kondisi Permukaan Air Tanah dengan dan Tanpa Peresapan Buatan di Daerah Bandung: Hasil Simulasi Numerik

Penelitian ini dilakukan mengenai kondisi permukaan air tanah oleh Hutasoit (2009) dimana telah terjadi penurunan permukaan yang cukup signifikan diakibatkan oleh eksploitasi air tanah pada daerah Bandung dan sekitarnya. Penelitian dilakukan untuk menunjang peresapan buatan. Dari hasil yang didapatkan, yang dibutuhkan untuk membentuk sistem fisik daerah simulasi, akuifer utama diketahui adalah Formasi Cibereum. Akuitar utama daerah penelitian adalah Formasi Kosambi atau yang biasa disebut endapan danau, dalam sistem hidrogeologi batuan dasar pada daerah penelitian adalah Formasi Cikapundung. Jumlah persesapan yang dimulai pada tahun 2009 adalah sebesar 164 juta m³/tahun. Peresapan yang dibuat ini dapat berupa reservoir permukaan, sumur resapan, atau parit.

2.5.3 Aktivitas Sesar Lembang di Utara Cekungan Bandung

Penelitian ini dilakukan mengenai aktivitas Sesar Lembang oleh Rasmid (2014) karena adanya dugaan bahwa Sesar Lembang adalah sesar aktif. Pembuktian ini dilakukan dengan memasang seismometer sebanyak empat buah disekitar Sesar Lembang yaitu Tangkuban Perahu, Cimenyan, Lembang, dan Ciater dimulai pada tanggal Mei 2010 – Agustus 2013. Dengan tujuan adalah menentukan lokasi titik gempa yang lebih tepat, serta untuk menentukan mekanisme sumber gempa bumi. Relokasi gempa dilakukan dengan metode tiga lingkaran, *single event determination* dan *joint hypocenter determination*, lalu mekanisme sumber gempa dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak Isola. Gempa bumi yang terekam memiliki konsentrasi ada kedalaman 3-4 Km namun sebagian lagi tersebar pada kedalaman 6-7 Km. Berdasarkan data mekanisme sumber, gempa yang dihasilkan oleh sesar lembang bertipe *strike slip* dan *thrusting*. Dengan kesimpulan bahwa sesar lembang adalah sesar aktif.