

BAB II

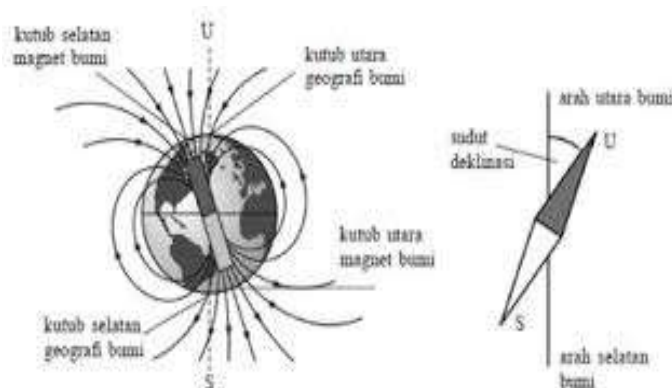
TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Medan Magnet Bumi

Magnet bumi merupakan harga kemagnetan dalam bumi. Diyakini bahwa arus listrik mengalir dalam inti besi cair dari bumi dan menghasilkan medan magnet. Kerapatan fluks magnet B sekitar $0,62 \times 10^{-4} \text{ Wb/m}^2$ (0,062 nT) di kutub utara magnet dan sekitar $0,5 \times 10^{-4} \text{ Wb/m}^2$ (0,05 nT) di garis lintang 40° . Sumbu simpal arus magnetik efektif berada pada 11° dari sumbu rotasi bumi [21]. Sementara Demarest (1998) menyatakan bahwa harga komponen horizontal dari medan magnet bumi di daerah khatulistiwa (0,035 nT) [28].

Kuat medan magnet yang terukur di permukaan bumi sebagian besar berasal dari dalam bumi (*internal field*) mencapai lebih dari 90%. Sedangkan sisanya adalah magnet dari kerak bumi yang menjadi target dalam eksplorasi geofisika dan medan dari luar bumi (*external field*). Medan magnet dari dalam bumi merupakan bagian yang terbesar, maka medan ini sering juga disebut medan utama (*main field*) yang dihasilkan oleh adanya aktivitas di dalam inti bumi bagian luar (*outer core*) [28].

Medan magnet bumi dapat dimisalkan sebagai medan magnet batang yang besar dengan pusat medannya berada jauh di bawah permukaan bumi. Seperti yang terlihat pada **Gambar 2. 1 Medan magnet bumi**:



Gambar 2. 1 Medan magnet bumi [5]

Garis fiktif pada permukaan bumi yang terletak di tengah-tengah antara dua kutub ekuator geomagnet. Sedangkan ekuator magnetik didefinisikan sebagai garis penghubung titik-titik dengan inklinasi sama dengan nol. Pada permukaan bumi, jarum magnet bebas untuk berputar dan mengorientasikan dirinya sesuai dengan arah medan magnet tempat itu.

Medan magnet bumi terkarakterisasi oleh parameter fisis atau disebut juga elemen medan magnet bumi yang dapat diukur yaitu meliputi arah dan intensitas kemagnetannya. Parameter fisis tersebut meliputi [22]:

1. Deklinasi (D)

Merupakan sudut antara Utara magnetik dengan komponen horizontal yang dihitung dari utara menuju timur.

2. Inklinasi (I)

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

3. Intensitas Horizontal (H)

Merupakan besar dari medan magnet suatu bidang horizontal.

4. Medan Magnetik Total (F)

Merupakan besar dari vektor medan magnet total.

Medan magnet bumi merupakan suatu besaran vektor, maka besaran ini dapat diuraikan menjadi komponen-komponennya. Setiap titik di permukaan bumi memiliki elemen yang berbeda-beda tergantung pada letak titik tersebut.

2.2 Teori Dasar Magnetik

Metode geomagnet merupakan salah satu metode geofisika untuk eksplorasi bawah permukaan bumi yang banyak digunakan untuk mengeksplorasi mineral dan batuan [20]. Gaya magnet yang ditimbulkan oleh dua buah kutub yang terpisah pada jarak r dan memiliki muatan masing-masing m_1 dan m_2 [25]. Dapat dinyatakan pada persamaan berikut:

$$Fm = \frac{1}{\mu} \frac{p_1 p_2}{r^2} \hat{r} \quad (2.1)$$

dimana :

Fm = Gaya magnetik monopol pada p_1 dan p_2 (Tesla)

- r = Jarak antara Kutub p_1 dan p_2 (Meter)
 $\hat{r}$ = Vektor Satuan
 p = Muatan kutub 1 dan 2 dari monopol magnet (Coloumb)
 μ = Permeabilitas medium magnetik (untuk ruang hampa $\mu = 1$)

2.2.1 Kuat Medan Magnetik

Kuat medan magnetik (H) didefinisikan sebagai gaya magnetik per satuan muatan. Kuat medan magnetik di suatu titik dengan jarak r dari muatannya dapat dinyatakan sebagai berikut [25] :

$$H = \frac{F}{p} \quad (2.2)$$

dimana :

H = Kuat Medan Magnetik (Tesla)

2.2.2 Intensitas Magnetik

Suatu benda magnetik yang ditempatkan pada suatu medan magnet dengan kuat medan H akan terpolarisasi magnetik pada benda tersebut yang besarnya diberikan oleh [26] :

$$M = kH \quad (2.3)$$

dimana :

M = Intensitas magnetik (Tesla)

k = Suseptibilitas magnetik SI

2.2.3 Suseptibilitas Magnetik

Nilai suseptibilitas (k) merupakan nilai yang menyatakan kemampuan suatu benda atau batuan untuk dapat termagnetisasi. Dapat dinyatakan sebagai berikut:

$$k = 4\pi k' \quad (2.4)$$

dimana :

k = Suseptibilitas magnetik (dalam satuan SI)

k' = Suseptibilitas magnetik (dalam satuan emu)

Nilai suseptibilitas magnetik dalam ruang hampa sama dengan nol karena hanya benda yang berwujud saja yang dapat termagnetisasi. Suseptibilitas magnetik bisa diartikan sebagai derajat kemagnetan suatu material [26].

Nilai suseptibilitas batuan dapat dilihat pada Tabel 2. 1 Nilai *Suseptibilitas* Batuan nilai suseptibilitas batuan dan mineral dibawah ini:

Tabel 2. 1 Nilai Suseptibilitas Batuan [26]

Jenis Batuan / Mineral	Suseptibilitas ($\times 10^{-3}$)	
	Interval	Rata-Rata
Batuan Sedimen		
Batupasir	0-20	0.4
Lempung	0.00-15	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	300-3500	1800
Magnetit	1200-19200	6000

2.2.4 Induksi Magnetik

Suatu benda magnetik diletakkan dalam medan magnet luar H , kutub-kutub internalnya akan menghasilkan medan sendiri $\vec{H}$ yang meningkatkan nilai total medan magnetik benda tersebut. Dan terbentuk suatu medan magnet baru yang besarnya adalah [25]:

$$H' = 4\pi kH \quad (2.5)$$

medan magnet totalnya disebut dengan induksi magnet B dan dituliskan sebagai berikut [25] :

$$B = m_r H \quad (2.6)$$

dengan $m_r = 1 + 4\pi k$ dan disebut sebagai permeabilitas relatif dari suatu benda magnetik. Satuan B dalam *emu* adalah *gauss*, sedangkan dalam eksplorasi geofisika dipakai satuan gamma atau nanotesla SI, dimana [1] :

$$1 \text{ tesla} = 10^4 \text{ gauss}$$

$$1 \text{ nanotesla} = 10^{-9} = 1 \text{ gamma} = 10^{-5} \text{ gauss}$$

2.3 Koreksi Metode Geomagnetik

Data yang diperoleh dari lapangan belum berupa data yang menunjukkan nilai anomali magnetik melainkan masih berupa data mentah hasil pengukuran di lapangan dimana masih terdapat pengaruh dari dalam dan luar bumi. Oleh karenanya dibutuhkan suatu koreksi terhadap data lapangan tersebut dengan tujuan untuk mendapatkan nilai anomali magnetik yang sudah tidak dipengaruhi oleh nilai magnetik dari dalam dan luar bumi tersebut. Koreksi utama yang biasa dipakai dalam metode magnetik yaitu dilakukannya koreksi harian (*diurnal*) dan koreksi IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*).

2.3.1 Koreksi Harian (*Diurnal Correction*)

Koreksi harian atau variasi harian merupakan variasi medan magnet yang sebagian bersumber dari medan magnet luar yang berasal dari perputaran arus listrik di dalam lapisan udara yang terionisasi oleh matahari sehingga menjadi ion-ion yang akan menjadi magnet ketika ada listrik di ionosfer [16]. Koreksi harian juga merupakan penyimpangan intensitas medan magnet bumi yang disebabkan oleh perbedaan waktu pengukuran dan efek sinar matahari dalam satu hari. Variasi harian juga dipengaruhi oleh adanya aktivitas badai matahari, dimana akan mengakibatkan nilai magnet yang tinggi.

$$H_D = \frac{(t_n - t_{awal})}{(t_{akhir} - t_{awal})} (H_{akhir} - H_{awal}) \quad (2.7)$$

dimana :

H_D = Nilai Medan Magnet Harian (Tesla)

t_n = Waktu pada Titik Ke-n (Detik)

t_{awal}	= Waktu Awal Pengukuran (Detik)
t_{akhir}	= Waktu Akhir Pengukuran (Detik)
H_{awal}	= Nilai Medan Magnet di Titik Awal (Tesla)
H_{akhir}	= Nilai Medan Magnet di Titik Akhir (Tesla)

2.3.2 Koreksi IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*)

IGRF adalah nilai matematis standar dari medan magnet utama bumi akibat rotasi dan jari-jari bumi. IGRF merupakan upaya gabungan antara pemodelan medan magnet dengan lembaga yang terlibat dalam pengumpulan dan penyebaran data medan magnet dari satelit, observatorium dan survei di seluruh dunia yang setiap 5 tahun diperbaharui. Pembaharuan tersebut dilakukan karena adanya perubahan medan magnet bumi terhadap waktu. IGRF pertama kali diperkenalkan oleh *Association of Geomagnetism and Aeronomy* pada tahun 1968. IGRF sendiri merupakan pemodelan matematis dari medan magnet utama bumi yang digunakan dengan luas dalam studi interior bumi, ionosfer, kerak bumi dan *magnetosphere*. Persamaan yang digunakan pada koreksi IGRF:

$$\Delta H = H_T - H_D - H_0 \quad (2.8)$$

dimana :

ΔH	= Beda anomali medan magnet (Tesla)
H_T	= Medan magnet total bumi (Tesla)
H_0	= Medan magnet utama atau IGRF (Tesla)

2.4 Filter Data Magnetik

2.6.1 Reduksi ke Kutub (*Reduce to Pole*)

Filter Reduksi ke Kutub diperlukan untuk mempermudah interpretasi karena sifat dipol anomali magnetik menyulitkan interpretasi data lapangan yang umumnya masih berpola asimetrik. Hasil dari Reduksi ke Kutub menunjukkan anomali magnetik menjadi satu Kutub. Proses transformasi ini dilakukan dengan mengubah arah magnetisasi dan medan utama ke arah vertikal. Persamaan yang menunjukkan

hubungan antara medan potensial f dan distribusi material s ditunjukkan pada persamaan berikut [1] :

$$F(\Delta T_r) = F[\psi_r]F[\Delta T] \quad (2.9)$$

dimana :

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

$F[\Delta T]$ = Anomali magnetik

$F[\psi_r]$ = Reduksi ke Kutub

2.6.2 Estimasi Lebar Window

Potensial magnetik dari sebuah titik massa m diberikan oleh $U = \gamma m / r$. Transformasi fourier dari potensial magnetik yang teramati pada bidang horizontal [1] secara sederhana dituliskan sebagai:

$$\begin{aligned} F(U) &= \gamma m F\left(\frac{1}{r}\right) \\ &= 2\pi\gamma m \frac{e^{|k|(z_0 - z')}}{|k|}; \quad z' > z_0; \quad |k| \neq 0 \end{aligned} \quad (2.10)$$

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:

$$\begin{aligned} F(g_z) &= \gamma m F\left(\frac{\delta}{\delta z} \frac{1}{r}\right) = \gamma m \frac{\delta}{\delta z} F\left(\frac{1}{r}\right) \\ F(g_z) &= 2\pi\gamma m e^{|k|(z_0 - z')}; \quad z' > z_0 \end{aligned} \quad (2.11)$$

Dalam kepentingan mencari lebar window yang optimal spektrum amplitudo yang dihasilkan transformasi fourier tadi dilogaritmakan sehingga:

$$\begin{aligned} \ln |F(g_z)| &= \ln 2\pi\gamma m e^{|k|(z_0 - z')} \\ \ln |F(g_z)| &= |k|(z_0 - z') + \ln 2\pi\gamma m \end{aligned} \quad (2.12)$$

Persamaan diatas dapat dianalogikan dengan persamaan garis lurus:

$$y = mx + c \quad (2.13)$$

dimana :

$\ln|F(g_z)|$ = sumbu y

$|k|$ = sumbu x

$(z_0 - z')$ = kemiringan garis (m)

Dengan demikian $|k|$ sebagai sumbu x didefinisikan sebagai bilangan gelombang sampling yang besarnya $2\pi/\lambda$, dengan λ adalah panjang gelombang. Hubungan λ dengan Δx diperoleh dari persamaan $k = 2\pi/\lambda = 2\pi/\Delta x$. Seharusnya dari persamaan tersebut nilai λ sama dengan Δx , tentunya ada faktor lain pada Δx yang disebut konstanta pengali, sehingga $\lambda = N.\Delta x$. Konstanta N didefinisikan sebagai lebar window dan nilainya harus ganjil.

2.6.3 Moving Average

Metode *moving average* atau perata-rataan bergerak akan menghasilkan output berupa anomali regional. Anomali residual diperoleh dari selisih anomali RTP magnetik total dengan anomali regional. Pemisahan anomali menggunakan perata-rataan bergerak bersifat menapis anomali gelombang frekuensi tinggi (*low pass filter*). Semakin lebar jendela yang digunakan maka nilai anomali residualnya akan mendekati nilai anomali RTP magnetik total. Proses filter *moving average* secara matematis dituliskan dalam persamaan:

$$\Delta g_r(i) = \frac{\Delta g(i-n) + \dots + \Delta g(i) + \dots + \Delta g(i+n)}{N} \quad (2.27)$$

dimana:

Δg = anomali regional

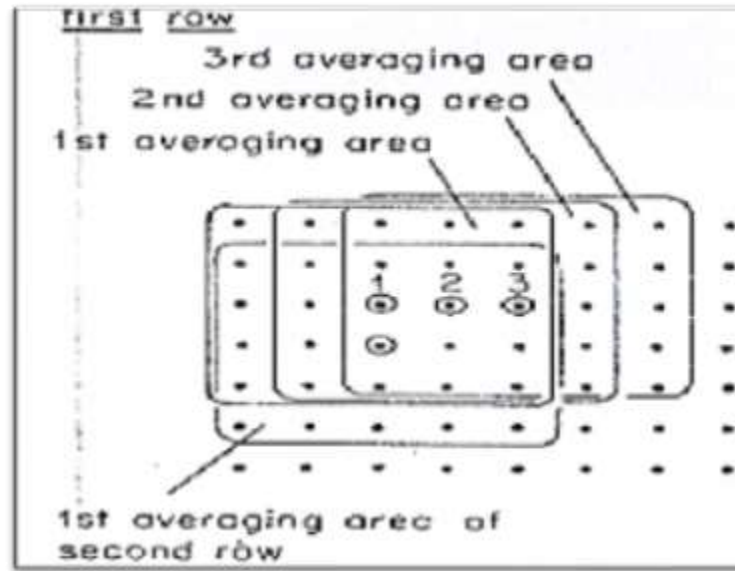
i = nomor stasiun

N = lebar jendela.

Sedangkan, penerapan *moving average* pada peta dua dimensi diperlihatkan pada **Gambar 2.28**, dimana harga Δg_R pada suatu titik dapat dihitung dengan merata-ratakan semua nilai Δg_B di dalam sebuah kotak persegi dengan titik pusat adalah titik yang akan

dihitung harga Δg_R . Contoh aplikasi perata-rataan bergerak dalam jendela 5x5 pada data dua dimensi diberikan pada persamaan:

$$\Delta g_{reg} = \frac{1}{25} [(\Delta g_1) + (\Delta g_2) + \dots + (\Delta g_{25})] \quad (2.28)$$



Gambar 2.2 Skema *moving average* jendela 5x5 [15]

2.6.4 *Second Vertical Derivative (SVD)*

Second Vertical Derivative (SVD) dilakukan untuk memunculkan efek dangkal dari pengaruh regionalnya dan untuk menentukan batas-batas struktur yang ada di daerah penelitian. Secara teoritis metoda ini diturunkan dari persamaan Laplace's [26]. *Second Vertical Derivative* digunakan untuk memunculkan sifat-sifat anomali yang bersifat lokal/dangkal yang ditunjukkan untuk mengetahui diskontinuitas dari suatu struktur bawah permukaan, khususnya patahan. Filter SVD dibuat berdasarkan prinsip dasar dan teknik perhitungan [4]. Filter ini dianggap sebagai filter terbaik, yang dapat melihat posisi patahan yang paling mendekati patahan sebenarnya pada peta geologi, jika dibandingkan dengan filter lainnya. Filter *Second Vertical Derivative (SVD)* dengan operator *Elkins filter 2-D* ditunjukkan pada **Tabel 2. 2**

Operator filter Second Vertical Derivative (SVD)

Tabel 2. 2 Operator filter Second Vertical Derivative (SVD)

Operator <i>filter</i> SVD menurut Henderson and Zeitz (1949)				
0	0	-0.0838	0	0
0	1	-2.6667	1	0
-0.0838	-2.6667	17	-2.6667	-0.0838
0	1	-2.6667	1	0
0	0	-0.0838	0	0
Operator filter SVD menurut Rosenbach (1952)				
0	0.0416	0	0.0416	0
0.0416	0.3332	-0.75	0.3332	0.0416
0	-0.75	4	-0.75	0
0.0416	0.3332	-0.75	0.3332	0.0416
0	0.0416	0	0.0416	0
Operator filter SVD menurut Elkins (1951)				
0	-0.0833	0	-0.0833	0
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0	-0.0334	1.0668	-0.0334	0
-0.0833	-0.0667	-0.0334	-0.0667	-0.0833
0	-0.0833	0	-0.0833	0

2.6.5 The Improved Normalized Horizontal (INH)

Metode *Derivative Horizontal* (HD) merupakan metode untuk mendeteksi tepi yang disebabkan oleh struktur patahan atau batas geologi. Sebagian besar metode ini adalah filter high-pass berdasarkan turunan horizontal dan vertikal dari anomali magnetik. Metode ini memaksimalkan setiap perubahan kepadatan batuan yang berada di bawah permukaan yang mengalami perubahan secara acak [2].

$$HD = \sqrt{\left(\frac{\delta g}{\delta x}\right)^2 + \left(\frac{\delta g}{\delta y}\right)^2} \quad (2.16)$$

dimana :

HD = Derivatif Horizontal

$\left(\frac{\delta g}{\delta x}\right)$ = Turunan terarah dari Sumbu X

$\left(\frac{\delta g}{\delta y}\right)$ = Turunan terarah dari Sumbu Y

Filter sudut kemiringan horizontal (INH) yang dinormalisasikan (Li et al., 2014) merupakan filter deteksi tepi perbaikan pada filter sudut kemiringan horizontal normal (TDX) yang dikembangkan oleh [2] seperti ini :

$$INH = \tan^{-1} \left(\frac{\sqrt{\left(\frac{\delta g}{\delta x}\right)^2 + \left(\frac{\delta g}{\delta y}\right)^2}}{p + \left|\frac{\delta g}{\delta z}\right|} \right) \quad (2.17)$$

dimana :

INH = Sudut Normal Kemiringan Horizontal

p = Nilai Konstanta Positif (yang bernilai Default)

$\left|\frac{\delta g}{\delta z}\right|$ = Turunan terarah dari Sumbu Z

Keuntungan dari HD adalah meningkatkan lokasi sudut tepi bodi menjadi membentuk puncak yang tajam dan halus. Kerentanan yang lebih rendah terhadap gangguan atau noise dan dapat mengenali tepi struktur yang dangkal maupun dalam dengan jelas. Sebagai gantinya filter HD memberikan sinyal yang amplitudonya lebih besar [2].

2.5 Pemodelan Data Magnetik

Pemodelan pada metode magnetik dilakukan untuk mengidentifikasi struktur geologi bawah permukaan, yang nantinya hasil dari pemodelan diinterpretasikan untuk mendapatkan tujuan pada penelitian yang dilakukan. Pemodelan metode magnetik sebagai berikut:

2.5.1 Forward Modelling 2.5D

Pemodelan ke depan merupakan proses perhitungan data dari hasil teori yang akan teramati di permukaan bumi jika parameter model diketahui. Pada saat melakukan interpretasi, dicari model yang menghasilkan respons yang cocok dengan data pengamatan atau data lapangan. Sehingga diharapkan kondisi model bisa mewakili atau mendekati keadaan sebenarnya.

Pemodelan ke depan digunakan untuk proses *trial and error*. *Trial and error* adalah proses coba-coba atau tebakan untuk memperoleh

kesesuaian antara data teoritis dengan data lapangan. Persamaan *forward modeling* [12]:

$$T = \sqrt{(lH + X)^2 + (mH + Y)^2 + (nH + Z)^2} - H \quad (2.18)$$

dimana :

l, m dan n = Arah *cosinus* dari medan magnet bumi

H = Kuat medan magnet

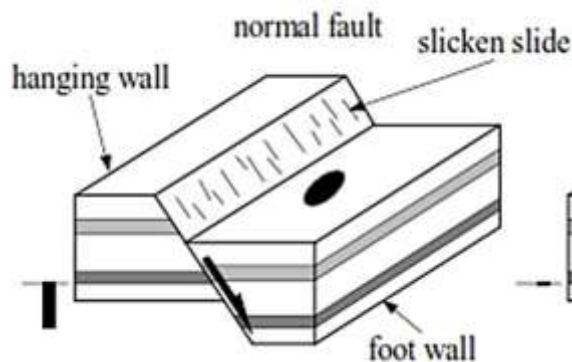
X, Y dan Z = Arah komponen magnetnya

2.6 Struktur Geologi Patahan

Struktur patahan terbentuk apabila tekanan yang diberikan cukup kuat, sehingga sifat plastis batuan tidak dapat menetralsir. Berdasarkan arah gerak batuan di sepanjang bidang patahan dikenal lima tipe patahan, yaitu *normal fault*, *reverse fault*, *strike-slip fault*, *oblique-slip fault*, dan *rotation fault*.

2.6.1 Normal Fault

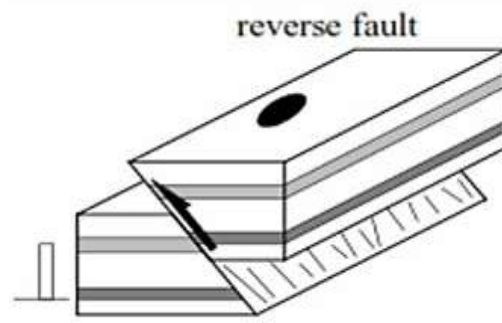
Normal Fault merupakan patahan yang arah gerak blok batuanannya mengikuti arah gayaberas, yaitu ke bawah sepanjang bidang patahan.



Gambar 2.3 Normal fault [14]

2.6.2 Reverse Fault

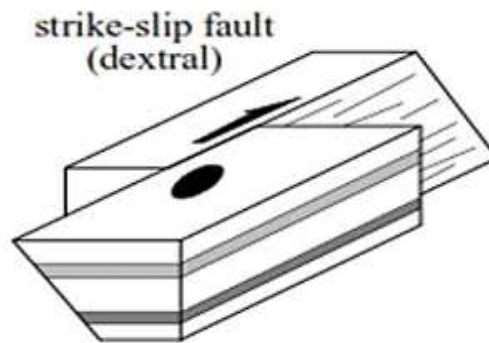
Reverse Fault merupakan patahan yang arah gerak blok batuanannya berlawanan dengan arah gerak normal fault, yaitu mengarah ke atas.



Gambar 2. 4 *Reverse fault* [14]

2.6.3 Strike-slip Fault

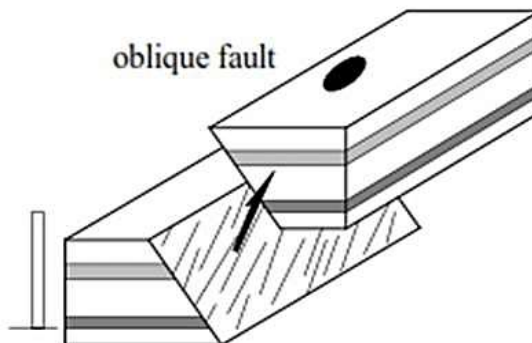
Striek-slip Fault merupakan patahan yang arah gerak blok batumannya mendatar sepanjang bidang patahan.



Gambar 2. 5 *Strike-slip Fault* [14]

2.6.4 Oblique-slip Fault

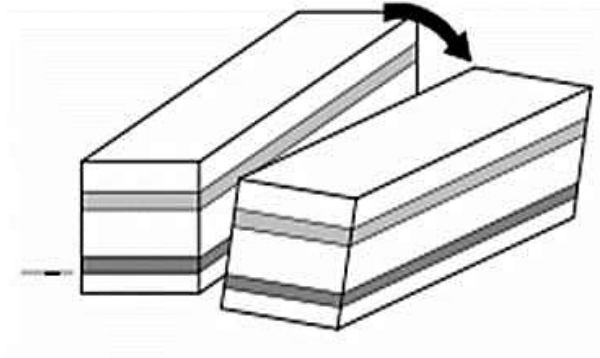
Oblique-slip Fault merupakan patahan yang arah gerak blok batumannya saling menjauhi dalam arah mendatar atau arah lain, sehingga membentuk jurang yang lebar.



Gambar 2. 6 *Oblique-slip Fault* [14]

2.6.5 *Rotation Fault*

Rotation Fault merupakan patahan yang arah gerak blok batuan nya memutar bidang patahan.



Gambar 2. 7 *Rotation Fault* [14]