

## **BAB II DASAR TEORI**

### **A. Tanah Longsor**

#### **1. Pengertian Tanah Longsor**

Gerakan tanah adalah suatu gerakan menuruni lereng oleh massa tanah dan atau batuan penyusun lereng. Definisi di atas dapat menunjukkan bahwa massa yang bergerak dapat berupa massa tanah, massa batuan ataupun percampuran antara keduanya. Masyarakat pada umumnya menerapkan istilah longsoran untuk seluruh jenis gerakan tanah, baik yang melalui bidang gelincir ataupun tidak. Varnes (1978) secara definitif juga menerapkan istilah longsoran ini untuk seluruh jenis gerakan tanah. Gerakan tanah merupakan salah satu proses geologi yang terjadi akibat interaksi beberapa kondisi antara lain geomorfologi, struktur geologi, hidrogeologi dan tata guna lahan. Kondisi tersebut saling berpengaruh sehingga mewujudkan kondisi lereng yang cenderung bergerak (Karnawati, 2007).

Gerakan tanah dapat diidentifikasi melalui tanda-tanda sebagai berikut: munculnya retak tarik dan kerutan-kerutan di permukaan lereng, patahnya pipa dan tiang listrik, miringnya pepohonan, perkerasan jalan yang terletak pada timbunan mengalami amblas, rusaknya perlengkapan jalan seperti pagar pengaman dan saluran drainase, tertutupnya sambungan ekspansi pada pelat jembatan, hilangnya kelurusan dari fondasi bangunan, tembok bangunan retak-retak, dan dinding penahan tanah retak serta miring ke depan (Hardiyatmo, 2012).

Kerentanan lereng terhadap gerakan tanah didefinisikan sebagai kecenderungan lereng dalam suatu wilayah atau zona untuk mengalami gerakan, tanpa mempertimbangkan resikonya terhadap kerugian jiwa atau ekonomi. Apabila aspek risiko terhadap manusia diperhitungkan, maka lebih tepat diterapkan istilah *kerawanan* (BAPEKOINDA, 2002).

## 2. Jenis-jenis Tanah Longsor

Varnes (1978) mengklasifikasi tanah longsor menjadi 6 jenis yaitu runtuh (*fall*), robohan (*topple*), longsor (*slides*), pencaran lateral (*lateral spread*), aliran (*flow*) dan gabungan. Klasifikasi Varnes didasarkan pada mekanisme gerakan dan material yang berpindah. Klasifikasi tersebut diuraikan sebagai berikut:

Runtuhan (*falls*) adalah runtuhnya sebagian massa batuan pada lereng yang terjal, seperti ditunjukkan pada Gambar 2. Jenis ini memiliki ciri yaitu sedikit atau tanpa disertai terjadinya pergeseran antara massa yang runtuh dengan massa yang tidak runtuh. Runtuhnya massa batuan umumnya dengan cara jatuh bebas, meloncat atau menggelinding tanpa melalui bidang gelincir. Penyebab terjadinya runtuh adalah adanya bidang-bidang diskontinyu seperti retakan-retakan pada batuan.



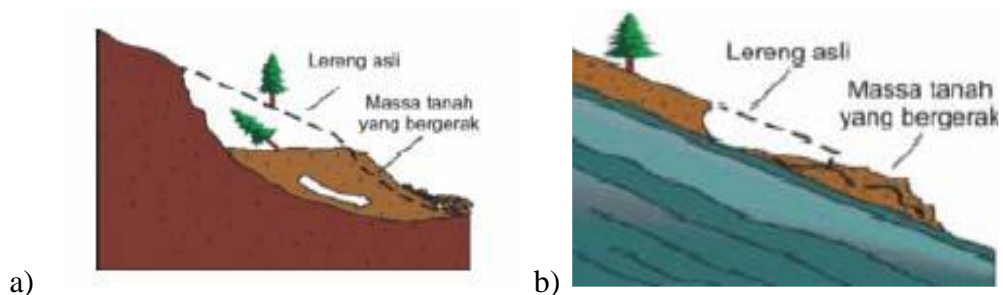
Gambar 2. Runtuhan Batuan (Rahmawati, 2009)

Robohan (*topples*) adalah robohnya batuan umumnya bergerak melalui bidang-bidang diskontinyu yang sangat tegak pada lereng. Bidang diskontinyu ini berupa retakan pada batuan seperti pada runtuhan. Robohan ini biasanya terjadi pada batuan dengan kelerengan sangat terjal sampai tegak, seperti ditunjukkan pada Gambar 3.



Gambar 3. Robohan Batuan (Rahmawati, 2009)

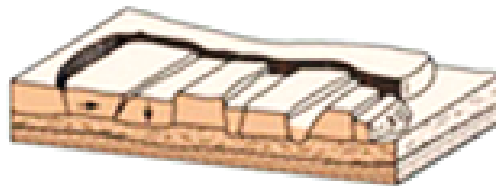
Longsoran (*Slide*) adalah gerakan menuruni lereng oleh material penyusun lereng, melalui bidang gelincir pada lereng. Seringkali dijumpai tanda-tanda awal gerakan berupa retakan berbentuk lengkung tapal kuda pada bagian permukaan lereng yang mulai bergerak. Bidang gelincir ini dapat berupa bidang yang relatif lurus (translasi) ataupun bidang lengkung ke atas (rotasi), seperti ditunjukkan pada Gambar 4.



Gambar 4. (a) Rotasi Batuan (b) Luncuran batuan (Rahmawati, 2009)

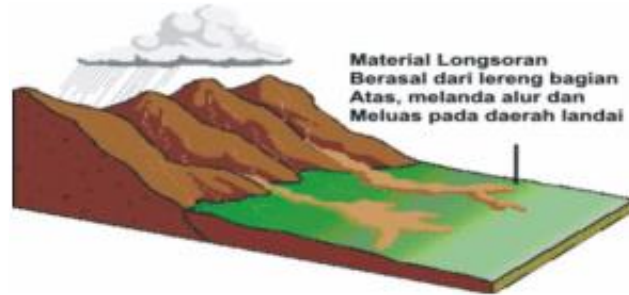
Kedalaman bidang gelincir pada longsor jenis translasi lebih dangkal daripada kedalaman bidang gelincir longsor rotasi. Material yang bergerak secara translasi dapat berupa blok (*rock block slide*). Longsor yang bergerak secara rotasi melalui bidang gelincir lengkung disebut nendatan (*slump*). Nendatan umumnya terjadi pada lereng yang tersusun oleh material yang relatif homogen.

Pencaran lateral (*lateral spread*) adalah material tanah atau batuan yang bergerak dengan cara perpindahan translasi pada bagian dengan kemiringan landai sampai datar. Pergerakan terjadi pada lereng yang tersusun atas tanah lunak dan terbebani oleh massa tanah di atasnya, seperti ditunjukkan pada Gambar 5. Pembebanan inilah yang mengakibatkan lapisan tanah lunak tertekan dan mengembang ke arah lateral.



Gambar 5. Pencaran Batuan (Rahmawati, 2009)

Aliran (*flows*) yaitu aliran massa yang berupa aliran fluida kental, seperti ditunjukkan pada Gambar 6. Aliran pada bahan rombakan dapat dibedakan menjadi aliran bahan rombakan (*debris*), aliran tanah (*earth flow*) apabila massa yang bergerak didominasi oleh material tanah berukuran butir halus (butir lempung) dan aliran lumpur (*mud flow*) apabila massa yang bergerak jenuh air. Jenis lain dari aliran ini adalah aliran kering yang biasa terjadi pada endapan pasir (*dry flow*).

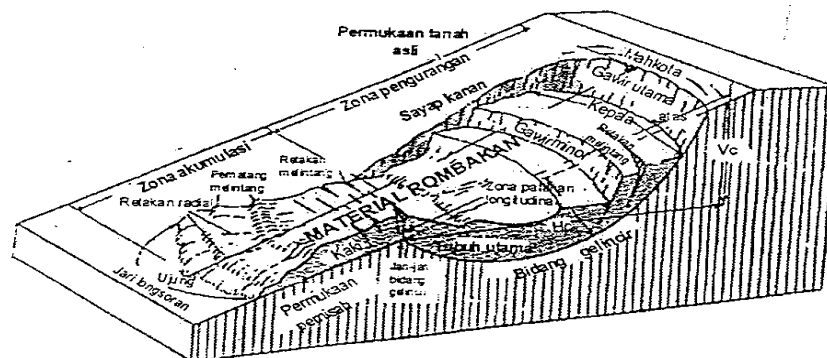


Gambar 6. Aliran Batuan (Rahmawati, 2009)

Di alam sering terjadi tanah longsor dengan mekanisme gabungan dari dua atau lebih jenis tanah longsor. Tanah longsor tersebut diklasifikasikan sebagai tanah longsor gabungan atau kompleks.

### 3. Bagian-Bagian Longsoran

Di Indonesia, longsor dengan bidang gelincir melengkung banyak terjadi, terutama pada lereng dengan tanah lempung atau lempung pasir. Untuk itu perlu adanya pemahaman istilah teknis tentang bagian-bagian pada geometri suatu longsor. Pemahaman tentang bagian-bagian geometri longsor ini diperlukan dalam upaya pencegahan dan penanggulangan longsor. Bagian-bagian tersebut ditunjukkan pada Gambar 7. Bagian-bagian longsor pada Gambar 7 diuraikan oleh Varnes (1978) dalam Tabel 1.



Gambar 7. Bagian-bagian longsor (Varnes,1978; dalam BAPEKOINDA, 1996)

Tabel 1. Bagian-bagian longsoran (Varnes,1978 dalam BAPEKOINDA, 1996)

Nama	Definisi
Mahkota Longsoran	Daerah yang tidak bergerak dan berdekatan dengan bagian tertinggi dari tebing atau gawir utama longsoran
Tebing atau gawir utama longsoran	Permukaan lereng yang curam pada tanah yang tidak terganggu dan terletak pada bagian atas dari longsoran
Puncak Longsoran	Titik tertinggi terletak di antara kontak material yang bergerak atau pindah dengan tebing atau gawir utama longsoran
Kepala Longsoran	Bagian atas dari longsoran sepanjang kontak antara material yang bergerak atau pindah dan tebing atau gawir utama longsoran
Tebing atau gawir minor	Permukaan yang curam pada material yang bergerak atau pindah yang dihasilkan oleh pergerakan ikutan dari material longsoran
Tubuh Utama	Bagian longsoran yang terletak pada material yang bergerak yang merupakan tampalan antara bidang gelincir, tebing utama longsoran dan jari bidang gelincir
Kaki Longsoran	Bagian dari longsoran yang bergerak mulai dari jari bidang gelincir dan bertampalan dengan permukaan tanah asli
Ujung Longsoran	Titik pada jari kaki longsoran yang letaknya paling jauh dari puncak longsoran
Jari Kaki Longsoran	Bagian paling bawah longsoran yang biasanya berbentuk lengkung, berasal dari material longsoran yang bergerak dan letaknya paling jauh dari tebing utama
Bidang Gelincir	Bidang kedap air yang menjadi landasan Bergeraknya massa tanah
Jari dari bidang gelincir	Tampalan antara bagian bawah dari bidang gelincir longsoran dengan permukaan tanah asli
Permukaan Pemisah	Bagian dari permukaan tanah asli yang bertampalan dengan kaki longsoran
Material yang bergerak	Material yang bergerak dari posisi asli yang digerakkan oleh longsoran yang dibentuk oleh massa yang tertekan dan akumulasi massa
Daerah yang tertekan	Daerah dari longsoran yang terdapat di dalam material yang bergerak dan terletak di bawah permukaan tanah asli
Zona akumulasi	Daerah dari longsoran yang terdapat di dalam material yang bergerak dan terletak di atas permukaan tanah asli

Penekanan	Volume yang dibentuk oleh tebing utama longsoran, massa yang tertekan dan permukaan asli
Massa yang tertekan	Volume dari material yang bergerak bertampalan dengan bidang gelincir tetapi berada di bawah permukaan tanah asli
Akumulasi	Volume dari material yang bergerak dan terletak di atas permukaan tanah asli
Sayap	Material yang tidak mengalami pergerakan yang berdekatan dengan sisi samping bidang gelincir
Permukaan tanah yang asli	Permukaan lereng sebelum terjadi longsoran

#### 4. Kemiringan Lereng

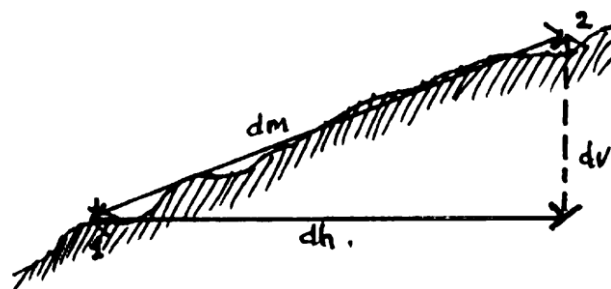
Kondisi geomorfologi dan geologi merupakan parameter-parameter dari pemicu gerakan tanah. Aspek geomorfologi seperti kelerengan berperan aktif dalam mengontrol terjadinya gerakan tanah. Semakin besar kelerengan semakin besar gaya penggerak massa tanah atau batuan penyusun lereng. Namun perlu diperhatikan tidak semua lahan yang miring selalu rentan untuk bergerak. Hal ini sangat tergantung kondisi geologinya, seperti jenis struktur, dan komposisi tanah atau batuan penyusun lereng (BAPEKOINDA, 2002).

Van Zuidam (1988) dalam Rahmawati (2009) mengklasifikasikan kemiringan lereng menjadi 7, yaitu :

- a.  $0^{\circ}$ - $2^{\circ}$  (0% - 2%) kemiringan lereng datar.
- b.  $2^{\circ}$ - $4^{\circ}$  (2% - 7%) kemiringan lereng landai.
- c.  $4^{\circ}$ - $8^{\circ}$  (7% - 15%) kemiringan lereng miring.
- d.  $8^{\circ}$ - $16^{\circ}$  (15% - 30%) kemiringan lereng agak curam.
- e.  $16^{\circ}$ - $35^{\circ}$  (30% - 70%) kemiringan lereng curam.
- f.  $35^{\circ}$ - $55^{\circ}$  (70% - 140%) kemiringan lereng sangat curam.
- g.  $>55^{\circ}$  ( $>140\%$ ) kemiringan lereng terjal.

Wilayah dengan kemiringan lereng antara 0% hingga 15% akan stabil terhadap kemungkinan longsor, sedangkan di atas 15% potensi untuk terjadi longsor pada kawasan rawan gempa bumi akan semakin besar.

Kemiringan lereng dapat dinyatakan dengan dua satuan, yaitu dengan satuan sudut (derajat) atau satuan persen yang menyatakan perbandingan antara jarak vertikal dan jarak horisontal dikalikan 100 persen. Menentukan kemiringan lereng dapat ditunjukkan pada Gambar 8.



Gambar 8. Menentukan Kemiringan Lereng (Nawawi, 2001)

Pada Gambar 8,  $dm$  adalah jarak miring,  $dv$  adalah jarak vertikal, dan  $dh$  adalah jarak horisontal. Kemiringan dapat dicari menggunakan persamaan:

$$\text{Kemiringan lereng dalam persen} = \frac{dv}{dh} \times 100\% = \tan \alpha \times 100\%$$

$$\text{Kemiringan lereng dalam derajat } (\alpha) = \text{Arc Cosinus } \frac{dh}{dm} \quad (1)$$

Berdasarkan batasannya, lereng dengan sudut  $45^\circ$  akan sama dengan 100%, karena pada lereng tersebut  $dv$  sama dengan  $dh$  dan ini dapat dijadikan sebagai dasar konversi antara satuan besaran sudut dengan satuan persen (Nawawi, 2001).

## B. Sifat Kelistrikan Batuan

Sifat kelistrikan batuan adalah karakteristik dari batuan bila dialirkan arus listrik ke dalamnya. Batuan di alam ini dapat dianggap sebagai medium listrik



seperti pada kawat penghantar listrik, sehingga mempunyai tahanan jenis (resistivitas). Tahanan jenis batuan adalah karakteristik batuan yang menunjukkan kemampuan batuan tersebut untuk menghambat arus listrik.

Sifat dari tahanan jenis batuan di alam dibedakan menjadi 3 macam, yaitu:

a. Medium Konduktif

Medium yang mudah menghantarkan arus listrik. Nilai resistivitasnya sangat kecil, berkisar  $10^{-8}$  sampai  $1 \Omega\text{m}$ . Contoh: logam, *graphite*, *sulfide*.

b. Medium Semikonduktif

Medium yang cukup mudah untuk menghantarkan arus listrik. Nilai resistivitasnya 1 sampai  $10^7 \Omega\text{m}$ . Contoh: batuan porous yang mengandung air.

c. Medium Resistif

Medium yang sukar untuk menghantarkan arus listrik. Nilai resistivitasnya sangat tinggi, lebih besar dari  $10^7 \Omega\text{m}$ . Batuan ini terdiri dari mineral silikat, *phosphate*, karbonat.

Setiap medium (lapisan batuan) mempunyai sifat kelistrikan berbeda-beda, tergantung dari 8 faktor yaitu: kandungan mineral logam, kandungan mineral non logam, kandungan elektrolit padat, kandungan air garam, perbedaan tekstur batuan, perbedaan porositas batuan, perbedaan permeabilitas batuan, dan perbedaan temperatur (Saputro, 2010). Nilai resistivitas batuan ditunjukkan pada Tabel 2.

Tabel 2. Nilai resistivitas batuan (Telford, 1990)

<b>Material</b>	<b>Resistivity (Ohm-meter)</b>
Pirit ( <i>Pyrite</i> )	0.01-100
Kwarsa ( <i>Quartz</i> )	500-800000
Kalsit ( <i>Calcite</i> )	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$
Garam Batu ( <i>Rock Salt</i> )	$30-1 \times 10^{13}$
Granit ( <i>Granite</i> )	200-10000
Andesit ( <i>Andesite</i> )	$1.7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$
Basal ( <i>Basalt</i> )	200-100.000
Gamping ( <i>Limestones</i> )	500-10000
Batu Pasir ( <i>Sandstone</i> )	200-8000
Batu Tulis ( <i>Shales</i> )	20-2000
Pasir ( <i>Sand</i> )	1-1000
Lempung ( <i>Clay</i> )	1-100
Air Tanah ( <i>Ground water</i> )	0.5-300
Air Asin ( <i>Sea water</i> )	0.2
Magnetit ( <i>Magnetite</i> )	0.01-1000
Kerikil Kering ( <i>Dry gravel</i> )	600-10000
Aluvium ( <i>Alluvium</i> )	10-800
Kerikil ( <i>Gravel</i> )	100-600
Pasir Lempungan ( <i>Consolidated shales</i> )	$20-2 \times 10^3$

Aliran arus listrik di dalam batuan dapat digolongkan menjadi tiga macam, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik, dan konduksi secara dielektrik.

#### 1. Konduksi secara elektronik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral mempunyai banyak elektron bebas sehingga arus listrik dialirkan dalam batuan atau mineral oleh elektron-elektron bebas tersebut. Aliran listrik ini juga dipengaruhi oleh sifat atau karakteristik masing-masing batuan yang disebut tahanan jenis (resistivitas). Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya.

#### 2. Konduksi secara elektrolitik

Sebagian besar batuan merupakan konduktor yang buruk dan memiliki resistivitas yang sangat tinggi. Batuan yang menjadi konduktor elektrolitik adalah batuan bersifat porus dan pori-pori tersebut terisi oleh larutan atau cairan elektrolitik (penghantar) misalnya air. Konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Konduktivitas dan resistivitas batuan porus bergantung pada volume dan susunan pori-porinya. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak, dan sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang.

### 3. Konduksi secara dielektrik

Konduksi pada batuan bersifat dielektrik terhadap aliran listrik, artinya batuan tersebut mempunyai elektron bebas sedikit, bahkan tidak ada sama sekali.

## **C. Metode Geolistrik**

Metode Geolistrik merupakan salah satu metode geofisika yang mempelajari sifat kelistrikan di dalam bumi dengan cara menginjeksikan arus listrik ke dalam bumi, kemudian mengukur beda potensial serta arus yang terjadi dan dikaitkan dengan jenis konfigurasi elektroda yang dipakai sehingga diperoleh nilai resistivitas lapisan batuan di bawah permukaan (Wahid, 2007). Tahanan jenis batuan yang didapat secara langsung merupakan tahanan jenis semu yang memerlukan suatu pengolahan data lebih lanjut untuk mendapatkan tahanan jenis yang sebenarnya untuk tiap lapisan.

### **1. Prinsip Dasar Metode Resistivitas**

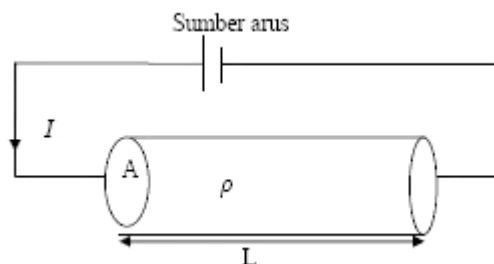
Konsep dasar dari Metode Geolistrik adalah Hukum Ohm yang dicetuskan oleh *George Simon Ohm*. Pada tahun 1826 *George Simon Ohm* melakukan eksperimen menentukan hubungan antara tegangan  $V$  dengan panjang konduktor  $L$  dan arus  $I$  yang melalui konduktor dalam batas-batas karakteristik parameter konduktor. Parameter itu disebut resistansi  $R$ , yang didefinisikan sebagai hasil bagi tegangan  $V$  dan arus  $I$ , sehingga dituliskan:

$$R = \frac{V}{I} \text{ atau } V = I R \quad (2)$$

Menurut Hukum Ohm diasumsikan bahwa  $R$  tidak tergantung  $I$ , bahwa  $R$  adalah konstan (tetap), tetapi terdapat kondisi dimana resistansi tidak konstan. Elemen-elemen demikian dikatakan tidak linier atau non linier. Meskipun demikian, resistansi suatu elemen non-linier masih didefinisikan oleh  $R=V/I$ , tetapi  $R$  tidak tergantung  $I$  (Suyoso, 2003).

Jika ditinjau suatu silinder konduktor dengan panjang  $L$  (m), luas penampang  $A$  (m<sup>2</sup>), dan resistivitas  $\rho$  ( $\Omega\text{m}$ ), seperti digambarkan pada Gambar 9, maka resistansi  $R$  dapat dirumuskan sebagai :

$$R = \rho L/A \quad (3)$$



Gambar 9. Silinder konduktor dengan panjang  $L$ , luas penampang  $A$  yang dialiri arus listrik  $I$  (Nurhidayah, 2013)

dengan  $R=\Delta V/I$ , sehingga resistivitas (Ohm-meter) adalah

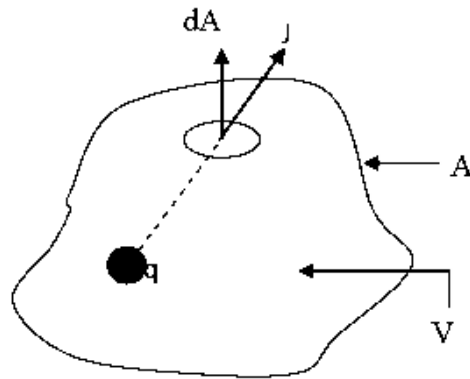
$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \frac{A}{L} \quad (4)$$

dengan  $\rho$  adalah tahanan jenis ( $\Omega\text{m}$ ),  $\Delta V$  adalah beda potensial (volt),  $I$  adalah arus listrik (ampere),  $A$  adalah luas penampang resistor ( $\text{m}^2$ ) dan  $L$  adalah panjang medium (m).

Persamaan (4) digunakan untuk medium yang homogen sehingga akan terukur nilai tahanan jenis yang sesungguhnya (*True Resistivity*) sedangkan untuk medium yang tidak homogen akan terukur nilai tahanan jenis semu (*Apparent Resistivity*). Pada pengukuran di lapangan, nilai tahanan jenis semu tergantung pada tahanan jenis lapisan-lapisan batuan yang terukur dan metode pengukuran (konfigurasi elektroda). Batuan penyusun di dalam bumi yang berfungsi sebagai resistor dapat diukur nilai tahanan jenisnya secara sederhana dengan mengasumsikan bahwa mediumnya merupakan medium yang homogen isotrop (Santoso, 2002).

Ditinjau suatu medium homogen isotrop yang dialiri arus listrik searah  $I$  (diberi medan listrik  $E$ ) seperti pada Gambar 10. Apabila pada medium homogen isotrop dialiri arus searah ( $I$ ) dengan medan listrik ( $\vec{E}$ ), maka elemen arus ( $dI$ ) yang melalui suatu elemen luasan ( $d\vec{A}$ ) dengan rapat arus ( $\vec{J}$ ) akan berlaku hubungan:

$$dI = \vec{J} \cdot d\vec{A} \quad (5)$$



Gambar 10. Medium Homogen Isotropis Dialiri Arus Listrik (Nurhidayah, 2013)

Menurut Hukum Ohm, hubungan rapat arus  $\vec{J}$  (ampere/meter<sup>2</sup>) dengan medan listrik  $\vec{E}$  (dalam volt/meter) yang ditimbulkannya dirumuskan sebagai:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (6)$$

dimana  $\sigma$  adalah konduktivitas (mho/m) berbanding terbalik dengan resistivitas  $\rho$  ( $\Omega\text{m}$ ). Dalam bentuk yang lain Persamaan (6) dapat dituliskan sebagai:

$$\vec{E} = \rho \vec{J} \quad (7)$$

Jika medan listrik merupakan gradien potensial ( $V$ ) maka

$$\vec{E} = -\nabla V \quad (8)$$

$$\vec{J} = -\sigma \nabla V \quad (9)$$

## 2. Potensial Pada Bumi Homogen Isotropis

Lapisan bumi yang dianggap bersifat homogen isotropis merupakan pendekatan yang sederhana dalam penentuan tahanan jenis lapisan-lapisan batuan bumi, sehingga tahanan jenis  $\rho$  dianggap tidak bergantung pada sumbu koordinat dan  $\rho$  merupakan fungsi skalar jarak titik pengamatan. Arus tunggal  $I$  menyebabkan timbulnya distribusi potensial. Hukum-hukum fisika dasar yang dapat digunakan adalah hukum kekekalan muatan dan Hukum Ohm (Syamsudin,

2007). Arus yang mengalir dalam bumi homogen isotropis didasarkan pada hukum kekekalan muatan yang dituliskan sebagai:

$$\nabla \cdot \vec{J} = -\frac{dq}{dt} \quad (10)$$

dimana,  $\vec{J}$  = rapat arus (A/m<sup>2</sup>) dan  $q$  = rapat muatan (C/m<sup>3</sup>)

Persamaan (10) disebut juga sebagai persamaan kontinuitas. Bila arus stasioner maka Persamaan (10) menjadi:

$$\nabla \cdot \vec{J} = 0 \quad (11)$$

Akibatnya:

$$\nabla \cdot \vec{J} = -\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0 \quad (12)$$

$$\nabla \sigma \cdot \nabla V + \sigma \nabla^2 V = 0 \quad (13)$$

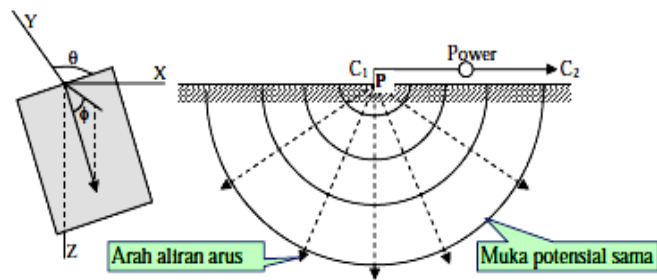
Jika konduktivitas listrik medium ( $\sigma$ ) konstan, maka suku pertama pada bagian kiri persamaan (13) bernilai nol sehingga didapat persamaan *Laplace*:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (14)$$

### 3. Potensial Elektroda Arus Tunggal pada Permukaan Medium Isotropis

Pada model bumi yang memiliki bentuk setengah bola homogen isotropis, arus  $I$  yang dialirkan melalui sebuah elektroda pada titik P di permukaan akan tersebar ke semua arah dengan besar yang sama (Gambar 11). Dalam koordinat bola persamaan *Laplace* dapat ditulis sebagai:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (15)$$



Gambar 11. Sumber Arus Tunggal di Permukaan Medium Homogen Isotropis (Syamsudin, 2007)

Karena aliran arus listrik simetris terhadap  $\theta$  pada arus tunggal, maka didapatkan:

$$\frac{d^2V}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dV}{dr} = 0 \quad (16)$$

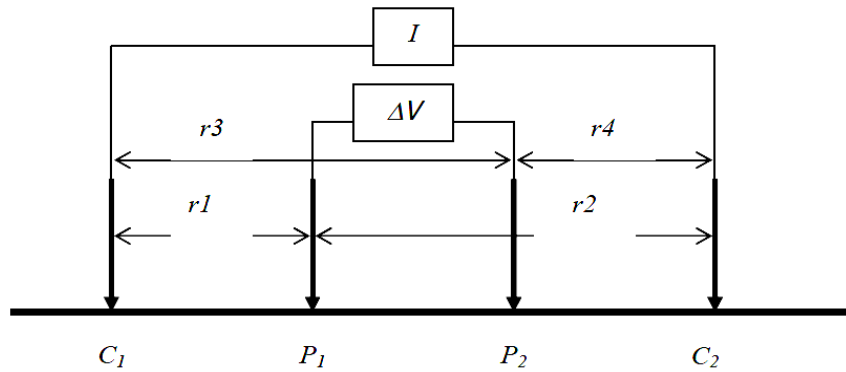
Dengan demikian potensial di setiap titik yang berhubungan dengan sumber arus pada permukaan bumi yang homogen isotropis adalah:

$$V = \frac{1}{r} \frac{I\rho}{2\pi} \text{ atau } \rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (17)$$

#### 4. Potensial Dua Elektroda Arus pada Permukaan Homogen Isotropis

Metode tahanan jenis pada umumnya menggunakan empat buah elektroda, dua buah elektroda arus yang disebut *current dipole* C1C2 dan dua buah elektroda potensial yang disebut *potential dipole* P1P2. Arus listrik diinjeksikan melalui kedua elektroda arus sedangkan pengukuran tegangan yang terjadi diukur melalui elektroda potensial.





Gambar 12. Skema dua elektroda arus dan potensial terletak di permukaan tanah homogen isotrop dengan tahanan jenis  $\rho$  (Telford, 1976)

Potensial yang terjadi pada P1 akibat adanya C1 adalah:

$$V_1 = -\frac{A_1}{r_1}; \text{ dimana } A_1 = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (18.1)$$

Potensial yang terjadi pada P1 akibat adanya C2 adalah:

$$V_2 = -\frac{A_2}{r_2}; \text{ dimana } A_2 = +\frac{I\rho}{2\pi} = -A_1 \quad (18.2)$$

Jika arus pada kedua elektroda tersebut sama tetapi arahnya berlawanan, maka potensial di titik P1 adalah:

$$V_{p1} = V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (19)$$

Beda potensial di titik P2 (menggunakan cara yang sama) adalah:

$$V_{p2} = V_3 + V_4 = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (20)$$

Sehingga beda potensial antara titik P1 dan P2 :

$$\Delta V = V_{p1} - V_{p2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (21)$$

Hubungan antara beda potensial, tahanan jenis seperti pada persamaan (21) dapat ditulis sebagai:

$$\rho = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \frac{1}{\left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right)} = k \frac{\Delta V}{I} \quad (22)$$

dengan 
$$k = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right]} \quad (23)$$

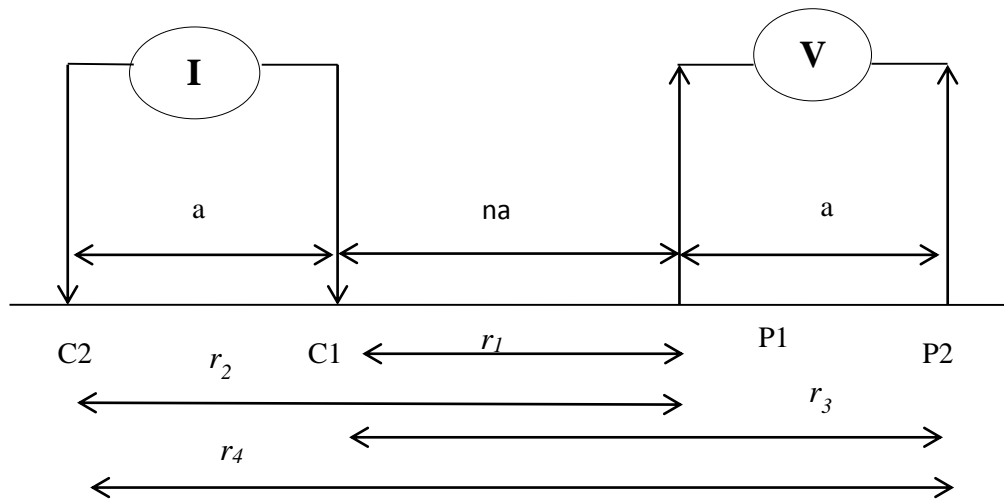
dimana  $k$  adalah faktor geometri,  $r_1$  adalah jarak C1P1,  $r_2$  adalah jarak C2P1,  $r_3$  adalah jarak C1P2,  $r_4$  adalah jarak C2P2.

Persamaan (22) memberikan hubungan antara  $\rho$  dengan  $(\Delta V/I)$ . Faktor yang menghubungkan antara keduanya mempunyai nilai yang hanya tergantung dari konfigurasi atau geometri dari elektroda-elektroda arus dan tegangan. Oleh karena itu faktor tersebut disebut faktor geometri.

Nilai resistivitas pada persamaan di atas merupakan nilai resistivitas semu yang didapat dari hasil pengukuran di lapangan. Harga resistivitas ini merupakan nilai rata-rata resistivitas formasi yang dilalui arus listrik. Nilai resistivitas sebenarnya dapat diperoleh menggunakan perangkat lunak berupa *software*. *Software* yang digunakan adalah RES2DINV.

## 5. Konfigurasi *Dipole-dipole*

Metode geolistrik memiliki beberapa konfigurasi seperti *Schlumberger*, *Wenner*, *Pole-Pole*, *Pole-Dipole*, dan *Dipole-Dipole*. Konfigurasi ini memiliki nilai  $k$  (faktor geometri) yang berbeda-beda. Adapun susunan elektroda untuk metode *Dipole-Dipole* yaitu antara elektroda arus dan potensial ditunjukkan pada Gambar 13.



Gambar 13. Rangkaian elektroda konfigurasi *Dipole-Dipole* (Darsono, 2012)

Pada Gambar 13,  $r_1$  adalah C1P1 atau sebesar  $na$ ,  $r_2$  adalah C2P1 atau sebesar  $na+a$ ,  $r_3$  adalah C1P2 atau sebesar  $na+a$ , dan  $r_4$  adalah C2P2 atau sebesar  $na+2a$ .

Dari persamaan (23), diperoleh faktor geometri dengan nilai  $k$ :

$$k = \pi a n (n + 2)(n + 1) \quad (24)$$

#### D. Pemodelan Metode Geolistrik

RES2DINV adalah program komputer yang secara otomatis akan menentukan model resistivitas dua dimensi (2D) bawah permukaan dari data yang diperoleh melalui survei geolistrik. Program ini dapat digunakan untuk survey menggunakan *Wenner*, *Pole-Pole*, *Dipole-Dipole*, *Pole-Dipole*, dan *Wenner-Schlumberger*. Nilai tahanan jenis (resistivitas) yang sudah diolah menggunakan software RES2DINV diinterpretasikan dengan cara mencocokkan tabel tahanan jenis dengan geologi daerah penelitian sehingga diperoleh struktur bawah permukaan zona kerentanan longsor di daerah penelitian.

## **E. Geologi Regional Daerah Kulonprogo**

Van Bemmelen (1949) membagi Jawa Tengah menjadi 4 (empat) jalur fisiografi dari utara ke selatan, yaitu : dataran pantai utara Jawa, jalur pegunungan Serayu utara, jalur pegunungan Serayu selatan, dan jalur pegunungan selatan. Secara regional daerah penelitian termasuk dalam jalur pegunungan selatan. Batuan penyusun Pegunungan Selatan pada umumnya adalah batuan vulkanik dan batuan karbonat.

Stratigrafi pegunungan Kulonprogo menurut Pringgoprawiro dan Riyanto (1987) adalah sebagai berikut :

### **Formasi Nanggulan**

Formasi Nanggulan bagian bawah tersusun atas batupasir kuarsa dengan sisipan lignit, bagian tengah disusun oleh napal pasiran selang-seling dengan batupasir dan batulempung, sedangkan bagian atas disusun oleh napal dan batu gamping berselingan dengan batupasir.

### **Formasi Jonggrangan**

Formasi ini dicirikan oleh batu gamping terumbu dengan hadirnya koral, moluska, foram besar, batu gamping klastikal dan sisipan napal tipis yang mengandung foram plankton dan bentos, ketebalan  $\pm$  150 meter. Bagian bawah dari formasi Jonggrangan terdiri dari konglomerat yang ditumpangi oleh napal tufan dan batupasir gampingan dengan sisipan lignit. Batuan ini semakin ke atas berubah menjadi batu gamping koral (Wartono Rahardjo, dkk, 1977). Ketebalan dari formasi Jonggrangan ini mencapai sekitar 250 meter (Van Bemmelen, 1949).

### **Formasi Kebo butak/Kali Gesing/Andesit Tua**

Formasi ini dicirikan oleh adanya batuan vulkanik klastik tebal, yang terdiri dari breksi vulkanik (laharik), dengan sisipan lava andesit dan batupasir tuffan. Bagian bawah dicirikan perselingan breksi andesit dan lava andesit, tebal 275 m, bagian tengah berupa breksi andesit dengan sisipan batupasir tuffan, tebal 2-20 m, bagian atas tersusun oleh breksi andesit piroksen sisipan batupasir kerikilan, tebal 2,5-18 m dan 0,5-2,5 m, sedang tebal keseluruhan mencapai 830 meter.

### **Formasi Dukuh**

Formasi Dukuh disusun oleh selang-seling batu gamping, batupasir sedang sampai kerikilan, batulempung, breksi dan konglomerat, mengandung banyak koral, bryzoa, pelecypoda, gastropoda, dan foraminifera. Lokasi tipe ini berada di Dusun Dukuh, Samigaluh, Kulonprogo, ± 17 km ke Utara dari Sentolo dengan koordinat 110°10'22'' BT dan 7°40'36'' LS.

### **Formasi Sentolo**

Formasi ini pada bagian bawah berupa napal pelagis dan sisipan batu gamping, sedang bagian atas dominan batulempung banyak mengandung foram plankton, bentos, dan foram besar. Lokasi formasi ini di daerah Sentolo dan sekitarnya dengan ketebalan ± 1100 meter. Menurut Harsono Pringgoprawiro (1968), litologi penyusun Formasi Sentolo ini di bagian bawah terdiri dari aglomerat dan napal, semakin ke atas berubah menjadi batu gamping.

## **F. Kecamatan Samigaluh**

Kecamatan Samigaluh merupakan salah satu dari dua belas Kecamatan di Kabupaten Kulonprogo yang terletak di bagian utara. Bagian utara berbatasan dengan Kabupaten Magelang, sebelah selatan berbatasan dengan Kecamatan Girimulyo, sebelah barat berbatasan dengan Kabupaten Purworejo, sedangkan sebelah timur berbatasan dengan Kecamatan Kalibawang. Kecamatan Samigaluh memiliki luas wilayah 6.929.31 hektar terbagi menjadi 7 desa yaitu Desa Kebonharjo, Desa Banjarsari, Desa Purwoharjo, Desa Sidoharjo, Desa Gerbosari, Desa Ngargosari, dan Desa Pagerharjo.

Secara geografis, sebagian besar wilayah Kecamatan Samigaluh merupakan daerah pegunungan yang pada musim hujan rawan dengan bencana tanah longsor. Peningkatan kepadatan pemukiman pada lereng pegunungan tersebut dan peningkatan pemanfaatan lahan untuk pembangunan sarana-prasarana ataupun penambangan, mengakibatkan terganggunya keseimbangan ekosistem yang akhirnya meningkatkan potensi terjadinya gerakan. Gerakan tanah mengakibatkan material seperti batuan, tanah dan atau percampuran antara keduanya menuruni lereng. Tebal material yang menuruni lereng pada Kecamatan Samigaluh berkisar antara 1 hingga lebih dari 4 meter (BAPEKOINDA, 2002).