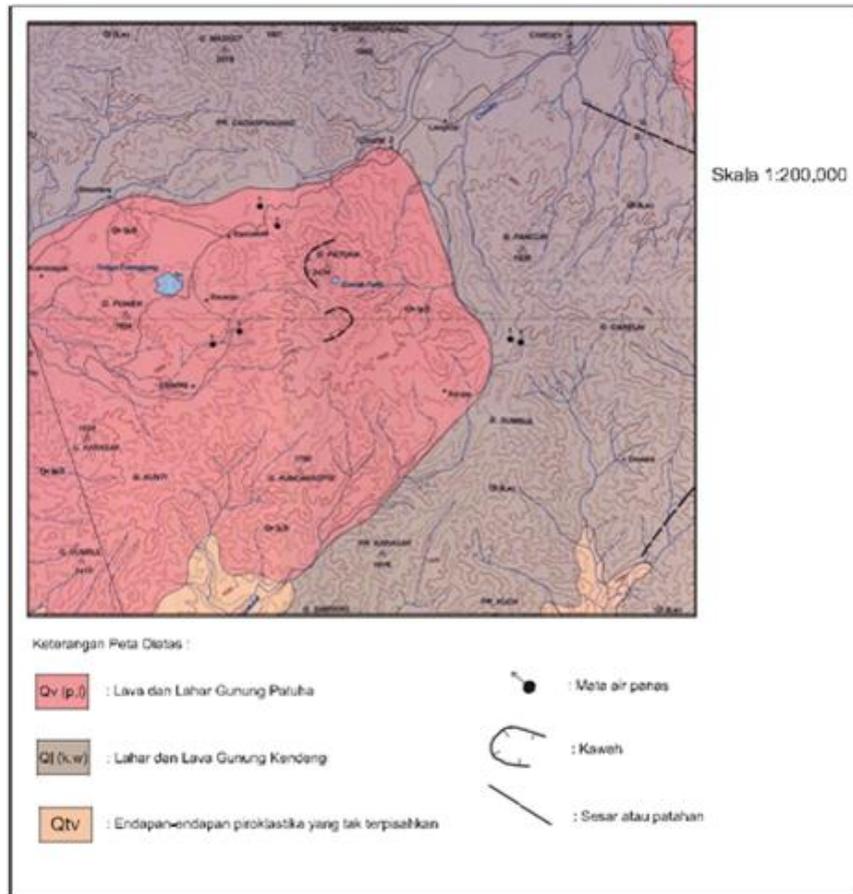


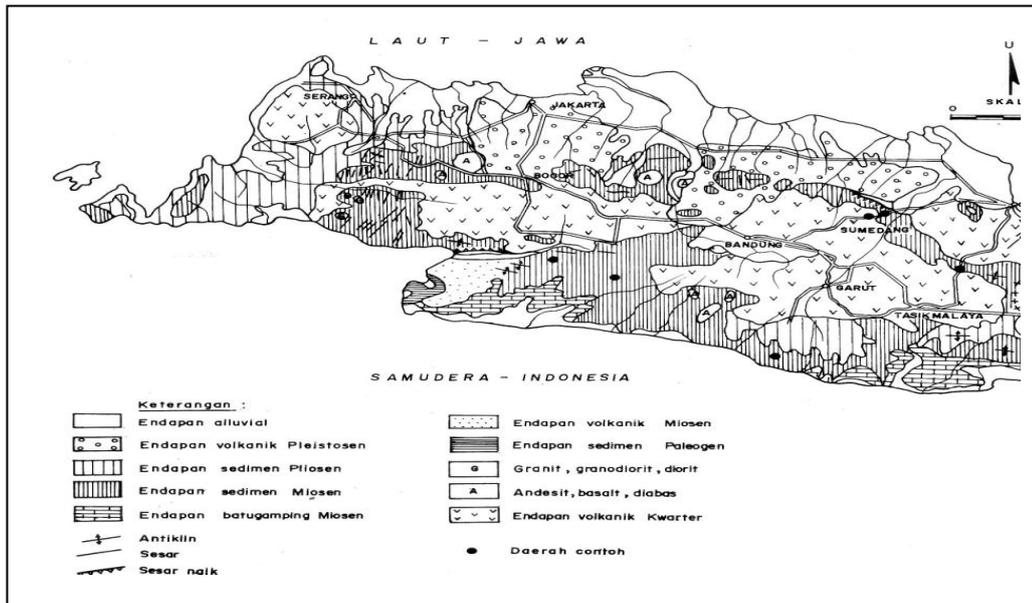
## BAB II TINJAUAN PUSTAKA

### II.1 Geologi Jawa Bagian Barat

Geologi Jawa bagian barat (Gambar II.1) yang dibahas dalam penelitian ini meliputi fisiografi Jawa bagian barat, stratigrafi Jawa bagian barat dan struktur geologi Jawa bagian barat. Jawa Barat merupakan bagian dari pulau terluar di busur selatan Asia, Jawa Barat pada zaman Pra-Tersier merupakan zona percampuran antara batuan kerak samudra dengan batuan kerak benua, sedangkan pada Kala Pliosen, Jawa Barat sudah menjadi daratan dan ditempati oleh puncak-puncak gunungapi yang merupakan jalur busur magmatik (busur vulkanik) (Martodjojo,1984).



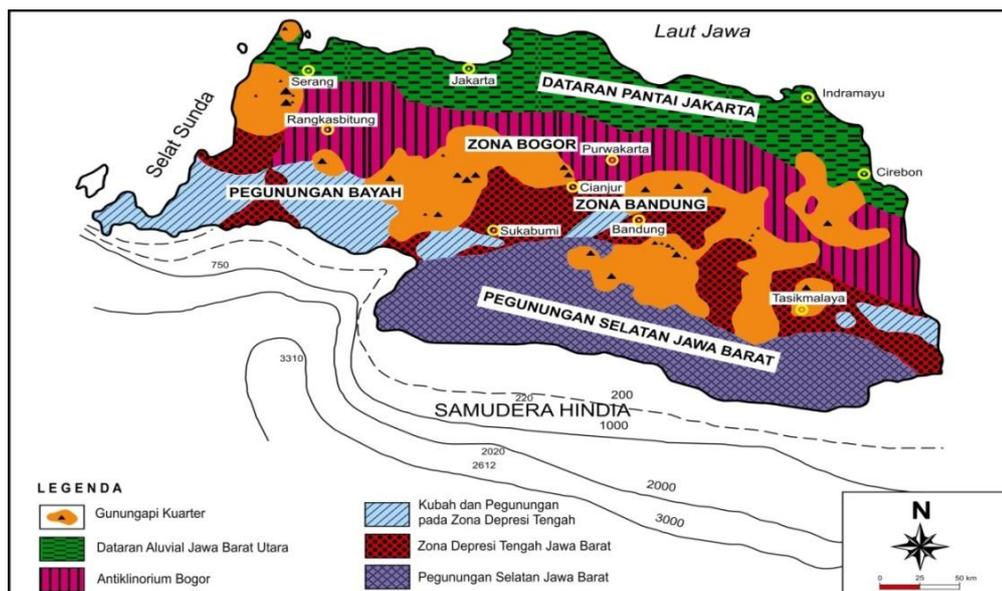
Gambar II.1 Peta Geologi Daerah Jawa bagian barat skala 1:200.000  
(Koesmono dkk., 1996).



Gambar II.2 Peta Geologi Jawa bagian barat (Sampurno, 1976).

### II.1.1. Fisiografi Jawa Bagian Barat

Secara umum fisiografi daerah Jawa bagian barat dibagi menjadi 6 (enam) zona fisiografi didasari oleh fisiografi dan struktural yang terdapat di Jawa bagian barat di antaranya yaitu Zona Bandung, Zona Gunungapi Kwarter, Zona Antiklinorium Bogor, Zona Dataran Pantai Jakarta, Zona Kubah dan Zona Punggungan Selatan (van Bemmelen, 1949). Daerah penelitian termasuk ke dalam Zona Bandung dengan penyebaran dari keenam zona tersebut dapat dilihat pada (Gambar II.3).



Gambar II.3 Peta Fisiografi Jawa bagian barat (van Bemmelen, 1949).

1. Zona Bandung

Zona Bandung memiliki lebar daerah 20 – 40 km yang membentang mulai dari barat Rangkasbitung, Pelabuhan Ratu, melewati Lembah Cimandiri, Lembah Citanduy, ke arah tenggara dan berakhir di Segara Anakan di Pantai Selatan Jawa. Zona ini terletak diantara Zona Antiklinorium Bogor dan Zona Pegunungan Selatan. Zona Bandung terbentuk karena adanya depresi antara pegunungan melengkung yang terletak dari pelabuhan ratu sampai Lembah Cimandiri ke arah timur. Secara struktur, zona ini merupakan daerah yang runtuh setelah proses pengangkatan pada akhir Tersier berlangsung. Zona Bandung ini terdiri atas endapan vulkanik dan aluvial berumur Kuarter, namun perbukitan-perbukitan dan punggungan yang ada berumur Tersier. Gunungapi yang berada di Zona Bandung ini berada di dua dataran rendah di pinggiran Zona Bandung yang berbatasan dengan Zona pegunungan Selatan dan Zona Bogor (van Bemmelen, 1949).

2. Zona Gunungapi Kuarter

Zona Gunungapi Kuarter tersebar dari bagian barat hingga timur Pulau Jawa. Zona ini berada diantara Zona Antiklinorium Bandung dan Zona Bandung. Zona ini terbentuk akibat endapan hasil aktivitas gunungapi berumur Kuarter yang terdapat pada Jawa bagian barat, seperti Gunung Gede, Gunung Pangrango dan Gunung Salak (van Bemmelen, 1949).

3. Zona Antiklinorium Bogor

Zona ini memiliki lebar 20 – 60 km yang memanjang dari barat hingga ke timur mencakup Rangkasbitung, Bogor, dan belok ke arah tenggara di bagian timur Purwakarta. Sesuai namanya zona ini terdiri atas antiklinorium yang terlipat kuat berumur Neogen diikuti banyaknya intrusi yang membentuk perbukitan terjal seperti Komplek Perbukitan Sanggabuana dan Purwakarta. (van Bemmelen, 1949).

#### 4. Zona Dataran Pantai Jakarta

Zona Dataran Pantai Jakarta berada diantara Laut Jawa Utara dan Zona Antiklinorium Bogor. Zona ini membentang dari bagian barat menuju ke timur Pulau Jawa dengan lebar sekitar 40 km. Zona ini tersusun atas endapan dataran aluvial sungai dan endapan lahar. Terdapat beberapa endapan sedimen laut Tersier yang terlipat lemah (van Bemmelen, 1949).

#### 5. Zona Kubah dan Punggungan pada Zona Depresi Tengah

Zona Kubah dan Punggungan pada Zona Depresi Tengah berada pada bagian baratdaya Jawa bagian barat. Zona ini memanjang dari bagian barat Pulau Jawa hingga Cianjur. Bagian barat dari zona ini dibatasi oleh Zona Antiklinorium Bogor pada bagian utara dan Laut Jawa Selatan pada bagian selatan. Morfologi yang dapat dijumpai pada Zona Kubah ini berupa kubah dan punggungan yang berada pada Zona Depresi Tengah (van Bemmelen, 1949).

#### 6. Zona Punggungan Selatan

Zona Pegunungan Selatan terletak di bagian selatan Zona Bandung. Zona ini memiliki lebar 50 – 60 km yang memanjang dari Pelabuhan Ratu hingga Pulau Nusa Kambangan. Zona ini tersusun atas batuan hasil gunungapi yang berumur Oligosen – Miosen (van Bemmelen, 1949).

### **II.1.2. Stratigrafi Jawa Bagian Barat**

Berdasarkan karakteristik sedimentasi, Jawa bagian barat dibagi menjadi 3 mandala sedimentasi, di antaranya Mandala Sedimentasi Cekungan Banten, Mandala sedimentasi Cekungan Bogor dan Mandala Paparan Kontinen Utara (Gambar II.4) (Martodjojo, 1984).

#### 1. Mandala Sedimentasi Cekungan Banten

Mandala Sedimentasi Cekungan Banten terletak di sebelah timur dari Mandala Paparan Kontinen Utara dan Mandala Cekungan Bogor. Pada Awal Tersier, Mandala sedimentasi cekungan banten ini menyerupai Mandala Sedimentasi Cekungan Bogor yang berupa endapan aliran gravitasi, pada

Akhir Tersier memiliki karakteristik menyerupai Mandala Sedimentasi Paparan Kontinen yang berupa endapan paparan. (Martodjojo, 1984).

## 2. Mandala Sedimentasi Cekungan Bogor

Mandala Sedimentasi Cekungan Bogor terletak dibagian selatan Jawa bagian barat dan berbatasan langsung dengan Mandala Paparan Kontinen di bagian utara. Secara fisiografi van Bemmelen (1949) mandala ini termasuk ke dalam Zona Bogor, Zona Bandung, dan Zona Pegunungan Selatan. Mandala ini tersusun atas endapan aliran gravitasi yang terdiri dari fragmen batuan beku dan batuan sedimen, seperti andesit, basal, tuf, dan batugamping. Ketebalannya diperkirakan mencapai 7.000 m (Martodjojo, 1984).

## 3. Mandala Paparan Kontinen Utara

Mandala Paparan Kontinen Utara terletak dibagian utara Jawa bagian barat. Menurut van Bemmelen (1949), secara fisiografi mandala ini termasuk ke dalam Zona Dataran Pantai Jakarta. Mandala ini tersusun atas endapan yang umumnya terdiri dari batupasir kuarsa, batulempung, dan batugamping. Lingkungan pengendapan pada mandala ini umumnya laut dangkal dengan ketebalan endapan sedimen yang mencapai 5.000 meter (Martodjojo, 1984).



Gambar II.4 Peta Mandala Sedimentasi Jawa bagian barat (Martodjojo, 1984).

Daerah penelitian termasuk ke dalam Mandala Cekungan Bogor. Pada penampang stratigrafi Jawa bagian barat yang melintasi Zona Bandung, satuan penyusunnya adalah Formasi Bayah/Gunung Walat, Formasi Batuasih, Formasi Rajamandala, Formasi Citarum, dan Satuan Vulkanik Kwartir (Gambar II.5) (Martodjojo, 1984).

#### 1. Formasi Bayah

Formasi Bayah memiliki ciri batuan diawali dengan pasir dari lingkungan laut transisi (*sand bar*) yang terlihat di Pantai Bayah dan berubah menjadi pasir konglomeratan ke arah Gunung Walat dengan lingkungan pengendapan sungai bermeander. Formasi Bayah merupakan puncak pendangkalan dari sistem akresi di Pulau Jawa. Formasi Bayah diperkirakan berumur Eosen Tengah – Oligosen Awal. Pada Zona Bandung persebaran formasi ini terdapat pada area penggalian batugamping Citatah, Cipatat, dan Padalarang (Martodjojo, 1984).

#### 2. Formasi Batuasih

Formasi ini diendapkan secara tidak selaras terhadap Formasi Bayah. Karakteristik Formasi Batuasih adalah lempung, napalan, dengan sisipan pasir kuarsa. Pada beberapa horizon terdapat napal yang kaya akan foraminifera planktonik, bentos, dan moluska. Bagian yang lebih muda dari formasi ini bersifat gampingan dan mengandung lensa-lensa gamping kalkarenit. Formasi ini diperkirakan berumur Oligosen Akhir dan diendapkan di lingkungan transisi hingga laut dangkal (Martodjojo, 1984).

#### 3. Formasi Rajamandala

Formasi Rajamandala merupakan formasi yang seluruhnya hanya terdiri dari gamping dan kadang berkembang sebagai terumbu. Persebaran formasi ini hanya terdapat pada jalur tertentu yakni memanjang dari Citarete di Bayah hingga Sukabumi dan menerus ke Rajamandala, seperti di Gunung Masigit dan Gunung Pabesan Citatah – Cipatat, Padalarang. Umur dari formasi ini adalah Oligosen akhir – Miosen Awal (Martodjojo, 1984).

#### 4. Formasi Citarum

Formasi Citarum diendapkan secara selaras dengan Formasi Rajamandala. Formasi ini dicirikan oleh perselingan lanau, lempung lanau pasiran dengan pasir *greywacke* yang semuanya bersifat tufaan. Pasir *greywacke* sering menunjukkan ciri lapisan bersusun. Formasi ini diinterpretasi diendapkan pada bagian luar dari sistem kipas laut dalam. Umur dari formasi ini adalah Miosen Awal (Martodjojo, 1984).

#### 5. Formasi Saguling

Formasi Saguling memiliki ciri umum banyaknya sisipan breksi atau breksi konglomeratan yang berbeda dengan Formasi Citarum. Formasi ini terbagi ke dalam tiga subsatuan yaitu subsatuan bawah, subsatuan tengah, dan subsatuan atas. Subsatuan bawah dan atas memiliki ciri yang sama, yaitu dimulai dari breksi polimik yang cukup tebal dan semakin tipis ke atas. Subsatuan tengah dicirikan oleh breksi lempung dan gamping, dari ciri batumannya (struktur dan tekstur), formasi ini diendapkan di kipas laut dalam. Umur Formasi Saguling adalah Miosen Tengah (Martodjojo, 1984).

#### 6. Anggota Cibanteng Formasi Saguling

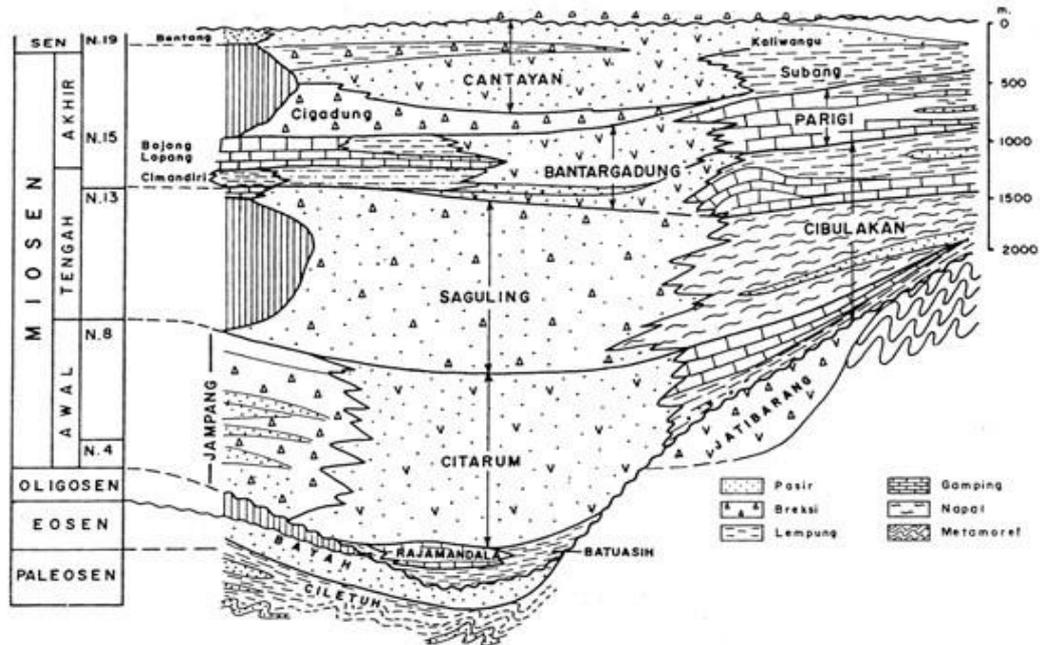
Anggota Cibanteng Formasi Saguling tersusun atas batupasir-tufan berselingan dengan batulempung yang dicirikan adanya struktur slump. Anggota Cibanteng Formasi Saguling diperkirakan berumur Miosen Tengah. Pada Zona Bandung, penyebaran satuan batuan ini terdapat di Desa Cibanteng, Saguling, dan Rajamandala (Martodjojo, 1984).

#### 7. Formasi Cilang

Terdiri dari batupasir-tufan berselingan dengan batulempung gampingan dan pasir gampingan yang kaya akan moluska. Penyebarannya terdapat pada daerah Cilang Gununghalu, dan Padalarang bagian selatan. Umur dari Formasi ini diperkirakan Akhir Miosen Tengah-Miosen Akhir (Martodjojo, 1984).

## 8. Satuan Vulkanik Kuarter

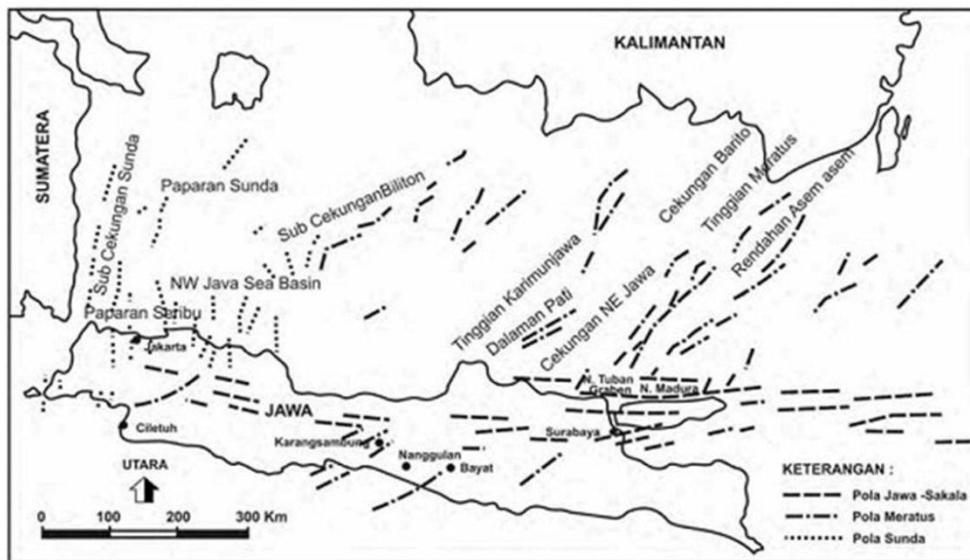
Terdiri dari produk aktivitas vulkanik pada umur Miosen Akhir hingga Kuarter. Terdiri dari batuan terobosan andesit, basalt, dasit serta breksi vulkanik tufan. Pada Zona Bandung penyebaran satuan ini terdapat di sekitar Gunung Koromong, Bandung Selatan hingga ke arah perbukitan Cililin-Gununghalu (Martodjojo, 1984).



Gambar II.5 Penampang stratigrafi memotong Jawa bagian barat melewati Zona Bandung (Martodjojo, 1984).

### II.1.3. Struktur dan Tektonik Geologi Jawa Bagian Barat

Struktur geologi yang berkembang di Jawa bagian barat adalah hasil interaksi dari Lempeng Hindia-Australia dan Lempeng Eurasia. Interaksi ini terjadi saat Lempeng Hindia-Australia bergerak ke arah utara sampai pada akhirnya menunjam ke arah bawah Lempeng Eurasia yang tidak bergerak, dari interaksi ini kemudian membentuk jalur vulkanik-magmatik yang saat ini merupakan Busur Sunda. Interaksi antar lempeng yang konvergen juga menghasilkan jalur vulkanik-magmatik, pola-pola struktur yang berkembang di Pulau Jawa dapat dilihat pada (Gambar II.6) (Hamilton, 1979).

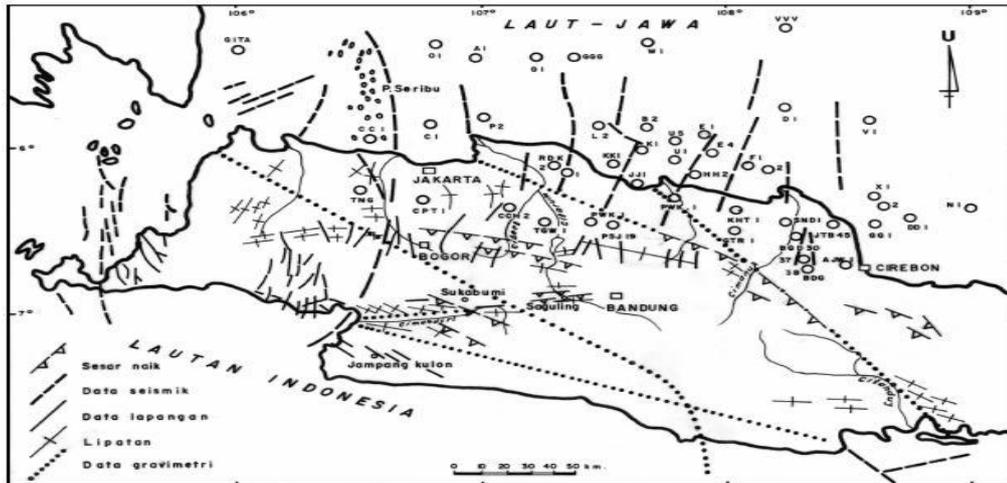


Gambar II.6 Pola struktur yang terdapat di Pulau Jawa (Pulunggono dan Martodjojo, 1994).

Secara geologi, struktur dan tektonik Pulau Jawa dibagi menjadi tiga pola struktur yang dominan berkembang di Pulau Jawa, ketiga pola struktur tersebut ialah Pola Meratus yang berarah timur laut-barat daya. Pola Meratus merupakan pola paling tua yang terbentuk pada zaman Kapur Akhir-Eosen Awal (80-53 juta tahun yang lalu). Pola Meratus diduga sebagai arah awal penunjaman Lempeng Hindia-Australia ke bawah Lempeng Eurasia. Pola yang kedua ialah Pola Sunda yang memiliki arah utara-selatan, Pola Sunda terbentuk pada zaman Eosen-Oligosen Akhir (53-32 juta tahun yang lalu). Pola yang ketiga ialah Pola Jawa yang berarah barat-timur yang terbentuk pada zaman Oligosen Akhir-Miosen Awal (32 juta tahun yang lalu) dan merupakan pola termuda yang mengaktifkan pola-pola sebelumnya. Pola Jawa ini diwakili oleh lipatan dan sesar-sesar naik yang berarah barat-timur. Lipatan dan sesar-sesar naik ini disebabkan oleh penunjaman Lempeng Hindia-Australia dengan Lempeng Eurasia di selatan Pulau Jawa (Pulunggono dan Martodjojo, 1994).

Daerah Jawa bagian barat ditemukan juga pola umum yang berarah barat laut-tenggara yang disebut Pola Sumatera (Gambar II.7). Hal tersebut dikarenakan arahnya yang sejajar dengan arah Pegunungan Bukit Barisan. Contoh Pola

Sumatera adalah adalah Sesar Baribis, Sesar Walat, dan Sesar Citanduy (Martodjojo, 1984).



Gambar II.7 Pola umum struktur geologi Jawa bagian barat (Martodjojo, 1984).

## II.2 Kemiringan Lereng dan Longsoran

Kemiringan lereng mengacu pada sudut yang dibentuk oleh selisih ketinggian (relief) permukaan tanah yang terletak di antara bidang horizontal dengan bidang datar, pada umumnya dihitung dalam persentase (%) dan derajat (°) seperti pada (Tabel II.1), kemiringan lereng berhubungan secara langsung dengan gejala longsoran (*sliding*). Pengukuran Kemiringan lereng diperlukan untuk memudahkan analisis kestabilan lereng. Kurniawan dan Hadimuljono (2021) menjelaskan klasifikasi pengukuran lereng dalam Tabel II.2.

Tabel II.1 Kemiringan lereng berdasarkan proses, karakteristik, dan kondisi lahan (van Zuidam, 1985).

Kelas Lereng		Proses, Karakteristik, dan Kondisi Lahan
Dalam (°)	Dalam (%)	
0-2	0-2	Datar atau hampir datar, tidak ada erosi yang besar, dapat diolah dengan mudah dalam kondisi kering

2-4	2-7	Lahan memiliki kemiringan lereng landai, bila terjadi longsor bergerak dengan kecepatan rendah, pengikisan, dan erosi akan meninggalkan bekas yang sangat dalam
4-8	7-15	Lahan memiliki kemiringan lereng landai sampai curam, bila terjadi longsor bergerak dengan kecepatan rendah, sangat rawan terhadap erosi.
8-16	15-30	Lahan memiliki kemiringan lereng yang curam, rawan terhadap bahaya longsor, erosi permukaan dan erosi alur.
16-35	30-70	Lahan memiliki kemiringan lereng yang curam sampai terjal, sering terjadi erosi dan gerakan tanah dengan kecepatan yang perlahan-lahan, cenderung daerah rawan erosi dan longsor.
35-55	70-140	Lahan memiliki kemiringan lereng yang terjal, sering ditemukan singkapan batuan, rawan terhadap erosi.
>55	>140	Lahan memiliki kemiringan lereng yang terjal, singkapan batuan muncul di permukaan, rawan terhadap longsor batuan.

Tabel II.2 Kemiringan lereng (Kurniawan dan Hadimuljono, 2021).

Deskripsi	Derajat	Radian	Garis Singgung	Persentase	1 Vertikal: Horizontal	Pertimbangan desain	
Datar Sedang	0	0	0	0%	$\infty$	Desain lereng dengan <i>drainase</i>	
	5	0.087	0.087	9%	11.4		
	10	0.174	0.176	18%	5.7		
Curam	11.3	0.197	0.2	20%	5		
	15	0.262	0.268	27%	3.7		
	18.4	0.322	0.333	33%	3		
	20	0.349	0.364	36%	2.75		
	25	0.436	0.466	47%	2.14		
Sangat Curam	26.6	0.464	0.5	50%	2		
	30	0.524	0.577	58%	1.73		
	33.7	0.588	0.667	67%	1.5		
	35	0.611	0.7	70%	1.43		
	40	0.698	0.839	84%	1.19		
Lereng curam ekstrem	45	0.785	1	100%	1		Desain perkuatan lereng jika material lereng berupa tanah
	50	0.873	1.192	119%	0.84		
	55	0.96	1.428	143%	0.7		
	60	1.047	1.732	173%	0.58		
	63	1.107	2	200%	0.5		
	65	1.134	2.145	214%	0.47		
Subvertikal	70	1.22	2.75	275%	0.36	Dengan desain perkuatan	
	75	1.31	3.73	373%	0.27		
	76	1.33	4	400%	0.25		

	80	1.4	5.7	567%	0.18	berupa dinding jika material lereng Tanah
	85	1.48	11.4	1143%	0.09	
Vertikal	90	1.57	$\infty$	$\infty$	0	

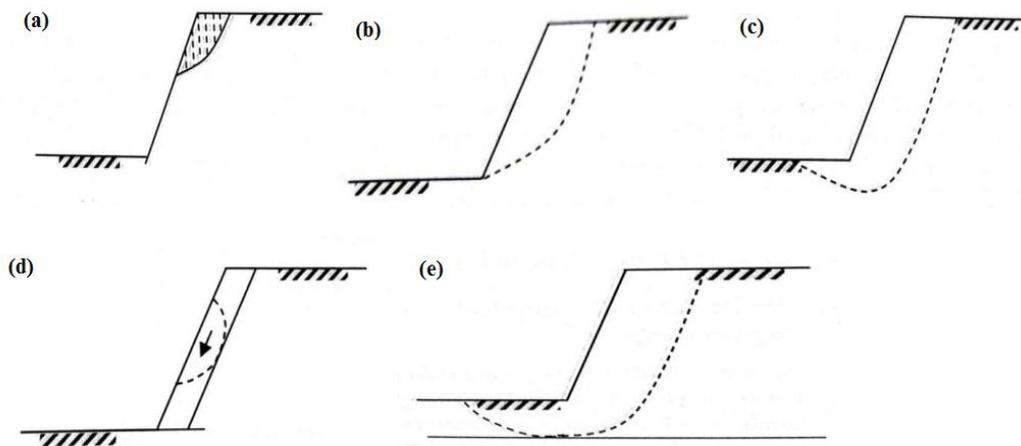
Longsoran merupakan perpindahan material atau masa pembentuk lereng berupa material batuan dan/atau tanah yang dipengaruhi oleh gravitasi, sehingga bergerak ke bawah. Pada umumnya, bidang longsoran akan membentuk garis lengkung yang dapat dianggap mendekati bentuk lingkaran, bentuk bidang longsor (Gambar II.8). Berdasarkan sifat dan jenisnya secara umum, ada dua macam longsoran, antara lain:

1. Longsoran Translasi

Longsoran translasi adalah longsoran dengan massa tanah dan material rombakan yang bergerak secara menggelincir dan belum terkonsolidasi, longsoran dengan jenis ini, terjadi dalam gerakan yang cepat dan melibatkan sejumlah material. Bidang gelincir dari jenis longsoran ini berupa bidang perlapisan, atau dapat berupa bidang batas antara batuan dengan material rombakan yang belum terkonsolidasi (Hardiyatmo, 2006)

2. Longsoran Rotasi

Longsoran rotasi adalah suatu pergerakan masa tanah yang bergerak diatas bidang luncur yang berbentuk busur lingkaran, longsoran ini terjadi pada masa tanah yang cukup tebal tanpa ada bidang diskontinuitas yang berfungsi sebagai bidang gelincir. Sehingga, masa tanah menggelincir karena beban gaya penggeraknya telah melampaui kekuata geser (Subekti, 2017).



Gambar II.8 Bentuk bidang longsor (a) di bagian atas (b) *slope failure through toe* (c) *base failure* (d) *translational slip* (e) *compound slip* (Surendro, 2015).

Menurut Peraturan Menteri Pekerjaan Umum (2007), gerakan tanah merupakan proses perpindahan material tanah yang disebabkan oleh gravitasi, arus air dan beban. Gerakan tanah diklasifikasikan menjadi 2 (dua) seperti Tabel II.3 yaitu berdasarkan jenis gerakan dan masa material yang mengalami gerakan (Varnes, 1987). Berdasarkan jenis gerakannya, gerakan tanah meliputi jatuhnya (*fall*), roboh (*topple*), longsor (*slide*) yang terdiri dari longsor rotasi (*rotational slide*), dan longsor translasi (*translational slide*), pergeseran lateral (*lateral spread*), aliran (*flow*), dan campuran (*complex*) yang merupakan perpaduan dari berbagai jenis gerakan. Masa material yang bergerak meliputi batuan dasar (*bedrock*) dan tanah (*engineering soil*), untuk material tanah diklasifikasikan lagi menjadi bahan rombakan (*debris*) yang umumnya berbutir kasar dan tanah (*soil*) yang umumnya berbutir halus (Subekti, 2017).

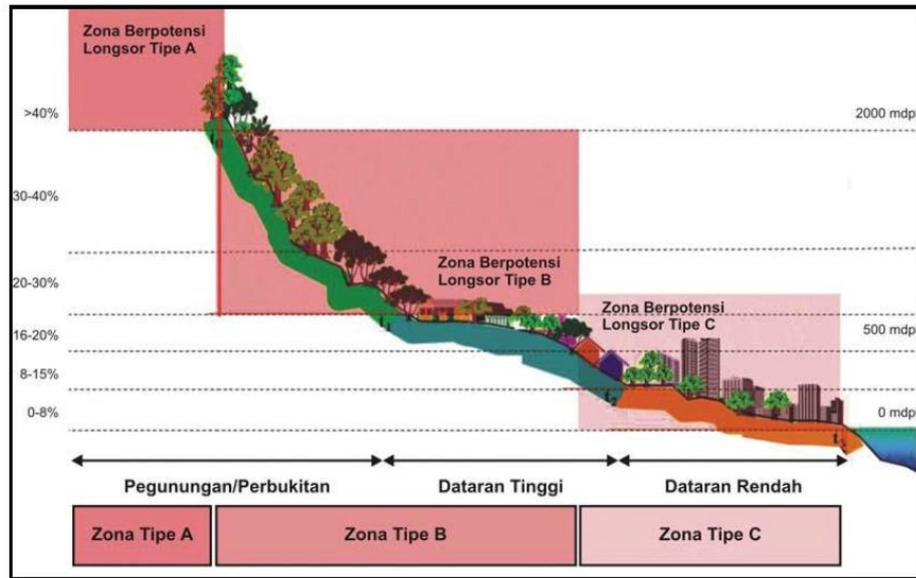
Tabel II.3 Klasifikasi longsor (Varnes, 1978).

Jenis Gerakan Tanah	Jenis Material		
	Batuan	Tanah Tenik	
		Berbutir Kasar	Berbutir Halus
Runtuhan	Runtuhan Batuan	Runtuhan Bahan Rombakan	Runtuhan Tanah
Robohan	Robohan	Robohan Bahan	Robohan Tanah

	batuan	Rombakan		
Longsoran	Rotasi	Luncuran Massa	Luncuran Bahan	Longsoran Tanah
	Translasi	Batuan	Rombakan	
Sebaran Lateral	Longsoran Sebaran Batuan	Pencaran Bahan Rombakan		Pencaran Tanah
Aliran	Aliran batuan (rayapan dalam)	Aliran Runtuhan		Aliran Tanah
Kompleks	Kombinasi dari dua (atau lebih) jenis gerakan tanah			

Proses menghitung dan membandingkan tegangan geser yang terbentuk sepanjang permukaan longsor dengan kekuatan geser dari tanah yang bersangkutan dinamakan dengan analisis kestabilan.

Menurut Peraturan Menteri Pekerjaan Umum No.22/PRT/M/2007 daerah rawan longsor diklasifikasikan menjadi 3 tipologi zona (Gambar II.9) yaitu zona tipe A yaitu daerah yang memiliki kemiringan lereng lebih dari 40%, dengan ketinggian di atas 2000 meter di atas permukaan laut, daerah ini terletak di lereng gunung, lereng pegunungan, lereng bukit dan lereng perbukitan. Zona tipe B merupakan daerah yang memiliki kemiringan lereng 21% - 40% dan terletak pada ketinggian 500 m - 2000 m di atas permukaan laut, zona tipe B terletak pada daerah kaki gunung, kaki pegunungan, kaki bukit, kaki perbukitan, dan tebing sungai. Zona tipe C merupakan daerah yang memiliki kemiringan lereng 0%-20% dengan ketinggian 0-500 m diatas permukaan laut yang terletak pada daerah dataran tinggi, dataran rendah, dataran, tebing sungai, atau lembah sungai.



Gambar II.9 Tipologi zona berpotensi longsor (Departemen Pekerjaan Umum Direktorat Jenderal Penataan Ruang, 2007).

### II.3 Kekuatan Geser Tanah

Kekuatan geser tanah adalah perlawanan dari gaya yang disebabkan oleh partikel-partikel tanah terhadap tarikan. Kekuatan geser dapat tanah diukur dari dua komponen, yaitu; komponen kohesi antarpartikel yang berasal dari sementasi antarbutir tanah dan gaya tarik elektrostatis antarpartikel lempung. Sementara komponen kedua merupakan perlawanan geser yang disebabkan oleh gesekan, perlawanan geser karena menggulung dan perlawanan geser oleh perlawanan antarpartikel dalam kemampuannya saling mengunci. (Zaika dan Munawir, 2019).

### II.3.1 Kohesi

Kohesi merupakan gaya yang diukur dari sementasi antar partikel tanah Kohesi dapat diidentifikasi melalui pengujian geser langsung di laboratorium (Zaika dan Munawir, 2019). Nilai kohesi yang terdapat data sondir ( $q_c$ ) dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$\text{Kohesi } (c) = \frac{q_c}{20} \quad (\text{Persamaan II.1})$$

dengan,

$c$  = Kohesi

$q_c$  = Tahanan Ujung

### II.3.2 Sudut Geser Dalam

Sudut geser dalam atau *internal friction angle* ( $\phi$ ), nilai dari sudut geser dalam dapat diidentifikasi melalui pengujian geser langsung. Besarnya sudut geser dalam pada material tanah ini ditentukan oleh ukuran partikel, bentuk partikel, dan kekuatan gesernya (Das, 1995). Hubungan sudut geser dalam dengan jenis tanah ditunjukkan pada Tabel II.4.

Tabel II.4 Hubungan antara sudut geser dalam dan jenis tanah (Das,1995).

Jenis Tanah	Sudut Geser Dalam ( $\phi$ )
Kerikil Kepasiran	35° - 40°
Kerikil Kerakal	35° - 40°
Pasir Padat	35° - 40°
Pasir Lepas	30°
Lempung KeJanauan	25° - 30°
Lempung	20° - 25°

### II.4 Uji Laboratorium

Identifikasi sifat fisik dan mekanik tanah mekanik tanah memiliki peranan penting dalam analisis kestabilan lereng. Sifat fisik tanah yang digunakan dalam penelitian ini meliputi kadar air, berat jenis tanah, dan berat isi tanah ( $\gamma$ ). Sifat

mekanik tanah yang digunakan dalam penelitian ini berupa parameter tanah yang meliputi kohesi ( $c$ ), dan sudut geser dalam tanah ( $\phi$ ). Sifat mekanik tanah diidentifikasi berdasarkan uji laboratorium geser langsung.

Tanah umumnya dibagi menjadi dua kategori, yaitu tanah berbutir kasar dan tanah berbutir halus. Kerikil dan pasir termasuk kategori tanah berbutir kasar, sedangkan yang tergolong tanah berbutir halus adalah lanau dan lempung. Kedua kategori tanah ini memiliki sifat yang sangat berbeda, karakteristik tanah berbutir kasar sangat dipengaruhi oleh kekerasan, gesekan antar butirannya dan distribusi gradasinya. Analisis ukuran butir tanah dapat diketahui dengan percobaan laboratorium seperti analisis hidrometer dan analisis saringan (Subekti, 2017).

#### **II.4.1 Analisis Saringan**

Analisis saringan merupakan sebuah metoda analisis untuk tanah dengan agregat kasar, analisis ini dilakukan dengan menggunakan saringan, saringan ini mempunyai ukuran yang berbeda-beda, sehingga butiran-butiran tanah dapat dikelompokkan masing-masing sesuai dengan ukuran butirnya. Sehingga, distribusi penyebaran butiran tanah sesuai dengan ukuran butirnya dapat dianalisis gradasinya (Subekti, 2017).

#### **II.4.2 Analisis Hidrometer**

Analisis hidrometer merupakan analisis yang digunakan untuk mengetahui distribusi tanah dan mengukur berat jenis atau kepadatan suatu fluida. Alat untuk analisis hidrometer terbuat dari batang silinder kaca berskala, dengan bola pembobotan di bawahnya untuk membuatnya mengapung tegak (Subekti, 2017). Dalam Subekti (2017), analisis hidrometer menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$\%Finer = \frac{Rc \times \alpha}{W_s} \times 100\% \quad (\text{Persamaan II. 5})$$

dengan,

$\alpha$  = Faktor koreksi

$Rc$  = Koreksi dari pembacaan hidrometer

$Ra$  = Pembacaan hidrometer sebenarnya

$W_s$  = Berat tanah kering

### II.4.3 Uji Geser Langsung

Uji geser langsung merupakan pengujian yang dilakukan di laboratorium dengan cara memberikan tegangan atau regangan pada kecepatan konstan, (Gambar II.10) menunjukkan parameter kekuatan geser untuk pengujian geser langsung pada tanah lempung. Uji geser langsung dilakukan untuk mengetahui kekuatan geser dalam tanah yang dinyatakan ke dalam rumus (Zaika dan Munawir, 2019):

$$S = c' + \sigma' \tan \phi' \quad (\text{Persamaan II.2})$$

dengan,

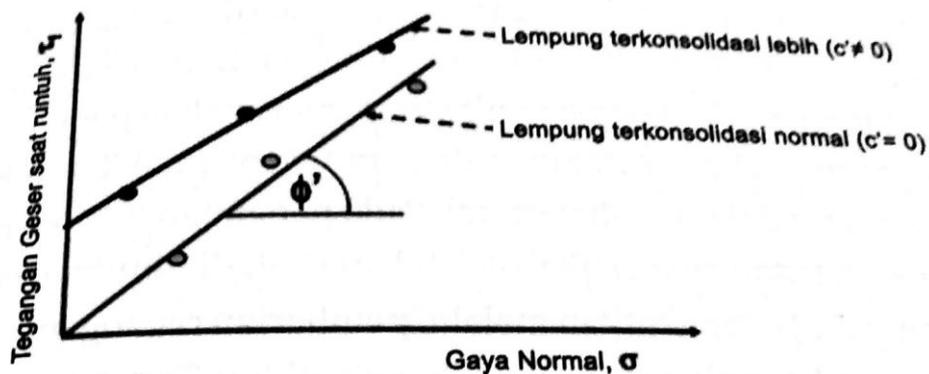
$S$  = Kekuatan geser tanah

$\sigma$  = Tegangan total

$\sigma'$  = Tegangan efektif

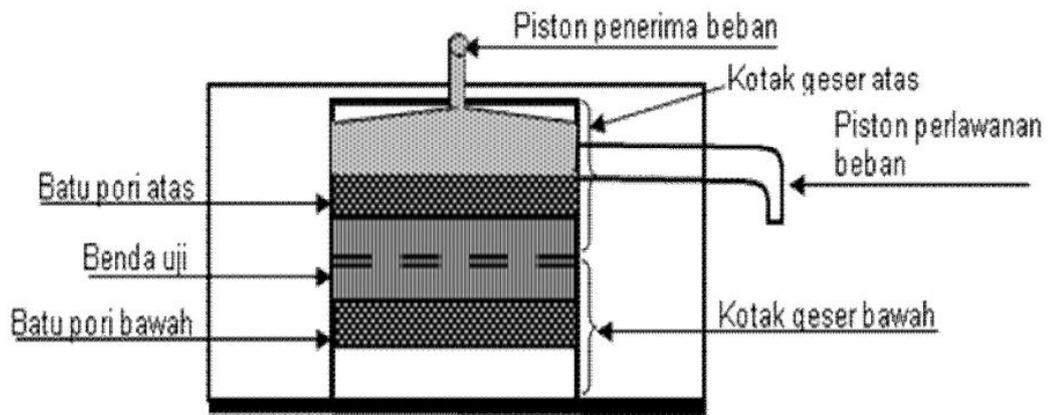
$\phi'$  = Sudut geser dalam efektif

$c'$  = Kohesi

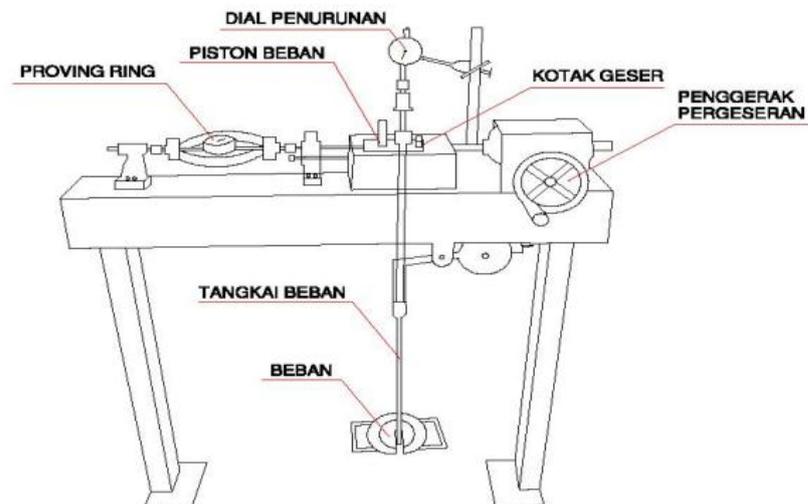


Gambar II.10 Parameter kekuatan geser  $c', \phi'$  pada pengujian geser langsung tanah lempung (Zaika dan Munawir, 2019).

Peralatan yang diperlukan untuk pelaksanaan uji geser langsung terdiri dari kotak besi yang digunakan sebagai tempat benda uji. Perlengkapan pembebanan normal yang digunakan sebagai pemberi tegangan normal pada benda uji seperti pada (Gambar II.11). Gaya geser diukur secara bersamaan dengan perpindahan geser. (Gambar II.12) menunjukkan Ilustrasi dari alat uji geser langsung.



Gambar II.11 Kotak geser (<http://sni.litbang.pu.go.id/> diakses pada tanggal 20 Februari 2021).

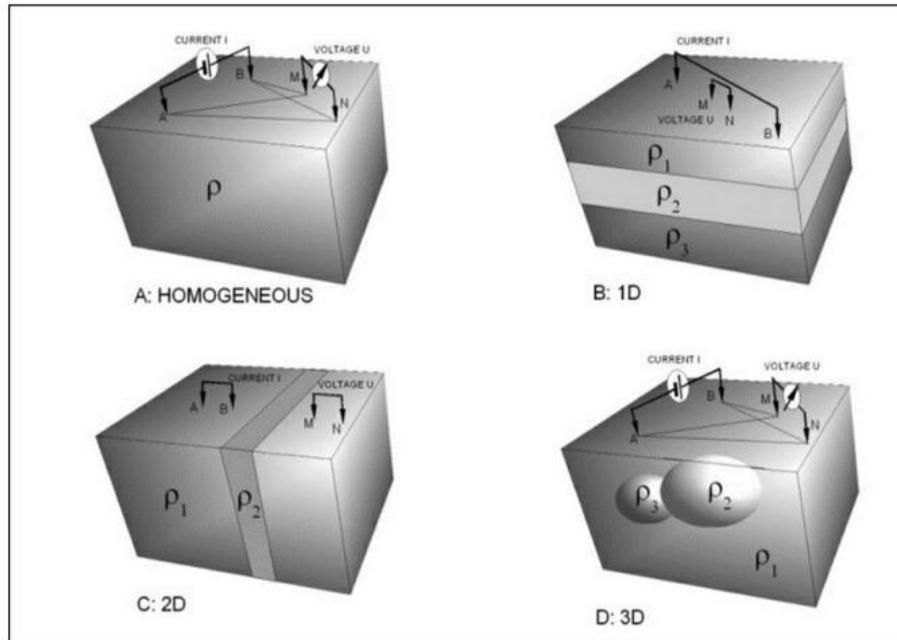


Gambar II.12 Ilustrasi alat uji geser langsung (<http://sni.litbang.pu.go.id/> diakses pada tanggal 20 Februari 2021).

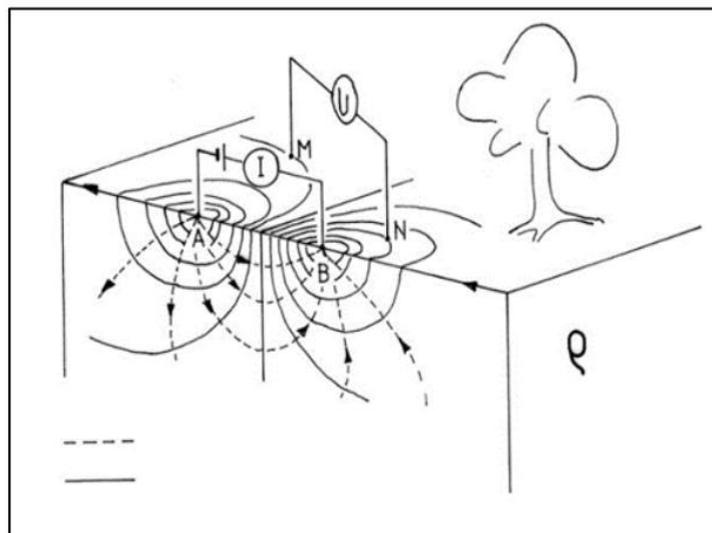
## II.5 Geolistrik

Metode geolistrik merupakan salah satu metode geofisika untuk percobaan pengukuran tahanan listrik yang diinjeksikan melalui elektroda, metode ini bertujuan menentukan material tanah dan batuan di bawah permukaan. Nilai resistivitas di bawah permukaan diperoleh dari penginjeksian arus dan akan diperoleh perbedaan nilai beda potensial di permukaan. Dua buah pasang elektroda terdiri dari: A dan B digunakan untuk menginjeksi arus, kemudian elektroda M dan N merupakan nilai beda potensial (Vebrianto, 2016).

Skema aliran arus dan medan potensial untuk bawah permukaan yang homogen di Gambarkan pada (Gambar II.13) dan (Gambar II.14).

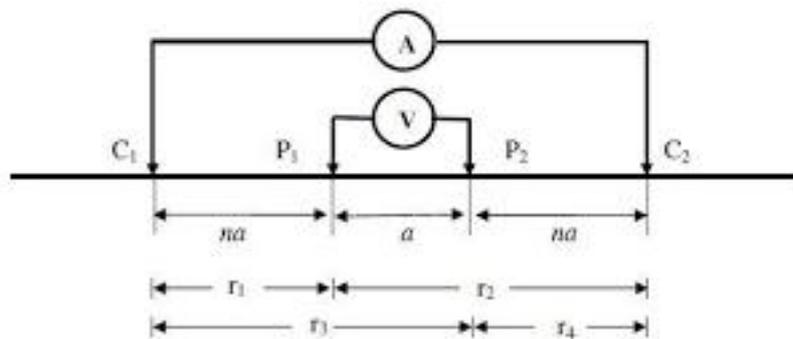


Gambar II. 13 Bentuk perubahan elektroda untuk pengukuran resistivitas semu A: Tanah homogen, B: Tanah berlapis, C: Distribusi resistivitas 2D di tanah, D: Distribusi resistivitas 3D di tanah (Kirsch, 2006).



Gambar II.14 Skema aliran arus dan medan potensial bawah permukaan yang homogen (Kirsch, 2006).

Konfigurasi *Wenner-Schlumberger* (Gambar II.15) adalah konfigurasi dengan kombinasi konfigurasi *Wenner Alpha* dan konfigurasi *Schlumberger*. Akuisisi data dimulai dengan spasi  $n=1$ , akuisisi dengan konfigurasi *Wenner-Schlumberger* sama seperti nilai ukur pada konfigurasi *Wenner* (jarak antar elektroda =  $a$ ). Namun akuisisi data dengan nilai  $n=2$  dan seterusnya, Langkah akuisisi data konfigurasi *Wenner-Schlumberger* sama seperti pengukuran konfigurasi *Schlumberger* (jarak antara elektroda potensial dan elektroda arus lebih besar daripada jarak antar elektroda potensial. Adanya konfigurasi ini atas dasar kesamaan penataan elektroda-elektrodanya. Di mana pada konfigurasi *Wenner Alpha* dan konfigurasi *Schlumberger* memiliki kesamaan urutan elektrodanya namun berbeda dalam pengukurannya. Dalam pengukuran potensial yang pertama ( $n=1$ ) berlaku konfigurasi *Wenner*, sedangkan pengukuran selanjutnya ( $n=2$ ) yaitu berlaku konfigurasi *Schlumberger* (Vebrianto, 2016).



Gambar II.15 Konfigurasi *Wenner-Schlumberger* (Loke,1999).

## II.6 Uji Sondir

Uji Sondir merupakan suatu metode uji penekanan bikonus tipe Bagemann yang dilakukan dengan tujuan mendapatkan nilai cone resistance yang digunakan untuk menganalisis daya dukung dan klasifikasi tanah. Untuk mengidentifikasi klasifikasi tanah dapat menggunakan hasil dari uji sondir berupa data tahanan ujung atau  $q_c$  dan total lokal friksi atau  $L_f$  yang ditunjukkan oleh Tabel II.5. Uji Sondir dapat digunakan untuk mengetahui konsistensi tanah Tabel II.6. Konsistensi tanah merupakan suatu sifat tanah berbutir halus yang dipengaruhi oleh tingkat kekerasan akibat kandungan air di dalamnya (Das,1995).

Tabel II.5 Klasifikasi tanah terhadap nilai  $q_c$  dan  $L_f$  (Das,1995).

Hasil Sondir		Klasifikasi
$q_c$	$L_f$	
0-6	0,15-0,40	Humus, lempung sangat lunak
06-10	0,20	Pasir kelanauan lepas, pasir sangat lepas
	0,20-0,60	Lempung lembek, lempung kelanauan lembek
10-30	0,10	Kerikil lepas
	0,10-0,40	Pasir lepas
	0,40-0,80	Lempung atau lempung kelanauan
	0,80-2,00	Lempung agak kenyal
30-60	1,50	Pasir kelanauan, pasir agak padat
	1,00-3,00	Lempung atau lempung kelanauan kenyal
60-150	1,00	Kerikil kepasiran lepas
	1,00-3,00	Pasir padat, pasir kelanauan atau lempung padat dan kerikil kelempungan
	3,00	Lempung kerikil kenyal
150-300	1,00-2,00	Pasir padat, pasir kekerikilan padat, pasir kasar padat, pasir kelanauan sangat padat

Tabel II.6 Konsistensi tanah berdasarkan hasil sondir (Subekti, 2017).

Sifat Tanah (Lempung)	Perlawanan Konus ( $kg/cm^2$ )	SPT (N)
Sangat Lunak	<5	0-2
Lunak	5-10	2-4
Teguh	10-20	4-8
Kaku	20-40	8-15
Sangat Kaku	40-80	15-30
Keras	80-150	>30

## II.7 Analisis Kestabilan Lereng

Metode kesetimbangan batas merupakan salah satu metode dalam analisis kestabilan lereng untuk kelongsoran yang terjadi dengan bentuk lingkaran, Faktor Keamanan lereng dalam metode ini, dapat diidentifikasi dengan cara membandingkan rasio kekuatan geser tanah dan tegangan geser yang ditunjukkan oleh persamaan (Huang, 2014):

$$\tau = \frac{S}{F} \quad (\text{Persamaan II.10})$$

$$s = c + \sigma_n \tan \Phi \quad (\text{Persamaan II.11})$$

dengan,

$s$  = Kekuatan geser tanah

$\tau$  = Tegangan geser

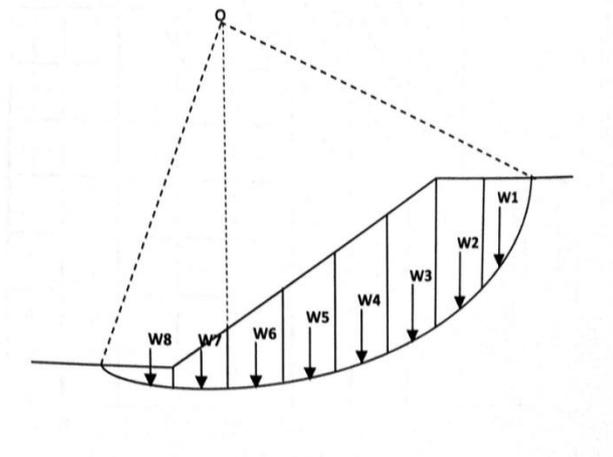
$F$  = Faktor keamanan

$c$  = Kohesi

$\sigma_n$  = Normal stress

$\Phi$  = Sudut gesek dalam

Metode kesetimbangan batas menggunakan asumsi dengan membagi sejumlah irisan vertikal pada bagian tanah yang longsor kemudian setiap irisan dihitung dengan cara mengalikan volume irisan dengan berat volume tanah (Gambar II.16).

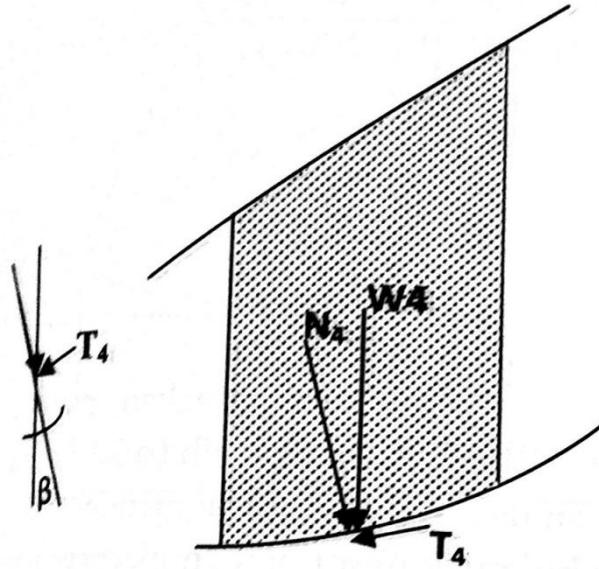


Gambar II.16 Irisan bagian tanah yang longsor (Surendro, 2015).

Setiap irisan memiliki gaya-gaya yang bekerja, gaya-gaya yang bekerja pada bidang longsor ini dipengaruhi oleh berat masing-masing irisan ( $W$ ) (Gambar

II.14). Berat masing-masing irisan ( $W$ ) merupakan gaya ke bawah bekerja pada pusat berat irisan, gaya ini terbagi menjadi dua, yaitu:

1. Gaya Normal ( $N$ ), merupakan gaya yang bekerja tegak lurus pada bidang longsor
2. Gaya tangensial ( $T$ ), merupakan gaya yang bekerja sejajar pada bidang longsor (Surendro, 2015).



Gambar II.17 Gaya-gaya yang bekerja pada bidang longsor (1 irisan) (Surendro, 2015).

Berdasarkan (Gambar II.13), Menurut Surendro (2015) untuk mengidentifikasi Faktor Keamanan (FK) untuk seluruh irisan pada lereng dapat digunakan persamaan sebagai berikut:

- a. Untuk tanah non kohesif ( $c = 0$ )

$$n = \frac{\sum N}{\sum T} = \frac{\sum(W \cos \beta) \operatorname{tg} \varphi}{\sum(W \sin \beta)} \quad (\text{Persamaan II.12})$$

dengan,

- $n$  = Faktor keamanan
- $\operatorname{tg} \varphi$  = Koefisien gesek
- $\sum N$  = Gaya normal
- $\sum T$  = Gaya tangensial
- $W$  = Berat masing-masing irisan

- b. Untuk tanah kohesif ( $c \neq 0$ )

$$n = \frac{\Sigma N + \Sigma L.c}{\Sigma T} = \frac{\Sigma(W \cos \beta)tg\varphi + \Sigma L.c}{\Sigma(W \sin \beta)} \quad (\text{Persamaan II.13})$$

dengan,

- $n$  = Faktor keamanan
- $tg\varphi$  = Koefisien gesek
- $\Sigma N$  = Gaya normal
- $\Sigma T$  = Gaya tangensial
- $\Sigma L$  = Panjang bidang longsor
- $c$  = Kohesi
- $W$  = Berat masing-masing irisan

Jika dalam perhitungan, menggunakan gaya gempa, maka perhitungan Faktor Keamanan Lereng sebagai berikut:

- a. Untuk tanah non kohesif ( $c = 0$ )

$$n = \frac{\Sigma(N - N_e)}{\Sigma(T + T_e)} = \frac{\Sigma(W \cos \beta - E \sin \beta)tg\varphi}{\Sigma(W \sin \beta + E \cos \beta)} \quad (\text{Persamaan II.14})$$

dengan,

- $tg\varphi$  = Koefisien gesek
- $\Sigma N$  = Gaya normal
- $\Sigma T$  = Gaya tangensial
- $\Sigma N_e$  = Gaya tegak lurus bidang longsor
- $\Sigma T_e$  = Gaya yang sejajar bidang longsor
- $W$  = Berat masing-masing irisan

- b. Untuk tanah kohesif ( $c \neq 0$ )

$$n = \frac{\Sigma(N - N_e) + EL.c}{\Sigma(T + T_e)} = \frac{\Sigma(W \cos \beta - E \sin \beta)tg\varphi + \Sigma L.c}{\Sigma(W \sin \beta + E \cos \beta)} \quad (\text{Persamaan II.15})$$

dengan,

- $n$  = Faktor keamanan
- $tg\varphi$  = Koefisien gesek
- $\Sigma N$  = Gaya normal
- $\Sigma T$  = Gaya tangensial
- $\Sigma L$  = Panjang bidang longsor

- $\Sigma N e$  = Gaya tegak lurus bidang longsor
- $\Sigma T e$  = Gaya yang sejajar bidang longsor
- $c$  = Kohesi
- $W$  = Berat masing-masing irisan

### II.7.1 Metode Bishop Disederhanakan

Metode Bishop dicetuskan oleh A.W. Bishop (1955) metode ini menggunakan cara elemen dengan gaya yang bekerja pada tiap elemen berupa gaya normal total, gaya normal efektif dan gaya akibat tekanan air pori, dalam metode ini, faktor keamanan terhadap longsor didefinisikan sebagai perbandingan kekuatan geser maksimum yang dimiliki tanah di bidang longsor dengan tahanan geser yang diperlukan untuk keseimbangan (Subekti, 2017), dalam Hardiyatmo (2006), faktor keamanan dalam metode Bishop dinyatakan dalam:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} [c' b_i + W_i (1 - r_u) \text{tg} \varphi'] \left( \frac{1}{\cos \theta_i (1 + \text{tg} \theta_i \text{tg} \varphi' / F)} \right)}{\sum_{i=1}^{i=n} W_i \sin \theta_i} \quad (\text{Persamaan II.16})$$

dengan,

- $F$  = Faktor keamanan
- $\sigma$  = Tegangan normal total pada bidang longsor
- $c'$  = Kohesi tanah efektif (kN/m<sup>2</sup>)
- $\varphi'$  = Sudut gesek dalam tanah efektif (°)
- $b_i$  = Lebar irisan ke-i (m)
- $W_i$  = Berat irisan tanah ke-i (kN)
- $\theta_i$  = Sudut setiap irisan dibawah bidang gelincir (°)
- $r_u$  = Rasio tekanan pori

### II.7.2 Metode Fellenius

Metode Fellenius digunakan untuk menganalisis kestabilan lereng yang tersusun dari masa tanah dan bidang gelincirnya berbentuk busur. Metode ini dapat digunakan pada lereng-lereng dengan kondisi isotropis, non isotropis dan berlapis-lapis. Masa tanah yang bergerak pada lereng diasumsikan terdiri atas beberapa elemen vertikal (Subekti, 2017). Menurut Hardiyatmo (2018) Faktor Keamanan yang digunakan dalam metode Fellenius didefinisikan sebagai,

$$F = \frac{\sum_{i=1}^n (ca_i + N_i \tan \varphi)}{\sum_{i=1}^n W_i \sin \theta_i} \quad (\text{Persamaan II.22})$$

dengan,

$R$  = Jari-jari lingkaran bidang longsor

$n$  = Jumlah irisan

$W_i$  = Berat massa tanah irisan ke- $i$

$\theta_i$  = Sudut yang dibentuk setiap irisan

$F$  = Faktor keamanan

$c$  = Kohesi tanah ( $\text{kN}/\text{m}^2$ )

$\varphi$  = Sudut gesek dalam tanah ( $^\circ$ )

$a_i$  = Panjang lengkung lingkaran pada irisan ke- $i$  (m)

$\theta_i$  = Sudut setiap irisan

### II.7.3 Metode Janbu

Metode Janbu dicetuskan oleh Janbu (1954), metode ini menjelaskan suatu cara analisis kestabilan lereng yang dapat diterapkan untuk semua bentuk bidang longsor. Berdasarkan kriteria keruntuhan Coulomb dalam Subekti (2017), persamaan faktor keamanan lereng dengan menggunakan metode Janbu yaitu:

$$FK = \frac{C_u \cdot L}{\sum_w \cdot \sin \theta} \quad (\text{Persamaan II.23})$$

dengan,

$C_u$  = Kuat geser tanah tak terdrainase

$\sum_w$  = Sudut busur lingkaran bidang gelincir

$L$  = Panjang total busur gelincir

### II.7.4 Faktor Keamanan (FK)

Tingkat keamanan lereng dapat diketahui dari faktor keamanan lereng yang merupakan rasio pemulihan atas kondisi pengaktifan, kondisi tersebut berupa hasil-hasil tegangan atau momen dari hasil analisis kemungkinan keruntuhan. Definisi yang lain dari faktor keamanan yang sering digunakan adalah perbandingan dari gaya total yang menahan dengan gaya total yang bekerja pada bidang gelincir suatu lereng, atau perbandingan momen total yang menahan dengan momen total yang bekerja untuk bidang gelincir *circular*.

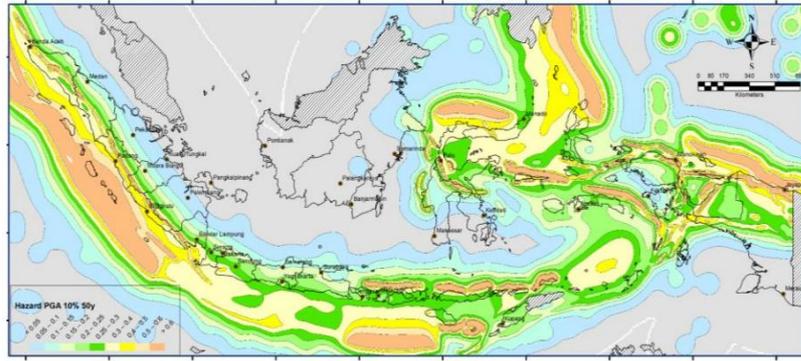
Analisis kestabilan lereng harus berdasarkan permodelan lapisan tanah dilapangan secara menyeluruh dan akurat, kondisi letak muka air tanah, dan pembebanan yang direncanakan. Kestabilan lereng ditentukan berdasarkan nilai Faktor Keamanan (FK), faktor keamanan minimum yang disyaratkan untuk menganalisis kestabilan lereng dengan menggunakan beban gempa adalah lebih besar dari 1,1 ( $>1,1$ ) (SNI 8460-2017). Tabel II.7 menunjukkan hubungan faktor keamanan dengan intensitas longsoran.

Tabel II.7 Nilai dari faktor keamanan berdasarkan intensitas kelongsoran (Bowles, 1991).

<b>Nilai Faktor Keamanan</b>	<b>Intensitas Longsoran</b>
FK < 1,07	Lereng dalam keadaan labil dengan intensitas longsoran terjadi sering
FK antara 1,07-1,25	Lereng kemungkinan dalam keadaan tidak stabil dengan intensitas longsoran pernah terjadi
FK > 1,25	Lereng dalam keadaan stabil dengan intensitas longsor jarang terjadi

## **II.8. Percepatan Gempa**

Gempa bumi dapat mengakibatkan gerakan dan kerutuhan lereng alam maupun buatan, ukuran besaran gempa bumi yang berpengaruh langsung terhadap struktur suatu bangunan, adalah intensitas lokal gempa. Namun besaran kualitatif tersebut belum cukup memadai untuk dijadikan parameter dalam perencanaan perhitungan konstruksi bangunan tahan gempa. Nilai yang diperlukan dalam hal ini adalah nilai percepatan permukaan tanah pada daerah yang terkena pengaruh gempa, untuk digunakan sebagai parameter perhitungan beban dinamis dalam perencanaan konstruksi. Setiap daerah di Indonesia, mempunyai percepatan gempa yang berbeda (Subekti, 2017). (Gambar II.18) menunjukkan peta sumber dan bahaya gempa di Indonesia.



Gambar II.18 Peta sumber dan bahaya gempa (<http://pudev.pu.go.id/> diakses pada tanggal 03 Agustus 2021).