

BAB II TEORI DASAR

2.1 Definisi Batu Gamping

Batu gamping disebut juga batu kapur atau *limestone* merupakan batuan sedimen dengan kandungan mineral kalsium karbonat kalsit ($CaCO_3$) sebesar 90%, dolomit 3% dan sisanya adalah mineral *clay* (Apriliani dkk., 2012). Mineral kalsium karbonat yang berhubungan dengan batu gamping adalah mineral *aragonite*, merupakan mineral stabil karena pada kurun waktu tertentu dapat berubah menjadi kalsit (Jasruddin dkk., 2015). Mengenai warna pada batu gamping sangat bervariasi, seperti putih susu, abu-abu tua, cokelat, merah bahkan hitam. Variasi warna ini disebabkan oleh pengotor, warna kemerahan disebabkan mangan dan oksida besi, dan warna kehitaman karena zat organik (Sirait, 2019).

2.1.1 Proses Terbentuknya Batu Gamping

a. Pembentukan Batu Gamping Pada Lingkungan Laut

Batu gamping terbentuk di lingkungan laut, yaitu pada laut yang tenang dan jernih, ini merupakan lokasi ideal bagi organisme pembentuk cangkang kalsium karbonat. Ketika organisme tersebut mati akan menumpuk membentuk sedimen selanjutnya akan terlitifikasi menjadi batu gamping. Batu gamping yang terbentuk dari organisme dikelompokkan sebagai batuan sedimen biologis, dikarenakan keterdapatannya fosil. Sedangkan batu gamping yang terbentuk dari pengendapan langsung kalsium karbonat air laut dikelompokkan sebagai batuan sedimen kimia (Sirait, 2019).

b. Pembentukan Batu Gamping Pada Lingkungan Evaporasi

Batu gamping terbentuk di lingkungan evaporasi atau penguapan biasa dikenal dengan *travertine*. Batu gamping ini dikelompokkan sebagai batuan sedimen kimia, yaitu proses pengendapan akibat lingkungan sekitar. Contoh batu gamping pada lingkungan evaporasi adalah stalaktit dan stalakmit. Batu gamping stalaktit

terbentuk di langit-langit goa, akibat pengumpulan es kalsium karbonat. Sedangkan batu gamping stalakmit terbentuk di lantai goa akibat air yang dilarutkan bersamaan dengan mineral kalsium karbonat (Sirai, 2019).

2.1.2 Manfaat Batu Gamping

Batu gamping memiliki sifat yang kuat dan padat sehingga memungkinkan batu gamping menjadi kokoh, berikut beberapa kegunaan batu gamping:

1. Bahan Baku Semen

Dalam sektor industri batu gamping digunakan sebagai bahan baku pembuatan semen. Dalam era pembangunan kebutuhan semen selalu meningkat.

2. Pembuatan Jalan Raya

Dalam pembuatan jalan raya memerlukan batu gamping sebagai bahan penstabilnya, ini agar fondasi jalan raya kuat dan kokoh.

3. Pertanian

Pada sektor pertanian batu gamping digunakan sebagai penetralis unsur asam tanah yang mengandung asam.

2.2 Metode Resistivitas

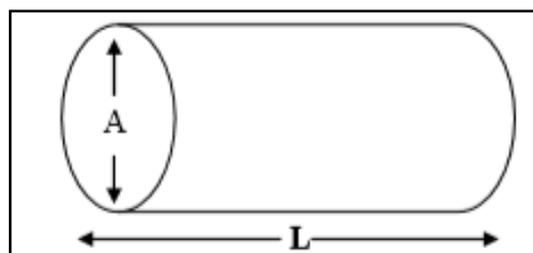
Metode geolistrik merupakan teknik investigasi bawah tanah untuk mengetahui lapisan batuan atau mineral berdasarkan nilai resistivitas yang berbeda-beda (Telford dkk., 1990). Berdasarkan teknik pengukurannya metode resistivitas dibagi menjadi dua, yaitu resistivitas *mapping* dan resistivitas *sounding*. Metode resistivitas *mapping* merupakan metode untuk mengetahui variasi nilai resistivitas secara lateral atau horizontal. Teknik pengukuran resistivitas *mapping* dapat dilakukan dengan cara berpindah titik pengukuran, namun mempertahankan jarak antar elektroda arus dan potensial. Metode resistivitas *sounding* merupakan metode untuk mengetahui variasi nilai resistivitas secara vertikal atau kedalaman. Teknik pengukurannya dengan cara merubah variasi jarak antara elektroda arus dan potensial pada titik pengukuran. Metode resistivitas *mapping* dan *sounding* memiliki konfigurasi elektroda berbeda-beda dengan mengatur jarak antar elektroda. Pemilihan konfigurasi bergantung pada tujuan penyelidikan.

2.2.1 Sifat Listrik Batuan

Sifat kelistrikan batuan merupakan karakteristik dari batuan dalam menghantarkan arus listrik. Batuan dapat dianggap sebagai medium listrik seperti pada kawat penghantar listrik, sehingga memiliki tahanan jenis atau resistivitas. Resistivitas batuan merupakan hambatan dari batuan terhadap aliran listrik. Resistivitas dipengaruhi oleh porositas, permeabilitas dan mineral. Aliran arus listrik di dalam batuan atau mineral digolongkan menjadi 3, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolit dan konduksi secara dielektrik.

1. Konduksi Secara Elektronik

Konduksi ini terjadi jika aliran arus listrik dialirkan melalui elektron bebas yang terdapat pada batuan atau mineral. Aliran tersebut dipengaruhi oleh sifat atau karakteristik batuan atau mineral yang dilewati arus. Sifat atau karakteristik tersebut menunjukkan kemampuan batuan untuk menghantarkan dan mengalirkan arus listrik. Semakin besar resistivitas maka batuan tersebut sulit menghantarkan dan mengalirkan arus listrik dan semakin kecil resistivitas maka batuan tersebut mudah menghantarkan dan mengalirkan arus listrik. Apabila dilihat dari sebuah silinder konduktor dengan panjang (L), luas penampang (A) dan resistansi (R) dapat dilihat pada Gambar 2.1



Gambar 2. 1 Silinder konduktor (Grandis, 2008)

Maka dapat dirumuskan $R = \rho \frac{L}{A}$ (2.1)

Secara fisis Persamaan (2.1) dapat diartikan jika L adalah panjang silinder konduktor (m) dinaikkan, maka R adalah resistansi (Ω) akan meningkat dan apabila

diameter silinder konduktor diturunkan yang berarti A luas penampang (m^2) berkurang, maka R adalah resistansi (Ω) juga akan meningkat. ρ adalah resistivitas (Ωm). Menurut Hukum *Ohm* resistansi dirumuskan sebagai berikut:

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.2)$$

dimana V adalah tegangan (*volt*), I adalah kuat arus (*ampere*) dan R adalah resistansi (Ω). Dari kedua rumus tersebut didapatkan nilai resistivitas (ρ) seperti berikut:

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad (2.3)$$

Konduktivitas (σ) adalah keterbalikan dari resistivitas, sehingga didapatkan:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (2.4)$$

2. Konduksi Secara Elektrolit

Umumnya batuan bersifat *porous* dan memiliki pori-pori yang terisi fluida, Sehingga batuan menjadi konduktor elektrolit, dimana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolit dalam air. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah dan sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang. Hal ini dirumuskan dalam Hukum *Archie*:

$$\rho_e = a\phi^{-m} s^n \rho_w \quad (2.5)$$

dimana ρ_e adalah resistivitas batuan, ϕ adalah porositas, s adalah fraksi pori yang berisi air, ρ_w adalah resistivitas air dan a , m , n adalah konstanta.

3. Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi ini terjadi jika batuan bersifat dielektrik terhadap aliran listrik, artinya batuan memiliki elektron bebas sedikit bahkan tidak ada sama sekali. Elektron akan berpindah dan berkumpul terpisah dari inti karena adanya medan listrik dari luar sehingga terjadi polarisasi. Berdasarkan nilai resistivitasnya batuan atau mineral dibedakan menjadi 3, yaitu sebagai berikut:

- a. Konduktor baik: $10^{-8} \Omega m < \rho < 1 \Omega m$.
- b. Konduktor sedang: $1 \Omega m < \rho < 10^7 \Omega m$.

c. Isolator: $\rho > 10^7 \Omega\text{m}$.

Nilai resistivitas batuan ditunjukkan pada tabel berikut:

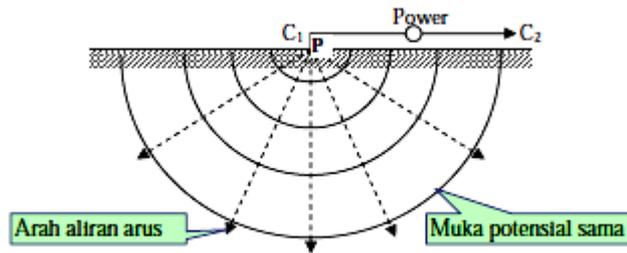
Tabel 2. 1 Tabel resistivitas (Telford dkk., 1990)

Material	Resistivitas (Ωm)
Udara (<i>Air</i>)	~
Pirit (<i>Pyrite</i>)	0.01 – 100
Kwarsa (<i>Quartz</i>)	500 – 800000
Kalsit (<i>Calcite</i>)	1×10^{12} - 1×10^{13}
Granit (<i>Granite</i>)	200 – 10000
Andesit (<i>Andesit</i>)	1.7×10^2 - 45×10^4
Gamping (<i>Limestone</i>)	500 – 10.000
Pasir	1 – 1000
Lumpur	20 - 200
Lempung	1 – 100
Air Tanah	05 – 300
Air Asin	0.2
Alluvium	10 – 800
Kerikil	100 - 600

2.2.2 Aliran Listrik di Dalam Bumi

1. Titik Arus Tunggal di Permukaan

Metode pendekatan yang paling sederhana dalam mempelajari secara teoritis tentang aliran arus listrik di dalam bumi adalah bumi dianggap medium homogen isotropis. Jika sebuah elektroda tunggal dialiri arus listrik dan diinjeksikan pada permukaan bumi yang homogen isotropis akan terjadi aliran arus yang menyebar dalam tanah secara radial atau ke segala arah dan apabila udara di atasnya memiliki konduktivitas nol maka garis potensialnya akan berbentuk setengah bola. Ilustrasi dapat dilihat pada Gambar 2.2



Gambar 2. 2 Titik arus tunggal di permukaan (Telford dkk., 1990)

Aliran arus yang keluar dari titik sumber membentuk medan potensial dengan kontur *equipotential* berbentuk setengah bola di bawah permukaan bumi. Maka arus yang mengalir pada permukaan bumi tersebut adalah:

$$I = 2\pi r^2 J = -2\pi r^2 \sigma \frac{dv}{dr} = -2\pi \sigma A \quad (2.6)$$

dimana $J = -\sigma \frac{dv}{dr}$ (2.7)

sehingga diperoleh:

$$A = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (2.8)$$

$$V = -\frac{A}{r} = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right) \frac{1}{r} \quad (2.9)$$

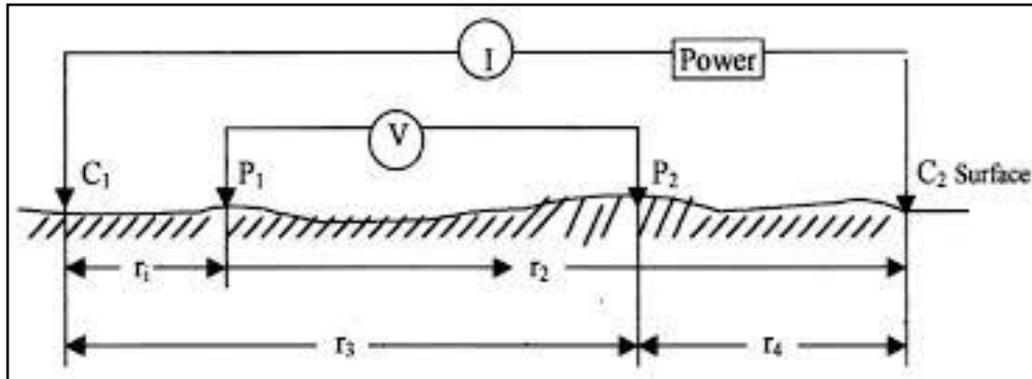
dengan I adalah kuat arus (ampere), V adalah potensial listrik (volt). Maka nilai resistivitas pada medium di bawah permukaan bumi adalah:

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (2.10)$$

2. Dua Titik Arus di Permukaan

Apabila terdapat elektroda arus satu (C_1) yang terletak pada permukaan suatu medium homogen terangkai dengan elektroda arus dua (C_2) dan di antaranya terdapat elektroda potensial (P_1 dan P_2) yang dibuat dengan jarak tertentu seperti

pada Gambar 2.3 maka potensial yang pada elektroda tersebut dipengaruhi oleh kedua elektroda arus.



Gambar 2. 3 Dua titik arus di permukaan (Telford dkk., 1990)

Arus pada kedua elektroda (C_1 dan C_2) tersebut sama tetapi arahnya berlawanan, maka potensial yang terjadi pada P_1 akibat adanya C_1 adalah:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1}\right) \quad (2.11)$$

dan potensial yang terjadi pada P_1 akibat adanya C_2 adalah:

$$V = -\frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_2}\right) \quad (2.12)$$

maka potensial di titik P_1 adalah:

$$V_{P1} = V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \quad (2.13)$$

Dan akan diperoleh potensial di titik P_2 sebagai berikut:

$$V_{P2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right) \quad (2.14)$$

Maka beda potensial antara P_1 dan P_2 adalah:

$$\Delta V = V_{P1} - V_{P2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right] \quad (2.15)$$

Keterangan:

$$\Delta V = \text{Beda potensial (volt)}$$

ρ = Resistivitas (Ωm)

I = Kuat arus (ampere)

r_1 = Jarak C_1 ke P_1 (m)

r_2 = Jarak C_2 ke P_1 (m)

r_3 = Jarak C_1 ke P_2 (m)

r_4 = Jarak C_2 ke P_2 (m)

2.2.3 Konsep Resistivitas Semu

Metode resistivitas didasarkan dengan asumsi bumi bersifat homogen isotropis. Dengan asumsi ini resistivitas yang terukur merupakan resistivitas sebenarnya dan tidak bergantung pada spasi elektroda. Namun pada kenyataannya bumi tersusun atas lapisan-lapisan dengan resistivitas yang berbeda-beda, sehingga potensial yang terukur dipengaruhi dari lapisan-lapisan tersebut. Sehingga harga resistivitas yang diukur seolah-olah merupakan harga resistivitas untuk satu lapisan saja. Resistivitas yang terukur sebenarnya adalah resistivitas semu. Berdasarkan Persamaan (2.15) besar resistivitas semu dapat dinyatakan seperti berikut:

$$\rho = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad (2.16)$$

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.17)$$

$$K = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]} \quad (2.18)$$

dimana K adalah faktor geometri (m), yaitu besaran koreksi letak kedua elektroda potensial terhadap letak kedua elektroda arus. Dengan mengukur ΔV dan I maka dapat ditentukan harga resistivitas.

Beberapa faktor yang memengaruhi nilai resistivitas seperti berikut:

1. Komposisi mineral dari batuan, semakin meningkat kandungan mineral *clay* akan mengakibatkan menurunnya nilai resistivitas.

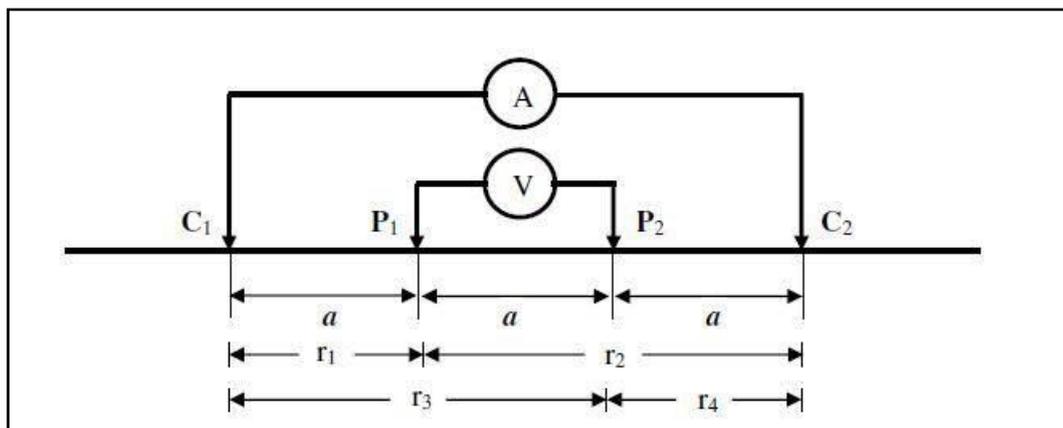
2. Kandungan air, air tanah atau air permukaan dapat menurunkan nilai resistivitas.
3. Porositas dan permeabilitas batuan.

2.2.4 Konfigurasi

Dalam eksplorasi geolistrik terdapat beberapa jenis konfigurasi elektroda. Pemilihan konfigurasi elektroda bergantung pada tujuannya. Terdapat beberapa jenis konfigurasi elektroda, seperti konfigurasi Wenner, konfigurasi Schlumberger dan konfigurasi Dipole-Dipole. Karakteristik yang dipertimbangkan dalam pemilihan konfigurasi elektroda adalah sensitivitas terhadap perubahan nilai tahanan jenis secara vertikal ataupun horizontal (Simpson, 2015).

1. Konfigurasi Wenner

Penelitian ini menggunakan konfigurasi Wenner untuk mengetahui persebaran batu gamping. Konfigurasi Wenner Alpha digunakan karena memiliki resolusi lateral dan vertikal yang baik. Gambar susunan elektroda konfigurasi Wenner ditunjukkan pada Gambar 2.4.



Gambar 2. 4 Susunan elektroda konfigurasi Wenner (Bahri dkk., 2015)

Konfigurasi Wenner merupakan konfigurasi dengan jarak susunan antara elektroda sepanjang a . Konfigurasi Wenner memiliki kelebihan dan kekurangan. Kelebihannya yaitu pembacaan tegangan lebih baik karena elektroda potensial

berdekatan dengan elektroda arus, sedangkan kekurangannya adalah tidak dapat mendeteksi adanya lapisan non homogenitas batuan bawah permukaan.

Jarak masing-masing elektroda arus dan potensial konfigurasi Wenner adalah:

$$r_1 = a \quad (2.19)$$

$$r_2 = 2a \quad (2.20)$$

$$r_3 = 2a \quad (2.21)$$

$$r_4 = a \quad (2.22)$$

Berdasarkan Persamaan (2.18) didapatkan faktor geometri (K) konfigurasi Wenner adalah:

$$K = 2\pi a \quad (2.23)$$

Keterangan:

K = Faktor geometri (m)

r_1 = Jarak C_1 ke P_1 (m)

r_2 = Jarak C_2 ke P_1 (m)

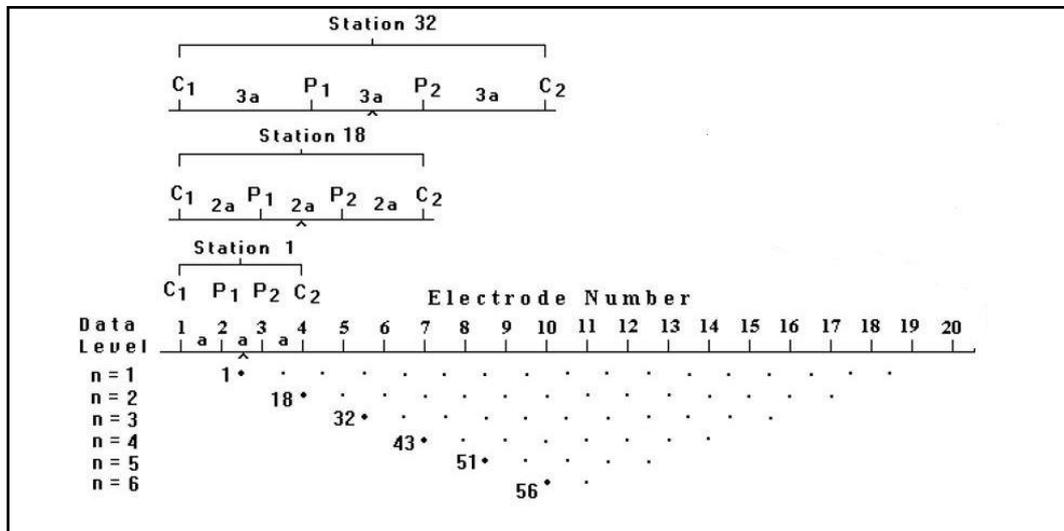
r_3 = Jarak C_1 ke P_2 (m)

r_4 = Jarak C_2 ke P_2 (m)

a = Spasi elektroda (m)

Beberapa macam konfigurasi Wenner:

1. Wenner Alpha dengan susunan elektroda $C_1 - P_1 - P_2 - C_2$, jarak spasi antar elektroda sepanjang a . Faktor geometri (K) konfigurasi Wenner Alpha adalah $K = 2\pi a$. Konfigurasi Wenner Alpha baik untuk penetrasi lebih dalam.
2. Wenner Beta dengan susunan elektroda $C_2 - C_1 - P_2 - P_1$, jarak spasi antar elektroda sepanjang a . Faktor geometri (K) konfigurasi Wenner Beta adalah $K = 6\pi a$. Konfigurasi ini baik untuk pengukuran lateral.
3. Wenner Gamma dengan susunan elektroda $C_1 - P_1 - C_2 - P_2$, jarak spasi antar elektroda sepanjang a . Faktor geometri (K) konfigurasi Wenner Gamma adalah $K = 3\pi a$. Konfigurasi ini jarang digunakan karena tidak memberikan hasil yang baik secara kedalaman maupun lateral.

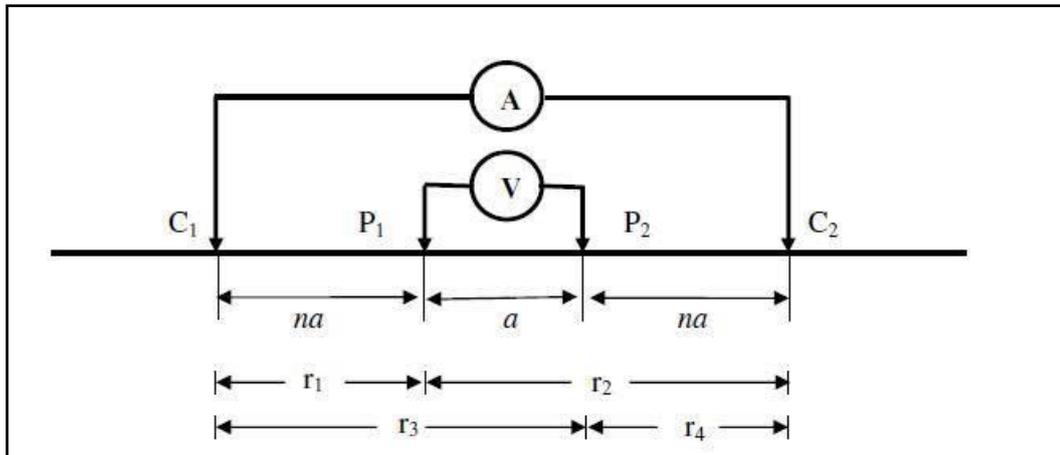


Gambar 2. 5 Desain konfigurasi Wenner (Simpfen, 2015)

Gambar 2.5 menunjukkan pengukuran dilakukan dengan memasang elektroda arus dan potensial pada garis lurus dengan spasi elektroda tetap, kemudian semua elektroda dipindahkan atau digeser sepanjang permukaan sesuai dengan arah yang telah ditentukan sebelumnya. Setiap posisi elektroda akan didapatkan harga tahanan jenis semu. Dengan membuat peta kontur tahanan jenis semu akan diperoleh pola kontur yang menggambarkan adanya tahanan jenis (Loke, 2000).

2. Konfigurasi Schlumberger

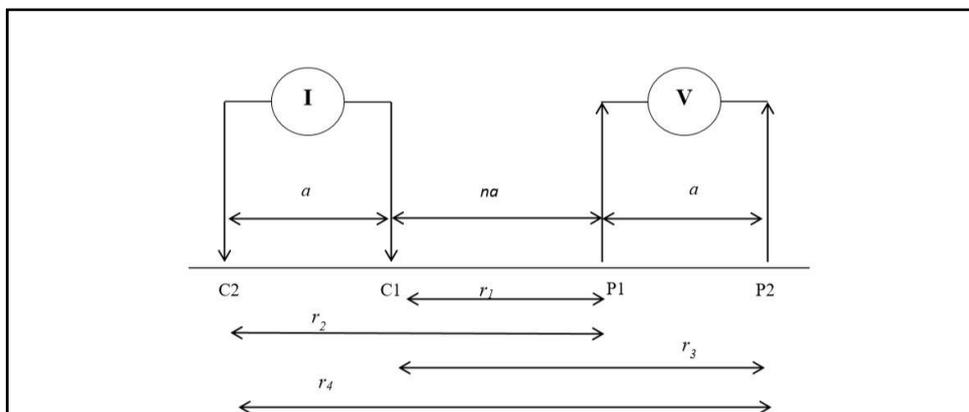
Pada konfigurasi Schlumberger jarak ideal P_1 dan P_2 dibuat sekecil-kecilnya, sehingga jarak P_1 dan P_2 secara teoritis tidak berubah. Karena keterbatasan kepekaan alat ukur, ketika jarak C_1 dan C_2 sudah relatif besar maka jarak P_1 dan P_2 hendaknya diubah. Konfigurasi Schlumberger memiliki kelebihan dan kekurangan. Kelebihannya adalah dapat mendeteksi adanya lapisan non homogenitas batuan bawah permukaan, sedangkan kekurangannya adalah pembacaan tegangan pada elektroda potensial lebih kecil terutama ketika jarak elektroda arus relatif lebih jauh. Gambar susunan elektroda konfigurasi Schlumberger ditunjukkan pada Gambar 2.6.



Gambar 2. 6 Susunan elektroda konfigurasi Schlumberger (Darsono dkk., 2014)

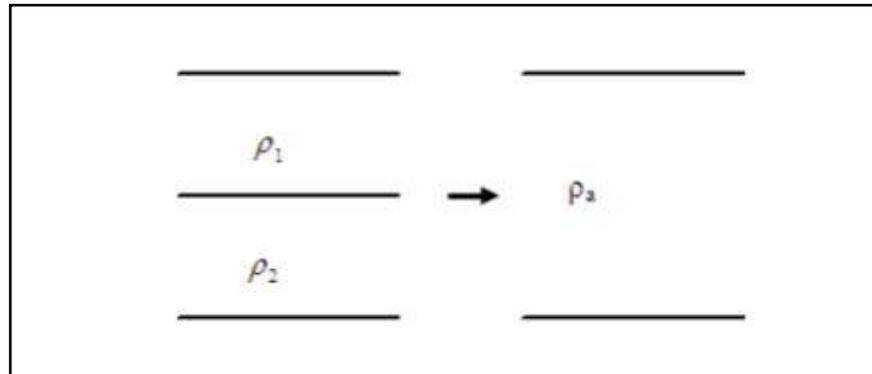
3. Konfigurasi Dipole-Dipole

Penyusunan kedua elektroda arus dan kedua elektroda potensial ditempatkan berpisah sejauh na sedangkan jarak masing-masing elektroda sejauh a . Pengukuran konfigurasi Dipole-dipole dilakukan dengan memindahkan elektroda potensial dan elektroda arus tetap. Kemudian memindahkan elektroda arus pada spasi n selanjutnya diiringi oleh perpindahan elektroda potensial sepanjang lintasan hingga titik terakhir lintasan. Konfigurasi Dipole-dipole memiliki kelebihan dan kekurangan. Kelebihannya adalah penetrasi lebih dalam, sedangkan kekurangannya adalah pembacaan tegangan potensial lebih kecil, terutama ketika jarak elektroda potensial jauh dari elektroda arus. Gambar susunan elektroda konfigurasi Dipole-dipole ditunjukkan pada Gambar 2.7.



Gambar 2. 7 Susunan elektroda konfigurasi Dipole-dipole (Bahri dkk., 2015)

2.3 Teori Inversi Geolistrik



Gambar 2. 8 Konsep resistivitas semu pada medium berlapis (Simpson, 2015)

Untuk kasus yang tidak homogen bumi diasumsikan berlapis-lapis dengan masing-masing lapisan yang berbeda. Resistivitas semu merupakan resistivitas dari suatu medium homogen dengan medium berlapis yang ditinjau. Maksud dari medium homogen adalah dengan asumsi bumi bersifat homogen atau seragam padahal kenyataannya bumi terdiri dari lapisan-lapisan batuan. Sebagai contoh medium berlapis yang ditinjau terdiri dari dua lapis yang mempunyai resistivitas yang berbeda-beda (ρ_1 dan ρ_2) dianggap sebagai medium satu lapis homogen yang mempunyai satu harga resistivitas semu yaitu sebesar (ρ_a). Dengan konduktansi lapisan fiktif sama dengan jumlah konduktansi masing-masing lapisan ($\sigma_a = \sigma_1 + \sigma_2$).

Metode inversi bertujuan untuk memperoleh pemodelan hasil observasi yang pada dasarnya merupakan proses *try* dan *error* dengan melakukan modifikasi pada parameter pemodelan sehingga didapatkan kecocokan antara data perhitungan inversi dan data lapangan (Grandis, 2009). Data yang didapat saat akuisisi merupakan respons keadaan geologi bawah permukaan akibat perbedaan sifat fisis seperti chargeabilitas, resistivitas, densitas dan lain-lain. Sehingga model inversi diharapkan dapat merepresentasikan keadaan geologi bawah permukaan. Pemodelan inversi sering disebut sebagai data *fitting* karena dalam prosesnya dicari parameter model yang menghasilkan respons yang fit dengan data pengamatan.

Kesesuaian antara respons model dengan data pengamatan umumnya dinyatakan oleh suatu fungsi obyektif yang harus diminimumkan. Penyederhanaan masalah semua kesalahan sebagai selisih antara data pengamatan dengan data perhitungan yang dapat dianggap sebagai *noise* atau *error* yang harus diminimumkan. Sumber kesalahan di antaranya adalah kesalahan representasi oleh model (misalnya variasi tahanan jenis terhadap kedalaman), kesalahan alat, kesalahan pengukuran dan sebagainya. Model terbaik atau model optimum diperoleh jika kesalahan tersebut minimum.

Agar model terbaik yang diperoleh berasosiasi dengan kesalahan minimum untuk semua data maka dalam menentukan atau mencari model perhitungan kesalahan harus melibatkan semua data. Hal tersebut diperoleh dengan cara menjumlahkan semua selisih antara data perhitungan dan data pengamatan. Sehingga *error function* ditunjukkan pada Persamaan (2.24) seperti berikut:

$$E = \sum_{i=1}^N (T_i^{cal} - T_i^{obs})^2 \quad (2.24)$$

dimana E merupakan *error function*, kuadrat selisih antara T_i^{cal} dan T_i^{obs} dimaksudkan untuk tidak membedakan selisih positif ($T_i^{cal} > T_i^{obs}$) atau negatif ($T_i^{cal} < T_i^{obs}$).

Keterangan:

T_i^{cal} adalah data kalkulasi dengan formula ditunjukkan pada Persamaan (2.25).

$$T_i^{cal} = a + bz \quad (2.25)$$

dan T_i^{obs} adalah data observasi dengan formula ditunjukkan pada Persamaan (2.26).

$$T_i^{obs} = \rho_a \quad (2.26)$$

Pencarian model optimum atau model terbaik dengan kriteria kesalahan (selisih) kuadrat minimum lebih dikenal dengan metode kuadrat terkecil (*Least Square Method*). Persamaan (2.25) dan Persamaan (2.26) disubstitusikan ke Persamaan (2.24) sehingga didapatkan:

$$E = \sum_{i=1}^N (a + bz_i - \rho_a)^2 \quad (2.27)$$

dimana a , b adalah parameter model. Dalam geofisika parameter model digunakan untuk mengkarakterisasi suatu kondisi geologi bawah permukaan. Parameter model didasarkan pada data yang diamati di permukaan bumi. Istilah model menyatakan representasi kondisi geologi oleh besaran fisis. Besaran fisis yang dipelajari adalah tahanan jenis atau resistivitas batuan. z adalah variable bebas atau kedalaman, $i=1,2,3,..N$ (N merupakan jumlah data), dan ρ_a adalah resistivitas semu.

Fungsi E yang harus diminimumkan sering disebut sebagai *misfit function* atau fungsi objektif. Jika suatu fungsi bernilai minimum maka turunan fungsi tersebut terhadap variabel bebas akan berharga nol (meskipun tidak setiap turunan fungsi berharga nol selalu berkaitan dengan harga minimum fungsi tersebut). Dalam mencari parameter model (a , b) maka turunan fungsi E terhadap a dan b dibuat sama dengan nol sebagaimana Persamaan (2.28) dan Persamaan (2.29).

$$\frac{\partial E}{\partial a} = \frac{\partial}{\partial a} \left(\sum_{i=1}^N (a + bz_i - \rho_a)^2 \right) = 0 \quad (2.28)$$

$$\frac{\partial E}{\partial b} = \frac{\partial}{\partial b} \left(\sum_{i=1}^N (a + bz_i - \rho_a)^2 \right) = 0 \quad (2.29)$$

Hasilnya akan diperoleh berupa harga a dan b . Setelah dilakukan proses inversi menggunakan *Least Square Method* akan menghasilkan harga resistivitas sebenarnya dengan menunjukkan *nilai error (Root Mean Squared Error)*. Nilai *error* bisa dipengaruhi akibat kondisi lingkungan.

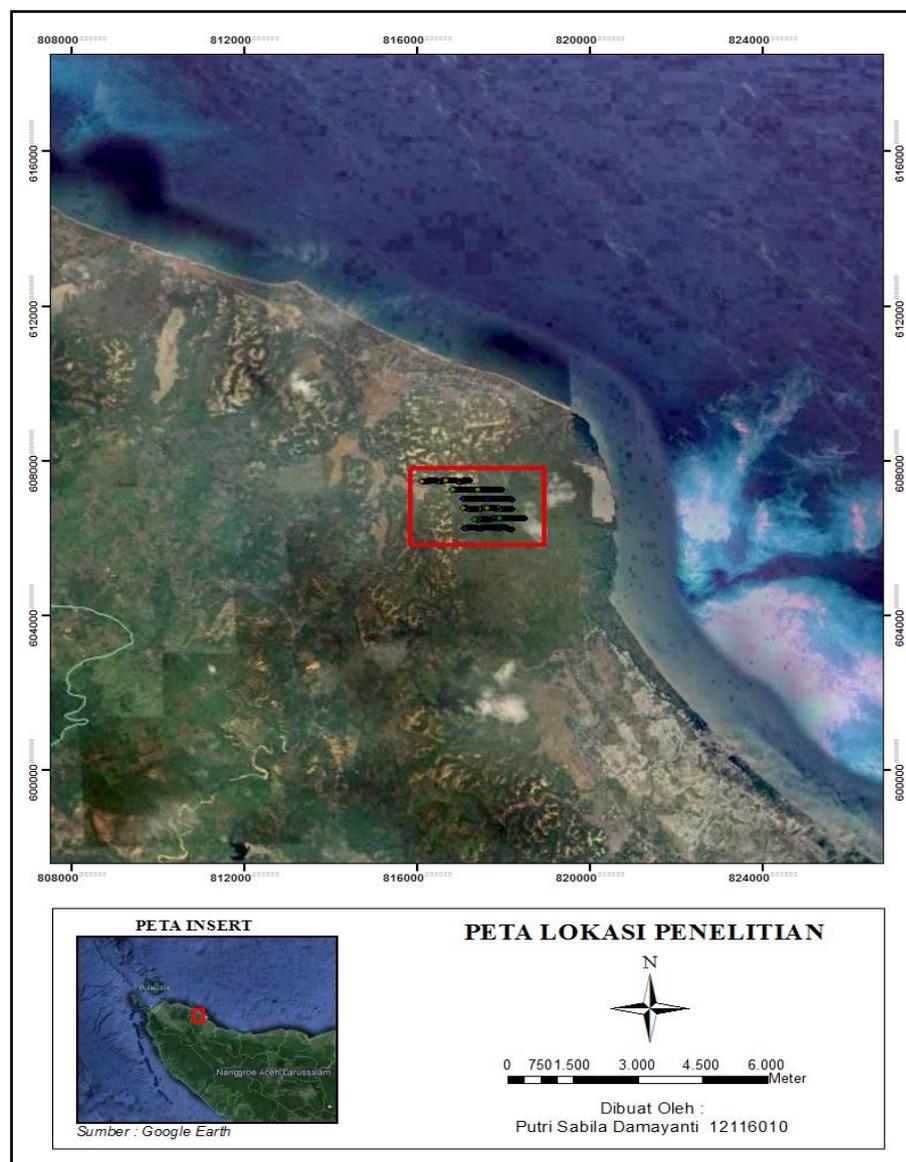
2.4 Tinjauan Geologi

2.4.1 Lokasi Penelitian Tugas Akhir

Lokasi penelitian tugas akhir ditunjukkan pada Gambar 2.9. Penelitian berlokasi di lapangan X di Provinsi Aceh dengan total 6 lintasan, berjarak 2 kilometer dari bibir pantai ke lokasi penelitian, dengan luas area pengukuran 200 hektar. Jarak antar lintasan pada lokasi penelitian ditunjukkan pada Tabel 2.2.

Tabel 2. 2 Jarak antar lintasan penelitian

Lintasan	Jarak (m)
GL15 ke GL18	240
GL18 ke GL21	280
GL21 ke GL28	240
GL24 ke GL27	290
GL27 ke GL30	220



Gambar 2. 9 Lokasi penelitian (Google Earth)

2.4.2 Fisiografi dan Geomorfologi

Luas Provinsi Aceh sekitar 5.677.081 ha. Secara topografi Provinsi Aceh memiliki topografi datar hingga bergunung. Wilayah dengan topografi datar dan landai sekitar 32 persen dari luas wilayah. Wilayah dengan topografi bergunung berada di bagian tengah Aceh yang merupakan gugusan perbukitan barisan. Sedangkan daerah dengan topografi berbukit dan landai terdapat di bagian Utara dan Timur Aceh (Wardani, 2014). Geomorfologi lokasi penelitian merupakan perbukitan yang landai.

Wilayah Aceh terdiri dari pegunungan di bagian tengah dan dataran di sekitarnya, yang terbagi ke dalam lima bentuk fisiografi seperti berikut (Wardani, 2014):

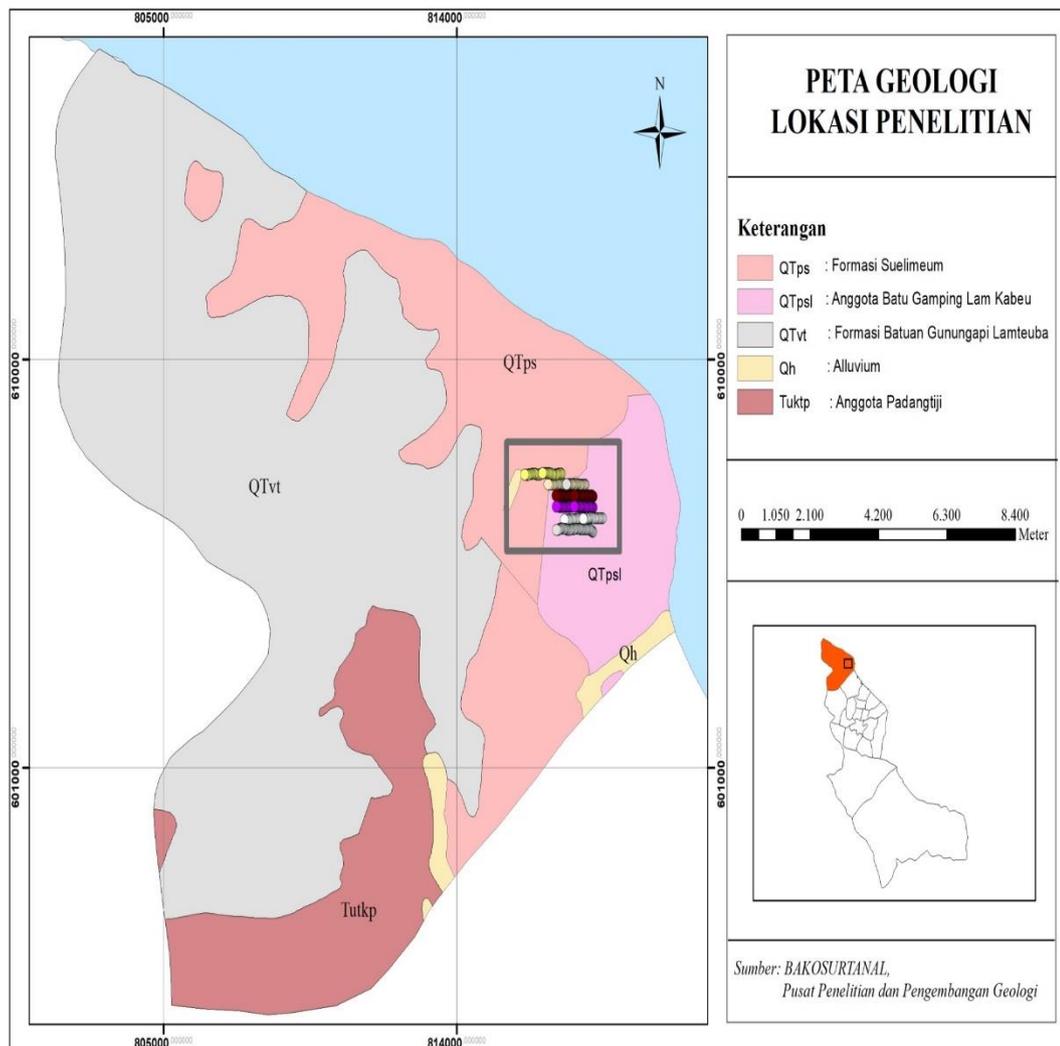
1. Fisiografi struktur blok pegunungan: Didominasi bukit-bukit terjal dan bergelombang.
2. Fisiografi daerah depresi (Graben): Merupakan daerah yang didominasi oleh sedimen.
3. Fisiografi Suok Meulaboh dan Singgkil: Mengindikasikan bahwa kawasan tersebut pernah dilanda tsunami. Daerah ini berpasir dan datar.
4. Perbukitan kaki pegunungan: Merupakan kawasan dengan kemiringan landai.
5. Kompleks gunung api muda: Didominasi produk batuan gunung api dengan kemiringan curam. Secara topografis, 55 persen kawasan Aceh merupakan pegunungan dan perbukitan, yang lainnya berupa dataran.

2.4.3 Peta Geologi Lokasi Penelitian

Formasi batuan ditunjukkan pada Gambar 2.10. Berdasarkan peta geologi, lokasi penelitian dikelompokkan menjadi kelompok batuan seperti berikut:

1. Formasi Suelimeum (QTps), terdiri dari batu pasir tufaan dan gampingan, konglomerat dan batu lumpur.
2. Anggota Batu Gamping Lamkabeu (QTpsl), terdiri dari batu gamping koral.
3. Formasi Batuan Gunung Api Lamteuba (QTvt), terdiri dari batuan gunung api andesit hingga dasit, breksi, tufa, aglomerat.
4. Alluvium (Qh), terdiri dari kerikil, pasir dan lumpur.

5. Anggota Padangtiji (Tutkp), terdiri dari batu pasir gampingan, konglomerat, batu lanau, batu gamping.



Gambar 2. 10 Peta geologi lokasi penelitian (BAKOSURTANAL, 2019)

2.4.4 Struktur dan Tektonik

Aktivitas geologi wilayah Aceh dimulai pada zaman Miosen, yaitu saat diendapkannya batuan yang dikenal dengan Formasi Woyla. Pada zaman tersebut dihasilkan struktur geologi yang berarah Selatan – Utara, yang diikuti permulaan subduksi lempeng India – Australia terhadap lempeng Eurasia pada zaman Yura

Akhir. Pada periode Yura Akhir - Kapur diendapkan satuan batuan vulkanik, di atas satuan tersebut diendapkan batu gamping. Pola tektonik wilayah Aceh dikontrol oleh pola tektonik di Samudra Hindia. Samudra Hindia berada di atas lempeng (*Indian – Australian Plate*) yang bergerak ke Utara dengan kecepatan 6 – 8 cm per tahun. Pergerakan ini menyebabkan lempeng India – Australia bertabrakan dengan lempeng Benua Eropa – Asia (*Eurasian Plate*), tabrakan ini menghasilkan bukit barisan. Aceh merupakan suatu dataran dengan amblesan sejak Pliosen hingga membentuk Graben, dataran yang tersusun oleh batuan sedimen (Wardani, 2014).