

BAB II

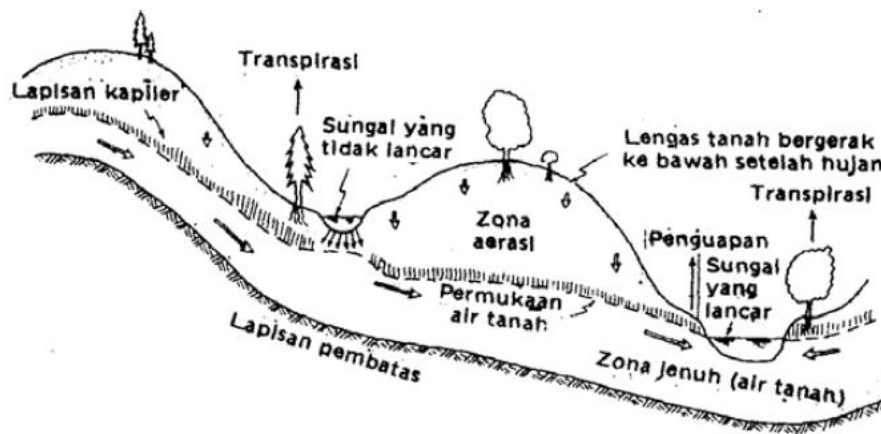
TEORI DASAR

2.1 Air Tanah

Air tanah adalah air yang bergerak dalam tanah yang terdapat di dalam ruang-ruang antara butir-butir tanah yang membentuk itu dan di dalam retak-retak dari batuan. Yang terdahulu disebut air lapisan dan yang terakhir disebut air celah (*fissure water*) (Mori dkk., 1999). Keberadaan air tanah sangat tergantung besarnya curah hujan dan besarnya air yang dapat meresap ke dalam tanah. Faktor lain yang mempengaruhi adalah kondisi litologi (batuan) dan geologi setempat. Kondisi tanah yang berpasir lepas atau batuan yang permeabilitasnya tinggi akan mempermudah infiltrasi air hujan ke dalam formasi batuan. Namun sebaliknya, batuan dengan sementasi kuat dan kompak memiliki kemampuan untuk meresapkan air kecil. Dalam hal ini hampir semua curah hujan akan mengalir sebagai limpasan (*run off*) dan terus ke laut. Faktor lainnya adalah perubahan lahan-lahan terbuka menjadi pemukiman dan industri, serta penebangan hutan tanpa kontrol. Hal tersebut akan sangat mempengaruhi infiltrasi terutama bila terjadi pada daerah resapan (*recharge area*) (Usmar dkk., 2006).

2.1.1 Pergerakan Air Tanah

Air meresap ke dalam tanah dan mengalir mengikuti gaya gravitasi bumi. Akibat adanya gaya adhesi butiran tanah pada zona tidak jenuh air, menyebabkan pori-pori tanah terisi air dan udara dalam jumlah yang berbeda-beda. Setelah hujan, air bergerak ke bawah melalui zona tidak jenuh air (zona aerasi). Sejumlah air beredar di dalam tanah dan ditahan oleh gaya-gaya kapiler pada pori-pori yang kecil atau tarikan molekuler di sekeliling partikel-partikel tanah. Bila kapasitas retensi dari tanah pada zona aerasi telah habis, air akan bergerak kebawah kedalam daerah dimana pori-pori tanah atau batuan terisi air. Air di dalam zona jenuh air ini disebut air tanah (Linsley dkk., 1989).



Gambar 2.1 Pergerakan Air Tanah (Linsley dkk., 1989)

2.1.2 Aliran Air Tanah

Beberapa faktor yang berpengaruh terhadap gerakan air bawah permukaan tanah antara lain adalah (Usmar dkk, 2006):

1. Perbedaan kondisi energi di dalam air tanah itu sendiri
2. Kelulusan lapisan pembawa air (*Permeability*)
3. Keterusan (*Transmissibility*)
4. Kekentalan (*viscosity*) air tanah

Air tanah memerlukan energi untuk dapat bergerak mengalir melalui ruang antar butir. Tenaga penggerak ini bersumber dari energi potensial. Energi potensial air tanah dicerminkan dari tinggi muka airnya (*pizometric*) pada tempat yang bersangkutan. Air tanah mengalir dari titik dengan energi potensial tinggi ke arah titik dengan energi potensial rendah. Antara titik-titik dengan energi potensial sama tidak terdapat pengaliran air tanah (Usmar dkk, 2006).

2.2 Metode Resistivitas

Metode geolistrik adalah suatu teknik investigasi dari permukaan tanah untuk mengetahui lapisan-lapisan batuan atau material berdasarkan pada prinsip bahwa lapisan batuan atau masing-masing material mempunyai nilai resistivitas atau

hambatan jenis yang berbeda-beda. Tujuan dari survei geolistrik adalah untuk menentukan distribusi nilai resistivitas dari pengukuran yang dilakukan di permukaan tanah (Telford dkk, 1990).

Metode resistivitas merupakan salah satu dari kelompok metode geolistrik yang digunakan untuk mempelajari keadaan bawah permukaan dengan cara mempelajari sifat aliran listrik di dalam batuan di bawah permukaan bumi. Adapun yang dipelajari mencakup pendeteksian besaran medan potensial dan medan elektromagnetik yang diakibatkan oleh aliran arus listrik. Metode ini dilakukan dengan mengalirkan arus listrik searah ke dalam bumi melalui elektroda arus, selanjutnya distribusi medan potensial diukur dengan elektroda potensial. Variasi nilai tahanan jenis dihitung berdasarkan besar arus dan potensial yang terukur (Telford dkk, 1990).

Berdasarkan teknik pengukuran geolistrik, dikenal dua teknik pengukuran yaitu metode geolistrik resistivitas *mapping* dan *sounding (drilling)*. Metode geolistrik resistivitas *mapping* merupakan metode resistivitas yang bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas lapisan bawah permukaan secara horisontal. Oleh karena itu, pada metode ini digunakan jarak spasi elektroda yang tetap untuk semua titik *sounding* (titik amat) di permukaan bumi. Metode geolistrik resistivitas *sounding* bertujuan untuk mempelajari variasi resistivitas batuan di bawah permukaan bumi secara vertikal. Pada metode ini, pengukuran pada suatu titik *sounding* dilakukan dengan jalan mengubah-ubah jarak elektroda. Perubahan jarak elektroda dilakukan dari jarak elektroda kecil kemudian membesar secara gradual. Jarak elektroda ini sebanding dengan kedalaman lapisan batuan yang terdeteksi. Semakin besar jarak elektroda, semakin dalam lapisan batuan yang terdeteksi. Pada pengukuran di lapangan, pembesaran jarak elektroda dapat dilakukan jika menggunakan alat geolistrik yang memadai. Dalam hal ini alat tersebut harus dapat menghasilkan arus yang besar atau arus yang cukup sensitif dalam mendeteksi beda potensial yang kecil di dalam bumi. Oleh karena itu, alat geolistrik yang baik adalah alat yang dapat menghasilkan arus listrik cukup besar dan mempunyai sensitivitas tinggi (Telford dkk, 1990).

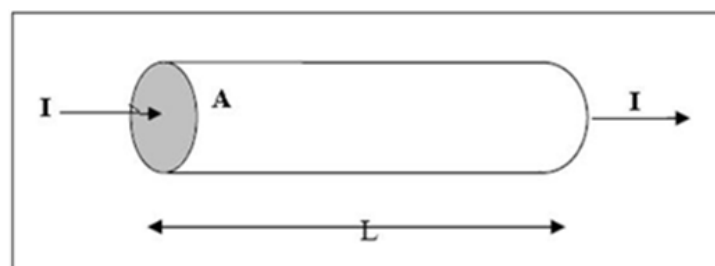
2.2.1 Sifat Listrik Batuan

Resistivitas adalah karakteristik batuan yang menunjukkan kemampuan batuan tersebut untuk menghantarkan arus listrik. Aliran arus listrik dalam batuan dan mineral dapat digolongkan menjadi 3 macam, yaitu konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik, dan konduksi secara dielektrik (Telford dkk, 1990).

a. 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 dilewatinya. Salah satu sifat atau karakteristik batuan tersebut adalah resistivitas (tahanan jenis) yang menunjukkan kemampuan bahan untuk menghantarkan arus listrik. Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya. Resistivitas mempunyai pengertian yang berbeda dengan resistansi (hambatan), dimana resistansi tidak hanya tergantung pada bahan tetapi juga bergantung pada faktor geometri atau bentuk bahan tersebut. Sedangkan resistivitas hanya bergantung pada faktor geometri.

Jika ditinjau sebuah silinder dengan panjang L , luas penampang A dan resistansi R seperti gambar 2.2:



Gambar 2.2 Silinder Konduktor (Telford dkk, 1990).

maka dapat dirumuskan:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.1)$$

Dimana ρ adalah resistivitas (Ωm), L adalah panjang silinder konduktor (m), A adalah luas penampang silinder konduktor (m^2), dan R adalah resistansi (Ω). Sedangkan menurut hukum *Ohm*, resistansi R dirumuskan:

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

Dimana R adalah resistansi (*ohm*), V adalah beda potensial (*volt*), I adalah kuat arus (*ampere*). Dari kedua rumus tersebut didapatkan nilai resistivitas (ρ) sebesar:

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

Banyak orang sering menggunakan sifat konduktivitas (σ) batuan yang merupakan kebalikan dari resistivitas (ρ) dengan satuan *ohm/m*.

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{IL}{VA} = \left(\frac{I}{A}\right) \left(\frac{L}{V}\right) = \frac{J}{E} \quad (2.4)$$

Dimana J adalah rapat arus (*ampere/m²*) dan E adalah medan listrik (*volt/m*) (Lowrie, 2007).

b. Konduksi Secara Elektrolit

Sebagian besar batuan merupakan konduktor yang buruk dan memiliki resistivitas yang sangat tinggi. Namun pada kenyataannya batuan biasanya bersifat porus dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Akibatnya batuan-batuan tersebut menjadi konduktor elektrolitik, dimana 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.

Menurut rumus Archie:

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

Dimana ρ_e adalah resistivitas batuan, a_{ϕ} adalah porositas, S adalah fraksi pori-pori yang berisi air dan ρ_w adalah resistivitas air. Sedangkan a , m dan n adalah konstanta, untuk nilai m disebut faktor sementasi. Untuk nilai n yang sama, Schlumberger menyarankan $n = 2$.

c. Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi ini terjadi jika batuan atau mineral bersifat dielektrik terhadap aliran arus listrik, artinya batuan atau mineral tersebut mempunyai elektron bebas sedikit, bahkan tidak ada sama sekali. Elektron dalam batuan berpindah dan berkumpul terpisah dalam inti karena adanya pengaruh medan listrik di luar, sehingga terjadi polarisasi.

Berdasarkan harga resistivitas listriknya, batuan/mineral digolongkan menjadi tiga yaitu:

1. Konduktor baik : $10^{-8} < \rho < 1$ ohm meter
2. Konduktor pertengahan : $1 < \rho < 10^7$ ohm meter
3. Isolator : $\rho < 10^7$ ohm meter

Tabel 2.1 Tabel Variasi Resistivitas Batuan (Telford, 1990)

Material-material	Resistivitas (Ωm)	Material-material	Resistivitas (Ωm)
<i>Pyrite</i> (Pirit)	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^2$	<i>Shales</i> (Serpih)	$2 \times 10^1 - 2 \times 10^3$
<i>Quartz</i> (Kwarsa)	$5 \times 10^2 - 8 \times 10^5$	<i>Sand</i> (Pasir)	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^3$
<i>Calcite</i> (Kalsit)	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$	<i>Clay</i> (Lempung)	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^2$
<i>Rock salt</i> (Garam batu)	$3 \times 10^1 - 1 \times 10^{13}$	<i>Groundwater</i> (Air tanah)	$5 \times 10^{-1} - 3 \times 10^2$
<i>Granite</i> (Granit)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Sea water</i> (Air asin)	2×10^{-1}
<i>Andesite</i> (Andesit)	$1.7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$	<i>Magnetite</i> (Magnetit)	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^3$
<i>Basalt</i> (Basal)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Drygravel</i> (Kerikil Kering)	$6 \times 10^2 - 1 \times 10^4$
<i>Limestones</i> (Gamping)	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Alluvium</i> (Aluvium)	$1 \times 10^1 - 8 \times 10^1$
<i>Sandstones</i> (Batu pasir)	$2 \times 10^2 - 8 \times 10^3$	<i>Gravel</i> (Kerikil)	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$
Breksi	$75 \times 10^{-1} - 2 \times 10^2$	<i>Silt</i> (Lanau)	$1 \times 10^1 - 2 \times 10^2$
<i>Marls</i> (Batu lumpur)	$3 \times 10^0 - 7 \times 10^1$	Tufa Vulkanik	$2 \times 10^1 - 1 \times 10^2$
Konglomerat	$2 \times 10^3 - 1 \times 10^4$	Lava	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^4$

Tabel 2.2 Tabel Resistivitas Batuan dan Biji Mineral (Milsom, 2003)

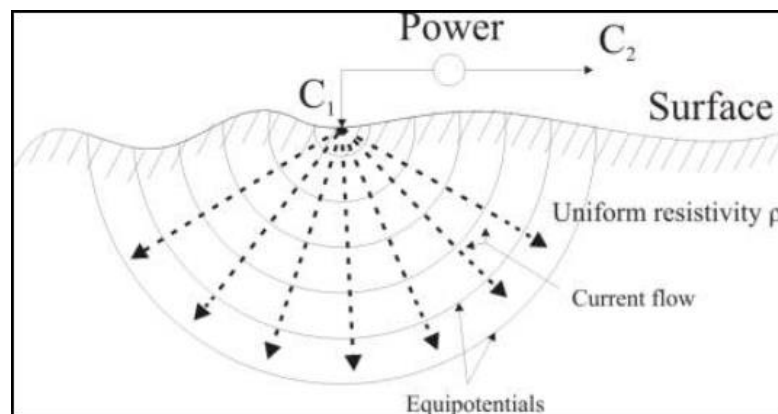
Material-material	Resistivitas (Ωm)	Material-material	Resistivitas (Ωm)
<i>Topsoil</i>	$5 \times 10^1 - 1 \times 10^2$	<i>Graphitic schist</i>	$1 \times 10^1 - 5 \times 10^2$
<i>Loose sand</i>	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$	<i>Slates</i> (Batu tulis)	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^5$
<i>Gravel</i>	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$	<i>Quartzite</i> (Kwarsit)	$5 \times 10^2 - 8 \times 10^5$
<i>Clay</i> (Lempung)	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^2$	<i>Pyrite</i> (Pirit)	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^2$
<i>Weathered bedrock</i>	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^3$	<i>Pyrrhotite</i>	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-2}$
<i>Sandstones</i> (Batu pasir)	$2 \times 10^2 - 8 \times 10^3$	<i>Chalcopyrite</i>	$5 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-1}$
<i>Limestones</i> (Gamping)	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^4$	Galena	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^2$
<i>Greenstones</i>	$5 \times 10^2 - 2 \times 10^5$	<i>Sphalerite</i>	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^6$
<i>Gabbro</i>	$1 \times 10^2 - 5 \times 10^5$	Magnetit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^3$
<i>Granite</i> (Granit)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Cassiterite</i>	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^4$
<i>Basalt</i> (Basal)	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Hematit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^6$

2.2.2 Aliran Listrik di dalam Bumi

Saat memasukkan dua arus pada elektroda seperti pada gambar 2.3 dan 2.4. Potensial yang dekat pada titik permukaan akan dipengaruhi oleh kedua arus elektroda tersebut. C_1 dan C_2 merupakan elektroda arus yang akan menginjeksikan arus ke bawah permukaan bumi. Perbedaan nilai potensial yang dihasilkan akan ditangkap oleh P_1 dan P_2 yang merupakan elektroda potensial.

a. Titik Arus Tunggal di Permukaan

Metode pendekatan yang paling sederhana dalam mempelajari secara teoritis tentang aliran arus listrik di dalam bumi adalah bumi dianggap homogen dan isotropis. Jika sebuah elektroda tunggal yang dialiri arus listrik diinjeksikan pada permukaan bumi yang homogen isotropis, maka akan terjadi aliran arus yang menyebar dalam tanah secara radial. Apabila udara di atasnya memiliki konduktivitas nol, maka garis potensialnya akan berbentuk setengah bola dapat dilihat pada gambar 2.3.



Gambar 2.3 Titik Arus Tunggal di Permukaan (Telford dkk, 1990).

Aliran arus yang keluar dari titik sumber membentuk medan potensial dengan kontur ekuiptensial berbentuk permukaan setengah bola di bawah permukaan. Dalam hal ini, arus mengalir melalui permukaan setengah bola maka arus yang mengalir melewati permukaan 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 = rapat arus listrik = $-\sigma \frac{dv}{dr}$

Untuk konstanta integrasi A dalam setengah bola yaitu:

$$A = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (2.7)$$

Sehingg diperoleh:

$$V = -\frac{A}{r} = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right) \frac{1}{r} \quad (2.8)$$

Dimana ΔV = beda potensial, I = kuat arus yang dilalui oleh bahan (*ampere*). Maka nilai resistivitas listrik yang diberikan oleh medium adalah:

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (2.9)$$

Persamaan (2.8) merupakan persamaan ekuipotensial permukaan setengah bola yang tertanam di bawah permukaan tanah (Telford, 1990).

b. Dua Titik Arus di Permukaan

Dua elektroda untuk mengalirkan arus C_1 dan C_2 kemudian beda potensial diukur pada 2 titik dengan dua elektroda potensial P_1 dan P_2 . Apabila terdapat elektroda arus C_1 yang terletak pada permukaan suatu medium homogen, terangkai dengan elektroda arus C_2 dan diantaranya ada dua elektroda potensial P_1 dan P_2 yang dibuat dengan jarak tertentu diperlihatkan pada gambar 2.4, maka potensial yang berada di dekat titik elektroda tersebut bisa dipengaruhi oleh kedua elektroda arus.

Oleh karena itu potensial P_1 yang disebabkan arus di C_1 adalah:

$$V_1 = -\frac{A_1}{r_1} \quad (2.10)$$

Dimana:

$$A_1 = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (2.11)$$

Karena arus pada kedua elektroda adalah sama dan arahnya berlawanan, maka potensial P_1 yang disebabkan arus di C_2 adalah:

$$V_2 = -\frac{A_2}{r_2} \quad (2.12)$$

Dimana:

$$A_2 = -A_1 = \frac{I\rho}{2\pi} \quad (2.13)$$

Karena arus pada dua elektroda besarnya sama dan berlawanan arah sehingga diperoleh potensial total di P_1 :

$$V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.14)$$

Dengan cara yang sama diperoleh potensial total di P_2 yaitu:

$$V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (2.15)$$

Sehingga dapat diperoleh beda potensial antara titik P_1 dan P_2 yaitu:

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

Dengan: ΔV = beda potensial antara P_1 dan P_2

I = kuat arus (A)

ρ = resistivitas (Ωm)

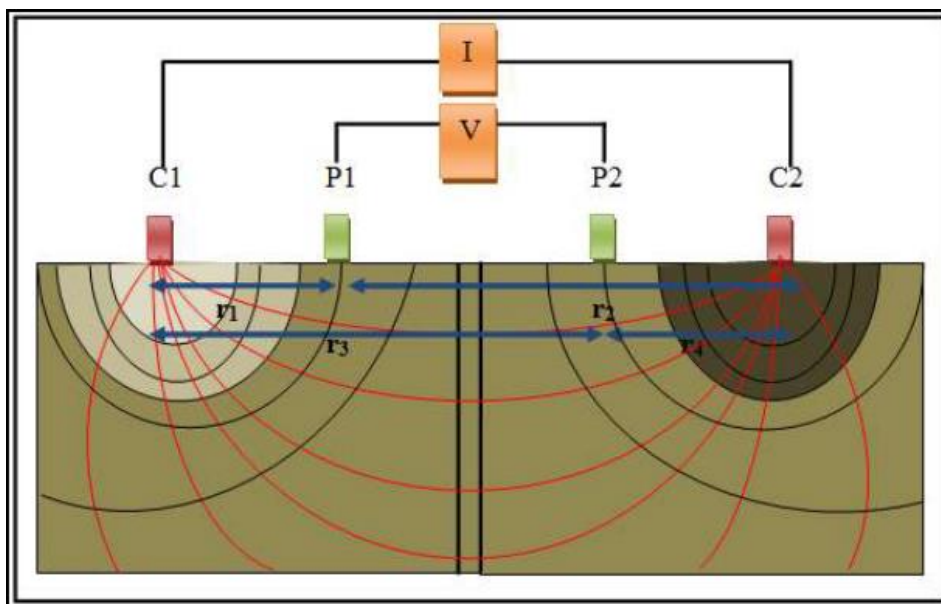
r_1 = jarak $C1$ ke $P1$ (m)

r_2 = jarak $C2$ ke $P1$ (m)

r_3 = jarak $C1$ ke $P2$ (m)

r_4 = jarak $C2$ ke $P2$ (m)

Susunan keempat elektroda tersebut merupakan susunan elektroda yang biasanya dalam metode geolistrik resistivitas. Pada konfigurasi ini garis-garis aliran arus dan ekuipotensial diubah oleh jarak kedua elektroda arus. Perubahan dari garis-garis ekuipotensial yang melingkar lebih jelas pada daerah antara dua elektroda arus sebagaimana ditunjukkan pada gambar 2.4.



Gambar 2.4 Dua Titik Arus di Permukaan (Loke dan Barker, 1996).

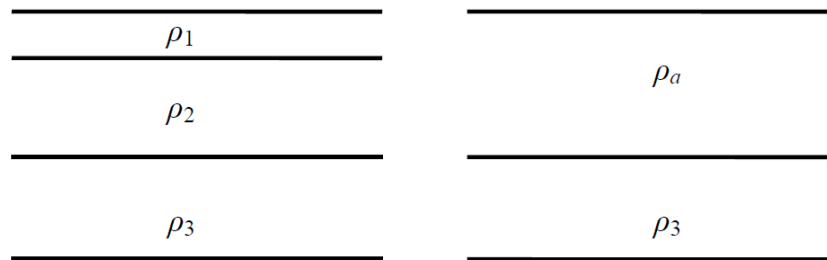
2.2.3 Konsep Resistivitas Semu

Metode ini diasumsikan bahwa bumi mempunyai sifat homogen isotropis. Dengan asumsi ini, resistivitas yang terukur merupakan resistivitas sebenarnya dan tidak tergantung atas spasi elektroda. Pada kenyataannya, bumi terdiri atas

lapisan-lapisan dengan ρ yang berbeda-beda sehingga potensial yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut. Maka harga resistivitas yang terukur bukan merupakan harga resistivitas untuk satu lapisan saja, hal ini terutama untuk spasi elektroda yang lebar.

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

Dengan ρ_a merupakan resistivitas semu yang bergantung pada spasi elektroda. Dan sebaliknya untuk kasus tak homogen, bumi diasumsikan berlapis-lapis dengan masing-masing lapisan mempunyai harga resistivitas yang berbeda. Resistivitas semu merupakan resistivitas dari suatu medium fiktif homogen yang ekuivalen dengan medium berlapis yang ditinjau. Sebagai contoh medium berlapis yang ditinjau misalnya terdiri dari dua lapis yang mempunyai resistivitas yang berbeda (ρ_1 dan ρ_2) dianggap sebagai medium satu lapis homogen yang mempunyai satu harga resistivitas yaitu resistivitas semu ρ_a , dengan konduktansi lapisan fiktif sama dengan jumlah konduktansi masing-masing lapisan $\sigma_f = \sigma_1 + \sigma_2$ (Adhi, 2007 dalam Rahmawati, 2009).

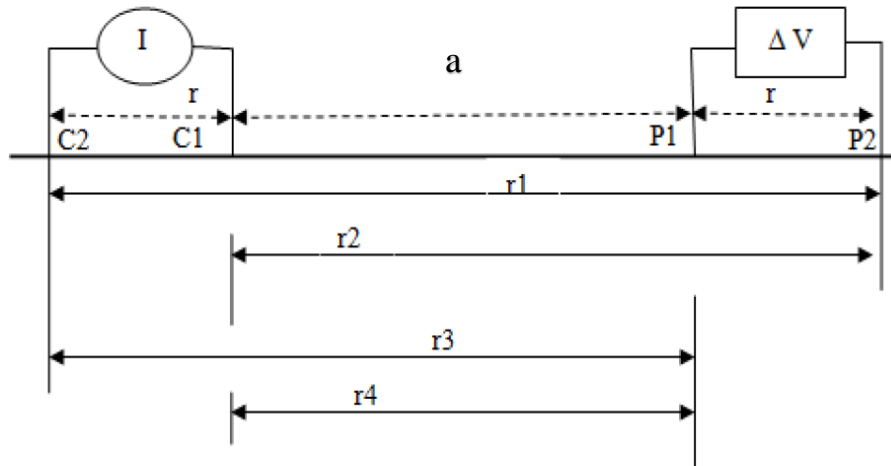


Gambar 2.5 Medium Berlapis dengan Variasi Resistivitas

2.2.4 Konfigurasi Dipole-dipole

Konfigurasi dipole-dipole (*dipole-dipole array*) merupakan konfigurasi yang umum digunakan dalam penggunaan metode geofisika yang memanfaatkan sifat kelistrikan dari suatu medium. Elektroda arus C_1 dan C_2 diletakkan dengan jarak a , dan elektroda potensial P_1 dan P_2 juga dengan jarak a diletakkan diluar elektroda arus dalam satu garis survei. Jarak antara C_2 dengan P_1 sebesar na ,

dimana $n = 1, 2, 3$, dan seterusnya yang ditunjukkan pada gambar 2.6. Keunggulan dari konfigurasi dipole-dipole dibandingkan dengan konfigurasi lainnya adalah konfigurasi dipole-dipole relatif membutuhkan kabel yang lebih pendek dari pada konfigurasi lain. Hal ini disebabkan karena jarak antar dua elektroda arus (jarak C_1 ke C_2) dan dua elektroda potensial (jarak P_1 ke P_2) selalu konstan sebesar a dan hanya jarak antara elektroda potensial dan elektroda arus (jarak C_2 ke P_1) yang berubah-ubah sesuai variasi n . (Telford dkk, 1990).



Gambar 2.6 Konfigurasi Dipole-dipole (Telford dkk, 1990).

Adapun persamaan faktor geometri yang diperoleh dari konfigurasi ini adalah:

$$R_1 = na + 2a = a(n + 2) \quad (2.18)$$

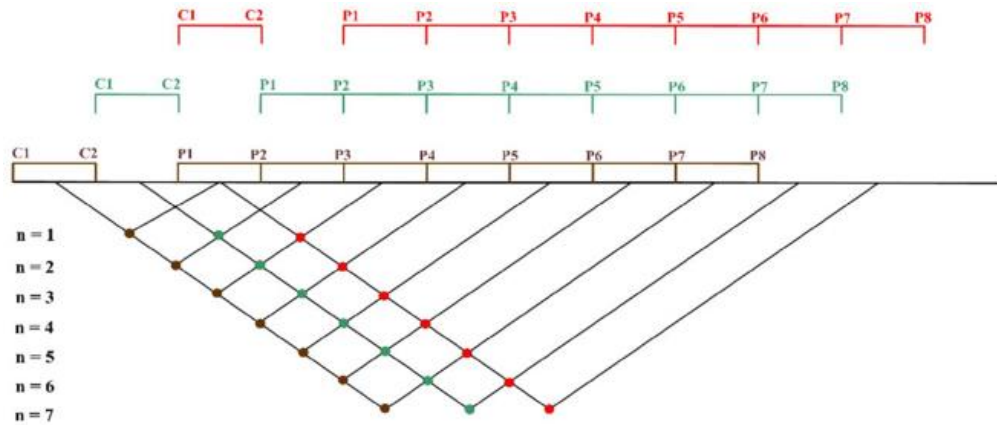
$$R_2 = na + a = a(n + 1) \quad (2.19)$$

$$R_3 = na + a = a(n + 1) \quad (2.20)$$

$$R_4 = na = an \quad (2.21)$$

$$K = 2\pi \left\{ \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) - \left(\frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \right\}^{-1} \quad (2.22)$$

$$K = \pi a(n + 2)(n + 1)n \quad (2.23)$$



Gambar 2.7 Perpindahan Elektoda Konfigurasi Dipole-dipole

2.3 Pemodelan Data

2.3.1 Teori Inversi

Inversi merupakan suatu metode matematika dan statistika untuk mendapatkan informasi fisika berdasarkan observasi yang kita lakukan terhadap suatu sistem. Inversi bertujuan memperoleh pemodelan hasil observasi yang pada dasarnya merupakan proses *try and error* dengan melakukan modifikasi pada parameter pemodelan sehingga didapatkan kecocokan antara data perhitungan inversi dan data lapangan (Grandis, 2009). Data lapangan yang didapat saat akuisisi merupakan respon 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. Secara umum, pemodelan mencakup beberapa aspek berikut:

a. Representasi

Representasi menjelaskan hubungan antara parameter hasil observasi suatu sistem dengan parameter yang mengkarakterisasi sistem tersebut atau dapat juga diartikan sebagai penyederhanaan keadaan bawah permukaan sebenarnya melalui sebuah model.

b. Pengukuran

Untuk mengetahui apakah parameter model sudah sesuai dengan kenyataan, maka harus dilakukan pengukuran data terlebih dahulu. Data merupakan respon sistem yang sebenarnya.

c. Estimasi

Proses inversi dapat memberikan lebih dari satu model. Untuk memperkirakan model yang didapat sudah cukup representatif terhadap keadaan bawah permukaan, parameter model dapat disesuaikan berdasarkan data pendukung yang ada seperti data geologi permukaan.

d. Validasi

Validasi dilakukan untuk mengkonfirmasi model hasil proses inversi dapat menjelaskan data hasil observasi. Jika belum ditemukan kesesuaian antara data observasi dan data prediksi (berdasarkan representasi fisika dan parameter model yang diperkirakan) maka perlu dilakukan modifikasi pada model parameter.

Model inversi dapat dimodifikasi secara iterasi sehingga respon model menyerupai hasil pengukuran. Data terukur dapat ditulis dalam vektor kolom y sebagai berikut:

$$y = (y_1, y_2, y_3, \dots, y_i) \quad (2.24)$$

dimana i merupakan jumlah data atau banyaknya pengukuran yang dilakukan. Sedangkan respon model f dapat ditulis sebagai persamaan berikut:

$$f = (f_1, f_2, f_3, \dots, f_i) \quad (2.25)$$

Pada data resistivitas, biasanya menggunakan logaritma dari nilai *true resistivity* untuk hasil pengukuran respon model dan parameter model. Dimana parameter model dapat diwakili oleh vektor q sebagai mana pada persamaan berikut:

$$q = (q_1, q_2, q_3, \dots, q_n) \quad (2.26)$$

dimana n merupakan banyaknya parameter model. Hasil pengukuran dan respon model memiliki perbedaan yang dapat dinyatakan dalam vektor g sebagai berikut:

$$g = y - f \quad (2.27)$$

Metode *least square* memodifikasi model awal untuk memperkecil kesalahan jumlah kuadrat (E) dari beda antara respon model dan hasil pengukuran. E dapat dirumuskan sebagai:

$$E = g^t g \quad (2.28)$$

Dengan menggunakan persamaan *Gauss-Newton*, kesalahan E dapat dikurangi sehingga mendapatkan parameter model berbeda.

$$J^T J \Delta_{q1} = J^T g \quad (2.29)$$

dimana q_1 merupakan vektor perubahan parameter model dan J merupakan *Matriks Jacobian*. *Matriks Jacobian* diperoleh pada persamaan berikut :

$$J = \frac{\partial f}{\partial q} \quad (2.30)$$

Setelah mengetahui vektor perubahan parameter model maka model baru diperoleh dengan:

$$q_{k+1} = q_k + \Delta_{qk} \quad (2.31)$$

Pada keadaan tertentu, matriks $J^T J$ menjadi matriks tunggal dan persamaan *least square* tidak memiliki penyelesaian pada q . Hal tersebut terjadi karena model awal yang buruk dan berbeda dari model optimal yang digunakan. Vektor perubahan yang diketahui dari persamaan ($J^T J q_1$) terkadang bernilai terlalu besar sehingga model baru yang didapatkan menjadi tidak realistis. Untuk menghindari permasalahan seperti ini, digunakanlah modifikasi *Marquardt-Levenberg* pada persamaan *Gauss-Newton* sebagaimana dijelaskan pada persamaan berikut ini:

$$(J^T J + \lambda I) \Delta_{qk} = J^T g \quad (2.32)$$

dimana I merupakan matrik identitas dan λ adalah faktor redaman.