

BAB II

TEORI DASAR

2.1 Metode Geolistrik

Metode Geolistrik merupakan suatu metode Geofisika yang dapat mendeskripsikan lapisan bawah permukaan bumi berdasarkan nilai resistivitas dari litologi batuan tersebut (Edge, 1931). Pada metode Geolistrik Resistivitas, arus listrik dialirkan ke dalam bumi melalui dua elektroda arus, kemudian respon dari batuan berupa potensial akan diterima oleh dua elektroda potensial. Dengan adanya aliran arus listrik pada batuan akan menimbulkan resistivitas pada batuan tersebut. Dimana resistivitas akan didapat pada perhitungan matematis dari beda potensial yang dihasilkan dibagi dengan jumlah arus yang dialirkan. Dalam metode Geolistrik mempunyai banyak macam, termasuk di dalamnya; metode Potensial Diri, Arus *Telluric*, *Magnetotelluric*, Elektromagnetik, Induksi *Polarization*, metode Resistivitas dan lain-lain. Metode Geolistrik yang digunakan dalam penelitian ini adalah metode Geolistrik Resistivitas.

Pada metode Geolistrik Resistivitas terdapat tiga jenis metode pengukuran, yaitu metode Geolistrik *Sounding*, metode Geolistrik *Mapping* dan metode Geolistrik *Imaging*. Metode Geolistrik *Sounding* merupakan pengukuran Geolistrik secara kedalaman pada suatu titik pengukuran. Metode Geolistrik *Mapping* merupakan pengukuran Geolistrik secara horizontal biasanya digunakan untuk memetakan suatu lapisan yang sudah terdeteksi keberadaannya. Metode Geolistrik *Imaging* atau *Electrical Resistivity Tomography* (ERT) ini merupakan pengukuran nilai resistivitas bawah permukaan secara vertikal dan horizontal.

2.1.1 Sifat Kelistrikan Batuan

Batuan adalah mineral yang mempunyai daya hantar listrik dan harga resistivitas tertentu. Batuan yang sama belum tentu mempunyai resistivitas yang sama. Sebaliknya harga resistivitas yang sama bisa dimiliki oleh batuan berbeda. Perbedaan ini terjadi karena nilai resistivitas batuan memiliki rentang nilai yang bisa saling tumpang tindih.

Sifat kelistrikan batuan merupakan karakteristik dari batuan bila dialirkan arus listrik ke dalamnya. Arus listrik ini dapat berasal dari alam itu sendiri akibat terjadinya ketidak seimbangan ataupun arus listrik yang sengaja dimasukkan ke dalam batuan tersebut. Menurut Telford, dkk., (1990) ada tiga macam aliran arus listrik di dalam batuan dan mineral yaitu:

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. Arus listrik ini dipengaruhi oleh sifat atau karakteristik masing-masing batuan yang dilewatinya. Salah satu sifat atau karakteristik batuan adalah resistivitas (tahanan jenis). Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut menghantarkan listrik. Begitu pula sebaliknya apabila nilai resistivitasnya rendah maka akan semakin mudah bahan tersebut menghantarkan arus listrik.

2. Konduksi Secara Elektrolitik

Batuan biasanya bersifat porous dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Batuan-batuan tersebut menjadi konduktor elektrolitik, dimana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Konduktivitas dan resistivitas batuan porous bergantung pada volume dan susunan porinya. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak, sebaliknya resistivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan berkurang.

Menurut persamaan Archie:

$$\rho_e = a\phi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad (2.1)$$

ρ_e adalah resistivitas batuan (Ωm), \emptyset adalah porositas, S adalah fraksi pori-pori yang berisi air dan ρ_w adalah resistivitas air (Ωm), sedangkan a , m , dan n adalah konstanta. m disebut juga faktor sementasi.

3. Konduksi Secara Dielektrik

Konduksi ini terjadi pada batuan yang mempunyai elektron bebas sedikit bahkan tidak ada sama sekali. Karena adanya pengaruh medan listrik dari luar, maka elektron-elektron dalam atom batuan dipaksa berpindah dan berkumpul terpisah dengan intinya, sehingga terjadi polarisasi. Peristiwa ini sangat bergantung pada konstanta dielektrik batuan yang bersangkutan (Hendrajaya dan Arif, 1990).

2.1.2 Potensial dalam Medium Homogen Isotropik

Resistivitas dapat didefinisikan sebagai penampang konduktor dengan panjang dan luas tertentu (Gambar 2.1). Jika tahanan jenis dari penampang konduktor yang mempunyai panjang L , luas penampang A dan hambatan R , maka dapat dirumuskan:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.2)$$

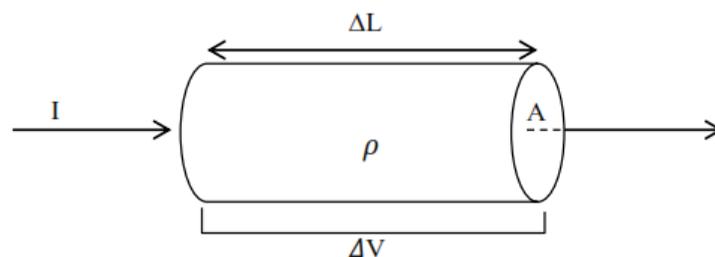
Keterangan:

R = hambatan (Ωm)

ρ = resistivitas semu (Ωm)

L = panjang (m)

A = luas (m^2)



Gambar 2.1 Silinder konduktor (Edge, 1931)

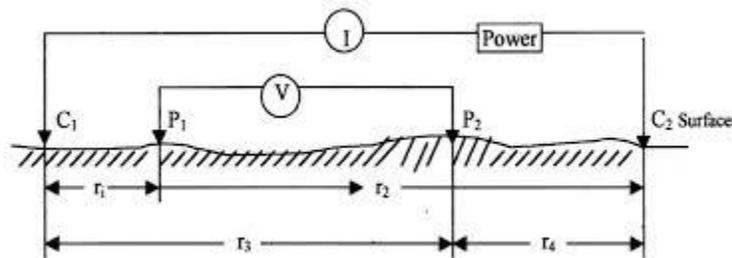
Jika hambatan R dialiri arus I dari kedua ujung silinder dan akan diukur beda potensial ΔV pada kedua ujung penampang konduktor tersebut, diperoleh hukum Ohm yang dinyatakan sebagai berikut:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (2.3)$$

Satuan tahanan jenis dalam SI adalah Ωm . Sifat merambat arus listrik lebih banyak memanfaatkan sifat daya hantar jenis listrik yang berbanding terbalik dengan tahanan jenis.

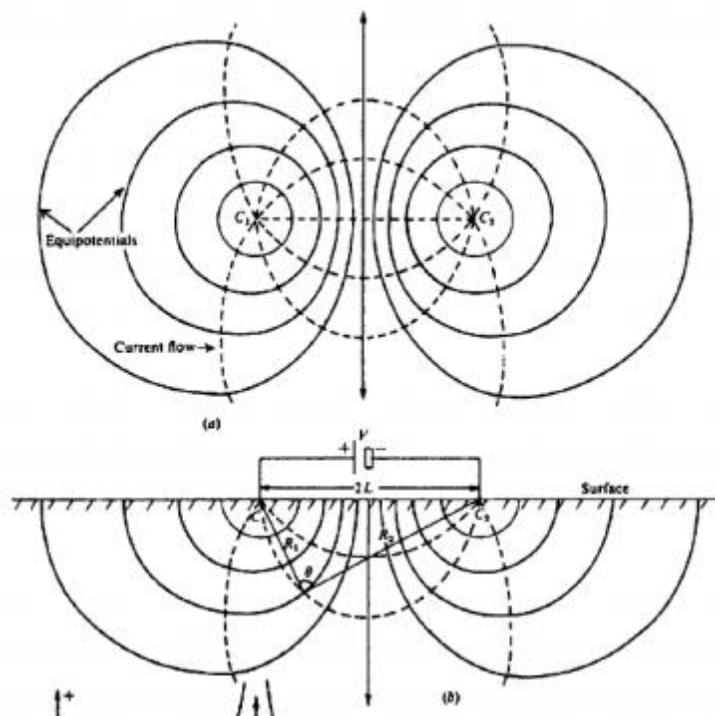
2.1.3 Dua Pasang Elektroda di Permukaan Bumi

Dua elektroda arus dipasang di permukaan bumi dengan jarak tertentu, sedangkan dua elektroda potensial dipasang diantara elektroda potensial (Gambar 2.2). Potensial pada setiap titik pengukuran dipengaruhi oleh kedua elektroda arus (Edge, 1931).



Gambar 2.2 Dua elektroda arus dan dua elektroda potensial di permukaan bumi yang homogen (Edge, 1931)

Perubahan potensial sangat drastis pada daerah dekat sumber arus. Dimana gradien yang berada di luar C_1 dan C_2 yang menjauh dari linier memiliki gradien potensial yang besar, sedangkan pada daerah C_1 dan C_2 gradien potensial kecil dan mendekati linier. Karena itu pengukuran potensial paling baik dilakukan pada daerah antara C_1 dan C_2 yang memiliki gradien potensial linier. Untuk menentukan perbedaan potensial antara dua titik yang ditimbulkan oleh sumber arus listrik C_1 dan C_2 , maka dua elektroda potensial misalnya P_1 dan P_2 ditempatkan di dekat sumber seperti yang diilustrasikan oleh Gambar 2.3 (Edge, 1931).



Gambar 2.3 Distorsi garis ekuipotensial dan garis aliran arus pada dua titik sumber arus. (a) penampang dilihat dari atas; (b) penampang vertikal di permukaan tanah (Edge, 1931).

Potensial di titik P1 yang ditimbulkan arus C1 dan C2 pada Gambar 2.3 adalah (Edge, 1931):

$$V_1 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.4)$$

Dan potensial yang timbul di P2 adalah

$$V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (2.5)$$

Sehingga beda potensial antara P1 dan P2 adalah

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\} \quad (2.6)$$

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \left(\frac{1}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \right) \quad (2.7)$$

Dimana r_1 merupakan jarak C_1 dengan P_2 , r_2 merupakan jarak P_1 dan C_2 , r_3 merupakan jarak C_1 dan P_2 , dan r_4 merupakan jarak P_2 dan C_2 , semuanya memiliki satuan meter, seperti pada Gambar 2.3.

2.1.4 Resistivitas Semu

Hasil pengukuran langsung di lapangan inilah yang dinamakan resistivitas semu (ρ_a), yang mana merupakan besaran rata-rata dari nilai-nilai resistivitas medium yang berbeda-beda tersebut. Dari persamaan (2.7), nilai resistivitas semunya dapat ditentukan sebesar,

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.8)$$

Sehingga faktor geometri (K) dapat dirumuskan

$$K = \frac{\Delta V}{\rho_a I} \quad (2.9)$$

$$K = \frac{\Delta V}{\left\{ \frac{2\pi\Delta V}{I} \left(\frac{1}{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \right) \right\} I} \quad (2.10)$$

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} + \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \quad (2.11)$$

Dengan menggunakan konfigurasi tertentu, nilai faktor geometri (K) dapat dihitung, beda potensial dan arus yang dimasukkan ke dalam tanah dapat diukur, dengan demikian resistivitas semunya dapat dihitung dengan mengubah jarak antar elektroda untuk kepentingan eksplorasi dapat diperoleh berbagai variasi nilai resistivitas terhadap kedalaman. Hasil pengukuran di lapangan setelah dihitung nilai tahanan jenisnya merupakan fungsi dari konfigurasi elektroda dan berkaitan dengan kedalaman penetrasinya. Semakin panjang rentang antar elektroda, semakin dalam penetrasi arus yang diperoleh yang tentu juga sangat ditentukan oleh kuat arus yang dialirkan melalui elektroda arus (Santoso, 2002).

2.1.5 Resistivitas Batuan

Dari semua sifat fisika batuan dan mineral, resistivitas memperlihatkan variasi harga yang sangat banyak. Konduktor biasanya didefinisikan sebagai bahan yang memiliki resistivitas kurang dari $10^{-8} \Omega\text{m}$, sedangkan isolator memiliki resistivitas lebih dari $10^7 \Omega\text{m}$. Selain itu ada bahan semikonduktor. Di dalam konduktor berisi banyak elektron bebas dengan mobilitas yang sangat tinggi. Sedangkan pada semikonduktor, jumlah elektron bebasnya lebih sedikit. Isolator dicirikan oleh ikatan ionik sehingga elektron-elektron valensi tidak bebas bergerak (Telford, dkk., 1990). Variasi resistivitas berbagai bahan dan mineral bumi ditunjukkan dalam Tabel 2.1

Tabel 2.1 Tahanan jenis beberapa bahan (Santoso, 2002)

Bahan	Resistivitas (Ωm)	
Udara	$2 \times 10^6 - 5 \times 10^7$	
Air		
	Distilasi	2×10^7
	Permukaan	$3 \times 10^3 - 10^5$
	Tambang	$40 - 6 \times 10^4$
Laut	21	
Tembaga		
	Murni	1.7×10^{-6}
Bijih	0.1	
Besi		
	Murni	10^{-5}
Meteorit	3×10^{-4}	
Mineral		
	Kalsit	5.5×10^{15}
	Galena	0.001 – 0.25
	<i>Magnetic</i>	0.008 – 0.5

	Pirit	0.002 – 9
	Kwarsa	4×10^{12}
	Batumagma	$10^4 - 10^7$
	Belerang	$10^{14} - 10^{17}$
Batuan		
	Granit	$5 \times 10^5 - 10^9$
	Gabro	$10^5 - 10^8$
	Gneiss	$2 \times 10^7 - 10^9$
	Skins	$10^3 - 3 \times 10^9$
	Batugamping	$6 \times 10^3 - 3 \times 10^5$
	Batupasir	$10^2 - 10^5$
	Serpih	$2 \times 10^3 - 10^5$
	Lempung dan tanah	$10^2 - 10^6$

Tabel 2.2 Resistivitas batuan sedimen (Telford, dkk, 1976)

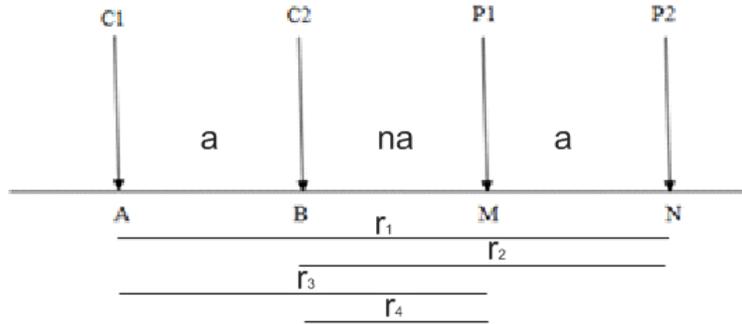
Batuan	Resistivitas (Ωm)
<i>Consolidated shales</i> (serpihan gabungan)	$20 - 2 \times 10^3$
Argilites	$10 - 8 \times 10^2$
Konglomerat	$2 \times 10^3 - 10^4$
Batupasir	$1 - 6.4 \times 10^8$
Batugamping	$50 - 10^7$
<i>Unconsolidated wet clay</i> (lempung basal tidak gabungan)	20
Lempung	1– 100
Alluvium dan pasir	10– 800
<i>Oil sands</i>	4– 800

2.2 Metode *Electrical Resistivity Tomography*

Metode *Electrical Resistivity Tomography* (ERT) merupakan metode yang dapat mengukur sifat kelistrikan material di bawah permukaan yang didasarkan pada nilai resistivitas material dengan cara menginjeksikan arus listrik dan mengukur potensialnya di permukaan tersebut (Pebriyanto, 2016). Metode *Electrical Resistivity Tomography* (ERT) memiliki beberapa pola pengukuran atau jenis konfigurasi yang digunakan untuk menunjang dalam sistem pengambilan data. Dalam hal ini jenis konfigurasi yang sering digunakan adalah konfigurasi Wenner, Schlumberger, Dipole-dipole, Pole-dipole hingga perpaduan antara dua jenis konfigurasi yakni konfigurasi Wenner-Schlumberger (Loke, 2010).

2.2.1 Konfigurasi Dipole-dipole

Metode Geolistrik Resistivitas konfigurasi Dipole-dipole dapat diterapkan untuk tujuan mendapatkan gambaran bawah permukaan pada objek yang penetrasinya relatif lebih dalam. Susunan elektroda konfigurasi Dipole-dipole dapat dilihat pada Gambar 2.4. Spasi antara dua elektroda arus dan elektroda potensial sama yaitu a . Konfigurasi ini mempunyai faktor lain yaitu n yang merupakan rasio jarak antara elektroda C_1 dan P_1 ke C_2-C_1 atau P_1-P_2 dengan jarak pisah a . Pengukuran ini dilakukan dengan memindahkan elektroda potensial pada suatu penampang dengan elektroda arus tetap, kemudian pemindahan elektroda arus pada spasi n berikutnya diikuti oleh pemindahan elektroda potensial sepanjang penampang seterusnya hingga pengukuran elektroda arus titik terakhir pada penampang.



Gambar 2.4 Susunan elektroda konfigurasi Dipole-dipole (Reynolds, 1997)

Faktor geometri untuk konfigurasi Dipole-dipole dari persamaan 2.11 adalah:

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]^{-1} \quad (2.11)$$

$$K = \frac{2\pi}{\left\{ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right\}} \quad (2.12)$$

$$K = \frac{2\pi}{\left\{ \frac{1}{a(n+2)} - \frac{1}{a(n+1)} - \frac{1}{a(n+1)} + \frac{1}{na} \right\}} \quad (2.13)$$

$$K = \frac{2\pi}{\left\{ \frac{1}{na} + \frac{1}{a(n+2)} - \frac{2}{a(n+1)} \right\}} \quad (2.14)$$

$$K = \frac{2\pi}{\left\{ \frac{1}{n} + \frac{1}{(n+2)} - \frac{2}{(n+1)} \right\} \left\{ \frac{1}{a} \right\}} \quad (2.15)$$

$$K = \frac{2\pi a}{\left\{ \frac{1}{n} + \frac{1}{(n+2)} - \frac{2}{(n+1)} \right\}} \quad (2.16)$$

$$K = \frac{2\pi a}{\frac{\{1(n)(n+1)\} + \{1(n+1)(n+2)\} - \{2(n)(n+2)\}}{(n)(n+1)(n+2)}} \quad (2.17)$$

$$K = \frac{2\pi a}{\frac{n^2+n-2n^2-4n+n^2+2n+n+2}{(n)(n+1)(n+2)}} \quad (2.18)$$

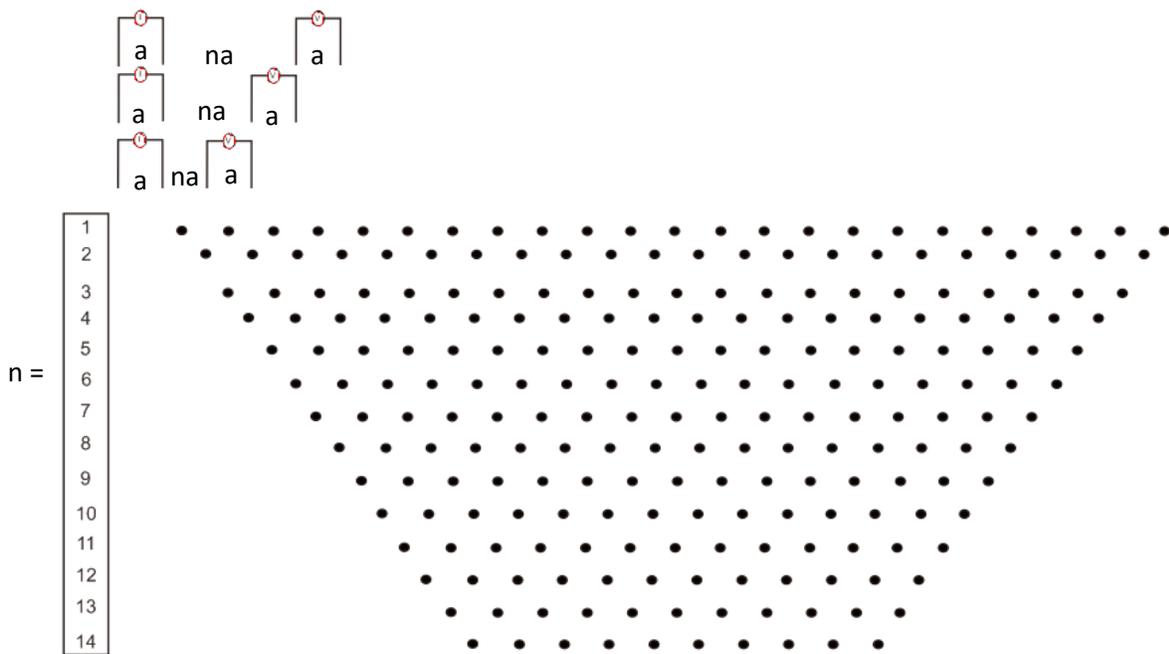
$$K = \frac{2\pi a}{\frac{4n-4n+2n^2-2n^2+2}{(n)(n+1)(n+2)}} \quad (2.19)$$

$$K = \frac{2\pi a}{(n)(n+1)(n+2)} \quad (2.20)$$

$$K = \frac{2\pi a(n)(n+1)(n+2)}{2} \quad (2.21)$$

$$K = \pi a(n)(n + 1)(n + 2) \quad (2.21)$$

Metode ini sering digunakan dalam survei-survei resistivitas karena rendahnya efek elektromagnetik yang ditimbulkan antara sirkuit arus dan potensial. Selain itu jarak antar *datum point* yang dekat akan menghasilkan resolusi data yang baik (Gambar 2.5).



Gambar 2.5 Desain konfigurasi Dipole-dipole

2.3 Teori Inversi

Proses inversi adalah suatu proses pengolahan data lapangan yang melibatkan teknik penyelesaian matematika dan statistik untuk mendapatkan informasi yang berguna mengenai distribusi sifat fisis bawah permukaan (Supriyanto, 2007). Tujuan dari inversi adalah memperoleh pemodelan hasil observasi yang merupakan proses *try*

and error dengan melakukan modifikasi pada parameter pemodelan sehingga didapatkan kecocokan antara data perhitungan inversi data lapangan (Grandis, 2009).

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

$$y = kolom(y_1, y_2, \dots, y_m) \quad (2.22)$$

Dimana m adalah banyaknya pengukuran. Respon model f dapat ditulis sebagai berikut:

$$f = kolom(f_1, f_2, \dots, f_m) \quad (2.23)$$

Pada nilai data resistivitas menggunakan logaritma dari nilai *true resistivity* untuk hasil pengukuran respon model dan parameter model. Parameter model dapat direpresentasikan oleh vektor q sebagai berikut:

$$q = kolom(q_1, q_2, \dots, q_n) \quad (2.24)$$

Dimana n merupakan banyaknya parameter model. Hasil pengukuran dan respon model memiliki perbedaan dalam vektor g sebagai berikut:

$$g = y - f \quad (2.25)$$

Metode optimasi *least square* memodifikasi model awal hingga jumlah kuadrat error E dari selisih antara respon model dan hasil pengukuran. E dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$E = g^t g \quad (2.26)$$

Persamaan Gauss-Newton digunakan untuk mengurangi kesalahan di persamaan (2.25) dan untuk menentukan perubahan dalam parameter model yang seharusnya dapat mengurangi jumlah kuadrat kesalahan.

$$J^T J \Delta q_i = J^T g \quad (2.27)$$

Dimana Δq adalah vektor perubahan parameter model, dan J adalah turunan parsial pada Matriks Jacobian. Elemen Matriks Jacobian diperoleh sebagai berikut:

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial f_j} \quad (2.28)$$

Persamaan (2.28) menggambarkan perubahan model pada respon model ke- i (i^{th} parameter model) yang disebabkan oleh karena perubahan parameter model ke- j (j^{th}

model parameter). Setelah melakukan perhitungan vektor perubahan parameter, maka didapatkan sebuah model baru yang diperoleh dari persamaan (2.29) sebagai berikut:

$$q_{k+1} = q_k + \Delta q_k \quad (2.29)$$

Pada aplikasinya, persamaan kuadrat terkecil sederhana persamaan (2.29) jarang digunakan pada proses inversi geofisika. Kadang jika *input* model awal yang tidak ideal, model selanjutnya akan jauh dari yang diharapkan karena memiliki nilai yang tidak realistis. Salah satu metode untuk menghindari masalah tersebut adalah dengan menggunakan modifikasi *Marquardt-Levenberg* untuk persamaan Gauss-Newton yang dalam bentuk persamaan (2.30) sebagai berikut:

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q_k = J^T g \quad (2.30)$$

I merupakan *matriks* identitas, λ merupakan faktor pengali, atau sering disebut faktor damping. Metode Gauss handal dalam inversi *Resistivity Sounding*, namun ketika jumlah parameter model sangat banyak, seperti model inversi 2D atau 3D akan ada kendala, seperti distribusi nilai resistivitas yang tidak menggambarkan kondisi sebenarnya. Solusi dari masalah ini, persamaan kuadrat terkecil Gauss-Newton dimodifikasi sehingga dapat meminimalkan variasi-variasi spasial pada parameter-parameter model tersebut. Metode kuadrat terkecil *smoothness-constraint* terdapat dalam bentuk persamaan (2.30) sebagai berikut:

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q_k = J^T g - \lambda F q_k \quad (2.31)$$

$$F = a_x C_x^T C_x + a_y C_y^T C_y + a_z C_z^T C_z \quad (2.32)$$

Dimana C_x , C_y , dan C_z merupakan matriks pada arah x, y, z.

Metode ini untuk menghasilkan model variasi resistivitas yang *smooth*, namun berlaku jika resistivitas bawah permukaan yang sebenarnya bersifat halus dan gradasi. Beberapa kasus, kondisi geologi di suatu daerah hampir homogen tetapi dengan batas-batas lapisan yang tajam. Solusi untuk kasus tersebut, persamaan (2.31) dapat dimodifikasi untuk meminimalkan perubahan yang absolut pada nilai resistivitas, sehingga dapat memberikan hasil model yang lebih baik. Metode ini dikenal sebagai metode inversi blok, sehingga menjadi persamaan (2.34).

$$(J^T J + \lambda F_r) \Delta q_k = J^T R_d g - \lambda F_r q_k \quad (2.32)$$

$$F = a_x C_x^T R_m C_x + a_y C_y^T R_m C_y + a_z C_z^T R_m C_z \quad (2.34)$$

Rd dan Rm merupakan *weighting* matriks, sehingga elemen-elemen data yang tidak sesuai diberi bobot yang sama dalam proses inversi.

2.4 Time Lapse Resistivity

Time Lapse Resistivity merupakan cara mempelajari tentang perubahan nilai resistivitas batuan selang waktu, dengan cara perulangan pengukuran 2D pada suatu titik yang sama. Survei seperti ini dilakukan untuk mengetahui pola aliran air tanah, aliran polutan kimia dan kebocoran bendungan. *Time Lapse Resistivity* bisa dilakukan dengan minimal menggunakan 3 data pengukuran 2D pada titik yang sama dengan rentang waktu tertentu. Dalam inversi ini menggunakan set data selang waktu yang kemudian digunakan untuk meminimalkan kemungkinan distorsi (Edge, 1931). Set data pertama merupakan referensi untuk model inversi. Set data kedua untuk melakukan inversi semua data selang waktu secara berurutan. Set data ketiga untuk membatasi inversi selang waktu agar model yang dihasilkan mirip dengan model referensi (Heights, 2010).

This refers to the type of constrain to be used in the time lapse inversion. You can choose to have no constrains, where the inversions for the different time data sets are carried out independently. This is probably not the best possible choice since it is expected that the resistivity sections for the later time data set are closely related to the section for the initial data set. You have several choices in setting the constrain that ties the model for the later data set to the model for the initial data set. You can choose a constrain to minimise the changes in the resistivity values of the corresponding model blocks, or a constrain to ensure that the spatial changes are smooth in a least-squares sense, and finally a constrain to ensure the absolute changes are smooth.

Select type of time-lapse inversion constrain

No constrains
 Minimise changes
 Least-squares smoothness constrain
 Robust smoothness constrain

Select type of time-lapse inversion method

Simultaneous inversion
 Sequential inversion

Select type of reference model

First data set
 Preceding data set

Enter time-constrain weight.

Gambar 2.6 Kotak dialog *Time Lapse Resistivity*

Opsi pertama pada kotak dialog merupakan jenis-jenis *constrains* pada proses inversi *Time Lapse Resistivity*. Ada beberapa pilihan pada *constrains* pada *time lapse resistivity* yaitu; *no constrains*, *minimise changes*, *least-squares smoothness constrains* dan *robust smoothness constrains*. Opsi kedua pada kotak dialog merupakan tipe metode inversi pada *Time Lapse Resistivity*. Ada dua pilihan untuk tipe metode inversi *Time Lapse Resistivity* yaitu *simultaneous inversion* dan *sequential inversion*. Sedangkan opsi ketiga pada kotak dialog merupakan referensi model. Ada dua pilihan referensi model yaitu *first data set* dan *preceding data set*. Pada bagian bawah kotak dialog terdapat batas waktu yang digunakan pada pengolahan data *Time Lapse Resistivity*.

Time Lapse Resistivity dapat diterapkan untuk *monitoring* fluida pada batuan bawah permukaan bumi. Batuan yang berpori akan menyimpan fluida, Hukum Archie akan memberikan hubungan antara nilai resistivitas batuan berpori dengan faktor saturasi fluida. Ini akan berlaku pada batuan yang memiliki kadar tanah liat yang rendah. Dalam hal ini, konduksi listrik akan diasumsikan melalui cairan yang ada dalam pori-pori batuan tersebut.

$$\rho = a\rho_w\phi^{-m} \quad (2.35)$$

ρ adalah resistivitas batuan (Ωm), ρ_w adalah resistivitas fluida (Ωm), ϕ adalah pori-pori batuan, a dan m adalah parameter empiris.

2.5 Hidrogeologi

Hidrogeologi adalah cabang dari ilmu geologi yang mempelajari keberadaan dan karakteristik air tanah serta hubungan/interaksinya terhadap batuan. Interaksi dapat berupa interaksi fisik, kimia atau gabungan dari keduanya. Hidrogeologi merupakan suatu studi interaksi antara material-material geologi beserta proses-prosesnya, dengan air, khususnya air tanah. Hidrogeologi merupakan bagian dari hidrologi yang mempelajari penyebaran dan pergerakan air tanah dalam tanah dan batuan di kerak bumi (umumnya adalah akuifer). Secara umum hidrogeologi mempelajari tentang air tanah. Selain mempelajari air yang berada di dalam tanah dan batuan, hidrogeologi juga

membahas air permukaan. Dalam mempelajari air, baik air yang berada di dalam maupun di permukaan tanah dan batuan, selalu berkaitan dengan klimatologi. Hal ini disebabkan karena siklus hidrologi pada dasarnya melibatkan iklim, cuaca dan hujan.

2.5.1 Klasifikasi Air Tanah

Air tanah merupakan air yang terdapat di dalam tanah atau batuan di bawah bumi. Adapun beberapa jenis kasifikasi batuan tersebut adalah:

1. Akuifer

Media berpori yang jenuh air, yang dapat menyimpan dan mengalirkan air tanah dalam jumlah yang cukup ekonomis.

2. Akuitar

Lapisan batuan yang dapat menyimpan air dan mengalirkan dalam jumlah yang terbatas, misalnya lempung pasiran.

3. Akuifug

Lapisan batuan yang tidak dapat menyimpan dan mengalirkan air. Akuifug bersifat kebal air (tidak dapat menyimpan), misalkan batuan kristalin, batuan metamorf.

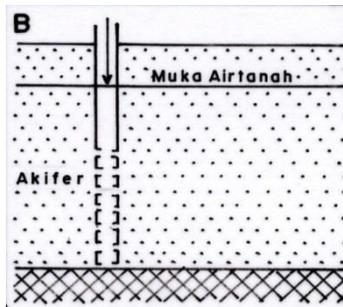
4. Akuiklud

Lapisan yang mampu menyimpan air, tetapi tidak dapat mengalirkan air dalam jumlah yang berarti. Akuiklud bersifat kedap air, misalnya lempung, serpih, tuff.

2.5.2 Akuifer

Akuifer adalah lapisan batuan di bawah permukaan tanah yang mengandung air dan dapat dirembesi air (Sapiie, dkk., 2006). Sekitar 90% air tanah terdapat pada endapan aluvial yang merupakan bahan lepas seperti pasir dan kerikil. Menurut (Kodoatie, 1996) berdasarkan litologinya, akuifer dapat dibedakan menjadi tiga macam, yaitu:

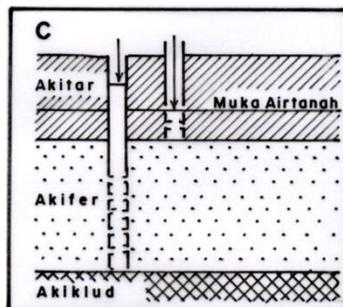
1. Akuifer bebas atau akuifer tidak tertekan (*unconfined aquifer*)



Gambar 2.7 Akuifer bebas (*unconfined aquifer*) (Kodoatie, 1996)

Akuifer bebas adalah air tanah dalam akuifer tertutup dengan lapisan *impermeable*, dan merupakan akuifer yang mempunyai muka air tanah (Gambar 2.7). Akuifer bebas ini merupakan akuifer jenuh air (*saturated*). Lapisan pembatasnya yang merupakan akuitar, hanya pada bagian bawah dan tidak ada pembatas akuitar di lapisan atas dikarenakan batas di lapisan atas berupa muka air tanah. Jadi permukaan air tanah bebas adalah batas antara zona yang jenuh dengan air tanah dan zona yang erosi (tak jenuh) di atas zona yang jenuh.

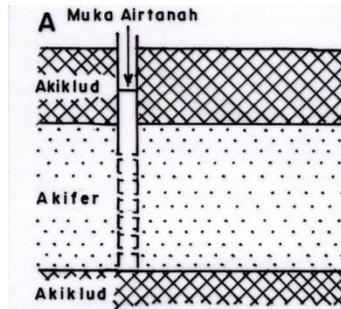
2. Akuifer bocor (*leakage aquifer*)



Gambar 2.8 Akuifer bocor (*leakage aquifer*) (Kodoatie, 1996)

Akuifer bocor adalah suatu akuifer dimana air tanah terkekang di bawah lapisan yang setengah kedap air sehingga akuifer di sini terletak antara akuifer bebas dan akuifer terkekang (Gambar 2.8).

3. Akuifer tertekan (*confined aquifer*)



Gambar 2.9 Akuifer tertekan (*confined aquifer*) (Kodoatie, 1996)

Akuifer tertekan adalah akuifer dimana air tanah yang terletak di bawah lapisan kedap air (*impermeable*) dan mempunyai tekanan lebih besar dari pada tekanan atmosfer (Gambar 2.9). Air yang mengalir (*no flux*) pada lapisan pembatasnya, karena *confined aquifer* merupakan akuifer yang jenuh air yang dibatasi oleh lapisan atas dan bawahnya.

2.6 Hubungan Resistivitas dengan Akuifer

Ada faktor yang mempengaruhi hubungan antara nilai resistivitas dengan jenis batuan menurut (Daulay, 2011) yaitu:

1. Batuan sedimen yang lepas mempunyai nilai resistivitas yang lebih rendah dibandingkan dengan batuan sedimen yang kompak. Batuan yang mengandung air akan lebih rendah resistivitasnya.
2. Porositas batuan. Batuan yang tidak *porous* mempunyai nilai resistivitas lebih tinggi dari batuan yang *porous*.
3. pH air di dalam rongga batuan. Batuan yang asam dengan nilai resistivitas rendah menunjukkan pH rendah.
4. Nilai resistivitas batuan akan bervariasi berdasarkan lingkungan pengendapan setempat.
5. Nilai resistivitas dapat berbeda secara mencolok, tidak saja dari satu lapisan ke lapisan yang lain tetapi dalam satu lapisan batuan.

6. Temperatur air lebih rendah (segar) mempunyai nilai resistivitas tinggi dibandingkan temperatur air tinggi (air panas).
7. Permeabilitas adalah kesanggupan batuan untuk meloloskan fluida.
8. Porositas batuan adalah ukuran dari ruang kosong di antara material dengan perbandingan antara volume rongga dengan volume batuan seluruhnya $V_v/V_T \times 100$ %.