

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Pencemaran Air Tanah

Pencemaran merupakan masuknya atau dimasukkannya makhluk hidup, zat, energi, dan komponen lain kedalam air oleh kegiatan manusia, sehingga kualitas turun sampai ke tingkat tertentu yang menyebabkan air tersebut tidak dapat berfungsi sesuai peruntukannya (PP No.82, Tahun 2001). Menurut Gunawan (2006), pencemaran adalah perubahan-perubahan sifat fisik, kimia, dan biologi yang tidak dikehendaki oleh udara, tanah, dan air. Perubahan tersebut dapat menimbulkan bahaya bagi kehidupan manusia atau spesies-spesies yang berguna, proses-proses industri, dan tempat tinggal makhluk hidup.

Air alam mengandung zat padat terlarut yang berasal dari mineral dan garam-garam yang terlarut ketika air mengalir di bawah atau di permukaan tanah. Apabila air dicemari oleh limbah yang berasal dari industri pertambangan dan pertanian, kandungan zat padat tersebut akan meningkat. Jumlah zat padat terlarut ini dapat digunakan sebagai indikator terjadinya pencemaran air. Selain jumlah, jenis zat pencemar juga menentukan tingkat pencemaran. Proses pencemaran tersebut merupakan penyebab utama menurunnya kualitas air tanah. Pencemaran air tanah merupakan sebuah kondisi yang mana tanah sebagai tempat berkumpulnya air tercemar oleh polutan (zat pencemar) sehingga air yang berada di dalamnya juga ikut tercemar (Gunawan, 2006). Jenis polutan air tanah bermacam-macam wujudnya, ada yang berwujud padat, cair maupun gas. Polutan-polutan tersebut menyebabkan perubahan pada air tanah baik perubahan fisis, kimia maupun biologi. Berikut ini merupakan parameter perubahan sifat pada air yang tercemar (Gunawan, 2006) :

a. Parameter Fisik

Parameter fisik yang dapat digunakan secara praktis untuk mengetahui tingkat pencemaran air adalah parameter kekeruhan, bau dan warna. Perubahan sifat fisik air menjadi keruh atau sangat keruh dipastikan sudah terjadi pencemaran air akibat partikel tersuspensi atau terlarut dalam air. Kekeruhan air yang tinggi jelas berpengaruh negatif terhadap penggunaan air untuk kebutuhan manusia. Demikian

juga timbulnya bau dari air khususnya bau busuk (belerang) merupakan indikator sudah terjadinya penguraian bahan organik dalam air.

b. Parameter Kimia

Parameter kimia yang praktis digunakan untuk menentukan tercemar tidaknya atau berat tidaknya tingkat pencemaran perairan adalah tingkat keasaman air (*pH*), kadar oksigen terlarut (*DO*), dan beban bahan organik (*BOD*). Tingkat keasaman (*pH*) air yang normal atau air bersih adalah sekitar 7, sehingga bila hasil pengukuran *pH* meter dibawah 7 (kondisi asam) atau di atas nilai 7 (kondisi basa) berarti sudah terjadi pencemaran air akibat bahan-bahan kimia atau garam yang merubah *pH* air.

c. Parameter Biologi

Kehadiran beberapa jenis hewan makro dan mikro dalam air dapat digunakan sebagai bioindikator pencemaran air. Ditemukannya Cacing Sutera (*Tubifex*), dan lintah di suatu perairan sudah dapat dipastikan terjadinya pencemaran perairan dari limbah organik. Hewan makro air jenis Cacing Sutera menunjukkan perairan sudah tercemar berat limbah organik, sedangkan kehadiran Lintah dalam air menunjukkan terjadinya pencemaran air dalam level sedang.

2.1.1 Penyebab Pencemaran Air Tanah

Menurut Gunawan (2006), ada beberapa faktor yang menyebabkan pencemaran air tanah. Berikut adalah uraian dari contoh-contoh polutan penyebab pencemaran air tanah.

1. Sampah anorganik

Penyebab pertama dari pencemaran air tanah adalah sampah anorganik. Sampah anorganik ini bisa berwujud sampah plastik, kaleng dan styrofoam yang menumpuk di atas tanah atau tertimbun di dalam tanah. Ketika turun hujan, air hujan akan meresap ke dalam tanah. Resapan air hujan tersebut membawa serta zat-zat pencemar yang berasal dari sampah organik dan pada akhirnya menyebabkan pencemaran air tanah.

2. Sampah organik

Sampah organik bukannya tidak bisa menjadi penyebab pencemaran air tanah. Secara logika, sampah organik mudah terurai dan dapat menjadi kompos alami bagi tanah. Akan tetapi bagaimana jika sampah organik seperti sayuran dan bahan makanan busuk lainnya tertimbun di dekat sumber air tanah dan butuh waktu lama untuk terurai karena kondisi tanah lembab diguyur hujan. Sampah- sampah organik itu akan semakin membusuk, mengeluarkan bau tak sedap dan mengandung banyak bakteri. Bakteri-bakteri yang ada pada sampah organik itulah yang bisa menyebabkan terjadinya pencemaran air tanah.

3. Limbah cair

Limbah cair beracun dapat berwujud air bekas mencuci pakaian, air sisa pestisida, cairan berminyak atau bahkan cairan limbah industri yang mengandung zat kimia beracun. Limbah industri seharusnya dikelola dengan baik. Jika pihak pengelola lalai, misalnya tidak melapisi penampungan limbah cair dengan bahan kedap air, maka limbah cair industri zat mengandung racun bisa merembes ke dalam tanah. Jika rembesan limbah cair terbawa oleh air hujan kemudian bermuara di sumber air tanah, maka kandungan beracun dari limbah cair tersebut bisa menjadi penyebab pencemaran air tanah yang sangat berbahaya bagi kesehatan manusia.

4. Air lindi

Penyebab selanjutnya dari pencemaran air tanah adalah air lindi. Air lindi merupakan salah satu jenis air yang berada di dalam lapisan tanah dengan kedalaman berkisar 2 meter dari permukaan tanah. Air tanah yang tercemar air lindi akan mengalami peningkatan suhu sehingga terjadi percepatan reaksi kimia di dalam air. Tidak hanya perubahan suhu, air lindi juga menyebabkan terjadinya perubahan warna dan bau air tanah. Menurut Gunawan (2006) secara garis besar air lindi berasal dari beberapa sumber, yaitu:

a. Limbah Cair Industri

Limbah cair industri adalah seluruh limbah cair yang berasal dari kegiatan industri.

b. Limbah Cair Domestik

Limbah cair domestik adalah sisa air yang telah dipakai untuk kegiatan sanitasi manusia seperti minum, memasak, mandi, mencuci, menyiram tanaman dan lain-lain.

c. Air Limbah Rembesan

Limpahan air hujan akan bergabung dengan air limbah, dan sebagian air hujan tersebut menguap dan adapula yang merembes ke tanah dan akhirnya menjadi air tanah.

2.2 Porositas dan Permeabilitas

Porositas merupakan ukuran ruang-ruang kosong dalam suatu batuan. Secara definitif porositas merupakan perbandingan antara volume ruang yang terdapat dalam batuan yang berupa pori-pori terhadap volume batuan secara keseluruhan, biasanya dinyatakan dalam fraksi. Besar kecilnya suatu batuan akan menentukan kapasitas penyimpanan fluida reservoir. Porositas (Φ) adalah perbandingan volume rongga-rongga pori terhadap volume total seluruh batuan (Nurwidiyantoro dan Irham, 2006)

Pori merupakan ruang di dalam batuan yang selalu terisi oleh fluida, seperti air tawar atau asin, udara atau gas bumi. Porositas efektif yaitu apabila bagian rongga pori-pori di dalam batuan berhubungan. Porositas efektif biasanya lebih kecil daripada rongga pori-pori total yang biasanya berkisar dari 10% sampai 15% (Nurwidiyantoro dan Irham, 2006). Berdasarkan waktu dan cara terjadinya, maka porositas dapat diklasifikasikan menjadi dua, yaitu:

1. Porositas primer adalah porositas yang terbentuk pada waktu batuan sedimen diendapkan.
2. Porositas sekunder adalah porositas batuan yang terbentuk sesudah batuan sedimen bisa berapa larutan (*dissolution*)

Tipe batuan sedimen atau reservoir yang mempunyai porositas primer adalah batuan konglomerat, batu pasir, dan batu gamping. Porositas sekunder dapat diklasifikasikan menjadi 3 golongan (Dimas, 2009), yaitu

1. Rekahan, celah, kekar, yaitu ruang pori-pori yang terbentuk karena adanya kerusakan struktur batuan sebagai akibat dari variasi beban, seperti: lipatan,

sesar, atau patahan. Porositas tipe ini sulit untuk dievaluasi atau ditentukan secara kuantitatif karena bentuknya tidak teratur.

2. Porositas larutan adalah ruang pori-pori yang terbentuk karena adanya proses pelarutan batuan.
3. Dolomitasi, dalam proses ini batu gamping ditransformasikan menjadi dolomite.

Permeabilitas (k) adalah kemampuan medium berpori untuk meluluskan atau mengalirkan fluida. Permeabilitas sangat penting untuk menentukan besarnya cadangan fluida yang dapat diproduksi (Nurwidiyantoro dan Irham, 2006). Keadaan material bawah tanah sangat mempengaruhi aliran dan jumlah air tanah. Jumlah air tanah yang dapat disimpan dalam batuan dasar, sedimen dan tanah sangat bergantung pada permeabilitas. Permeabilitas merupakan kemampuan batuan atau tanah untuk meloloskan air. Air tanah mengalir melewati rongga-rongga yang kecil, semakin kecil rongganya semakin lambat alirannya. Jika rongganya sangat kecil, akan mengakibatkan molekul air akan tetap tinggal. Kejadian semacam ini terjadi pada lempung. Secara kuantitatif permeabilitas diberi batasan dengan koefisien permeabilitas (Wuryanto, 2007).

Porositas juga sangat berpengaruh pada aliran dan jumlah air tanah. Porositas adalah jumlah atau persentase pori atau rongga dalam total volume batuan atau sedimen. Porositas dapat dibagi menjadi dua yaitu porositas primer tersebut terbentuk sedangkan porositas sekunder dihasilkan oleh retakan-retakan dan alur yang terurai. Pori-pori merupakan ciri batuan sedimen klastik dan bahan butiran lainnya. Pori berukuran kapiler dan membawa air yang disebut air pori. Aliran melalui pori adalah laminar (Wuryanto, 2007).

2.3 Metode Geolistrik

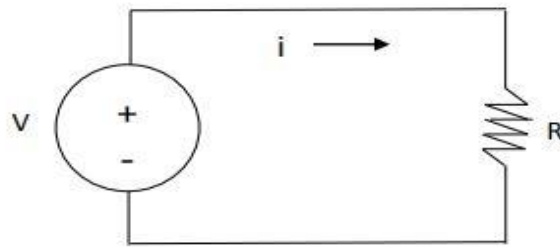
Metode geolistrik merupakan salah satu metode geofisika yang mempelajari sifat aliran listrik di dalam bumi. Dalam hal ini meliputi pengukuran potensial, arus dan medan elektromagnetik yang terjadi baik secara alamiah ataupun akibat injeksi arus ke dalam bumi. Metode geolistrik secara garis besar dibagi menjadi dua jenis, yaitu geolistrik yang bersifat pasif dan geolistrik yang bersifat aktif. Pada geolistrik yang bersifat pasif, energi yang dibutuhkan telah ada terlebih dahulu sehingga tidak

diperlukan adanya injeksi atau pemasukan arus terlebih dahulu. Geolistrik jenis ini disebut *Self Potential (SP)*. Pada geolistrik yang bersifat aktif, energi yang dibutuhkan ada karena penginjeksian arus ke dalam bumi terlebih dahulu. Geolistrik jenis ini dibagi menjadi dua metode, yaitu metode resistivitas (tahanan jenis) dan polarisasi terimbas (*induced polarization*) (Saputro, 2010).

Tiap-tiap media mempunyai sifat yang berbeda terhadap aliran listrik yang melaluinya, hal ini tergantung pada tahanan jenisnya. Pada metode geolistrik, arus listrik diinjeksikan ke dalam bumi melalui dua buah elektroda arus. Dari hasil pengukuran arus dan beda potensial untuk setiap jarak elektroda kemudian dapat diturunkan nilai variasi hambatan jenis masing-masing lapisan bawah permukaan bumi, di bawah titik ukur (*sounding point*). Metode geolistrik lebih efektif bila dipakai untuk eksplorasi yang sifatnya relatif dangkal. Metode ini jarang memberikan informasi lapisan kedalaman yang lebih dari 300 meter atau 450 meter. Oleh karena itu, metode ini jarang digunakan untuk eksplorasi hidrokarbon, tetapi lebih banyak digunakan untuk bidang *engineering geology* seperti penentuan kedalaman batuan dasar, pencarian reservoir air, eksplorasi geotermal, dan juga untuk geofisika lingkungan. Metode geolistrik dilakukan dengan cara menginjeksikan arus listrik dengan frekuensi rendah ke permukaan bumi yang kemudian diukur beda potensial di antara dua buah elektroda potensial. Pada keadaan tertentu, pengukuran bawah permukaan dengan arus yang tetap akan diperoleh suatu variasi beda tegangan yang mengakibatkan variasi nilai resistansi. Nilai resistansi akan membawa suatu informasi tentang struktur dan material yang dilewatinya.

2.3.1 Prinsip Dasar Metode Resistivitas

Konsep dasar metode geolistrik adalah Hukum Ohm yang pertama kali dicetuskan oleh George Simon Ohm. George Simon Ohm menyatakan bahwa beda potensial yang timbul di ujung-ujung suatu median berbanding lurus dengan arus listrik yang mengalir pada medium tersebut, dan berbanding terbalik dengan luas penampangnya. Gambar 2.1 menunjukkan rangkaian listrik sederhana resistansi, dan pernyataan di atas dapat di tuliskan dalam persamaan 2.1 (Lowrie, 2007).



Gambar 2.1 Rangkaian Listrik Sederhana Resistansi (Loke, 2004).

$$V = IR \quad (2.1)$$

dengan V adalah beda potensial antara dua elektroda (volt), I adalah arus listrik yang diinjeksikan (*ampere*). Menurut Hukum Ohm diasumsikan bahwa R tidak tergantung I , bahwa R adalah konstan (tetap), tetapi terdapat kondisi dimana resistansi tidak konstan. Elemen-elemen demikian dikatakan tidak linier atau non linier. Meskipun demikian, resistansi suatu elemen non-linier masih didefinisikan oleh Resistansi (R), Arus (I) dan Tegangan (V) dimana R tidak tergantung I (Suyoso, 2003). Jika ditinjau suatu kawat dengan panjang L (meter), luas penampang A (meter²), dan resistivitas ρ (Ωm), seperti digambarkan pada Gambar 2.1, maka resistansi R (ohm) dapat dirumuskan sebagai (Lowrie, 2007);

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

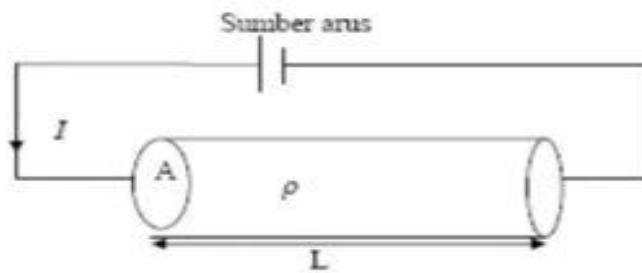
dengan

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

sehingga resistivitas adalah:

$$\rho = \frac{VA}{IL} \quad (2.4)$$

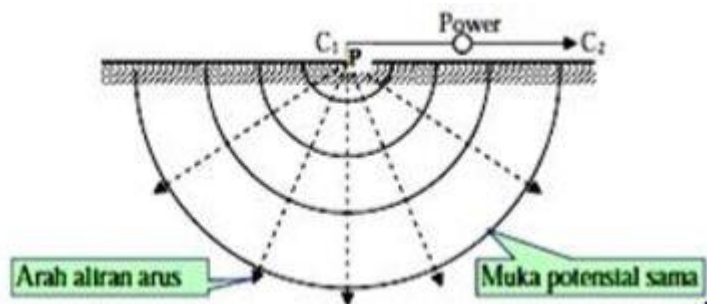
dengan ρ adalah hambatan jenis bumi (Ωm), V adalah potensial (volt), I adalah arus listrik (ampere,) L panjang lintasan (meter), A adalah luas penampang (meter²).



Gambar 2.2 Kawat Dengan Panjang L , Luas Penampang A yang Dialiri Arus Listrik I (Loke, 2004).

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

Kawat yang dialiri arus kemudian diasumsikan menjadi *half space* atau permukaan medium homogen isotropis seperti pada Gambar 2.3



Gambar 2.3 Sumber Arus Tunggal Di Permukaan Medium Homogen Isotropis (Loke, 2004).

Kemudian persamaan 2.4 dapat diubah bentuk menjadi persamaan 2.5 (Flathe, H; Leibold, W, 1976)

$$\frac{V}{L} = \frac{I}{A} \rho \quad (2.5)$$

Pada bagian sisi kiri muncul medan listrik E (volt/meter), sedangkan pada bagian kanan muncul rapat arus J (ampere/m²), sehingga persamaan 2.5 dapat diubah dalam bentuk persamaan 2.6.

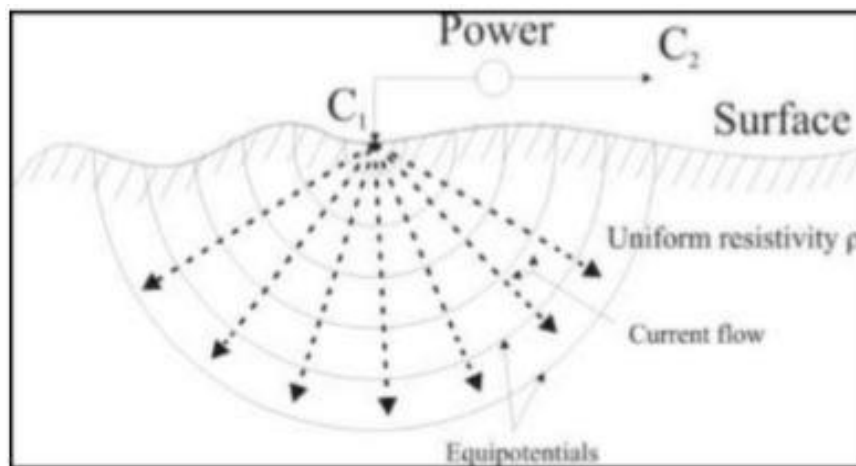
$$E = J\rho \quad (2.6)$$

2.3.2 Aliran Listrik Dalam Bumi

Saat memasukkan dua arus pada elektroda seperti pada Gambar 2.9 potensial yang dekat pada titik permukaan akan dipengaruhi oleh kedua arus elektroda tersebut. C1 dan C2 merupakan elektroda arus yang akan menginjeksikan arus ke bawah permukaan bumi. Perbedaan nilai potensial yang dihasilkan akan ditangkap oleh P1 dan P2 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 2.4



Gambar 2.4 Titik Arus Tunggal di Permukaan (Telford dkk., 1990).

Aliran arus yang keluar dari titik sumber membentuk medan potensial dengan kontur ekuipotensial berbentuk permukaan setengah bola di bawah permukaan. Dalam hal ini, arus mengalir melalui permukaan setengah bola maka arus yang mengalir melewati permukaan tersebut adalah:

$$I = 2\pi r^2 J = \frac{2\pi r^2 E}{\rho} \quad (2.7)$$

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

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

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

Sehingga

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (2.11)$$

b. Dua Titik Arus di Permukaan

Dua elektroda untuk mengalirkan arus C1 dan C2 kemudian beda potensial diukur pada 2 titik dengan dua elektroda potensial P1 dan P2. Apabila terdapat elektroda arus C1 yang terletak pada permukaan suatu medium homogen terangkai dengan elektroda arus C2 dan diantaranya ada dua elektroda potensial P1 dan P2 yang dibuat dengan jarak tertentu diperlihatkan pada Gambar 2.5, maka potensial yang berada di dekat titik elektroda tersebut bisa dipengaruhi oleh kedua elektroda arus. Potensial P1 dan P2 yang disebabkan arus C1 dan C2 seperti merujuk pada persamaan 2.11.

Sehingga potensial P1 (V_{P1}) adalah

$$V_{P1} = V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.12)$$

Dengan cara yang sama diperoleh potensial total di P2 (V_{P2}) yaitu

$$V_{P2} = V_3 + V_4 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (2.13)$$

Selanjutnya untuk mendapatkan beda potensial yaitu

$$\Delta V = V_{p1} - V_{p2} \quad (2.14)$$

Dengan mensubstitusi masing-masing nilai V_{P1} dan V_{P2} pada persamaan 2.12 dan 2.13 ke persamaan 2.14, maka akan didapat nilai resistivitas seperti berikut :

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

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

disederhanakan menjadi,

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

dengan,

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

Keterangan :

ΔV = beda potensial antara P1 dan P2 (volt)

I = kuat arus (A)

ρ = resistivitas (Ωm)

r_1 = jarak C1 ke P1 (m)

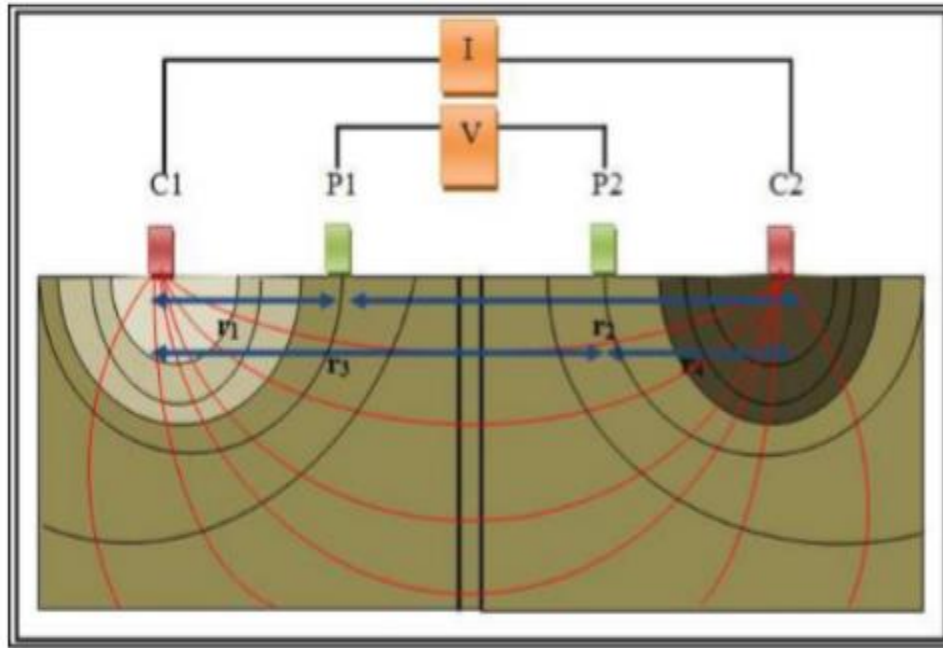
r_2 = jarak C2 ke P1 (m)

r_3 = jarak C1 ke P2 (m)

r_4 = jarak C2 ke P2 (m)

K = Faktor Geometri (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 2.5



Gambar 2.5 Dua Titik Arus di Permukaan (Loke dan Barker, 1996).

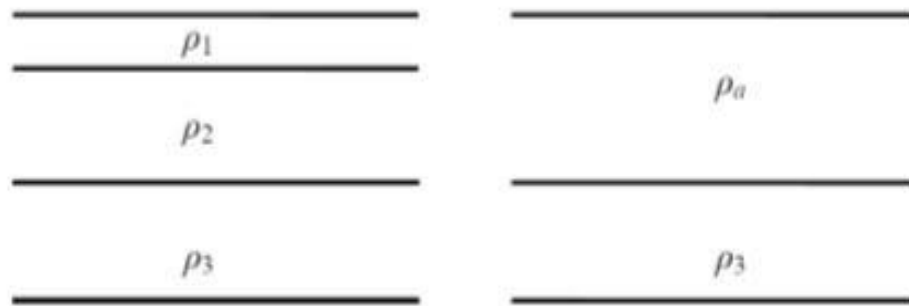
2.3.3 Konsep Resistivitas Semu

Pada 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. Berdasarkan persamaan 2.17 resistivitas semu dapat dituliskan menjadi

$$\rho_a = \frac{K\Delta V}{I} \quad (2.19)$$

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 $\sigma = \sigma_1 + \sigma_2$ (Adhi, 2007 dalam Rahmawati, 2009).



Gambar 2.6 Medium Berlapis Dengan Variasi Resistivitas

(Adhi, 2007 dalam Rahmawati, 2009).

2.3.4 Sifat Lisrik Batuan

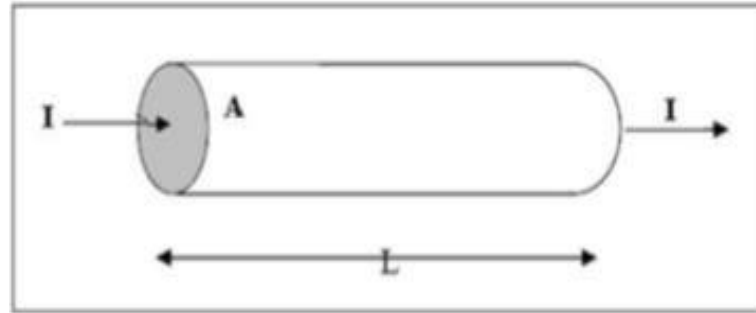
Setiap batuan memiliki karakteristik tersendiri dalam hal sifat kelistrikannya. Salah satu sifat batuan adalah resistivitas (tahanan jenis) yang menunjukkan kemampuan bahan tersebut untuk menghantarkan arus listrik, baik berasal dari alam ataupun arus yang sengaja diinjeksikan. Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut menghantarkan arus listrik, begitu pula sebaliknya (Prameswari, 2012)

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 (meter), luas penampang A (meter²) dan resistansi R (ohm) seperti Gambar 2.7



Gambar 2.7 Silinder Konduktor (Telford dkk., 1990).

Dimana ρ adalah resistivitas (Ωm), L adalah panjang silinder konduktor (m), A adalah luas penampang silinder konduktor (m²), dan R adalah resistansi (Ω). Sedangkan menurut hukum Ohm, resistansi R dirumuskan seperti pada persamaan 2.3. Banyak orang sering menggunakan sifat konduktivitas (σ) batuan yang merupakan kebalikan dari resistivitas (ρ) dengan satuan Ωm .

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{IL}{VA} = \left(\frac{I}{A}\right)\left(\frac{L}{V}\right) = \frac{J}{E} \quad (2.20)$$

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:

$$\rho_e = a_{\phi}^{-m} S^{-n} \rho_w \quad (2.21)$$

Dimana ρ_e adalah resistivitas batuan, $a \phi$ 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 : $10^{-8} < \rho < 1 \Omega m$
2. Konduktor pertengahan : $1 < \rho < 10^7 \Omega m$
3. Isolator : $\rho < 10^7 \Omega m$

Nilai resistivitas batuan tergantung macam-macam materialnya, densitas, porositas, ukuran dan bentuk pori-pori batuan, kandungan air, kualitas dan suhu. Akuifer yang terdiri atas material lepas seperti pasir dan kerikil mempunyai nilai resistivitas kecil, karena lebih mudah untuk menyerap air tanah. Nilai resistivitas batuan ditunjukkan pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Tabel Variasi Resistivitas Batuan (Telford dkk., 1990).

Material-Material	Resistivitas(Ωm)	Material-Material	Resistivitas(Ωm)
Pirit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^2$	Serpilh	$2 \times 10^1 - 2 \times 10^3$
Kwarsa	$5 \times 10^2 - 8 \times 10^5$	Pasir	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^3$
Kalsit	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$	Lempung	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^2$
Garam Batu	$3 \times 10^1 - 1 \times 10^{13}$	Air Tanah	$5 \times 10^{-1} - 3 \times 10^2$
Granit	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Air Asin	2×10^{-1}
Andesit	$1.7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$	Magnetit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^3$
Basal	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Kerikil Kering	$6 \times 10^2 - 1 \times 10^4$
Gamping	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Aluvium	$1 \times 10^1 - 8 \times 10^1$
Batu Pasir	$2 \times 10^2 - 8 \times 10^3$	Kerikil	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$
Breksi	$75 \times 10^{-1} - 2 \times 10^2$	Lanau	$1 \times 10^1 - 2 \times 10^2$
Batu Lumpur	$3 \times 10^0 - 7 \times 10^1$	Vulkanik	$1 \times 10^1 - 1 \times 10^2$

Material-Material	Resistivitas(Ωm)	Material-Material	Resistivitas(Ωm)
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).

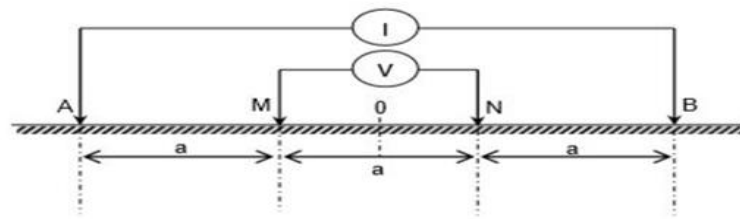
Material-Material	Resistivitas(Ωm)	Material-Material	Resistivitas(Ωm)
<i>Topsoil</i>	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^2$	<i>Graphic Schist</i>	$1 \times 10^1 - 2 \times 10^2$
<i>Loose Sand</i>	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$	Batu Tulis	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^5$
<i>Gravel</i>	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$	Kwarsit	$5 \times 10^2 - 8 \times 10^5$
Lempung	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^2$	Pirit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^2$
<i>Weathered Bedrock</i>	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^3$	<i>Pyrrhotite</i>	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-2}$
Batu Pasir	$2 \times 10^2 - 8 \times 10^3$	<i>Chalcopyrite</i>	$5 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-1}$
Gamping	$5 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Galena	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^2$
<i>Grenstones</i>	$5 \times 10^2 - 2 \times 10^5$	<i>Sphalerite</i>	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^6$
<i>Gabro</i>	$1 \times 10^2 - 5 \times 10^5$	Magnetit	$1 \times 10^2 - 6 \times 10^2$
Granit	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	<i>Cassiterite</i>	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^4$
Basal	$2 \times 10^2 - 1 \times 10^5$	Hematit	$1 \times 10^{-2} - 1 \times 10^6$

2.4 Konfigurasi Elektroda

Metode geolistrik resistivitas adalah metode geolistrik aktif dimana kita menginputkan arus listrik frekuensi rendah kedalam tanah lalu distribusi potensial listriknya diukur menggunakan elektroda potensial. Hal ini dilakukan dengan tujuan untuk mendapatkan informasi mengenai nilai resistivitas formasi batuan yang berada di dalam tanah. Metode ini sangat sering digunakan dalam eksplorasi air tanah karena sifat air yang sensitive terhadap listrik. Selain itu metode ini juga bisa dimanfaatkan dalam eksplorasi bijih besi untuk menentukan persebaran bijih besi di bawah permukaan tanah (Lowrie, 2014).

2.4.1 Konfigurasi Wenner

Konfigurasi *Wenner* adalah konfigurasi dengan 4 elektroda dimana jarak elektroda *A* dan elektroda *M* memiliki nilai yang sama dengan jarak antara elektroda *N* dan elektroda *B* serta jarak antara elektroda *M* dan elektroda *N*. Konfigurasi *Wenner* memiliki kelebihan yaitu, resolusi vertikal yang baik, sensitivitas terhadap lateral yang baik.



Gambar 2.8 Konfigurasi *Wenner* (Lowrie, 2014).

Dari gambar di atas dapat dilihat untuk menentukan faktor geometri sesuai dengan persamaan 2.18.

2.5 Inverse Modelling

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:

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

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

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

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:

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

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

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

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

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

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

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

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

$$J = \frac{\partial f}{\partial q} \quad (2.28)$$

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

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

Pada keadaan tertentu, matriks $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ 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 $(\mathbf{J}^T \mathbf{J} \mathbf{q}_1)$ 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:

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{I}) \Delta_{qk} = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (2.30)$$

dimana $\mathbf{I}$ merupakan matrik identitas dan λ adalah faktor redaman.