

BAB II

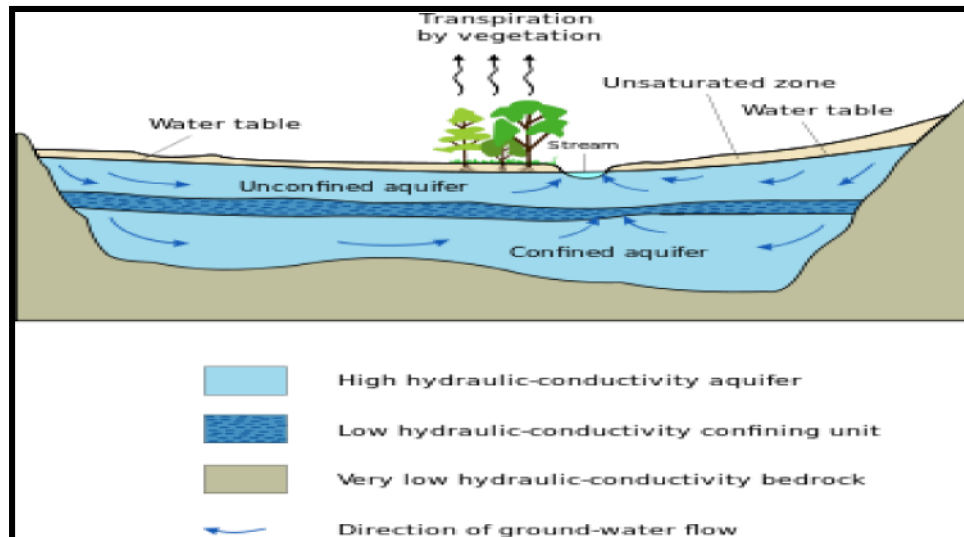
TEORI DASAR

2.1 Air Tanah

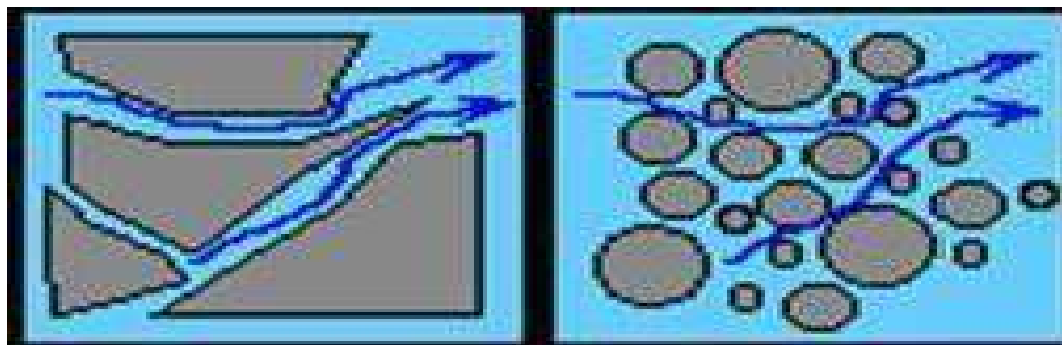
Air tanah adalah air yang menempati rongga-rongga dalam lapisan geologi. Lapisan tanah yang terletak di bawah permukaan tanah dinamakan lajur jenuh (*saturated zone*) dan lajur tidak jenuh terletak di atas lajur jenuh sampai ke permukaan tanah yang rongga-rongganya berisi air dan udara (Soemarto, 1989). Keberadaan air tanah dipengaruhi oleh besarnya curah hujan dan besarnya air yang dapat meresap ke bawah permukaan bumi.

2.2 Sistem Akuifer

Ada beberapa pengertian akuifer berdasarkan pendapat para ahli, Todd (1955) menyatakan bahwa akuifer berasal dari bahasa latin yaitu *aqui* dari kata *aqua* yang berarti air dan kata *ferre* yang berarti membawa, jadi akuifer adalah lapisan pembawa air. Herlambang (1996) menyatakan bahwa akuifer adalah lapisan tanah yang mengandung air, di mana air ini bergerak di dalam tanah karena adanya ruang antar butir-butir tanah. Berdasarkan kedua pendapat, dapat disimpulkan bahwa akuifer adalah lapisan bawah tanah yang mengandung air dan mampu mengalirkan air. Hal ini disebabkan karena lapisan tersebut bersifat *permeable* yang mampu mengalirkan air baik karena adanya pori-pori pada lapisan tersebut ataupun memang sifat dari lapisan batuan tertentu. Contoh batuan pada lapisan akuifer adalah pasir, kerikil, batu pasir, dan batu gamping rekahan. Akuifer dan aliran air pada pori-pori ditunjukkan oleh **Gambar 2.1** dan **Gambar 2.2** berikut.



Gambar 2. 1 Akuifer di bawah tanah (Shiddiqy, 2014)

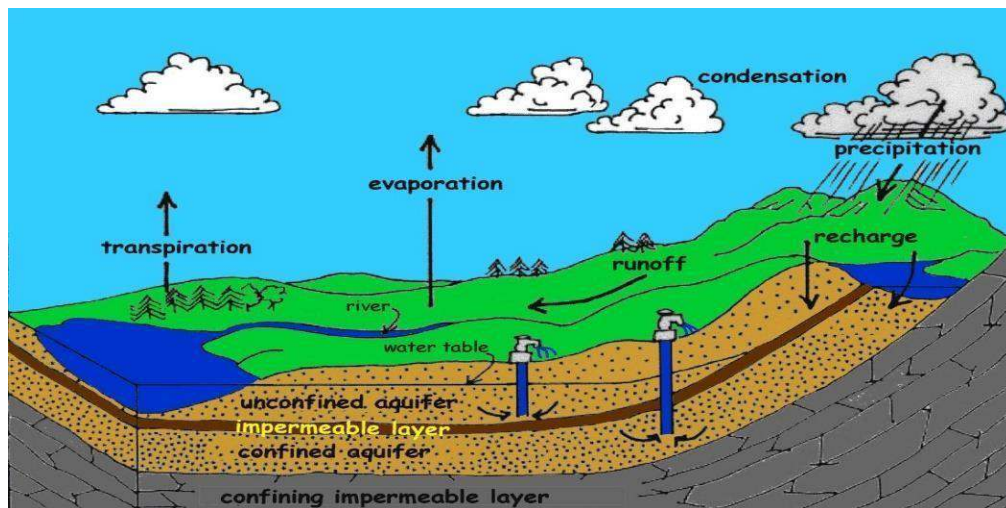


Gambar 2. 2 Aliran air pada pori-pori antar butir tanah (Shiddiqy, 2014)

Terdapat tiga parameter penting yang menentukan karakteristik akuifer yaitu tebal akuifer, koefisien lolos atau permeabilitas, dan hasil jenis. Tebal akuifer diukur mulai dari permukaan air tanah (*water table*) sampai pada suatu lapisan yang bersifat semi kedap air (*impermeable*) termasuk *aquiclude* dan *aquifuge*. Permeabilitas merupakan kemampuan suatu akuifer untuk meloloskan sejumlah air tanah melalui penampang 1 m². Nilai permeabilitas akuifer sangat ditentukan oleh tekstur dan struktur mineral atau partikel-partikel atau butir-butir penyusun batuan. Semakin kasar tekstur dengan struktur lepas, maka semakin tinggi batuan meloloskan sejumlah air tanah. Sebaliknya, semakin halus tekstur dengan struktur semakin tidak teratur atau semakin mampat, maka semakin rendah kemampuan batuan untuk meloloskan sejumlah air tanah. Dengan demikian, setiap jenis batuan akan mempunyai nilai permeabilitas yang berbeda dengan jenis batuan

yang lainnya. Hasil jenis adalah kemampuan suatu akuifer untuk menyimpan dan memberikan sejumlah air dalam kondisi alami. Besarnya cadangan air tanah atau hasil jenis yang dapat tersimpan dalam akuifer sangat ditentukan oleh sifat fisik batuan penyusun akuifer (tekstur dan struktur butir-butir penyusunnya) (Anonim, 2006).

Menurut Krussman dan Ridder (1970), berdasarkan kadar kedap air dari batuan yang melingkupi akuifer terdapat beberapa jenis akuifer, yaitu: Akuifer terkungkung (*confined aquifer*), akuifer setengah terkungkung (*semi confined aquifer*), akuifer setengah bebas (*semi unconfined aquifer*), dan akuifer bebas (*unconfined aquifer*). Akuifer terkungkung adalah akuifer yang lapisan atas dan bawahnya dibatasi oleh lapisan yang kedap air. Akuifer setengah terkungkung adalah akuifer yang lapisan di atas atau di bawahnya masih mampu meloloskan atau dilewati air meskipun sangat kecil (lambat). Akuifer setengah bebas merupakan peralihan antara akuifer setengah terkungkung dengan akuifer bebas. Lapisan bawahnya yang merupakan lapisan kedap air, sedangkan lapisan atasnya merupakan material berbutir halus, sehingga pada lapisan penutupnya masih dimungkinkan adanya gerakan air. Akuifer bebas lapisan atasnya mempunyai permeabilitas yang tinggi, sehingga tekanan udara di permukaan air sama dengan atmosfer. Air tanah dari akuifer ini disebut air tanah bebas (tidak terkungkung) dan akuifernya sendiri sering disebut *water-table aquifer*. Jenis-jenis akuifer ditunjukkan pada **Gambar 2.3** berikut.



Gambar 2. 3 Jenis-jenis akuifer (Shiddiqy, 2014)

Todd (1980) menyatakan bahwa tidak semua formasi litologi dan kondisi geomorfologi merupakan akuifer yang baik. Berdasarkan pengamatan lapangan, akuifer dijumpai pada bentuk lahan sebagai berikut:

1. Lintasan air (*water course*)

Bentuk lahan di mana materialnya terdiri dari aluvium yang mengendap di sepanjang alur sungai sebagai bentuk lahan dataran banjir serta tanggul alam. Bahan aluvium itu biasanya berupa pasir dan kerikil.

2. Dataran (*plain*)

Bentuk lahan berstruktur datar dan tersusun atas bahan aluvium yang berasal dari berbagai bahan induk sehingga merupakan akuifer yang baik.

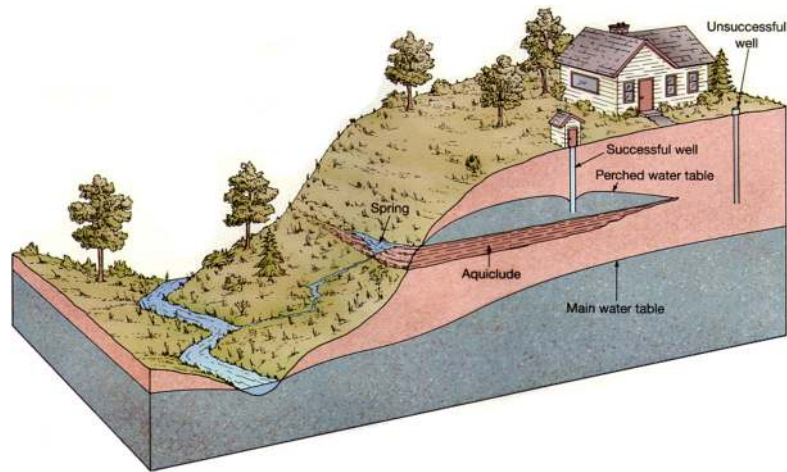
3. Lembah antar pegunungan (*intermontane valley*)

Merupakan lembah yang berada di antara dua pegunungan dan materialnya berasal dari hasil erosi dan gerak massa batuan dari pegunungan disekitarnya.

4. Lembah terkubur (*buried valley*)

Lembah yang tersusun oleh material lepas yang berupa pasir halus sampai kasar.

Berdasarkan perlakuannya terhadap air tanah, terdapat lapisan-lapisan batuan selain akuifer yang berada di bawah permukaan tanah. Lapisan-lapisan batuan tersebut dapat dibedakan menjadi: *Aquiclude*, *aquitard*, dan *aquifuge*. *Aquiclude* adalah formasi geologi yang mungkin mengandung air, tetapi dalam kondisi alami tidak mampu mengalirkannya, misalnya lapisan lempung, serpih, tuf halus, dan lanau. Untuk keperluan praktis, *aquiclude* dipandang sebagai lapisan kedap air. Letak *aquiclude* ditunjukkan pada **Gambar 2.4** berikut.



Gambar 2. 4 Letak aquiclude (Shiddiqy, 2014)

Aquitard adalah formasi geologi yang semi kedap, mampu mengalirkan air tetap dengan laju yang sangat lambat jika dibanding dengan akuifer. Meskipun demikian dalam daerah yang sangat luas, mungkin mampu membawa sejumlah besar air antara akuifer yang satu dengan lainnya. *Aquifuge* merupakan formasi kedap yang tidak mengandung dan tidak mampu mengalirkan air.

2.3 Metode Geolistrik

Metode geolistrik merupakan salah satu metode geofisika yang mempelajari sifat aliran listrik di dalam bumi. Metode geolistrik resistivitas dilakukan dengan cara menginjeksikan arus listrik dengan frekuensi rendah ke permukaan bumi yang kemudian diukur beda potensial di antara dua buah elektroda potensial.

Metode geolistrik resistivitas 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).

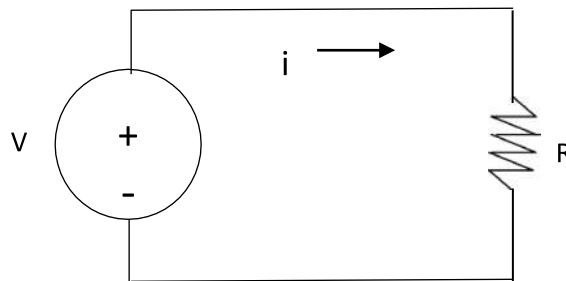
Metode geolistrik resistivitas lebih efektif bila dipakai untuk eksplorasi yang sifatnya relatif dangkal, yakni yang memberikan informasi lapisan kedalaman tidak lebih dari 300 atau 450 meter. Oleh karena itu, metode ini jarang digunakan

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 resistivitas 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 2.5** menunjukkan rangkaian listrik sederhana resistansi, dan pernyataan di atas dapat dituliskan dalam persamaan (Lowrie, 2007).



Gambar 2. 5 Rangkaian listrik sederhana resistansi (Lowrie, 2007).

$$V = I R$$

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 $R=V/I$, tetapi R tidak tergantung I (Suyoso, 2003).

Untuk medium yang homogen 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).

2.3.2 Surveys Geolistrik Resistivitas

Survey geolistrik resistivitas memberikan gambaran tentang distribusi resistivitas bawah permukaan. Untuk mengkonversi bentuk resistivitas ke dalam bentuk geologi diperlukan pengetahuan tentang tipikal dari harga resistivitas untuk setiap tipe material dan struktur geologi daerah penelitian. Keberadaan cairan atau air dalam sistem rekahan atau ruang antar butir batuan dapat menurunkan nilai resistivitas batuan. Beberapa ahli memberikan nilai resistivitas beberapa jenis batuan.

2.3.3 Resistivitas Semu

Asumsi yang selalu digunakan dalam metode geolistrik resistivitas adalah bumi bersifat homogen isotropis. Ketika arus diinjeksikan ke dalam bumi, pengaruh dalam bentuk beda potensial yang diamati secara tidak langsung adalah hambatan jenis suatu lapisan bumi tertentu. Namun nilai ini bukanlah nilai hambatan jenis yang sesungguhnya. Hambatan jenis ini merupakan besaran yang nilainya tergantung pada spasi elektroda. Padahal kenyataannya bumi terdiri dari lapisan-lapisan dengan nilai resistivitas yang berbeda-beda, sehingga

potensial yang diukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut.

Hambatan jenis ini disebut hambatan jenis (resistivitas) semu.

Resistivitas semu dirumuskan:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

dimana:

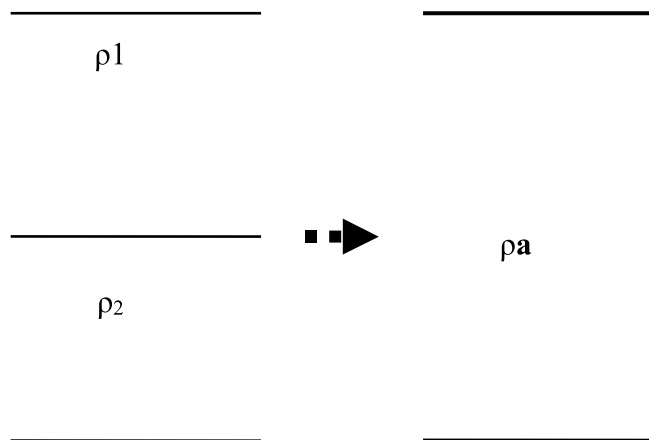
ρ_a = resistivitas semu (Ωm),

K = faktor geometris (m),

ΔV = beda potensial (V),

I = kuat arus (A)

Bumi merupakan medium berlapis yang masing-masing lapisan mempunyai harga resistivitas berbeda-beda. Resistivitas semu merupakan suatu konsep abstrak yang di dalamnya terkandung keterangan tentang kedalaman dan sifat suatu lapisan tertentu. Sebagaimana disajikan dalam **Gambar 2.6** dimisalkan bahwa medium yang ditinjau terdiri dari 2 (dua) lapis dan mempunyai nilai resistivitas yang berbeda (ρ_1 dan ρ_2). Dalam pengukuran, medium ini akan dianggap sebagai 1 lapisan yang homogen dan mempunyai 1 harga resistivitas yaitu ρ_a (*apparent resistivity*) atau resistivitas semu.

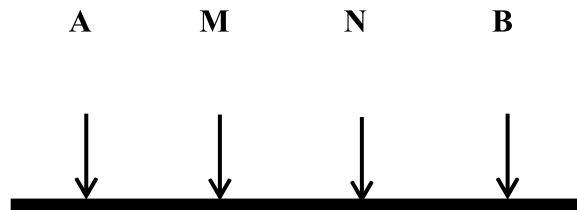


Gambar 2. 6 Konsep resistivitas semu (Anonim: Laporan Survei Identifikasi Potensi Air Tanah oleh PU NTB)

Resistivitas semu yang dihasilkan oleh setiap konfigurasi akan berbeda, walaupun jarak antar elektrodanya sama, sehingga dikenal ρ_{aw} yaitu resistivitas semu untuk konfigurasi *Wenner* dan ρ_{as} untuk konfigurasi *Schlumberger*. Untuk medium berlapis, harga resistivitas semu ini merupakan fungsi jarak bentangan (jarak antar elektroda arus). Untuk jarak antar elektroda arus yang kecil akan memberikan ρ_a yang harganya mendekati ρ batuan di dekat permukaan. Sedang untuk jarak bentangan yang besar, ρ_a yang diperoleh akan mewakili harga ρ batuan yang lebih dalam.

2.3.4 Konfigurasi Elektroda

Konfigurasi elektroda merupakan model penyusunan elektroda-elektroda arus dan potensial yang diatur sedemikian rupa sesuai dengan tujuan yang hendak dicapai. Susunan elektroda dapat dilihat pada **Gambar 2.7** dibawah ini.

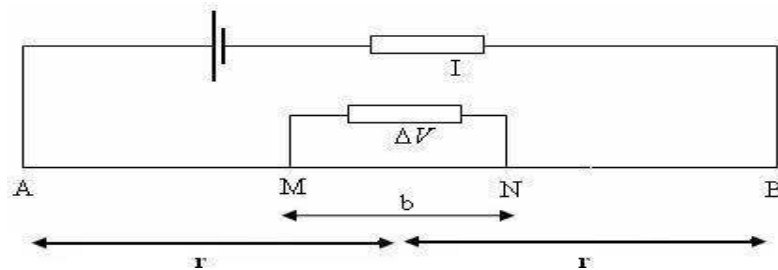


Gambar 2. 7 Susunan elektroda (Anonim: Laporan Survei Identifikasi Potensi Air Tanah oleh PU NTB)

Elektroda A dan B disebut elektroda arus (*current electrode*), sedangkan elektroda M dan N disebut elektroda potensial (*potential electrode*). Elektroda arus biasa juga ditulis dengan C1 dan C2, dan untuk elektroda potensial adalah P1 dan P2. Dalam pengukuran di lapangan, keempat elektroda tersebut ditancapkan ke dalam tanah. Arus listrik dari *Power Suplay* dialirkan ke dalam bumi melalui elektroda arus C1 dan C2. Kemudian beda potensial yang terjadi diukur melalui elektroda potensial P1 dan P2. Ada beberapa macam konfigurasi yang digunakan dalam penyelidikan bawah tanah, salah satunya adalah Konfigurasi Elektroda *Schlumberger*.

2.3.5 Konfigurasi *Schlumberger*

Konfigurasi *Schlumberger* bertujuan mencatat gradient potensial atau intensitas medan listrik dengan menggunakan pasangan elektroda pengukur yang berjarak rapat tidak seperti halnya pada konfigurasi *Wenner*, pada konfigurasi *Schlumberger* jarak elektroda potensial jarang diubah-ubah meskipun jarak elektroda arus selalu diubah-ubah. Hanya harus diingat bahwa jarak antar elektroda arus harus jauh lebih besar dibanding jarak antar elektroda potensial selama melakukan perubahan spasi elektroda. Misalnya, untuk kasus aturan elektroda *Schlumberger* jarak r harus lebih besar dari pada $b/2$. Dalam hal ini, selama pembesaran jarak elektroda arus, jarak elektroda potensial tidak perlu diubah. Hanya, jika jarak elektroda arus relatif sudah cukup besar maka jarak elektroda potensial perlu diubah.



Gambar 2. 8 Konfigurasi elektroda schlumberger (Hendrajaya dkk, 1990)

Elektroda potensial (M dan N) diam pada titik tengah antara elektroda arus (A dan B), dan kedua elektroda arus digerakkan secara simetris keluar (menjauhi elektroda pengukur) dengan spasi pengukuran tertentu. Kombinasi dari jarak $AB/2$ dan jarak $MN/2$, besarnya arus listrik yang dialirkan serta tegangan listrik yang terjadi akan diperoleh suatu harga tahanan jenis semu.

Konfigurasi Schlumberger idealnya jarak MN dibuat sekecil-kecilnya, sehingga jarak MN secara teoritis tidak berubah. Tetapi karena keterbatasan kepekaan alat ukur, maka ketika jarak AB sudah relatif besar maka jarak MN hendaknya dirubah. Perubahan jarak MN hendaknya tidak lebih besar dari $1/5$ jarak AB.

Keunggulan konfigurasi Schlumberger ini adalah kemampuan untuk mendeteksi adanya non-homogenitas lapisan batuan pada permukaan, yaitu

dengan membandingkan nilai resistivitas semu ketika terjadi perubahan jarak elektroda MN/2.

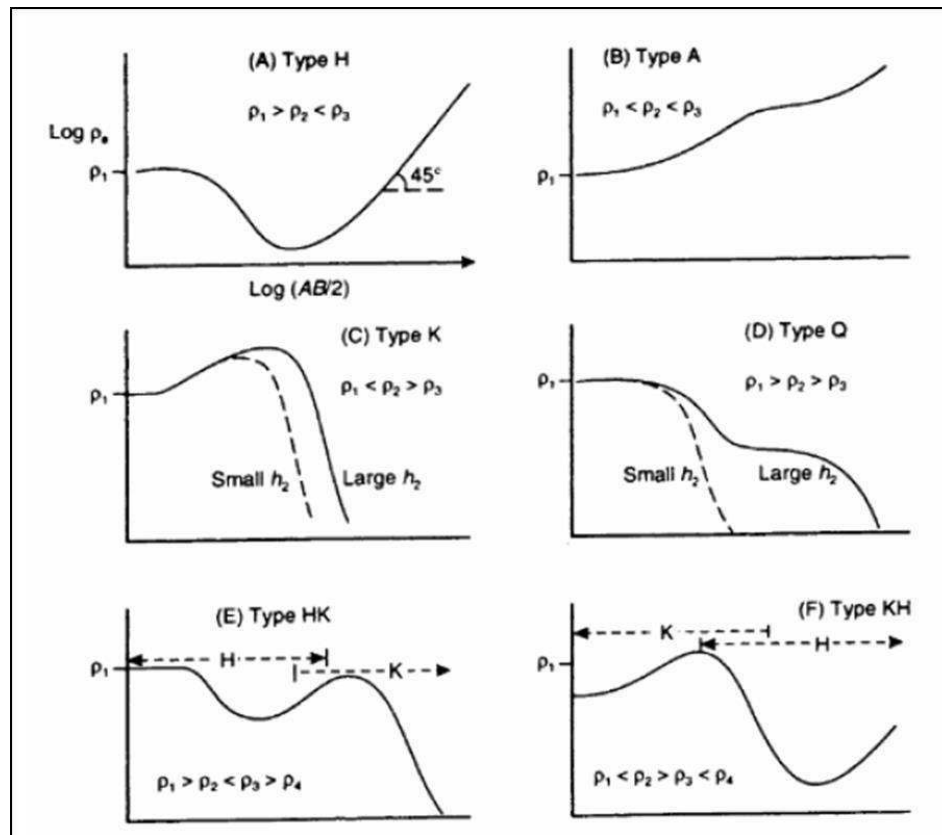
Adapun faktor geometrinya adalah sebagai berikut:

Dimana $AB/2 = a$, $MN/2 = b$

$$\begin{aligned}
 K &= \frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \\
 &= \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{a} - \frac{1}{b}\right) - \left(\frac{1}{a} + \frac{1}{b}\right) - \left(\frac{1}{a} + \frac{1}{b}\right) + \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{b}\right)} \\
 &= 2\pi \left[\left(\frac{1}{a} - \frac{1}{b}\right) - \left(\frac{1}{a} + \frac{1}{b}\right) - \left(\frac{1}{a} + \frac{1}{b}\right) + \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{b}\right) \right]^{-1} \\
 &= 2\pi \left[\frac{2}{a-b} - \frac{2}{a+b} \right]^{-1} \\
 &= 2\pi \left[2 \frac{(a+b) - (a-b)}{a^2 - b^2} \right]^{-1} \\
 &= 2\pi \left[2 \left(\frac{2b}{a^2 - b^2} \right) \right]^{-1} \\
 &= 2\pi \left[\frac{4b}{a^2 - b^2} \right]^{-1} \\
 &= \pi \left[\frac{a^2 - b^2}{2b} \right]
 \end{aligned}$$

2.3.6 Sounding

Sounding diambil dari *vertical electrical sounding* (VES) yaitu teknik pengukuran geolistrik yang bertujuan untuk memperkirakan variasi resistivitas sebagai fungsi dari kedalaman pada suatu titik pengukuran. Secara kualitatif variasi resistivitas terhadap kedalaman tercermin pada kurva sounding, yaitu plot resistivitas semu sebagai fungsi dari a (Wenner) atau $a = AB/2$ (Schlumberger). Jenis-jenis kurva *sounding* dapat dilihat pada **Gambar 2.9** berikut.



Gambar 2. 9 Beberapa tipe kurva sounding yang menunjukkan secara kualitatif variasi resistivitas sebagai fungsi kedalaman (Telford, 1990)

2.4 Sifat Batuan

Setiap batuan memiliki karakteristik tersendiri dalam hal sifat kelistrikkannya. 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 dkk., 2012).

Pada bagian batuan, atom-atom terikat secara ionik atau kovalen. Karena adanya ikatan ini maka batuan mempunyai sifat menghantarkan arus listrik. Aliran arus listrik dalam batuan atau mineral dapat digolongkan menjadi tiga macam, yaitu: konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik, dan konduksi secara dielektrik (Anonim, 2012).

Konduksi secara elektronik 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 dan karakteristik batuan tersebut adalah resistivitas.

Konduksi secara elektrolitik terjadi jika batuan atau mineral bersifat porous dan memiliki pori-pori yang terisi oleh fluida, terutama air. Akibatnya batuan-batuan tersebut menjadi konduktor elektrolitik, di mana konduksi arus listrik dibawa oleh ion-ion elektrolitik dalam air. Konduktivitas akan semakin besar jika kandungan air dalam batuan bertambah banyak.

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

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** berikut.

Tabel 2. 1 Resistivitas batuan dan mineral (Telford, 1990)

Material	Resistivitas (Ωm)
Udara	~
Pirit (<i>pyrite</i>)	0.01 – 100
Kwarsa (<i>quartz</i>)	$500 - 8 \times 10^5$
Kalsit (<i>calcite</i>)	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$
Garam batu (<i>rock salt</i>)	$30 - 1 \times 10^{13}$
Granit (<i>granite</i>)	$200 - 1 \times 10^5$
Andesit (<i>andesite</i>)	$1.7 \times 10^2 - 4.5 \times 10^4$
Basal (<i>basalt</i>)	$10 - 1.3 \times 10^7$
Batu gamping (<i>limestones</i>)	$500 - 1 \times 10^4$
Batu pasir (<i>sandstones</i>)	200 – 8000
Batu tulis (<i>shales</i>)	20 – 2000

Pasir (<i>sand</i>)	1 – 1000
Lempung (<i>clay</i>)	1 – 100
Air tanah (<i>ground water</i>)	0.5 – 300
Air laut (<i>sea water</i>)	0.2
Magnetit (<i>magnetite</i>)	0.01 – 1000
Kerikil kering (<i>dry gravel</i>)	600 – 1000
Aluvium (<i>alluvium</i>)	10 – 800
Kerikil (<i>gravel</i>)	100 – 600

Berikut nilai resistivitas batuan yang dianggap sebagai *reservoir* air tanah atau akuifer berdasarkan beberapa peneliti dapat dilihat pada **Tabel 2.2** dan **Tabel 2.3** berikut.

Tabel 2. 2 Rentang Resistivitas dari litologi batuan ITERA (Rizka dan Satiawan, 2019)

Nilai Resistivitas	Litologi
<20 Ωm	<i>tuffaceous claystone</i> (lempung tufaan) Batuan tuf berbutir halus yang memiliki kandungan <i>clay</i> . Sifatnya <i>impermeable</i> dan tidak dapat menjadi akuifer
20 – 80 Ωm	<i>tuffaceous sandstones</i> (pasir tufaan) Batuan tuf yang memiliki kandungan pasir dengan ukuran butir menengah – kasar. Sifatnya <i>permeabel</i> dengan porositas baik dan dapat menjadi akuifer tertekan.
80 - 150 Ωm	<i>Tuff</i> Batuan tuf dengan ukuran butir kasar, terletak pada bagian yang relatif dangkal dari permukaan/pada bagian bawah tanah penutup. Batuan ini juga dapat berperan menjadi akuifer.
>150 Ωm	<i>Tuff</i> Batuan tuf dengan ukuran butir halus dan kompak.

Tabel 2. 3 Nilai Resistivitas Batuan

No	Resistivitas (Ω m)	Reservoir	Sumber
1	3 – 35.4	Batupasir berlanau & Kerakal	Natasha dkk. (2012)
2	8 – 25	Batupasir & Batulanau	G.R. Lashkaripour (2003)
3	17 – 111	Batupasir	Mohamaden dkk. (2016)
4	29 - 57	Batupasir berlanau	Saad dkk. (2012)
5	38.6 - 98.4	Batupasir & Kerakal	Mohamaden dkk. (2017)
6	< 50	Pelapukan & rekahan Batubasalt	Innocent Muchingami (2012)
7	< 70	Batugamping	Mohamed dkk. (2012)
8	96 – 446	Pelapukan/Rekahan Batuan dasar	Lateef (2012)
9	164 – 2095.6	Batupasir	Ariyo dkk. (2008)
10	113 – 156	Batupasir	Arshad dkk. (2007)

2.5 Jenis-jenis Batuan

Secara umum batuan terbagi atas 3 bagian, yaitu: batuan beku, batuan sedimen, dan batuan malihan atau metamorf.

2.5.1 Batuan beku (*Igneous Rock*)

Batuan beku terbentuk sebagai akibat pembekuan magma pada permukaan bumi (dalam batolit), pipa magma atau kawah (*vent*), *sill*, *dike* (retas), dan di atas permukaan bumi (lelehan).

a. Batuan beku intrusif (*intrusive rocks*)

Batuan beku ini terbagi pula menjadi: batuan beku dalam, batuan beku porfir, dan batuan beku afanitik. Batuan beku dalam (*plutonik*) terjadi sebagai akibat pembekuan magma yang jauh di dalam bumi. Batuan beku ini dicirikan dengan komposisi kristal berukuran besar atau kasar (faneritik) dan mudah dibedakan secara mata telanjang (megaskopis). Plutonik diambil dari nama

dewa bangsa Yunani kuno, dewa penguasa bumi. Contoh batuan beku intrusif adalah granit, granodiorit, diorit, sianit, dan gabro. Batuan beku porfir terbentuk di sekitar pipa magma atau kawah, komposisi kristal beragam, ada yang besar atau kasar dan sedang (porfiritik), contoh: granit porfir, riolit porfir, granodiorit porfir, dasit porfir, diorit porfir, andesit porfir. Batuan beku afanitik memiliki tekstur kristal yang halus, contoh: andesit, dasit, basal, latit, riolit, trakit.

b. Batuan beku ekstrusif (*extrusive rocks, volcanic rocks*)

Terbentuk sebagai akibat magma atau lava yang mengalir ke permukaan bumi kemudian membeku akibat proses pendinginan yang cepat, dicirikan dengan komposisi kristal yang sangat halus (*amorf*), contoh: obsidian, *pitchstone*, lava, perlit, felsir, basal.

2.5.2 Batuan sedimen (*Sedimentary Rock*)

Batuan sedimen (endapan) terbentuk sebagai akibat pengendapan material yang berasal dari pecahan, bongkah batuan yang hancur karena proses alam, kemudian terangkut oleh air, angin, es, dan terakumulasi dalam satu tempat (cekungan), kemudian termampatkan menjadi satu lapisan batuan baru. Batuan sedimen mempunyai ciri berlapis sebagai akibat terjadinya perulangan pengendapan. Batuan sedimen dibagi menjadi: batuan sedimen klastik, batuan sedimen organik, dan batuan sedimen kimia. Batuan sedimen klastik terbentuk sebagai akibat kompaksi dari material batuan beku, batuan sedimen lain, dan batuan malihan dengan ukuran butir beragam. Karena pembentukan tersebut diakibatkan oleh angin, air, atau es, maka disebut juga batuan sedimen mekanik (*mechanical sediment*), contoh: batu gamping, batu pasir, batu lempung, breksi, konglomerat, tilit, batu lanau, arkosa (batu pasir felspar), *arenaceous* (serpih pasir), *argillaceous* (serpih lempungan), *carbonaceous* (serpih gampingan). Batuan sedimen organik adalah batuan sedimen yang mengandung sisa organisme yang terawetkan, contoh: batu bara terbentuk dari timbunan dari sisa-sisa tumbuhan di dasar danau (rawa-rawa berubah menjadi gambut, selanjutnya menjadi batu baramuda atau batu bara). Batuan sedimen kimia yaitu batuan yang

terangkut dalam bentuk larutan kemudian diendapkan secara kimia di tempat lain, contoh: evaporasi dari air laut dan air danau.

2.5.3 Batuan malihan atau metamorf (*Metamorphic Rock*)

Batuan malihan atau metamorf adalah batuan yang terbentuk dari batuan asal (batuan beku, sedimen, metamorf) yang mengalami perubahan temperatur, tekanan, atau temperatur dan tekanan secara bersamaan dalam waktu yang lama yang berakibat pada pembentukan mineral-mineral baru dan tekstur batuan yang baru (Nandi, 2010).