

BAB II

TEORI DASAR

2.1 Prinsip Dasar Kelistrikan Bumi

Metode Geolistrik resistivitas merupakan salah satu alternatif yang digunakan untuk eksplorasi lapisan bawah permukaan bumi. Metode ini memanfaatkan kontras sifat resistivitas (tahanan jenis) dari lapisan batuan di dalam bumi sebagai media/alat untuk mempelajari keadaan geologi bawah permukaan yang akan dikorelasikan dengan kondisi geologi di daerah tersebut.

Batuan penyusun berbagai mineral, atom-atom terikat secara ionik atau kovalen. Karena adanya ikatan tersebut, maka batuan mempunyai sifat menghantarkan arus listrik. Aliran arus listrik di dalam batuan/mineral dapat digolongkan menjadi 3 macam yaitu:

1. Konduksi 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. Resistivitas adalah karakteristik bahan yang menunjukkan kemampuan bahan tersebut untuk menghantarkan arus listrik. Semakin besar nilai resistivitas suatu bahan maka semakin sulit bahan tersebut menghantarkan arus listrik. Begitu pula sebaliknya, apabila nilai resistivitasnya rendah maka akan semakin mudah bahan tersebut menghantarkan arus listrik. Resistivitas mempunyai pengertian yang berbeda dengan resistansi (hambatan), dimana resistivitas tidak hanya tergantung pada bahan tetapi juga bergantung pada faktor geometri atau bentuk bahan tersebut. Sedangkan resistansi tidak bergantung pada faktor geometri (Telford dkk., 1990).

2. Konduksi Elektrolitik

Konduksi jenis ini banyak terjadi pada batuan/materi yang bersifat porous dan ada pori-pori tersebut terisi oleh larutan elektrolit. Sebagian besar batuan merupakan konduktor yang buruk dan memiliki resistivitas yang sangat tinggi. Namun pada kenyataannya batuan biasanya 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 dan resistivitas batuan porous 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:

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

di mana ρ_e adalah resistivitas batuan, ϕ adalah porositas, S adalah fraksi pori-pori yang berisi air, dan ρ_w adalah resistivitas air. Sedangkan a , m , dan n adalah konstanta, m disebut juga faktor sementasi. Untuk nilai n *Schlumberger* menyarankan $n = 2$ (Reynolds, 2006).

3. Konduksi Dielektrik

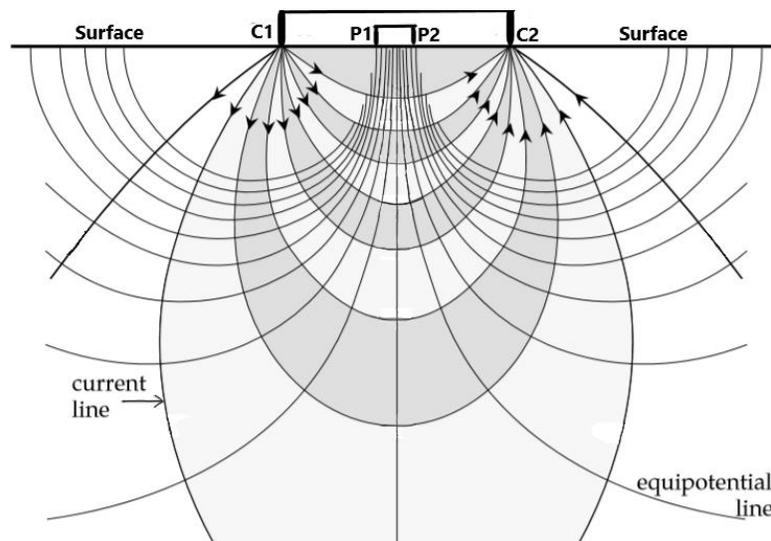
Konduksi ini terjadi pada batuan yang bersifat dielektrik, artinya batuan tersebut mempunyai elektron bebas sedikit bahkan tidak ada sama sekali. Tetapi karena adanya pengaruh medan listrik dari luar, maka elektron-elektron dalam atom batuan dipaksa berpindah dan berkumpul terpisah dengan intinya, sehingga terjadi polarisasi. Peristiwa ini sangat bergantung pada konstanta dielektrik batuan yang bersangkutan (Reynolds, 2006).

2.2 Metode Geolistrik Resistivitas

Metode Geolistrik resistivitas merupakan salah satu teknik investigasi dalam geofisika yang diterapkan untuk memetakan struktur bawah tanah berdasarkan prinsip bahwa persebaran nilai resistivitas setiap litologi bawah permukaan memiliki nilai yang tidak sama. Resistivitas batuan menjadi perhatian khusus untuk hidrogeologi yang memungkinkan untuk membedakan antara air tawar dan air asin,

antara akuifer berpasir batuan lunak dan material lempung, antara batuan keras akuifer berpori atau pecahan batuan dan batu lempung yang memiliki permeabel rendah dan batu napal antara rekahan yang menahan air dan batuan induk padatnya. Tahanan dari tanah diukur dengan arus yang diinjeksikan dan menghasilkan perbedaan potensial pada permukaan (Kirsch, 2006).

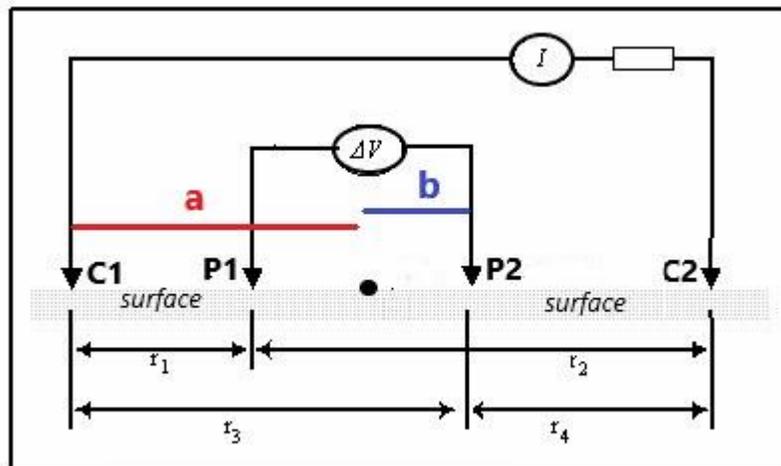
Dalam pengukuran Geolistrik di lapangan dilakukan dengan mengalirkan arus ke dalam tanah seperti pada **Gambar 2.1** melalui 2 elektroda arus (C1 dan C2) dan responsnya (beda potensial) diukur melalui 2 elektroda yang lain (P1 dan P2). Berdasarkan konfigurasi elektroda dan respons yang terukur maka sifat kelistrikan medium bawah permukaan tersebut dapat diperkirakan (Lowrie, 2007). Prinsip pengukuran Geolistrik disajikan pada **Gambar 2.1**:



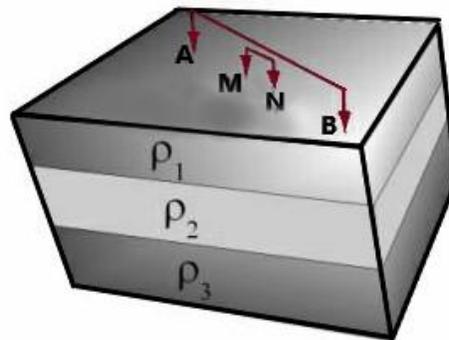
Gambar 2. 1 Prinsip pengukuran Geolistrik (Lowrie, 2007).

Untuk dapat mengetahui nilai tahanan jenis dari suatu batuan di bawah permukaan maka dilakukan dengan cara mengalirkan arus listrik DC (*Direct Current*) yang mempunyai tegangan tinggi ke dalam tanah. Dengan menggunakan 2 buah elektroda arus A dan B yang ditancapkan ke dalam tanah dengan jarak tertentu selanjutnya diinjeksikan arus listrik. Semakin panjang jarak elektroda AB akan menyebabkan arus listrik bisa menembus lapisan batuan yang lebih dalam. Dialirkannya arus listrik maka di dalam tanah akan menimbulkan tegangan listrik.

Tegangan listrik yang terjadi di permukaan tanah diukur dengan menggunakan multimeter yang terhubung melalui dua buah elektroda tegangan MN yang jaraknya lebih pendek daripada jarak elektroda AB. Bila posisi jarak elektroda A dan B diubah menjadi lebih besar maka tegangan listrik yang terjadi pada elektroda MN ikut berubah sesuai dengan informasi jenis batuan yang ikut terinjeksi pada kedalaman yang lebih besar. Kedalaman lapisan batuan yang bisa ditembus oleh arus listrik ini sama dengan separuh dari jarak AB yang biasa disebut $AB/2$ (bila digunakan arus listrik DC), maka diperkirakan dari injeksi ini berbentuk setengah bola dengan jari-jari $AB/2$. Umumnya metode Geolistrik yang sering digunakan adalah yang menggunakan 4 buah elektroda dengan susunan elektroda seperti pada **Gambar 2.2** yang terletak dalam satu garis lurus serta simetris terhadap titik tengah, yaitu 2 buah elektroda arus (AB) di bagian luar dan 2 buah elektroda tegangan (MN) pada bagian dalam. Penyusunan elektroda saat pengukuran di lapangan akan mempengaruhi nilai resistivitas semu yang didapatkan yang berupa target lapisan yang akan didapatkan dengan sensitivitas horizontal dan vertikal seperti pada **Gambar 2.3** (Kirsch, 2006).



Gambar 2. 2 Susunan elektroda arus dan elektroda potensial dalam pengukuran resistivitas (Telford dkk., 1990).



Gambar 2. 3 Susunan elektroda untuk pengukuran resistivitas semu pada lapisan tanah berlapis (Kirsch, 2006).

2.3 Konsep Resistivitas

Dalam eksplorasi Geolistrik, jarak elektroda jauh lebih kecil daripada jejari bumi, sehingga bumi dapat dianggap sebagai medium setengah tak berhingga. Maka digunakan untuk material yang homogen isotropik, sehingga resistivitas yang terukur merupakan resistivitas sesungguhnya (*true resistivity*) dan tidak bergantung pada spasi elektroda (Kirsch, 2006).

Pengukuran dengan konfigurasi apapun (pada medium setengah tak berhingga) harus memberikan harga *true resistivity* yang sama. Pada kenyataannya seperti pada **Gambar 2.3**, obyek yang diukur adalah bumi atau tanah yang umumnya berlapis, terdiri dari lapisan-lapisan dengan nilai resistivitas yang berbeda-beda, sehingga perandaian bahwa mediumnya adalah homogen tidak terpenuhi. Potensial yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut. Karenanya, harga resistivitas yang diukur seolah-olah merupakan harga resistivitas untuk satu lapisan saja yang disebut resistivitas semu (*apparent resistivity*). Nilai resistivitas semu tergantung pada resistivitas lapisan-lapisan pembentuk formasi geologi (*subsurface geology*) dan spasi serta faktor geometri elektroda resistivitas semu (ρ_a) yang dihasilkan oleh setiap konfigurasi akan berbeda. Untuk medium berlapis, harga resistivitas semu merupakan fungsi jarak antar elektroda arus. Untuk jarak 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 ρ batuan yang lebih dalam (Kirsch, 2006).

Bentuk umum resistivitas semu:

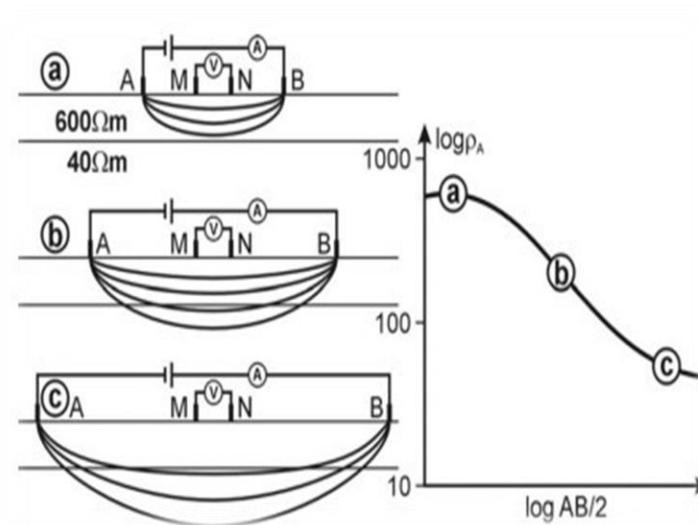
$$\rho_a = K \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad 2.2$$

Berikut keterangan dari bentuk umum rumus (2.2):

ρ_a	: Resistivitas semu (Ωm)	K	: Faktor geometri (m)
ΔV	: Tegangan yang diukur (V)	I	: Kuat arus (A)

2.4 Pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES)

Pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES) merupakan teknik investigasi pengukuran metode Geolistrik resistivitas untuk mempelajari persebaran nilai resistivitas di bawah permukaan yang sensitif terhadap variasi distribusi resistivitas secara vertikal di bawah permukaan. Teknik ini paling baik diadaptasi untuk menentukan kedalaman dan resistivitas untuk struktur batuan berlapis rata, seperti lapisan sedimen, atau kedalaman ke permukaan air. Konfigurasi *Schlumberger* paling umum digunakan untuk investigasi VES. Titik tengah dijaga tetap sementara jarak antara elektroda saat ini semakin meningkat. Hal ini menyebabkan garis arus menembus secara vertikal **Gambar 2.4**. Jarak elektroda akan sebanding dengan kedalaman lapisan batu terdeteksi. Semakin dalam lapisan batu, semakin besar jarak elektroda (Lowrie, 2007).

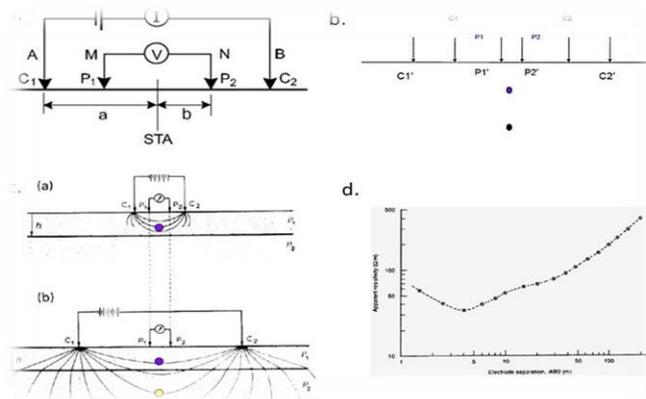


Gambar 2. 4 Konfigurasi *Schlumberger* (Kirsch, 2006).

2.5 Konfigurasi *Schlumberger*

Pada konfigurasi *Schlumberger* seperti pada **Gambar 2.5** sebaiknya pada jarak MN dibuat sekecil-kecilnya agar distribusi nilai resistivitas pada litologi di bagian atas yang tipis dapat terbaca. Pada konfigurasi ini elektroda M dan N digunakan sebagai elektroda potensial dan elektroda A dan B digunakan sebagai elektroda arus. Pada konfigurasi *Schlumberger* ini, nilai MN lebih dari nilai AB. Sehingga jarak MN secara teoritis tidak mengalami perubahan, tetapi karena adanya keterbatasan kepekaan peralatan pengukuran, maka ketika jarak AB sudah relatif besar maka jarak MN baru dirubah.

Pada konfigurasi *Schlumberger* ini memiliki kekurangan yaitu pembacaan tegangan pada elektroda MN adalah lebih kecil terutama ketika jarak AB yang relatif jauh, sehingga diperlukan alat ukur multimeter yang mempunyai akurasi tinggi yaitu menampilkan nilai skala milivolt untuk mendapatkan tingkat akurasi data yang lebih detail. Tetapi ada solusi lain yaitu diperlukan peralatan pengirim arus yang mempunyai tegangan listrik DC yang sangat tinggi. Sedangkan kelebihan dari konfigurasi *Schlumberger* ini memiliki kemampuan untuk mendeteksi adanya non-homogenitas lapisan batuan pada permukaan, yaitu dengan membandingkan nilai resistivitas semu ketika terjadi perubahan jarak elektroda MN/2 (Kirsch, 2006).



Gambar 2. 5 Pengukuran arus VES (a) menentukan konfigurasi (b) menentukan titik datum (c) ukuran pada satu titik datum dengan elektroda jarak bervariasi dari jarak elektroda kecil untuk elektroda besar secara bertahap (d) merekonstruksi titik datum $AB/2$ dan pa pada grafik *sounding* (Rizka, 2018).

Metode Geolistrik yang umumnya sering digunakan adalah untuk menggunakan 4 buah elektroda **Gambar 2.5** yang terletak dalam satu garis lurus serta simetris terhadap titik tengah, yaitu 2 buah elektroda arus (AB) di bagian luar dan 2 buah elektroda tegangan (MN) di bagian dalam. Asumsi bahwa kedalaman lapisan batuan yang bisa ditembus oleh arus listrik ini sama dengan separuh dari jarak elektroda arus (yang dimisalkan dengan elektroda arus A dan elektroda arus B) dapat bernilai $AB/2$ (apabila digunakan arus listrik DC). Sehingga dapat diperkirakan pengaruh dari injeksi aliran arus listrik ini berbentuk setengah bola dengan jari-jari $AB/2$ (Kirsch, 2006).

Pada konfigurasi *Schlumberger*, memiliki susunan elektroda yang dipengaruhi oleh jarak spasi elektroda arus dan elektroda potensial yang berbeda. Pada saat pengukuran di lapangan elektroda potensial tetap dan elektroda arus bergeser dengan perubahan jarak MN hendaknya tidak lebih besar dari $1/5$ jarak AB (Kirsch, 2006), sehingga harga K (faktor geometri) dapat ditentukan sebagai berikut:

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

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

$$K = \frac{2\pi (a^2 - b^2)}{4b}$$

$$K = \frac{\pi (a^2 - b^2)}{2b}$$

Dari persamaan bentuk umum resistivitas semu:

$$\rho_a = K \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad 2.3$$

didapatkan perumusan:

$$\rho_a = \left(\frac{\pi (a^2 - b^2)}{2b} \right) \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad 2.4$$

Dengan keterangan sebagai berikut:

I = Kuat Arus (A)

V = Tegangan yang di ukur (V)

ρ = Resistivitas (Ωm)

$r1$ = Jarak C1 ke P1 (m)

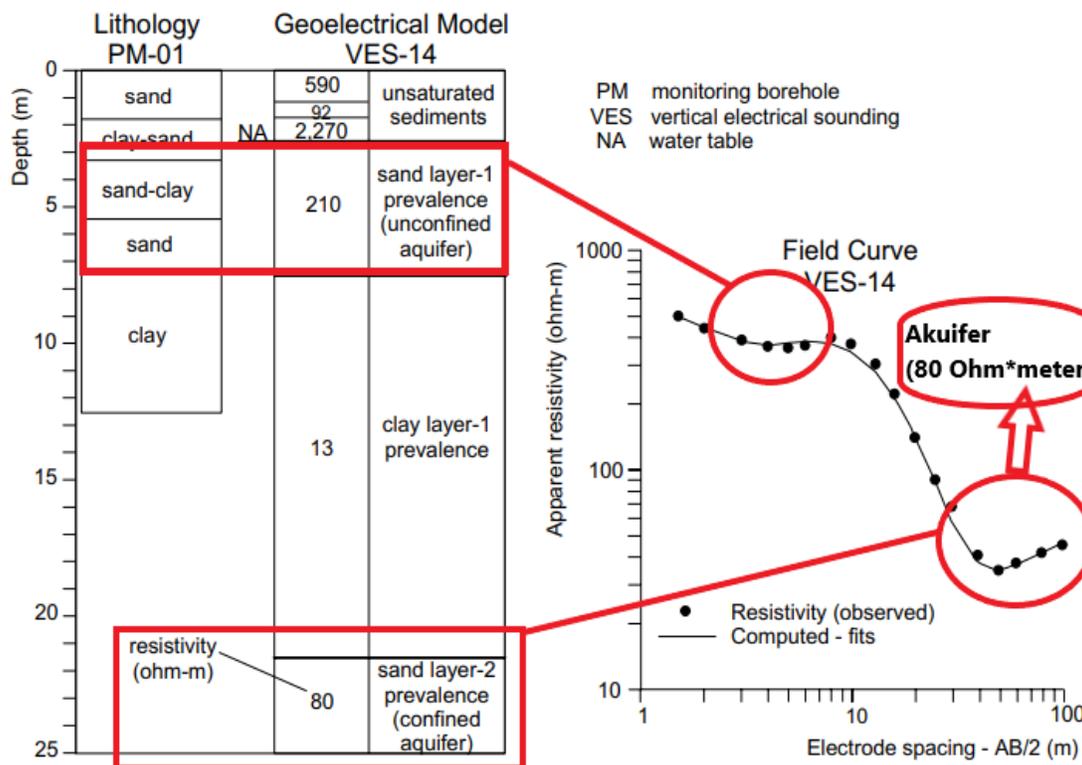
$r2$ = Jarak C2 ke P1 (m)

$r3$ = Jarak C1 ke P2 (m)

$r4$ = Jarak C2 ke P2 (m)

a = Jarak antara titik tengah ke C1 atau C2 (m)

b = Jarak antara titik tengah ke P1 atau P2 (m)



Gambar 2. 6 Kurva VES yang menunjukkan akuifer air tanah (Braga, 2006).

Pengolahan data dilakukan dua tahap yaitu: tahap pertama dilakukan dengan menggunakan kurva *matching*, yaitu penafsiran pendahuluan untuk mengetahui nilai resistivitas tiap lapisan, jumlah lapisan, dan ketebalan lapisan. Penafsiran dengan menggunakan kurva baku dua lapisan yang telah dihitung secara teoritis. Tahap kedua dilakukan dengan bantuan *software* untuk mendapatkan hasil yang lebih yang akurat. Penafsiran dilakukan dengan otomatis dan manual. Dengan memasukkan hasil penafsiran pada tahap pertama berdasarkan kondisi geologi daerah penelitian untuk menentukan lapisan yang diduga mempunyai potensi sebagai lapisan akuifer air tanah dalam kondisi batuan sedimen yang normal yaitu berdasarkan penafsiran setiap litologi batuan memiliki nilai resistivitas batuan geologi yang berbeda-beda. Dasar lainnya yang dipakai adalah tiap litologi batuan mempunyai nilai resistivitas yang berbeda berdasarkan porositas, kandungan air dan kekompaknya. Hubungan antara besaran harga resistivitas dengan macam batuan dapat digambarkan sebagai berikut, bahwa batuan sedimen yang lepas akan mempunyai resistivitas yang lebih

rendah dibandingkan dengan batuan sedimen yang kompak. Pada kurva VES **Gambar 2.6** yang menunjukkan akuifer air tanah mempunyai tahanan jenis yang rendah. Sehingga dengan data VES yang telah dilakukan pengolahan dengan *software IPI2win* didapatkan nilai resistivitas sebenarnya untuk menentukan karakteristik lapisan yang mengandung akuifer pada kurva ditunjukkan dengan nilai resistivitas berkisar 0,5-300 Ωm (Telford dkk., 1990).

2.6 Resistivitas Batuan

Resistivitas merupakan sifat fisika yang menunjukkan kemampuan material dalam menghambat aliran arus listrik. Berdasarkan kemampuan dalam menghantarkan arus listrik, material dikelompokkan menjadi tiga yaitu konduktor, semikonduktor dan isolator. Konduktor merupakan material yang dapat menghantarkan arus listrik karena banyak memiliki elektron bebas, sebaliknya isolator merupakan material yang tidak dapat menghantarkan arus listrik karena tidak memiliki elektron bebas. Semikonduktor merupakan material dapat menghantarkan arus listrik, namun tidak sebaik konduktor. Secara umum berdasarkan nilai tahanan listriknya, batuan dan mineral dapat dikelompokkan menjadi tiga, yaitu:

1. Konduktor baik: $10^{-8} \Omega\text{m} < \rho < 1 \Omega\text{m}$,
2. Konduktor menengah: $1 \Omega\text{m} < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$,
3. Isolator: ρ lebih dari $10^7 \Omega\text{m}$.

Tabel 2.1 Harga tahanan jenis berbagai mineral, batuan maupun fluida (Asmaranto, 2012).

Material Bumi	Resistivitas Semu ($\Omega\text{-m}$)	Material Bumi	Resistivitas Semu ($\Omega\text{-m}$)
Logam		Batuan sedimen	
Tembaga	$1,7 \times 10^{-8}$	Batu Lempung	$10 - 1 \times 10^3$
Emas	$2,4 \times 10^{-8}$	Tuff pasiran	$1 - 1 \times 10^8$
Perak	$1,6 \times 10^{-8}$	Batu Gamping	$50 - 1 \times 10^7$
Grafit	1×10^{-3}	Dolomit	$100 - 1 \times 10^4$
Besi	1×10^{-7}		
Nikel	$7,8 \times 10^{-8}$	Sedimen Lepas	

Timah	$1,1 \times 10^{-7}$	Pasir	$1 - 1 \times 10^3$
		Lempung	$1 - 1 \times 10^2$
Batuan Kristalin			
Granit	10^2-10^6	Air tanah	
Diorit	$10^4 - 10^5$	Air Sumur	$0,1 - 1 \times 10^3$
Gabro	$10^3 - 10^6$	Air Payau	0,3 - 1
Andesit	$10^2 - 10^4$	Air Laut	0,2
Basalt	$10 - 10^7$	Air Asin (Garam)	0,05 - 0,2
Sekis	$10 - 10^4$		
Gneiss	10^4-10^6		

Tabel 2.2 Harga resistivitas spesifik batuan (Telford dkk., 1990).

Material	Harga resistivitas (Ωm)
Air Permukaan	80-200
Air Tanah	20-150
Silt-lempung	10-200
Pasir	100-600
Pasir dan Kerikil	100-1000
Batu Lumpur	20-200
Tuff pasiran	50-500
Konglomerat	100-500
Tuff	20-500
Kelompok Kuarsit	100-2000
Kelompok Granit	1000-10000
Tanah Lempung	1,5-3,0
Lempung Lanau	3,0-15
Tanah Lanau Pasiran	15-150
Batuan Dasar Lembab	150-300
Pasir Kerikil Kelanauan	300
Batuan Dasar Tak lapuk	2400
terdapat Air Tawar	20-60
Air Asin	20-200
Kelompok <i>Chert, Slate</i>	0,18-0,24
<i>Unconsolidated Sedimen</i>	
<i>Sand</i>	1-1000

<i>Clay</i>	1-100
<i>Marl</i>	1-100
<i>Ground Water</i>	
<i>Portable well water</i>	0,1-1000
<i>Breckish water</i>	0,3-1
<i>Sea Water</i>	0,05-0,2

Berdasarkan **Tabel 2.1** dan **Tabel 2.2** dapat diketahui secara teknis hubungan antara besarnya nilai tahanan jenis dengan macam batuan dapat disimpulkan sebagai berikut:

1. Nilai tahanan jenis batuan yang lepas lebih rendah dari batuan yang kompak.
2. Nilai tahanan jenis batuan akan lebih rendah, jika air tanah berkadar garam tinggi.
3. Tidak terdapat batas yang jelas antara nilai tahanan jenis dari tiap-tiap batuan.
4. Tahanan jenis batuan dapat berbeda secara menyolok, tidak saja dari lapisan yang satu terhadap lapisan yang lain, tetapi juga di dalam satu lapisan batuan.
5. Batuan yang pori-porinya mengandung air, hambatan jenisnya lebih rendah dari yang kering. Kandungan air di dalam batuan akan menunjukkan harga resistivitas.

2.7 Metode *Well Logging*

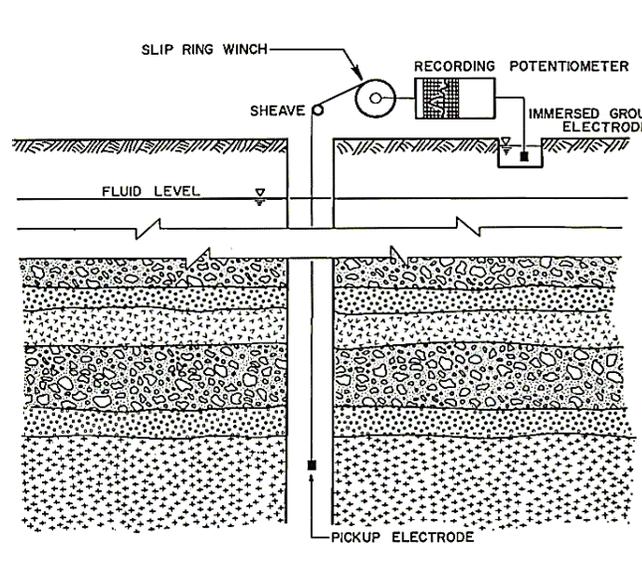
Well Logging merupakan perekaman karakteristik dari suatu formasi batuan yang diperoleh melalui pengukuran pada sumur bor. Data yang dihasilkan disebut sebagai *well log*. Berdasarkan proses kerjanya, *Well Logging* dibagi menjadi dua jenis, yaitu *wireline Well Logging* dan *Well Logging while drilling* bor (Ellis dan Singer, 2008). *Wireline Well Logging* dilakukan ketika pemboran telah berhenti dan kabel digunakan sebagai alat untuk mentransmisikan data. Pada *Well Logging while drilling*, *Well Logging* dapat dilakukan bersamaan dengan pemboran. *Well Logging* jenis ini tidak menggunakan kabel untuk mentransmisikan data. Saat ini *Well Logging while drilling* lebih banyak digunakan karena lebih praktis (Ellis dan Singer, 2008).

Pada penelitian ini jenis *Well Logging* yang digunakan yaitu jenis *log* listrik. *Log* listrik merupakan suatu jenis *log* yang digunakan untuk mengukur sifat

kelistrikan batuan, yaitu resistivitas atau tahanan jenis batuan dan potensial diri dari batuan *log* listrik digunakan untuk korelasi yang tepat dengan VES untuk eksplorasi air tanah. Adapun jenis *log* listrik yang digunakan pada penelitian ini adalah *Spontaneous Potential Log (SP)* dan *log* resistivitas.

2.7.1 *Spontaneous Potential Log (SP)*

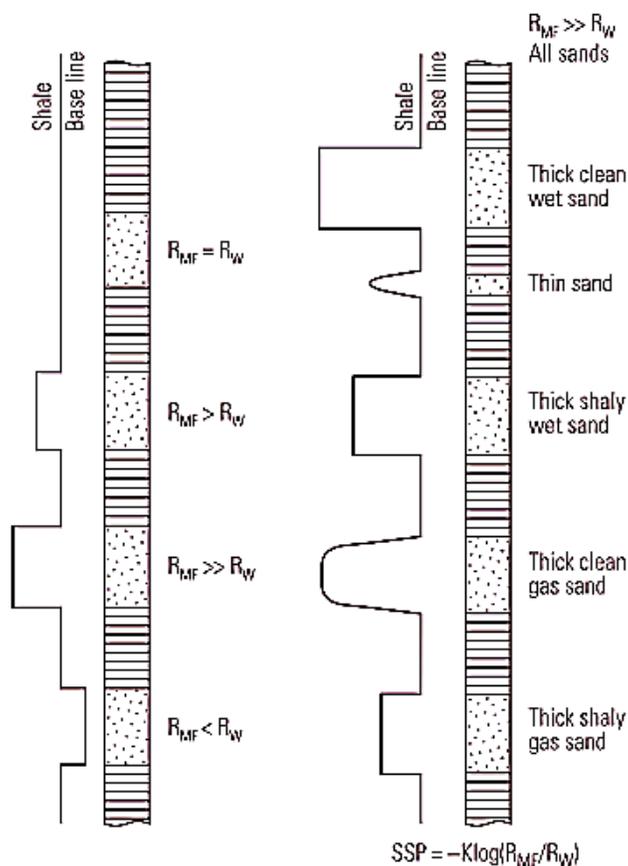
Spontaneous Potential Log (SP) merupakan rekaman perbedaan potensial listrik antara elektroda di permukaan dengan elektroda yang terdapat di lubang bor yang bergerak naik-turun. *SP log* adalah salah satu metode *logging* tertua yang dikembangkan oleh perusahaan *Schlumberger*. Pada penerapannya *SP log* berfungsi untuk mengidentifikasi lapisan permeabel, menentukan batas-batas lapisan permeabel dan menentukan resistivitas air formasi, serta memberikan indikasi kualitatif pada lapisan serpih (Harsono, 2013). Ilustrasi pengukuran *SP log* dapat dilihat pada **Gambar 2.7**.



Gambar 2.7 Ilustrasi pengukuran *SP log* (Huang, 2014).

Supaya SP dapat berfungsi maka lubang harus diisi oleh lumpur konduktif dengan nilai skala SP adalah millivolt (Hariyanto, 2011). Dari penerapannya *SP log* dapat digunakan untuk:

1. Estimasi lapisan *permeable*.
2. Mencari batas-batas lapisan *permeable* dan korelasi antar sumur berdasarkan tiap lapisannya.
3. Menentukan nilai resistivitas air formasi.
4. Memberikan indikasi kualitatif lapisan serpih.



Gambar 2. 8 Contoh respon anomali *SP log* (Ellis dan Singer, 2008).

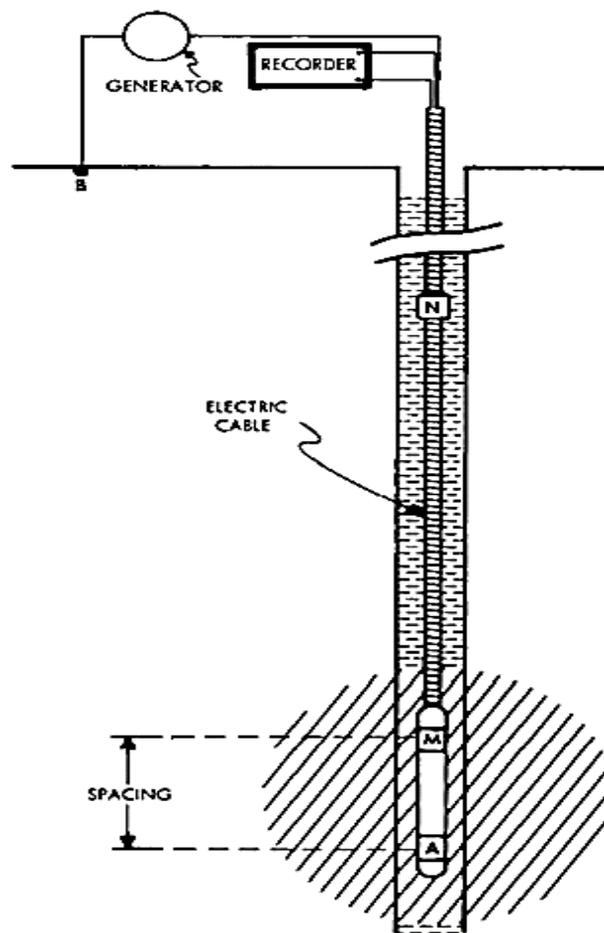
Lapisan sumur yang terdiri dari lapisan permeabel dan tak permeabel secara alamiah karena perbedaan kandungan garam air, arus listrik akan mengalir di sekeliling perbatasan formasi di dalam lubang bor. Lapisan serpih tidak ada aliran listrik sehingga potensialnya akan konstan dengan kata lain SP-nya rata-rata yang disebut dengan garis dasar serpih (*shale base line*). Mendekati lapisan permeabel aliran listrik mulai terjadi, yang menyebabkan beda potensial negatif

Gambar 2.8.

SP log hanya dapat menunjukkan lapisan permeabel, namun tidak dapat mengukur harga yang akurat dari permeabilitas maupun porositas dari suatu formasi. Kurva *SP* akan menunjukkan karakteristik yang berbeda untuk tiap jenis litologi. Pada lapisan permeabel **Gambar 2.8** yang mengandung air asin, defleksi kurva *SP* akan berkembang negatif (ke arah kiri dari *shale base line*). Pada lapisan permeabel yang mengandung air tawar atau zona akuifer, defleksi kurva *SP* akan berkembang positif (ke kanan arah dari *shale base line*) (Harsono, 1997).

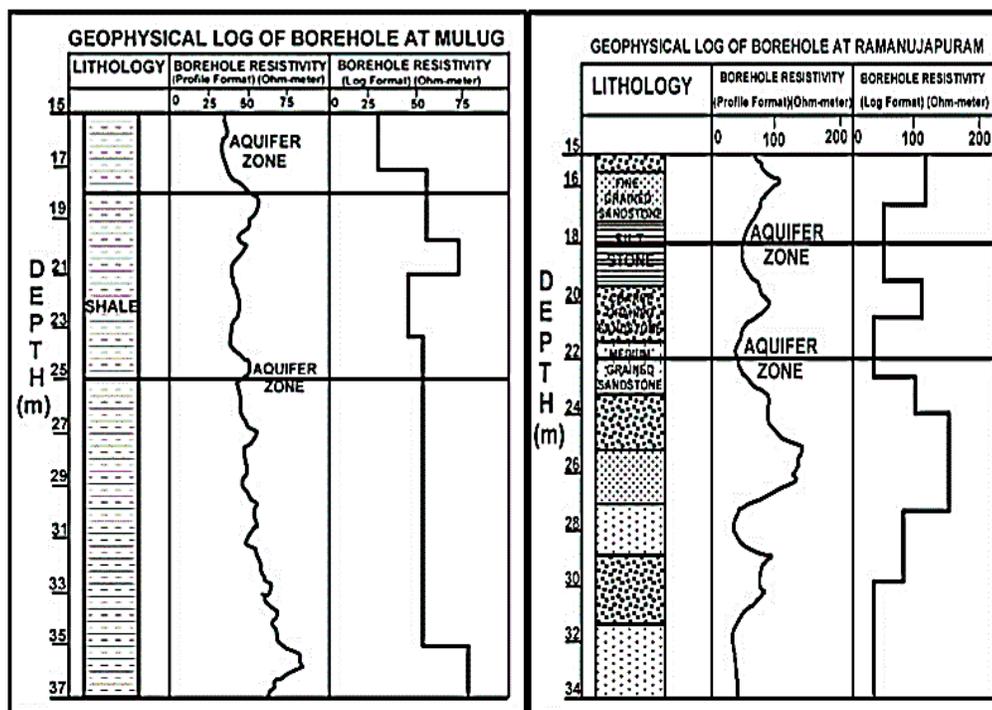
2.7.2 Log Resistivitas

Kurva *log* resistivitas normal (*R*) berasal dari sistem empat elektroda, menggunakan dua elektroda arus A dan B dan dua elektroda potensial M dan N. Hanya dua elektroda A dan M efektif dalam mengukur resistivitas semu (Klinmanee, 2012). Resistivitas atau tahanan jenis suatu batuan adalah suatu kemampuan batuan untuk menghambat jalannya arus listrik yang mengalir melalui batuan tersebut. Nilai resistivitas rendah apabila batuan mudah untuk mengalirkan arus listrik, sedangkan nilai resistivitas tinggi apabila batuan sulit untuk mengalirkan arus listrik. *Log* resistivitas digunakan untuk mendeterminasi zona akuifer air, mengindikasikan zona permeabel dengan mendeterminasi porositas resistivitas **Gambar 2.10**, karena batuan dan matrik tidak konduktif, maka kemampuan batuan untuk menghantarkan arus listrik tergantung pada fluida dan pori (Hodlur, 2010). Pengukuran *log* resistivitas ada beberapa susunan pada saat pengukuran yaitu secara normal atau *normal resistivity Well Logging*, yang umumnya banyak digunakan dalam pelaksanaan pengukuran. Penentuan pengukuran kurva *log* resistivitas dipengaruhi oleh jarak antara elektroda A dan yaitu dengan jarak A dan M: 4 inci, 8 inci, 16 inci, 32 inci, 64 inci **Gambar 2.9**. Pada elektroda A dan M relatif berdekatan, sedangkan elektroda B dan N tidak hanya jauh dari satu sama lain, tetapi juga jauh dari elektroda AM. Ini berarti jelas resistivitas ditentukan terutama oleh potensi elektroda pengukur M (Klinmanee, 2012).



Gambar 2. 9 Pengukuran *log* resistivitas (Hudson, 1996).

Pengukuran *log* resistivitas dimulai dari dasar lubang bor hingga ke permukaan tanah. Pengukuran dilakukan pada tiap M hingga mencapai permukaan tanah. Tiap M akan diukur nilai potensial dan resistivitasnya, baik itu *short resistivity* maupun *long resistivity* sehingga didapatkan informasi tentang nilai resistivitas dan potensial lapisan tiap M. Nilai potensial dan resistivitas baik itu *short resistivity* maupun *long resistivity* yang didapatkan dari pengukuran dicatat pada tabel catatan lapangan yang telah dipersiapkan sebelumnya. Setelah itu dianalisis, maka didapatkan nilai resistivitas dan potensial dari dasar sumur hingga ke permukaan tanah.



Gambar 2. 10 Respon data *Well Logging* terhadap akuifer (Hodlur, 2010).

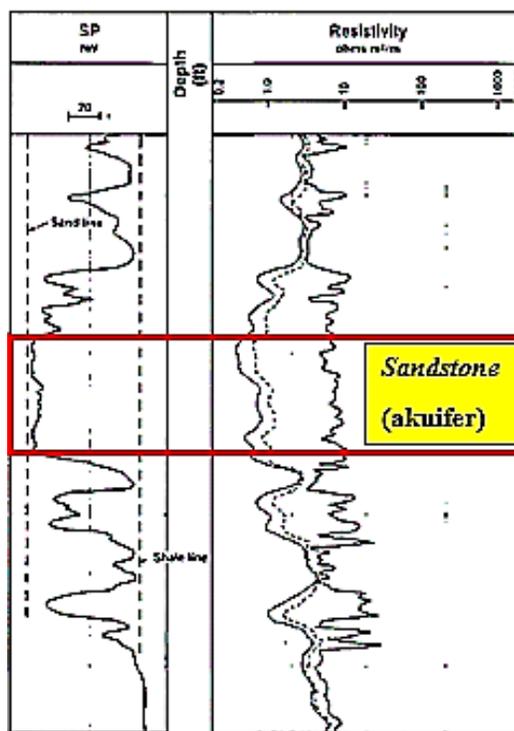
3. Korelasi *SP log* dan *Log Resistivitas*

Korelasi antara *SP log* dan *log resistivitas* untuk mengestimasi zona yang mengandung akuifer air tanah yaitu dengan membandingkan respon kurva setiap kedalaman yang dihasilkan dari kedua *log* tersebut. *SP log* berguna untuk mendeteksi lapisan-lapisan yang porous dan permeabel, menentukan batas-batas lapisan, menentukan harga tahanan air formasi dan dapat juga untuk korelasi batuan dari beberapa sumur di dekatnya. Defleksi kurva *SP* selalu dibaca dari *shale base line* yang mana bentuk dan besar defleksi tersebut dapat dipengaruhi oleh ketebalan lapisan batuan formasi, tahanan lapisan batuan, tahanan *shale* dalam lapisan batuan, diam lubang bor, dan invasi air filtrat lumpur. Jika pengaruh *SP log* melalui lapisan cukup tebal dan kondisinya bersih dari *clay*, maka defleksi kurva *SP* akan mencapai maksimum (Harsono, 1997).

Pada *log resistivitas* tergantung pada porositas efektif, salinitas air formasi dalam pori-pori batuan. Setiap material jika diberikan arus listrik akan mempunyai

tahanan yang berbeda-beda. Suatu batuan memiliki jenis batuan yang berbanding terbalik dengan daya penghantarnya. Dalam hal ini, jika suatu batuan memiliki tahanan jenis besar maka batuan tersebut mempunyai daya hantar (konduktivitas) yang kecil begitupun sebaliknya, sehingga kita dapat mengetahui kandungan fluida yang berada di dalam batuan tersebut. Tahanan jenis batuan berbanding terbalik dengan daya hantarnya (konduktivitasnya), jika tahanan jenis batumannya besar maka batuan tersebut konduktivitasnya kecil (Harsono, 1997).

Berdasarkan korelasi kurva *SP log* dan *log resistivitas* **Gambar 2.11** tersebut dapat disimpulkan bahwa karakteristik lapisan akuifer terdapat pada kurva *log resistivitas* yang mengindikasikan nilai resistivitas yang mengandung akuifer dengan nilai resistivitas berkisar 0,5-300 ohm (Telford dkk., 1990) dengan litologi *sandstone* dan pada kurva *SP log* yang menunjukkan defleksi maksimum dari *shale base line* yang menunjukkan lapisan cukup tebal dan kondisinya bersih dari *clay*.



Gambar 2. 11 Contoh respon anomali *SP log* dan *log resistivitas* (Department of the Interior Bureau of Reclamation Research and Development Office, 2019).

2.8 Air Tanah

2.8.1 Pengertian Air Tanah

Air tanah merupakan air yang terdapat di bawah permukaan tanah pada zona jenuh atau air yang mengisi rongga-rongga pori tanah atau batuan. Air tanah merupakan salah satu komponen dalam suatu siklus hidrologi yang berlangsung di alam saat ini (Kirsch, 2006). Air tanah dalam berasal dari air hujan yang jatuh di daerah hulu atau daerah atas karena berada di kaki pegunungan yang disebut daerah tangkapan hujan (*catchment area*). Air kemudian masuk dan mengalir dalam tanah ke sebagai lapisan pembawa air dalam satu cekungan air tanah yang berada di bawah permukaan tanah menuju ke daerah keluaran serta menempati lapisan batuan lolos air. Lapisan batuan lolos air yang mengandung banyak air dan dapat melepaskan air disebut akuifer. Antara akuifer atas dan bawah dibatasi oleh lapisan batuan kedap air (*impermeable*) (Kirsch, 2006).

Menurut (Khotimah, 2008) letak kedalaman, air tanah dibedakan menjadi 2 yaitu berupa :

a. Air Tanah Dangkal

Air tanah dangkal merupakan air tanah yang berada di bawah permukaan tanah dan di atas lapisan batuan kedap air atau tidak tembus air. Pengertian dari air tanah yang tidak tertekan atau air tanah bebas atau lebih populer di masyarakat sebagai air tanah dangkal (*soil water*), ialah air tanah yang tidak terpit oleh lapisan penyekat (*impermeable*). Ini merupakan air tanah yang biasanya kita jumpai jika kita membuat sumur gali. Batas atas air tanah bebas disebut muka air tanah, yang sekaligus juga merupakan batas lajur jenuh. Air tanah dangkal umumnya berada pada kedalaman kurang dari 40 m dari permukaan tanah. Akuifer air tanah ini bersifat tidak tertekan, sangat mudah dipengaruhi oleh kondisi lingkungan setempat. Hal ini disebabkan karena antara air tanah pada akuifer dan air yang ada di permukaan tanah tidak dipisahkan oleh lapisan batuan yang kedap. Besaran volume air tanah dangkal dipengaruhi oleh curah hujan pada suatu wilayah (Rejekiningrum, 2009).

b. Air Tanah Dalam

Air tanah dalam merupakan air tanah yang berada di bawah lapisan air tanah dangkal dan di antara dua lapisan batuan kedap air. Air tanah dalam, keberadaannya cukup dalam sehingga untuk mendapatkannya harus menggunakan alat bor besar. Air tanah ini berada pada akuifer kedalaman antara 40-150 m dan di bawah 150 m. Akuifer ini bersifat tertekan dan tidak dipengaruhi oleh kondisi air permukaan setempat karena antara air tanah pada akuifer dan air yang ada di permukaan tanah dipisahkan oleh lapisan batuan yang kedap. Air tanah ini mengalir dari daerah resapannya di daerah yang bertopografi tinggi. Air tanah dalam merupakan akuifer bawah yang dimanfaatkan sebagai sumber air minum penduduk kota, kebutuhan air perhotelan, perkantoran, dan industri (Rejekiningrum, 2009).

2.8.2 Klasifikasi Air Tanah

Klasifikasi air tanah dalam formasi geologi untuk menyimpan dan meloloskan air dapat diklasifikasikan sebagai berikut:

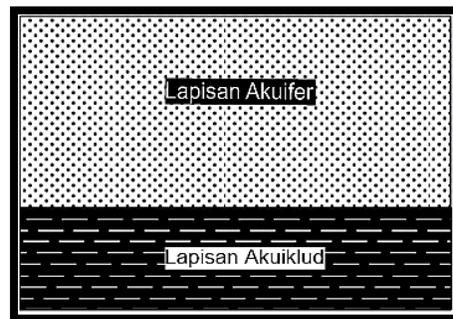
- a. Akuifer (lapisan pembawa air) adalah lapisan batuan berpori jenuh air di bawah permukaan tanah yang dapat menyimpan dan meneruskan air dalam jumlah yang ekonomis, misalnya pasir, kerikil, batu gamping rekahan.
- b. Akuitar (lapisan batuan lambat air) adalah suatu lapisan batuan yang dapat menyimpan air namun tidak dapat meloloskan air dalam jumlah yang berarti dengan gerakan air yang lambat, misalnya lempung pasiran.
- c. Akuiklud (lapisan batuan kedap air) adalah suatu lapisan batuan jenuh air yang mengandung air tetapi tidak mampu meloloskan air dalam jumlah berarti, misalnya lempung.
- d. Akuifug (lapisan kebal air) adalah suatu lapisan batuan kebal air yang tidak mampu mengandung dan dilewati air, misalnya granit, batuan kristalin, batuan metamorf.

2.8.3 Tipe Akuifer

Menurut (Muchamad, 2016) tipe akuifer dapat digolongkan mejadi 3 yaitu:

- Akuifer Bebas

Akuifer jenuh air (*saturated*) dengan hanya satu lapisan pembatas yang kedap air (di bagian bawahnya). Muka air tanah pada akuifer tidak tertekan bersifat bebas untuk naik turun tergantung pada musim. Air tanah yang terdapat pada akuifer ini disebut sebagai air tanah bebas. Akuifer ini ada beberapa macam diantaranya akuifer lembah/*valley*, *perched aquifer* dan *alluvial aquifer*. Ilustrasi akuifer bebas dapat dilihat seperti **Gambar 2.12**, lapisan atas merupakan akuifer dan lapisan bawah yang berupa akuiklud.

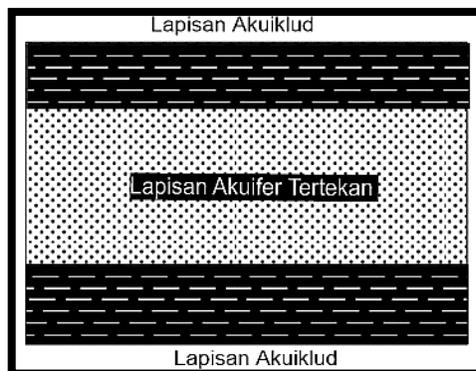


Gambar 2. 12 Sistem akuifer bebas.

- Akuifer Tertekan

Akuifer jenuh air yang dibatasi oleh akuiklud pada lapisan atas dan bawahnya dan tekanan air lebih besar daripada tekanan atmosfer **Gambar 2.13**. Merupakan akuifer jenuh air yang pada lapisan atas dan lapisan bawahnya merupakan lapisan kedap air sebagai pembatasnya. Pada lapisan pembatasnya dipastikan tidak terdapat air yang mengalir (*no flux*) namun ada beberapa kondisi lapisan atas dan bawah dapat mengalirkan air namun dalam jumlah terbatas. Akuifer tertekan terisi penuh oleh air tanah dan tidak mempunyai muka air tanah yang bersifat bebas, Akuifer ini terisi penuh oleh air tanah sehingga pengeboran yang menembus akuifer ini akan menyebabkan naiknya muka air tanah di dalam sumur bor yang melebihi kedudukan semula. Pada akuifer ini tekanan airnya lebih besar

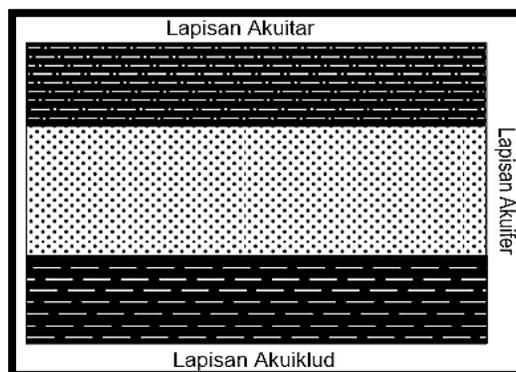
daripada tekanan atmosfer. Oleh karena itu akuifer ini disebut juga dengan *pressure aquifer*.



Gambar 2. 13 Sistem akuifer tertekan.

- *Semi Confined (leaky) Aquifer*

Akuifer jenuh yang dibatasi oleh lapisan atas akuitar dan lapisan bawahnya akuiklud. Akuifer ini merupakan *confined* atau *unconfined* yang dapat meloloskan dan memperoleh air melewati salah satu atau kedua batas formasinya baik atas maupun bawah. Pada lapisan pembatas dibagian atasnya dimungkinkan masih ada air yang mengalir ke akuifer tersebut. Ilustrasi akuifer bocor dapat dilihat seperti **Gambar 2.14**, lapisan atas merupakan lapisan akuitar dan lapisan tengah merupakan akuifer dan lapisan bawah yang berupa akuiklud.



Gambar 2. 14 Sistem akuifer bocor.