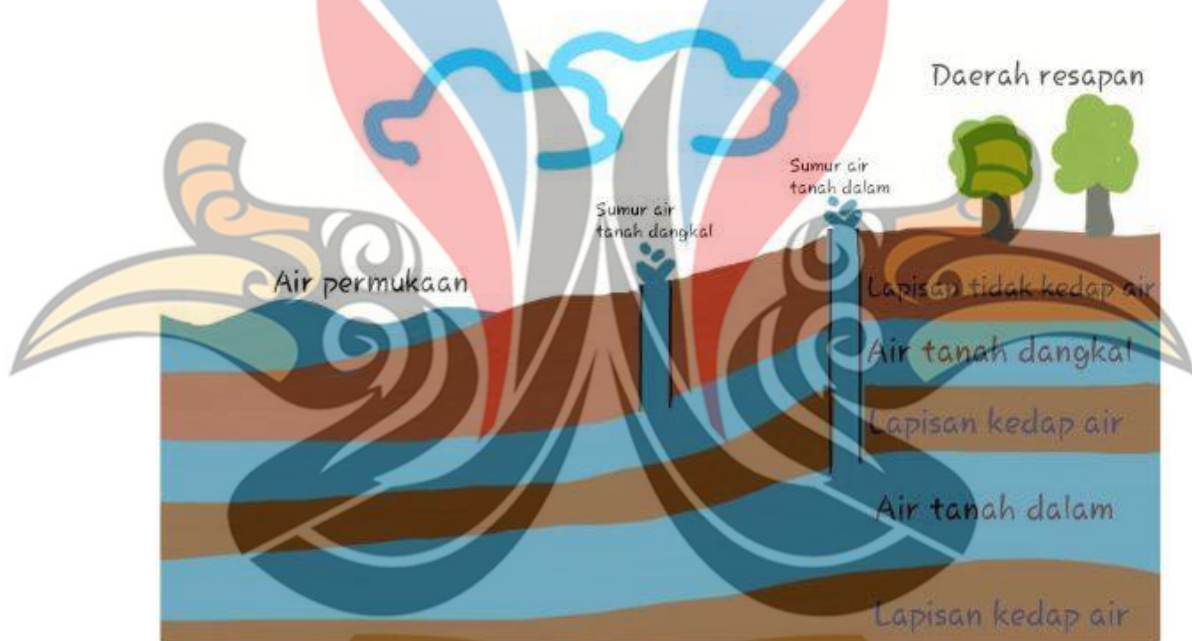


BAB 2

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Air Tanah

Sumber air yang baik digunakan dalam memenuhi kebutuhan dasar manusia adalah air tanah. Air tanah merupakan air yang terdapat di dalam lapisan tanah yang berada di bawah permukaan tanah (Kodoatie, 2012). Air tanah memiliki peranan penting terutama dalam menjaga ketersediaan bahan baku air sebagai kebutuhan rumah tangga, industri, pertanian, dan peternakan.



Gambar 2.1 Air Tanah Dangkal dan Air Tanah Dalam (Khairunnisa, 2012)

Gambar 2.1 menunjukkan jenis air tanah berdasarkan kedalamannya, yaitu air tanah dangkal dan air tanah dalam. Air tanah dangkal yaitu air yang terjadi karena proses peresapan air dari permukaan tanah. Air tanah dangkal merupakan air tanah yang terletak tidak jauh dari permukaan tanah serta berada di atas lapisan kedap air. Air tanah dangkal berada di kedalaman < 20 meter. Jenis air tanah tersebut umumnya dimanfaatkan masyarakat dengan membuat sumur gali. Air tanah dalam merupakan air tanah yang terletak di antara lapisan kedap air dan berada di kedalaman > 40 meter. Jenis air tanah dalam ini memiliki kualitas yang lebih baik dari air tanah dangkal (Darsono dkk, 2017).

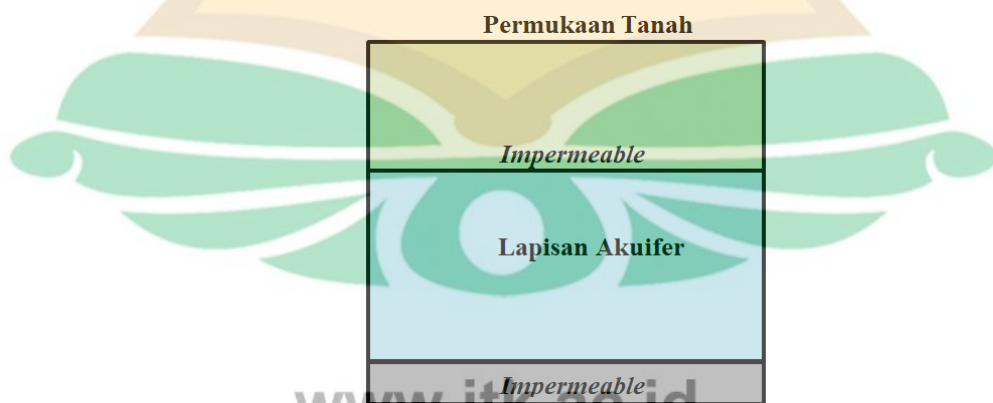
2.2 Lapisan Akuifer

Jenis air tanah dangkal dan air tanah dalam merupakan air yang terdapat dalam lapisan tanah. Air yang terdapat dalam lapisan tanah disebut akuifer (Kodoatie, 2012). Akuifer adalah lapisan batuan di bawah permukaan tanah yang mengandung air dan mampu mengalirkan air. Jenis lapisan akuifer biasanya terdiri dari pasir, kerikil, batu pasir, dan batu gamping rekahan (Darsono, 2016). Salah satu karakteristik akuifer adalah memiliki pori yang saling terhubung, sehingga mampu menyimpan air dan mengalirkan air. Akuifer dapat dibedakan menjadi tiga jenis, yaitu akuifer bebas, akuifer tertekan dan akuifer semi tertekan.



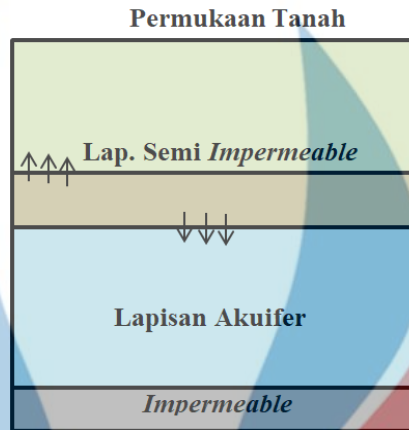
Gambar 2.2 Akuifer Bebas (Suharyadi, 1984. Dimodifikasi penulis)

Gambar 2.2 menunjukkan jenis lapisan akuifer bebas. Lapisan akuifer bebas hanya dibatasi oleh lapisan dasar *impermeable*, bagian atas muka air tanah ini merupakan lapisan *permeable* (Kodoatie, 2012). Air tanah yang berasal dari akuifer bebas umumnya ditemukan pada kedalaman relatif dangkal, yaitu < 20 meter (Darsono, 2016).



Gambar 2.3 Akuifer Tertekan (Suharyadi, 1984. Dimodifikasi penulis)

Gambar 2.3 menunjukkan jenis lapisan akuifer tertekan yang dibatasi oleh dua lapisan *impermeable*. (Kodoatie, 2012). Akuifer tertekan merupakan jenis air tanah dalam yang berada di kedalaman > 40 meter (Krussman dan Ridder, 1970).



Gambar 2.4 Akuifer Setengah Tertekan (Suharyadi, 1984. Dimodifikasi penulis)

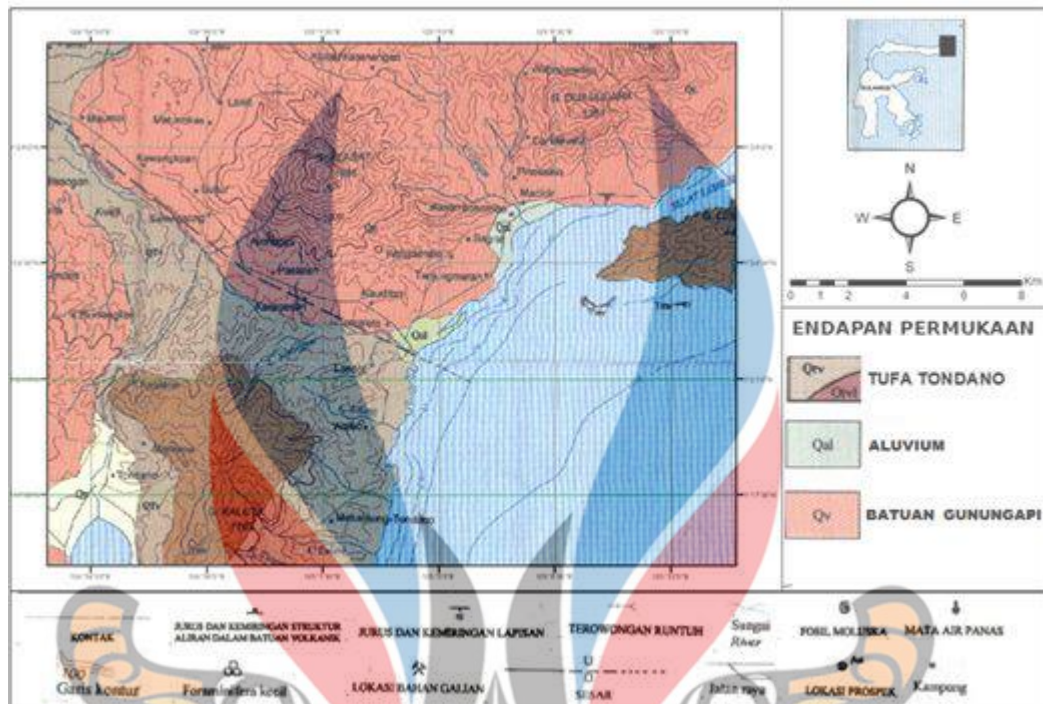
Gambar 2.4 menunjukkan jenis lapisan akuifer semi tertekan yang dibatasi oleh lapisan atas semi *impermeable* dan lapisan bawah *impermeable* (Kodoatie, 2012).

2.3 Kondisi Geologi Penelitian

Secara regional, geologi daerah Kabupaten Minahasa Utara disusun oleh satuan-satuan batuan dengan urutan stratigrafi dari yang berumur tua ke muda, sebagai berikut (Arief dkk, 2011) :

1. Batuan Gunung Api (Tmv), terdiri dari breksi, lava dan tufa. Lava bersifat andesit-basal, breksi berbutir kasar, berkomposisi andesit, sebagian bersifat konglomerat, mengandung sisipan tufa, batu pasir, batu lempung dan di beberapa tempat terdapat andesit berumur miosen tengah. Pada formasi ini memiliki unit berupa perbukitan yang sejajar danau dengan pusat erupsi.
2. Breksi dan Batu Pasir (Tps), pada formasi ini tersusun dari breksi konglomerat kasar, berselingan dengan batu pasir halus hingga kasar, batu lempung, dan berumur pliosen.
3. Tufa Tondano (Qtv), pada formasi ini merupakan klastika kasar gunung api berkomposisi andesit, dan tersusun atas beberapa batuan lainnya seperti pecahan batu apung yang terdiri dari batu apung lapilli, breksi, berstruktur aliran. Formasi ini terdapat di sekitar Danau Tondano di bagian Minahasa Utara.

4. Alluvial (Ql), tersusun dari kerakal, kerikil, pasir, lumpur, dan lempung. Endapan alluvial ini meliputi endapan pantai, endapan sungai dan endapan rawa.



Gambar 2.5 Peta Geologi Penelitian

Berdasarkan peta lembar geologi Manado yang ditunjukkan pada Gambar 2.5, daerah penelitian berada di formasi Tufa Tondano (Qtv). Daerah penelitian merupakan dataran rendah yang terletak di bagian utara Danau Tondano, tersusun oleh endapan kuartar berupa fasies danau dan sungai. Bentang alam ini dikelilingi oleh morfologi perbukitan dengan ketinggian antara 700 sampai 1000 meter yang tersusun oleh Batuan Gunung Api (Qv), Tufa Tondano (Qtv), serta endapan danau dan sungai.

2.4 Sifat Kelistrikan Batuan dan Resistivitas Batuan

Batuan mempunyai sifat-sifat kelistrikan, sifat kelistrikan batuan tersebut adalah karakteristik dari batuan apabila arus listrik dialirkan ke batuan. Karakteristik batuan tersebut merupakan resistivitas yang menunjukkan kemampuan bahan untuk menghantarkan arus listrik. Semakin besar nilai resistivitas batuan maka semakin sulit batuan tersebut mengalirkan dan menghantarkan arus listrik. Arus listrik yang dialirkan dapat berasal dari alam itu

sendiri atau arus listrik tersebut sengaja dimasukkan ke dalam bumi (Lowrie, 2007).

www.itk.ac.id

Nilai resistivitas dapat digunakan untuk mengetahui kondisi bawah permukaan. Nilai resistivitas batuan atau mineral tidak selalu sama. Batuan dengan komposisi material yang bermacam-macam akan menghasilkan nilai resistivitas berbeda-beda. Hal tersebut terjadi akibat jenis tanah dan batuan yang berbeda (Hendrajaya, 1990). Menurut Reynold 1997, nilai resistivitas setiap batuan dipengaruhi oleh beberapa faktor, antara lain:

1. Kandungan air

Semakin banyak kandungan air yang terdapat dalam batuan, semakin kecil nilai resistivitasnya.

2. Komposisi mineral dari batuan

Semakin meningkat kandungan mineral maka nilai resistivitasnya akan semakin menurun.

3. Porositas batuan

Pori-pori batuan apabila terisi air, memiliki resistivitas yang rendah daripada batuan yang kering.

4. Kelarutan garam dalam air dan dalam batuan

Kelarutan garam di dalam air maupun batuan akan mengakibatkan meningkatnya kandungan ion dalam air, sehingga resistivitas menjadi rendah (berfungsi sebagai konduktor).

Faktor-faktor di atas menyebabkan nilai resistivitas batuan yang muncul pada lapisan penyusun bumi berbeda-beda. Nilai resistivitas batuan dapat dilihat pada Tabel 2.1 berikut.

Tabel 2.1 Nilai Resistivitas Batuan

Material	Resistivitas (Ωm)
Udara (<i>Air</i>)	0
Pirit (<i>Pyrite</i>)	0,01-100
Kwarsa (<i>Quartz</i>)	500-800000
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>)	200-10000
Andesit (<i>Andesite</i>)	$1,7 \times 10^{-2} - 45 \times 10^4$
Basal (<i>Basalt</i>)	200-100000

Batu Pasir (<i>Santones</i>)	200-8000
Batu Tulis (<i>Shales</i>)	0,6-100000
Batu Bara	0,6-100000
Lempung (<i>Clay</i>)	1-100
Air Tanah (<i>Ground Water</i>)	0,5-300
Air Asin (<i>Sea Water</i>)	0,2
Alluvium (<i>Alluvium</i>)	10-800
Kerikil (<i>Gravel</i>)	100-600
Pasir Lempungan (<i>Consolidated Shales</i>)	20-2 × 10 ³

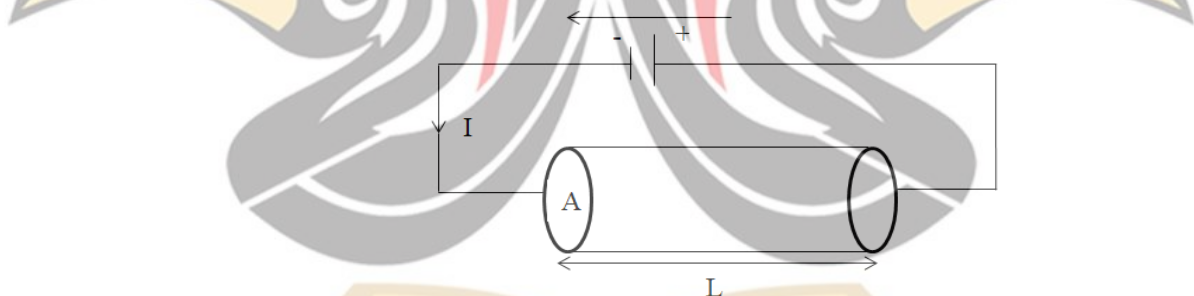
*⁾ Telford dkk, 1990

2.5 Hukum Ohm

Hukum Ohm menyatakan bahwa arus listrik yang mengalir melewati konduktor sebanding dengan potensial pada ujung-ujung konduktor. Hubungan linear tersebut dituliskan melalui persamaan berikut (Lowrie, 2007) :

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.1)$$

R adalah resistansi konduktor dengan satuan ohm. V merupakan tegangan dengan satuan volt, I adalah kuat arus dalam ampere.



Gambar 2.6 Penampang Silinder pada Konduktor (Lowrie, 2007. Dimodifikasi penulis)

Pengamatan eksperimental pada sebuah kabel dengan bahan yang sama menunjukkan bahwa kawat panjang memiliki resistansi lebih besar dari kawat yang pendek, sedangkan kawat tipis memiliki resistansi lebih besar dari kawat yang tebal. Berdasarkan Gambar 2.6 pada kawat diberikan hambatan sebanding dengan panjang (L) dan berbanding terbalik dengan luas penampang (A) pada konduktor, maka resistansi (R) dapat dituliskan melalui persamaan sebagai berikut (Lowrie, 2007):

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

ρ merupakan resistivitas dari konduktor yang memiliki kemampuan untuk menghambat arus listrik. Satuan resistivitas konduktor adalah ohmmeter (Ωm). Persamaan (2.1) disubstitusi dengan persamaan (2.2) maka nilai resistivitasnya adalah sebagai berikut:

$$\frac{V}{L} = \rho \frac{I}{A} \quad (2.3)$$

$\frac{V}{L}$ merupakan medan listrik (\vec{E}) dengan satuan N/C. Kebalikan resistivitas (ρ) yaitu konduktivitas $\sigma = 1/\rho$ dengan satuan $\Omega^{-1}\text{m}^{-1}$. $\frac{I}{A}$ adalah rapat arus (\vec{J}) dengan satuan (A/m^2) maka persamaan (2.3) menjadi:

$$\begin{aligned} \vec{E} &= \frac{\vec{J}}{\sigma} \\ \vec{E} &= \rho \vec{J}, \end{aligned} \quad (2.4)$$

2.6 Metode Resistivitas

Hukum Ohm merupakan prinsip dasar yang digunakan pada metode resistivitas. Hukum Ohm dapat digunakan untuk mengetahui nilai resistivitas bawah permukaan dengan menggunakan metode resistivitas. Metode resistivitas adalah metode geofisika aktif yang memanfaatkan sifat kelistrikan bumi untuk mengetahui kondisi bawah permukaan (Andrias, 2015). Tujuan dari metode resistivitas adalah untuk mencari variasi nilai resistivitas batuan bawah permukaan. Selain itu, metode resistivitas juga dapat menggambarkan keberadaan batuan atau mineral di bawah permukaan berdasarkan sifat kelistrikan dari batuan atau mineralnya (Hakim dkk, 2017).

Berdasarkan teknik pengukuran resistivitas terdapat dua teknik pengukuran, yaitu metode resistivitas *mapping* dan *sounding*. Metode resistivitas *mapping* merupakan metode yang bertujuan untuk mengetahui variasi resistivitas lapisan bawah permukaan secara horizontal. Kedalaman di bawah permukaan yang terdeteksi adalah sama, dalam pengukuran ini jarak antara elektroda dipertahankan tetap dan secara bersama digeser sepanjang lintasan pengukuran (Sheriff, 1986). Metode resistivitas *sounding* bertujuan untuk mengetahui variasi resistivitas batuan di bawah permukaan secara vertikal, pada metode ini pengukuran pada suatu titik *sounding* dilakukan dengan mengubah-ubah jarak elektroda. Perubahan jarak elektroda dilakukan dari jarak elektroda kecil

kemudian membesar secara bertahap. Jarak elektroda sebanding dengan kedalaman lapisan batuan yang terdeteksi. Semakin besar jarak elektroda, semakin dalam lapisan batuan yang terdeteksi (Reynolds, 1997).

2.7 Elektroda Arus Tunggal di dalam Bumi

Hukum Ohm yang dinyatakan dalam persamaan (2.4) menjadi dasar penggunaan metode resistivitas (Everett, 2013). Dari persamaan (2.4) tersebut dapat diketahui bahwa kerapatan arus di bawah permukaan berhubungan dengan medan listrik sesuai Hukum Ohm, yaitu:

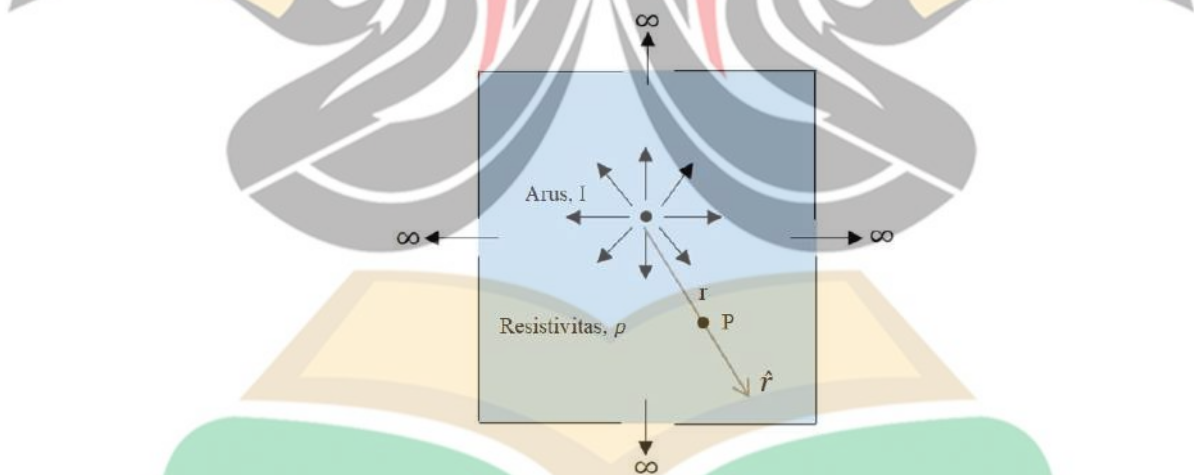
$$E = \frac{I\rho}{A} \quad (2.5)$$

A merupakan area dari permukaan bola yang berjari-jari r dengan luas permukaan $4\pi r^2$, sehingga persamaan (2.5) menjadi:

$$E = \frac{I\rho}{4\pi r^2} \quad (2.6)$$

Titik P pada Gambar 2.7 yang berjarak r dari titik injeksi, menggunakan persamaan (2.6) maka kerapatan arus dapat dituliskan sebagai berikut:

$$J = \frac{I}{4\pi r^2} \quad (2.7)$$



Gambar 2.7 Arus yang diinjeksikan di dalam Resistivitas Homogen (Everett, 2013. Dimodifikasi oleh Penulis)

Berdasarkan Gambar 2.7 terdapat beda potensial yang diukur pada titik P di dalam permukaan. Beda potensial tersebut sebagai usaha yang dilakukan medan listrik E dalam memindahkan muatan uji dari tak hingga ke titik P (Everett, 2013).

$$V = \int_C \vec{E} \cdot d\vec{s} \quad (2.8)$$

C merupakan batas dari tak hingga di titik P, sehingga beda potensial di titik P adalah:

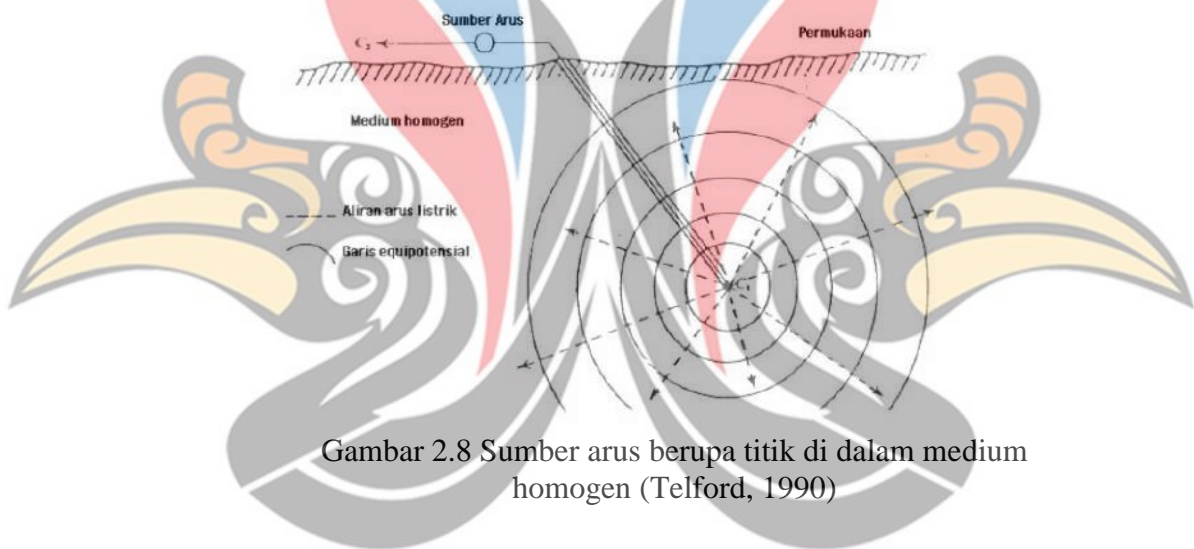
www.itk.ac.id

$$V = \int_r^\infty \vec{E} \cdot d\vec{r},$$

$$V = \int_r^\infty \frac{I\rho}{4\pi r^2} dr,$$

$$V = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (2.9)$$

Arus yang mengalir ke dalam bumi membentuk garis equipotensial tegak lurus pada arah garis arus yang membentuk permukaan bola seperti Gambar 2.8 (Telford, 1990). Garis arus yang terdapat pada Gambar 2.8 menjelaskan bahwa adanya aliran arus listrik yang terjadi saat dua buah elektroda arus ditancapkan ke dalam bumi.



Gambar 2.8 Sumber arus berupa titik di dalam medium homogen (Telford, 1990)

2.8 Elektoda Arus Tunggal di Permukaan

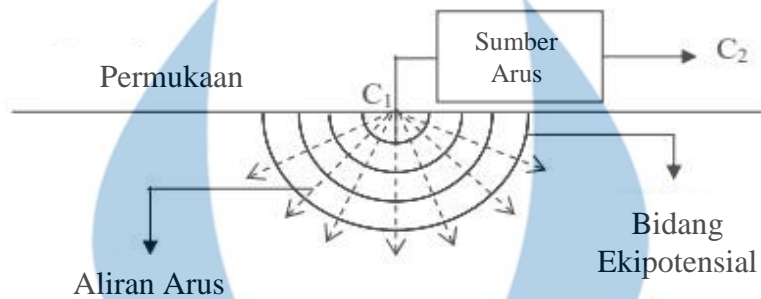
Arus listrik diinjeksikan melalui elektroda arus dan ditanam pada permukaan tanah yang homogen isotropik. Udara dianggap memiliki konduktivitas nol maka udara tidak dapat menghantarkan arus listrik ($\sigma = 0$), sehingga arus mengalir di dalam medium bumi membentuk garis equipotensial pada ruang setengah bola yang diilustrasikan seperti Gambar 2.9 (Telford, 1990). Berdasarkan hal tersebut maka pada arus tunggal di permukaan menggunakan luas permukaan setengah bola dengan luas $2\pi r^2$, sehingga jumlah beda potensial yang melalui permukaan bola adalah:

www.itk.ac.id

$$V = \int_r^\infty \vec{E} \cdot d\vec{r},$$

$$V = \int_r^{\infty} \frac{I\rho}{2\pi r^2} dr,$$

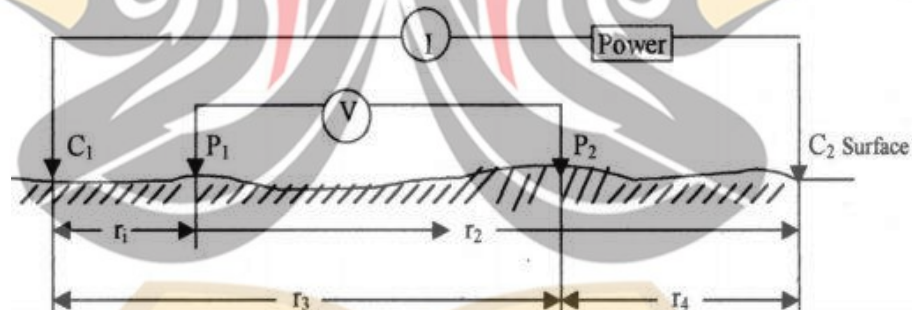
$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (2.10)$$



Gambar 2.9 Titik sumber arus di permukaan tanah medium homogen (Telford dkk, 1976)

2.9 Arus Ganda di Permukaan Medium Homogen Setengah Bola

Persamaan (2.10) dapat diperluas untuk dua elektroda arus yang ditempatkan di permukaan bumi. Ketika jarak antara dua elektroda tak hingga, maka potensial pada titik-titik di permukaan yang terdekat akan dipengaruhi oleh kedua elektroda arus tersebut (Telford, 1990).



Gambar 2.10 Pola Distribusi Potensial dan Arus yang disebabkan oleh Sumber Arus Ganda di permukaan (Telford, 1990)

Gambar 2.10 merupakan kondisi penginjeksian arus dengan menggunakan elektroda ganda, dari gambar tersebut dapat diketahui bahwa C_1 dan C_2 merupakan elektroda arus yang berfungsi sebagai penginjeksi arus. P_1 dan P_2 adalah elektroda potensial sebagai pengukur beda potensial. Berdasarkan Gambar 2.10 dengan menggunakan persamaan (2.10), potensial yang disebabkan C_1 pada P_1 adalah (Telford dan Sheriff, 1990):

$$V_1 = \frac{I\rho}{2\pi r_1} \quad (2.11)$$

potensial yang di sebabkan C_2 pada P_1 , yaitu:

$$V_2 = \frac{I\rho}{2\pi r_2} \quad (2.12)$$

maka diperoleh potensial di titik P_1 oleh arus yang melewati elektroda C_1 dan C_2 adalah:

$$V_{p_1} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.13)$$

potensial yang disebabkan C_1 pada P_2 adalah :

$$V_3 = \frac{I\rho}{2\pi r_3} \quad (2.14)$$

potensial yang disebabkan C_2 pada P_2 adalah :

$$V_4 = \frac{I\rho}{2\pi r_4} \quad (2.15)$$

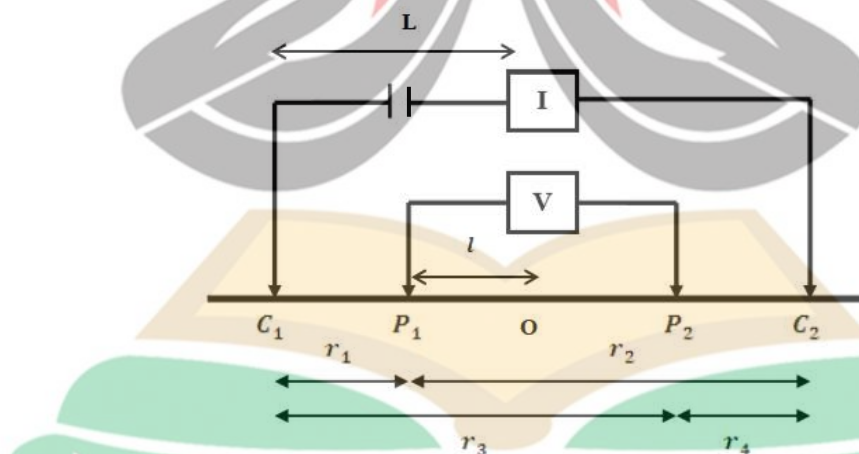
maka diperoleh potensial di titik P_2 yang dilewati oleh elektroda C_1 dan C_2 adalah:

$$V_{p_2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (2.16)$$

sehingga beda potensial antara P_1 dan P_2 adalah:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left\{ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right\} - \left\{ \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right\} \right] \quad (2.17)$$

2.10 Konfigurasi Schlumberger



Gambar 2.11 Susunan Elektroda Arus Ganda pada permukaan homogen (Telford dan Sheriff, 1990. Dimodifikasi oleh Penulis)

Salah satu konfigurasi elektroda yang umum digunakan pada penelitian metode resistivitas adalah konfigurasi *Schlumberger*. Konfigurasi *Schlumberger* merupakan konfigurasi yang tersusun atas dua elektroda arus dan dua elektroda potensial (Asmaranto, 2012) seperti pada Gambar 2.11. Konfigurasi ini biasanya

digunakan untuk mengetahui variasi resistivitas batuan di bawah permukaan tanah secara vertikal. Kelebihan konfigurasi *Schlumberger* dapat mendeteksi adanya ketidakteraturan lapisan batuan pada permukaan dan konfigurasi *Schlumberger* dapat memberikan kedalaman lapisan $1/3$ hingga $1/2$ panjang bentangan AB (Telford *et al*, 1990).

Prinsip pada konfigurasi *Schlumberger* adalah mengubah jarak elektroda arusnya. Semakin jauh elektroda arus maka potensial yang akan diterima oleh elektroda potensial akan semakin kecil. Berdasarkan hal tersebut dapat dilakukan penjaan sensitivitas pengukuran dengan memperluas jarak elektroda potensialnya. Pada konfigurasi *Schlumberger* dapat diketahui nilai resistivitas semu menggunakan persamaan (2.17). Berdasarkan Gambar 2.11, jika jarak antar elektroda arus (C_1C_2) adalah $2L$ dan jarak antar elektroda potensial (P_1P_2) adalah $2l$ maka jarak dari C_1 ke P_1 adalah:

$$C_1P_1 = r_1 = L - l \quad (2.18)$$

jarak C_2 ke P_1

$$C_2P_1 = r_2 = L + l \quad (2.19)$$

Berdasarkan persamaan (2.13), potensial di titik P_1 oleh arus yang melewati elektroda C_1 dan C_2

$$V_{p_1} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{L-l} - \frac{1}{L+l} \right) \quad (2.20)$$

jarak C_1 ke P_2

$$C_1P_2 = r_3 = L + l \quad (2.21)$$

jarak dari C_2 ke P_2

$$C_2P_2 = r_4 = L - l \quad (2.22)$$

Berdasarkan persamaan (2.16), potensial di titik P_2 oleh arus yang melewati elektroda C_1 dan C_2

$$V_{p_2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{L+l} - \frac{1}{L-l} \right) \quad (2.23)$$

Berdasarkan persamaan (2.17) maka didapatkan nilai resistivitas semu sebagai berikut (Telford dan Sheriff, 1990):

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{L-l} - \frac{1}{L+l} \right) - \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{L+l} - \frac{1}{L-l} \right),$$

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{2}{L-l} - \frac{2}{L+l} \right),$$

$$\Delta V = \frac{I\rho}{\pi} \left(\frac{1}{L-l} - \frac{1}{L+l} \right),$$

$$\Delta V = \frac{1\rho}{\pi} \left(\frac{(L+l)}{L-l} - \frac{(L-l)}{L+l} \right),$$

$$\Delta V = \frac{1\rho}{\pi} \left(\frac{2l}{(L-l)(L+l)} \right),$$

$$\Delta V = \frac{1\rho}{\pi} \left(\frac{2l}{L^2-l^2} \right) \quad (2.24)$$

$$\rho = \pi \left(\frac{L^2-l^2}{2l} \right) \frac{\Delta V}{I} \quad (2.25)$$

Persamaan (2.25) memberikan hubungan antara ρ dengan $(\Delta V/I)$. Faktor yang menghubungkan antara keduanya mempunyai nilai yang hanya tergantung dari konfigurasi atau geometri dari elektroda-elektroda arus dan potensial. Oleh karena itu faktor tersebut disebut faktor geometri. Simbol dari faktor geometri adalah k, sehingga persamaan (2.21) menjadi (Reynolds, 1998):

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.26)$$

ρ_a merupakan nilai resistivitas semu (Ohm), ΔV beda potensial pada elektroda potensial (m.V), I adalah arus listrik (mA), dan K adalah faktor geometri besarnya tergantung pada konfigurasi elektroda yang digunakan.

2.11 Resistivitas Semu

Resistivitas semu merupakan resistivitas yang mewakili satu lapisan. Nilai resistivitas semu yang diperoleh memerlukan suatu pengolahan data lebih lanjut untuk mendapatkan nilai resistivitas sebenarnya, resistivitas semu dapat diketahui pada persamaan (2.26). Menurut Telford, et al (1990) terdapat beberapa asumsi dasar untuk mempelajari resistivitas bawah permukaan dengan metode resistivitas antara lain:

1. Bawah permukaan tanah terdiri dari beberapa lapisan yang dibatasi oleh bidang batas horizontal serta terdapat perbedaan resistivitas antara bidang batas pelapisan batuan.
2. Lapisan batuan bersifat homogen isotropik dan mempunyai ketebalan tertentu, kecuali untuk lapisan terbawah mempunyai ketebalan yang tidak terhingga.
3. Batas antara dua lapisan merupakan bidang batas antara dua hambatan jenis yang berbeda.

4. Dalam bumi tidak ada sumber arus selain arus listrik searah yang diinjeksikan diatas permukaan bumi.

Metode resistivitas didasarkan pada anggapan bahwa bumi bersifat homogen isotropik, dengan asumsi ini nilai resistivitas yang terukur merupakan nilai resistivitas sebenarnya dan tidak tergantung dengan jarak elektroda. Kenyataannya bumi terdiri dari beberapa lapisan dengan nilai resistivitas yang berbeda-beda, sehingga nilai resistivitas yang terukur merupakan pengaruh dari lapisan-lapisan tersebut. Bumi terdiri lebih dari satu lapisan maka resistivitas yang diukur adalah resistivitas rata-rata, sehingga nilai resistivitas yang terukur bukan nilai resistivitas satu lapisan saja. Nilai resistivitas semu untuk medium berlapis merupakan fungsi jarak bentangan (jarak antar elektroda arus) (Reynolds, 1997).

2.12 Pemodelan 1 Dimensi

Model dan parameter model digunakan untuk mengkarakterisasi suatu kondisi geologi bawah-permukaan. Pemodelan merupakan proses estimasi model dan parameter model berdasarkan data yang diamati di permukaan bumi. Pemodelan inversi (*inverse modelling*) sering dikatakan “kebalikan” dari permodelan ke depan (*forward modeling*), karena dalam permodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data. Pemodelan inversi sering pula disebut sebagai data fitting karena dalam prosesnya dicari parameter model yang menghasilkan respon yang cocok dengan data pengamatan (Grandis, 2009). Terdapat beberapa proses pemodelan satu dimensi, yaitu pertama yang dilakukan adalah penentuan resistivitas (ρ) dan kedalaman. Setelah penentuan penentuan tersebut kemudian memplotkannya dalam satu dimensi, dalam proses inversi parameter dugaan dibandingkan dengan data awal dan dilakukan *update* pada parameter dugaan jika eror masih besar. (Faizin dan Mustopa, 2015).

Fungsi pemodelan kedepan pada metode resistivitas dengan model 1-D diformulasikan sebagai persamaan integral Hankel yang menyatakan resistivitas semu (ρ_a) sebagai fungsi dari resistivitas dan ketebalan (ρ_k, h_k) tiap lapisan, $k = 1, \dots$, dan n adalah jumlah lapisan :

$$\rho_a = s^2 \int_0^{\infty} T(\lambda) J_1(\lambda s) \lambda d\lambda \quad (2.27)$$

s adalah setengah jarak antar elektroda arus ($AB/2$ untuk konfigurasi *Schlumberger*), J_1 adalah fungsi Bessel orde-satu, dan $T(\lambda)$ adalah fungsi transformasi resistivitas yang dinyatakan oleh formulasi rekursif Pekeris (Koefoed dalam Grandis, 2009). Persamaan pemodelan kedepan (*forward modelling*) geolistrik 1-D secara umum yang dinyatakan oleh

$$d = g(m) \quad (2.28)$$

Persamaan tersebut digunakan untuk menyatakan hubungan antara data dengan parameter model yang direpresentasikan oleh suatu fungsi non-linier. g adalah suatu fungsi pemodelan kedepan (*forward modelling*) yang merupakan fungsi non-linier dari parameter model. Fungsi g dinyatakan dalam notasi vektor untuk menyatakan adanya komponen yang berasosiasi dengan komponen data (Grandis, 2009). Solusi inversi dari persamaan (2.28) adalah model \mathbf{m} yang merupakan suatu model awal \mathbf{m}_0 yang diperturbasi dengan $\Delta\mathbf{m}$ agar diperoleh kecocokan yang lebih baik antara respon model tersebut dengan data:

$$\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + \Delta\mathbf{m} \quad (2.29)$$

Model \mathbf{m} merupakan model awal \mathbf{m}_0 dengan $\Delta\mathbf{m}$ agar didapat kecocokan yang lebih baik antara respon model. Solusi inversi diperlukan iterasi suatu model awal \mathbf{m}_0 . Iterasi ke (n+1) dilakukan terhadap model hasil iterasi sebelumnya dengan menggunakan persamaan sebagai berikut.

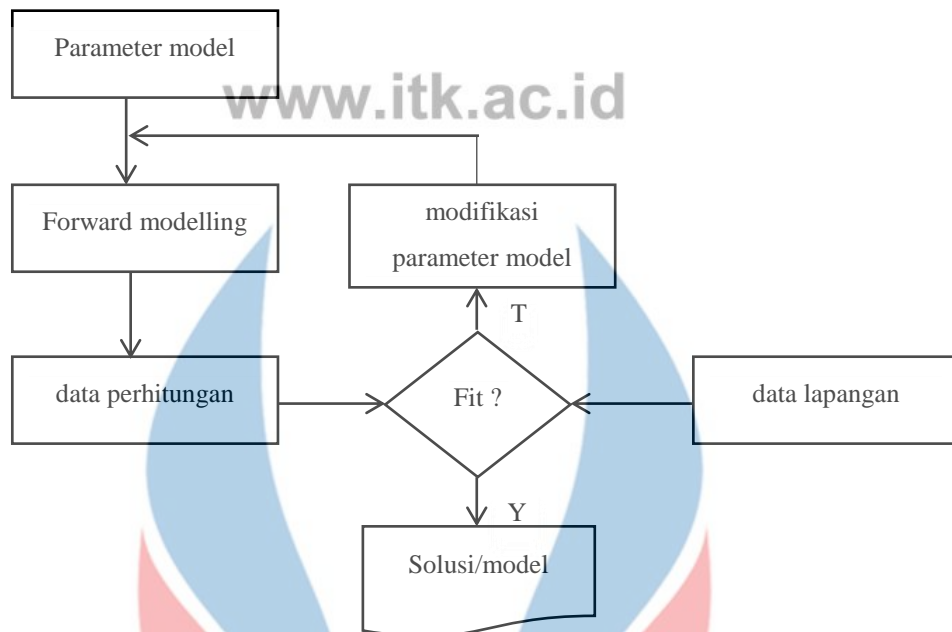
$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n + [J_n^T J_n]^{-1} J_n^T (d - g(\mathbf{m}_n)) \quad (2.30)$$

J_n merupakan matriks Jacobi (Grandis, 2009).

Persamaan yang menghubungkan data dengan parameter model cukup kompleks maka turunan parsial orde pertama terhadap setiap parameter model sangat sulit diperoleh secara analitik dan eksplisit. Oleh karena itu untuk memperoleh elemen matriks Jacobi dilakukan melalui pendekatan beda-hingga (*finite difference*) sebagai berikut:

$$\left[\frac{\partial g_i(m)}{\partial m_k} \right] \approx \frac{g_i(m|m_k + \Delta m_k) - g_i(m|m_k)}{\Delta m_k} \quad (2.31)$$

Setiap elemen matriks Jacobi memerlukan dua kali pemodelan kedepan, pertama untuk model \mathbf{m} dan kemudian untuk model yang sama namun dengan elemen ke- k dari \mathbf{m} diperturbasi dengan Δm_k . Besarnya perturbasi umumnya berkisar antara 5% sampai 10% dari harga parameter model.



Gambar 2.12 Flowchart pengolahan 1-D pada program IPI2WIN (Grandis, 2009).

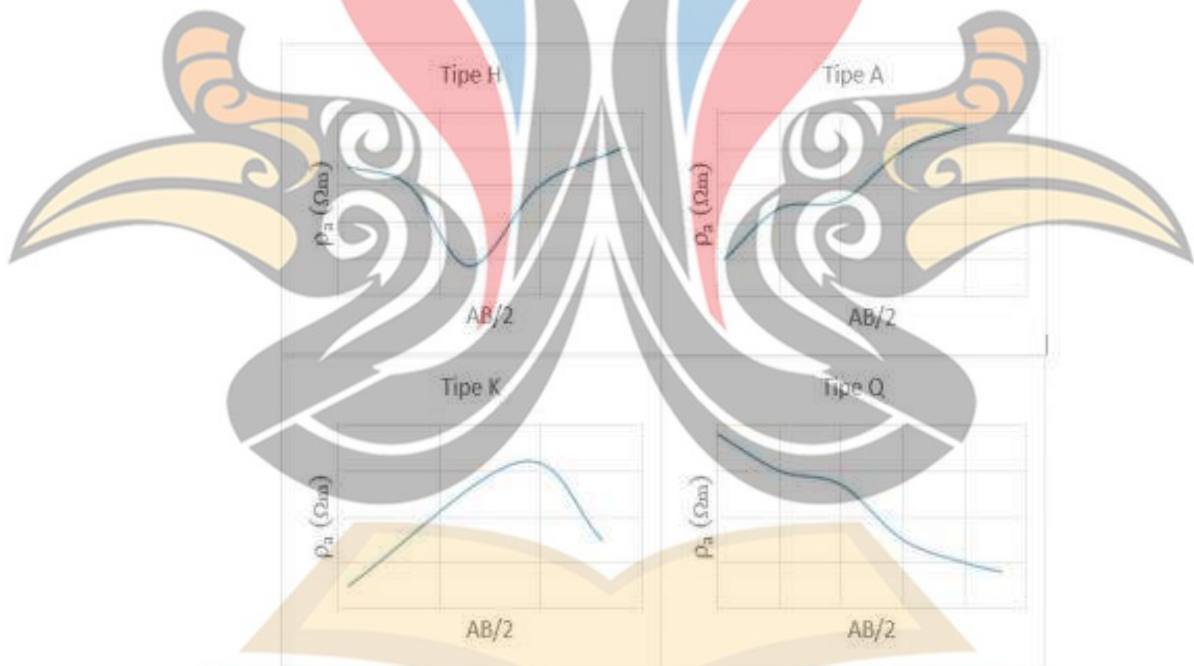
Gambar 2.12 merupakan teknik pemodelan dengan cara mencoba-coba dan memodifikasi parameter model hingga diperoleh kecocokan antara data perhitungan dan data lapangan. Gambar tersebut menjelaskan proses *forward modeling* dan proses *invers modeling*. Proses *forward modeling* dilakukan dengan mengubah-ubah nilai parameter model untuk memperoleh kesesuaian antara data teoritis dengan data lapangan. Pemodelan inversi yang sering disebut *data fitting* karena dalam prosesnya dicari parameter model yang menghasilkan respon yang *fit* dengan data pengamatan (Grandis, 2009).

2.13 Pola Lengkung Resistivitas Semu

Batuan dapat terdiri atas satu, dua, tiga lapisan atau lebih. Batuan yang terdiri atas dua lapis dapat diinterpretasikan dengan menggunakan lengkung baku yang variasi resistivitas dan ketebalan lapisannya dapat digambarkan dalam dua jenis lengkung baku (beberapa kurva resistivitas semu sebagai fungsi $\frac{1}{2} AB$). Dalam interpretasi metode resistivitas konfigurasi *Schlumberger* dikenal adanya dua tipe lengkung baku dan empat tipe lengkung bantu. Dua tipe lengkung baku tersebut adalah lengkung baku untuk struktur dua lapis yang menurun (bila $\rho_2 < \rho_1$) dan lengkung bantu untuk struktur dua lapis yang menaik (apabila $\rho_2 > \rho_1$).

Sedangkan empat tipe lengkung bantu adalah lengkung bantu tipe H,A,K, dan Q (Saputro, 2012). www.itk.ac.id

Lengkung bantu tipe H yaitu lengkung bantu yang dipakai bila pada lengkung resistivitas semuanya menurun dan minimum di tengah kemudian meningkat lagi karena lapisan tengah memiliki resistivitas lebih rendah daripada lapisan atas dan bawah. Lengkung bantu tipe K, yaitu lengkung bantu yang harus dipakai bila pada lengkung resistivitas semuanya terlihat lengkungan. Artinya lapisan tengah memiliki resistivitas lebih tinggi daripada lapisan atas dan bawah. Lengkung bantu tipe A yaitu lengkung bantu yang dipakai bila pada lengkung resistivitas semuanya terlihat nilai yang selalu naik. Lengkung bantu tipe Q yaitu lengkung bantu yang harus dipakai apabila pada lengkung resistivitas semuanya terlihat nilai yang cenderung selalu turun (Telford, 1990).



Gambar 2.13 Tipe-tipe lengkung bantu (Telford, 1990)

2.14 Penelitian Terdahulu

Tabel 2.2 Penelitian Terdahulu

No	Nama dan Tahun Publikasi	Hasil
1.	Yuniardi dkk, 2019	Penelitian yang dilakukan Yuniardi dkk pada tahun 2019 menggunakan metode geolistrik konfigurasi <i>Schlumberger</i> . Penelitian tersebut

		dilakukan untuk mengetahui potensi air tanah dari sistem akuifer vulkanik berdasarkan pengamatan geologi dan pengukuran geolistrik satu dimensi sebanyak 100 titik. Hasil pengolahan data pada penelitian tersebut untuk setiap titik di duga geolistrik menunjukkan variasi nilai resistivitas yang terdeteksi mencapai kedalaman 150-200 meter di bawah permukaan tanah setempat.
2.	Purnama dan Noval, 2017	Penelitian yang dilakukan Purnama dan Noval pada tahun 2017 menggunakan metode geolistrik untuk penyelidikan air tanah dengan sistem pengukuran lapangan yang dilakukan di Desa Telonang Kabupaten Sumbawa Barat. Hasil penelitian tersebut, yaitu menunjukkan zona 1 dan zona 2 (dusun A dan dusun B) batuan yang berpotensi sebagai akuifer adalah pasir tufaan pada pengukuran titik tiga yang lokasinya memiliki potensi lebih besar dari pada titik lainnya. Karakteristik akuifer didaerah ini adalah akuifer setempat yang dipengaruhi oleh musim. Zona 3 (dusun C) batuan yang berpotensi sebagai akuifer adalah pasir tufaan pada pengukuran titik dua yang lokasinya memiliki potensi lebih besar dari pada titik lainnya. Karakteristik akuifer didaerah ini adalah akuifer setempat yang dipengaruhi oleh musim.
3.	Jamaluddin dkk, 2018	Penelitian yang dilakukan Jamaluddin dkk menggunakan metode geolistrik konfigurasi <i>Schlumberger</i> . Penelitian tersebut dilakukan untuk mengetahui karakteristik akuifer dan persebaran airtanah asin di Wilayah Kepesisiran Kecamatan Bontobahari, Kabupaten Bulukumba. hasil pengukuran dan pengolahan data, nilai resistivitas yang menunjukkan akuifer berkisar antara 29,4 – 36,1 Ω m dan dapat ditemukan pada kedalaman 6,50 – 19,7 m
