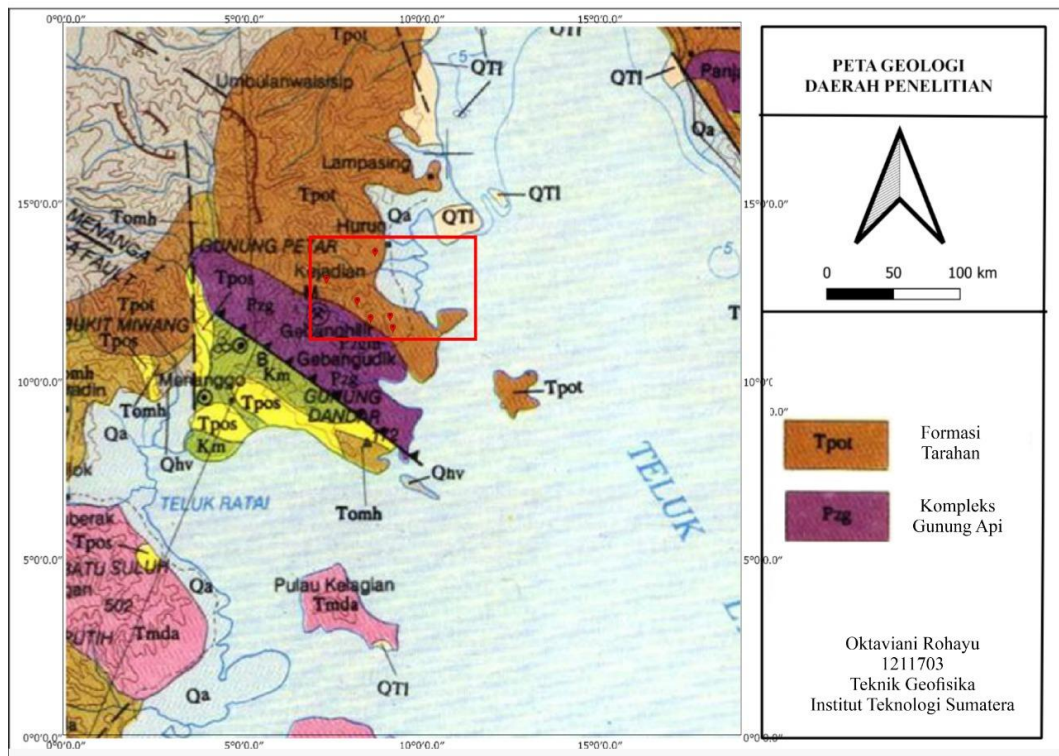


BAB II LANDASAN TEORI

2.1 Geologi Daerah Penelitian

Daerah penelitian tugas akhir ini berada di Kecamatan Teluk Pandan, Pesawaran. Berdasarkan peta geologi (Mangga dkk., 1993) daerah ini termasuk kedalam lembar Tanjungkarang seperti pada Gambar 2.1. Lokasi penelitian ini ditandai dengan kotak merah yang menunjukkan daerah penelitian.



Gambar 2.1 Peta Geologi lembar Tanjungkarang (Mangga dkk., 1993).

Berdasarkan peta geologi lembar Tanjungkarang, menjelaskan mengenai susunan batuan dari tuntunan pra tersier, tersier, kuartar dan batuan terobosan. runtunan tersier ini adalah yang tertua dari batuan, dimana yang tertua adalah runtunan malihan (*metamorphic rock*) derajat sedang yaitu sekis, genes, pualam dan kuarsit, yang mana termasuk dalam kompleks gunung kasih. Dari asumsi yang ada pada penyebaran litologi di daerah ini dapat mencerminkan adanya keadaan geologi kompleks tersebut, dapat memberikan dugaan kuat bahwa runtunan batuan beku malihan pzg yang merupakan sisa busur yang dapat dihasilkan oleh magma

paleozoikum yang juga bagian atas sisa-sisa runtunan sedimen malih parit atau tanah muka yang berhubungan dengan busur tersebut (Putri dkk.,2014).

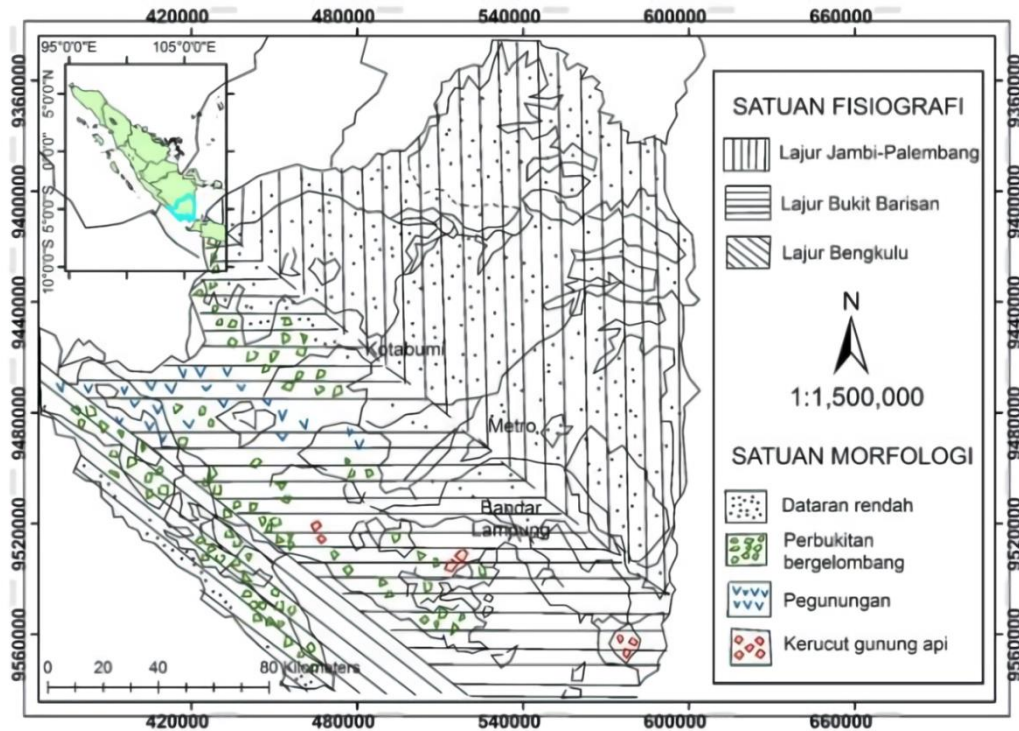
Pada peta geologi ini dapat dihubungkan dengan formasi yang ada di daerah penelitian. Di bawah ini adalah deskripsi litologi dari masing-masing lapisan batuan yang terkait dengan daerah penelitian yaitu:

Formasi Tarahan (Tpot)

Formasi Tarahan merupakan batuan vulkanik dari Gunung Rajabasa. Formasi ini terdiri dari sedimen tuff dan breksi tuffan dengan sisipan rijang, bersusun andesit-basalt (Mangga dkk.,1993).

2.2 Fisiografi

Menurut Mangga dkk. (1993) satuan morfologi dapat dibagi menjadi tiga yaitu dataran bergelombang di Timur dan Timur Laut, Pegunungan kasar di barat daya, dan perbukitan pantai berada di dataran rendah. Daerah dataran bergelombang cukup terlihat lebih luas yang terdiri dari endapan vulkanik Tersier- Kuarter dan lapisan alluvium yang berada ketinggian beberapa meter diatas permukaan. Pada pegunungan bukit barisan yang terdiri dari batuan beku malihan dan batuan gunung api muda berada di kemiringan curam antara 200-1680 meter diatas permukaan laut. Pada daerah pesisir memiliki topografi yang beragam, biasanya terdiri dari batuan gunung api Tersier dan Kuarter serta batuan terobosan. Kecamatan Teluk pandan yang merupakan lingkungan lahan yang berada di lajur bukit barisan dengan satuan morfologi bukit gelombang dapat ditunjukkan pada Gambar 2.2.



Gambar 2.2 Peta Satuan Fisiografi dan Satuan Morfologi (Mangga dkk., 1993).

2.3 Teori Dasar

2.3.1 Air Tanah

Air tanah merupakan bagian air di alam yang terdapat dibawah permukaan tanah. Pembentukan air tanah dapat mengikuti siklus peredaran air di bumi disebut siklus hidrologi, yaitu proses di alam yang mengalami perpindahan secara berurutan dan terus menerus (Kondatie, 2012). Sumber air tanah berasal dari air permukaan tanah (air hujan, air danau dan sebagainya). Kemudian meresap ke dalam tanah yang berada didaerah imbuhan (*recharge are*) dan mengalir ke arah daerah lepasan (*discharge area*) (Sosiawan & Subagyo, 2009). Air tanah yang bergerak di dalam tanah terdapat di dalam ruang antar butir butir tanah kemudian meresap ke dalam tanah sehingga dapat membentuk suatu lapisan tanah yang disebut akuifer (Todd, 1990).

Air tanah dibagi menjadi air tanah dangkal dan air tanah dalam. Air tanah dangkal adalah air tanah yang berasal dari air hujan yang terletak tidak jauh dari permukaan dan ditutupi dengan kedalaman kurang 40 meter sedangkan air tanah dalam merupakan air tanah yang berasal dari air hujan namun telah mengalami penyerapan dan *filtrasi* oleh air tanah, batuan maupun mineral yang dilewati oleh

air dengan kedalaman lebih dari 50 meter. Jika dilihat pada proses terbentuknya, maka air tanah memiliki karakteristik yang lebih jernih dibandingkan dengan air tanah dangkal (Kumalasari dan Satoto, 2011).

2.3.2 Lapisan Pembawa Air tanah

Air tanah dapat menembus formasi geologi disebut akuifer, yaitu formasi yang mempunyai struktur yang memungkinkan pergerakan air melewatinya dalam kondisi lapangan biasa. Dalam kondisi geologi tertentu, selain akuifer bawah permukaan, akuifer dapat terbentuk antara lain:

1. Akuitar (*Aquitards*)

Merupakan batuan yang mempunyai susunan sehingga dapat menyimpan dan mengalirkan air dalam jumlah sedikit. Misalnya tampak adanya rembesan atau kebocoran. Biasanya akuitar berada antara akuifer dan akuiklud (Kruselman dan Ridder, 1994).

2. Akuiklud (*Aquiclude*)

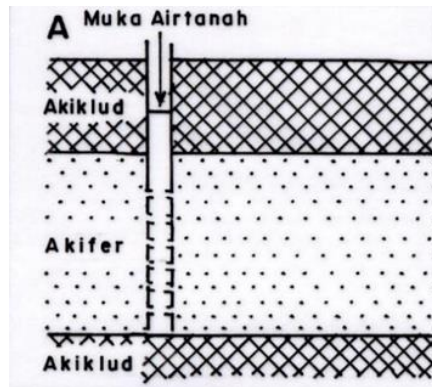
Merupakan batuan yang dapat menyimpan air tetapi tidak dapat mengalirkan air dengan baik. Contohnya lempung, shale, tuff halus (Kruselman dan Ridder, 1994).

3. Akuifug (*Aquifuge*)

Akuifug adalah lapisan batuan yang tidak dapat menyimpan atau mengalirkan air. Akuifug memiliki sifat kedap air (tidak menyimpan). Contohnya batuan Kristal dan batuan metamorf (Kruselman dan Ridder, 1994).

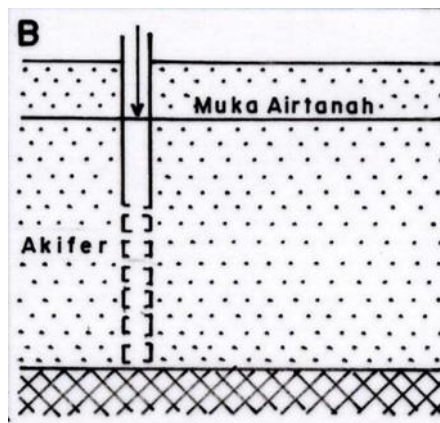
Berdasarkan dengan susunan lapisan (litologi), Akuifer dapat diklasifikasikan sebagai berikut:

1. Akuifer tertekan (*confined aquifer*) adalah akuifer dibatasi oleh lapisan batuan yang kedap air pada bagian atas dan bawah. Air tidak akan mengalir pada lapisan pembatasnya. Jika dibandingkan dengan tekanan atmosfer, maka tekanan air pada lapisan ini memiliki nilai yang besar seperti pada Gambar 2.3



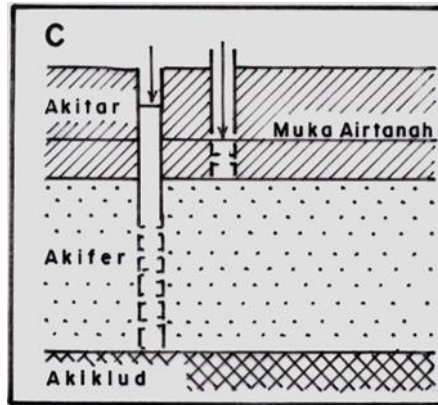
Gambar 2.3 Akuifer Tertekan (Krusmen dan Ridder, 1994).

2. Akuifer Bebas (*Unconfined Aquifer*) adalah Akuifer bebas dibatasi oleh lapisan yang kedap air pada bagian bawahnya dan pada lapisan batuan di atasnya merupakan lapisan yang tidak kedap air. Pembatas antara lapisan batuan yang kedap air dengan akuifer disebut dengan muka air tanah seperti pada Gambar 2.4



Gambar 2.4 Akuifer Bebas (Krusman dan Ridder, 1994).

3. Akuifer Setengah Tertekan (*semi confined aquifer*) Seperti terlihat pada Gambar 2.5 akuifer setengah tertekan pada bagian atasnya dibatasi oleh lapisan yang tidak sepenuhnya kedap air, sehingga masih terdapat air yang mengalir pada lapisan ini. Dan untuk lapisan bawahnya merupakan lapisan yang kedap air.



Gambar 2.5 Akuifer Setengah Tertekan (Kruseman dan Ridder, 1994).

2.3.3 Metode Geolistrik

Geolistrik adalah salah satu metode geofisika yang menentukan perubahan resistivitas batuan permukaan oleh aliran arus searah (*Direct Current*) tegangan tinggi ke permukaan tanah. Metode Geolistrik menurut burger (1992) dapat dibagi menjadi dua macam berdasarkan sumber arus listrik yaitu:

1. Metode pasif

menginterpretasikan lapisan bawah permukaan bumi dengan memanfaatkan aktivitas alami bumi yaitu aktivitas elektrokimia dan elektromekanik yang ada dalam material penyusun batuan. Metode geolistrik pasif ini adalah *Self Potential* dan *Magnetotelluric*.

2. Metode aktif

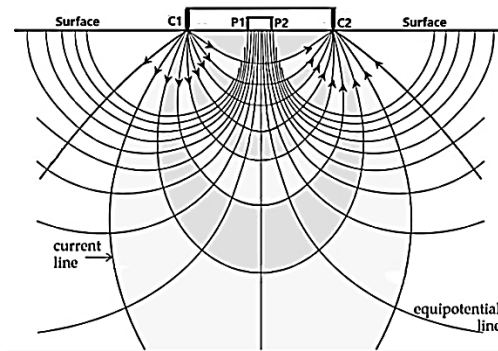
karena dalam proses akuisisi data dilakukan dengan menginjeksikan arus listrik ke dalam permukaan tanah yang kemudian diukur potensial yang dihasilkan dari penginjeksian tersebut, metode geolistrik aktif adalah metode resistivitas.

Survey Geolistrik dilakukan dengan mengalirkan arus ke dalam tanah melalui dua elektroda arus (AB) dan mengukur respon (beda potensial) antara dua elektroda potensial (MN). Berdasarkan konfigurasi elektroda dan respon yang terukur, memungkinkan untuk memperkirakan karakteristik listrik dari batuan dibawah permukaan (Lowrie, 2007).

2.3.4 Prinsip Dasar Metode Resistivitas

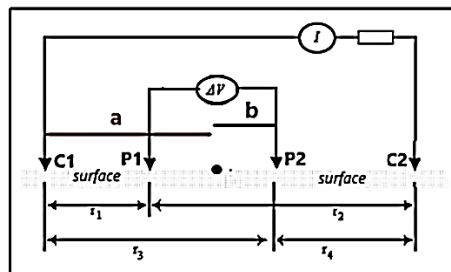
Metode resistivitas dapat dilakukan dengan menginjeksikan arus listrik ke dalam tanah yang diilustrasikan pada Gambar 2.6 melalui dua elektroda arus (C1 dan C2) dan dua elektroda potensial (P1 dan P2) yang berfungsi mengukur beda

potensial yang muncul. Berdasarkan konfigurasi elektroda dan respon potensial yang terukur, maka sifat kelistrikan lapisan batuan bawah permukaan bumi dapat diperkirakan (Lowrie, 2007). Prinsip pengukuran geolistrik dapat digambarkan sebagai berikut.

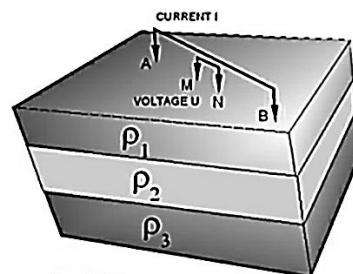


Gambar 2.6 Ilustrasi Pengukuran Geolistrik (Lowrie, 2007).

Kedalaman lapisan batuan yang bisa ditembus oleh arus listrik dapat dilihat dari setengah jarak bentangan AB atau $AB/2$ (hanya berlaku bagi arus listrik DC), sehingga dapat dilihat bahwa arus listrik yang di injeksi akan berbentuk setengah bola. Gambar-gambar berikut merupakan susunan elektroda dari pengukuran metode resistivitas.

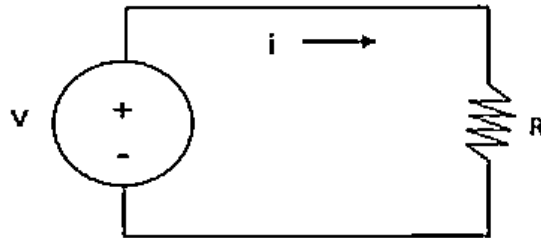


Gambar 2.7 Susunan elektroda arus dan potensial (Telford dkk., 1990).



Gambar 2.8 Susunan elektroda pengukuran resistivitas pada area tanah berlapis (Kirsch, 2006). Hukum Ohm merupakan prinsip dasar dari metode Resistivitas yang menyatakan bahwa beda potensial yang muncul di ujung suatu medium berbanding terbalik

dengan luas penampangnya dan berbanding lurus dengan arus listrik yang mengalir di dalam medium tersebut. Hubungan antara resistansi dengan pernyataan tersebut dapat dilihat pada Gambar rangkaian berikut.



Gambar 2.9 Rangkaian listrik Resistansi secara sederhana (Lowrie, 2007).

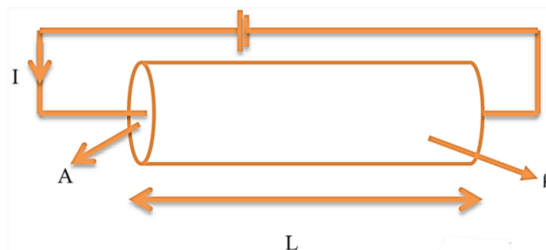
dengan persamaan,

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

V sebagai nilai beda potensial antara kedua elektroda (V), I adalah arus listrik yang mengalir (A), dan R adalah nilai resistansi (Ω). Menurut Hukum Ohm, nilai hambatan atau resistansi tidak tergantung I atau seberapa besar arus listrik, karena resistansi dianggap memiliki nilai yang konstan, maka dapat ditulis dengan persamaan berikut,

$$R = \frac{V}{I} \quad (2.2)$$

Namun, di suatu kondisi nilai resistansi dapat memiliki nilai yang berbeda-beda, yaitu pada saat suatu kawat memiliki panjang L (m), luas penampang A (m²), dan resistivitas (ρ). Maka dengan mengacu pada Lowrie (2007), nilai resistansi (Ω) dapat dirumuskan sebagai berikut,



Gambar 2.10 Silinder Konduktor (Haryanto, 2011)

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

Lalu dengan mensubstitusikan persamaan 2.1 dengan 2.3, didapatkan persamaan resistivitas,

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

dengan ρ adalah tahanan jenis batuan (Ωm), V adalah potensial dua elektroda (volt), I sebagai arus listrik (ampere), L adalah panjang lintasan (meter) dan A adalah luas penampang (meter²).

2.3.5 Porositas dan Permeabilitas

Porositas merupakan ruang kosong yang terdapat di suatu batuan atau suatu lapisan. Ruang ini dapat menjadi celah dalam meloloskan maupun menyimpan fluida. Nilai porositas sendiri dapat ditentukan dengan melihat ukuran butir dari suatu lapisan yang berbeda-beda pada setiap jenis material penyusunnya. Archie (1941) menyatakan bahwa nilai:

Tabel 2.1 Porositas material penyusun akuifer (Todd, 1990)

Material	Porositas (%)
Kerikil kasar	28
Kerikil sedang	32
Kerikil halus	34
Pasir kasar	39
Pasir sedang	39
Pasir halus	43
Lanau	46
Lempung	42
Batupasir	33
Batugamping	30

Permeabilitas merupakan kemampuan suatu lapisan dalam menyimpan dan melewatkan air. Dalam menentukan nilai permeabilitas suatu lapisan batuan dapat dilakukan dengan berdasarkan pendekatan tekstur tanah dan material penyusun lapisan tersebut. Tekstur lapisan dan material penyusun lapisan dapat ditentukan berdasarkan pada interpretasi data geolistrik dengan rentang nilai permeabilitas melihat hasil penelitian dari Todd (1990) pada Tabel berikut :

Tabel 2.2 Permeabilitas material penyusun akuifer (Todd, 1990)

Material	Permeabilitas (m/hari)
Kerikil Kasar	150
Kerikil Sedang	270
Kerikil Halus	450
Pasir Kasar	45
Pasir sedang	12
Pasir halus	2,5
Lanau	0,08
Lempung	0,0002
Batu pasir halus	0,2
Batu pasir sedang	3,2
Batugamping	0,94

Hubungan Porositas dan Permeabilitas batuan dengan nilai resistivitas adalah berbanding terbalik bahwa semakin baik porositas dan permeabilitas maka nilai konduktivitas akan semakin besar dan resistivitas akan semakin kecil.

2.3.6 Sifat Kelistrikan Batuan

Sifat kelistrikan batuan merupakan ciri-ciri batuan penghantar listrik. Sebuah batuan memiliki hambatan atau resistivitas karena diperlukan sebagai media listrik seperti kawat penghantar listrik. Menurut Telford dkk. (1990), aliran arus listrik batuan dan mineral dapat dibagi menjadi tiga kategori: konduksi secara elektronik, konduksi secara elektrolitik dan konduksi secara dielektrik.

1. Konduksi Secara Elektronik

Konduksi elektronik terjalin kala batuan serta mineral memiliki banyak elektron leluasa sehingga bisa mengalirkan arus listrik di dalamnya. Banyaknya elektron leluasa yang terdapat di dalamnya menjadikan konduksi secara elektronik adalah wujud keahlian dari aliran dalam batuan logam. Watak dari tiap – tiap batuan yang dilaluinya pengaruhi aliran listrik (Telford dkk., 1990).

2. Konduksi Secara Elektrolitik

Arus listrik bisa mengalir disebabkan terdapatnya sifat elektrolit dari larutan yang mengisi pori – pori batuan. Konduksi secara elektrolitik ini bisa ditemui pada batuan yang mempunyai porositas yang besar serta mempunyai pori- pori

yang terisi oleh fluida dalam perihai ini bisa berisi air. Batuan – batuan tersebut jadi konduktor elektrolitik, dimana kala konduksi arus listrik dibawa oleh partikel elektrolit ke dalam air. Konduktivitas menjadi besar apabila air yang terdapat di dalam batuan meningkat, serta pula sebaliknya (Reynolds, 1997).

3. Konduksi Secara Dielektrik

Dipengaruhi oleh terdapatnya medan listrik dari luar yang menimbulkan terganggunya peran dari elektron – elektron secara elektron berpindah serta berkumpul terpisah dari inti serta memunculkan polarisasi. Konduksi secara dielektrik ini terjalin kala batuan ataupun mineral mempunyai jumlah elektron leluasa yang sedikit ataupun bahkan tidak memilikinya sama sekali (Reynolds, 1997). Berikut nilai resistivitas yang ditunjukkan pada Tabel 2

Tabel 2.3 Nilai Resistivitas Batuan Sedimen (Telford dkk., 1990).

Nama Batuan	Resistivitas batuan (Ωm)
<i>Consolidated Shales</i>	$20 - 2 \times 10^3$
<i>Argillites</i>	$10 - 8 \times 10^2$
<i>Conglomerates</i>	$2 \times 10^3 - 10^4$
<i>Sandstones</i>	$1-6,4 \times 10^8$
<i>Limestones</i>	$50 - 10^7$
<i>Dolomite</i>	$3,5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
<i>Unconsolidated Wet Clay</i>	20
<i>Marls</i>	3 – 70
<i>Clays</i>	1 – 100
<i>Alluvium and Sands</i>	10 – 800
<i>Oil Sands</i>	4 – 800
<i>Andesite</i>	$1,7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$
<i>Tufa</i>	20-200
<i>Sand (Pasir)</i>	$1 \times 10^0 - 1 \times 10^3$

2.3.7 Resistivitas Semu

Metode geolistrik resistivitas ini memiliki sifat homogen. Dapat diasumsikan bahwa resistivitas yang diukur adalah resistivitas yang sebenarnya dan tidak tergantung pada jarak elektroda. Namun pada kenyataan, bumi sebenarnya terdiri dari lapisan dengan resistivitas yang berbeda, sehingga potensial yang terukur

merupakan pengaruh dari lapisan itu, jadi resistivitas yang terukur adalah resistivitas semu (Reynold, 1997).

Dasar dari metode resistivitas merupakan hukum ohm, yaitu menggunakan elektroda potensial listrik untuk mengukur potensial listrik di permukaan. Prinsip dari metode resistivitas yaitu mengalirkan arus listrik searah yang diinjeksikan ke bumi melalui dua elektroda arus, kemudian mengamati beda potensial yang terbentuk oleh dua elektroda potensial yang berada di tempat lain (Suharso, 2018). Dibawah ini merupakan persamaan umum resistivitas semu menurut Telford dkk. (1990), yang dapat dirumuskan dengan persamaan:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.5)$$

Keterangan :

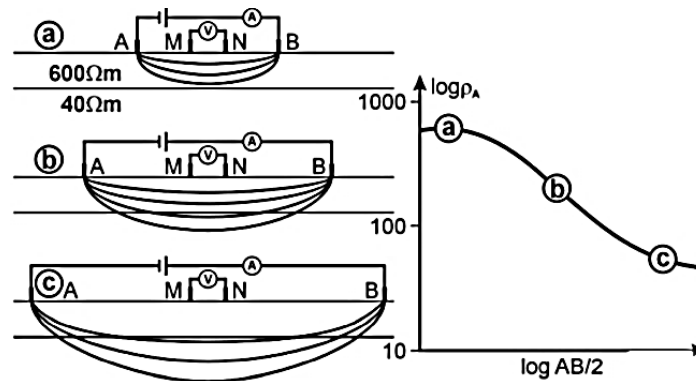
ρ_a : Resistivitas semu (Ωm) ΔV : beda potensial (V)

K: Faktor Geometri (m) I : Arus listrik (A)

2.3.8 Vertical Electrical Sounding (VES)

Pengukuran *Vertical Electrical Sounding* (VES) adalah metode pengukuran resistivitas yang digunakan untuk mempelajari perbedaan nilai resistivitas semu di bawah permukaan tanah, yang terhadap perubahan sebaran resistivitas arah vertikal di bawah permukaan tanah (Rizka dan Setiawan, 2019). Target geologi yang biasanya di eksplor menggunakan metode ini adalah batuan sedimen dari litologi yang berbeda, lapisan akuifer guna menentukan potensi air tanah, batuan sedimen yang melapisi batuan beku atau mengetahui batuan beku yang mengalami pelapukan. Dalam *survey* VES akan menghasilkan sebuah penampang 1D yang berupa jumlah lapisan, ketebalan dan nilai resistivitas dari setiap lapisan suatu daerah. Pengukuran VES dapat dilakukan dengan cara menginjeksikan arus listrik dan memperbesar jarak spasi elektroda arus (AB) secara bertahap dengan konsep faktor geometri AB lebih besar dari MN. Dengan cara memperbesar jarak spasi elektroda arus tersebut, maka penetrasi kedalaman dari metode ini akan semakin baik. Dalam pengukuran VES dapat digunakan berbagai macam konfigurasi elektroda, namun yang paling umum dan sering digunakan adalah konfigurasi *Schlumberger*. Sehingga pada saat akuisisi di lapangan, elektroda

potensial (MN) diletakkan dengan jarak sekecil mungkin agar mendapatkan penetrasi kedalaman yang baik. Namun dikarenakan kurangnya tingkat sensitifitas alat, maka jarak spasi MN disesuaikan dengan jarak spasi AB yaitu tidak lebih dari 1/5 jarak spasi elektroda arus (AB).

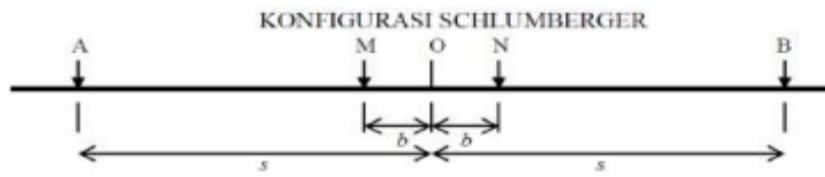


Gambar 2.11 Sounding Curve konfigurasi Schlumberger (Kirsch,2006).

3.3.9 Konfigurasi Schlumberger

Konfigurasi *Schlumberger* merupakan konfigurasi yang baik dalam pengukuran VES. Dalam konfigurasi *Schlumberger*, idealnya jarak elektroda potensial/MN secara teori tidak harus diubah-ubah dan dibuat sekecil-kecilnya, namun karena kepekaan alat ukur yang terbatas, maka jarak elektroda potensial/MN perlu diubah saat elektroda arus sudah relatif besar dengan ketentuan perubahan jarak MN setidaknya kurang dari 1/5 jarak AB (Kirsch, 2006).

Konfigurasi ini dapat mendeteksi non-homogenitas lapisan batuan di bawah permukaan bumi hal ini dapat dilihat dengan membandingkan nilai *rho apparent* saat terjadi perubahan jarak elektroda MN/2. Selain itu, konfigurasi ini juga memiliki penetrasi kedalaman yang cukup baik sehingga tepat digunakan untuk interpretasi lapisan batuan yang cukup dalam secara horizontal. Kelemahan dari konfigurasi ini adalah diperlukannya multimeter dengan karakteristik *high impedansi* akurasi tinggi yang dilihat dari tegangannya minimal 2-4 digit di belakang koma. Selain itu, diperlukan daya pengirim arus yang memiliki tegangan listrik DC besar agar mengatasi pembacaan tegangan MN yang kecil terutama saat jarak AB sudah terlalu besar (Maemuna, 2017).



Gambar 2.12 Susunan elektroda konfigurasi *Schlumberger*(Marshall dan Madden., 1959).

Hasil yang di dapat dari konfigurasi *Schlumberger* memiliki resolusi yang baik untuk pengukuran vertikal. Adapun persamaan geometris dalam konfigurasi *Schlumberger* berdasarkan Santoso (2002) sebagai berikut:

$$K = \frac{\pi(a^2 - b^2)}{2b} \quad (2.6)$$

Keterangan :

K : Faktor geometris (m)

π : 3.14

a : Jarak AB/2 (m)

b : Jarak MN/2 (m)

2.3.10 Inversi Data Geolistrik 1D

Pada model geolistrik VES (*Vertical Electrical Sounding*), model bumi dianggap horizontal, sehingga hambatan hanya berhubungan dengan kedalaman. Pendekatan ini juga dianggap cocok untuk kondisi geologi tertentu, yaitu lingkungan sedimen yang tidak terlalu besar. Data tersebut dapat diperoleh dengan mengukur konfigurasi elektroda tertentu dimana jarak antar elektroda besar dan informasi dapat diperoleh pada kedalaman (*sounding*) (Grandis,2009).

Pada pemodelan inversi (*inverse modeling*) data geolistrik *sounding* menggunakan algoritma inversi non linier yang menggunakan pendekatan linier. Pemodelan inversi ini merupakan “kebalikan” dari pemodelan ke depan (*Forward modeling*) terutama pada pemodelan inversi, dimana terdapat mekanisme yang mengubah model secara otomatis agar lebih cocok dengan data yang dihitung dan diamati. Persamaan pemodelan ke depan (*forward modeling*) geolistrik *sounding* yang secara umum dinyatakan oleh:

$$d = g(m) \quad (2.7)$$

Keterangan:

d : Data

m : Parameter model

g : Fungsi pemodelan kedepan

Inversi *non-linier* dengan pendekatan inversi *least square* digunakan karena metode ini untuk mencari model yang optimal dengan kesalahan kuadrat terkecil (error). Perangkat lunak IPI2win, yang bertindak sebagai pengolahannya.