

Skripsi Geofisika

Aplikasi Metode Geolistrik Tahanan Jenis Untuk Menentukan Letak dan Kedalaman Air Tanah Kelurahan Maccini Baji, Kecamatan Lau, Kabupaten Maros



Oleh:

REFSINAWATI M NUR

H061 17 1508

**DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2022**

HALAMAN JUDUL

**Aplikasi Metode Geolistrik Tahanan Jenis untuk Menentukan Letak dan
Kedalaman Air Tanah Kelurahan Maccini Baji, Kecamatan Lau,
Kabupaten Maros**

SKRIPSI

*Diajukan Sebagai Salah Satu Syarat Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains
Pada Departemen Geofisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam
Universitas Hasanuddin*

OLEH:

REFSINAWATI M NUR

H061171508

**DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR**

2022

HALAMAN PENGESAHAN

Aplikasi Metode Geolistrik Tahanan Jenis Untuk Menentukan Letak dan Kedalaman Air Tanah Kelurahan Maccini Baji, Kecamatan Lau, Kabupaten Maros

Disusun dan diajukan oleh:

Refsinawati M Nur

H061171508

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka Penyelesaian Program Sarjana Program Studi Geofisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin


Pada tanggal 25 Februari 2022

Dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui,

Pembimbing Utama

Pembimbing Pertama


Syamsuddin, S.Si, MT
NIP. 197401152002121001


Makhrani, S.Si, M.Si
NIP. 195609301980031004

Mengetahui
Ketua Departemen Geofisika,


Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng
NIP. 196709291993031003

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Refsinawati M Nur
Nim : H061171508
Program Studi : Geofisika
Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya berjudul:

“Aplikasi Metode Geolistrik Tahanan Jenis untuk Menentukan Letak dan Kedalaman Air Tanah Kelurahan Maccini Baji, Kecamatan Lau, Kabupaten Maros”

Adalah karya tulisan saya sendiri dan bukan merupakan pengambil alihan tulisan orang lain. Skripsi yang saya tulis ini benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan Skripsi ini hasil karya orang lain, maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, 25 Februari 2022

Yang menyatakan



REFSINAWATI M NUR

SARI BACAAN

Seiring berjalannya waktu, kebutuhan air semakin meningkat sehingga perlu dilakukan penelitian untuk mengidentifikasi keberadaan air tanah. Air tanah merupakan sumber air yang sangat potensial dalam memenuhi kebutuhan sehari-hari manusia. Sebagian besar masyarakat di Kelurahan Maccini Baji menggunakan mata air dan sumur sebagai sumber air untuk memenuhi kebutuhan sehari-hari. Keberadaan air tanah dapat diketahui dengan menggunakan metode geolistrik konfigurasi Wenner Schlumberger. Pada penelitian ini dilakukan akuisisi sebanyak 2 lintasan dengan spasi 5 meter setiap elektroda. Dari hasil penelitian didapatkan 3 lapisan penyusun daerah penelitian yaitu material timbunan ($19 \Omega\text{m} - 89,7 \Omega\text{m}$), endapan aluvium ($2,43 \Omega\text{m} - 19 \Omega\text{m}$) dan batugamping ($20 \Omega\text{m} - 50 \Omega\text{m}$). Akuifer sebagai tempat air tanah terdapat pada lapisan kedua (endapan aluvium) dan terakumulasi pada bagian timur laut daerah penelitian pada kedalaman bervariasi 0-18 meter. Jenis akuifer yang terdapat pada daerah penelitian merupakan akuifer bebas.

Kata Kunci: Air Tanah, Geolistrik, Maccini Baji, Resistivitas, Wenner-Schlumberger

ABSTRACT

As time goes on, the need for water is increasing so research on the presence of groundwater is needed. Ground water is a very potential water source to support human daily needs. Most people at Maccini Baji village use springs and wells as water sources to fulfill daily needs. The presence of ground water can be identified use geoelectric method wenner schlumberger configuration. In this research, measurements were carried out with 2 tracks and space of 5 meters between electrodes. There are 3 layers that composes the research area, including stockpile material ($19 \Omega\text{m} - 89,7 \Omega\text{m}$), alluvium deposits ($2,43 \Omega\text{m} - 19 \Omega\text{m}$) and limestone ($20 \Omega\text{m} - 50 \Omega\text{m}$). The aquifer as a place for groundwater is found in the second layer (alluvium deposits) and accumulates in the northeastern part of the research area at various depths of 0-18 meters. The type of aquifer found in the research area is a unconfined aquifer.

Keywords: Ground Water, Geoelectric, Maccini Baji, Resistivity, Wenner-Schlumberger

KATA PENGANTAR

Bismillahirrahmanirrahim, segala puji bagi Allah SWT atas limpahan rahmat dan karunia-Nya sehingga skripsi ini bisa diselesaikan dengan judul **Aplikasi Metode Geolistrik Tahanan Jenis Untuk Menentukan Letak dan Kedalaman Air Tanah Kelurahan Maccini baji, Kecamatan Lau, Kabupaten Maros** yang merupakan suatu syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Sains di Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin.

Terima kasih dengan sangat tulus kami hanturkan kepada orang tua tercinta, **Abii** dan **Ummi**. Terima kasih juga kami ucapkan kepada kakak- kakak tercinta, **Kaka Raida, Kaka Owe, Mba Nurul, Kaka Gaga, Kaka Widi** dan **My little boys Kaka Icam** dan **Adek Imo**, serta seluruh keluarga yang telah memberikan dukungan dan motivasi sehingga saya dapat menyelesaikan skripsi ini. Selain itu, ucapan terima kasih juga diberikan kepada:

1. Bapak **Syamsuddin, S.Si, MT** selaku dosen pembimbing utama skripsi ini yang selalu memberikan masukan serta motivasi selama saya duduk di bangku perkuliahan maupun pada saat proses penulisan skripsi ini.
2. Ibu **Makhrani, S.Si, M.Si** selaku dosen pembimbing pertama sekaligus sebagai Penasehat Akademik yang telah memberikan masukan-masukan serta ilmunya dalam menyelesaikan skripsi ini.
3. Bapak **Dr. Muh Hamzah S, S. Si, MT** dan **Muh. Fawzy Ismullah Massinnai, S.Si, MT** selaku penguji yang telah memberikan masukan dan koreksi dalam penulisan skripsi ini.

4. Seluruh Dosen dan Staf Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin yang telah banyak memberikan ilmu serta motivasi.
5. **Kak Pian** yang kami anggap sebagai pembimbing kedua yang telah membantu dalam proses pengambilan dan pengolahan data.
6. **Kak Zafran** dan **Hari** selaku operator yang telah membantu dalam proses akuisisi data.
7. Tim Helper (**Titien, Ainun, Andika, Jefri, Dandung, Khalis, Faqih**) yang telah membantu dalam proses akuisisi data dan rela menghitam.
8. Sahabat SEMA (**Syakirah, Esi, Mila, Ainun**) yang telah menjadi support system sejak duduk di bangku kuliah.
9. Sahabat **Terima Kekurangan**, kelompok belajar termemorable.
10. Sahabat **Be Strong (Depi, Dila, Zet, Muce, Sisi, Astisa, Rara)** yang selalu saling support dalam penulisan tugas akhir dan hal lainnya.
11. Partner kuliah sekaligus partner tugas akhir kami **Muhammad Fajar** yang insya Allah juga akan ber S.Si
12. Seluruh teman – teman **Geofisika17** yang selalu membantu selama kuliah.
13. Seluruh pihak yang telah membantu dalam menyelesaikan penulisan skripsi ini yang tidak dapat saya sebutkan satu per satu.

Semoga skripsi ini bermanfaat bagi pembaca maupun penulis. Penulis sadar bahwa skripsi ini masih jauh dari kata sempurna, sehingga dengan segala kerendahan hati mengharapkan kritikan dan saran yang bersifat membangun untuk memperbaiki kekurangan yang ada.

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN PENGESAHAN.....	ii
PERNYATAAN KEASLIAN.....	iii
SARI BACAAN.....	iv
ABSTRACK	v
KATA PENGANTAR.....	vi
DAFTAR ISI.....	viii
DAFTAR GAMBAR.....	x
DAFTAR TABEL	xi
BAB I PENDAHULUAN	1
I.1 Latar Belakang	1
I.2 Rumusan Masalah	3
I.3 Ruang Lingkup.....	4
I.4 Tujuan Penelitian	4
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	5
II.1 Geologi Regional	5
II.1.1 Jenis Tanah.....	8
II. 2 Air Tanah	10
II.2.1 Siklus Air Tanah	10
II.2.2 Akuifer	13
II. 3 Porositas dan Permeabilitas	15
II.4. Sifat Kelistrikan Batuan.....	16
II.5. Metode Geolistrik	18
II.5.1. Konsep Dasar Metode Resistivitas	18
II.5.2. Potensial dalam Bumi Homogen Isotropis	19
II.5.3. Potensial Listrik Akibat Arus Tunggal di Dalam Bumi.....	20
II.5.4. Potensial Listrik Akibat Arus Tunggal di Permukaan Bumi	22
II.5.5. Potensial Oleh Dua Sumber Arus di Permukaan Bumi	23
II.5.6. Konfigurasi Wenner Schlumberger	25

II.6 Pemodelan Inversi	26
II.7. Interpolasi	31
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	33
III.1 Lokasi Penelitian	33
III.2 Alat dan Bahan	33
III.2.1. Alat	33
III.2.2. Bahan	34
III.3 Metode Penelitian.....	34
III.3.1. Tahap Kajian Pustaka	34
III.3.2. Tahap Akuisisi.....	35
III.3.3. Tahap Pengolahan Data	35
III.3.4. Tahap Interpretasi	35
III.4 Bagan Alir	36
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN	37
IV. 1 Hasil	37
IV. 1.1 Peta Lintasan Akuisisi Data	37
IV. 1. 2 Hasil Penampang 2D pada Res2DInv	38
IV. 2 Pembahasan.....	39
BAB V PENUTUP.....	46
V.1 Kesimpulan.....	46
V.2 Saran.....	46
DAFTAR PUSTAKA.....	47
LAMPIRAN.....

DAFTAR GAMBAR

Gambar II.1. Peta Geologi Kabupaten Maros.....	8
Gambar II.2. Jenis Tanah Kabupaten Maros.....	10
Gambar II.3. Siklus Air.....	11
Gambar II.4. Jenis-jenis Akuifer.....	15
Gambar II.5. Porositas dan Permeabilitas.....	15
Gambar II.6. Sumber Arus di Dalam Bumi.....	20
Gambar II.7. Sumber Arus di Permukaan Bumi.....	22
Gambar II.8. Dua Elektroda Arus dan Potensial.....	23
Gambar II.9. Susunan Elektroda Konfigurasi Wenner Schlumberger.....	25
Gambar II.10. Model grid berukuran 20x20 beserta nilai konduktivitas tiap sel ..	28
Gambar III.1. Peta Lokasi Penelitian.....	33
Gambar III.2. Bagan Alir Penelitian.....	36
Gambar IV.1. Peta Lintasan Akuisisi Data.....	37
Gambar IV.2. Penampang Hasil Inversi Resistivitas Lintasan 1.....	38
Gambar IV.3. Penampang Hasil Inversi Resistivitas Lintasan 2.....	39
Gambar IV.4. Gabungan Hasil Inversi Penampang Resistivitas 2D Lintasan 1 dengan Data Sondir.....	40
Gambar IV.5. Interpretasi Hasil Inversi Resistivitas Lintasan 2.....	42
Gambar IV.6. <i>Pseudo</i> 3D Dari Arah Selatan dan Timur.....	44
Gambar IV.7. <i>Pseudo</i> 3D Dari Arah Utara dan Barat.....	44

DAFTAR TABEL

Tabel II.1 Variasi Resistivitas Beberapa Jenis Material	17
Tabel IV.1 Llitologi Daerah Penelitian.....	45
Tabel IV.2 Posisi dan Jenis Akuifer.....	45

BAB I

PENDAHULUAN

I. 1 Latar Belakang

Air merupakan sumberdaya alami yang memiliki bermacam manfaat untuk kebutuhan dasar makhluk hidup di dunia, baik manusia, tumbuhan maupun hewan. Air tanah terbagi menjadi dua jenis yaitu air tanah permukaan dan air tanah bawah permukaan. Air tanah permukaan merupakan air yang berada di atas permukaan bumi yang meliputi sungai, danau dan lain lain. Sedangkan Air tanah bawah permukaan merupakan sumber air tawar terbesar yang tersedia di bawah tanah dan merupakan sumber penting untuk berbagai keperluan seperti kebutuhan rumah tangga, pasokan untuk industri pertanian dll.

Air tanah merupakan salah satu sumber air yang baik untuk kebutuhan air bersih dan air minum dibandingkan sumber air lainnya. Kebutuhan akan air selalu meningkat seiring dengan pertambahan penduduk. Kebutuhan air yang selalu meningkat setiap tahunnya membuat masyarakat lupa akan daya dukung alam yang memiliki batas dalam memenuhi kebutuhan air. Misalnya pada saat musim hujan kandungan air pada akuifer akan melimpah tetapi jika memasuki musim kemarau debit air yang berada pada akuifer akan menurun.

Untuk mengetahui pendugaan formasi bawah permukaan, perlu dilakukan penyelidikan agar dapat diketahui terdapat atau tidaknya lapisan pembawa air tanah

yang biasa disebut akuifer. Menurut Manrulu, 2018 beberapa metode penyelidikan permukaan tanah yang dapat dilakukan, antara lain metode gravitasi, metode seismik, dan metode geolistrik. Dari metode metode tersebut, metode geolistrik merupakan metode yang banyak dan sering digunakan dalam pengidentifikasian air tanah dan hasil yang didapatkan cukup baik. Prinsip kerja metode geolistrik yaitu menginjeksikan arus ke dalam bumi melalui dua elektroda arus dan mengukur nilai tegangan dengan melalui dua elektroda potensial. Alat yang digunakan dalam metode geolistrik disebut *Resistivity meter*. Terdapat beberapa aturan dalam penyusunan keempat elektroda tersebut, dalam geofisika dikenal sebagai konfigurasi elektroda. Menurut Darmansyah, 2020 meskipun terdapat berbagai macam jenis konfigurasi elektroda, tetapi yang sering digunakan adalah konfigurasi Wenner, Schlumberger, Dipole-dipole dan Rectangle. Menurut Wahyuni, 2019 konfigurasi elektroda Wenner dan Schlumberger digunakan dalam pelaksanaan di lapangan yang tidak terlalu sulit (cukup datar dan luas) dan penetrasi yang tidak terlalu dalam.

Sebelumnya telah dilakukan penelitian mengenai potensi air tanah oleh Muhammad et al., 2016 yang berjudul “ Potensi Air Tanah Berdasarkan Nilai Resistivitas Batuan di Kelurahan Cangkorah, Kecamatan Batujajar, Kabupaten Bandung Barat” penelitian ini menggunakan metode geolistrik 2D untuk mengidentifikasi air tanah. Hasil nilai resistivitas yang didapatkan dibagi menjadi 3 rentang nilai resistivitas yaitu resistivitas rendah ($<5 \Omega\text{m}$), resistivitas menengah ($5 - 20 \Omega\text{m}$) dan resistivitas tinggi ($> 20 \Omega\text{m}$).

Penelitian juga telah dilakukan oleh Wahyuni et al., 2018 dengan judul “Identifikasi Sebaran Akuifer Menggunakan Metode Geolistrik Hambatan Jenis di Wilayah Kecamatan Ampibado Kabupaten Parigi Moutong”. Penelitian tersebut menyatakan material lanau pasir diindikasikan sebagai akuifer.

Setelah melakukan observasi, masyarakat di Kelurahan Maccini Baji menggunakan mata air dan sumur sebagai sumber air utama untuk mencukupi kebutuhan sehari-hari. Pada musim kemarau, sumber sumber air akan mengalami pengurangan debit mata air dipengaruhi oleh perubahan antara musim hujan dan musim kemarau. Keadaan tersebut merupakan sebuah masalah yang biasa terjadi setiap tahun dikarenakan menipisnya debit sehingga tidak terpenuhinya kebutuhan air bersih masyarakat dengan baik.

Berdasarkan uraian di atas, dilakukan penelitian tentang **“Aplikasi Metode Geolistrik Tahanan Jenis untuk Menentukan Letak dan Kedalaman Air Tanah Kelurahan Maccini Baji, Kecamatan Lau, Kabupaten Maros ”**

I. 2 Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah pada penelitian ini yaitu:

1. Bagaimana kondisi litologi bawah permukaan di Kelurahan Maccini Baji Kabupaten Maros?
2. Bagaimana posisi akuifer air tanah di Kelurahan Maccini Baji Kabupaten Maros?
3. Bagaimana tipe akuifer air tanah di Kelurahan Maccini Baji Kabupaten Maros?

1. 3 Ruang Lingkup

Ruang lingkup pada penelitian kali ini dibatasi pada proses pengambilan data primer berupa data geolistrik konfigurasi Wenner Schlumberger untuk mengetahui letak dan kedalaman air tanah Kelurahan Maccini Baji, Kecamatan Lau, Kabupaten Maros. Data pendukung yang digunakan untuk melakukan interpretasi berupa data sondir dan peta geologi Kabupaten Maros. Pengolahan data dilakukan dengan menggunakan *Software* Res2Dinv. Hasil yang didapatkan merupakan nilai resistivitas sebenarnya dalam bentuk penampang 2D.

1. 4 Tujuan

1. Mengetahui kondisi litologi bawah permukaan di Kelurahan Maccini Baji Kabupaten Maros
2. Mengetahui posisi akuifer air tanah di Kelurahan Maccini Baji Kabupaten Maros
3. Mengetahui tipe akuifer air tanah di Kelurahan Maccini Baji Kabupaten Maros

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

II. 1 Geologi Regional

Geologi daerah bagian timur dan barat Sulawesi Selatan pada dasarnya berbeda yang dipisahkan oleh sesar Walanae. Di masa Mesozoikum, *basement* yang kompleks berada di dua daerah yaitu di bagian barat Sulawesi Selatan dekat Bantimala di daerah Barru yang terdiri dari batuan metamorf, ultramafik dan sedimen. Adanya batuan metamorf yang sama dengan batuan di Pulau Jawa, Pegunungan Meratus di Kalimantan Tenggara dan batuan di Sulawesi Tengah menunjukkan bahwa *basement* kompleks Sulawesi Selatan mungkin merupakan pecahan fragmen akibat akresi kompleks yang lebih besar di masa awal Cretaceous (Sompotan, 2012).

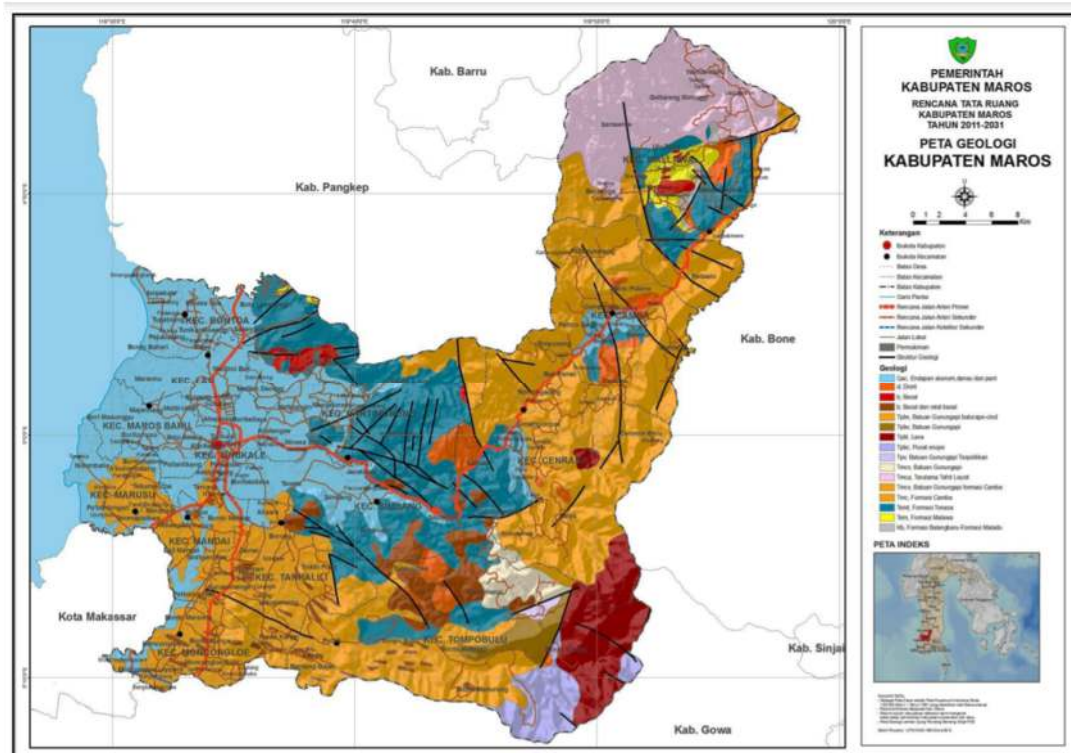
Adapun geologi regional secara umum dapat dijelaskan sebagai berikut (Taslim, 2014):

- Formasi Tonasa terdiri atas batugamping, sebagian berlapis dan sebagian pejal; koral, bioklastika dan kalkarenit, dengan sisipan napal globigerina, batugamping kaya foram besar, batugamping pasir, setempat dengan moluska; kebanyakan putih dan kelabu muda, sebagian kelabu tua dan coklat. Formasi ini tebalnya tidak kurang dari 1750 m, tak selaras menindih batuan Gunungapi Terpropilitkan (Tpv) dan ditindih oleh Formasi Camba (Tmc); di beberapa tempat diterobos oleh retas, sil dan stok bersusunan basal dan diorit. Formasi ini berkisar dari Eosen sampai Miosen Tengah.

- Formasi Camba terdiri atas batuan sedimen laut berselingan dengan batuan gunungapi, batupasir tufaan berselingan dengan tufa, batupasir dan batulempung; bersisipan napal, batugamping, konglomerat dan breksi gunungapi, dan batubara; warna beraneka dari putih, coklat, merah, kelabu muda sampai kehitaman, umumnya mengeras kuat; berlapis-lapis dengan tebal antara 4 cm dan 100 cm. Diperkirakan umur formasi ini dari Miosen Tengah sampai Miosen Akhir.
- Batuan Gunungapi Formasi Camba terdiri atas breksi gunungapi, lava, konglomerat dan tufa berbutir halus hingga lapili, bersisipan batuan sedimen laut berupa batupasir tufaan, batupasir gampingan dan batulempung yang mengandung sisa tumbuhan. Bagian bawahnya lebih banyak mengandung breksi gunungapi dan lava yang berkomposisi andesit dan basal; konglomerat juga berkomponen andesit dan basal dengan ukuran 3-50 cm; tufa berlapis baik, terdiri tufa litik, tufa kristal dan tufa vitrik. Bagian atasnya mengandung ignimbrit bersifat trakit dan tefrit leusit; ignimbrite berstruktur kekar maniang, berwarna kelabu kecoklatan dan coklat tua, tefrit lusit berstruktur aliran dengan permukaan berkerak roti, berwarna hitam. Satuan batuan ini berumur Miosen Tengah sampai Miosen Akhir.
- Batuan Gunungapi Baturape-Cindako terdiri atas lava dan breksi, dengan sisipan sedikit tufa dan konglomerat, bersusunan basal, sebagian besar porfir dengan fenokris piroksen. Komplek terobosan diorit berupa stok dan retas di Baturape dan Cindako diduga merupakan bekas pusat erupsi (Tpbc); daerah sekitar Baturape dan Cindako batumannya didominasi oleh lava Tpbl. Satuan ini tidak kurang dari 1250 m tebalnya dan berdasarkan posisi stratigrafinya kira-kira berumur Pliosen Akhir.

- Batuan Gunungapi Terpropilitkan terdiri atas breksi, lava dan tufa, mengandung lebih banyak tufa di bagian atasnya dan lebih banyak lava di bagian bawahnya, kebanyakan bersifat andesit dan sebagian trakit; bersisipan serpih dan batugamping di bagian atasnya. Satuan ini tebalnya sekitar 400 m, ditindih tidak selaras oleh batugamping Eosen Formasi Tonasa, dan diterobos oleh batuan granodiorit gd. Penarikan jejak belah sebuah contoh tufa dari bagian bawah satuan menghasilkan umur ± 63 juta tahun atau Paleosen.
- Daerah penelitian juga diterobos oleh basal berupa retas, sil dan stok, bertekstur porfir dengan fenokris piroksin kasar berwarna kelabu tua kehitaman dan kehijauan; sebagian dicirikan oleh struktur kekar meniang.
- Terobosan diorit kebanyakan berupa stok dan sebagian retas atau sil; singkapannya ditemukan di sebelah timur Maros, menerobos batugamping Formasi Tonasa (Temt); umumnya berwarna kelabu, bertekstur porfir, dengan fenokris amfibol dan biotit, sebagian berkekar meniang.
- Endapan Aluvium, Rawa dan Pantai terdiri atas kerikil, pasir, lempung, lumpur dan batugamping koral; terbentuk dalam lingkungan sungai, rawa, pantai dan delta.

Daerah penelitian terletak pada bagian barat Kabupaten Maros dimana daerah tersebut merupakan Endapan Aluvium, Rawa dan Pantai yang diilustrasikan berwarna biru pada Gambar II.1.



Gambar II.1 Peta geologi Kabupaten Maros (KLHS Kab. Maros, 2011).

II. 1.1 Jenis Tanah

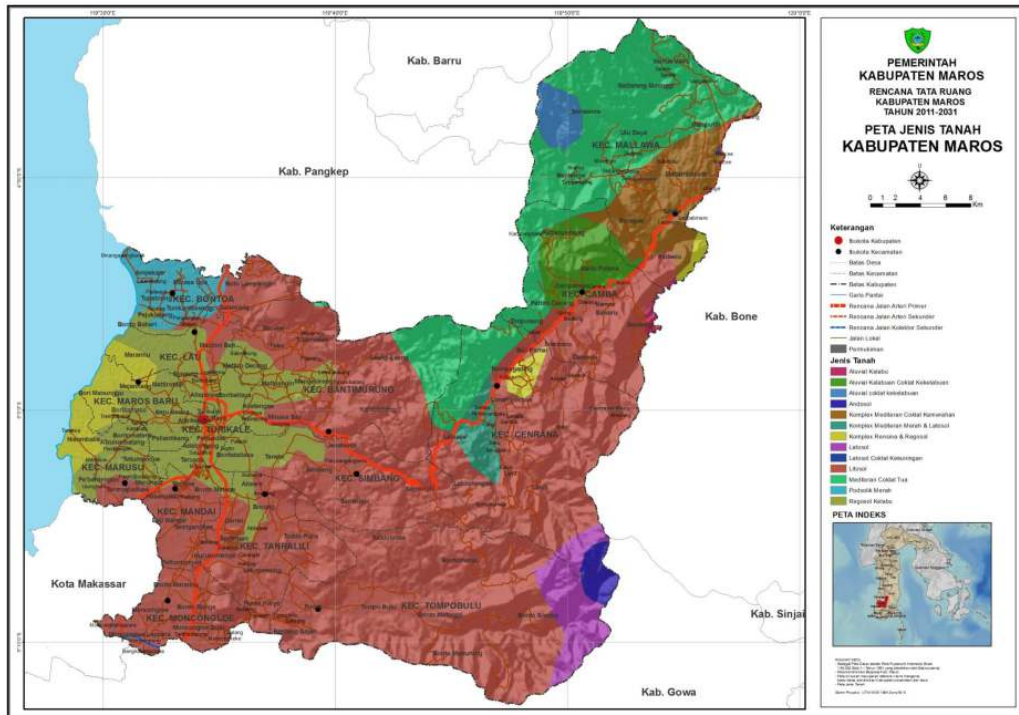
Hasil penelitian terdahulu berupa Pemetaan Geologi Lapangan dalam Skala 1:250.000 yang dilakukan oleh Rab. Sukamto dan Supriatna 1982 dalam KLHS Kab. Maros (2011) berupa peta Geologi Lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai diperoleh bahwa sifat fisik, tekstur, atau ukuran butir, serta genesa dan batuan penyusunnya maka jenis tanah di kabupaten Maros diklasifikasikan dalam 4 (empat) tipe yaitu:

- **Alluvial Muda** merupakan endapan aluvium (endapan aluvial sungai, pantai dan rawa) yang berumur kuartar (resen) dan menempati daerah morfologi pedataran dengan ketinggian 0-60 m dengan sudut kemiringan lereng <math><3\%</math>. Tekstur beraneka mulai dari ukuran lempung, lanau, pasir, lumpur, kerikil, hingga kerakal, dengan tingkat kesuburan yang tinggi, luas penyebarannya

sekitar 14,20% (229,91 km²) dari luas Kabupaten Maros, meliputi Kecamatan Lau, Bontoa, Turikale, Maros Baru, Moncongloe, Marusu, Mandai, Bantimurung,, Camba, Tanralili dan Tompobulu.

- **Regosol** adalah tanah hasil lapukan dari batuan gunungapi dan menempati daerah perbukitn vulkanik, dengan ketinggian 110-1.540 m dengan sudut kemiringan lereng >15%. Sifat-sifat fisiknya berwarna coklat hingga kemerahan, berukuran lempung lanauan – pasir lempungan, plastisitas sedang, agak padu, tebal 0,1-2,0 m. Luas penyebarannya sekitar 26,50% (429,06 km²) dari luas Kabupaten Maros meliputi Kecamatan Cenrana, Camba, Mallawa dan Tompobulu.
- **Litosol** merupakan tanah mineral hasil pelapukan batuan induk, berupa batuan beku (intrusi) dan/atau batuan sedimen yang menempati daerah perbukitan intrusi dengan ketinggian 3-1.150 m dan sudut lereng < 70%. Kenampakan sifat fisik berwarna coklat kemerahan, berukuran lempung, lempung lanauan, hingga pasir lempungan, plastisitas sedang-tinggi, agak padu, solum dangkal, tebal 0,2-4,5 m. Luas penyebarannya sekitar 37,60 % (608,79 km²) dari luas Kabupaten Maros, meliputi Kecamatan Mallawa, Camba, Bantimurung, Cenrana, Simbang, Tompobulu, Tanralili dan Mandai.
- **Mediteran** merupakan tanah yang berasal dari pelapukan batugamping yang menempati daerah perbukitan karst, dengan ketinggian 8-750 m dan sudut lereng > 70%. Kenampakan fisik yang terlihat berwarna coklat kehitaman, berukuran lempung pasiran, plastisitas sedang-tinggi, agak padu, permeabilitas sedang, rentan erosi, tebal 0,1-1,5 m. Luas penyebarannya sekitar 21,70%

(351,35 km²) dari luas Kabupaten Maros, meliputi Kecamatan Mallawa, Camba, Bantimurung, Bontoa, Simbang, Tompobulu dan Tanralili.



Daerah penelitian menempati warna merah muda yang merupakan jenis tanah alluvium atau endapan aluvium (endapan aluvial sungai, pantai dan rawa).

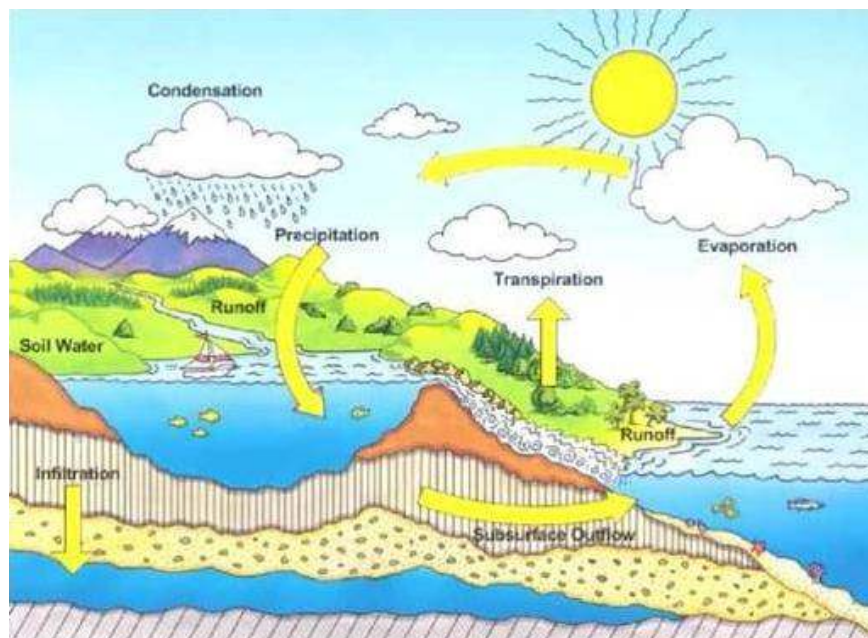
II. 2 Air Tanah

II. 2. 1 Siklus air tanah

Air tanah merupakan aspek yang sangat luas dalam kaitannya dengan siklus hidrologi. Air secara alami mengalir dari hulu ke hilir, dari daerah yang lebih tinggi ke daerah yang lebih rendah. Air mengalir di atas permukaan tanah namun air juga mengalir di dalam tanah. Di dalam lingkungan alam, proses, perubahan wujud, gerakan aliran air (di permukaan tanah, di dalam tanah, dan di udara) mengikuti

suatu siklus keseimbangan yang dikenal dengan siklus hidrologi. Siklus Hidrologi adalah siklus air yang tidak pernah berhenti dari atmosfer ke bumi dan kembali ke atmosfer melalui kondensasi, presipitasi, evaporasi, dan transpirasi (Salsabila & Nugraheni, 2020).

Menurut Aryanto et al (2017), air hujan yang turun ke permukaan bumi, sebagian akan diserap oleh tumbuhan dan sisanya akan mengalir di tanah sebagai aliran permukaan (*surface run-off*). Air permukaan akan mengalir melalui sungai menjadi debit sungai (*stream flow*) dan sebagian masuk ke dalam tanah melalui proses infiltrasi dan sebagian lagi mengalir melalui aliran air tanah. Pada lokasi tertentu, aliran air tanah akan keluar sebagai mata air (*spring*) dan bergabung dengan aliran permukaan. Air yang terinfiltrasi ke dalam tanah dapat mengalami proses perkolasi menjadi air bawah tanah (*groundwater*).



Gambar II.3 Siklus air (Salsabila & Nugraheni, 2020).

Pada Gambar II.3 air tanah yang terserap dalam tanaman dapat menguap melalui proses transpirasi menjadi molekul air. Demikian juga air permukaan yang terpanaskan suhunya oleh matahari akan menguap melalui proses evaporasi menjadi molekul air. Uap air di atmosfer akan terkondensasi membentuk awan dan pada akhirnya akan mengalami proses presipitasi menjadi hujan (Aryanto et al., 2017).

Pengisian air tanah (*groundwater recharge*) adalah proses di mana infiltrasi dari permukaan tanah melewati permukaan air tanah. Presipitasi dan irigasi merupakan sumber utama dari proses *recharge*. Air hujan yang mendarat di permukaan tanah dapat menyusup (*infiltrasi*) ke dalam zona tak jenuh atau vadose. Air akan melanjutkan pergerakannya ke bawah apabila tidak menguap, melekat pada partikel tanah atau dicegat oleh akar tanaman. Ketika air mencapai titik teratas dari permukaan air tanah, maka air tersebut akan menjadi *groundwater recharge*. Infiltrasi air ke dalam tanah dipengaruhi oleh jumlah presipitasi pada permukaan, bentuk topografi dan tingkat kompaksi dari tanah (Putra, 2018).

Pengurangan air tanah (*groundwater discharge*) adalah hilangnya air dari akuifer. *Groundwater discharge* terjadi karena kondisi alami dan pengaruh aktivitas manusia. Proses *discharge* yang terjadi secara alami adalah aliran ke badan air permukaan dan atmosfer (*evapotranspirasi*). Proses *discharge* yang terjadi karena pengaruh aktivitas manusia adalah pemompaan untuk kepentingan irigasi atau kehidupan sehari-hari (Putra, 2018).

Ketika volume *recharge* dapat mengimbangi volume *discharge*, maka jumlah air yang tersimpan di dalam akuifer akan tetap sama. Terjadinya perubahan baik pada

recharge maupun *discharge* akan mempengaruhi jumlah air yang tersimpan dan tinggi permukaan air tanah. Ketika tingkat *discharge* melebihi *recharge* (seperti saat pemompaan berlebih atau tingkat evaporasi yang tinggi), maka jumlah air yang tersimpan akan berkurang dan permukaan air tanah akan menurun (Putra, 2018).

II. 2. 2 Akuifer

Air tanah bergerak di dalam tanah melalui pori tanah, yaitu rongga atau ruang antar butir-butir tanah yang meresapkan air ke dalam lapisan tanah, dan bergabung membentuk lapisan yang dapat menangkap dan meloloskan air dalam lapisan tanah yang disebut akuifer (*aquifer*). Lapisan tanah yang mudah dilalui oleh air disebut lapisan *permeable*, seperti lapisan yang terdiri atastanah pasir atau kerikil, sedangkan lapisan yang sulit dilalui air tanah disebut lapisan *impermeable*, seperti lapisan lempung (Darwis, 2018).

Berdasarkan perlakuan airtanah, sifat batuan terhadap airtanah dapat dibagi menjadi empat, yaitu (Nasution, 2013):

1. Akuifer (lapisan pembawa air) yaitu batuan atau lapisan batuan yang mempunyai susunan sedemikian rupa sehingga dapat mengalirkan air yang cukup berarti di bawah kondisi lapangan (mempunyai permeabilitas dan porositas yang baik).
2. Akuiklud (Lapisan kedap air / impermeable) yaitu batuan atau lapisan batuan yang dapat menyimpan air tetapi tidak dapat mengalirkannya dalam jumlah yang berarti. Contoh : Batulempung.
3. Akuifug (lapisan kebal air) yaitu batuan atau lapisan batuan yang tidak dapat menyimpan dan mengalirkan air. Contoh: granit.

4. Akuitar yaitu batuan atau lapisan batuan yang mempunyai susunan sedemikian rupa sehingga dapat menyimpan air tetapi hanya dapat mengalirkan air dalam jumlah yang terbatas. Contoh: Batu lempung pasir

Berdasarkan kadar kedap air dari batuan yang melingkupi akuifer menurut Utaya (1990) yaitu akuifer tertekan (*confined aquifer*), akuifer setengah tertekan (*semi confined aquifer*), akuifer setengah bebas (*semi unconfined aquifer*), dan akuifer bebas (*unconfined aquifer*). Ilustrasi dari 4 jenis akuifer tersebut dapat dilihat pada Gambar II.4.

1. Akuifer Tertekan (*confined aquifer*)

Akuifer tertekan adalah akuifer yang lapisan atas dan bawahnya dibatasi oleh lapisan yang kedap air.

2. Akuifer Setengah Tertekan (*semi confined aquifer*)

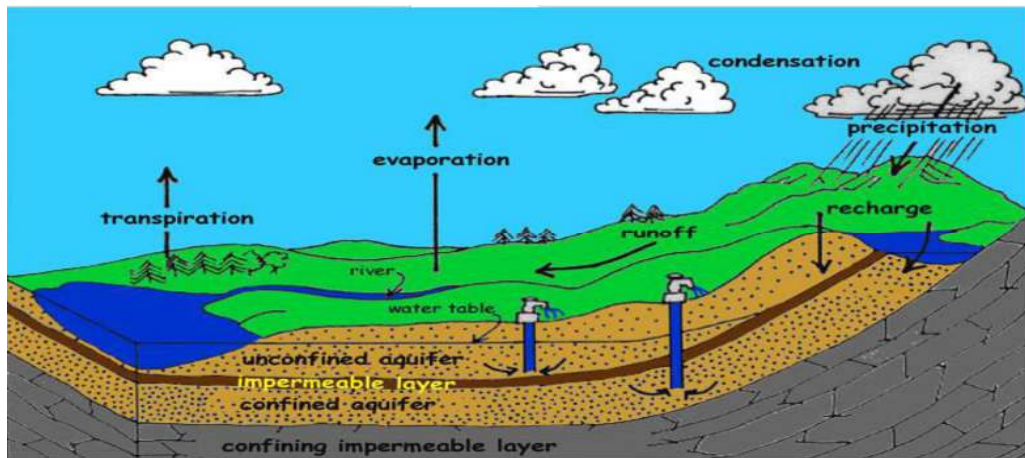
Akuifer setengah tertekan adalah akuifer yang lapisan di atas atau di bawahnya masih mampu meloloskan atau dilewati air meskipun sangat kecil.

3. Akuifer Setengah Bebas (*semi unconfined aquifer*)

Akuifer jenis ini merupakan peralihan antara akuifer setengah tertekan dengan akuifer tidak tertekan (bebas). Dimana lapisan bawahnya yang merupakan lapisan kedap air, sedangkan lapisan atasnya merupakan material berbutir halus, sehingga pada lapisan penutupnya masih memungkinkan adanya gerakan air.

4. Akuifer Bebas (*unconfined aquifer*)

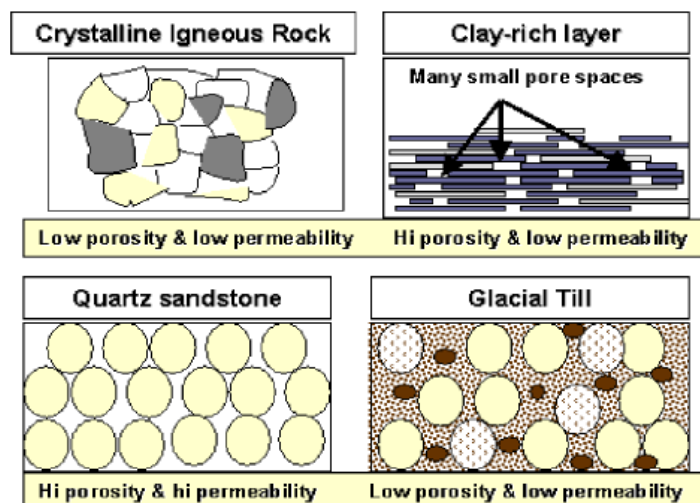
Pada akuifer jenis ini lapisan atasnya mempunyai permeabilitas yang tinggi, sehingga tekanan udara di permukaan air sama dengan atmosfer. Air tanah dari Akuifer ini disebut air tanah bebas (tidak tertekan) dan akuifernya sendiri sering disebut *water-table aquifer*.



Gambar II.4 Jenis jenis akuifer (Utaya, 1990).

II. 3 Porositas dan Permeabilitas

Air dapat menyusup ke bawah permukaan karena batuan dasar yang padat mempunyai ruang pori-pori, seperti halnya tubuh tanah yang urai yaitu pasir dan kerikil. Pori-pori atau ruang kosong dalam batuan dapat berupa butiran-butiran mineral, rekahan-rekahan, rongga-rongga pelarutan, atau gelembung. Dua sifat fisik yang mengontrol besar kandungan dan pergerakan air bawah permukaan adalah porositas dan permeabilitas (Manrulu et al., 2018).



Gambar II.5 Porositas dan permeabilitas (Manrulu et al., 2018).

Porositas adalah perbandingan antar ruang kosong dengan seluruh volume batuan atau sedimen yang dinyatakan dalam persen (%). Porositas menentukan banyak air yang dapat dikandung dalam batuan. Porositas dipengaruhi oleh besar dan bentuk butir mineral penyusun batuan tersebut, susunan butiran-butirannya dan ukuran pori (Gambar II.5).

Porositas dapat dibagi menjadi dua yaitu porositas primer dan porositas sekunder. Porositas primer adalah porositas yang ada sewaktu bahan tersebut terbentuk sedangkan porositas sekunder dihasilkan oleh retakan-retakan dan alur yang terurai. Pori-pori merupakan ciri batuan sedimen klastik dan bahan butiran lainnya. Pori berukuran kapiler dan membawa air yang disebut air pori.

Permeabilitas juga sangat berpengaruh pada aliran dan jumlah air tanah. Permeabilitas merupakan kemampuan batuan atau tanah untuk melewatkan atau meloloskan air melalui suatu media porous. Permeabilitas tergantung pada faktor-faktor seperti besarnya rongga-rongga dan derajat hubungan antar rongga. Batuan yang porositasnya rendah umumnya permeabilitasnya pun rendah dan batuan yang porositasnya tinggi belum tentu permeabilitasnya tinggi, karena besarnya hubungan antar rongga sangat menentukan (Manrulu et al., 2018).

II. 4 Sifat Kelistrikan Batuan

Setiap batuan memiliki karakteristik tersendiri tak terkecuali dalam hal sifat kelistrikannya. Salah satu sifat batuan tersebut adalah resistivitas (tahanan jenis) 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 (Prameswari et al., 2012).

Bahan yang memiliki resistivitas kurang dari $10^8 \Omega\text{m}$ diklasifikasikan sebagai konduktor. Konduktor berisi banyak elektron bebas dengan mobilitas yang sangat tinggi. Isolator memiliki resistivitas lebih $10^8 \Omega\text{m}$, dicirikan oleh ikatan ionik sehingga elektron-elektron valensi tidak bebas bergerak. Serta diantara keduanya adalah bahan semikonduktor, jumlah elektron bebasnya lebih sedikit. Batuan dan mineral dapat dikelompokkan menjadi tiga berdasarkan nilai resistivitas listriknya, yaitu (Agussalim, 2015):

- Konduktor baik : $10^{-8} < \rho < 1 \Omega\text{m}$
- Konduktor sedang : $1 < \rho < 10^7 \Omega\text{m}$
- Isolator : $\rho > 10^7 \Omega\text{m}$

Harga tahanan jenis batuan tergantung macam-macam materialnya, densitas, porositas, ukuran dan bentuk pori-pori batuan, kandungan air, kualitas dan suhu. Variasi resistivitas beberapa jenis material ditunjukkan sebagai berikut:

Tabel II.1 Variasi Resistivitas Beberapa Jenis Material (Telford, 1990)

Material	Resistivity (Ωm)
Udara	~
Pirit	0,1-100
Kwarsa	500-800000
Kalsit	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$
GaramBatu	$30 - 1 \times 10^{13}$
Granit	200-10000
Andesit	$1,7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$
Basal	200-100000
Gamping	500-10000
BatuPasir	200-8000
BatuTulis	20-2000
Pasir	1-1000
Lempung	1-100
Air Tanah	0,5-300
Air Asin	0,2
Magnetit	0,01-1000
KerikilKering	600-1000
Aluvium	10-800
Kerikil	100-600

II. 5 Metode Geolistrik

Menurut Legget, 1962 dalam Nasution, 2013 geolistrik adalah salah satu metode geofisika yang didasarkan pada penerapan konsep kelistrikan pada masalah kebumihan. Tujuannya adalah untuk memperkirakan sifat kelistrikan medium atau formasi batuan bawah-permukaan terutama kemampuannya untuk menghantarkan atau menghambat listrik (konduktivitas atau resistivitas).

Geolistrik dilakukan dengan cara mengalirkan arus listrik DC yang mempunyai tegangan tinggi ke dalam tanah. Injeksi arus listrik ini menggunakan dua buah elektroda arus A dan B yang ditancapkan ke dalam tanah pada jarak tertentu. Semakin panjang elektroda AB akan menyebabkan aliran arus listrik menembus lapisan batuan lebih dalam. Dengan adanya aliran arus listrik tersebut akan menimbulkan tegangan listrik di dalam tanah. Tegangan listrik yang terjadi di dalam tanah diukur menggunakan multimeter yang terhubung melalui dua buah elektroda tegangan M dan N (Nasution, 2013).

II. 5. 1 Konsep Dasar Metode Resistivitas

Prinsip dasar metode resistivitas adalah Hukum Ohm yang menyatakan bahwa beda potensial yang timbul di ujung-ujung suatu medium berbanding lurus dengan arus listrik yang mengalir pada medium tersebut. Selain itu, Hukum Ohm juga menyatakan bahwa tahanan listrik berbanding lurus dengan panjang medium dan berbanding terbalik dengan luas penampangnya. Formulasi dari kedua pernyataan Ohm di atas, dapat dituliskan sebagai berikut (Syamsuddin, 2007):

$$V \propto I \text{ atau } V = I \cdot R \quad (2.1)$$

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

Prinsip dasar dari survey resistivitas adalah menginjeksi arus searah (DC) ke dalam bumi melalui dua buah elektroda arus yang ditancapkan di permukaan bumi kemudian mengukur respon beda potensial yang terjadi antara dua titik tersebut, dimana dua buah elektroda potensial ditempatkan dalam sebuah susunan tertentu yang disebut konfigurasi (Syamsuddin, 2007).

II. 5. 2 Potensial dalam Bumi Homogen Isotropis

Apabila suatu arus yang bersifat kontinu kemudian dialirkan kedalam suatu medium yang bersifat homogen isotropis , dengan $d\vec{A}$ merupakan elemen luas permukaan dan \vec{J} merupakan rapat arus listrik (A/m^2), maka besarnya elemen arus yang melewati melalui elemen permukaan tersebut (Telford et al., 1990):

$$dI = \vec{J} \cdot d\vec{A} \quad (2.3)$$

Dengan demikian rapat arus \vec{J} pada elemen luasan akibat medan listrik \vec{E} yang ditimbulkan, akan memenuhi hubungan sebagai berikut:

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \quad (2.4)$$

dengan \vec{E} dalam volt/meter (V/m) dan σ merupakan konduktivitas medium dalam ohm/meter (Ω/m), karena medan listrik merupakan gradien potensial, maka :

$$\vec{E} = -\vec{\nabla}V \quad (2.5)$$

V merupakan potensial listrik, sehingga diperoleh persamaan :

$$\vec{J} = -\sigma \vec{\nabla}V \quad (2.6)$$

Aliran arus yang mengalir dalam bumi homogen isotropis didasarkan pada hukum kekekalan muatan yang dapat ditulis dalam persamaan:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = \frac{\partial q}{\partial t} \quad (2.7)$$

dengan, \vec{j} = rapat arus (A/m^2)

q = rapat muatan (C/m^3)

Maka berlaku persamaan untuk arus stasioner :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{j} = 0 \quad (2.8)$$

Sehingga,

$$\vec{\nabla}(\sigma \cdot \vec{\nabla}V) = 0 \quad (2.9)$$

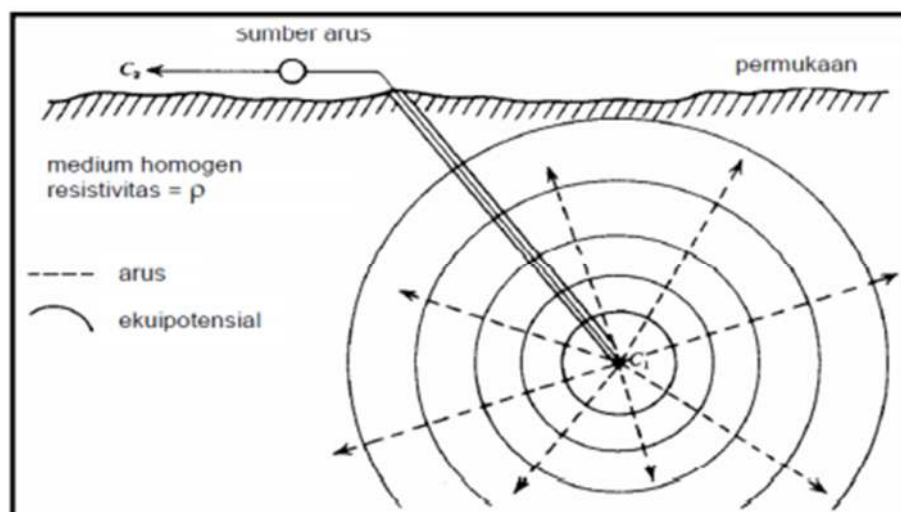
$$\vec{\nabla}\sigma \cdot \vec{\nabla}V + \sigma \nabla^2 V = 0 \quad (2.10)$$

Apabila arus stasioner dengan koefisien konduktivitasnya konstan, maka akan diperoleh Persamaan Laplace dengan potensial harmonis :

$$\nabla^2 V = 0 \quad (2.11)$$

Dimana Persamaan (2.11) termasuk persamaan dasar dalam metode geolistrik tahanan jenis. Dengan demikian distribusi potensial listrik untuk arus listrik searah dalam medium homogen isotropis memenuhi persamaan Laplace (Syamsuddin, 2007).

II. 5. 3 Potensial Listrik Akibat Arus Tunggal Di Dalam Bumi



Gambar II.6 Sumber arus di dalam bumi (Telford et al., 1990).

Pada model homogen isotropis dimana elektroda arus ditancapkan di dalam bumi yang berfungsi sebagai sumber injeksi arus listrik ke segala arah dalam bumi seperti yang diilustrasikan pada Gambar II.6. Pada setiap titik equipotensial dalam bumi yang membentuk permukaan bola yang mempunyai jari-jari r . sehingga arus yang keluar melalui luas permukaan bola dengan jari-jari r yaitu (Telford et al., 1990):

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r} \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dv}{dr} \right) = 0 \quad (2.12)$$

Persamaan (2.12) diintegrasikan sebanyak dua kali, maka akan didapatkan:

$$\int r^2 \frac{dv}{dr} dr = 0 \rightarrow r^2 \frac{dv}{dr} = P \rightarrow \frac{dv}{dr} = \frac{P}{r^2} \quad (2.13)$$

$$V = \int \frac{P}{r^2} dr = -\frac{P}{r} + Q \quad (2.14)$$

Dimana P dan Q merupakan konstanta. Dengan menerapkan batas bawah potensial pada jarak tidak berhingga memiliki harga sama dengan nol ($V = 0, r = \infty$), maka $Q = 0$, sehingga Persamaan (2.14) menjadi:

$$V = -\frac{P}{r} \quad (2.15)$$

Substitusi persamaan (2.3) dan (2.6) pada persamaan (2.15) maka akan diperoleh:

$$I = 4\pi r^2 \vec{J} = 4\pi r^2 (-\sigma \vec{\nabla} V) = 4\pi r^2 \sigma \frac{P}{r^2} = -4\pi \sigma P \quad (2.16)$$

Karena $\sigma = \frac{1}{\rho}$, maka Persamaan (2.16) ditulis:

$$I = -4\pi \frac{1}{\rho} P \rightarrow P = -\frac{I\rho}{4\pi} \quad (2.17)$$

Persamaan (2.17) disubstitusikan pada Persamaan (2.15) maka dihasilkan:

$$\rho = 4\pi r \frac{V}{I} \quad (2.18)$$

Atau,

$$V = \left(\frac{I\rho}{4\pi}\right)\frac{1}{r} \quad (2.9)$$

Dimana,

V = Potensial Listrik (V)

ρ = Resistivitas (Ohm.m)

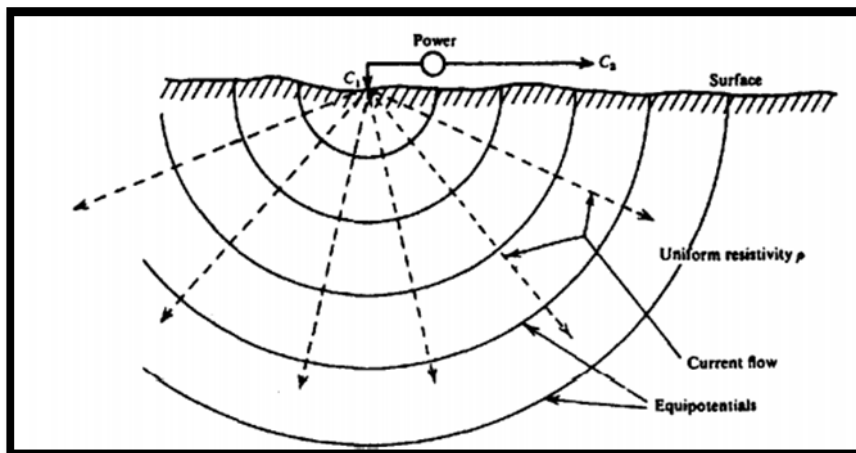
I = Kuat Arus Listrik (A)

P = Konstanta

\vec{J} = Rapat Arus (A/m²)

σ = Konduktivitas (S/m)

II. 5. 4 Potensial Listrik Akibat Arus Tunggal Di Permukaan Bumi



Gambar II.7 Sumber arus di permukaan (Telford et al., 1990).

Apabila elektroda arus berada di permukaan pada medium homogen isotropis seperti yang diilustrasikan pada Gambar II.7 dan nilai konduktivitas udara sama dengan nol, maka setiap titik equipotensial yang dihasilkan membentuk permukaan setengah bola sehingga (Telford et al., 1990):

$$I = 2\pi r^2 \vec{J} = 2\pi r^2 (-\sigma \vec{\nabla} V) = 2r^2 \sigma \frac{P}{r^2} = -2\pi \sigma P \quad (2.20)$$

Karena $\sigma = \frac{1}{\rho}$, maka Persamaan (2.20) dapat ditulis:

$$I = -2\pi \frac{1}{\rho} P \rightarrow P = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (2.21)$$

Persamaan (2.21) disubstitusikan pada Persamaan (2.15) maka dihasilkan:

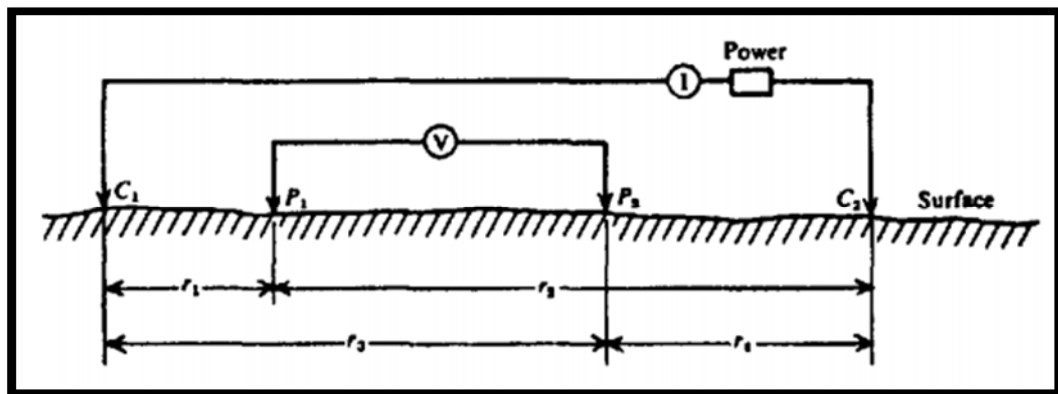
$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (2.22)$$

Atau,

$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right) \frac{1}{r} \quad (2.23)$$

II. 5. 5 Potensial Oleh Dua Sumber Arus di Permukaan Bumi

Pada pengukuran geofisika resistivitas umumnya menggunakan dua buah elektroda arus dan dua buah elektroda potensial seperti yang diilustrasikan pada Gambar II.8. Namun ada juga metode geolistrik yang menggunakan kurang dari dua pasang elektroda, baik itu hanya elektroda arus atau hanya sepasang elektroda (satu elektroda arus dan satu elektroda potensial) (Telford et al., 1990).



Gambar II.8 Dua elektroda arus dan potensial di permukaan (Telford et al., 1990).

Ketika jarak antara dua elektroda arus dibatasi di permukaan, maka besarnya nilai potensial di permukaan dipengaruhi oleh kedua elektroda arus tersebut. Potensial di titik P1 yang ditimbulkan arus C1 dan C2 adalah (Telford et al., 1990):

$$V_{P1} = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) \quad (2.24)$$

Dan potensial di titik P2 yang ditimbulkan arus C1 dan C2:

$$V_{P2} = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right)\left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right) \quad (2.25)$$

Beda potensial antara P₁ dan P₂ sebagai berikut :

$$\Delta V = V_{P1} - V_{P2} \rightarrow \Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right) \right\} \quad (2.26)$$

Sehingga didapatkan persamaan :

$$\rho = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right]} \frac{\Delta V}{I} \quad (2.27)$$

Atau dapat dituliskan :

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2.28)$$

Dimana,

$$K = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right]} \quad (2.29)$$

Dimana,

ΔV = Beda Potensial (Volt)

I = Kuat Arus Listrik (Ampere)

ρ = Resistivitas (Ohm.m)

r_1 = Jarak Antara C₁ dan P₁ (meter)

r_2 = Jarak Antara C₂ dan P₁ (meter)

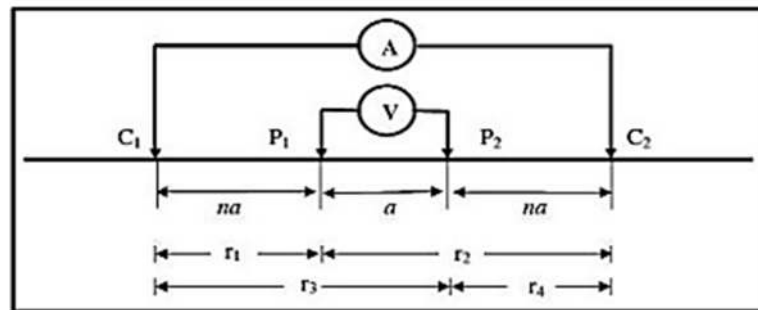
r_3 = Jarak Antara C₁ dan P₂ (meter)

r_4 = Jarak Antara C₂ dan P₂ (meter)

K = Faktor Geometri Elektroda

II. 5. 6 Konfigurasi Wenner Schlumberger

Konfigurasi Wenner-Schlumberger merupakan metoda perpaduan antara konfigurasi Wenner dengan konfigurasi Schlumberger. Konfigurasi ini memiliki konfigurasi dengan sistem aturan spasi yang konstan dengan catatan faktor pembanding “n” untuk konfigurasi ini adalah perbandingan jarak antara elektroda AM dengan jarak antara MN seperti pada Gambar II.9. Jika jarak antara elektroda potensial MN adalah a maka jarak antar elektroda arus (A dan B) adalah $2na + a$ (Utiya et al., 2015). Keunggulan yang dimiliki konfigurasi Wenner Schlumberger ialah mampu memetakan distribusi nilai resistivitas secara lateral maupun vertikal dan memiliki penetrasi kedalaman lebih baik daripada konfigurasi Wenner (Arsyadi, 2017).



Gambar II. 9 Susunan elektroda konfigurasi wenner schlumberger (Loke, 2004)

Rumus untuk menghitung faktor geometri berdasarkan Gambar II.10 di atas yaitu (Loke, 2004):

$$K = \pi n (n + 1) a \quad (2.30)$$

K merupakan faktor geometri yang bergantung pada susun elektroda, sehingga nilai resistivitas semu dapat dihitung dengan rumus (Loke, 2004):

$$\rho = \pi n (n + 1) a \frac{\Delta V}{I} \quad (2.31)$$

II. 6 Pemodelan Inversi

Proses inversi dalam bidang geofisika bertujuan mencari model yang memberikan respon yang mirip dengan nilai pengukuran di lapangan sehingga didapatkan jenis model yang merupakan representasi matematis ideal dari suatu bagian bumi. Semua metode inversi geofisika pada dasarnya berusaha untuk menentukan model bawah permukaan yang memiliki respon sesuai dengan data terukur dalam batasan-batasan tertentu. Kuantitas fisis yang ingin diestimasi dari data yang diamati merupakan seperangkat parameter yang dimiliki model. Istilah respon model merupakan bagian data sintesis yang dapat dihitung dari hubungan matematis yang menjelaskan model tersebut untuk seperangkat parameter model (Loke, 1996 dalam Agussalim, 2015).

Pemodelan inversi (*inverse modeling*) sering dikatakan sebagai “kebalikan” dari pemodelan ke depan karena dalam pemodelan inversi parameter model diperoleh secara langsung dari data. Menke (1984) mendefinisikan teori inversi sebagai kesatuan teknik atau metode matematika dan statistika untuk memperoleh informasi yang berguna mengenai suatu sistem fisika berdasarkan observasi terhadap sistem tersebut. Sistem fisika yang dimaksud adalah fenomena yang kita tinjau, hasil observasi terhadap sistem adalah data sedangkan informasi yang ingin diperoleh dari data adalah model atau parameter model (Grandis, 2009).

Pada metode inversi geofisika, model yang dicari berupa representasi matematika bagian dari bumi yang memberi respon sesuai dengan hasil pengukuran di area kajian kemudian model tersebut didiskritisasi. Setiap titik pada diskritisasi model akan diberikan suatu parameter berupa nilai resistivitas yang nilainya sama dengan

yang diinginkan oleh penginversi juga hasil pengukuran. Kemudian pada respon model merupakan data sintetik yang dihitung dengan hubungan secara matematika berdasarkan pada model dengan parameter yang dimilikinya. Hubungan antara model dan respon model baik pada model dua dimensi maupun tiga dimensi dapat diselesaikan dengan menggunakan metode *finite difference* atau *finite element* yakni metode yang digunakan untuk menghitung resistivitas semu (Loke, 2004).

Penyelesaian dengan metode *finite difference* melibatkan persamaan diferensial geolistrik untuk memperoleh solusi berupa nilai konduktivitas pada masing-masing grid.

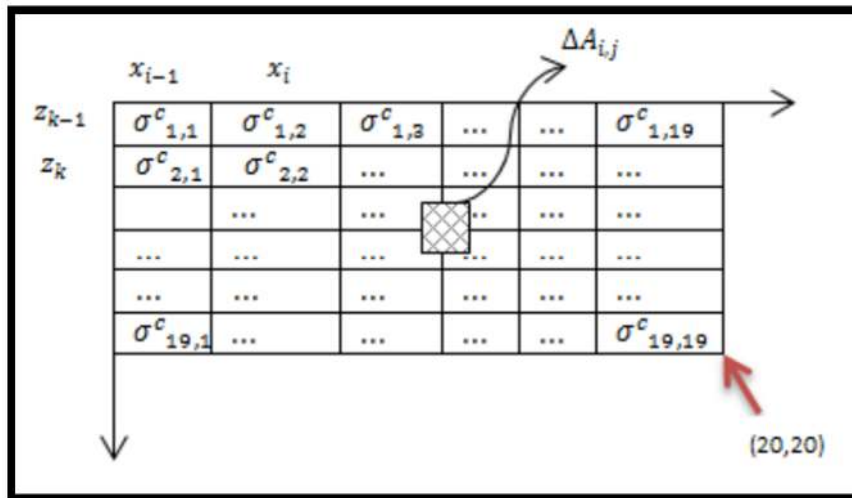
$$-\vec{\nabla} \cdot (\sigma(x,z) \vec{\nabla} V(x,z)) = I(x,z) \quad (2.32)$$

Persamaan 2.32 merupakan persamaan potensial listrik untuk kasus 2D yang merupakan persamaan diferensial poisson pada kasus homogen yang tidak mengalami perubahan potensial dengan asumsi bahwa potensial ke arah y adalah konstan. Dimana σ merupakan konduktivitas, V adalah potensial dan I merupakan arus listrik. Sehingga untuk kasus 2D diberikan batas (δ) maka persamaan 2.32 berubah menjadi:

$$\sigma \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right) + \frac{\partial \sigma}{\partial x} \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial V}{\partial z} = I \delta(x - x_s)(z - z_s) \quad (2.33)$$

Dimana, $\delta(x - x_s)(z - z_s)$ merupakan posisi elektroda yang menginjeksi arus listrik. Persamaan 2.33 merupakan persamaan diferensial potensial listrik untuk kasus 2D.

Pada Gambar II.10 menunjukkan struktur 2D grid dengan jarak antara grid berbeda. Melakukan diskritisasi pada Persamaan 2.33 untuk dapat memperoleh nilai potensial yang akurat.



Gambar II.10 Model grid berukuran 20 x 20 grid beserta nilai konduktivitas tiap sel (Andriani et al., 2016).

Dimana , $\sigma^c_{i,k}$ merupakan konduktivitas sel (tiap kotak) yang nantinya akan berkontribusi pada perhitungan konduktivitas masing-masing grid. Model grid berukuran 20 x 20 (Andriani et al., 2016).

Metode Beda Hingga (*Finite Diffrence Method*) dapat diterapkan untuk memperoleh solusi dari persamaan diferensial geolistrik yang telah didapatkan dari Persamaan 2.33 . Metode ini mengubah persamaan diferensial potensial listrik menjadi persamaan linier yaitu:

$$A\vec{x} = \vec{B} \quad (2.34)$$

Dengan mengekspansi deret taylor pada turunan kedua dari potensial:

$$\frac{\partial^2 V_{i,k}}{\partial x^2} = \frac{V_{(i+\Delta x,k)} + V_{(i-\Delta x,k)} - 2V_{i,k}}{\Delta x^2} \quad (2.35)$$

Dengan model grid berukuran 20 x 20 seperti yang terdapat pada Gambar II.10. Hasil pendiskritisasian tersebut menghasilkan persamaan linier potensial tiap grid sebagai berikut:

$$C1_{i,k}V_{i-1,k} + C2_{i,k}V_{i+1,k} + C3_{i,k}V_{i,k-1} + C4_{i,k}V_{i,k+1} - C0_{i,k} = -Q \quad (2.36)$$

Dimana, Q merupakan sumber arus yang terdapat pada lokasi yang diinjeksikan saja dan diketahui C1 = kiri, C2 = kanan, C3 = bawah, C4 = atas, dan C0 berada pada posisi grid yang sedang ditinjau. Nilai C merupakan konduktivitas dalam grid terlihat dari Gambar II.10.

Dimana persamaan Q dapat dituliskan menjadi:

$$Q=(X-X_s)(Y-Y_s)(Z-Z_s) \quad (2.37)$$

Untuk kasus homogen dan jarak antar grid sama yaitu bernilai 1 maka nilai setiap konstanta menjadi:

$$C1_{i,k}=C2_{i,k}=C3_{i,k}=C4_{i,k}=\sigma_{i,k} \quad (2.38)$$

Sehingga persamaan diferensial geolistrik menjadi:

$$\sigma(V_{(i+1,k)}+V_{(i-1,k)}+V_{(i,k+1)}+V_{(i,k-1)}-4V_{(i,k)}) = I \quad (2.39)$$

Dari nilai konduktivitas dapat diperoleh nilai resistivitas tiap grid ($\rho = 1/\sigma$) yang merupakan nilai resistivitas kalkulasi. Selanjutnya, nilai ini akan dibandingkan dengan nilai resistivitas observasi yang diperoleh dari data lapangan dengan melakukan inversi dan meminimalkan kuadrat kesalahan dan selisih antara data kalkulasi dengan data lapangan (Andriani et al., 2016).

Persamaan 2.39 merupakan bentuk lengkap dari persamaan diferensial geolistrik dengan bentuk lengkap matriks koefesien A, vektor posisi \vec{x} , dan vektor sumber \vec{B} , yang dituliskan pada persamaan 2.33. Sehingga, solusi potensial di tiap grid dapat diperoleh dengan menggunakan operasi matriks biasa yaitu (Andriani et al., 2016):

$$\vec{x} = A^{-1}\vec{B} \quad (2.40)$$

Pada Metode optimasi, model awal dimodifikasi secara iteratif sehingga perbedaan antara respon model dan nilai data yang diamati berkurang. Data yang terukur dapat ditulis sebagai vektor kolom B (Loke, 2004):

$$B = \text{col} (B_1, B_2, \dots, \dots, B_m) \quad (2.41)$$

m merupakan banyaknya pengukuran. Respon model F dapat ditulis :

$$F = \text{col} (f_1, f_2, \dots, \dots, f_m) \quad (2.42)$$

Nilai resistivitas yang digunakan adalah logaritma nilai resistivitas semu untuk data yang diamati dan respon model. Parameter model dapat dituliskan sebagai berikut:

$$A = \text{col} (A_1, A_2, \dots, \dots, A_n) \quad (2.43)$$

Dengan n adalah banyaknya parameter model. Perbedaan antara data pengukuran dengan respon model adalah:

$$g = B - F \quad (2.44)$$

Metode optimasi *least-square*, model awal dimodifikasi sedemikian rupa sehingga jumlah kuadrat error E dari perbedaan antara respon model dengan data hasil pengukuran dapat diperkecil.

$$E = g^T g \quad (2.45)$$

Persamaan Gauss-Newton untuk menentukan perubahan dalam parameter model yang dapat mengurangi kesalahan jumlah kuadrat.

$$\Delta A_i = [G^T G]^{-1} G^T g \quad (2.46)$$

Dimana, ΔA Perubahan Parameter Model dan G adalah matrix Jacobi dari turunan parsial. Elemen matrix Jacobi diberikan persamaan:

$$G_{ik} = \frac{\partial f_i}{\partial A_k} \quad (2.47)$$

Perubahan parameter model ke $-i$ yang disebabkan oleh perubahan parameter model ke $-k$. Model baru diperoleh dari perhitungan perubahan parameter model, yang dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$A_{k+1} = \Delta A_k + A_k \quad (2.48)$$

II. 7 Interpolasi

Interpolasi didefinisikan sebagai teknik untuk mendapatkan suatu fungsi yang melewati semua titik dari sebuah set data diskrit atau dengan kata lain teknik perkiraan atau taksiran suatu titik atau nilai diantara titik-titik diskrit atau suatu set data yang telah diketahui. Ada dua pendekatan yaitu mencari titik tengah yang disebut interpolasi. Sedangkan perkiraan titik setelah set data yang terdefinisi atau titik selanjutnya dari titik-titik yang sudah diketahui disebut ekstrapolasi (Ilham, 2020).

Menurut Ariesandra, 2015 interpolasi dilakukan untuk melihat pola penyebaran batuan bawah permukaan yang telah terekam sebelumnya dan dijadikan penampang 2D oleh perangkat lunak Res2DInv. Contohnya pada penelitian kali ini dengan mengetahui nilai pada datum di lintasan pertama dan kedua, maka proses interpolasi terdapat diantara titik datum lintasan pertama dan kedua yang apabila nilai dan letaknya relative sama, maka akan dapat ditentukan nilai titik datum diantara keduanya sehingga kedua penampang 2D apabila diinterpolasi akan menghasilkan penampang 3D.

Peta sebaran resistivitas semu (*Isoresistivity Map*) digunakan untuk melihat sebaran resistivitas semu. Peta ini akan menghasilkan perbedaan nilai resistivitas semu

terhadap kedalaman. Untuk membuat peta sebaran resistivitas semu dengan beberapa titik yang diketahui nilai tahanan jenis semunya, maka digunakan metode kriging.

Kriging adalah metode estimasi yang memberikan estimator dari nilai-nilai titik atau rata-rata blok. Metode estimasi ini mempertimbangkan faktor-faktor yang mempengaruhi akurasi estimasi, yaitu : banyaknya sampel, posisi sampel, jarak antar sampel dengan titik yang akan diestimasi, dan lain-lain. Dalam penelitian ini, metode Kriging digunakan untuk pembuatan peta dari sebaran nilai resistivitas semu. Salah satu program yang digunakan dalam pembuatan peta dan memiliki pilihan yang cukup banyak untuk pengolahan data kriging adalah Res2DinV (Anggara, 2020).

$$Z_A = \sum_{i=1}^n W_i Z_i \quad (2.49)$$

Z_A = jumlah data pada titik A,

n = jumlah data yang akan dihitung

W_i = nilai pembobotan pada lokasi i

Z_i = nilai yang terukur pada lokasi i