

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Salah satu sumber daya alam yang memiliki peranan penting untuk makhluk hidup khususnya manusia adalah air. Selain diperlukan sebagai kebutuhan primer seperti minum, mandi, mencuci, memasak, air juga dibutuhkan untuk keperluan di berbagai sektor industri seperti pertanian, konstruksi, dan lainnya. Perluasan kawasan pemukiman, pembukaan lahan baru dan peningkatan populasi manusia setiap tahunnya menjadi faktor kurangnya ketersediaan air. pemanfaatan air bersih bersumber dari air sungai, air hujan, air tanah (Harjito, 2013).

Air tanah merupakan suatu hal dari adanya proses siklus hidrologi bumi. Salah satu dari siklus hidrologi ini adalah reservoir air tanah yang merupakan suatu tempat yang dapat menyimpan air dalam jumlah yang banyak di bawah permukaan bumi. Reservoir alami ini menyimpan air yang berasal dari resapan air hujan sehingga air merembes masuk kedalam tanah melalui pori pori batuan dalam tanah. Air tanah biasanya menjadi pilihan utama untuk memenuhi kebutuhan manusia, hal ini dikarenakan air tanah memiliki kualitas yang tinggi dan pembiayaan yang relatif rendah. Oleh karena itu, pengelolaan dan pemahaman air tanah harus berdasarkan data struktur stratigrafi serta keberadaan akuifer yang memadai sehingga tidak mengakibatkan kegagalan dalam sumur bor dan berdampak negatif pada lingkungan (Okoro dkk., 2010).

Metode metode dalam bidang geofisika seperti metode seismik, metode gravitasi, metode magnetik, dan metode geolistrik menjadi solusi dari permasalahan untuk mengidentifikasi lapisan lapisan bawah permukaan bumi. Salah satu metode geofisika yang umum digunakan adalah metode geolistrik yang dimanfaatkan untuk investigasi keberadaan air tanah. Metode ini sudah banyak digunakan dan hasilnya yang baik. Selain mencari keberadaan air tanah, metode ini juga dapat menentukan kualitas air tanah dengan menganalisis data medan resistivitas dilapangan (Aizebeokhai dan Oyebanjo, 2013).

Sebagian besar daerah ini merupakan kawasan rangkaian formasi meluhu serta endapan sedimen alluvium. Sehingga dilakukan penelitian menggunakan alat geolistrik metode geolistrik konfigurasi Schlumberger untuk pencarian air tanah di daerah penelitian tersebut. Metode geolistrik bertujuan untuk mengidentifikasi lapisan bawah permukaan serta ketebalannya dengan menggunakan nilai tahanan jenis batuan. Nilai tahanan jenis yang berbeda beda dalam berbagai macam batuan dapat mewakili perbedaan karakteristik tiap lapisan batuan tersebut. Nilai tahanan jenis diukur dengan mengalirkan arus listrik dan memperlakukan lapisan batuan sebagai penghantar arus listrik.

Penelitian-penelitian terdahulu telah menunjukkan bahwa metode geolistrik 1D atau *Vertical Electrical Sounding* (VES) dapat digunakan untuk mengidentifikasi keberadaan

akuifer. Seperti penelitian yang dilakukan oleh Madan K. Jha dkk, (2008) di India dan Joy Choudhury dkk, (2017) di India.

Dengan mengetahui nilai tahanan jenis dari perlapisan batuan dapat diketahui jenis material batuan, keberadaan air tanah dan lapisan bawah permukaan di daerah penelitian. Penelitian ini menggunakan metode geolistrik resistivitas *sounding* yang dapat menghasilkan informasi variasi resistivitas dengan arah vertikal. Selain itu penelitian ini dilakukan untuk mendapatkan informasi ada atau tidaknya akuifer dibawah permukaan daerah penelitian.

1.2 Tujuan dan Manfaat

1.2.1 Tujuan

Tujuan dari penelitian ini adalah :

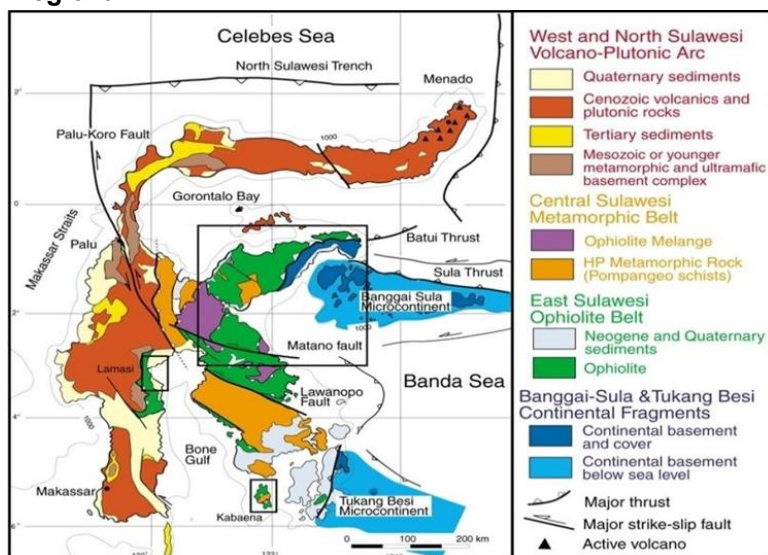
1. Mengidentifikasi lapisan bawah permukaan dan ketebalannya berdasarkan nilai resistivitas di wilayah Desa Puwehuko Kec. Mowila Kabupaten Konawe Selatan, Sulawesi Tenggara
2. Menentukan zona air tanah berdasarkan nilai tahanan jenis dan kedalaman akuifer di wilayah Desa Puwehuko Kec. Mowila Kabupaten Konawe Selatan, Sulawesi Tenggara.

1.2.2 Manfaat

Setelah dilakukannya penelitian ini, maka didapatkan informasi tentang sebaran air tanah sehingga dapat menjadi referensi penempatan sumur bagi masyarakat desa Puwehuko Kec. Mowila, Kab. Konawe Selatan, Sulawesi Tenggara.

1.3 Landasan Teori

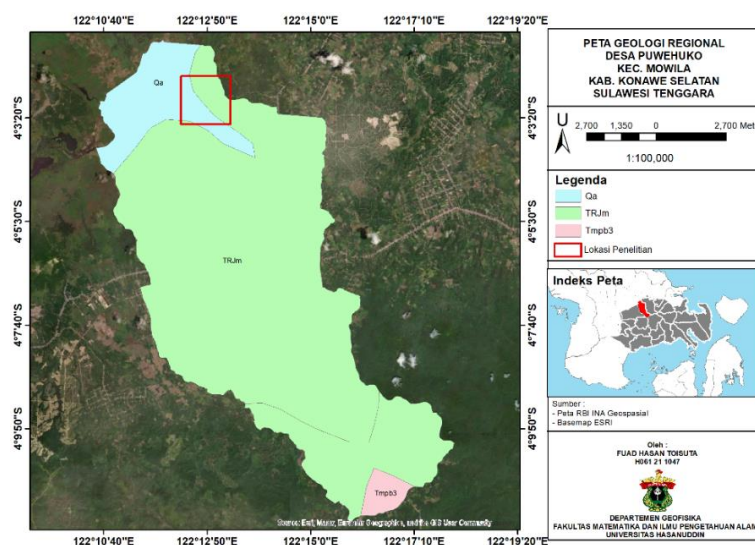
1.3.1 Geologi Regional



Gambar 1 Peta Geologi Regional (modifikasi dari Simandjuntak dkk, 1993)

Pertemuan antara tiga lempeng Indo-Australia, Pasifik dan Asia menghasilkan Kumpulan kompleks kepulauan, cekungan marginal, fragmen benua dan ofiolit yang tercampur oleh pengaturan batas lempeng di Indonesia bagian timur. Konvergensi lempeng Indo-Australia dari baratdaya sebagian besar telah diserap sepanjang system parit Busur Sunda, sedangkan konvergensi Lempeng Pasifik dari timur telah berkembang oleh pergerakan sekuensial di sepanjang deretan lapisan subduksi dan pusat penyebaran yang berumur pendek membentuk kompleks pertemuan antar lempeng di wilayah tersebut (Kamaruddin dkk., 2018).

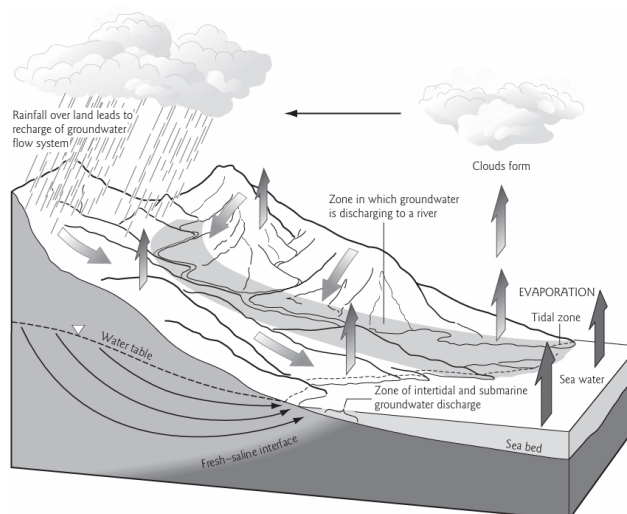
Formasi Eemoiko dibentuk oleh batugamping koral, napal, batugamping (kalkarenit) serta batupasir, dan formasi ini berumur Pliosen dengan lingkungan pengendapan laut dangkal (Simantjuntak dkk., 1993). Berdasarkan (Nichols, 2009) lingkungan pengendapan, atau fasies merupakan karakteristik yang mencerminkan kondisi di bawah yang dibentuk, yang menggambarkan fasies tubuh sedimen yang melibatkan semua karakteristik litologinya, tekstur, struktur sedimen dan kandungan fosil yang dapat membantu dalam menentukan proses pembentukan lingkungan pengendapan di daerah penelitian yang belum pernah dilakukan. Batuan tertua sebagai batuan dasar di Lengan Tenggara Pulau Sulawesi adalah batuan metamorf yang diterobos oleh batuan granitan di beberapa tempat. Secara geologi, batuan penyusun daerah Konawe Selatan yaitu terdiri dari batupasir, batugamping, batuan ultrabasa, batuan konglomerat, batuan kalkarenit, batulempung, batupasir dan alluvial. Struktur Geologi yang dijumpai di daerah Konawe Selatan, meliputi lipatan, kekar dan sesar. Lipatan dapat dijumpai di beberapa tempat dimana batupasir malih tersingkap yang dikenal dengan formasi maluhu, namun sangat sulit untuk menentukan arah sumbu lipatannya karena telah terombakkan. Kekar dijumpai hampir seluruh satuan batuan penyusun daerah ini, kecuali alluvium dan batuan kelompok batuan Molasa yang tidak terkonsolidasi dengan baik (Riyarto., 2018).



Gambar 2 Peta Geologi Regional Daerah Penelitian

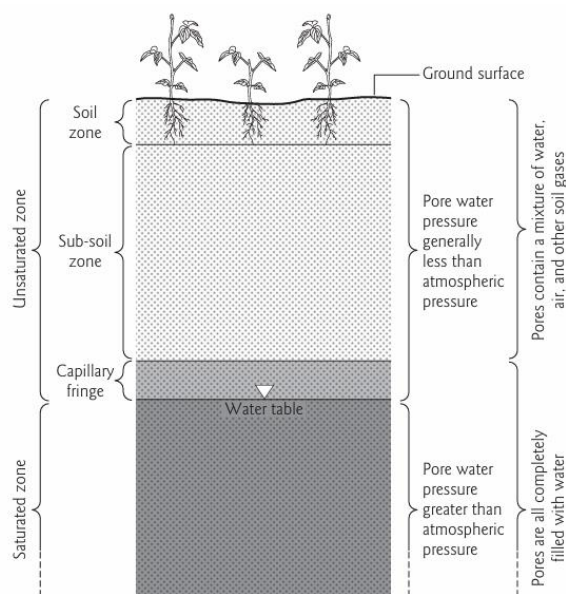
1.3.2 Air Bawah Permukaan

Secara umum semua air yang berada secara alami dibawah permukaan bumi disebut juga air bawah permukaan. Air tanah memiliki berbagai sumber asal. Salah satunya adalah air tanah yang berasal dari infiltrasi air permukaan, yang dikenal sebagai air meteorit. Selain itu, terdapat juga air tanah yang berasal dari air yang terperangkap saat proses pembentukan batuan sedimen, disebut sebagai air konat (*connate water*). Sumber lainnya adalah air tanah yang muncul akibat aktivitas magma, yang dikenal dengan istilah air juvenil. Di antara ketiga jenis tersebut, air meteorit merupakan sumber utama dan paling melimpah. adanya air bawah permukaan tidak terlepas dari siklus air yang sudah terjadi sejak jutaan tahun yang lalu. Pada **gambar 2**. Memperlihatkan bahwa siklus air terjadi evaporasi air laut sehingga membentuk awan dan menjadi hujan. Air hujan diserap oleh tanah dan menjadi air tanah, mengalir secara perlahan dari daratan tinggi kembali laut atau mengalir dipermukaan dan mengikuti aliran sungai (Younger, 2007).



Gambar 3 Siklus Air (Paul L. Younger, 2006)

Air tanah dibagi menjadi dua yaitu air tanah permukaan (*subsurface water*) yang berada diatas zona tidak jenuh air (*unsaturated zone*) atau aerasi dan air tanah yang berada pada zona jenuh air (*saturated zone*) atau *groundwater*. Batas kedua zona ini disebut dengan batas muka air (*water table*) yang didefinisikan sebagai permukaan air pada batuan berpori yang memiliki tekanan yang sama dengan atmosfer. Pada zona tidak jenuh air dapat disebut juga vadose zone. Pada zona ini tekanan air pori lebih kecil dibandingkan dengan tekanan atmosfer. zona ini dibagi menjadi tiga bagian yaitu zona air tanah, zona vadose intermidiet dan zona kapiler. Air pada zona air tanah memiliki tingkat kurang dari saturasi bergantung pada curah hujan dan irigasi. Zona ini meluas ketika kelebihan air namun pada saat kekeringan air pada zona ini menguap dan hanya menyisakan lapisan tipis kelembapan yang dikelan sebagai air higroskopis. pada zona vadose intermidiet tidak hanya diisi oleh air namun zona ini juga diisi oleh gas tanah dan juga udara. Terakhir bagian zona kapilar yang merupakan zona yang siap mengirim air kepada *groundwater*. Berikut melupakan gambar bagian dari penampang vertikal zona saturasi dan aerasi (Todd, 2005).



Gambar 4 Penampang vertical zona aerasi dan saturasi (Paul L. Younger, 2006)

Sifat sifat formasi batuan terhadap air tanah dibedakan menjadi empat jenis yaitu akuifer (*Aquifer*), Akuiklud (*Aquiclude*), Akuitard (*Aquitard*), dan Akuifug (*Aquifuge*). Akuifer merupakan formasi batuan yang dapat menyimpan dan mengalirkan air. Akuifer dibagi menjadi dua yaitu akuifer bebas (*unconfined akuifer*) dan akuifer tertekan (*confined akuifer*). Pada akuifer bebas, Ketika air dipompa, permukaan air tanah akan menurun. Gaya gravitasi kemudian menyebabkan air dari sekitarnya mengalir menuju sumur, sehingga sedimen di sekitar sumur kehilangan sebagian kandungan airnya. Jenis akuifer bebas merupakan tipe yang paling sering dijumpai, namun memiliki kerentanan tinggi terhadap pencemaran akibat aktivitas di permukaan tanah. Sementara itu, pada akuifer tertekan, lapisan air tanah tertutup oleh lapisan dengan permeabilitas rendah seperti lanau atau lempung, yang disebut lapisan penahan (*confining bed*) dan berfungsi menghambat aliran air keluar dari akuifer. Pada kondisi ini, permukaan air di sumur biasanya berada lebih tinggi daripada muka air tanah, dan sumur tersebut dikenal sebagai sumur artesis.

. Akuiklud memiliki sifat menyimpan air namun tidak mudah untuk mentransmisikan air meskipun formasi batuan ini dapat menyimpan banyak air. Akuitard berada diantara akuifer dan akuiklud, akuitard dapat menyimpan dan mengalirkan air dalam jumlah yang sedikit. Akuifug merupakan formasi batuan yang memiliki sifat tidak dapat menyimpan dan mengalirkan air (Mandel, 1981).

1.3.3 Jenis Jenis Batuan

Berdasarkan kriteria genetik batuan terbagi menjadi tiga jenis yaitu batuan beku, batuan sedimen dan batuan metamorf. Kriteria ini mengacu pada komposisi mineral, tekstur (ukuran butir) dan tingkat konsolidasi. adapun warna, komposisi kimia, struktur bisa anggap sebagai karakteristik tambahan.

a. Batuan Beku (*Igneous Rocks*)

Batuan beku merupakan batuan yang berasal dari magma cair yang berada pada kedalaman lebih dari dua puluh kilometer dibawah permukaan bumi. Batuan beku sendiri terbagi menjadi dua yaitu batuan beku intrusif dan batuan beku ekstrusif. Batuan beku intrusif adalah magma cair yang naik ke suatu jarak di bawah permukaan bumi dan mengeras disana seperti granit. Sedangkan batuan ekstrusif merupakan magma cair atau padat yang keluar ke permukaan bumi dan mengeras akibat proses pendinginan yang cepat contohnya obsidian dan basal.

b. Batuan Sedimen (*Sedimentary Rocks*)

Terbentuknya batuan sedimen ini merupakan akibat dari pengendapan material yang berasal dari bongkahan, pecahan batuan yang hancur karena aktifitas alam kemudian terangkut oleh angin, air atau es dan terakumulasi di suatu tempat, disebut juga sedimen mekanik contohnya batupasir. Ciri dari batuan ini yaitu adanya perlapisan akibat proses pengulangan pengendapan. Batuan sedimen juga dapat berasal dari akumulasi sisa-sisa tanaman dan fosil hewan disebut sebagai sedimen organik contohnya batubara.

c. Batuan Metamorf (*Metamorphic Rocks*)

Batuan metamorf terbentuk dari batuan sedimen atau batuan beku yang mengalami tekanan atau suhu yang sangat tinggi atau keduanya. Proses ini menyebabkan komposisi mineral dan tekstur batuan berubah secara signifikan. Contoh dari jenis batuan metamorf yaitu kuarsit dan marmer. Pada umumnya, batuan ini ditemukan berdekatan dengan batuan beku di wilayah daratan yang luas dan membentuk mineral mineral dan batuan yang baru (Mandel, 1981).

1.3.4 Sifat Kelistrikan Batuan

Arus listrik dapat mengalir di bawah permukaan karena batuan memiliki sifat kelistrikan. Sifat ini menggambarkan kemampuan batuan dalam menghantarkan arus listrik. Beberapa faktor yang memengaruhi sifat kelistrikan batuan meliputi kandungan mineral logam dan non-logam, keberadaan elektrolit padat, air garam, variasi tekstur, porositas, permeabilitas batuan, serta perbedaan suhu (Bagus Septyanto dkk, 2018). Terdapat tiga jenis aliran (konduksi) arus listrik terhadap batuan yaitu konduksi secara elektronik, elektrolitik, dan dielektrik.

1. Konduksi Elektronik

Konduksi ini merupakan bentuk umum dari aliran arus listrik dalam batuan atau mineral, di mana arus dialirkan oleh elektron bebas. Batuan atau mineral yang memiliki jumlah elektron bebas yang cukup banyak memungkinkan arus listrik mengalir melalui gerakan elektron-elektron tersebut. Dengan kata lain, aliran listrik terjadi karena pergerakan elektron bebas yang sudah tersedia dalam struktur batuan.

2. Konduksi Elektrolitik

Jenis konduksi ini umum ditemukan pada batuan atau mineral yang memiliki pori-pori dan pori tersebut terisi oleh cairan elektrolit. Arus listrik pada konduksi ini terjadi karena pergerakan ion-ion dalam larutan elektrolit. Proses penghantaran arus melalui ion ini berlangsung lebih lambat dibandingkan dengan konduksi elektronik. Kemampuan batuan porous dalam menghantarkan arus sangat tergantung pada volume dan

konfigurasi pori-porinya. Semakin tinggi kandungan air dalam pori-pori, maka konduktivitas akan meningkat, sedangkan resistivitas akan menurun jika air berkurang.

3. Konduksi Dielektrik

Konduksi jenis ini berlangsung pada batuan yang bersifat isolator atau dielektrik, yang berarti memiliki sangat sedikit atau bahkan tidak memiliki elektron bebas. Namun, ketika medan listrik dari luar dikenakan, elektron dalam atom-atom batuan terdorong untuk berpindah tempat dan terpisah dari inti atomnya, menciptakan efek polarisasi. Arus yang timbul bukan karena aliran muatan bebas, melainkan akibat pergeseran muatan dalam atom karena medan listrik eksternal (Kojong dkk., 2017).

Batuan dibagi menjadi tiga bagian berdasarkan nilai resistivitasnya yaitu konduktor baik, konduktor sedang dan isolator. Konduktor baik memiliki nilai resistivitas yang sangat kecil antara 10^{-6} - $1 \Omega m$, konduktor sedang memiliki nilai resistivitas yang lebih besar dari 1 dan lebih kecil dari $10^7 \Omega m$. Isolator memiliki nilai resistivitas yang sangat tinggi yaitu lebih dari $10^7 \Omega m$, sehingga batuan yang berada pada bagian ini tidak dapat mengalirkan arus listrik (Prameswari dkk., 2012).

Tabel 1 Nilai Resistivitas Batuan (Telford dkk, 1990)

No.	Material Nilai Resistivitas Batuan	Resistivitas (Ωm)
1	Batupasir (<i>Sandstone</i>)	200 – 8000
2	Gamping (<i>Limestone</i>)	50 – 10000000
3	Basal (<i>Basalt</i>)	1000 – 10000000
4	Kerikil (<i>Gravel</i>)	100 – 600
5	Lempung (<i>Clay</i>)	1 – 100
6	Air Tanah (<i>Ground Water</i>)	0.5 – 300
7	Air Asin (<i>Sea Water</i>)	0.2
8	Granit (<i>Granite</i>)	200 – 1000
9	Kwarsa (<i>Quartz</i>)	500 – 800000
10	Pasir (<i>Sands</i>)	1 – 1000
11	Konglomerat (<i>Conglomerate</i>)	2000 -10000
12	Batu Serpih (<i>Shale</i>)	20 – 2000

1.3.5 Metode Geolistrik

Metode geolistrik merupakan salah satu metode dalam geofisika yang ditemukan dan mulai dikembangkan sejak awal 1900, namun penggunaannya semakin meluas setelah tahun 1970-an berkat kemajuan teknologi komputer yang mampu memproses dan menganalisis data dengan lebih efisien. Teknik ini telah menjadi alat yang sangat penting

dalam berbagai aplikasi, seperti pencarian sumber air tanah yang layak, pemantauan kontaminasi air bawah tanah, serta survei teknik untuk mengidentifikasi rongga, patahan, dan lubang tambang di bawah permukaan (Reynolds, 1997).

Metode resistivitas merupakan bagian dari metode geolistrik yang digunakan untuk menyelidiki kondisi bawah permukaan bumi melalui analisis sifat hantaran listrik pada material batuan. Metode resistivitas dibagi menjadi dua bagian yaitu metode resistivitas *Sounding* yang memperkirakan nilai resistivitas secara vertikal dan *Mapping* yang menghasilkan informasi bawah permukaan secara horizontal. Prinsip kerja metode ini melibatkan pengaliran arus listrik searah disebut *Direct Current* (DC) ke dalam tanah menggunakan elektroda arus, kemudian respon berupa distribusi medan potensial yang terbentuk diukur menggunakan elektroda potensial. Informasi mengenai variasi tahanan jenis bawah permukaan diperoleh dari pengukuran besar arus dan beda potensial, yang kemudian dihitung untuk mengidentifikasi karakteristik litologi di bawah permukaan (Mukaddas, 2009).

1.3.6 Prinsip Dasar Metode Resistivitas

Pada tahun 1827 ilmuwan Jerman, Georg Simon Ohm menetapkan bahwa arus listrik (I) yang mengalir pada kawat konduktor berbanding lurus dengan beda potensial (V) yang diberikan di ujung ujungnya. Hubungan ini bersifat linier dan dirumuskan melalui sebuah persamaan yang kini dikenal sebagai Hukum Ohm, yang menyatakan bahwa semakin besar tegangan yang diberikan, maka arus yang mengalir juga akan semakin besar, selama hambatan kawat tetap konstan. Hukum ohm dituliskan dengan persamaan berikut :

$$V = I \cdot R \quad (1)$$

Dimana R merupakan resistansi atau hambatan dari sebuah konduktor. Satuan dari hambatan adalah Ohm (Ω). Selain itu, Hasil pengamatan eksperimental terhadap kawat dari bahan yang sama menunjukkan bahwa semakin panjang kawat, semakin besar nilai resistansinya, sedangkan kawat yang lebih tipis memiliki resistansi lebih tinggi dibandingkan kawat yang lebih tebal. Dengan kata lain, resistansi suatu konduktor sebanding dengan panjang kawat (L) dan berbanding terbalik dengan luas penampangnya (A). besarnya kuat arus listrik pada penampang juga bergantung pada jenis penghantarnya yang dinyatakan dengan resistivitas penghantar atau ρ (ρ) dengan satuan ohmmeter (Ωm) atau dinyatakan dengan konduktivitas (σ) yang memenuhi hubungan $\sigma = \frac{1}{\rho}$ dinyatakan dalam satuan ohmmeter⁻¹ (Ωm^{-1}). ρ (ρ) dan Konduktivitas (σ) merupakan besaran besaran yang menjelaskan kemampuan suatu bahan dapat menghantarkan listrik (Lowrie, 2007).

Hubungan ini secara matematis dinyatakan dalam rumus berikut:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2)$$

Prinsip inilah yang mendasari metode resistivitas dengan mengalirkan arus listrik ke dalam tanah menggunakan elektroda arus, kemudian mengukur beda potensial di permukaan tanah menggunakan elektroda potensial. Berdasarkan data arus yang dialirkan dan tegangan yang diukur pada berbagai jarak antar elektroda, dapat dihitung

nilai resistivitas atau hambatan jenis dari lapisan-lapisan tanah di bawah permukaan. Variasi resistivitas ini mencerminkan perbedaan sifat fisis masing-masing lapisan bawah tanah pada titik pengukuran (Bachtar dkk., 2022).

1.3.7 Potensial Pada Bumi Homogen Isotropik

Apabila suatu arus listrik mengalir ke dalam bumi homogen isotropik secara kontinu. Jika dA merupakan elemen luas permukaan dan J adalah rapat arus listrik (A/m^2), maka nilai dari arus listrik (I) dirumuskan dengan (Telford dkk, 1990) :

$$dI = J \cdot dA \quad (3)$$

Hukum ohm menjelaskan hubungan antara rapat arus dan medan listrik dirumuskan sebagai berikut :

$$J = \sigma E \quad (4)$$

Dengan E sebagai medan listrik dalam Volt/meter (V/m) dan σ sebagai konduktivitas medium (Ω/m). Karena medan listrik yang mengalir merupakan gradien potensial sehingga :

$$E = -\nabla V \quad (5)$$

Dengan mensubstitusikan persamaan (5) ke dalam persamaan (4) maka hasilnya sebagai berikut :

$$J = -\sigma \nabla V \quad (6)$$

Aliran arus listrik dalam medium homogen isotropik mengikuti prinsip hukum kekekalan muatan yang dinyatakan dengan :

$$\nabla \cdot J = \frac{\partial q}{\partial t} \quad (7)$$

Dimana J adalah kerapatan arus (A/m^2), dan q adalah kerapatan muatan (C/m^3). Teorema Gauss menyatakan bahwa integral volume dari divergensi arus listrik ($\nabla \cdot J$) yang melalui permukaan tertutup sama dengan jumlah total muatan dalam volume tersebut. Pada arus stasioner, divergensi arus listrik dinyatakan sebagai berikut :

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (8)$$

Dengan mensubstitusikan persamaan (6) ke persamaan (8), maka dapat dihasilkan sebagai berikut :

$$\nabla \cdot (-\sigma \nabla V) = 0 \quad (9)$$

$$\nabla \sigma \cdot \nabla V + \sigma \nabla^2 V = 0 \quad (10)$$

Jika arus stasioner mengalir pada medium homogen isotropik maka konduktivitas dianggap konstan, sehingga suku pertama pada persamaan (10) diabaikan dan suku kedua merupakan persamaan Laplace yang dikenal sebagai potensial harmonik :

$$\nabla^2 V = 0 \quad (11)$$

Persamaan (11) merupakan dasar teori dari geolistrik tahanan jenis.

1.3.8 Potensial Arus Tunggal di Dalam Bumi

Arus tunggal yang diinjeksikan kedalam bumi homogen isotropik mengalir ke segala arah, dimana setiap ekuipotensial dalam sehingga membentuk koordinat bola memenuhi persamaan Laplace (r, θ, ϕ), dinyatakan sebagai (Telford dkk, 1990) :

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (12)$$

Persamaan ini kemudian disederhanakan kembali karena pada titik ekuipotensial koordinat bola, arus mengalir keluar dari permukaan bola sepanjang r yang dinyatakan sebagai jari jari, sehingga arah (θ) dan (ϕ) diabaikan. Dituliskan sebagai :

$$\frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = 0 \quad (13)$$

Persamaan (13) diintegrasikan sebanyak dua kali sehingga dinyatakan sebagai :

$$\int \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = \int 0 \rightarrow r^2 \frac{dV}{dr} = P \rightarrow \frac{dV}{dr} = \frac{P}{r^2} \quad (14)$$

$$\int dV = \int \frac{P}{r^2} dr \rightarrow V = -\frac{P}{r} + Q \quad (15)$$

Karena P dan Q merupakan nilai konstanta dan dengan menerapkan batas bawah pada jarak tidak berhingga ($r = \infty$) dan ($V = 0$), maka ($Q = 0$). Persamaan (15) dinyatakan sebagai :

$$V = -\frac{P}{r} \quad (16)$$

Ditinjau dari luas permukaan medan ekuipotensial yang berbentuk bola, maka luasnya $A = 4\pi r^2$. Kemudian substitusikan persamaan (6) pada persamaan (3) sehingga dinyatakan sebagai :

$$I = (-\sigma \nabla V) 4\pi r^2 \quad (17)$$

Karena V hanya dipengaruhi oleh r maka persamaan (14) disubstitusikan pada persamaan (17) sehingga dinyatakan sebagai :

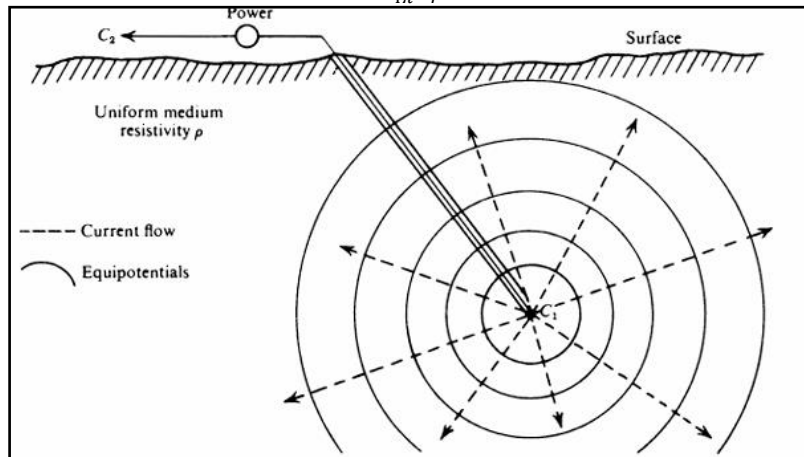
$$I = -4\pi r^2 \sigma \frac{P}{r^2} \quad (18)$$

Persamaan (18) dapat disederhanakan menjadi :

$$P = -\frac{I\rho}{4\pi r^2} \quad (19)$$

Persamaan (19) disubstitusikan pada persamaan (16), sehingga dinyatakan sebagai berikut :

$$V = \left(\frac{I\rho}{4\pi} \right) \frac{1}{r} \quad (20)$$



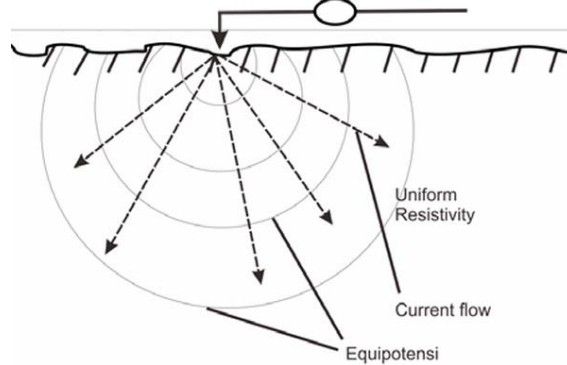
Gambar 5 Sumber arus tunggal dalam bumi (Telford dkk, 1990)

1.3.9 Potensial Arus Tunggal di Permukaan Bumi

Apabila satu elektroda diinjeksikan di permukaan bumi yang homogen isotropik, maka arus akan mengalir secara radial. Garis garis yang memiliki nilai tegangan yang sama atau ekuipotensial akan tegak lurus dengan arah aliran arus. Karena konduktivitas diatas

permukaan memiliki nilai nol, maka bidang equipotensial pada arus tunggal akan membentuk setengah bola dengan luas $A = 2\pi r^2$ sehingga persamaan (20) menjadi (Lowrie, 2007) :

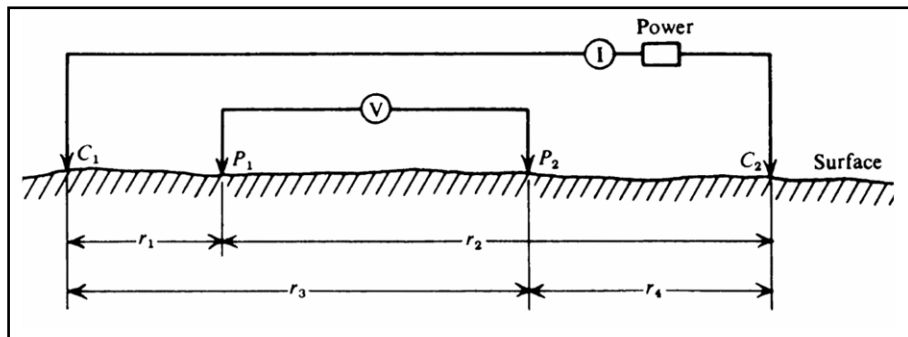
$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right) \frac{1}{r} \quad \text{Power} \quad (21)$$



Gambar 6 Sumber arus tunggal di permukaan bumi (Reynolds, 1997)

1.3.10 Potensial Arus Ganda di Permukaan Bumi

Apabila dua elektroda arus di injeksikan di permukaan bumi (**Gambar 6**), maka nilai dari potensial di permukaan akan di pengaruhi oleh elektroda arus tersebut (Telford dkk, 1990).



Gambar 7 Dua elektroda arus dan dua elektroda potensial di permukaan (Telford dkk, 1990)

Potensial total di P_1 dipengaruhi oleh C_1 dan C_2 adalah :

$$V_{P1} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (22)$$

Potensial total di P_2 dipengaruhi oleh C_1 dan C_2 adalah :

$$V_{P2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (23)$$

Beda potensial (ΔV) merupakan hasil dari $V_{P1} - V_{P2}$ dinyatakan sebagai :

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] \quad (24)$$

Dimana :

$$K = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right]} \quad (25)$$

Sehingga mendapatkan persamaan berikut :

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (26)$$

Dimana :

ΔV = beda potensial antara P_1 dan P_2

K = faktor geometri

I = kuat arus yang melalui elektroda arus C_1 dan C_2 (Ampere)

r_1 = jarak antara C_1 dan P_1 (m)

r_2 = jarak antara C_2 dan P_1 (m)

r_3 = jarak antara C_1 dan P_2 (m)

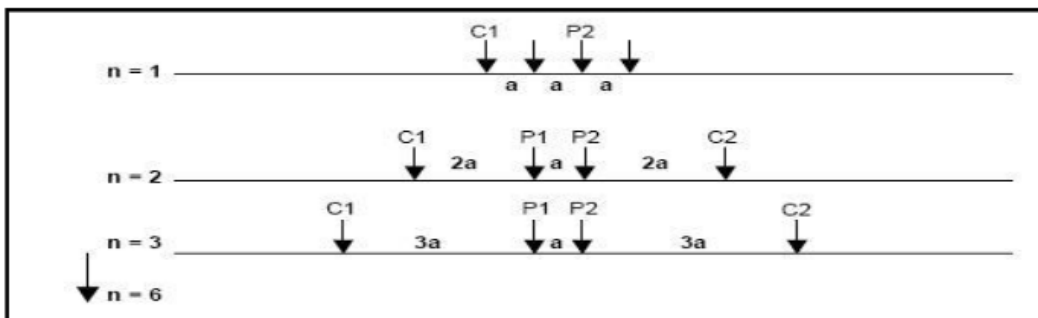
r_4 = jarak antara C_2 dan P_2 (m)

1.3.11 Vertical Electrical Sounding

Vertical Electrical Sounding (VES) atau metode geolistrik 1D merupakan salah satu metode dalam geolistrik yang digunakan untuk memperoleh variasi resistivitas bawah permukaan secara vertikal (Santoso dkk., 2016). Untuk mendapatkan variasi resistivitas bawah permukaan secara vertical dan kedalaman maka elektroda berpindah secara bertahap dengan meningkatkan jarak antar elektroda di sekitar titik pengukuran yang tetap (Oladunjoye & Jekayinfa, 2015).

1.3.12 Konfigurasi Schlumberger

Pada prinsipnya, dalam konfigurasi *Schlumberger*, jarak antara elektroda potensial (MN) sebaiknya dibuat sekecil mungkin agar secara teoritis tetap konstan selama pengukuran. Namun, karena adanya keterbatasan sensitivitas alat ukur, maka ketika jarak antara elektroda arus (AB) sudah cukup besar, jarak MN perlu disesuaikan. Pengaturan ini dimungkinkan berkat penggunaan alat arus yang mampu menghasilkan tegangan listrik DC yang sangat tinggi. Salah satu keunggulan utama konfigurasi Schlumberger adalah kemampuannya mendeteksi ketidakhomogenan pada lapisan batuan permukaan secara vertikal, yang dapat dianalisis dengan membandingkan nilai resistivitas semu saat terjadi perubahan pada jarak elektroda potensial (MN/2) (Broto, S. dan Afifah, 2008).



Gambar 8 Susunan konfigurasi Schlumberger

1.4 Penelitian Terdahulu

Penelitian mengenai identifikasi lapisan bawah permukaan menggunakan metode geolistrik 1D atau Vertical Electrical Sounding telah dilakukan beberapa kali diantaranya sebagai berikut :

1. Penelitian Oleh Madan K. Jha dkk (2008)

Penelitian di Blok Salboni, Distrik West Midnapore, India, dilakukan untuk mengevaluasi kondisi air tanah dengan metode resistivitas permukaan menggunakan *Vertical Electrical Sounding* (VES) konfigurasi *Schlumberger* pada 38 titik. Data resistivitas semu hasil pengukuran diolah menggunakan algoritma genetika (GA) melalui program komputer khusus untuk memperoleh parameter lapisan bawah permukaan berupa resistivitas dan ketebalan sebenarnya, yang selanjutnya dikorelasikan dengan data sumur bor guna mengidentifikasi lapisan akuifer dan lapisan penutupnya. Peta potensi air tanah disusun dengan mengintegrasikan parameter resistivitas dan ketebalan akuifer dalam lingkungan GIS, sedangkan peta kontur resistivitas untuk berbagai kedalaman dibuat menggunakan ArcView untuk menggambarkan variasi spasial resistivitas. Hasil analisis menunjukkan nilai galat kuadrat rata-rata yang rendah (0,36 – 9,75 Ωm) dan mengindikasikan keberadaan akuifer bebas pada kedalaman 4 – 19 meter serta akuifer dalam pada kedalaman 24 – 60 meter. Wilayah penelitian diklasifikasikan menjadi zona potensi air tanah “sangat baik”, “baik”, “sedang”, dan “buruk”, dengan sebagian besar wilayah memiliki prospek baik hingga sedang, serta menunjukkan dominasi akuifer dalam.

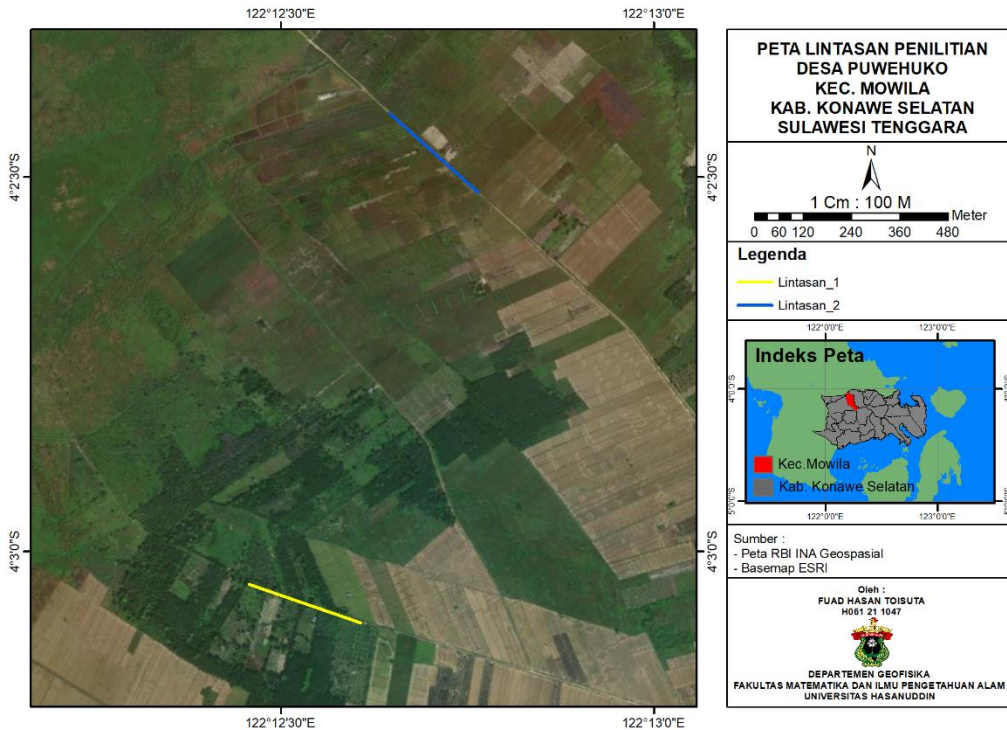
2. Penelitian Oleh Joy Choudhury dkk, (2017)

Penelitian oleh Joy Choudhury dkk. (2017) menggunakan metode *Vertical Electrical Sounding* untuk mencari sumber air tanah di wilayah Niger, India yang akan digunakan untuk kebutuhan minum, ternak dan domestik. Kurangnya eksploitasi air tanah di lokasi penelitian dikarenakan beberapa faktor antara lain yaitu wilayah yang kurang berkembang, sumur yang terbatas, dan irigasi yang hanya bergantung pada air hujan. Oleh karena itu, metode pengukuran resistivitas arus listrik searah (DC) yang juga dikenal sebagai survei elektikal vertikal (VES) merupakan salah satu teknik geofisika yang paling banyak diterapkan untuk prospeksi air tanah yang digunakan di ibukota Niamey, Niger. Terdapat 12 titik survei VES, masing-masing dengan jarak AB 400 meter, dilakukan di formasi batuan laterit dan granit dengan tujuan untuk mempelajari respons lapisan dan untuk mengidentifikasi zona potensial. Zona akuifer potensial berada pada kedalaman dangkal berkisar antara 10 hingga 25 meter untuk kedalaman sumur bor yang dibor sebesar 80 – 85 meter di setiap desa. Analisis hasil menunjukkan adanya korelasi yang baik antara data yang diperoleh dengan litologi.

BAB II METODOLOGI PENELITIAN

2.1 Lokasi Penelitian

Penelitian ini dilakukan di Desa Puwehuko, Kecamatan Mowila, Kabupaten Konawe Selatan, Provinsi Sulawesi Tenggara (**Gambar 9**). Secara astronomis terletak pada $4^{\circ}03'04.33''$ S $122^{\circ}12'31.68''$ E dan $4^{\circ}02'27.65''$ S, $122^{\circ}12'42.66''$ E



Gambar 9 Peta Lintasan Lokasi Penelitian

2.2 Alat dan Bahan

2.2.1 Alat

Alat yang digunakan dalam penelitian di lapangan yaitu :

1. 1 Set Alat Instrumen Geolistrik Geotech ND 200 P, digunakan untuk mengetahui nilai resistivitas untuk mendapatkan resistivitas semu
2. 2 Rol Kabel elektroda panjang 300 meter dan 2 kabel elektroda potensial panjang 40 meter, digunakan sebagai penghubung Paku Elektroda dengan Alat Instrumen
3. 5 Buah Kabel penghubung Geolistrik dengan Instrumen Alat
4. Isolasi Listrik, digunakan untuk merekatkan kabel dan Paku Elektroda
5. 6 Buah Paku Elektroda untuk pengukuran Geolistrik, 2 Paku Elektroda untuk elektroda arus, 2 Paku Elektroda untuk elektroda potensial, dan 2 Paku Elektroda sebagai cadangan
6. GPS (*Global Positoning System*), digunakan untuk mengetahui koordinat lokasi penelitian

7. Kompas Geologi, digunakan untuk mengetahui arah bentangan lintasan lokasi penelitian
 8. Palu Elektroda, digunakan untuk mempermudah Paku Elektroda masuk kedalam tanah
 9. Meteran panjang 50 meter, digunakan untuk mengukur panjang lintasan dan spasi elektroda
 10. Pulpen dan lembar akuisisi, digunakan untuk mencatat data di lokasi penelitian
- Adapun software yang digunakan untuk pengolahan data yaitu *Microsoft Excel* dan *Ip2Win*.

2.2.2 Bahan

Data yang digunakan pada penelitian ini adalah data primer yang diperoleh dari pengukuran geolistrik resistivitas metode *Vertical Electrical Sounding* (VES) dengan konfigurasi *Schlumberger* sebanyak 2 lintasan dengan panjang 300 meter.

2.3 Prosedur Penelitian

2.3.1 Tahap Persiapan

Tahap ini merupakan tahap sebelum proses pengukuran dilakukan guna mendukung kelancaran dalam pengukuran. Pada tahap ini dilakukan studi literatur untuk mempelajari teori yang berkaitan dengan penelitian geolistrik dan kondisi geologi pada daerah penelitian, kemudian survei lokasi penelitian yang berguna untuk mengetahui gambaran umum lokasi penelitian. Survei lokasi penelitian juga berkaitan dengan desain lintasan pengukuran untuk mencapai target kedalaman yang diinginkan.

2.3.2 Tahap Pengukuran

Pada Tahap ini dilakukan pengukuran geolistrik metode *Vertical Electrical Sounding* (VES) menggunakan konfigurasi *Schlumberger*. Metode ini dilakukan untuk menentukan variasi nilai tahanan jenis di setiap lapisan bawah permukaan pada suatu titik pengukuran. Tahap pengukuran yang dilakukan adalah dengan cara memasang dua elektroda arus dan dua elektroda potensial pada permukaan bumi dengan lintasan yang lurus dan spasi jarak yang sudah ditentukan. Akuisisi data geolistrik dilakukan dengan cara menginjeksikan arus listrik ke dalam bawah permukaan guna mendapatkan respon bawah permukaan berupa tegangan listrik. Panjang lintasan setiap titik pengukuran adalah 300 meter dengan menggunakan spasi AB/2 minimal 1 meter hingga maksimal 150 meter.

2.3.3 Tahap Pengolahan Data

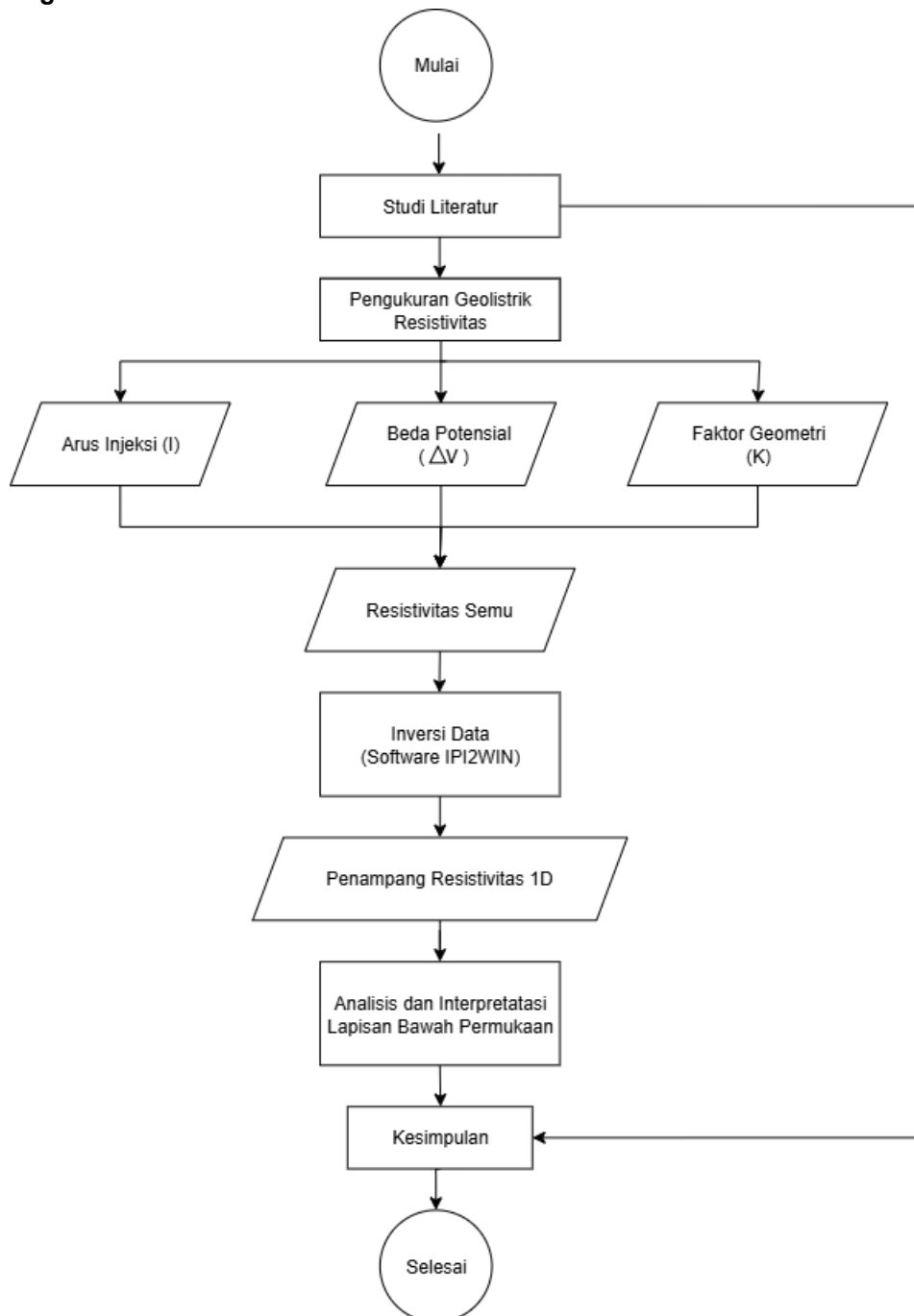
Data yang diperoleh di lapangan berupa nilai resistivitas untuk tiap lapisan dan kedalaman tertentu. Data ini kemudian dimasukkan kedalam *Microsoft Excel* untuk mendapatkan nilai resistivitas semu. Selanjutnya pengolahan data menggunakan dua software yaitu *IPI2WIN*. *IPI2WIN* merupakan perangkat lunak yang secara otomatis atau semi otomatis untuk menentukan model satu dimensi atau vertikal dibawah permukaan dari data lapangan. Prinsip dasar pengolahannya yaitu dengan menggunakan inversi linear kuadrat terkecil dengan modifikasi model awal secara iteratif hingga memperoleh respon yang cocok dengan hasil data lapangan yang diperoleh. Tahap pengolahan

selanjutnya yaitu pertama dengan membuka perangkat lunak *IPI2WIN* kemudian pada tools file dipilih new ves point. Pada jendela new ves point, pilih konfigurasi schlumberger kemudian dimasukkan data AB/2 dan resistivitas semu dari *microsoft excel* dan di save. Selanjutnya dilakukan pengolahan data dengan memilih icon inversi yang akan memunculkan kurva log dari perhitungan data yang diinput. Setelah didapatkan nilai resistivitas, data hasil analisis akan menampilkan nilai error atau tingkat kesalahan yang dilakukan oleh peneliti pada saat pengambilan data di lapangan atau pengolahan data. Nilai error disarankan kurang dari 15%. Apabila melebihi batas maka diperlukan editing data. Editing data dilakukan dengan cara menggeser kurva data lapangan hingga mendekati kurva standar agar nilai error tidak terlalu besar.

2.3.4 Interpretasi

Interpretasi hasil pemodelan 1D geolistrik dilakukan berdasarkan *output* dari perangkat lunak *IPI2WIN*, yang merupakan salah satu *software* untuk inversi data geolistrik metode tahanan jenis vertikal *Vertical Electrical Sounding* (VES) menggunakan konfigurasi *Schlumberger*. Hasil dari *IPI2WIN* disajikan dalam bentuk kurva resistivitas 1D dan model lapisan bawah permukaan berupa resistivitas (Ωm) dan ketebalan tiap lapisan (m). Kemudian diinterpretasi dengan tabel resistivitas batuan sebagai acuan. Peta geologi digunakan sebagai data pendukung untuk mengidentifikasi dan mengkorelasikan lapisan geologi regional yang ada di bawah permukaan berdasarkan nilai resistivitas. Interpretasi dilakukan dengan membandingkan kurva hasil inversi (fit) terhadap kurva hasil observasi lapangan, serta menilai kualitas kesesuaiannya melalui nilai *rms error* (*root mean square error*).

2.4 Bagan Alir



Gambar 10 Bagan Alir