

BAB 1

PENDAHULUAN UMUM

1.1 Latar Belakang

Indonesia memainkan peran utama dalam industri nikel dunia, dengan sekitar 70% dari sumber daya nikel global berasal dari tipe laterit. Menurut *United States Geological Survey* (USGS), Indonesia tercatat memiliki cadangan nikel terbesar di dunia, mencapai 55 juta ton atau setara dengan 42,31% dari total cadangan nikel dunia yang melebihi 130 juta ton nikel, menjadikannya produsen terbesar secara global dengan kontribusi sebesar 59,46% terhadap total produksi dunia yang mencapai 3,7 juta ton. Peran strategis ini menjadikan Indonesia sebagai pilar utama dalam rantai pasok logam baterai dunia, terutama dalam mendukung transisi energi global melalui produksi baterai kendaraan listrik (EV) dan sistem penyimpanan energi (USGS, 2024).

PT Vale Indonesia merupakan salah satu perusahaan pertambangann nikel terbesar di Indonesia yang mengelola sumber daya nikel laterit di wilayah Sulawesi. Dengan luas wilayah konsesi yang sangat besar dan tantangan geologi yang kompleks, kebutuhan akan metode eksplorasi yang efisien, non-destruktif dan beresolusi tinggi menjadi sangat penting. Dalam konteks eksplorasi nikel laterit, pemahaman tentang karakteristik profil laterit dan zonasinya memiliki nilai strategis. Khususnya, keberadaan batas antara zona limonit dan saprolit menjadi fokus utama, mengingat zona saprolit umumnya mengandung kadar nikel yang lebih tinggi karena proses pelindian (*leaching*) dan akumulasi logam selama pelapukan (Bu tt & Cluzel, 2013).

Metode *Electrical Resistivity Tomography* (ERT) telah menjadi salah satu pendekatan geofisika yang efektif untuk memetakan variasi resistivitas bawah permukaan. Metode ini memungkinkan visualisasi tiga dimensi dari zona pelapukan laterit, dengan ciri khas bahwa zona limonit menunjukkan resistivitas rendah hingga sedang, sedangkan zona saprolit memiliki nilai resistivitas yang lebih tinggi akibat komposisi mineralnya yang kaya magnesium silikat (Madu & Olasehinde, 2013). ERT memiliki keunggulan dalam hal efisiensi waktu dan biaya dibandingkan pengeboran secara konvensional. Selain itu, ERT dapat menjangkau area yang secara topografis sulit diakses oleh rig bor.

Meskipun demikian, interpretasi data ERT secara tunggal memiliki keterbatasan karena dipengaruhi oleh berbagai faktor seperti kadar air, porositas, dan mineralisasi. Oleh karena itu, diperlukan integrasi dengan data bor yang memberikan informasi geologi langsung, seperti kedalaman lapisan, litologi, dan kadar unsur nikel. Korelasi spasial antara data resistivitas dan data bor sangat penting untuk meningkatkan kualitas model bawah permukaan. Dengan pendekatan terpadu ini, zona-zona potensial nikel laterit dapat diklasifikasikan secara kuantitatif berdasarkan ketebalan laterit, nilai resistivitas, dan kadar nikel. Analisis multivariant terhadap kombinasi data resistivitas, geologi dan geokimia memungkinkan terbentuknya zona potensi tinggi (*high potential*) dan potensi rendah (*low potential*) secara spasial.

Penelitian ini difokuskan di blok 'N' wilayah konsesi PT Vale Indonesia yang merupakan salah satu target eksplorasi aktif. Tujuan utama penelitian ini adalah untuk mengintegrasikan data ERT, data bor dan data geokimia dalam upaya klasifikasi zona potensial nikel laterit. Output utama dari penelitian ini mencakup peta distribusi kadar nikel, peta ketebalan laterit, dan peta zonasi potensi endapan. Peta ini diharapkan menjadi dasar dalam evaluasi

sumber daya, perencanaan eksplorasi lanjutan hingga optimasi strategi penambangan secara lebih presisi.

Dengan menggabungkan pendekatan geofisika, geologi, dan geokimia secara terpadu, penelitian ini diharapkan tidak hanya berkontribusi pada efektivitas eksplorasi nikel laterit di Indonesia, tetapi juga menjadi contoh pendekatan ilmiah yang dapat direplikasi pada proyek-proyek serupa di wilayah tropis lainnya. Pada akhirnya, hasil penelitian ini mendukung pengelolaan sumber daya alam yang berkelanjutan, efisien dan bernilai tambah tinggi bagi perekonomian nasional maupun global.

1.2 Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini yaitu:

1. Menentukan batas limonit dan saprolit berdasarkan data ERT
2. Menentukan distribusi ketebalan lapisan saprolit berdasarkan data ERT
3. Menentukan distribusi kadar Ni pada lapisan saprolit berdasarkan data ERT
4. Mengidentifikasi zona potensial nikel laterit pada lapisan saprolit berdasarkan korelasi data ERT dan data bor

1.3 Manfaat Penelitian

Penelitian ini diharapkan dapat memberikan informasi tentang batas limonit dan saprolit, distribusi ketebalan lapisan saprolit, serta zona potensial nikel laterit pada lapisan saprolit berdasarkan korelasi data ERT yang dikorelasikan dengan data bor, sehingga dapat membantu penelitian selanjutnya dalam melakukan interpretasi dan perencanaan eksplorasi.

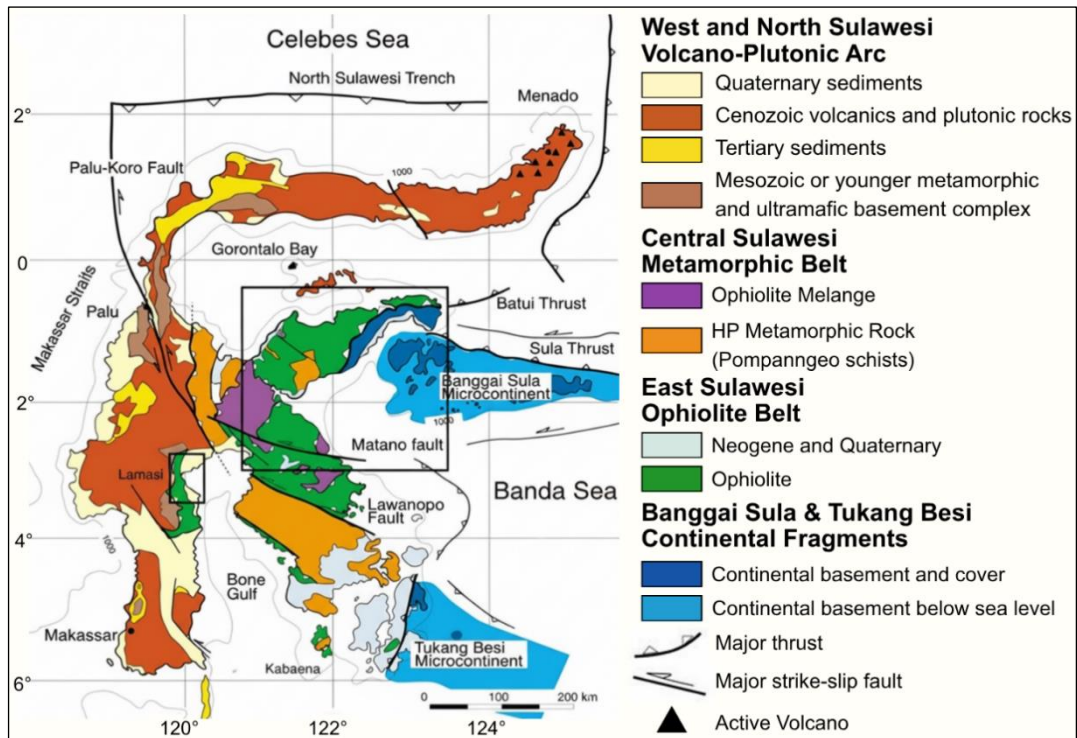
1.4 Landasan Teori

1.4.1 Geologi Regional

Struktur tektonik pulau Sulawesi terdiri atas empat bagian utama, yaitu Lengan Utara (*North Arm*), Lengan Timur (*East Arm*), Lengan Tenggara (*Southeast Arm*) dan Lengan Selatan (*South Arm*). Pembagian ini menggambarkan tingkat kompleksitas tektonik yang tinggi di wilayah tersebut. Kompleksitas tersebut disebabkan oleh posisi geologis Sulawesi yang berada pada zona pertemuan lebih dari dua lempeng tektonik utama, yakni Lempeng Eurasia, Indo-Australia, Pasifik, serta sejumlah mikrokontinen lainnya.

Menurut Sukanto (1975), Hasil Penelitian mengenai aspek tektonik dan geologi di Pulau Sulawesi dan sekitarnya menunjukkan bahwa wilayah ini dapat dibagi menjadi tiga Mandala Geologi seperti ditampilkan pada Gambar 1, yaitu:

1. Mandala Geologi Sulawesi Barat yang ditandai dengan keberadaan jalur gunung api dari periode Paleogen, intrusi batuan dari zaman Neogen, serta sedimen berumur Mesozoikum. Zona ini umumnya terdiri atas batuan vulkanik, sedimen laut dangkal, dan batuan plutonik yang terbentuk akibat aktivitas subduksi di sepanjang busur magmatik barat Sulawesi.
2. Mandala Geologi Sulawesi Timur, yang memiliki karakteristik berupa batuan ofiolit seperti batuan ultramafik jenis peridotit harzburgite, dunit, piroksenit, dan serpentinite, yang diperkirakan berasal dari zaman kapur.
3. Mandala Geologi Banggai Sula, yang ditandai oleh batuan dasar berupa batuan metamorf dari periode Permo-Karbon, batuan plutonik granitik dan zaman Trias dan batuan sedimen berumur Mesozoikum. Kehadiran satuan batuan tersebut menunjukkan sejarah tektonik yang kompleks di wilayah tersebut.



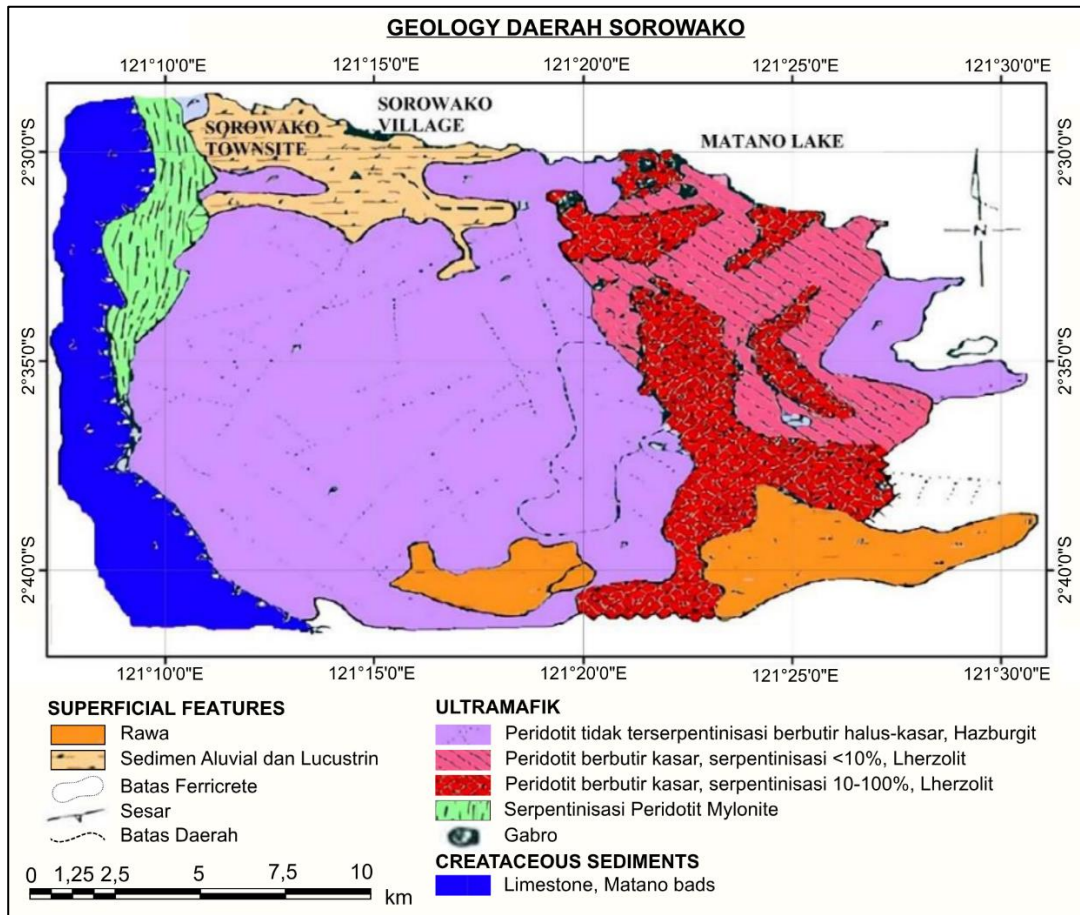
Gambar 1. Peta Geologi Regional Pulau Sulawesi (Sukanto, 1975)

Wilayah Sorowako merupakan salah satu pusat pengembangan tambang nikel laterit terbesar di Indonesia. Endapan laterit di daerah ini terbentuk akibat proses pelapukan intensif pada batuan ultramafik dalam kondisi iklim tropis basah yang berlangsung lama secara geologis, dengan sebaran mencapai lebih dari 120 km x 60 km. Selain Sorowako, endapan nikel laterit juga dijumpai di wilayah Sulawesi Tengah dan Sulawesi Tenggara (Gologhtly, 1979).

Secara geologi, daerah Sorowako dapat dibagi menjadi tiga satuan utama (Gambar 2), yaitu:

1. Satuan batuan sedimen berumur kapur yang tersusun atas batugamping laut dalam dan rijang, berada di bagian barat daerah Sorowako dan dibatasi oleh sesar naik berarah barat-timur dengan kemiringan ke barat.
2. Satuan batuan ultrabasa yang berumur awal tersier yang umumnya terdiri dari peridotit, sebagian diantaranya mengalami proses serpentinisasi dengan tingkat intensitas yang bervariasi. Batuan ini dominan ditemukan di bagian timur wilayah Sorowakodan juga mengandung intrusi-intrusi pegmatite bergabro yang tersebar di bagian utara.
3. Endapan alluvial dan sedimen danau (*lacustrine*) yang secara umum berada di wilayah utara, khususnya di sekitar danau Matano dan Desa Sorowako.

Secara umum, zona ultramafik di Sorowako memiliki peran penting sebagai batuan induk nikel laterit. Proses pelapukan intensif menghasilkan profil vertikal laterit yang khas dimana unsur Ni terakumulasi pada lapisan saprolit akibat pelindian (*leaching*) dan pengendapan ulang (*reprecipitation*) ion nikel dari lapisan atas ke lapisan bawa, dimana pola pelapukan ini berpengaruh langsung terhadap sebaran spasial kadar nikel



Gambar 2. Geologi daerah Sorowako (Gologhtly, 1979)

1.4.2 Nikel Laterit

Bijih nikel laterit merupakan tipe endapan nikel yang terbentuk melalui proses pelapukan kimia terhadap batuan ultramafik. Adalah jenis batuan beku plutonik yang dapat ditemukan baik di bagian kerak bumi maupun sebagai hasil metamorfosis dari material mantel. Batuan ini memiliki kadar silika (SiO_2) yang relative rendah. Beberapa contoh batuan ultramafik meliputi peridotit, dunit, dan serpentin (Ahmad 2006).

Proses pembentukan nikel laterit diawali dari proses pelapukan batuan ultramafik seperti peridotit, dunit dan serpentin, dimana batuan ini banyak mengandung mineral olivine, piraksen, magnesium silikat dan besi silikat, yang pada umumnya mengandung 0,30% nikel. Batuan tersebut sangat mudah dipengaruhi oleh pelapukan lateritik.

1.4.2.1 Faktor yang Mempengaruhi Pembentukan Nikel Laterit

Beberapa faktor yang memengaruhi proses pembentukan bijih nikel laterit Adalah sebagai berikut (Ahmad, 2009):

a. Batuan Induk

Keberadaan batuan ultramafik sebagai batuan asal merupakan syarat utama dalam terbentuknya endapan nikel laterit. Batuan jenis ini memiliki kandungan unsur nikel

(Ni) yang lebih tinggi dibandingkan dengan batuan lainnya, serta mengandung mineral-mineral yang bersifat mudah terlapukkan seperti olivine dan piroksen. Selain itu, komponen-komponen dalam batuan ini mudah larut sehingga menciptakan kondisi yang mendukung terbentuknya endapan nikel.

b. Iklim

Perubahan musiman antara musim kemarau dan hujan menyebabkan fluktuasi suhu yang signifikan, yang mendorong terjadinya pelapukan mekanis. Sinar matahari dan curah hujan juga berperan penting dalam mempercepat pelapukan kimia dan pelarutan unsur-unsur dari batuan induk.

c. Temperature Tinggi

Suhu yang tinggi mendukung percepatan proses pelapukan kimia, yang merupakan kondisi ideal dalam pembentukan tanah laterit dan pengayaan unsur nikel.

d. Struktur Geologi

Kehadiran struktur geologi seperti kekar (*joint*) dalam batuan ultramafik memungkinkan air meresap lebih mudah ke dalam batuan, sehingga proses pelapukan menjadi lebih intensif.

e. Topografi

Topografi landai menyebabkan pergerakan air lambat dan memungkinkan air meresap lebih dalam melalui rekahan dan pori-pori batuan, yang pada akhirnya mendukung akumulasi endapan dan pelapukan intensif. Sebaliknya, pada topografi curam, sebagian air akan meluncur dan menyebabkan erosi permukaan, sehingga mengurangi infiltrasi dan intensitas pelapukan (Ahmad, 2008).

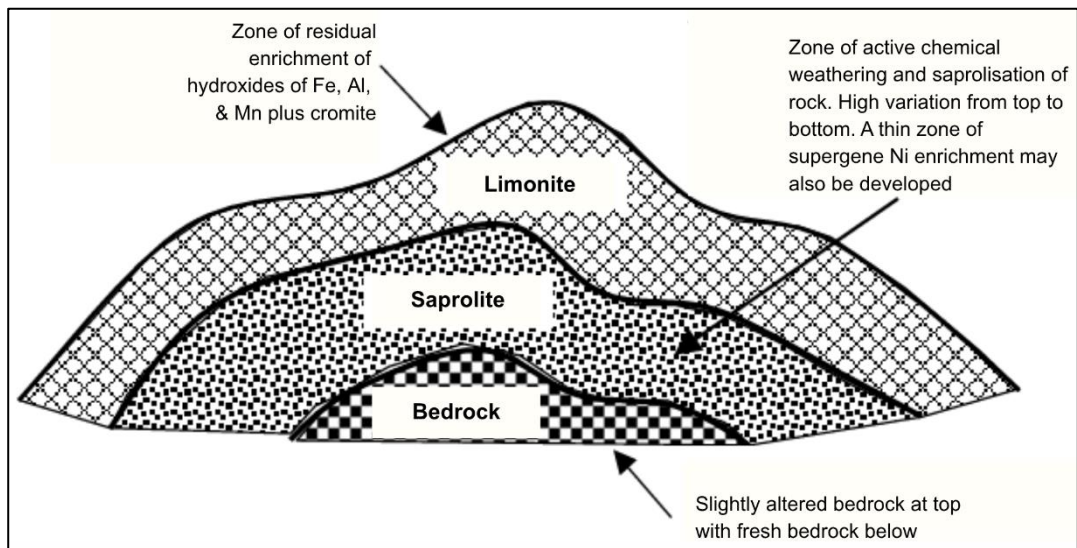
f. Waktu

Durasi waktu yang panjang memungkinkan terjadinya pelapukan yang lebih menyeluruh sehingga menghasilkan endapan yang lebih tebal. Sementara itu, pelapukan yang terjadi dalam waktu singkat biasanya hanya menghasilkan endapan yang tipis.

1.4.2.2 Profil Nikel Laterit

Pelapukan kimia pada batuan ultramafik disertai dengan terjadinya fraksionasi unsur-unsur menjadi dua kelompok, yaitu unsur larut air dan tidak larut air. Unsur-unsur yang larut air pada akhirnya akan tercuci keluar dari sistem pelapukan, sedangkan unsur-unsur yang tidak larut air tertinggal sebagai hasil pengayaan residu. Proses pelapukan kimia tersebut pada akhirnya membentuk profil laterit yang berlapis, dengan laterit termuda berada di bagian bawah dan laterit tertua di bagian atas (Ahmad, 2009).

Pelapukan kimia pada batuan ultramafik berlangsung dalam jangka waktu yang panjang, biasanya jutaan tahun. Proses ini dipengaruhi oleh faktor iklim, topografi, vegetasi, serta kondisi air tanah. Iklim tropis basah dengan curah hujan tinggi merupakan lingkungan yang paling ideal untuk pembentukan laterit, karena intensitas pelapukan yang terjadi sangat kuat (Elias, 2002). Secara mineralogi, proses lateritisasi menyebabkan terbentuknya mineral oksida dan hidroksida besi seperti goethite dan hematite, serta mineral kaya aluminium seperti gibsit. Sementara itu, mineral olivin, piroksen, dan serpentin yang merupakan komponen utama batuan ultramafik mengalami alterasi. Unsur-unsur mudah larut seperti Mg, Ca, dan Si akan tercuci bersama air pelapukan, sedangkan unsur yang lebih resisten seperti Fe dan Ni tertinggal serta terakumulasi pada zona tertentu (Butt & Cluzel, 2013).



Gambar 3. Profil Nikel Laterit (Ahmad, 2009)

Secara umum, profil nikel laterit terdiri atas tiga zona utama, yaitu zona limonit, zona saprolit, dan zona batuan dasar (*bedrock*), sebagaimana ditunjukkan pada gambar 3 (Ahmad, 2009)

1. Zona Limonit

Zona ini merupakan bagian dimana unsur-unsur yang tidak larut dalam air mencapai konsentrasi maksimum. Unsur-unsur larut seperti Ca, Na, K dan Si terangkut keluar dari sistem pelapukan, sementara elemen-elemen seperti Fe, Al dan Mn tetap tertinggal di permukaan dalam bentuk teroksidasi. Bagian atas zona ini yang kaya akan besi umumnya terdiri dari mineral goethit, sedangkan bagian bawah yang terbentuk akibat hidrasi oksida besi dikenal sebagai limonit. Goethit dapat mengalami remobilisasi dekat permukaan dan mengkristal kembali membentuk lapisan *ferricrete*. Struktur maupun tekstur batuan asal umumnya telah hilang sepenuhnya di zona ini.

2. Zona Saprolit

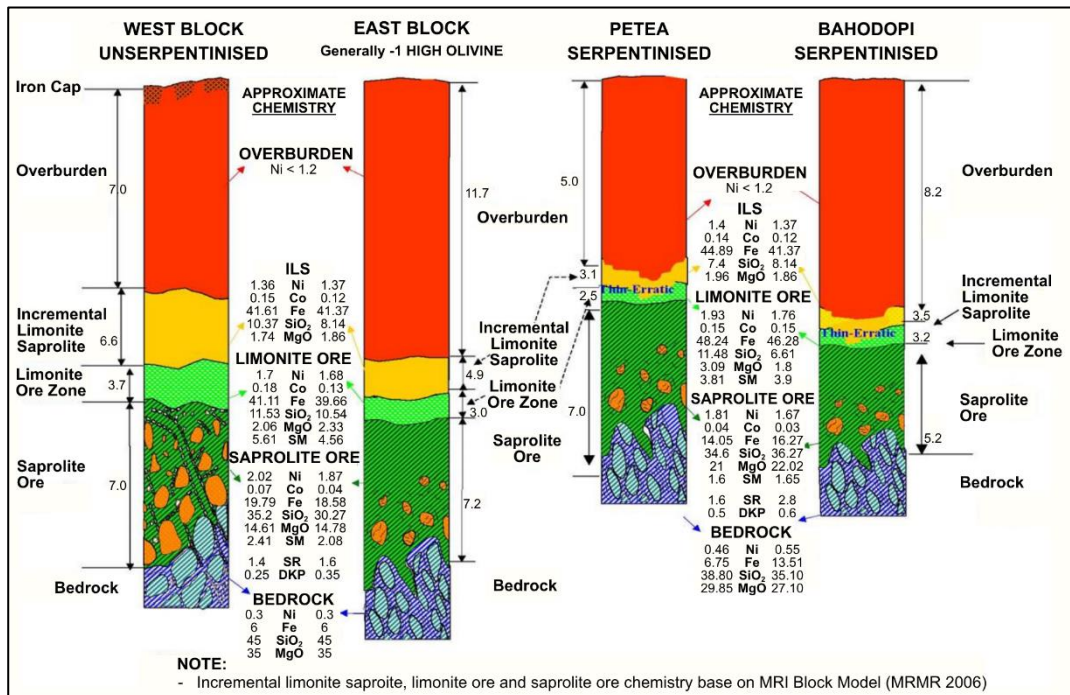
Terletak di bawah muka air tanah, zona ini berada di area jenuh air yang umumnya lembap. Pelapukan dan reaksi kimia berlangsung sepanjang rekahan dan kekar batuan. Proses saprolisasi pada permukaan rekahan dapat menghasilkan batuan dasar (*boulder*) yang membentuk kerak saprolit dengan kandungan nikel yang tinggi. Pada zona ini, struktur dan tekstur batuan asal masih dapat dikenali. Jika batuan dasar tidak mengalami serpentinisasi, pelapukan hanya terjadi terbatas pada permukaannya karena rendahnya permeabilitas terhadap air. Porositas umumnya meningkat dari bawah keatas, dan mencapai maksimum di bagian tengah zona saprolit

3. Zona *Bedrock*

Zona *bedrock* merupakan lapisan terdalam dalam profil laterit nikel dan terdiri dari batuan induk yang belum mengalami proses pelapukan. Batuan ultrabasa yang membentuk lapisan *bedrock* umumnya belum atau tidak terlapukkan. Zona ini dicirikan oleh rekahan (frakturisasi) yang padat, yang sering kali terbuka dan terisi oleh endapan mineral garnierite serta silika sebagai hasil dari proses *leaching*.

1.4.2.3 Tipe Endapan Nikel Laterit Sorowako

Pada gambar 4, tipe endapan nikel laterit di daerah Sorowako dibagi menjadi 3 yaitu *West Block*, *East Block* dan *Petea Block*, serta satu tipe endapan nikel laterit di luar daerah Sorowako, yaitu, *Bohodopi Block*.



Gambar 4. Tipe Endapan Nikel Laterit di Sorowako (Ahmad, 2009)

Klasifikasi tipe endapan nikel laterit ditentukan berdasarkan sejumlah parameter utama. Seperti tingkat serpentinisasi, komposisi kimia biji, fraksi penyusun batuan, serta kandungan mineral olivine. Berikut klasifikasi tipe endapan nikel laterit:

1. Tipe *West block* memiliki topografi yang curam dan membentuk bentang alam pegunungan. Jenis batuan dominan adalah harzburgit, yang mengandung olivine sekitar 80-90% dan orthopiroksen sekitar 10-20%. Batuan pada blok ini umumnya belum mengalami proses serpentinisasi, memiliki sifat fisik yang keras, serta banyak ditemukan bongkahan (*boulder*) sebagai sisa dari proses pelapukan. Endapan nikel pada tipe ini biasanya berada pada zona saprolit dengan kadar nikel relatif tinggi.
2. Tipe *East Block* memiliki topografi landai hingga berbukit rendah. Batuan utamanya berupa lherzolite dengan komposisi olivine sekitar 60-65%, orthopiroksen 25-30% dan klinopiroksen sekitar 10%. Tingkat serpentinisasi di blok ini tergolong sedang hingga tinggi, dengan karakteristik batuan yang memiliki tingkat kekerasan sedang. Pelapukan yang lebih intens menyebabkan terbentuknya zona saprolite hingga limonit dengan sebaran kadar nikel bervariasi.
3. Tipe *Petea Block* memiliki batuan dasar harzburgite dengan tingkat serpentinisasi sangat tinggi sehingga batumannya lunak dan mudah ditambang. Kandungan nikel tergolong sedang, namun rendahnya olivine membuat bijih lebih mudah diolah dan stabil dalam peleburan.

1.4.3 Metode Geolistrik

1.4.3.1 Prinsip Dasar Metode Geolistrik

Metode geolistrik didasarkan pada prinsip dasar Hukum Ohm, yang pertama kali dikemukakan oleh Georg Simon Ohm pada tahun 1827 (Lowrie, 2007). Hukum ini menyatakan bahwa kuat arus Listrik (I) yang mengalir dalam suatu penghantar berbanding lurus dengan beda potensial (V) yang dikenakan pada penghantar tersebut. Hubungan ini dinyatakan secara matematis dalam persamaan:

$$I = \frac{V}{R} \quad (1)$$

Keterangan:

I = Arus (Ampere)

V = Beda potensial (Volt)

R = Resistansi (Ω)

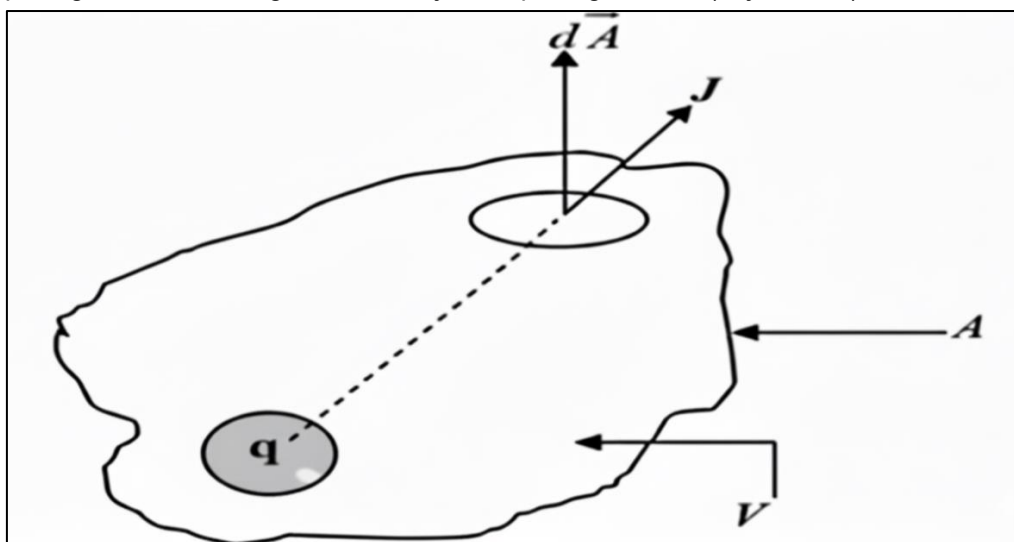
Resistansi (R) bergantung pada sifat material dan bentuk fisik penghantar. Dalam konteks penghantar dengan bahan yang sama, kawat yang lebih panjang akan memiliki hambatan lebih besar dibandingkan dengan kawat yang lebih pendek. Demikian pula, kawat yang lebih tipis memiliki hambatan lebih tinggi dibandingkan yang lebih tebal. Hubungan ini dirumuskan dalam persamaan:

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

Prinsip kerja metode resistivitas adalah dengan menginjeksikan arus searah ke dalam tanah melalui dua elektroda arus yang ditancapkan pada permukaan. Selanjutnya, beda potensial yang dihasilkan diukur menggunakan sepasang elektroda potensial yang ditempatkan dengan konfigurasi tertentu (Syamsuddin, 2007).

1.4.3.2 Potensial pada Medium Homogen Isotropis

Dalam kondisi ideal, bumi dianggap sebagai medium yang bersifat homogen dan isotropik. Dengan asumsi tersebut, aliran arus listrik searah yang menjalar melalui medium bumi dapat digambarkan sebagaimana ditunjukkan pada gambar 5 (Fajar, 2022):



Gambar 5. Medium homogen isotropis dialiri arus listrik (Fajar, 2022)

Jika suatu medium homogen isotropis dialiri arus listrik searah I (diberi medan listrik E) maka elemen arus dI yang melalui elemen luas $d\vec{A}$ dengan kerapatan arus $\vec{J}$ maka besarnya arus listrik (I) adalah (Telford dkk, 1990):

$$dI = \vec{J} \cdot d\vec{A} \quad (3)$$

Sedangkan rapat arus $\vec{J}$ dan medan listrik E yang ditimbulkan, dihubungkan dengan hukum Ohm

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (4)$$

Dengan E medan listrik dalam volt/meter dan σ adalah konduktivitas medium dalam (Ω/m), karena medan listrik tidak lain adalah gradien potensial sehingga:

$$\vec{E} = -\nabla V \quad (5)$$

Dengan V adalah potensial listrik, maka:

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

Aliran arus yang mengalir dalam bumi homogen isotropis didasarkan pada hukum kekekalan muatan yang dirumuskan:

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

Dengan $\vec{J}$ adalah rapat arus (A/m^2) dan q adalah rapat muatan (C/m^3), jika tidak ada muatan, maka berlaku persamaan untuk arus stasioner:

$$\begin{aligned} \vec{\nabla} \cdot \vec{J} &= 0 \\ \vec{\nabla} (\sigma \cdot \vec{\nabla} V) &= 0 \end{aligned} \quad (8)$$

atau

$$\vec{\nabla} \sigma \cdot \vec{\nabla} V + \sigma \nabla^2 V = 0 \quad (9)$$

Apabila arus stasioner dengan koefisien konduktivitas (σ) konstan, maka suku pertama = 0 sehingga suku kedua memenuhi persamaan Laplace dengan potensial harmonis

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

1.4.3.3 Potensial Listrik Akibat Arus Tunggal di dalam Bumi

Pada model homogen isotropis, elektroda arus ditancapkan di dalam bumi yang berfungsi sebagai sumber injeksi arus listrik ke segala arah dalam bumi seperti yang diilustrasikan pada Gambar 6. Pada setiap titik equipotensial dalam bumi yang membentuk permukaan bola yang memenuhi persamaan Laplace koordinat bola sebagai berikut:

$$\nabla^2 V = \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} \quad (11)$$

Dalam kondisi dimana rotasi dan revolusi bumi tidak mempengaruhi perubahan ekipotensial, maka arah ∂ dan ϕ diabaikan sehingga persamaan Laplace koordinat bola disederhanakan menjadi (Telford dkk., 1990):

$$\nabla^2 V = \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) \quad (12)$$

Karena $\nabla^2 V = 0$, maka

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

Dengan melakukan integrasi sebanyak dua kali terhadap persamaan (13), maka diperoleh:

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

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

Dengan A dan B merupakan suatu konstanta. Apabila jarak suatu titik jauh tak terhingga ($r = \infty$) maka potensial di titik tersebut sama dengan nol ($V = 0$) dan konstanta B = 0. Sehingga persamaan (15) menjadi:

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

Dalam kasus sumber arus di dalam bumi homogen isotropis, maka medan-medan ekipotensialnya berbentuk bola. Sehingga jumlah arus yang menembus permukaan ekipotensial tersebut adalah:

$$I = A \cdot \vec{j} \quad (17)$$

$A = 4\pi r^2$ disubstitusikan ke persamaan (12) maka didapatkan:

$$I = 4\pi r^2 \vec{j} = 4\pi r^2 (-\sigma \vec{\nabla} V) \quad (18)$$

Karena V dalam fungsi $r \rightarrow \vec{\nabla} V = \frac{dV}{dr}$ kemudian persamaan (14) disubstitusikan ke persamaan (18) maka,

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

Karena $\sigma = \frac{1}{\rho}$ maka persamaan (19) dapat ditulis:

$$I = -4\pi \frac{1}{\rho} A \rightarrow A = -\frac{I\rho}{4\pi} \quad (20)$$

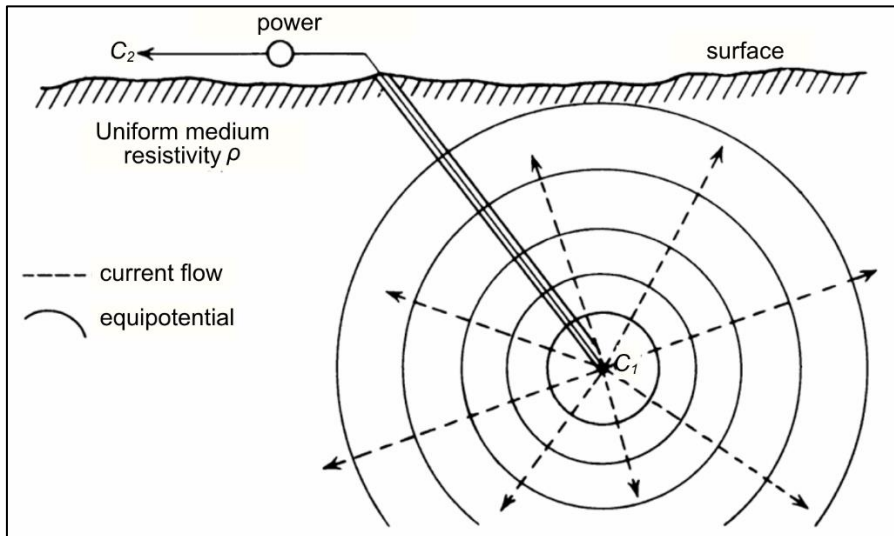
Persamaan (20) disubstitusikan pada persamaan (16) maka didapatkan:

$$V = \left(\frac{1\rho}{4\pi}\right) \frac{1}{r} \quad (21)$$

Dimana V = Potensial Listrik (Volt), I = Kuat Arus Listrik (Ampere), ρ = Resistivitas (Ωm)

$\vec{j}$ = Rapat Arus (A/m^2)

σ = Konduktivitas (S/m)



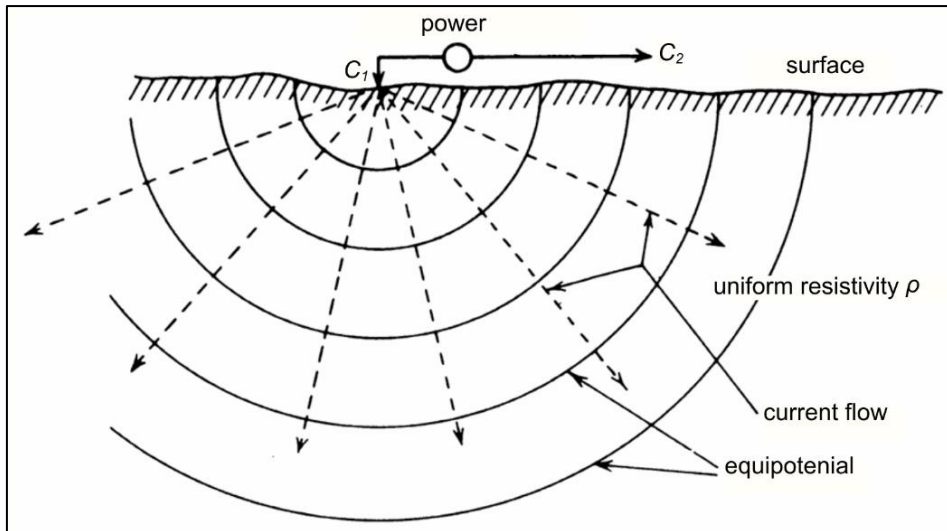
Gambar 6. Sumber arus tunggal C_1 dalam medium homogen seluruh ruang, sementara sumber arus C_2 dianggap terletak di tak hingga (Telford dkk, 1990)

1.4.3.4 Potensial Listrik Akibat Arus Tunggal di Permukaan Bumi

Jika sumber arus terletak di permukaan medium homogen yang membentuk medium setengah ruang/setengah bola (*half-space*) dengan setengah ruang lainnya adalah di udara ($\sigma \text{ udara} = 0$) seperti yang diilustrasikan pada Gambar 7, maka luas permukaan ekipotensial menjadi $2\pi r^2$ dan potensial pada persamaan (21) berubah menjadi (Telford dkk, 1990):

$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi} \right) \frac{1}{r} \quad (22)$$

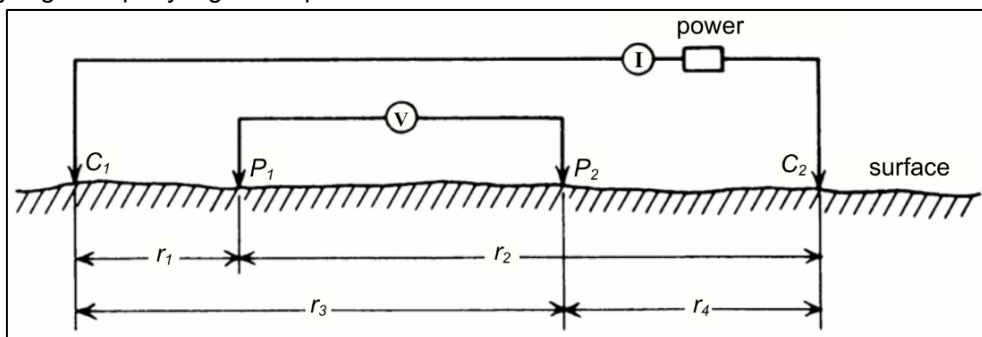
Dimana $A = 4\pi r^2 \rightarrow 2\pi r^2$



Gambar 7. Sumber arus tunggal C1 dalam medium homogen setengah ruang, sementara sumber arus C2 dianggap terletak di tak hingga (Telford dkk, 1990)

1.4.3.5 Potensial Oleh Sumber Arus Ganda di Permukaan Bumi

Potensial listrik (P_1 dan P_2) oleh dua sumber arus di dalam bumi ketika jarak antara dua elektroda arus (C_1 dan C_2) telah ditentukan terlihat seperti pada Gambar 8. Perubahan potensial sangat besar terjadi pada daerah dekat sumber arus, dimana gradien potensial yang berada di luar C_1 dan C_2 yang menjauh dari linier memiliki gradien potensial yang besar, sedangkan pada daerah antara C_1 dan C_2 gradien potensial kecil dan mendekati linier. Dari alasan ini, pengukuran potensial paling baik dilakukan pada daerah di antara C_1 dan C_2 yang mempunyai gradien potensial linier.



Gambar 8. Ilustrasi dua elektroda arus dan potensial di permukaan bumi pada medium homogen isotropis (Telford, dkk., 1990).

Ketika jarak antara dua elektroda arus dibatasi di permukaan, maka besarnya nilai potensial di permukaan dipengaruhi oleh kedua elektroda arus tersebut. Potensial total titik P_1 yang ditimbulkan arus C_1 dan C_2 adalah (Telford dkk., 1990):

$$V_1 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (23)$$

Dan potensial total di titik P_2 yang ditimbulkan arus C_1 dan C_2 adalah:

$$V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (24)$$

Beda potensial antara P_1 dan P_2 dapat diperoleh dengan menggunakan persamaan:

$$\Delta V = V_{P_1} - V_{P_2} \rightarrow \Delta V = \left(\frac{I\rho}{2\pi} \right) \left\{ \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\} \quad (25)$$

Sehingga didapatkan persamaan:

$$\rho = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]} \frac{\Delta V}{I} \quad (26)$$

dimana $\frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]}$ dapat dituliskan sebagai K yang disebut sebagai faktor geometri sehingga diperoleh persamaan:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (27)$$

Ketika mengidentifikasi bawah permukaan dimana tidak diketahui secara pasti jenis material di bawahnya untuk tanah homogen. Hasil resistivitas yang didapatkan disebut resistivitas semu (*apparent resistivity*) (Siregar, 2006). Oleh karena itu, nilai resistivitas yang diukur seolah-olah merupakan nilai resistivitas untuk satu lapisan saja yang dapat didefinisikan sebagai fungsi dari jarak elektroda sehingga diperlukan faktor geometri atau K dari konfigurasi yang digunakan dalam pengukuran.

1.4.4 Metode Electrical Resistivity Tomography (ERT)

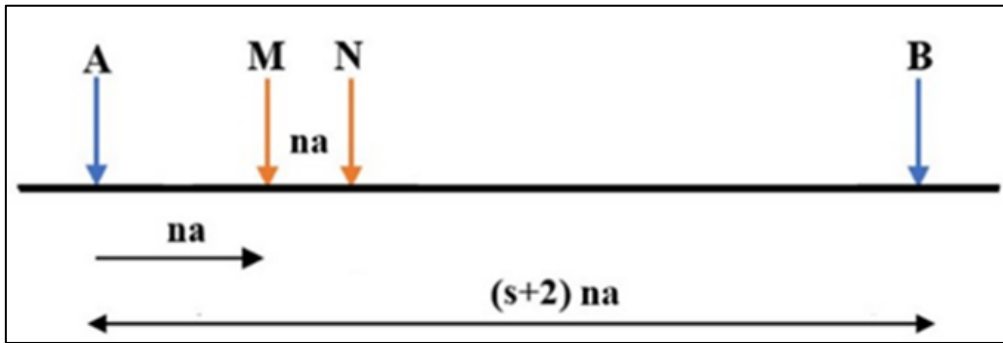
Prinsip dasar dari metode Electrical Resistivity *Tomography* (ERT) adalah penggunaan sistem multi-elektroda dan multi-channel, yang memungkinkan koneksi serentak antara sejumlah elektroda tertanam di permukaan tanah dengan unit *resistivity meter*. Dalam pengukurannya, arus listrik searah (DC) diinjeksikan kedalam tanah melalui sepasang elektroda arus (*current electrodes*) yang posisinya tetap. Selanjutnya, beda potensial diukur melalui pasangan elektroda potensial (*potential electrodes*), yang letaknya bervariasi sesuai konfigurasi yang digunakan.

Konfigurasi elektroda merupakan susunan dan posisi relatif antara elektroda arus dan potensial dalam suatu sistem pengukuran. Salah satu konfigurasi yang banyak digunakan adalah konfigurasi gradien, yang merupakan kombinasi antara konfigurasi wenner dan dipole-dipole. Dalam konfigurasi ini, elektroda arus diinjeksikan dengan jarak pemisah sebesar $(s+2) na$. Apabila S adalah faktor pemisah yang dapat memberikan jarak antara elektroda arus, sedangkan banyaknya n tergantung pada panjang lintasan dalam sekali pengukuran (tanpa melibatkan sistem *roll-along*) dan a adalah jarak antar elektroda.

Konfigurasi gradient termasuk dalam kategori konfigurasi non-konvensional (*unconventional configuration*) yang fleksibel dan dapat dimodifikasi sesuai kebutuhan survei. Konfigurasi ini memiliki sejumlah keunggulan dibandingkan konfigurasi lain yaitu

memiliki jumlah data yang tinggi dalam satu lintasan akuisisi, yang meningkatkan resolusi spasial khususnya pada kedalaman dangkal, menyediakan jarak elektroda yang konsisten, mendukung pemodelan numerik yang stabil dan mendukung sistem *multi-channel* dan *roll-along*, sehingga memungkinkan pencapaian kedalaman penetrasi yang lebih baik dan cakupan area yang lebih luas.

Sensitivitas konfigurasi ini bervariasi tergantung pada posisi elektroda potensial (MN) relatif terhadap elektroda arus. Ketika elektroda MN diletakkan mendekati elektroda arus (A atau B), maka sensitivitas vertikal meningkat, menyerupai pola konfigurasi pole-dipole. Sebaliknya, ketika MN berada di tengah antara A dan B, sensitivitas horizontal lebih dominan, menyerupai konfigurasi Schlumberger. Estimasi kedalaman penetrasi efektif untuk konfigurasi gradien berkisar antara 0,166 hingga 0,33 kali panjang lintasan pengukuran.



Gambar 9. Sketsa dari konfigurasi gradien dengan memperlihatkan titik elektroda dengan jarak antar elektroda arus dan elektroda potensial (Dahlin dan Zhou, 2004)

Bila diketahui bahwa jarak $r_1 = na$, $r_2 = (s + 1)na$, $r_3 = 2na$ dan $r_4 = sna$ maka faktor geometri konfigurasi gradien dirumuskan sebagai berikut:

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{na} - \frac{1}{(s+1)na} - \frac{1}{2na} + \frac{1}{sna} \right]^{-1} \quad (28)$$

Untuk mendapatkan faktor geometri konfigurasi gradien array dapat dilihat pada lampiran 1. Maka dengan mensubstitusi persamaan (28) ke persamaan (26) maka diperoleh persamaan untuk mencari *apparent resistivity* pada konfigurasi gradien array.:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \left(2\pi \left[\frac{1}{na} - \frac{1}{(s+1)na} - \frac{1}{2na} + \frac{1}{sna} \right]^{-1} \right) \quad (29)$$

1.4.5 Pemodelan Geofisika

1.4.5.1 Pemodelan Kedepan (*Forward Modelling*)

Pemodelan ke depan (*forward modelling*) merupakan proses perhitungan terhadap data teoritis yang diharapkan teramati di permukaan bumi, dengan asumsi bahwa parameter-parameter fisik bawah permukaan telah diketahui. Tujuan dari proses ini adalah untuk menghasilkan respon model yang dapat dibandingkan dengan data lapangan. Dalam praktiknya, pendekatan coba-coba (*trial and error*) sering digunakan, yaitu dengan mengubah-ubah parameter model secara manual untuk mendapatkan hasil respon yang mendekati data pengukuran aktual (Grandis, 2009). Oleh karena itu, istilah *forward modelling* dalam konteks geofisika tidak hanya merujuk pada proses komputasi terhadap respon model, tetapi juga mencakup proses iteratif pencocokan model terhadap data observasi.

Salah satu metode numerik yang umum digunakan dalam pemodelan ke depan adalah *Finite Element Method* (FEM). Metode ini merupakan teknik penyelesaian numerik terhadap persamaan diferensial parsial (PDE) yang kompleks, melalui pembagian domain menjadi elemen-elemen kecil yang lebih mudah dihitung. Setiap elemen memiliki titik-titik simpul (*nodes*) yang merepresentasikan solusi dari PDE tersebut (Bargallo, 2006).

Tahapan awal dalam metode elemen hingga adalah diskretisasi domain melalui proses yang dikenal sebagai meshing. Desain mesh sangat memengaruhi akurasi perhitungan, karena jumlah simpul menentukan resolusi spasial dari model. Biasanya, domain dibagi menjadi elemen-elemen berbentuk segi empat, di mana setiap elemen memiliki empat simpul di setiap sudutnya. Masing-masing simpul diberikan fungsi bentuk (*shape function*) yang berbeda-beda, yang digunakan untuk mengaproksimasi variasi potensial di dalam elemen tersebut. Setelah diskretisasi selesai, sistem persamaan linear dapat dibentuk dalam bentuk:

$$(KV = P) \quad (30)$$

Dengan K adalah matriks orde $n \times n$ yang merupakan jumlah node atau hasil perpotongan antara mesh, U adalah vector kolom yang merupakan potensial listrik dan P adalah vector kolom intensitas sumber arus di setiap node. Untuk posisi elektroda arus tertentu resistivitas semu dapat dihitung dengan persamaan (Cai dkk., 2007):

$$\rho_a = G \frac{u(M) - u(N)}{I} \quad (31)$$

Dengan ρ_a adalah resistivitas semu, G adalah faktor konfigurasi, $u(M)$ dan $u(N)$ adalah potensial listrik pada node yang diukur oleh elektroda M dan N.

1.4.5.2 Pemodelan Inversi (*Inverse Modelling*)

Proses inversi dalam geofisika bertujuan untuk memperoleh model bawah permukaan yang dapat menghasilkan respons data yang mendekati hasil pengukuran lapangan. Model ini merupakan representasi matematis dari kondisi geologi di bawah permukaan yang ideal, berdasarkan data geofisika yang diperoleh (Loke, 2004). Umumnya, inversi tidak bertujuan untuk mengeksplorasi keseluruhan bentuk permukaan fungsi objektif dalam ruang parameter, melainkan untuk mencari solusi minimum yang memenuhi kriteria kesesuaian antara model dan data pengamatan.

Proses inversi sering juga disebut sebagai data *fitting*, karena melibatkan pencarian parameter model yang mampu memberikan *fit* terbaik terhadap data lapangan (Grandis, 2009). Syarat utama dalam proses ini adalah diketahui atau telah ditentukannya hubungan antara parameter model dan data melalui fungsi *forward modelling*. Secara matematis, kumpulan data hasil pengamatan dapat ditulis dalam bentuk vektor kolom y berikut:

$$y = \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \quad (32)$$

Dengan m adalah jumlah data pengukuran. Respon model f dapat ditulis:

$$f = \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \quad (33)$$

Adapun parameter model diwakili oleh vektor berikut:

$$q = \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_m) \quad (34)$$

Dengan n adalah jumlah parameter model. Perbedaan antara data yang diamati dan respon model diberikan oleh vektor perbedaan g yang didefinisikan oleh:

$$g = y - f \quad (35)$$

Dalam metode optimasi *least-square*, model awal disesuaikan agar meminimalkan jumlah kuadrat selisih antara hasil model dan data pengamatan.

$$E = g^T g = \sum_{i=1}^n g_i^2 \quad (36)$$

Untuk mengurangi error data diatas, digunakan persamaan Gauss-Newton untuk menentukan perubahan parameter model yang dapat mengurangi kuadrat error.

$$J^2 J \Delta q_i = J^T g \quad (37)$$

Dimana Δq adalah vektor perubahan parameter model dan J adalah matriks jacobian (ukuran $m \times n$) dari turunan parsial

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (38)$$

Yaitu perubahan respon model ke-i akibat perubahan parameter model ke-j. setelah menghitung vektor perubahan parameter, model baru diperoleh dengan persamaan:

$$q_{k+1} = q_k + \Delta q_k \quad (39)$$

Vektor perubahan parameter yang dihitung menggunakan persamaan 38 dapat memiliki komponen yang terlalu besar sehingga model baru yang dihitung dengan persamaan 33 memiliki nilai yang tidak realistis. Untuk menghindari kesalahan tersebut, dilakukan modifikasi Marquardt-Levenberg terhadap persamaan Gauss-Newton berikut:

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q = J^T g \quad (40)$$

Dengan I adalah matriks identitas dan lamda adalah faktor redaman. Metode ini berhasil digunakan dalam inversi data resistivitas *sounding* dimana model terdiri dari sejumlah kecil lapisan. Namun ketika jumlah parameter model besar seperti pada model inversi 2D dan 3D, model yang dihasilkan pada metode ini dapat memiliki distribusi resistivitas yang tidak menentu dengan zona resistivitas tinggi atau rendah yang tidak akurat. Untuk mengatasi permasalahan ini persamaan *Least-square* Gauss-Newton dimodifikasi lebih lanjut untuk mendapatkan perubahan resistivitas model secara halus atau bertahap, dengan persamaan sebagai berikut:

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q = J^T g \quad (41)$$

Pada persamaan ini Δq menjadi halus tetapi tidak menjamin nilai resistivitas berubah dengan cara yang halus. Opsi pertama "sertakan penghalusan model" menggunakan persamaan yang akan menerapkan Batasan kehalusan secara langsung pada nilai resistivitas model. Persamaan ini diberikan oleh persamaan berikut:

$$(J^T J + \lambda W^T W) \Delta q = J^T g - \lambda W^T W q_k \quad (42)$$

Sehingga nilai resistivitas q berubah dengan cara yang halus. Opsi berikutnya dengan memodifikasi persamaan 42 sehingga elemen-elemen yang berbeda dari perubahan parameter model dan vektor error data memiliki besaran yang sama yang diberikan oleh:

$$(J^T R_d J + \lambda W^T R_m W) \Delta q = J^T R_d g - \lambda W^T R_m W q_k \quad (43)$$

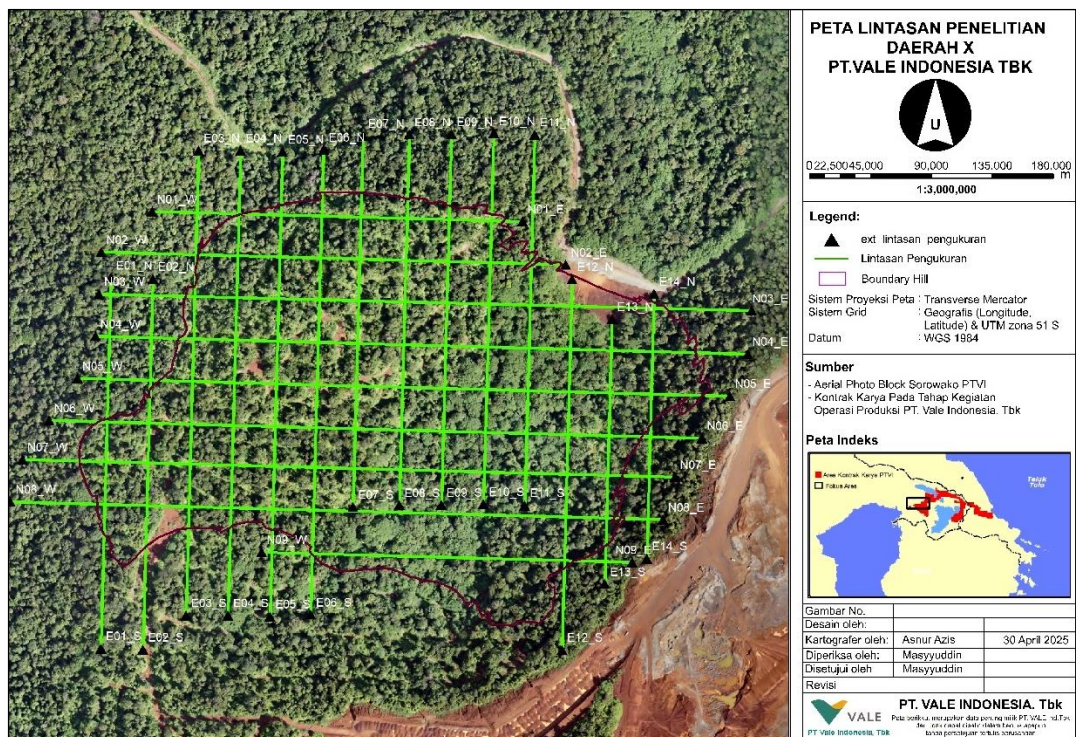
Dengan R_d dan R_m matriks pembobotan. Metode ini dikenal dengan metode inversi $l_1 - norm$ atau *robust* atau *blocky*, sedangkan persamaan 42 adalah metode inversi $l_2 - norm$. Metode inversi $l_2 - norm$ memberikan hasil yang optimal ketika geologi bawah permukaan menunjukkan variasi yang halus. Namun dalam kasus dimana bawah permukaan terdiri dari benda-benda yang homogen secara internal dengan batas-batas yang tajam, metode *robust* lebih baik digunakan.

BAB II

METODOLOGI PENELITIAN

2.1 Lokasi Penelitian

Penelitian ini dilakukann di area blok “N” yang berada dalam wilayah izin usaha pertambangan PT Vale Indonesia yang secara administratif termasuk dalam daerah Sorowako, Kecamatan Nuha, Kabupaten Luwu Timur, Sulawesi Selatan. Pada penelitian ini, terdapat 23 lintasan sebagaimana ditunjukkan pada gambar 10 yang terdiri atas 14 lintasan berorientasi utara-selatan dan 9 lintasan berorientasi timur-barat. Secara keseluruhan, jumlah lubang bor pada penelitian ini adalah 247 titik dengan jumlah titik bor pada setiap lintasan bervariasi, bergantung pada kondisi topografi.



Gambar 10. Peta Lintasan Area Blok 'N'

2.2 Alat dan Bahan

2.2.1 Alat

Adapun alat yang digunakan dalam proses pengolahan data meliputi:

1. *Software Res2Dinv*
2. *Software Datamine Studio RM*
3. *Software Microsoft Excel*
4. *Software Arcgis*

2.2.2 Bahan

Bahan penelitian berupa data hasil pengukuran ERT (*Electrical Resistivity Tomography*) yang mencakup koordinat, elevasi atau kedalaman, serta nilai resistivitas pada setiap titik

pengukuran. Sementara itu, data bor yang mencakup koordinat, elevasi atau kedalaman, serta kandungan geokimia pada masing masing titik bor. Koordinat yang digunakan dalam data ini menggunakan sistem UTM koordinat lokal, dan elevasi digunakan dalam satuan meter.

2.3 Prosedur Penelitian

2.3.1 Tahap Kajian Pustaka

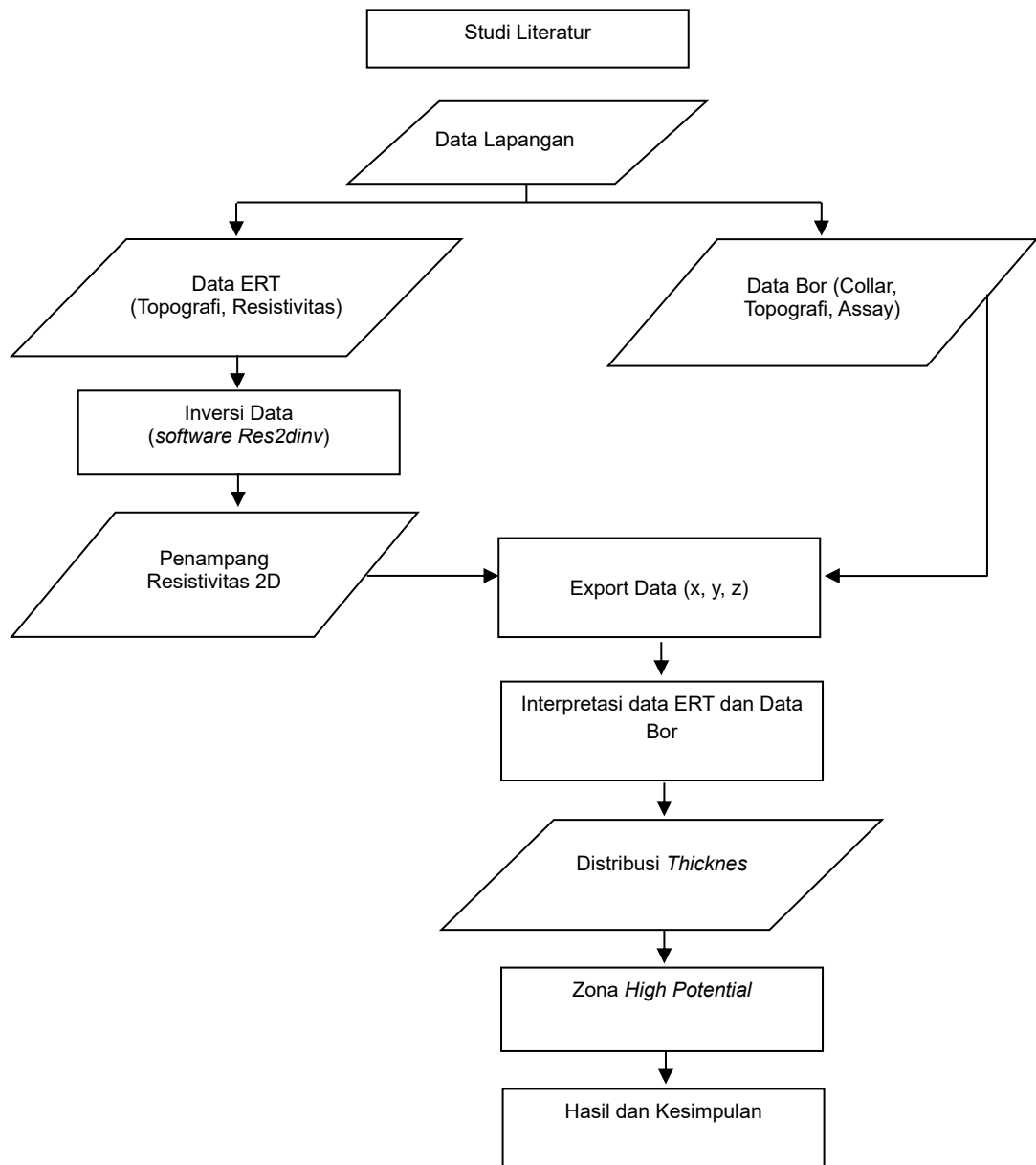
Tahapan ini mencakup pengumpulan berbagai literatur terkait kondisi geologi di lokasi penelitian, termasuk proses pembentukan nikel laterit serta karakteristik nikel laterit serta karakteristik nikel laterit di daerah tersebut. Pemahaman ini bertujuan untuk mempermudah interpretasi tiap zona lapisan nikel laterit.

2.3.2 Tahap Pengolahan Data

Berikut adalah tahapan pengolahan data ERT:

1. Data hasil pengukuran ERT berupa resistivitas semu, sehingga perlu dilakukan proses inversi untuk mendapatkan nilai resistivitas sebenarnya di bawah permukaan.
2. Sebelum inversi, data disiapkan dalam format .dat yang berisi informasi pengukuran, topografi, dan koordinat global, agar dapat dibaca oleh perangkat lunak *Res2DInv*.
3. Langkah selanjutnya adalah membuka *software Res2DInv*, kemudian melakukan pengaturan awal dengan membaca parameter inversi yang telah ditetapkan oleh perusahaan.
4. Setelah parameter ditentukan, data diinput ke dalam *software* dan proses inversi dijalankan untuk menghasilkan penampang resistivitas semu (*pseudosection*).
5. Penampang kemudian disesuaikan dengan kondisi topografi aktual untuk memberikan gambaran geologi yang lebih representatif.
6. Proses *quality control* dilakukan dengan meninjau nilai *Absolute Error*; jika error melebihi 10%, maka data tersebut diperiksa ulang untuk mengidentifikasi kemungkinan kesalahan atau anomali.
7. Data yang dianggap tidak valid dihapus, lalu proses inversi diulang hingga diperoleh hasil yang lebih akurat dan error minimal.
8. Setelah hasil dianggap baik, model penampang 2D resistivitas akhir disimpan dan diekspor dalam format X, Y, Z dan nilai resistivitas.
9. Data resistivitas akhir ini kemudian digunakan dalam *software Datamine* untuk membantu interpretasi batas lapisan nikel laterit.
10. Hasil interpretasi lapisan nikel laterit dari *Datamine* diekspor dalam format koordinat spasial (*shapefile* atau .csv) yang berisi informasi kadar Ni, ketebalan dan batas endapan.
11. Data spasial kemudian di impor ke ArcGIS untuk dipetakan melalui proses interpolasi (IDW), *overlay* kadar Ni dan ketebalan laterit, serta penentuan batas area potensial (>1,5% Ni dan >2m) dan tidak potensial, yang kemudian disajikan dalam bentuk peta akhir lengkap dengan legenda dan layout peta
12. Peta potensi nikel laterit yang dihasilkan kemudian dijadikan acuan utama dalam menentukan zona prospektif untuk eksplorasi lanjutan maupun rencana penambangan.

2.4 Bagan Alir Penelitian



Gambar 11. Bagan Alir Penelitian