

BAB I PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Perkembangan teknologi dalam pengolahan data geofisika kini telah berkembang pesat. Berbagai metode kalkulasi statistik dilibatkan dalam perhitungan untuk mendapatkan hasil interpretasi yang semakin meyakinkan dan mendekati hasil dari model sesungguhnya. Salah satu metode yang berkembang dalam pengolahan data adalah metode geolistrik 2D yang melibatkan resistivitas atau yang biasa disebut *Electrical Resistivity Tomograph*.

Metode *Electrical Resistivity Tomograph* (ERT) digunakan dalam meninjau kondisi permukaan bumi dengan memberikan hasil data yang mampu menggambarkan berbagai anomali yang sensitif terhadap kelistrikan, terutama dalam resistivitas. Metode ini terus dikembangkan baik secara akuisisi data maupun pengolahan data. Dalam proses pengolahan data ERT, *software* pengolahan data dengan metode inversi memainkan peran penting dalam mengubah data hasil akuisisi resistivitas semu menjadi model penampang resistivitas sesungguhnya.

Res2DInv merupakan *software* paling umum dalam pengolahan hasil data resistivitas dari metode ERT dengan menggunakan metode inversi untuk mendapatkan data resistivitas sesungguhnya. Res2DInv dikembangkan oleh Perusahaan Geotomo Software dan telah menjadi *software* andalan dalam berbagai pengolahan data resistivitas. Beberapa perusahaan menggunakan Res2DInv sebagai acuan metode ERT baik dari segi akuisisi data maupun pengolahan data karena memiliki keunggulan seperti akurasi hasil inversi dengan berbagai pilihan metode inversi, mendukung banyak konfigurasi, kemudahan penggunaan dan berbagai keunggulan lainnya (Loke, 2004)

Namun, Res2DInv memiliki keterbatasan dalam penggunaannya karena memerlukan lisensi berbayar. Banyak penelitian yang menggunakan Res2DInv Semi-Demo, yang tidak memberikan fitur penuh dalam penggunaannya sehingga terkadang hasilnya kurang maksimal. Hal ini menyebabkan masalah terutama dalam penelitian-penelitian akademik skala kecil sehingga diperlukan *software* lain yang mampu memberikan hasil akurat seperti Res2DInv namun penggunaannya tidak memerlukan lisensi atau disebut *open-source*.

Terdapat beberapa penelitian tentang *open-source software* yang dapat melakukan pengolahan data ERT. Salah satunya adalah penelitian yang dilakukan oleh Doyora dan rekan-rekannya pada tahun 2020 berjudul "*A review of open software resources in python for electrical resistivity modelling*". Penelitian ini memberikan peninjauan terhadap beberapa *open-source software* yang menggunakan bahasa pemrograman Python dan dapat menjadi alternatif dalam *software* pengolahan data



Optimized using
trial version
www.balesio.com

penggunaan *software* lisensi. Penelitian ini menggunakan data idngkan semua hasil inversi dari setiap *software*. Dari keempat ndingkan menunjukkan hasil yang berbeda dan yang paling odel sintetik adalah *software* bernama Pygimli (Doyoro, dkk. 2022) th *software* pengolahan data yang menggunakan inversi berbasis . Pygimli berasal dari singkatan *Python Geophysics Inversion* mbangkan oleh Thomas Gunther. Hal yang menarik dari Pygimli

adalah mampu mengolah data hasil akusisi beberapa metode geofisika yaitu seismik, geomagnet, gravitasi dan geolistrik. Selain itu Pygimli mampu melakukan simulasi model sintetik dengan berbagai data geofisika termasuk data resistivitas sehingga memberikan akses yang luas untuk mempelajari model model geologi. Pygimli tidak memiliki tampilan grafis atau yang disebut Graphical User Interface (GUI) seperti Res2DInv, melainkan berbasis pada skrip kode Python dan perintah-perintah teks. Skrip kode Python dari Pygimli dapat diakses dengan lengkap dan dapat dirubah sesuai kebutuhan penelitian. Setiap perintah dan berbagai contoh kasus penggunaan perintah tertentu dapat di akses pada laman www.pygimli.org. Pygimli pada saat ini masih dalam tahap pengembangan yang dilakukan secara terus menerus dari tim pengembang berdasarkan berbagai saran dari forum-forum komunitas (Rücker, dkk. 2017).

Meskipun Res2DInv telah menjadi perangkat lunak andalan dalam pengolahan data resistivitas dan terus berkembang, PyGimli, sebagai *open-source software* menawarkan peluang baru dalam dunia geofisika, terkhususnya dalam pengolahan data ERT. Beberapa pihak mungkin mempertanyakan apakah *open source software* seperti PyGimli mampu memberikan hasil yang setara dengan Res2DInv yang lebih mapan. Oleh karena itu perlu dilakukan peninjauan terhadap Pygimli dengan melihat apakah *software* ini memiliki kualitas yang sama dengan Res2DInv. Hal inilah yang menjadi dasar dari penelitian ini dengan judul **“Perbandingan Hasil Inversi dari Res2DInv dan Pygimli (*Open-Source Software Inversion*) dalam Pengolahan Data Sintetik dan Data Lapangan pada Metode *Electrical Resistivity Tomography* (ERT)”**. Penelitian ini dilakukan dengan membandingkan hasil Pygimli dan Res2DInv menggunakan berbagai simulasi model data sintetik dan data lapangan yang langsung berkaitan dengan industri yaitu eksplorasi nikel laterit, dengan harapan dapat memberikan titik terang penggunaan *open-software* yang dapat menjadi sebuah alternatif dari penggunaan *software* berlisensi dan menjadikan Pygimli sebagai langkah baru dalam pengolahan data ERT.

1.1.1. Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah dalam penelitian ini adalah sebagai berikut.

1. Bagaimana perbandingan hasil inversi antara PyGimli dan Res2DInv dalam pengolahan data sintetik dan data lapangan metode Electrical Resistivity Tomography (ERT)?
2. Apakah PyGimli dapat menjadi alternatif yang layak digunakan dalam pengolahan data ERT dibandingkan dengan Res2DInv, terutama dalam eksplorasi nikel laterit?

1.1.2. Tujuan Penelitian

Berdasarkan rumusan masalah yang dipaparkan, tujuan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut



kan hasil inversi PyGimli dan Res2DInv dalam pengolahan data lapangan metode ERT.

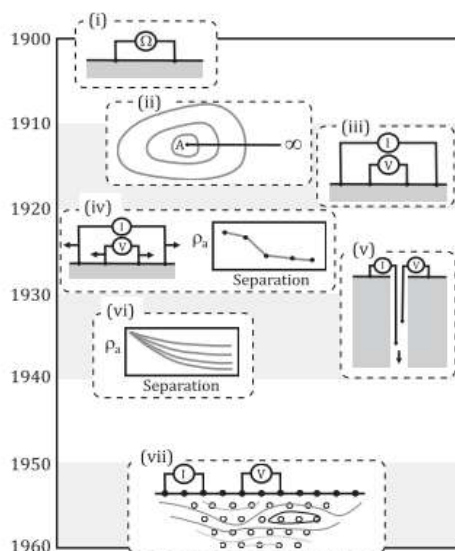
Apakah layak PyGimli sebagai alternatif perangkat lunak open-source dalam pengolahan data ERT dalam penelitian akademik dan eksplorasi

1.2. Landasan Teori

1.2.1. Prinsip Dasar Electrical Resistivity tomograph

Electrical Resistivity Tomograph (ERT) adalah metode geolistrik yang memanfaatkan sifat resistivitas di bawah permukaan tanah untuk mendapatkan tomografi atau penampang yang memiliki informasi yang lebih detail. Sebagai salah satu metode geofisika dalam identifikasi lapisan dangkal, prinsip dasar dari metode ERT adalah memanfaatkan distribusi spasial resistivitas secara bebas. Nilai resistivitas atau kebalikannya, konduktivitas memiliki sifat ketergantungan pada parameter litologi bawah tanah, sehingga distribusi resistivitas ini memungkinkan asumsi tentang kondisi geologi bawah tanah (Rücker. 2011).

Metode ERT sendiri adalah pengembangan metode geolistrik *Vertical Electrical Sounding* (VES) yang memiliki keluaran data berupa grafik perubahan antara kedalaman dan resistivitas. Perkembangan metode geolistrik Data berupa grafik kedalaman dan resistivitas memiliki berbagai kekurangan informasi, terutama dalam mengidentifikasi anomali lebih detail bawah tanah. VES hanya memiliki variasi data pada satu titik yang sama. Berdasarkan kelemahan dari data VES ini, metode ERT mulai dikembangkan dengan memberikan banyak titik pada spasi yang sama pada setiap sensor untuk mendapatkan banyak titik datum. Metode ERT memerlukan banyak sensor dibandingkan VES namun kualitas data yang didapatkan lebih baik (Binley dan Slater, 2020). Perkembangan metode ERT dapat dilihat pada **Gambar 1**.



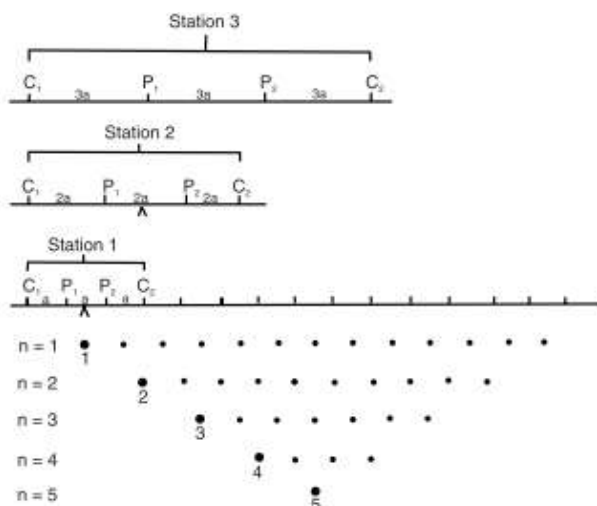
Gambar 1. Sejarah perkembangan metode geolistrik (Binley dan Slater. 2020)



memberikan gambaran bagaimana evolusi dari metode resistivitas. tivas yang dimulai pertengahan abad 20. Pada (i), dilakukan il dengan elektroda kembar, lalu pada (ii) dilakukan pemetaan konsep resitivitas dengan 4 sensor dikembangkan. Pada (iv), ar elektroda dilakukan yang disebut Vertical Electrical Sounding.

Pada (v) VES kemudian dilakukan pada lubang bor dan (vi) dilakukan pengembangan pada VES. Terakhir pada (vii) metode ERT dikembangkan dengan istilah pseudosection muncul (Binley dan Slater. 2020)

Metode ERT menggunakan banyak sensor (yang disebut elektroda) yang secara bergantian berperan sebagai arus dan potensial. Kedalaman yang dapat dijangkau dapat di atur dengan memperpanjang bentangan elektroda, dan pengaruh dengan konfigurasi yang digunakan. Skema pengambilan data ERT dapat dilihat dalam **Gambar 2**.



Gambar 2. Gambar ini menjelaskan bagaimana posisi data pengukuran atau datum dalam metode ERT (Reynolds, 1997).

Pada **Gambar 2**, C1 dan C2 sebagai arus dan P1 dan P2 sebagai potensial. Pada pengambilan data pada lapisan n , jarak setiap elektroda mempengaruhi bagaimana kedalaman datum yang bisa didapatkan. Semakin jauh jarak antar sensor, maka kedalaman yang didapatkan semakin dalam, namun jumlah datum semakin sedikit. Station 1 menunjukkan pengambilan data diambil dengan setiap jarak a antar C1-P1-P2-C2 sama. Pada pengambilan Station 2 menunjukkan pengambilan datum dengan jarak $2a$, dengan dimana posisi datum berapa di lapisan $n=2$, namun jumlah data semakin berkurang. Demikian juga pada Station 3, dimana jarak antar elektroda menjadi $3a$, namun datum semakin berkurang, sampai pada lapisan akhir (Reynolds, 1997).

Metode ERT telah digunakan dalam berbagai bidang penelitian. Pada bidang geoteknik, metode ERT digunakan identifikasi zona *bedrock* pada sebuah lapisan tanah untuk keperluan pertimbangan pembangunan pondasi berdasarkan jenis lapisan.



digunakan dalam zona kedalaman akuifer dalam pemenuhan h. Dan dalam beberapa kasus tertentu, metode ERT dapat lang arkeologi untuk mencari penggalian arkeolog. Metode ERT ejaun ini dan kini metode ERT mulai digunakan bidang eksplorasi nolds. 1997).

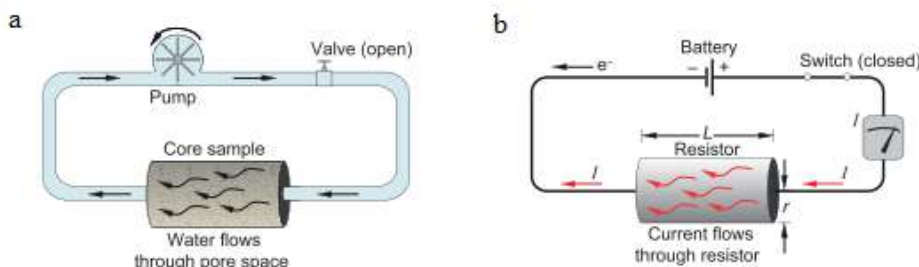
1.2.2. Arus Pada Permukaan Bumi

1.2.2.1. Beda Pontesial, Arus dan Resistansi

Sifat-sifat arus listrik berupa Potensial, Arus dan Resistansi, memiliki hubungan yang dirangkum dalam Hukum Ohm yaitu :

$$V = IR \quad (1)$$

Dimana V adalah beda potensial, I adalah arus listrik dan R adalah tahanan pada arus listrik. Hubungan antar ketiga sifat ini dapat diilustrasikan dalam rangkain pompa arai seperti pada **Gambar 3** (Dentith dan Mudge. 2014).



Gambar 3 Ilustrasi mengenai arus dengan perumpaan sistem air.

Arus I adalah sebuah aliran air yang mengalir pada sebuah pipa. Sistem pipa ini terdapat sebuah benda berupa Core Sample yang menghalangi aliran air, dalam rangkaian listrik dapat dianggap sebagai resistansi R . Aliran air yang dapat melalui Core Sample pasti memiliki energi potensial yang berbeda disebabkan adanya penghalang yang mengurangi energi tersebut. Dalam rangkaian listrik, perubahan energi potensial ini yang dapat disebut sebagai beda potensial V (Dentith dan Mudge. 2014)

Saat arus listrik mengalir pada sebuah medium yang bersifat homogen isotropis, maka dapat dianggap arus listrik melalui sebuah bidang yang memiliki luas. Bila $d\vec{A}$ adalah elemen luas permukaan dan $\vec{J}$ adalah rapat arus, maka arus melalui sebuah bidang yang memiliki luas adalah :

$$dI = \vec{J} \cdot d\vec{A} \quad (2)$$

Hubungan rapat arus $\vec{J}$ dan medan listrik $\vec{E}$ berdasarkan Hukum Ohm adalah :

$$\vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \quad (3)$$

dengan σ adalah konduktivitas medium dalam siemens/meter dan $\vec{E}$ dalam volt/meter.

Medan listrik E adalah gradien dari potensial skalar, yang dapat didefinisikan dengan persamaan berikut.

$$\vec{E} = -\nabla V \quad (4)$$

Dengan V adalah potensial listrik, maka :

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

konstan, maka persamaan yang berlaku adalah:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = 0 \quad (6)$$

$$\vec{\nabla} \cdot (\sigma \cdot \vec{\nabla} V) = 0 \quad (7)$$



$$\vec{\nabla}\sigma \cdot \vec{\nabla}V + \sigma \vec{\nabla}^2V = 0 \quad (8)$$

Jika σ adalah koefisien yang konstan, maka suku pertama pada persamaan (8) akan hilang dan memenuhi persamaan Laplace yang disebut potensial harmonik

$$\nabla^2V = 0 \quad (9)$$

Persamaan (9) adalah persamaan dasar dalam metode geolistrik resistivitas sehingga pada distribusi arus listrik searah dalam medium homogen isotropis memenuhi persamaan Laplace (Matthew, 2007)

1.2.2.2. Arus Tunggal Dalam Bumi

Pemodel homogen isotropis yang dimana sensor/elektroda arus yang ditancapkan di dalam bumi yang berfungsi sebagai sumber arus ke segala arah dalam bumi. Pada titik equipotensial dalam bumi yang membentuk permukaan bola yang mempunyai jari-jari r , sehingga arus keluar melalui permukaan bola dengan jari-jari r . Penyebaran arus tunggal dalam **Gambar 4**. Berikut adalah persamaan Laplace dalam koordinat bola (Telford, dkk. 1990)

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\sin \theta \frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} \right) = 0 \quad (10)$$

Karena bumi diasumsikan sebagai bidang homogen isotropis, maka potensial V hanya bergantung pada jarak r saja, sehingga variabel sudut θ tidak mempengaruhi nilai V . Dengan demikian, semua turunan persamaan θ menjadi nol, dan persamaan Laplace dalam koordinat bola menjadi sederhana seperti berikut:

$$\nabla^2V = \frac{1}{r^2} \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = 0 \quad (11)$$

Integrasi dilakukan terhadap r pada Persamaan (11) dilakukan, mendapatkan Persamaan (12) yaitu

$$\begin{aligned} \int \frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) dr &= 0 \, dr \\ r^2 \frac{dV}{dr} &= P \\ \frac{dV}{dr} &= \frac{P}{r^2} \end{aligned} \quad (12)$$

Integrasi dilakukan lagi pada Persamaan (12) mendapatkan:

$$\begin{aligned} \int \frac{dV}{dr} dr &= \int \frac{P}{r^2} dr \\ V &= \int \frac{P}{r^2} dr \\ V &= -\frac{P}{r} + Q \end{aligned} \quad (13)$$

Dengan P dan Q adalah konstanta integrasi. Dalam Persamaan (13), konstanta P dengan kondisi bahwa potensial di kejauhan telah tidak memiliki karena semakin jauh dari sumber arus, pengaruhnya melemah dengan kondisi potensial $V = 0$, dan jarak $r = \infty$, maka $Q = 0$. Hingga jadi:

$$V = -\frac{P}{r} \quad (14)$$



Sumber Arus dalam bumi menyebabkan medan-medan equipotensial berbentuk bola. Arus Listrik I yang mengalir dalam medium ini tersebar secara radial, dan kerapatan arus J didefinisikan sebagai arus per satuan luas. Oleh karena itu, jumlah total arus yang menembus permukaan bola equipotensial dapat dinyatakan sebagai hasil kali luas permukaan bola dengan kerapatan arusnya. Secara diferensial, arus yang melewati elemen luas kecil dA telah dinyatakan pada Persamaan (2). Untuk mendapatkan persamaan arus total yang menembus seluruh permukaan bola equipotensial, Persamaan (2) perlu diintegrasikan di seluruh permukaan sehingga diperoleh:

$$\begin{aligned} dI &= \vec{J} \cdot d\vec{A} \\ I &= \oint \vec{J} \cdot d\vec{A} \end{aligned} \quad (15)$$

Integral pada Persamaan (15) tersebut menyatakan jumlah total arus yang menembus bola equipotensial. Karena arus menyebar secara radial dari pusat bola, kerapatan arus J hanya bergantung pada jari-jari r dan memiliki arah yang seragam di seluruh permukaan bola. Dengan demikian, integral luas diferensial dA dapat digantikan dengan luas total bola permukaan bola, yaitu:

$$\begin{aligned} A &= \oint d\vec{A} = 4\pi r^2 \\ I &= \oint \vec{J} \cdot d\vec{A} = \vec{J} \cdot \oint d\vec{A} = \vec{J} \cdot 4\pi r^2 \end{aligned} \quad (16)$$

Dengan demikian, arus total yang melewati permukaan bola equipotensial dapat dinyatakan sebagai:

$$I = \vec{J} \cdot 4\pi r^2 \quad (17)$$

Lalu, nilai rapat arus $\vec{J}$ pada Persamaan (17) disubstitusikan dengan berdasarkan Persamaan (5)

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

Pada sistem ini, potensial Listrik hanya bergantung pada jari-jari r sehingga $\vec{\nabla} V$ dapat dinyatakan sebagai turunan terhadap jari-jari r yaitu $\vec{\nabla} V = \frac{dV}{dr}$, sehingga, Persamaan (12) disubstitusikan ke dalam Persamaan (18) yaitu:

$$I = \left(-\sigma \cdot \frac{P}{r^2} \right) 4\pi r^2 = -4\pi \sigma P \quad (19)$$

Karena $\sigma = \frac{1}{\rho}$, dimana ρ adalah resistivitas, maka Persamaan (20) dapat ditulis:

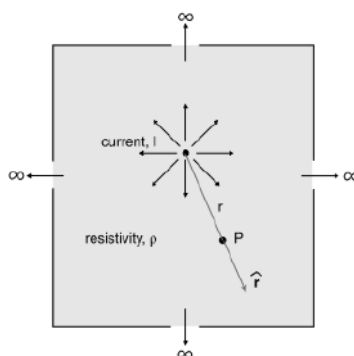
$$I = -4\pi \frac{1}{\rho} P \rightarrow P = -\frac{I\rho}{4\pi} \quad (20)$$

Persamaan (20) disubstitusikan pada Persamaan (14) maka dihasilkan:

$$\begin{aligned} V &= -\frac{P}{r} \\ V &= \left(-\frac{I\rho}{4\pi} \right) \left(-\frac{1}{r} \right) \\ V &= \left(\frac{I\rho}{4\pi} \right) \frac{1}{r} \\ V &= \frac{I\rho}{4\pi r} \end{aligned} \quad (21)$$



Persamaan (21) menunjukkan bagaimana potensial listrik menyebar dalam tanah akibat arus yang mengalir dari sumber titik. Seperti yang ditunjukkan pada **Gambar 4**, arus I menyebar secara radial ke segala arah dalam medium dengan resistivitas ρ , membentuk medan potensial yang berbentuk bola di sekitar sumber arus. Karena arus tersebar melalui luas permukaan bola sebesar $4\pi r^2$, potensial V pada jarak r dari sumber menurun secara bertahap terhadap $\frac{1}{r}$.



Gambar 4 Sumber arus tunggal menyebar ke segala arah dalam bidang padat dengan kondisi tidak adanya batas dari (Everett. 2013)

1.2.2.3. Potensial pada Arus Tunggal pada Permukaan Bumi

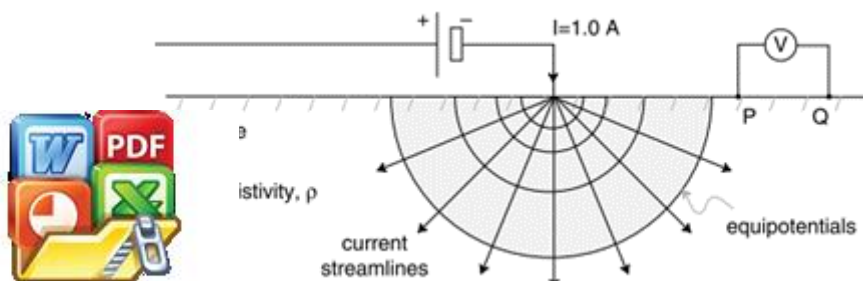
Bila sumber arus diletakkan pada permukaan bumi, maka arah persebarannya akan menjadi setengah ruang/setengah bola, dan setengahnya adalah udara dimana, udara memiliki konduktivitas σ adalah 0. Perubahan faktor 4π menjadi 2π disebabkan distribusi arus yang hanya terjadi pada setengah ruang seperti pada **Gambar 5**. Arus menyebar secara radial melalui medium dengan resistivitas ρ , membentuk garis arus yang menunjukkan arah aliran listrik dan garis equipotensial yang berbentuk melingkar. Persamaan yang akan terbentuk jika di kondisi tersebut menjadi:

$$P = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (22)$$

Sehingga Persamaan (20) dapat menjadi:

$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right) \frac{1}{r} \quad (23)$$

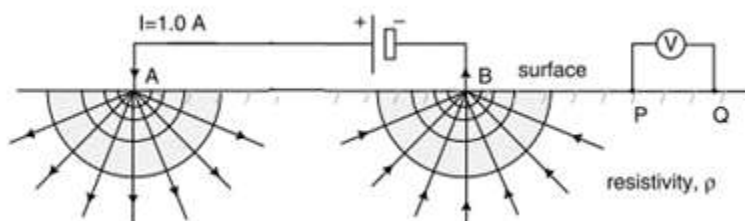
$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (24)$$



arus yang dialirkan pada permukaan tanah, yang membentuk setengah bola dari (Everett. 2013)

1.2.2.4. Potensial pada Arus Ganda pada Permukaan Bumi

Arus ganda yang dialirkan pada permukaan bumi dengan jarak tertentu menyebabkan perubahan pada persamaan potensial. Model potensial dengan dua sumber arus dapat dilihat pada **Gambar 6**. A,B adalah arus yang dialirkan ke dalam bumi sedangkan P dan Q adalah titik pengukuran potensial.



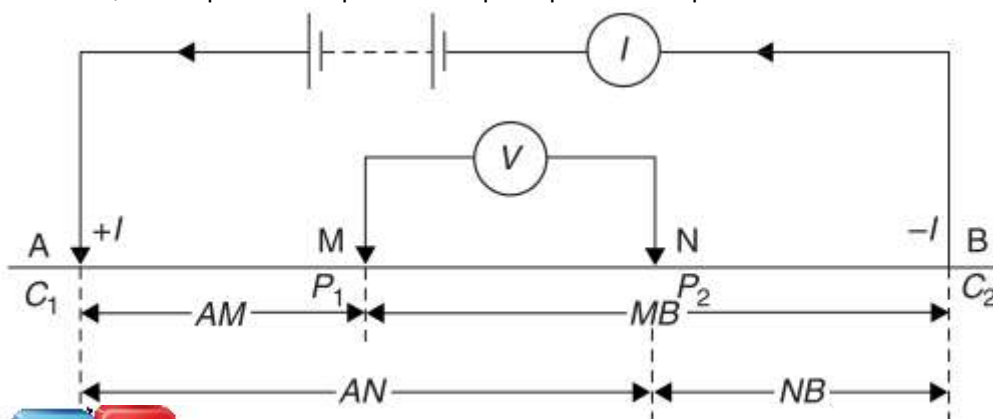
Gambar 6 Gambar arus ganda yang mengalir permukaan bumi dari (Everett. 2013)

Dalam menghitung bagaimana perubahan potensial V yang terjadi pada kedua arus, maka dilakukan pencarian beda potensial V_{PQ} dengan substitusi Persamaan 21 pada setiap V_P dan V_Q sehingga membentuk persamaan berikut.

$$V_{PQ} = V_P - V_Q = \left(\left(\frac{I\rho}{2\pi} \right) \frac{1}{r_P} \right) - \left(\left(\frac{I\rho}{2\pi} \right) \frac{1}{r_Q} \right) \quad (25)$$

$$V_{PQ} = V_P - V_Q = \left(\frac{I\rho}{2\pi} \right) \left[\frac{1}{r_P} - \frac{1}{r_Q} \right] \quad (26)$$

r_P dan r_Q adalah jarak sumber arus pada titik potensial yang ada. Pada kasus ini, posisi elektroda arus A dan B berada jauh dari titik potensial P dan Q. Bila posisi titik potensial berada di tengah antara dua sumber arus seperti pada model **Gambar 7**, maka perubahan persamaan pada potensial seperti berikut.



titik potensial P1 dan P2 berada di antara pada arus C1 dan C2 dari (Reynolds. 1997)

da Persamaan (26), maka potensial beda potensial di setiap titik



$$V_p = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) \text{ dan } V_q = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \quad (27)$$

Sehingga beda potensial ΔV yang terbentuk adalah :

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right] \quad (28)$$

Dengan mengacu pada resistivitas ρ pada Persamaan 24, maka nilai resistivitas ρ didapatkan dengan :

$$\rho = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right]} \frac{\Delta V}{I} \quad (29)$$

Atau dapat dituliskan:

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad (30)$$

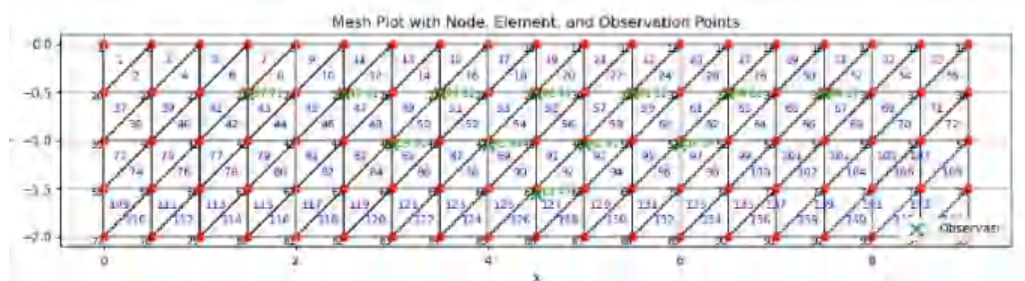
dengan k adalah faktor geometri elektroda dengan persamaan:

$$k = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right]} \quad (31)$$

1.2.3. Forward dan Inverse Modelling

1.2.3.1. Forward Modelling

Forward Modelling merupakan tahapan dimana sebuah data lapangan dihitung ulang untuk mendapatkan persamaan matematis yang mendekati dengan nilai observasi pada lapangan. Tahapan *forward modelling* melibatkan metode numerikal diskritisasi. Salah satu metode numerik yang sering digunakan adalah *Finite Element Method* ((Chang-ying , dkk. 2017). *Finite element* melibatkan titik nilai yang disebut *nodes*, elemen dan *mesh* yang menghubungkan setiap *nodes*, seperti pada **Gambar 8**.



Gambar 8 Contoh bentukan *mesh* dengan posisi data observasi dalam *mesh*

Kasus perhitungan potensial matematis dianggap dalam persamaan Poisson, karena terdapat injeksi arus dari permukaan tanah. Perhitungan potensial V terlebih dahulu melibatkan energi potensial yaitu



$$U = \frac{1}{2} \int_{\Omega} \sigma |\nabla V|^2 d\Omega \quad (32)$$

energi potensial total dalam elemen, σ adalah konduktivitas listrik, V adalah potensial listrik dan Ω adalah domain elemen di dalam elemen. (Chang-ying, 2001)

Persamaan tersebut memberikan informasi bahwa distribusi potensial V harus memenuhi persamaan Poisson yang dalam diferensial dapat dituliskan:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = -I \quad (33)$$

Dengan I adalah sumber arus pada titik tertentu dalam medium (Codd dan Gross, 2018)

Penggunaan metode elemen hingga dilakukan dengan mentransformasikan persamaan diferensial Poisson dalam bentuk lemah (*weak form*). Hal ini dilakukan dengan kedua sisi ruas dengan fungsi uji v dan melakukan integrasi seluruh domain elemen Ω :

$$\int_{\Omega} v \nabla (\sigma \nabla V) d\Omega = - \int_{\Omega} v I d\Omega \quad (34)$$

Aturan integrasi parsial diterapkan untuk merubah integral menjadi

$$\int_{\Omega} \sigma \nabla v \cdot \nabla \phi d\Omega = \int_{\Omega} v \nabla I d\Omega \quad (35)$$

Dalam metode *finite* elemen, pendekatan fungsi uji v oleh potensial ϕ dilakukan dalam bentuk *shape function* yang diskritisasi pada setiap elemen.

Jika menggunakan *triangular element*, setiap *node* elemen akan memiliki fungsi bentuk linear, N_i yang nilainya satu *nodes* i dan nol di *nodes* lainnya. Definisi potensial V dalam *node* i dalam *element* tersebut adalah

$$V \approx \sum_i V_i N_i \quad (36)$$

Dimana V_i adalah nilai potensial pada *node* i dalam elemen tersebut. Lalu substitusi V dan v ke dalam bentuk weak form:

$$\sum_{i,j} V_i \int_{\Omega} \sigma \nabla N_i \cdot \nabla N_j d\Omega = \int_{\Omega} v I d\Omega \quad (37)$$

Lalu, integral tersebut membentuk persamaan linier, yang dituliskan dalam bentuk matriks. Matriks kekakuan elemen K_e pada elemen segitiga dibentuk dengan menghitung integral:

$$K_{ij} = \int_{\Omega_e} \sigma \nabla N_i \cdot \nabla N_j d\Omega \quad (38)$$

Dalam implementasi FEM, setiap elemen dalam *mesh* memiliki matriks kekakuan lokalnya sendiri K_e yang kemudian di satukan ke dalam matriks kekakuan global K untuk seluruh domain (Chang-ying, dkk. 2017)

Setiap perhitungan matriks kekakuan per elemen dilakukan dengan jacobian J yang menunjukkan transformasi koordinat global ke lokal tiga. Lalu matriks jacobian J dinversikan menjadi J^{-1} untuk fungsi bentuk dalam koordinat global. Matriks kekakuan elemen



$$K_e = \frac{1}{2} |\det(J)| \cdot \sigma \cdot B^T B \quad (39)$$

Dimana B adalah matriks gradien dari fungsi bentuk dalam koordinat global dan $\det(J)$ adalah determinan dari matriks Jacobian sebagai luas elemen (Bing dan Greenhalgh. 2001)

Perhitungan K_e untuk setiap elemen, matrik kekauan global K . Potensial listrik V di seluruh domai kemudian dapat diperoleh dengan menyelesaikan persamaan linear global:

$$KV = F \quad (40)$$

Dimana K adalah matriks kekauan global, V adalah vektor yang berisi potensial pada setiap simpul, dan F adalah vektor sumber arus pada setiap simpul. Perhitungan potensial didapatkan dengan: (Chang-ying, dkk. 2017)

$$V = K^{-1}F \quad (41)$$

Setelah mendapatkan nilai potensial pada setiap *nodes*, pengambilan titik kalkulasi ΔV_{cal} dilakukan pada lokasi yang sama pada titik observasi yang memiliki nilai faktor geometri k untuk mendapatkan nilai kalkulasi resistivitas ρ_{cal} lalu dibagi dengan arus nilai observasi I_{obs} seperti (Bittar, ddk. 1995):

$$\rho_{cal} = k \frac{\Delta V_{cal}}{I_{obs}} \quad (42)$$

1.2.3.2. Inverse Modelling

Metode inversi bertujuan untuk menentukan distribusi resistivitas bawah permukaan ρ dari data resistivitas semu ρ_a yang diukur. Dalam penelitian ini, digunakan pendekatan regularisasi **L2 Norm** yang meminimalkan fungsi objektif sebagai berikut:

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

J adalah menunjukkan perubahan resistivitas semu terhadap perubahan resistivitas model. Δq perubahan parameter model (q) pada iterasi. q adalah parameter model yang digunakan. g adalah residual data ($Obs - Calc$) dimana didapatkan dari data observasi dan data kalkulasi. W adalah matriks regulasi berbobot untuk mengatur kehalusan model. λ adalah parameter reguasi yang mengontrol kesesimbangan data misfit dan kehalusan model (Loke. 2004)

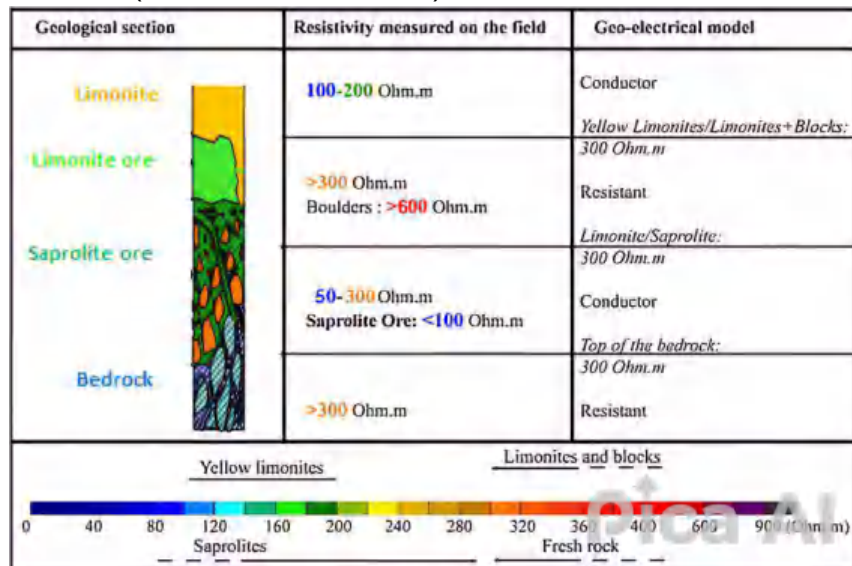
1.2.4. Geologi Nikel Laterit

Nikel laterit merupakan material yang tersusun dari regolit (lapisan batuan lapuk yang menutupi batuan dasar) yang berasal dari batuan ultrabasa yang mengandung unsur Ni dan Co. Laterite berasal dari bahasa Latin late yang berarti batu bata atau balok yang disusun seperti batu bata. Tanah laterit terdiri dari pecahan batuan yang tersuspensi di antara matriks, seperti batu bata di antara semen (Ahmad. 2009). Umumnya, profil nikel laterit memiliki tiga zona besar, yaitu zona limonit, zona saprolite, dan zona bedrock. Profil nikel laterit berdasarkan nilai resistivitasnya dapat



9. adalah lapisan paling atas. Zona ini memiliki unsur kimia seperti aluminium dan silika yang tidak terlaru secara maksimal. Oleh karena itu memiliki pembacaan resistivitas yang tinggi, 300 – 800 Ωm . Zona ini merupakan lapisan pelapukan yang umumnya sangat lembab karena tersaturasi air. Unsur kimia terjadi pada zona ini, terutama pada rekahan dan patahan batuan. Zona saprolite ini menjadi zona terbentuknya *boulder*, dimana *boulder*

adalah hasil pelapukan dari bedrock yang belum hancur sepenuhnya. Kandungan *boulder* mengindikasikan jenis batuan asal. Zona saprolite umumnya memiliki nilai resistivitas 50 – 300 Ω m. Bila terdapat kehadiran *boulder*, umumnya memiliki resistivitas hingga >800 Ω m. Zona lapisan terakhir adalah zona bedrock. Zona bedrock terdiri dari batuan ultramafik yang belum mengalami pelapukan. Bila bedrock berbentuk fracture, resistivitasnya akan rendah, hingga 50-100 Ω m, karena fracture diisi oleh fluida. Bila bedrock berbentuk padat dan solid, maka resistivitasnya dapat berkisar >300 Ω m (PT Vale Indonesia, 2016)



Gambar 9 Profil nikel laterit beserta kisaran nilai resistivitasnya (PT Vale Indonesia. 2016)



BAB II METODOLOGI PENELITIAN

2.1. Data dan Perangkat Penelitian

2.1.1. Data Penelitian

Dalam penelitian ini digunakan data sintetik model dengan representasi beberapa kasus tertentu, yaitu sebagai berikut:

1. Case 1: Model Anomali Lingkaran
2. Case 2 : Model Geologi Struktur
3. Case 3 : Model Geologi Nikel Laterit
4. Data Lapangan di Site X PT Vale Indonesia

2.1.2. Perangkat penelitian

Adapun perangkat yang digunakan dalam penelitian ini adalah seperangkat laptop yang di dalamnya telah terpasang beberapa *software* seperti Spyder Anaconda untuk menjalankan package PyGimli sebagai *softwares* Model data sekaligus inverse modelling, dan Res2Dinv untuk melakukan inversi modelling. Untuk data lapangan, penampilan data menggunakan *software* berlisensi dari Datamine Studio RM.

2.2. Tahapan Penelitian

2.2.1. Tahapan Persiapan

Tahapan persiapan dalam penelitian ini berupa studi literatur dengan mengumpulkan bahan bacaan sebagai referensi mengenai penggunaan Pygimli dalam metode ERT, metode perbandingan dari 2 *software*, dan sejenisnya dalam metode penelitian ini. Pembentukan model-model geologi menggunakan Pygimli karena Pygimli memiliki fitur yang fleksibel dalam membentuk model geologi sesuai kebutuhan. Model sintetik disiapkan berdasarkan referensi beberapa penelitian terdahulu, dan untuk data lapangan disiapkan oleh perusahaan PT. Vale Indonesia beserta referensi mengenai kondisi geologi nikel laterit di PT. Vale Indonesia.

2.2.2. Prosedur Pengolahan Data

Adapun prosedur pengolahan data pada penelitian ini adalah sebagai berikut.

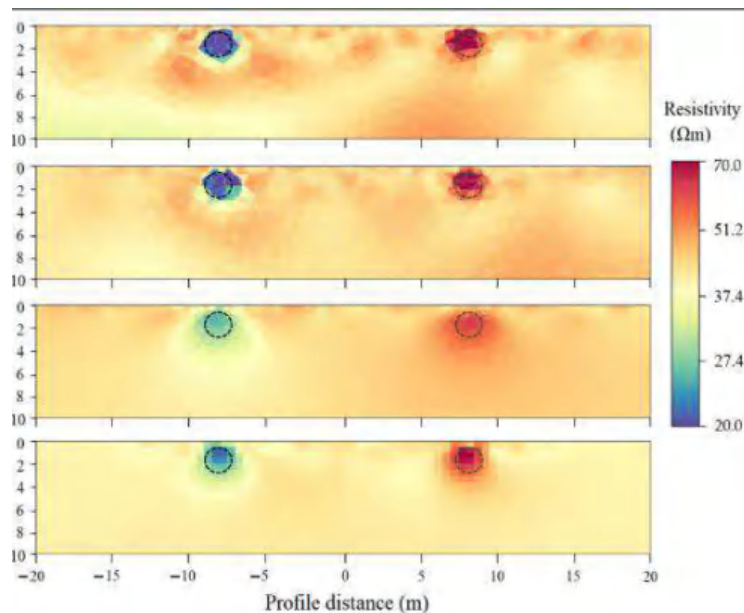
2.2.2.1. Rancangan Model Data Sintetik

Case 1 :Model Anomali Lingkaran

Case 1 adalah model berupa meletakkan objek lingkaran dengan berbagai skenario yang relatif berbeda pada kondisi lapisan yang homogen. Objek lingkaran memiliki skenario perubahan posisi, ukuran, nilai resistivitas dan jumlah objek. Semua skenario menggunakan konfigurasi Dipole-Dipole pada lintasan 51 m dengan 50 elektroda spasi 1 meter. Nilai resistivitas lapisan homogen pada semua skenario adalah 50 Ω m. Case 1 berbasis pada penelitian mengenai tinjauan hasil inversi setiap *open-source software* Python yang dilakukan oleh Doyoro dan rekan-rekannya pada

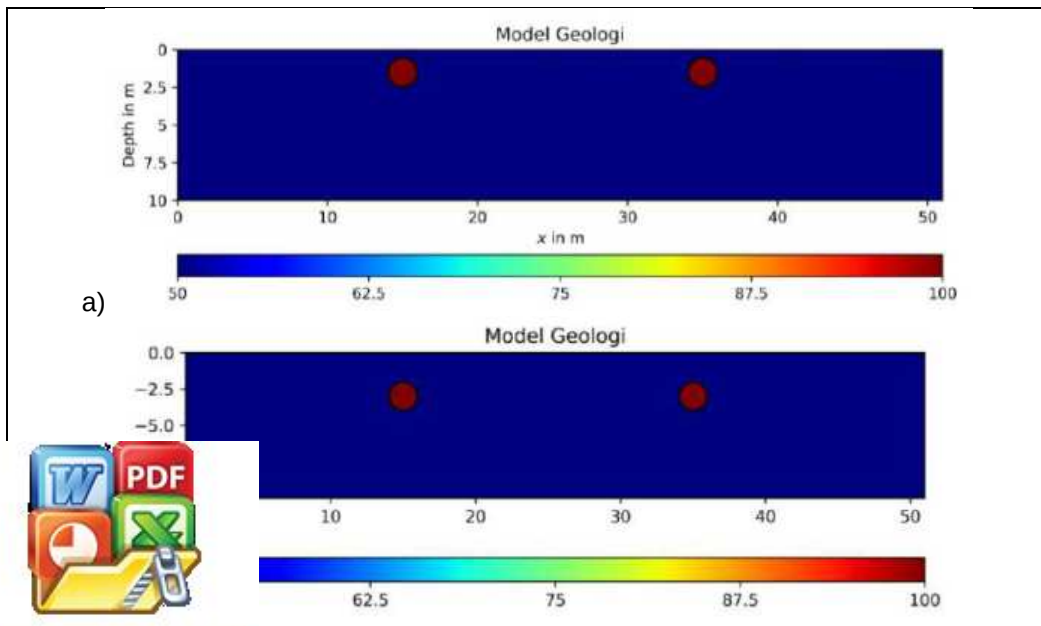


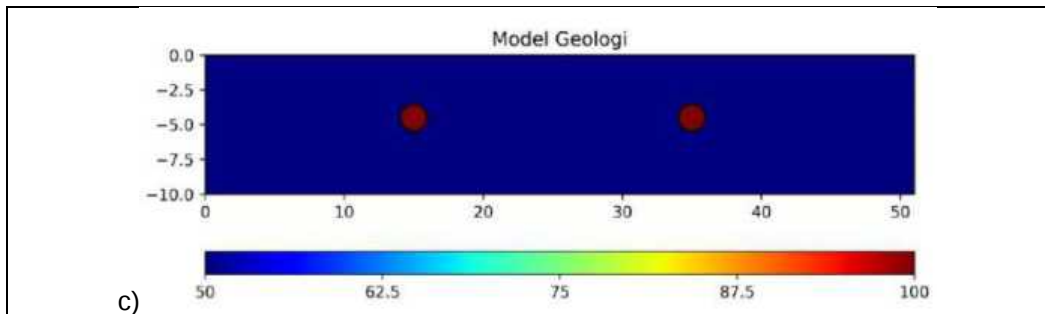
itu contoh model lingkaran dalam penelitian ini dapat dilihat pada u, penggunaan model lingkaran memiliki tantangan sendiri dalam si karena terdapat variasi perubahan posisi, nilai resistivitas dan abkan sebuah *software* memiliki kemampuan inversi yang baik jika nnya. Model lingkaran juga merepresentasikan fenomena geologi a/cavity dan bongkahan/boulder (Doyoro dkk. 2022).



Gambar 10 Contoh Model sintetik lingkaran yang digunakan oleh Doyoro dkk untuk meninjau hasil inversi setiap *software*. Pada contoh ini, peninjauan *software* dilakukan dengan model lingkaran pada kedalaman tertentu. (Doyoro, dkk. 2022)

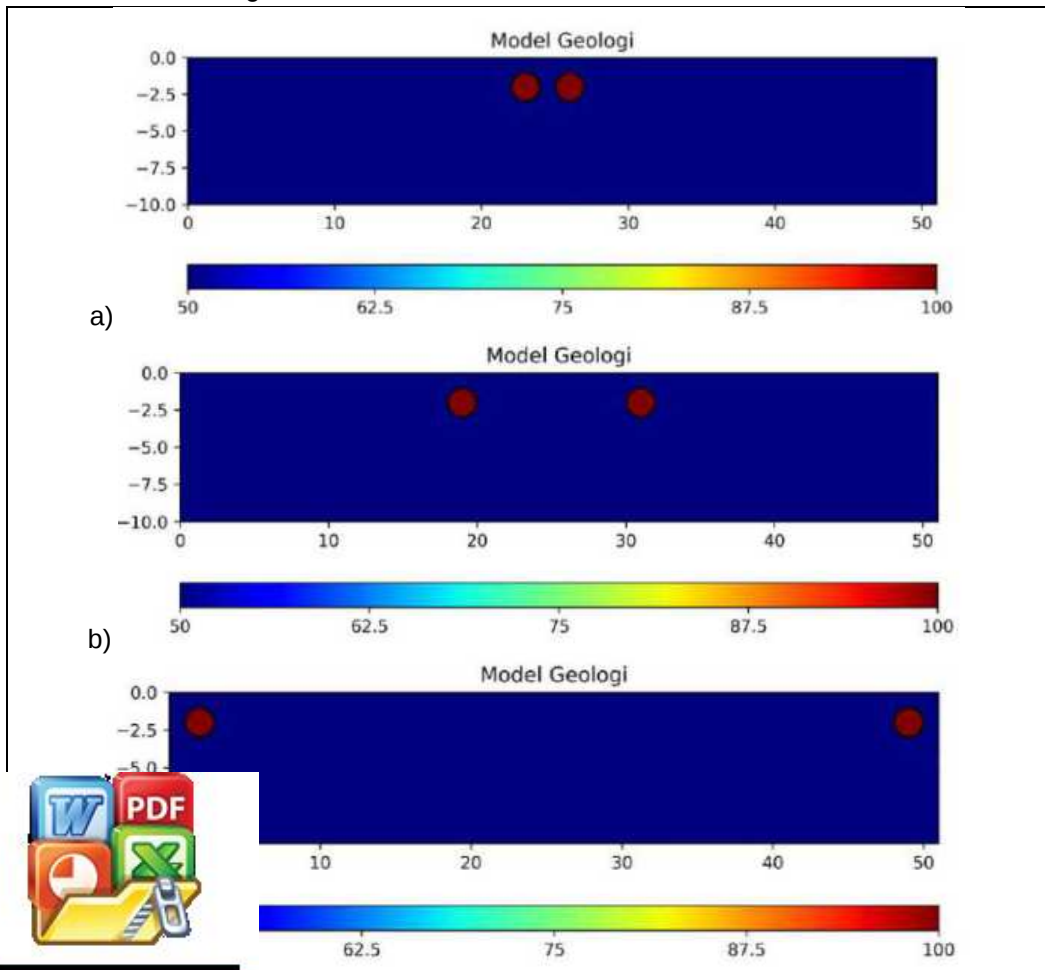
Skenario pertama 1A pada **Gambar 11** dilakukan dengan meletakkan dua objek lingkaran yang saling berjarak 20 meter dalam lapisan homogen dengan radius lingkaran sebesar 1 m. Model dilakukan dengan 3 jenis perubahan posisi kedalaman berbeda, yaitu 1.5 m (L1), 3 m (L2), dan 4.5 m (L3). Nilai resistivitas kedua lingkaran sebesar 100 Ωm .



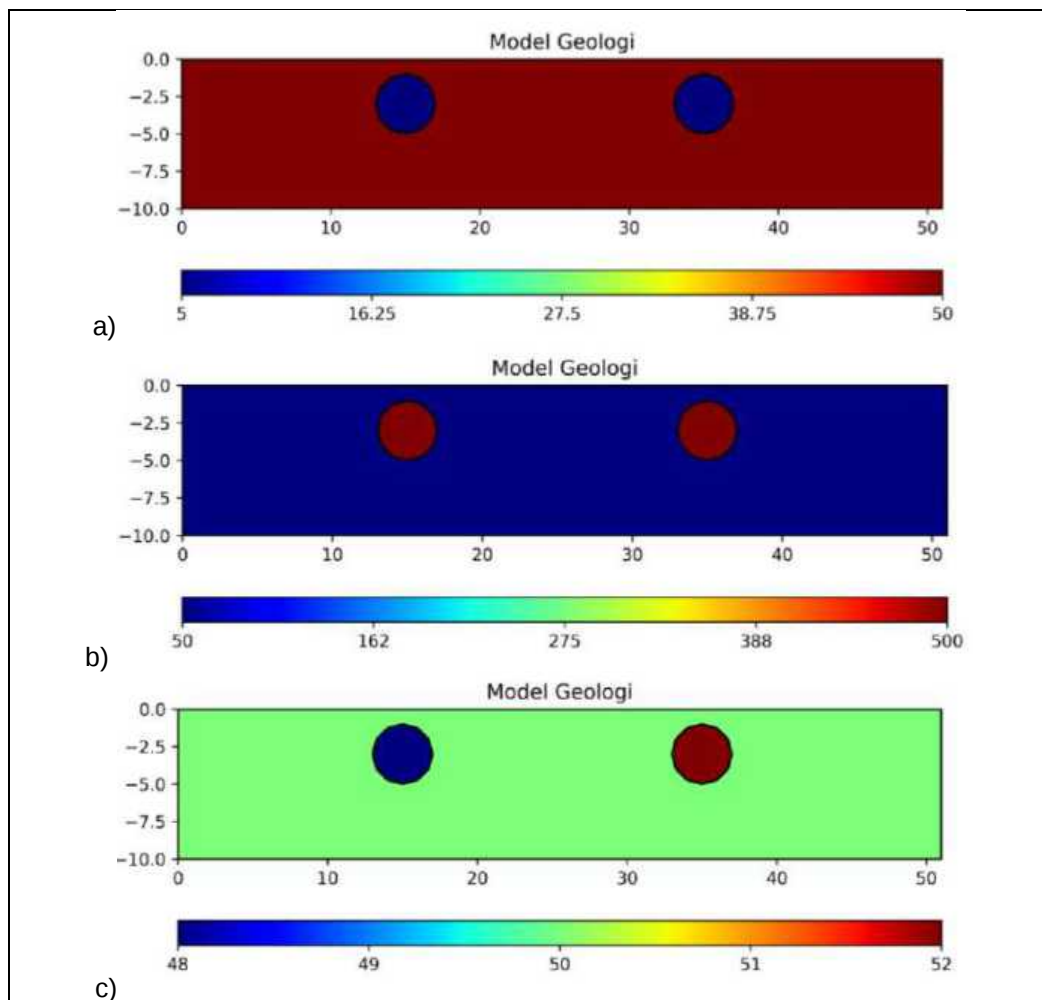


Gambar 11. Model 1A dengan a) Model L1, b) Model L2, c) Model L3

Skenario kedua 2A pada **Gambar 12** dilakukan dengan meletakkan dua objek lingkaran pada posisi kedalaman yang sama, yaitu pada kedalaman 2 m dalam lapisan homogen, dengan perubahan posisi secara lateral. Radius lingkaran sebesar 1m. Model dilakukan dengan 3 jenis perubahan posisi lateral, yaitu perubahan literal pada jarak antar lingkaran dari tengah sejauh 3 m (M1), dan 6 m (M2), dan 9 m (M3). Nilai resistivitas kedua lingkaran sebesar 100 Ω m.



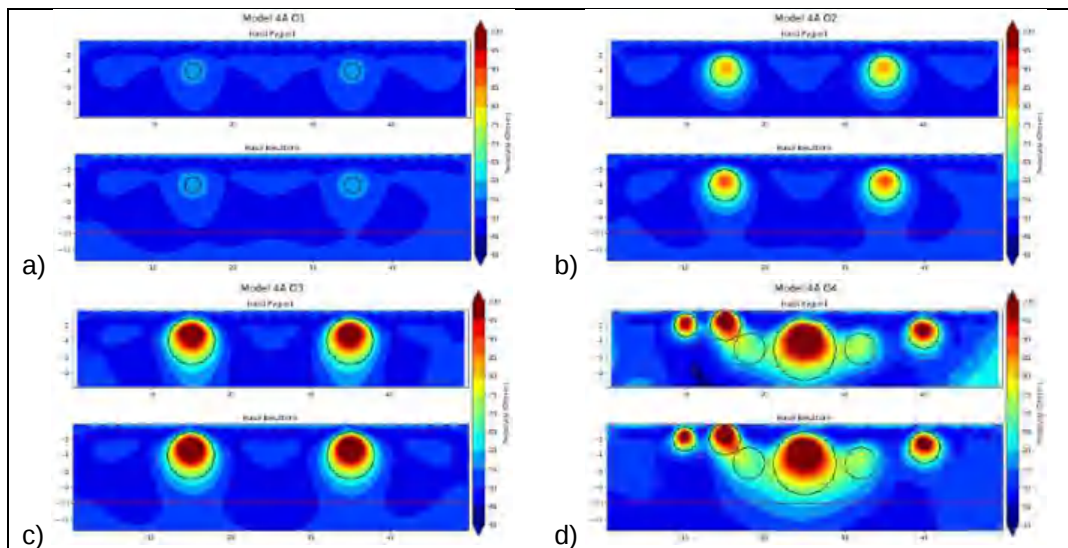
Skenario ketiga 3A pada **Gambar 13** dilakukan dengan meletakkan kedua lingkaran pada kedalaman yang sama yaitu pada kedalaman 3 m dengan posisi lateral berjarak masing masing 5 m dari tengah dengan radius 2 m. Model dilakukan dengan perubahan nilai resistivitas pada setiap lingkaran. Model pertama dengan nilai resistivitas kedua lingkaran sebesar 5 Ωm (N1). Model kedua dengan nilai resistivitas kedua lingkaran sebesar 500 Ωm (N2). Model terakhir dengan lingkaran pertama memiliki resistivitas sebesar 48 Ωm dan lingkaran kedua sebesar 52 Ωm (N3).



Gambar 13 Model 3A dengan a) Model N1, b) Model N2, c) Model N3



Skenario keempat 4A pada **Gambar 14** dilakukan dengan mengamati lingkaran dengan 3 jenis Model pertama; menempatkan 2 lingkaran yang berjarak masing – masing 5 meter dari tengah lintasan dan yang berada pada 4 m. Ketiga jenis Model dilakukan dengan kedua perubahan ukuran radius, 1 m (O1), 2 m (O2), dan 3 m (O3). Model menempatkan 6 lingkaran yang memiliki ukuran dan variasi yang karan memiliki nilai resistivitas sebesar 100 Ωm .

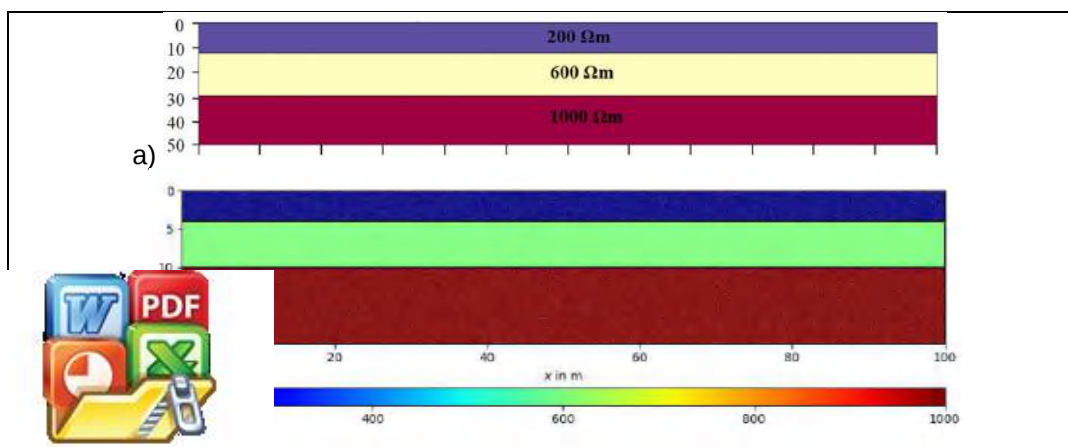


Gambar 14 Model 4A dengan a) Model O1, b) Model O2, c) Model O3, dan d) Model O4

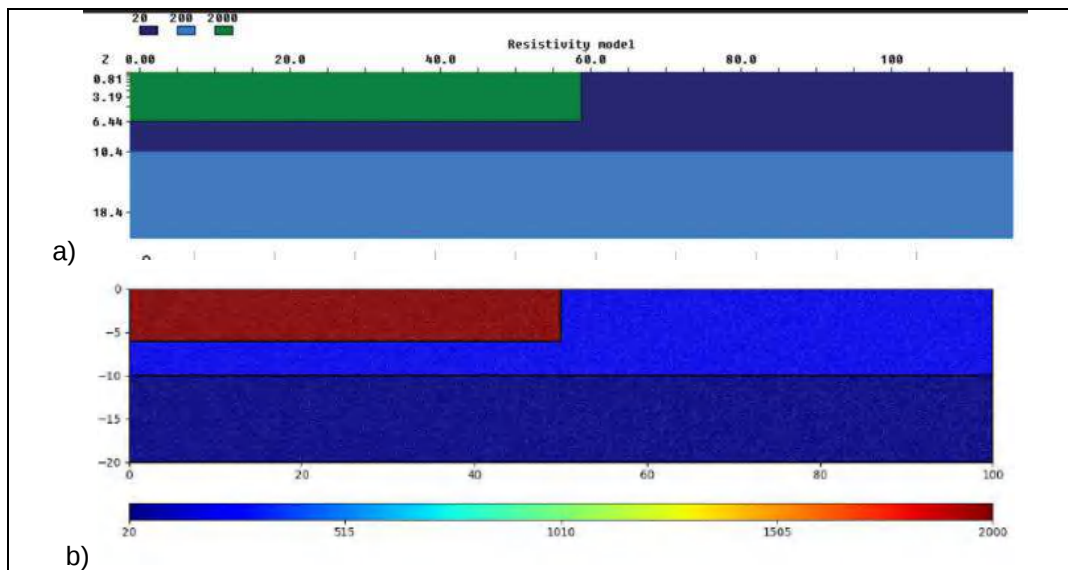
Case 2 : Model Struktur Geologi

Model Struktur geologi adalah model berbasis geologi yang memiliki jenis lapisan yang berbeda pada satu lintasan yang memiliki bentuk beragam. Model struktur geologi ini didapatkan dari beberapa jurnal yang membahas mengenai data sintetik dan melakukan simulasi data sintetik berdasarkan data lapangan. Tujuannya adalah untuk melihat kemampuan setiap *software* inversi dalam menangani sebuah model geologi yang mendekati lapangan.

Model 1B pada **Gambar 15** adalah lapisan homogen yang di atasnya terdapat lapisan persilangan tanah dan lapisan keras. Lapisan tanah atas memiliki resistivitas sebesar 200 Ωm , lapisan kedua 600 Ωm dan lapisan keras tanah adalah 1000 Ωm . Model ini berbasis pada penelitian mengenai tinjauan hasil inversi setiap open-source *software* Python yang dilakukan oleh Doyoro dan rekan-rekannya pada tahun 2022.

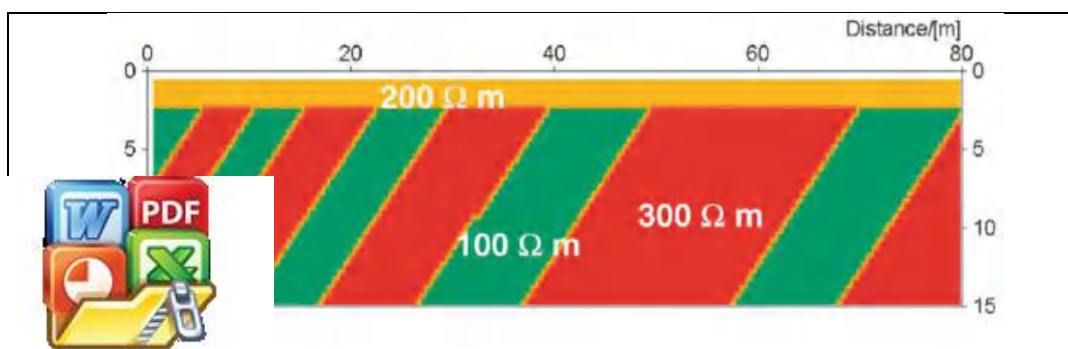


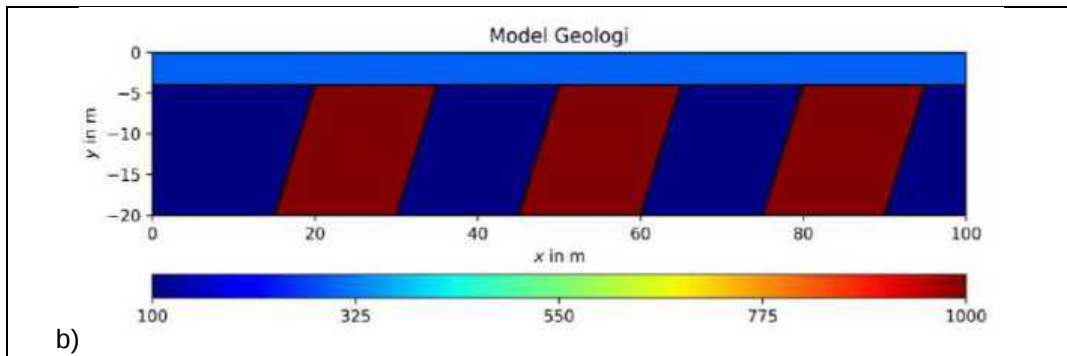
Model 2B pada **Gambar 16** adalah lapisan tanah lunak yang di atasnya terdapat lapisan pertemuan bongkahan batu gamping keras dan lapisan sedimen. Tanah lunak memiliki resistivitas 20 Ωm , lapisan sedimen 200 Ωm , dan lapisan gamping keras 2000 Ωm . Model ini berbasis pada penelitian mengenai evaluasi kemampuan setiap konfigurasi dalam identifikasi lapisan gamping oleh Al-Amoush dan rekan-rekannya pada tahun 2017 (Al-Amoush dkk. 2017).



Gambar 16 a) Referensi Model 2B (Al-Amoush dkk. 2017), dan b) Model 2B struktur gamping

Model 3B pada **Gambar 17** adalah lapisan tanah yang di dalamnya terdapat lapisan gamping yang memotong lapisan lempung. Lapisan tanah memiliki resistivitas 300 Ωm . Lapisan gamping memiliki resistivitas sebesar 1000 Ωm dan lapisan lempung 100 Ωm . Model ini berbasis pada penelitian mengenai evaluasi kemampuan setiap konfigurasi dalam pada beberapa model geologi dengan salah satunya model patahan. Model patahan diubah baik secara model maupun nilai resistivitas. Model ini berbasis pada hasil penelitian yang dilakukan oleh (Dahlin dan Zhou. 2004)





Gambar 17 a) Referensi Model 3B (Dahlin dan Zhou. 2004) dan b) Model 3B struktur patahan gamping yang menembus lapisan batuan beku secara vertikal

Case 2 ini menggunakan panjang lintasan yang sama, yaitu 100 meter dengan jumlah elektroda sebanyak 51 batang. Case 2 ini melakukan simulasi dengan memberikan nilai *noise* secara bertahap. Model tanpa pemberian *noise* ada pada model A1, B1, dan C1. Model dengan *noise* sebanyak 5% ada pada model A2, B2, dan C3. Model dengan *noise* sebanyak 10% ada pada model A3, B3, dan C3.

Case 3: Model Geologi Nikel Laterit

Model geologi nikel laterit adalah model Model geologi pada wilayah tambang nikel laterit yang bertujuan untuk mengevaluasi kemampuan inversi dengan kecocokan penggunaannya di dunia pertambangan nikel. Struktur geologi nikel laterit umumnya hanya memiliki 3 jenis lapisan, yaitu limonit, saprolit, dan bedrock. Model data dilakukan dengan lintasan sepanjang 315 m, 64 elektroda spasi 5 m. Semua model diberikan *noise* sebesar 10% sebagai bentuk pendekatan sesungguhnya pada lapangan sesungguhnya. Konfigurasi yang digunakan adalah konfigurasi gradien yang dimodifikasi dengan nama Edge Gradien.

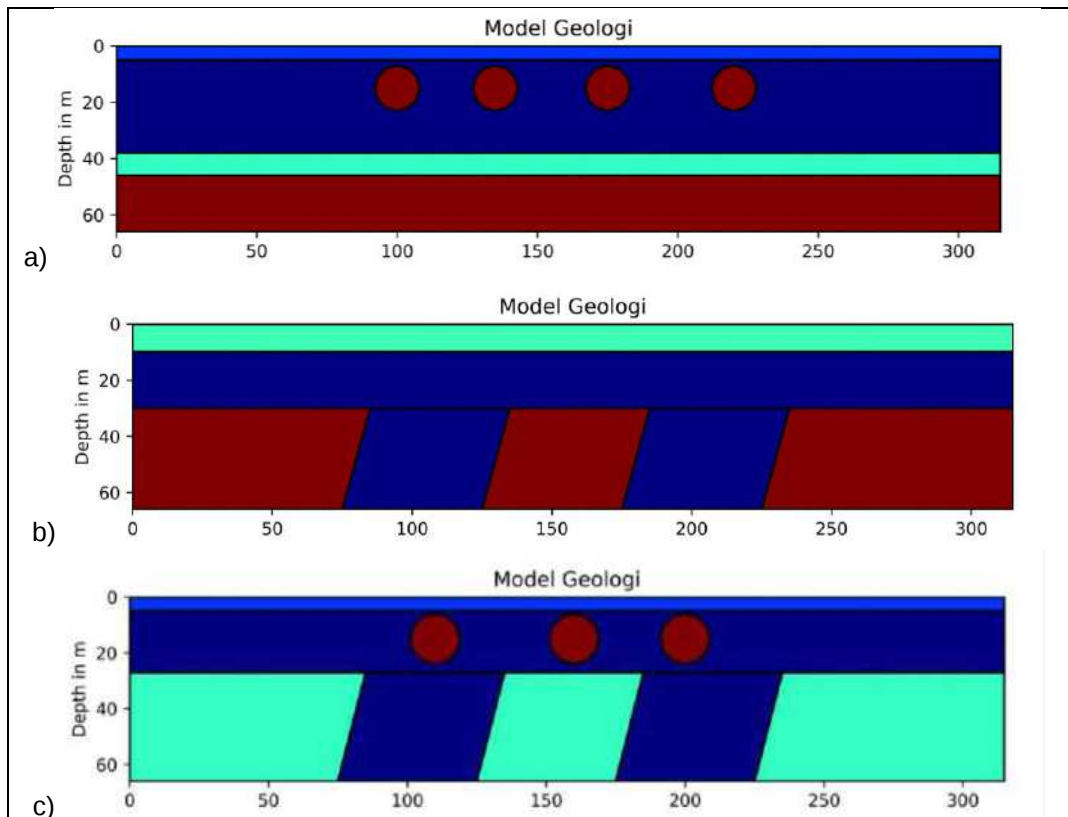
Model geologi nikel laterit memiliki 3 skenario yang berbeda seperti pada **Gambar 18**. Pada **Gambar 18a**, model V1 terdiri dari lapisan limonit pada kedalaman 0 - 5 meter dengan nilai resistivitas sebesar 300 Ω m, lapisan saprolite dengan kedalaman 5- 38 meter dengan resistivitas sebesar 150 Ω m, lapisan bedrock atas pada kedalaman 38-46 meter dengan resistivitas sebesar 500 Ω m, dan lapisan bedrock bawah pada kedalaman 46-67 meter dengan resistivitas sebesar 1000 Ω m. Terdapat empat *boulder* berjarak 15 meter dengan ukuran diameter 16 meter dimana pusat masing-masing *boulder* berada pada kedalaman 15 meter. Nilai resistivitas semua *boulder* sebesar 1000 Ω m.



Model V2 pada **Gambar 18b**, terdiri dari lapisan limonit pada kedalaman 0 - 10 meter dengan resistivitas sebesar 300 Ω m, lapisan saprolite dengan kedalaman 10-30 meter dengan resistivitas sebesar 150 Ω m, lapisan bedrock pada kedalaman 30-40 meter dengan resistivitas sebesar 500 Ω m. Keberadaan lapisan saprolit yang ada dalam bedrock mengindikasikan adanya struktur geologi yang ada dan penyebaran lapisan tersebut.

Pada **Gambar 18c**, terdiri dari lapisan limonit pada kedalaman 0 - 5 meter dengan resistivitas sebesar 300 Ω m, lapisan saprolite dengan kedalaman 5-

38 meter dengan resistivitas sebesar 150 Ωm , lapisan bedrock atas pada kedalaman 38-46 meter dengan resistivitas sebesar 500 Ωm , dan lapisan bedrock bawah pada kedalaman 46-67 meter dengan resistivitas sebesar 1000 Ωm . Terdapat tiga *boulder* berjarak 15 meter dengan ukuran diameter 18 meter dimana pusat masing-masing *boulder* berada pada kedalaman 15 meter. Nilai resistivitas semua *boulder* sebesar 1000 Ωm . Keberadaan lapisan saprolit yang tampak tenggelam ke dalam bedrock mengindikasikan adanya struktur geologi yang mempengaruhi posisi dan penyebaran lapisan tersebut.



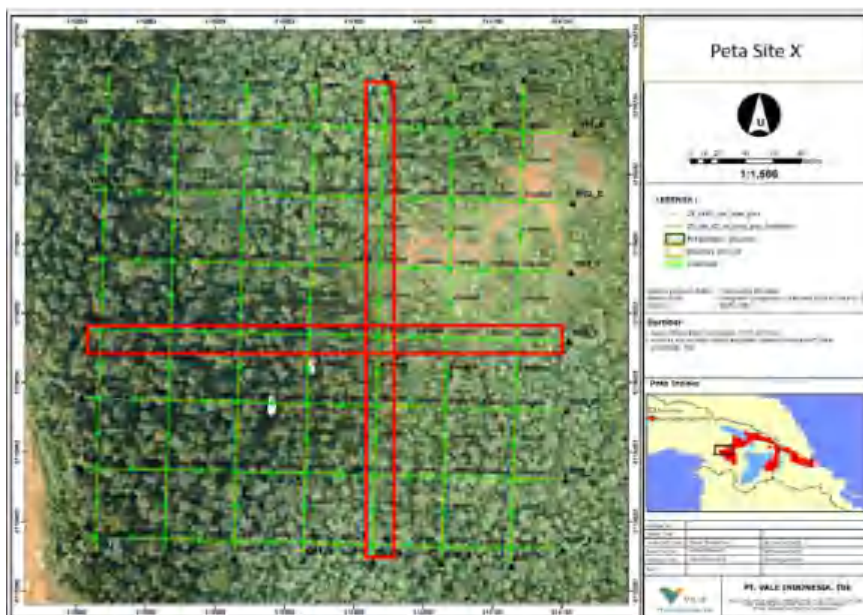
Gambar 18 Model V Geologi Nikel Laterit dengan a) V1 dengan indikasi *boulder* di zona saprolite dan b) Model V2 dengan indikasi struktur dimana saprolite tampak tenggelam memotong bedrock, dan c) Model V3 dengan kehadiran *boulder* dan struktur

2.2.2.2. Kondisi Data Lapangan



Optimized using
trial version
www.balesio.com

ukuran untuk penelitian ini berada di Site-X PT Vale Indonesia. digunakan dalam perbandingan hasil inversi berada di site- X yang saling menyilang sesuai pada peta di **Gambar 19**. Lintasan a di sebelah timur diberi nama line N04. Lintasan yang ujungnya ara diberi nama line E05. Panjang kedua lintasan sama yaitu 345, n 70 elektroda. Kedua lintasan menggunakan konfigurasi gradien gan nama Edge gradien



Gambar 19 Peta lintasan E05 dan N04, dengan kedua lintasan saling tegak lurus pada site X

2.2.2.3. Parameterisasi Inversi

Parameter inversi yang digunakan dalam kedua *software* dibuat mendekati satu sama lain, walaupun memiliki algoritma yang sangat jauh berbeda. Dasar pengolahan data *software* menggunakan L2-Norm inversi dengan forward modelling menggunakan *Finite element*. Parameter pembobotan dan ukuran cell dalam Pygimli dan block cell dalam Res2Dinv berukuran setengah dari spasi elektroda. Selain itu, parameter lainnya dengan pembobotan untuk penghalusan model dilakukan dengan menggunakan parameter dasar pada masing-masing *software* dengan berbagai uji coba dan mendapatkan hasil yang paling terbaik.

Pada data lapangan, penampang inversi Res2Dinv didapatkan menggunakan parameter dari PT Vale Indonesia yang dasarnya menggunakan L2-Norm, dengan berbagai pengaturan skala pembobotan di dalamnya, sedangkan pada Pygimli pada penampang inversi pertama menggunakan parameter inversi dasar tanpa pembobotan tambahan. Penampang inversi kedua menambahkan beberapa pembobotan tertentu yang disebut dengan pembobotan vertikal *zWeight* dengan nilai pembobotan 0.2. Pembobotan ini dilakukan untuk membandingkan ketiga hasil penampang, dengan hipotesis bahwa Res2Dinv (Penampang RES) adalah hasil yang paling terbaik karena digunakan dalam industri, dan untuk mengejar hasil tersebut, parameter dasar (Penampang PG) dan parameter pembobotan khusus (Penampang PG 0.2) digunakan



n hasil Pygimli sebagai bentuk pertimbangan penggunaannya ng nikel.

is Hasil Inversi a Sintetik

is hasil inversi data sintetik, terdapat dua metode yang digunakan hasil inversi, yaitu hasil inversi berdasarkan statistik dan hasil enampakan penampang. Analisis statistik menggunakan dua jenis

nilai, yaitu nilai Root Mean Square Error (RMSE) dan koefisien korelasi $r_{\rho_i \rho_m}$ dalam bentuk persentase.

Persamaan RMSE yang digunakan dalam evaluasi hasil data sintetik yaitu:

$$RMSE (\%) = \left(\frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum (\rho_{obv} - \rho_{cal})^2}}{\mu_{obv}} \right) \times 100\% \quad (44)$$

Dimana n adalah jumlah data, ρ_{obv} adalah nilai resistivitas observasi, ρ_{cal} adalah nilai resistivitas kalkulasi, μ_{obv} adalah rata-rata nilai resistivitas observasi.

Penilaian hasil inversi menggunakan RMSE berbasis pada bagaimana setiap *software* mampu menunjukkan nilai RMSE sebagaimana kondisi data yang ada. RMSE digunakan untuk menilai sejauh mana hasil inversi mendekati kondisi ideal sesuai dengan tingkat gangguan yang diberikan. Nilai ini tidak hanya mengukur kesalahan absolut tetapi juga mencerminkan stabilitas dan akurasi numerik suatu metode inversi. *Software* yang baik seharusnya menghasilkan nilai RMSE yang sebanding dengan tingkat *noise*, tanpa mengalami penyimpangan yang berlebihan atau terlalu agresif dalam *smoothing*, yang dapat menghilangkan detail penting dalam model sintetik. Penggunaan RMSE dalam penelitian ini berbasis pada penelitian terdahulu (Doyoro, dkk. 2021) mengenai analisis setiap kemampuan inversi *software* beserta nilai *error* yang dihasilkan.

Persamaan koefisien korelasi yang digunakan untuk evaluasi nilai resistivitas hasil inversi dengan nilai resistivitas model adalah:

$$r_{\rho_i \rho_m} (\%) = \left(\frac{\sum (\rho_i - \mu_i)(\rho_m - \mu_m)}{\sqrt{\sum (\rho_i - \mu_i)^2 \sum (\rho_m - \mu_m)^2}} \right) \times 100\% \quad (45)$$

Dimana $r_{\rho_i \rho_m}$ adalah koefisien korelasi, ρ_i adalah nilai resistivitas hasil inversi, μ_i adalah rata-rata nilai hasil inversi, ρ_m adalah nilai resistivitas model, dan μ_m adalah rata-rata resistivitas model.

Penilaian hasil inversi menggunakan koefisien korelasi digunakan untuk menilai sejauh mana hasil inversi mampu mendekati nilai resistivitas model sintetik. Perhitungan ini dilakukan dengan mengambil nilai resistivitas model pada posisi yang sama dengan hasil inversi setiap *software*, sehingga perbandingan tetap seimbang dan objektif. Nilai korelasi koefisien yang tinggi menunjukkan bahwa hasil inversi mampu mengejar nilai resistivitas model yang sebenarnya. Penggunaan koefisien korelasi berbasis pada penelitian terdahulu (Doyoro, dkk. 2021), dimana setiap hasil inversi *software* dibandingkan dengan nilai resistivitas model, dan *software* yang memiliki nilai paling tinggi adalah paling baik. Perbedaanannya pada penelitian ini adalah, koefisien korelasi dibentuk dalam persentase untuk mempermudah interpretasi kecocokan hasil inversi terhadap model sintetik, sehingga lebih praktis dalam menilai seberapa dekat hasil inversi dengan nilai resistivitas model sintetik.



gan kenampakan penampang dilihat dengan bagaimana setiap ; hasil inversi tidak melewati batas pada setiap batas model yang .batas model ditampilkan bersesuaian dengan penampang hasil at jelas bagaimana pola interpolasi yang ada. *Software* yang baik *software* yang menghasilkan penampang yang tidak terlalu jauh

keluar dari batas model. Untuk membantu penilaian secara objektif, interpolasi yang digunakan adalah software Python dengan menggunakan interpolasi linear.

2.2.3.2 Analisis Data Lapangan

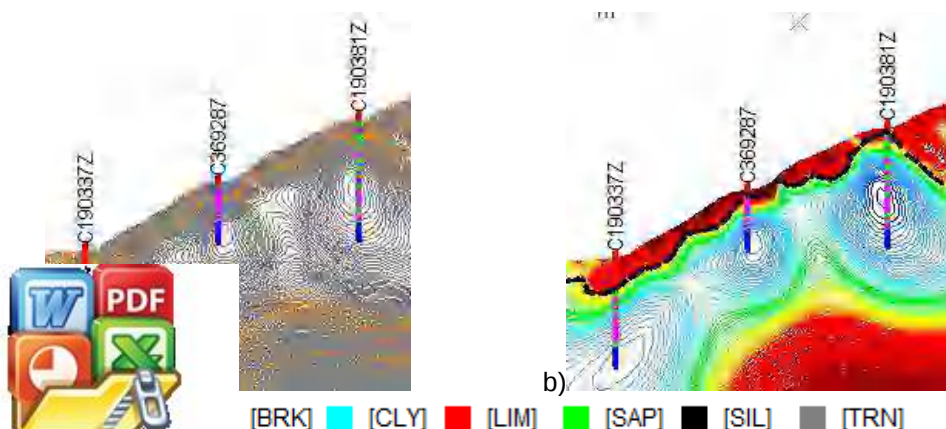
Dalam analisis hasil inversi data lapangan, interpretasi hasil inversi bergantung pada kondisi geologi setempat, terutama dalam industri nikel laterit. Tidak seperti model sintetik yang menyajikan informasi geologi sebenarnya sekaligus batas lapisan yang pasti, kondisi bawah permukaan di lapangan tidak dapat diketahui secara langsung. Satu-satunya data dengan resolusi tinggi yang tersedia adalah data *drillhole* dengan jarak antara *drillhole* sekitar 25 meter, sehingga evaluasi hasil inversi harus didasarkan pada kesesuaian *drillhole*.

Untuk memastikan pendekatan objektif dalam analisis hasil inversi, terdapat tiga aspek utama yang digunakan dalam analisis ini. Pertama adalah hubungan antar *drillhole* yang berdampingan dengan batas limonit berdasarkan penampang resistivitas. Kedua adalah presisi posisi *boulder* berdasarkan *drillhole* pada penampang resistivitas. Ketiga adalah optimalisasi penarikan batas limonit bottom.

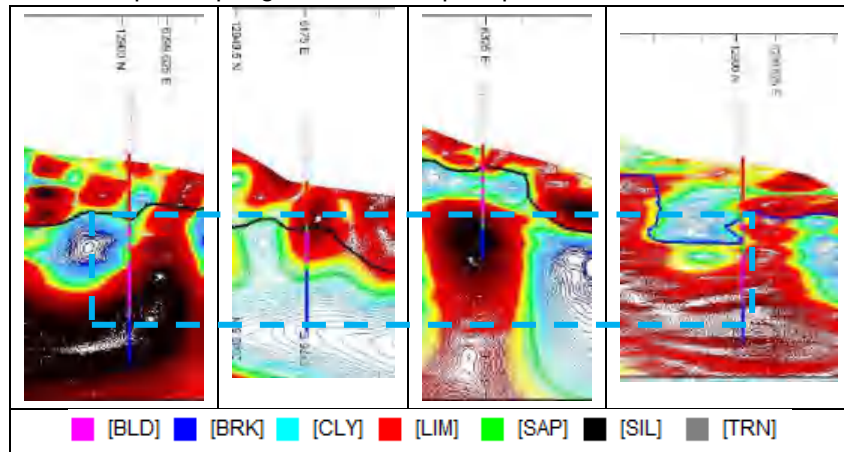
Pada pendekatan pertama, hubungan antara *drillhole* pada limonit bottom berdasarkan pada penampang resistivitas dilakukan dengan membuat skala warna terbaru berdasarkan nilai resistivitas yang berada tepat di limonit bottom. Nilai resistivitas limonit bottom pada setiap *drillhole* di masing masing lintasan kemudian dibagi dengan nilai resistivitas tersebar limonit bottom. Proses ini dinamakan dengan normalisasi maksimum data dengan persamaan:

$$N_{\rho_i} = \frac{\rho_i}{\rho_{i,max}} \quad (46)$$

Dimana N_{ρ_i} adalah nilai normalisasi yang didapatkan dengan ρ_i , dengan $\rho_{i,max}$ adalah nilai resistivitas ρ_i (Permana dan Salisah. 2022). Setelah membagi semua data, hal yang dilakukan adalah menampilkan data dalam bentuk histogram skala 0.05 lalu memperhatikan frekuensi tertinggi. Frekuensi tertinggi ini yang diambil menjadi patokan utama, lalu melihat nilai resistivitas apa saja yang masuk ke dalam frekuensi tertinggi ini. Setelah itu nilai resistivitas dijadikan sebagai skala baru dalam penentuan batas limonit bottom. Hasil inversi yang baik adalah dengan memperlihatkan skala baru ini mampu menghubungkan setiap *drillhole* dengan baik seperti pada **Gambar 20a**.



Pada pendekatan kedua, material *boulder* yang ada pada beberapa *drillhole* disandingkan dengan penampang resistivitas. Indikasi kehadiran *boulder* pada penampang resistivitas adalah dengan adanya zona resistivitas tinggi yang terkonsentrasi berbentuk lingkaran di bawah zona saprolite. Beberapa data *drillhole* memiliki informasi *boulder* yang sangat dalam sehingga dapat menjadi patokan untuk validasi *boulder* di penampang resistivitas seperti pada **Gambar 21**.



Gambar 21 Contoh perbandingan *drillhole* dengan penampang resistivitas yang menunjukkan zona *boulder* (Dokumentasi Pribadi)

Pendekatan ketiga adalah penarikan batas limonit bottom yang optimal dengan melihat skala warna dan skala normalisasi. Peninjauan penarikan dilihat pada kondisi antar data *drillhole*, apakah penarikan harus mengenai limonit bottom pada *drillhole*. Skala normalisasi membantu dalam hal melihat alternatif penarikan batas limonit, dan skala warna memperlihatkan pertimbangan penarikan batas limonit jika skala normalisasi tidak terlalu terlihat. Penampang resistivitas yang baik adalah dengan melihat kesesuaian skala normalisasi dengan *drillhole* sehingga penarikan dilakukan tidak terlalu terpaksa untuk menarik batas garis ke *drillhole*. Penarikan batas limonit akhirnya cenderung membentuk pola yang konsisten dengan skala warnanya juga.

2.2.4. Evaluasi Hasil Perbandingan

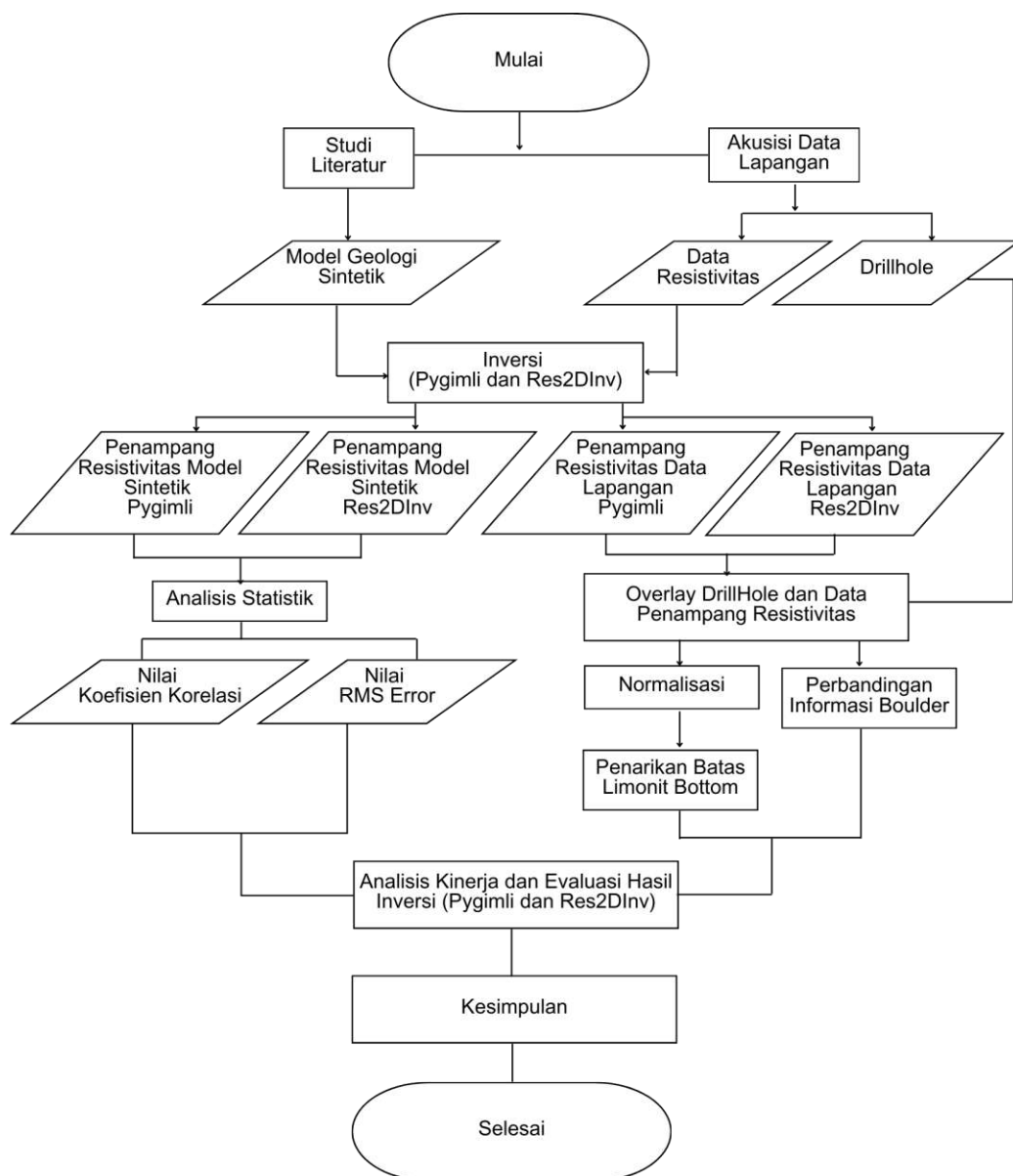
Untuk membandingkan hasil setiap software, maka terdapat beberapa poin yang penting digunakan yaitu sebagai berikut:

Tabel 1 Penilaian terhadap hasil inversi setiap software baik hasil dari data sintetik maupun data lapangan

Kenampakan Penampang	Apakah batas antar lapisan terlihat jelas atau cenderung menyatu dalam hasil inversi?
Nilai RMSE	Apakah RMSE yang dihasilkan mendekati nilai <i>noise</i> yang diberikan?
si	Apakah nilai korelasi cukup tinggi untuk menunjukkan kesesuaian dengan referensi resistivitas?
ole	Apakah nilai resistivitas hasil inversi sesuai dengan tren resistivitas dari data bor?
	Apakah <i>boulder</i> muncul sebagai zona resistivitas tinggi yang jelas dalam hasil inversi?
n Batas	Apakah penarikan batas limonit dapat dilakukan dengan mudah dengan melihat skala normalisasi dan skala warna



2.3. Diagram Alir Penelitian



Gambar 22 Bagan Alir Penelitian

