

## BAB I PENDAHULUAN

### 1.1 Latar Belakang

Aktivitas penambangan mineral di ruang terbuka melibatkan proses penggalian dan penimbunan yang sering kali berdampak pada kestabilan tanah. Meskipun sektor pertambangan memegang peran penting dalam mendukung industri global, aktivitas ini juga memberikan dampak negatif terhadap lingkungan, termasuk pada degradasi lahan (Warhate et al., 2007). Berdasarkan Undang-Undang No. 4 Tahun 2009, pertambangan mencakup serangkaian kegiatan mulai dari eksplorasi, eksploitasi, hingga pascatambang. Salah satu dampak signifikan dari aktivitas ini adalah perubahan sifat fisis dan mekanik tanah yang dapat meningkatkan risiko terjadinya penurunan tanah (*land subsidence*) dan tanah longsor (*landslide*). Oleh karena itu, reklamasi pascatambang menjadi langkah krusial untuk mengembalikan fungsi lahan seperti semula, baik untuk keperluan pembangunan infrastruktur maupun konservasi lingkungan (Beer et al., 2022). Selain itu, upaya reklamasi juga dilakukan untuk meningkatkan produktivitas tanah agar dapat dimanfaatkan secara optimal (Yani, 2005 dalam Hermansyah et al., 2022).

Karakteristik tanah di area reklamasi sering mengalami perubahan signifikan dibandingkan dengan kondisi awalnya. Tanah di wilayah reklamasi umumnya memiliki kepadatan yang lebih rendah dan struktur yang lemah, sehingga analisis karakteristik tanah menjadi langkah penting dalam mendukung stabilitas lahan sebelum dilakukan pembangunan lebih lanjut. Evaluasi karakteristik tanah secara kuantitatif dapat dilakukan melalui kombinasi metode geofisika dan geoteknik, yang memungkinkan penilaian kestabilan tanah secara lebih efektif dan efisien. Salah satu metode geofisika yang banyak digunakan adalah *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW). Uji MASW digunakan untuk mengidentifikasi karakteristik material dekat permukaan guna memperoleh parameter kekakuan (*shear wave velocity*,  $V_s$ ) (Angadi, 2020). Parameter  $V_s$  sangat penting dalam mengevaluasi sifat dinamis dan kekuatan tanah. Selain MASW, metode geoteknik seperti *Standard Penetration Test* (SPT) digunakan untuk mendapatkan nilai  $N$ , yang mencerminkan tingkat kekerasan tanah terhadap penetrasi. SPT merupakan uji lapangan yang paling umum digunakan untuk memperkirakan parameter tanah yang diperlukan dalam analisis dan perancangan geoteknik (Tarawneh, 2017).

Meskipun metode MASW dan SPT masing-masing memiliki keunggulan tersendiri dalam analisis geoteknik, di wilayah reklamasi PT. MSWR, ketersediaan data kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) dari pengukuran MASW masih terbatas. Keterbatasan ini menjadi tantangan dalam menyediakan informasi yang mencakup karakteristik tanah di area reklamasi. Oleh karena itu, penelitian ini bertujuan untuk mengembangkan korelasi empiris antara  $V_s$  dan nilai SPT- $N$ . Korelasi ini diharapkan dapat menghasilkan persamaan empiris yang sesuai dengan kondisi geologi dan karakteristik tanah di area reklamasi, sehingga dapat digunakan untuk memprediksi nilai  $V_s$  berdasarkan data SPT- $N$  yang telah tersedia. Dengan demikian, penelitian

ini diharapkan dapat mengatasi kekurangan data dan memberikan solusi yang lebih praktis dalam mengevaluasi stabilitas tanah di area reklamasi.

Beberapa penelitian terdahulu telah mengembangkan korelasi empiris antara  $V_s$  dan nilai SPT-N dengan metode yang beragam. Misalnya, Prakoso, (2011) mengembangkan korelasi antara  $V_s$  dan SPT-N untuk tanah di Indonesia menggunakan data hasil uji SPT dan uji seismik downhole di Jakarta. Anbazhagan et al. (2013) memanfaatkan data MASW dan SPT di Indo-Gangetic Basin, India, untuk mengevaluasi klasifikasi seismik dan menemukan perbedaan klasifikasi berdasarkan  $V_{s30}$  dan  $N_{30}$ , yang memunculkan pertanyaan mengenai keakuratan sistem *National Earthquake Hazards Reduction Program* (NEHRP). Pérez-Santisteban et al. (2016) menggunakan metode ReMi di Madrid untuk mengembangkan hubungan statistik antara  $V_s$  dan SPT-N dalam memprediksi kekakuan serta deformabilitas tanah. Singh et al. (2021) mengembangkan korelasi antara  $V_s$  dan SPT-N di Varanasi, India, melalui pengujian MASW, yang hasilnya mendukung analisis respons seismik di wilayah tersebut.

Penelitian ini diharapkan dapat mengatasi kekurangan data kecepatan gelombang geser di wilayah reklamasi pascatambang PT. MSWR dan memberikan kontribusi penting bagi perencanaan dan evaluasi stabilitas lahan. Selain itu, penelitian ini diharapkan dapat mendukung pengembangan metode analisis geoteknik di area reklamasi, sehingga menghasilkan pendekatan yang lebih efisien dan aplikatif dalam mengevaluasi kestabilan tanah.

## **1.2 Tujuan dan Manfaat**

### **1.2.1 Tujuan**

Adapun tujuan dari penelitian ini, yaitu:

1. Menentukan efektifitas model korelasi empiris antara kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) dan nilai *Standard Penetration Test* (SPT-N) yang diperoleh pada area penelitian.
2. Melakukan analisis perbandingan hasil korelasi empiris ( $V_s$ -N) di area penelitian dengan penelitian terdahulu serta mengidentifikasi faktor-faktor yang memengaruhi perbedaan hasil prediksi.

### **1.2.2 Manfaat**

Adapun manfaat dari penelitian ini, yaitu:

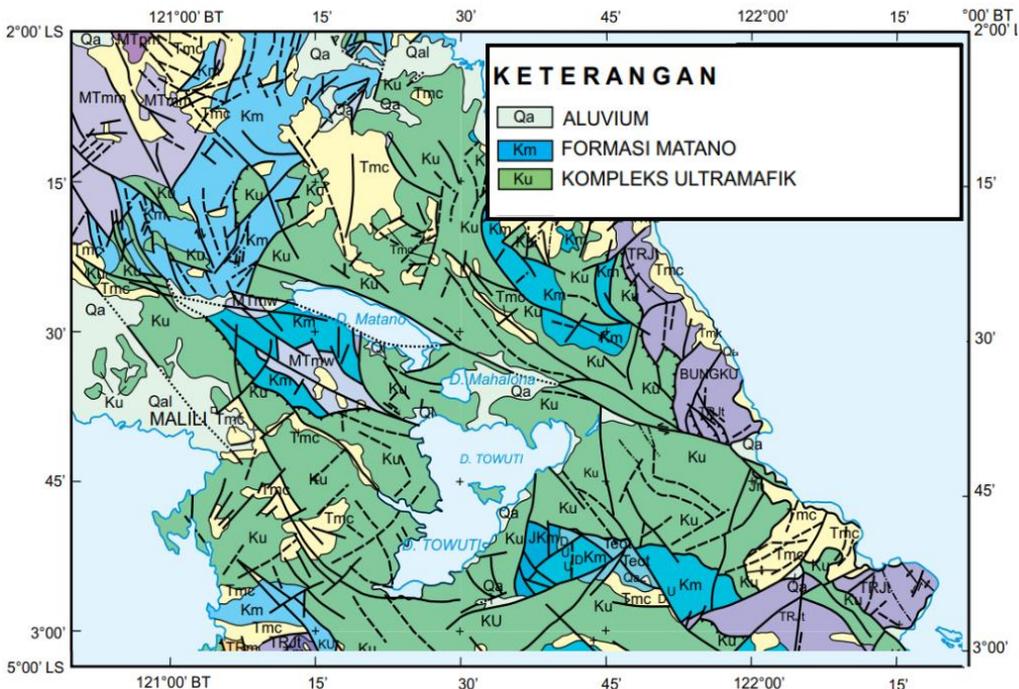
1. Menghasilkan persamaan korelasi empiris yang dapat digunakan untuk memprediksi kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) berdasarkan nilai SPT-N di area reklamasi pascatambang PT. MSWR, sehingga memudahkan proses evaluasi stabilitas tanah tanpa melakukan pengukuran langsung menggunakan metode MASW.
2. Memberikan informasi terkait faktor-faktor penyebab perbedaan hasil prediksi antara korelasi empiris di area penelitian dengan penelitian terdahulu, yang dapat menjadi pertimbangan untuk meningkatkan akurasi prediksi di masa mendatang.

### 1.3 Landasan Teori

#### 1.3.1 Geologi Regional

Daerah Sorowako termasuk dalam Peta Geologi Regional Lembar Malili, yang merupakan bagian dari Mandala Geologi Sulawesi Timur. Batuan tertua di daerah Sorowako terdiri dari batuan ofiolit yang memanjang dari utara Pegunungan Balantak hingga tenggara Pegunungan Verbeek. Kompleks ini terdiri dari batuan ultramafik (Ku) seperti harzburgit, lherzolit, wherlit, websterit, serpentin, dunit, gabbro, dan diabas. Meskipun umur formasi ini belum dapat dipastikan, diperkirakan sejajar dengan umur ofiolit di Lengan Timur Sulawesi yang berasal dari Zaman Kapur hingga Awal Tersier (Simandjuntak et al., 1991 dalam Hernandi et al., 2017).

Hernandi et al. (2017) menyatakan bahwa di atas batuan ultramafik, terdapat batuan bantuh Wasuponda yang terbentuk dalam lingkungan lajur penunjaman pada Zaman Kapur. Hubungan stratigrafi antara batuan bantuh ini dengan Kompleks Ofiolit dan Formasi Matano berupa persentuhan tektonik atau hubungan yang tidak selaras. Formasi Matano (Km) diendapkan secara tidak selaras di atas batuan bantuh Wasuponda. Formasi Matano diperkirakan berumur Kapur Atas dan diendapkan dalam lingkungan laut dalam. Sementara lapisan termuda di daerah tersebut berupa endapan aluvium (Qa) yang menutupi sebagian area di bagian atas stratigrafi.

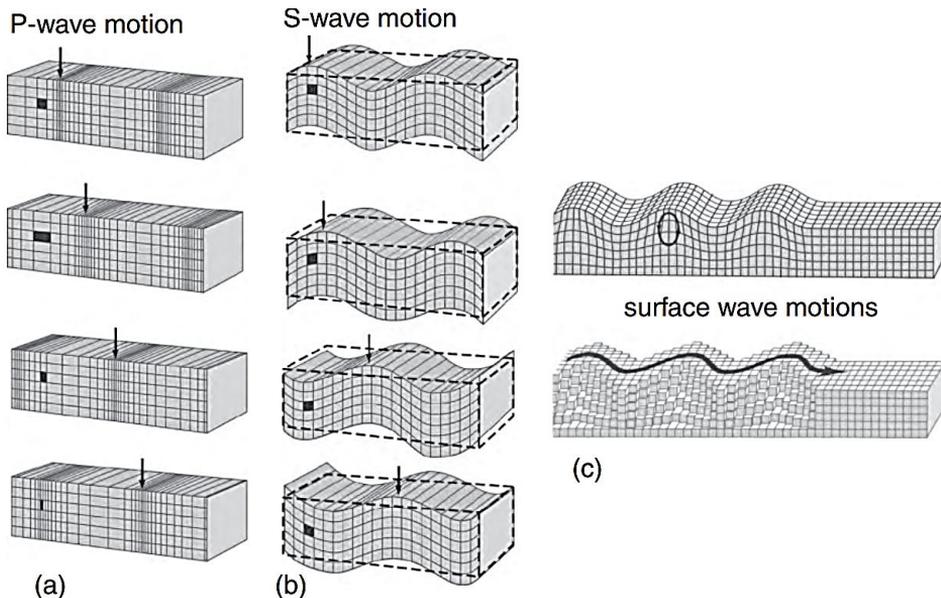


**Gambar 1.** Geologi regional Sorowako (Surono, 2013) (disederhanakan dari peta geologi terbitan Badan Geologi, Kementerian ESDM).

### 1.3.2 Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang mekanik yang bergerak menjauhi sumber seismik dengan kecepatan yang bergantung pada modulus elastisitas dan kepadatan batuan di bawah permukaan yang dilaluinya. Berdasarkan tempat perambatannya, gelombang seismik dapat dibedakan menjadi 2 tipe, yakni gelombang badan (*body wave*) yang perambatannya melalui interior bumi. Selain itu, ada juga gelombang permukaan (*surface wave*) yang energinya terkonsentrasi di dekat permukaan bumi (Stein & Wysession, 2003).

Gelombang badan adalah jenis gelombang seismik yang merambat melalui interior bumi dan terdiri atas gelombang P dan gelombang S. Kedua jenis gelombang ini bergerak dalam medium elastis dan memiliki karakteristik perambatan yang berbeda (Shearer, 2009). Gelombang P, juga dikenal sebagai gelombang longitudinal atau gelombang kompresi, merupakan gelombang seismik dengan kecepatan paling tinggi dibandingkan dengan gelombang lainnya. Gelombang ini merambat dengan cara menyebabkan perubahan volume dalam medium yang dilaluinya, dimana partikel bergerak sejajar dengan arah rambat gelombang (Shearer, 2009; Stein & Wysession, 2003). Karena kecepatannya yang lebih tinggi, gelombang P adalah sinyal pertama yang terekam oleh seismometer saat terjadi gempa bumi. Di sisi lain, gelombang S, yang juga disebut sebagai gelombang geser, memiliki karakteristik perambatan yang berbeda. Gelombang ini bersifat transversal, yang berarti partikel dalam medium berosilasi tegak lurus terhadap arah rambat gelombang (Shearer, 2009).

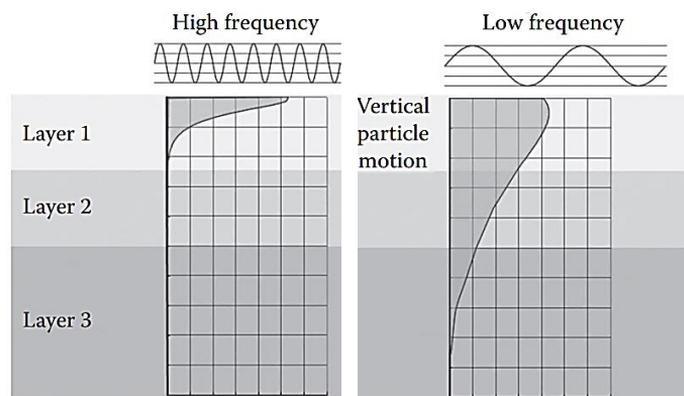


**Gambar 2.** Gerakan partikel dalam perambatan gelombang seismik: (a) gelombang kompresi; (b) gelombang, dan (c) dua jenis gelombang permukaan (Everett, 2013)

### 1.3.3 Gelombang Permukaan

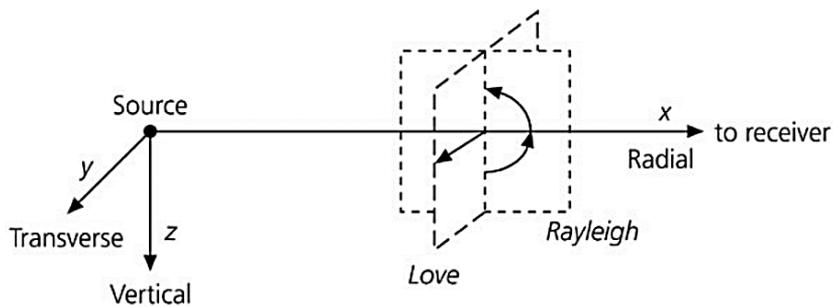
Gelombang permukaan merupakan gelombang seismik yang bergerak di sepanjang permukaan bumi tanpa menyalurkan energi ke dalam interiornya. Amplitudo gelombang ini berkurang secara eksponensial seiring bertambahnya kedalaman, dengan sebagian besar energi terkonsentrasi di lapisan dangkal (Strobbia, 2003).

Prinsip analisis gelombang permukaan didasarkan pada pemanfaatan karakteristik perambatan gelombang permukaan yang dihasilkan oleh sumber mekanik buatan untuk mengevaluasi kecepatan gelombang geser, yang menggambarkan kekakuan dinamis suatu material. Gelombang permukaan memiliki karakteristik khusus dimana gelombang dengan frekuensi rendah mampu mendeteksi lapisan yang lebih dalam karena memiliki Panjang gelombang yang lebih besar. Sifat ini disebut sebagai dispersi gelombang permukaan, seperti yang ditunjukkan dalam Gambar 3.



**Gambar 3.** Dispersi geometris gelombang permukaan pada medium berlapis (Foti et al., 2015).

Sebagian besar metode yang menggunakan gelombang permukaan menganalisis data dalam domain frekuensi. Karakterisasi bawah permukaan dilakukan dengan menyelesaikan masalah inversi, dimana sifat-sifat berbagai panjang gelombang dinyatakan dalam parameter fisis bawah permukaan pada kedalaman tertentu (Foti et al., 2015). Oleh karena itu, menghasilkan dan merekam spektrum panjang gelombang yang luas menjadi hal yang sangat penting untuk memperoleh informasi mengenai berbagai lapisan di bawah permukaan. Eksplorasi gelombang permukaan banyak dimanfaatkan dalam survei eksplorasi dan teknik geofisika dekat permukaan karena keunggulannya, seperti resolusi tinggi untuk area dangkal, metode uji yang tidak merusak, kemudahan pelaksanaan, serta efisiensi biaya yang tinggi (Ren et al., 2024). Secara umum, terdapat dua tipe gelombang permukaan yang merambat di dekat permukaan bumi, yaitu gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love* (Stein & Wysession, 2003).



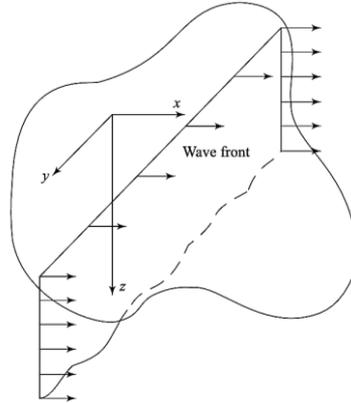
**Gambar 4.** Geometri gelombang permukaan yang merambat dalam bidang vertikal yang memuat sumber dan penerima. Gelombang *Rayleigh* (P–SV) muncul pada komponen vertikal dan radial. Gelombang *Love* (SH) muncul pada komponen melintang (Stein & Wysession, 2003).

Gambar 4 memberikan ilustrasi secara umum geometri gerak partikel gelombang permukaan, dimana gelombang *Rayleigh* merambat di bidang  $x$ - $z$  yang berada pada komponen vertikal dan radial sedangkan gelombang *love* sejajar sumbu  $y$  yang berada pada komponen horizontal (Stein & Wysession, 2003).

### 1.3.4 Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* merupakan jenis gelombang permukaan yang paling dominan terdeteksi dalam data seismik aktif. Gelombang *Rayleigh* merambat di sepanjang permukaan bebas atau di sepanjang dua media padat yang berbeda, dengan gerakan partikel berbentuk *elips* dalam bidang tegak lurus terhadap permukaan (Kearey & Brooks, 2002). Gelombang ini memiliki kecepatan rendah, frekuensi rendah, dan energi amplitudo tinggi. Ketika merambat dalam medium dengan variasi sifat elastis, terjadi fenomena dispersi yang mempengaruhi panjang gelombang dan kecepatan fase, bergantung pada karakteristik mekanik medium (Strobbia, 2003).

Gelombang *Rayleigh* adalah gelombang dispersif dengan periode yang lebih panjang, sehingga dapat mencapai material yang dalam lebih cepat dibandingkan gelombang dengan periode pendek. Karena sifat ini, gelombang *Rayleigh* sangat efektif untuk digunakan dalam penentuan struktur bawah permukaan di suatu area. Menurut Kearey & Brooks (2002) gelombang *Rayleigh* adalah gelombang permukaan yang terbentuk dari gabungan gelombang P dan SV. Gelombang ini juga merupakan fungsi dari perpindahan partikel pada gelombang S yang bergerak tegak lurus terhadap arah perambatannya (Richart et al., 1970). Gelombang *Rayleigh* dapat dipahami melalui sebuah gelombang bidang yang melalui medium elastis dengan menerapkan bidang batas seperti yang ditunjukkan pada Gambar 5. Perhatikan bahwa bidang  $x$ - $y$  didefinisikan permukaan setengan ruang dan  $z$  positif ke arah bawah (Das & Ramana, 2010).



**Gambar 5.** Gelombang bidang yang melalui medium elastis dengan batas bidang (Das & Ramana, 2010).

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\varepsilon}}{\partial x} + G \nabla^2 u \quad (1)$$

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\varepsilon}}{\partial y} + G \nabla^2 v \quad (2)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + G) \frac{\partial \bar{\varepsilon}}{\partial z} + G \nabla^2 w \quad (3)$$

Karena gelombang *Rayleigh* merambat dalam bidang  $x - z$ , maka dapat diasumsikan bahwa perpindahan hanya bergantung pada  $x$  dan  $z$  saja, sehingga  $v = 0$  dan persamaan gerak dapat direduksi. Dengan demikian, perpindahan dalam arah  $x$  dan  $z$  dapat dinyatakan sebagai:

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (4)$$

dan

$$w = \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (5)$$

Dimana  $\phi$  merupakan fungsi potensial scalar yang berkaitan dengan gelombang longitudinal (gelombang P) dan  $\psi$  adalah potensial vector yang berkaitan dengan gelombang transversal (gelombang S). Dilatasi ( $\bar{\varepsilon}$ ) atau divergensi dari perpindahan didefinisikan sebagai:

$$\bar{\varepsilon} = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (5)$$

Karena  $\frac{\partial}{\partial y} = 0$ , maka ekspresi ini menjadi:

$$\bar{\varepsilon} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = \nabla^2 \phi \quad (6)$$

Sedangkan rotasi pada bidang  $x - z$  dapat dinyatakan sebagai:

$$2\bar{\omega}_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} = \nabla^2 \psi \quad (7)$$

Substitusi  $\bar{\varepsilon}$  dan  $2\bar{\omega}_y$  ke dalam persamaan gerak, sehingga menghasilkan:

$$\rho \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right) + \rho \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \right) = (\lambda + 2G) \frac{\partial}{\partial x} (\nabla^2 \phi) + G \frac{\partial}{\partial z} (\nabla^2 \psi) \quad (8)$$

$$\rho \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right) - \rho \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \right) = (\lambda + 2G) \frac{\partial}{\partial z} (\nabla^2 \phi) - G \frac{\partial}{\partial z} (\nabla^2 \psi) \quad (9)$$

Persamaan (8) dan (9) berlaku apabila

$$(1) \rho \left( \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right) = (\lambda + 2G) \nabla^2 \phi$$

atau

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \left( \frac{\lambda + 2G}{\rho} \right) \nabla^2 \phi = v_p^2 \nabla^2 \phi \quad (10)$$

Dan

$$(2) \rho \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \right) = \left( \frac{G}{\rho} \right) \nabla^2 \psi = V_s^2 \nabla^2 \psi$$

atau

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \left( \frac{G}{\rho} \right) \nabla^2 \psi = v_s^2 \nabla^2 \psi \quad (11)$$

Untuk mencari solusi gelombang sinusoidal yang merambat dalam arah  $x$  positif, persamaan untuk  $\phi$  dan  $\psi$  dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\phi = F(z) e^{[i(\omega t - kx)]} \quad (12)$$

$$\psi = G(z) e^{[i(\omega t - kx)]} \quad (13)$$

Substitusi solusi ini ke dalam persamaan gelombang menghasilkan:

$$\frac{\partial^2 F(z)}{\partial z^2} - q^2 F(z) = 0 \quad (14)$$

$$\frac{\partial^2 G(z)}{\partial z^2} - s^2 G(z) = 0 \quad (15)$$

dengan:

$$q^2 = f^2 - \frac{\omega^2}{v_p^2} \quad (16)$$

$$s^2 = f^2 - \frac{\omega^2}{v_s^2} \quad (17)$$

Solusi dari persamaan ini berbentuk:

$$F(z) = A_1 e^{-qz} \quad (18)$$

$$G(z) = B_2 e^{-sz} \quad (19)$$

Keadaan batas (*Boundary condition*) yang menunjukkan tidak adanya tegangan pada permukaan *half-space* mengindikasikan bahwa  $\sigma_z = 0$ ,  $\tau_{zx} = 0$ ,  $\tau_{zy} = 0$  pada permukaan  $z = 0$ . Dari kondisi ini diperoleh persamaan karakteristik:

$$16(1 - \alpha^2 V^2)(1 - V^2) = (2 - V^2)(2 - V^2)^2 \quad (20)$$

dalam bentuk eksplisit:

$$V^6 - 8V^4 - (16\alpha^2 - 24)V^2 - 16(1 - \alpha^2) = 0 \quad (21)$$

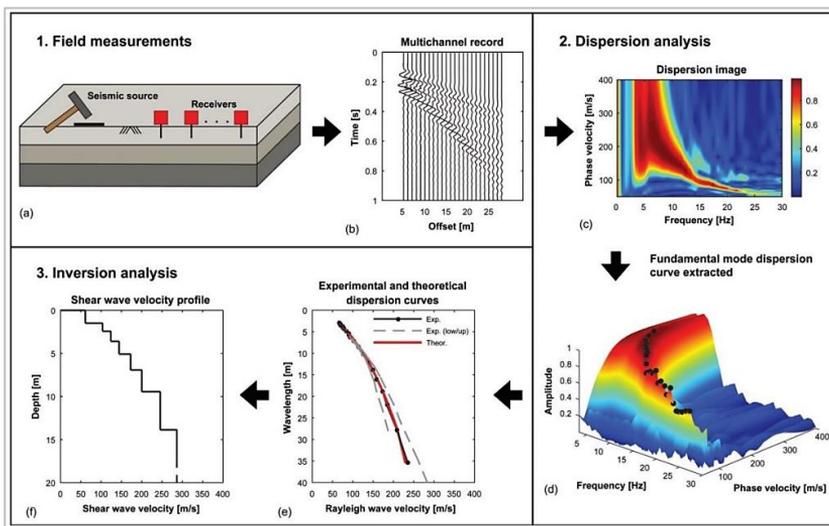
$$\left( \frac{V_r}{V_s} \right)^6 - 8 \left( \frac{V_r}{V_s} \right)^4 - \left( 16 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 - 24 \right) \left( \frac{V_r}{V_s} \right)^2 - 16 \left( 1 - \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \right) = 0 \quad (22)$$

Persamaan ini menyajikan solusi kecepatan gelombang permukaan *Rayleigh* yang merambat di sepanjang *half-space* homogen, Dimana  $V = \frac{V_r}{V_s}$  tidak dipengaruhi oleh frekuensi, melainkan hanya bergantung pada  $V_p$  dan  $V_s$  (Das & Ramana, 2010). Persamaan (22) menunjukkan bahwa kecepatan gelombang *Rayleigh*  $V_r$  hanya bergantung pada sifat elastik medium, bukan pada frekuensi gelombang.

### 1.3.5 Multichannel analysis of surface wave (MASW)

Menurut Strobbia (2003), *Multichannel analysis of surface wave* (MASW) merupakan teknik geofisika yang mengandalkan analisis dispersi gelombang permukaan. Sifat dispersi gelombang terjadi ketika merambat pada batas medium. Sehingga jika merambat pada medium homogen, kecepatan partikel gelombang *Rayleigh* tidak bersifat dispersi. Metode ini diterapkan untuk mengukur perubahan kecepatan gelombang geser yang bervariasi seiring dengan bertambahnya kedalaman.

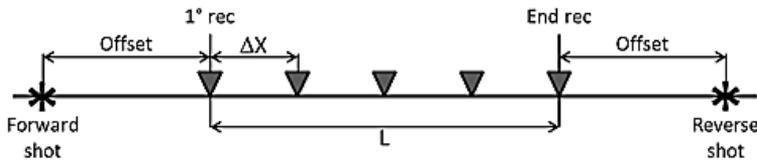
Prosedur metode MASW melibatkan estimasi karakteristik dispersi di suatu lokasi melalui akuisisi dan pengolahan data seismik yang meliputi analisis citra dispersi, hingga analisis inversi untuk memperkirakan sifat-sifat bawah permukaan, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 6.



**Gambar 6.** Prosedur metode MASW (Ólafsdóttir et al., 2016)

Akuisisi data merupakan langkah awal dalam metode karakterisasi seismik. Proses ini melibatkan penghasilannya dan pengamatan efek dari perambatan gelombang seismik dalam dimensi ruang dan waktu. Dalam pelaksanaannya, digunakan sumber seismik, serangkaian penerima, serta sistem akuisisi yang diatur dalam konfigurasi geometris tertentu untuk merekam medan gelombang. Gelombang seismik menyebabkan getaran, yaitu pergerakan partikel dari posisi kesetimbangannya. Pergerakan ini menghasilkan perubahan tegangan dan regangan di dalam medium seiring waktu. Setiap penerima mencatat efek gelombang yang merambat pada lokasi tertentu dalam bentuk data waktu, seperti pergerakan partikel atau variasi tekanan yang terkait. Biasanya, gerakan partikel diukur berdasarkan kecepatan atau percepatan, karena kedua parameter ini lebih mudah diamati dibandingkan dengan perpindahan (Foti et al., 2015).

Pada tahapan akuisisi data lapangan, gelombang permukaan dibangkitkan menggunakan sumber aktif seperti palu atau dinamit. Gelombang seismik yang menjalar dibawah permukaan akan direkam menggunakan 24 *Geophone* yang berlaku sebagai *receiver* dengan frekuensi rendah (4.5 Hz) yang terpasang pada sepanjang lintasan. Pada tahap ini, dilakukan pengaturan parameter akuisisi sesuai yang ditampilkan pada Gambar 7.



**Gambar 7.** Geometri akuisisi data lapangan.

Pengaturan geometri lapangan disesuaikan dengan resolusi dan kedalaman yang diinginkan. Menurut (Olafsdottir et al., 2018), jarak antar *Geophone* ( $\Delta X$ ) memengaruhi resolusi profil gelombang geser, yang tercermin dari ketebalan minimum yang diidentifikasi. Kedalaman investigasi maksimum ( $Z_{max}$ ) dalam survei MASW bergantung pada berbagai faktor, seperti situasi lapangan, konfigurasi pengukuran, frekuensi alami *Geophone*, serta jenis sumber seismik yang digunakan. Nilai kedalaman maksimum ditentukan oleh panjang gelombang terbesar ( $\lambda_{max}$ ) dari gelombang permukaan yang terekam selama proses akuisisi data, yang umumnya dihitung menggunakan persamaan empiris (Olafsdottir et al., 2018).

$$Z_{max} \leq \gamma \cdot \lambda_{max}, \frac{1}{3} \leq \gamma \leq \frac{1}{2} \quad (23)$$

Dimana panjang sebaran penerima ( $L$ ) berhubungan dengan panjang gelombang maksimum yang dapat dianalisis, yang pada gilirannya menentukan kedalaman maksimum penyelidikan. Secara umum, panjang gelombang terbesar yang dapat diteliti dengan akurasi tinggi kira-kira setara dengan panjang sebaran penerima (Park & Carnevale, 2010 dalam Ólafsdóttir, 2014).

$$\lambda_{max} \approx L \quad (24)$$

Selain kedalaman investigasi, yang perlu diperhatikan dalam tahapan akuisisi adalah resolusi data. Dimana resolusi profil gelombang geser memiliki hubungan terbalik dengan jarak antar *Geophone*  $\Delta x$ . Semakin kecil nilai  $\Delta x$ , semakin tinggi resolusi gelombang geser yang dihasilkan. Oleh karena itu, nilai  $\Delta x$  harus lebih kecil dari kedalaman maksimum investigasi, seperti yang dijelaskan dalam persamaan 25 oleh Park (1995):

$$\Delta x \leq 0.1 Z_{max} \quad (25)$$

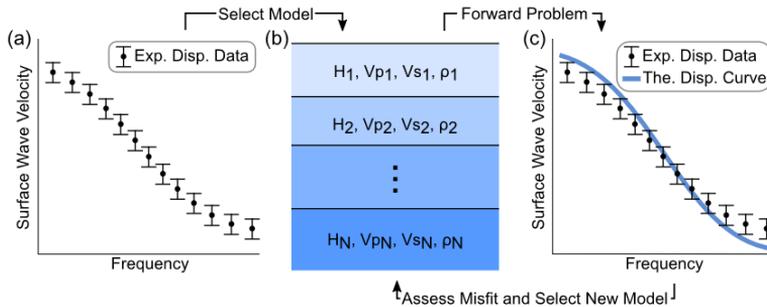
Dengan mengurangi nilai  $\Delta x$ , kemampuan untuk mendeteksi detail yang lebih baik pada struktur bawah permukaan meningkat, sehingga data yang dihasilkan lebih akurat dan memiliki resolusi yang lebih tinggi dalam survei geofisika.

### 1.3.6 Inversi Gelombang Rayleigh

Langkah akhir dalam analisis gelombang permukaan adalah proses inversi, yang bertujuan untuk mengidentifikasi model bumi berlapis dalam satu dimensi (1D)

berdasarkan kesesuaian kurva teoritis terhadap kurva dispersi eksperimental (Vantassel & Cox, 2021a). Inversi umumnya dilakukan dengan pendekatan linear yang menggunakan skema *forward modelling* 1D untuk menghasilkan profil kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) terhadap kedalaman. Asumsi umum yang digunakan adalah bahwa kondisi bawah permukaan terdiri dari beberapa lapisan, Di mana setiap lapisan memiliki karakteristik fisis yang berbeda (Handoyo, 2023)

Proses inversi yang kompleks dimulai dengan penentuan model awal (*initial model*) yang mencakup parameter fisis utama, seperti jumlah dan kedalaman lapisan, densitas material,  $V_p$ , serta kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) (Vantassel & Cox, 2021a). Model ini berfungsi sebagai acuan awal untuk memprediksi perilaku gelombang. Gambar 8 memberikan ilustrasi proses inversi, yang menunjukkan bagaimana kurva dispersi teoritis dihasilkan dan dioptimalkan untuk mencocokkan data eksperimental, sehingga menghasilkan profil kecepatan gelombang geser yang merepresentasikan kondisi lapisan bawah permukaan secara lebih akurat (Vantassel & Cox, 2021a).



**Gambar 8.** Ilustrasi dari proses inversi yang terdiri dari beberapa tahap: (a) Penyajian data dispersi eksperimental (b) Pemilihan model bumi berlapis awal yang memiliki karakteristik dan sifat elastis tertentu, dan (c) Membandingkan kurva dispersi teoritis dari model yang dipilih dengan data dispersi eksperimental, mengevaluasi tingkat ketidakcocokan (misfit), dan memperbaiki model bumi berlapis hingga hasil teoritis mendekati data eksperimental (Vantassel & Cox, 2021b).

Proses inversi bertujuan memastikan bahwa kurva dispersi teoritis mendekati atau mengikuti pola kurva dispersi eksperimental. Kurva dispersi eksperimental digunakan sebagai acuan utama untuk mendapatkan hasil inversi yang mampu merepresentasikan kondisi bawah permukaan secara akurat. Pemilihan *initial model* yang tepat menjadi langkah penting dalam proses ini. Model awal harus disusun dengan mempertimbangkan karakteristik kurva dispersi eksperimental agar solusi yang diperoleh benar-benar representatif. Dengan demikian, hasil inversi dapat merepresentasikan kondisi bawah permukaan yang sebenarnya dengan baik (Foti, 2000).

Perbedaan antara kurva dispersi eksperimental dan teoritis berkaitan dengan kecepatan fase pada berbagai frekuensi (Gribler et al., 2020). Fungsi misfit

yang digunakan untuk menghitung perbedaan tersebut dapat dituliskan sebagai (Wathelet, 2005):

$$Misfit = \sqrt{\sum_{i=1}^{n_f} \frac{(x_{di} - x_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_f}} \quad (26)$$

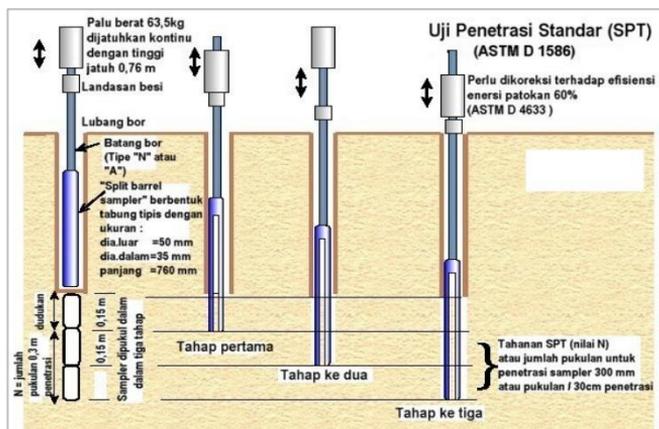
Dimana  $x_{di}$  adalah kecepatan fase observasi pada tiap frekuensi *picking* kecepatan fase,  $n_f$  adalah banyak data kecepatan fase pada tiap frekuensi ( $f_i$ ), dan  $\sigma_i$  adalah standar deviasi yang terkait dengan data dispersi eksperimental pada frekuensi  $f_i$ .

### 1.3.7 Kecepatan Gelombang Geser (Vs)

Gelombang geser merupakan salah satu parameter penting dalam menentukan kekuatan guncangan gempa, amplifikasi tanah, likuifaksi, dan pemetaan bawah permukaan untuk keperluan bidang rekayasa (Xia et al., 2000). Kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) dapat diperoleh dari kecepatan gelombang *Rayleigh* yang teramati melalui karakteristik *ground roll* menggunakan perangkat seismik. Pengukuran kecepatan gelombang *Rayleigh* memberikan gambaran aktif dari kecepatan gelombang geser, karena kecepatan gelombang geser biasanya berkisar antara 92–94% dari kecepatan gelombang *Rayleigh* (Syamsuddin et al., 2022). Gelombang geser yang juga dikenal sebagai gelombang S (sekunder atau *shear*), dinamakan demikian karena kecepatannya lebih rendah dibandingkan dengan gelombang P. Dalam media padat, gelombang geser menjalar dengan kecepatan antara 3-4 km/detik. Saat menjalar, gelombang geser menyebabkan regangan pada material yang dilaluinya, sehingga disebut gelombang geser (Thompson & Turk, 1997).

### 1.3.8 Standard Penetration Test (SPT)

*Standard Penetration Test* (SPT) adalah salah satu Teknik yang sering digunakan dalam geoteknik. Metode ini dilakukan bersamaan dengan proses pengeboran untuk menilai kekuatan tanah serta mengidentifikasi peralapisan tanah yang merupakan bagian dari desain fondasi (BSN, 2008).



**Gambar 9.** Prosedur urutan dalam pengujian penetrasi standar (BSN, 2008).

Pada uji SPT akan diperoleh sampel tanah per lapisan tanah dan juga nilai N. Nilai N menunjukkan jumlah pukulan yang diperlukan untuk penetrasi tabung belah standar sedalam 30,48. Sistem ini menggunakan palu seberat 63,5 cm yang dijatuhkan berulang kali dari ketinggian 0,76. Pengujian dilakukan dalam tiga tahap, masing-masing dengan kedalaman penetrasi 150 mm. Tahap pertama dianggap sebagai dudukan, dalam artian bahwa penetrasi tanah pada tahap pertama tidak dihitung dalam perolehan nilai N. Sedangkan jumlah pukulan pada tahap kedua dan ketiga dijumlahkan untuk nilai pukulan N atau perlawanan SPT (dinyatakan dalam pukulan/0,3 m). Jika nilai N melebihi 50 pukulan, hentikan pengujian dan tambah pengujian hingga mencapai kedalaman minimum 6 meter. Catat jumlah pukulan pada setiap penetrasi 5 cm pada jenis tanah batuan (BSN, 2008).

### 1.3.9 Korelasi $V_s$ dan Nilai SPT-N

Korelasi empiris antara  $V_s$  dan SPT-N telah lama digunakan sebagai metode praktis untuk memprediksi karakteristik dinamis tanah. Meskipun kecepatan gelombang geser dapat diperoleh secara langsung melalui investigasi lapangan atau pengujian laboratorium pada sampel tanah di lokasi penelitian, metode ini sering kali tidak ekonomis (Kazem Jafari et al., 2002). Berbagai peneliti telah mengusulkan model empiris berdasarkan hasil uji lapangan di lokasi yang berbeda. Tabel berikut merangkum beberapa persamaan korelasi yang telah diusulkan berdasarkan penelitian sebelumnya untuk berbagai jenis tanah.

**Tabel 1.** Korelasi Vs-N pada berbagai literatur.

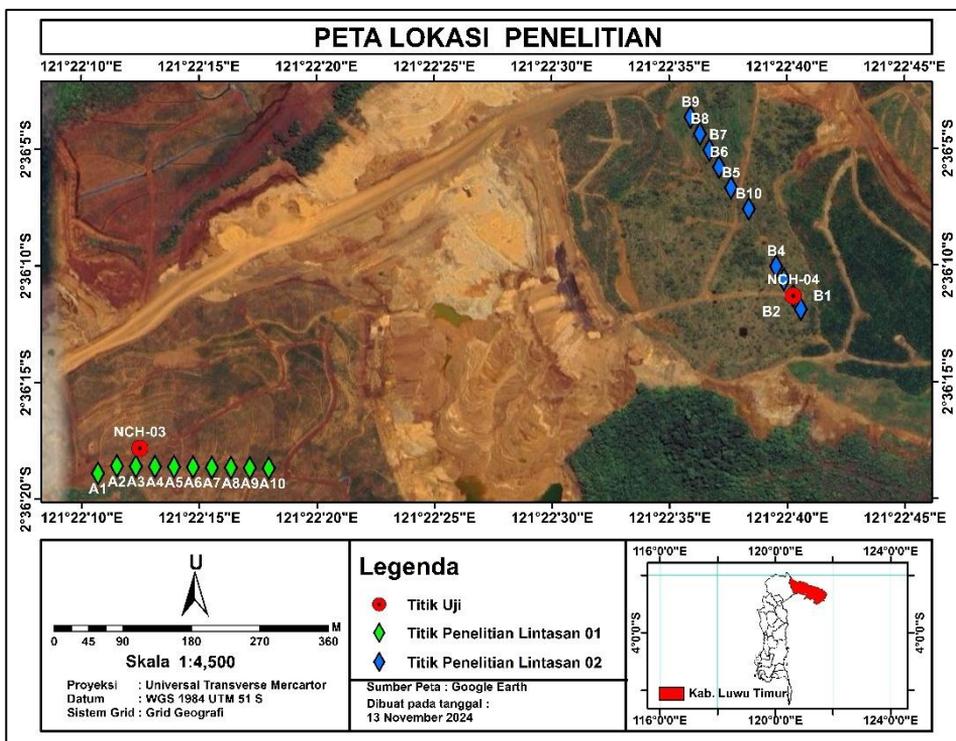
Penulis	Jenis Tanah	Korelasi Vs-N	$R^2$
Daag et al. (2022)	Semua tanah	$V_s = 61.77 N^{0.4528}$	-
Ohta & Goto (1978)	Semua tanah	$V_s = 85 N^{0.348}$	$R^2 = 0.719$
Hanumantharao & Ramana (2008)	Semua tanah	$V_s = 82.6 N^{0.430}$	$R^2 = 0.95$
Seed dan Idris (1981)	Semua tanah	$V_s = 61 N^{0.5}$	-
	Tanah liat	$V_s = 27 N^{0.73}$	-
Kazem Jafari et al., (2002)	Tanah berlumpur	$V_s = 22 N^{0.77}$	-
	Tanah liat	$V_s = 74.80 N^{0.47}$	$R^2 = 0.78$
Singh et al., (2021)	Semua tanah	$V_s = 70.05 N^{0.49}$	$R^2 = 0.82$
	Semua tanah	$V_s = 107.6 N^{0.36}$	$R^2 = 0.73$
Athanasopoulos (1995)	Semua tanah	$V_s = 107.6 N^{0.36}$	$R^2 = 0.73$
Jafari et al., (1997)	Semua tanah	$V_s = 22 N^{0.85}$	-
	Tanah liat	$V_s = 106.63 N^{0.39}$	$R^2 = 0.74$
Anbazhagan et al., (2012)	Semua tanah	$V_s = 68.96 N^{0.51}$	$R^2 = 0.85$
	Semua tanah	$V_s = 105.03 N^{0.286}$	$R^2 = 0.675$
Fauzi et al. (2014)	Tanah pasir	$V_s = 98.69 N^{0.321}$	$R^2 = 0.37$
	Tanah liat	$V_s = 44.87 N^{0.606}$	$R^2 = 0.42$
Pérez-Santisteban et al. (2016)	Tanah liat plastisitas tinggi	$V_s = 60.79 N^{0.527}$	$R^2 = 0.58$

## BAB II

### METODE PENELITIAN

#### 2.1 Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian berada di area reklamasi pasca penambangan yang merupakan bagian dari wilayah izin usaha pertambangan PT. MSWR. Lokasi ini terletak di Kabupaten Luwu Timur, Provinsi Sulawesi Selatan yang menjadi fokus kajian. Berikut merupakan peta lokasi penelitian beserta titik akuisisi data untuk setiap stasiun dari masing-masing lintasan.



Gambar 10. Peta Lokasi Penelitian

#### 2.2 Alat dan Bahan

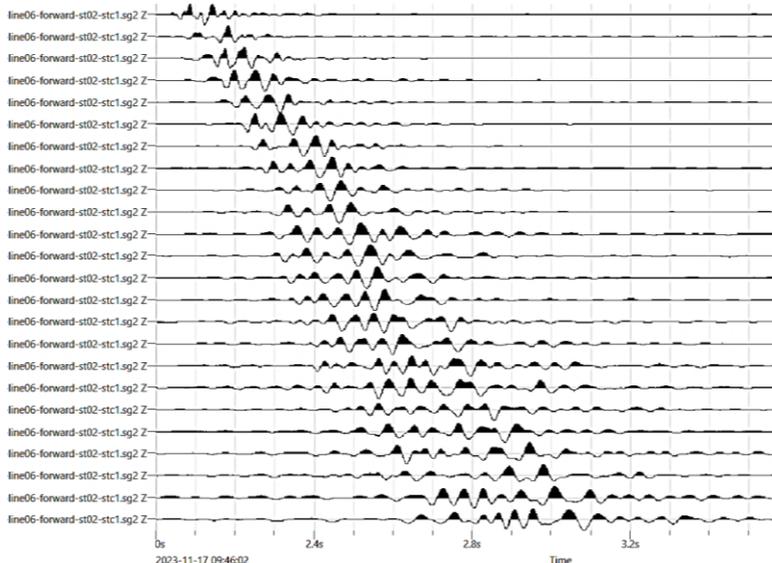
##### 2.2.1 Alat

Peralatan yang digunakan dalam penelitian ini meliputi perangkat utama untuk akuisisi data, sensor getaran (*trigger*), sumber penerima (*receiver*), perangkat tambahan seperti kabel dan sumber daya, serta alat bantu untuk memicu dan mengukur sinyal. Semua peralatan tersebut digunakan untuk memastikan pengambilan data berjalan dengan optimal sesuai kebutuhan penelitian.

### 2.2.2 Bahan

Bahan yang digunakan dalam penelitian ini berupa data primer dan data sekunder. Adapun bahan yang digunakan sebagai berikut:

1. Data primer berupa hasil perekaman gelombang permukaan yang diperoleh melalui metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW).



**Gambar 11.** Trace seismik (rekaman hasil akuisisi pada stasiun B2).

2. Data sekunder berupa nilai N hasil uji *Standar Penetration Test* (SPT).

## 2.3 Prosedur Penelitian

Penelitian ini meliputi beberapa tahap yaitu:

### 2.3.1 Tahap Kajian Pustaka

Tahapan kajian Pustaka merupakan langkah awal yang dilakukan, dengan mengumpulkan beberapa literatur yang berkaitan dengan proses akuisisi, karakteristik dari lokasi penelitian, analisis data MASW, korelasi Vs dan nilai N, serta informasi lainnya yang akan memudahkan dalam proses pengolahan dan interpretasi data.

### 2.3.2 Akuisisi Data

Proses akuisisi data lapangan mencakup beberapa tahapan hingga diperoleh rekaman seismik berupa *trace seismic*, diantaranya:

1. Penggunaan konfigurasi akuisisi data dirancang menggunakan susunan penerima dalam pola linier, dengan posisi sumber tembakan sejajar dengan penerima. Geometri pengukuran ditentukan oleh panjang array ( $L$ ), jarak antar penerima ( $\Delta x$ ), dan sumber offset, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 7. Jarak antar penerima umumnya dibuat tetap di sepanjang array, meskipun penyesuaian lain dapat dilakukan untuk mengoptimalkan akuisisi pada frekuensi tinggi dan rendah.

2. Jarak antar penerima ( $\Delta x$ ) dirancang dengan cukup kecil untuk memastikan pengambilan sampel yang andal terhadap gelombang dengan panjang gelombang pendek, yang berkaitan dengan propagasi gelombang frekuensi tinggi yang penting untuk karakterisasi dekat permukaan tanah.
3. Jarak antara sumber diatur dengan menggunakan parameter yang disarankan untuk survey MASW jika menggunakan 24 geophone yaitu 3 meter.
4. Menentukan parameter perekaman yang mencakup *sampling rate* untuk mengidentifikasi frekuensi maksimum sinyal yang dapat direkam secara akurat, serta *time window* untuk menentukan durasi sinyal yang terekam dalam satu kali akuisisi data.

Berikut merupakan tabel ringkasan parameter akuisisi data yang digunakan untuk survei MASW pada akuisisi data penelitian.

**Tabel 2.** Parameter survey MASW

Parameter	Notasi	Nilai
Spasi <i>geophone</i>	$\Delta x$	3 meter
Panjang lintasan	$L$	69 meter
Jumlah <i>geophone</i>	$N$	24 <i>geophone</i>
Offset antara sumber dan <i>geophone</i> 1	$x_1$	5 meter
Sampling interval	$\Delta t$	0.500 ms
<i>Sampling frequency</i>	$f_s = \frac{1}{\Delta t}$	2000 Hz
<i>Time window</i>	$T$	2 s

### 2.3.3 Visualisasi Citra Dispersi

Proses visualisasi sifat dispersi gelombang *Rayleigh* menggunakan metode *phase shift*. Dimana data perekaman gelombang seismik menggunakan  $n$  geofon yang tersebar dengan jarak antar geofon  $dx$  dan sumber gelombang pada offset  $x_1$ . Posisi setiap geofon diberikan oleh

$$x_j = x_1 + (j - 1)dx, \quad j = 1, 2, \dots, n, \quad (n = 24) \quad (27)$$

Sinyal gelombang yang terekam pada tiap trace seismik  $u(x, t)$ , ditransformasikan ke domain frekuensi ( $\tilde{u}(x, \omega)$ ) menggunakan Transformasi *Fourier*,

$$\tilde{u}(x, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t) e^{-i\omega t} dt \quad (28)$$

Karena data bersifat diskrit, transformasi ini direalisasikan dengan *Discrete Fourier Transform* (DFT) atau lebih efisien menggunakan *Fast Fourier Transform* (FFT),

$$\tilde{u}_j(\omega_k) = \sum_{m=0}^{N-1} u_j(t_m) e^{-i\omega_k t_m} \quad (29)$$

Dengan titik sampel  $t_m$  dan frekuensi  $\omega_k$  sebagai

$$t_m = m \cdot dt, \quad \omega_k = \frac{2\pi k}{T} \quad (30)$$

Dimana  $m$  adalah indeks sampel ( $m = 0, 1, 2, \dots, N - 1$ ),  $dt$  adalah interval sampel dalam domain waktu,  $\omega_k$  adalah frekuensi sudut diskrit, dan  $T$  adalah durasi total ( $T = N \cdot dt$ ).

Setelah dilakukan transformasi, medan gelombang  $\tilde{u}(x, \omega)$  diekspresikan dalam bentuk komponen amplitudo  $A(x, \omega)$  dan komponen fase  $P(x, \omega)$ , sebagai berikut:

$$\tilde{u}(x, \omega) = A(x, \omega) P(x, \omega) \quad (31)$$

dimana spektrum fase terkait dengan kecepatan fase  $V_r(\omega)$  melalui hubungan

$$P(x, \omega) = e^{-i\phi(\omega)x_j}, \quad \phi(\omega)_j = \frac{\omega x_j}{V_r(\omega)} = \frac{\omega(x_1 + (j-1)x)}{V_r(\omega)}, \quad j = 1, 2, \dots, n \quad (32)$$

$x_1$  adalah jarak offset dan  $x$  adalah spasi geophone. Sedangkan  $V_r(\omega)$  adalah kecepatan fase pada setiap frekuensi angular  $\omega$ . Karena semua informasi mengenai kecepatan fase setiap komponen frekuensi terkandung dalam  $P_j(\omega)$ , amplitudo setiap trace (dalam domain frekuensi) dapat dinormalisasi tanpa kehilangan informasi penting untuk menyusun dispersi.

$$\tilde{u}_{j,norm}(\omega) = \frac{\tilde{u}(\omega)}{|\tilde{u}(\omega)|} = P_j(\omega) \quad (33)$$

Dimana  $\tilde{u}_{j,norm}(\omega)$  adalah representasi normalisasi (dalam domain frekuensi) pada trace ke- $j$  dalam rekaman gelombang.

Kemudian Metode *Phase-Shift* dilakukan dengan melakukan *Slant-Stacking*, yaitu menjumlahkan semua jejak yang telah dinormalisasi dengan menerapkan pergeseran fasa berdasarkan kecepatan fase uji  $V_{r,T}$ , menghasilkan

$$\tilde{v}(\omega, V_{r,T}) = \int_{x_1}^{x_n} e^{i\phi x} \tilde{u}_{norm}(x, \omega) dx \quad (34)$$

$\tilde{v}(\omega, V_{r,T})$  adalah amplitudo hasil *slant-stack*,  $x_1$  dan  $x_n$  masing-masing adalah *offset* minimum dan maksimum antara sumber dan penerima, dan  $\phi$  adalah bilangan gelombang sudut.

Maksimum dari fungsi *slant-stack*  $\tilde{v}(\omega, V_{r,T})$  terjadi ketika fase gelombang uji sesuai dengan fase gelombang aktual, yang secara matematis dinyatakan sebagai:

$$\phi = \tau(\omega) \rightarrow V_{r,T} = V_r(\omega) \quad (35)$$

$\phi$  adalah bilangan gelombang uji untuk kecepatan fase  $V_{r,T}$ , dan  $\tau(\omega) = \frac{\omega}{V_r(\omega)}$  adalah bilangan gelombang aktual pada frekuensi  $\omega$ . Ketika  $V_{r,T}$  sama dengan  $V_r(\omega)$ , fungsi *slant-stack* mencapai nilai maksimum, menandakan bahwa kecepatan fase yang diuji sesuai dengan kecepatan fase gelombang *Rayleigh* yang sebenarnya.

Karena data yang diperoleh dari geofon bersifat diskrit, maka integral kontinyu dalam metode *slant-stack* perlu dihitung dalam bentuk diskrit. Hal ini dinyatakan dengan:

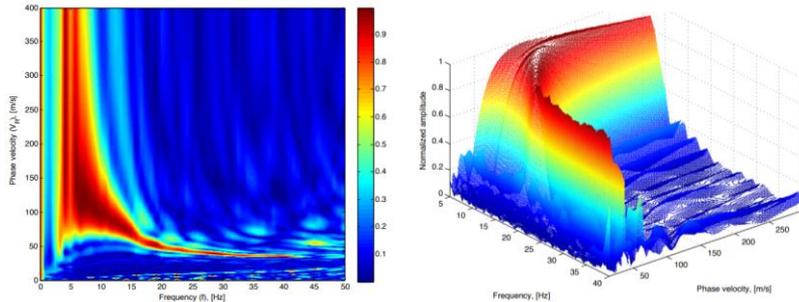
$$\tilde{v}_s(\omega, V_{r,T}) = \sum_{j=1}^n e^{-i\phi x_j} P_j(\omega) \quad (36)$$

dan amplitudo totalnya dinormalisasi sebagai,

$$A_{s,norm}(\omega, V_r, T) = \frac{A_s(\omega, V_{r,T})}{\max_{\omega, V_{r,T}} A_s(\omega, V_{r,T})} \quad (37)$$

Normalisasi ini bertujuan untuk menyajikan hasil dalam rentang nilai antara 0 dan 1, sehingga memudahkan identifikasi puncak amplitudo yang berkaitan dengan kecepatan fasa sebenarnya dari gelombang *Rayleigh*.

Dari hasil ini, spektrum dispersi dapat divisualisasikan dalam bentuk citra dispersi. Dimana  $A_{s,norm}(\omega, V_{r,T})$  adalah amplitudo setelah normalisasi dan  $\max_{\omega, V_{r,T}} A_s(\omega, V_{r,T})$  adalah nilai maksimum amplitudo dalam seluruh rentang frekuensi dan kecepatan fasa yang diuji.



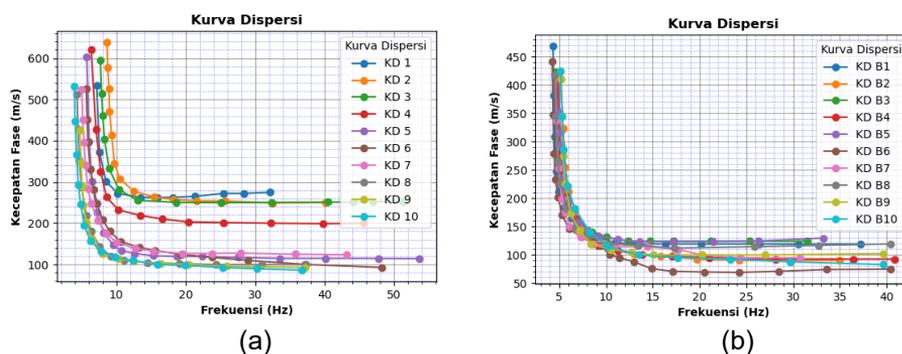
**Gambar 12.** Ilustrasi penggambaran citra dispersi 2D (kontur frekuensi-kecepatan fase) dan plot 3D (Ólafsdóttir, 2014).

### 2.3.4 Picking Kurva Dispersi

*Picking* dilakukan dengan pemilihan mode fundamental yang melibatkan identifikasi dan ekstraksi kurva dispersi untuk mendapatkan informasi kecepatan fase gelombang *Rayleigh*. Penyesuaian otomatis dan manual dilakukan untuk mendapatkan hasil yang lebih akurat.

### 2.3.5 Analisis Kurva Dispersi

Analisis kurva dispersi pada *picking* gelombang dilakukan untuk seluruh stasiun agar dapat menentukan prediksi *initial model* dalam proses inversi.

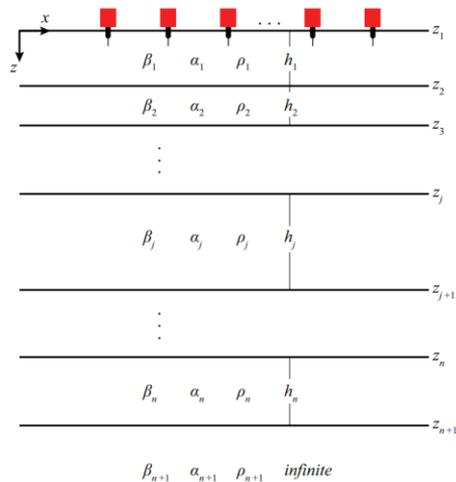


**Gambar 13.** Kumpulan kurva dispersi untuk, (a) lintasan A dan (b) lintasan B.

### 2.3.6 Analisis Inversi

Analisis inversi digambarkan sebagai pendekatan untuk menghitung kurva dispersi teoritis berdasarkan struktur lapisan yang diasumsikan. Dalam pendekatan ini, masalahnya diperlakukan sebagai masalah regangan bidang pada bidang  $x - z$ . Parameter yang diperlukan untuk menentukan sifat setiap lapisan adalah ketebalan

lapisan ( $h$ ), kecepatan gelombang geser ( $\beta$ ), *poisson's ratio*, kecepatan gelombang kompresi ( $\alpha$ ) dan densitas ( $\rho$ ).



**Gambar 14.** Model tanah berlapis untuk analisis inversi (Ólafsdóttir et al., 2017).

Penentuan rentan nilai  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\rho$ , dan *poisson's ratio* didasarkan pada rentan nilai kecepatan fase ( $V_r$ ) pada kurva dispersi. Setelah parameter ditentukan, kemudian dilakukan proses inversi untuk memperoleh model perbandingan antara kurva dispersi kalkulasi dan observasi. Dari model kalkulasi kemudian diperoleh profil 1D yang memuat informasi kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) terhadap kedalaman. Hasil inversi dianalisis berdasarkan kurva dispersi untuk mendapatkan pemahaman yang lebih terkait struktur *subsurface* di lokasi studi.

### 2.3.7 Analisis Korelasi Empiris

Hubungan empiris antara kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ) dan nilai SPT-N dapat diperoleh melalui analisis regresi. Dalam penelitian ini, digunakan fungsi pangkat untuk menggambarkan hubungan antara estimasi kecepatan gelombang geser dan nilai. Fungsi pangkat ini merupakan model non-linear yang umum diterapkan dalam analisis geoteknik untuk memperkirakan parameter seperti  $V_s$ . Bentuk umum fungsi pangkat adalah:

$$V_s = \alpha + N^\beta \quad (55)$$

Untuk menentukan parameter  $\alpha$  dan  $\beta$ , metode kuadrat terkecil diterapkan dengan terlebih dahulu melinearkan fungsi pangkat melalui transformasi logaritmik. Proses linierisasi ini dilakukan karena fungsi pangkat bersifat non-linear, terutama jika  $\beta$  tidak diketahui. Setelah transformasi, persamaan pangkat dapat ditulis dalam bentuk linier sebagai:

$$\ln(V_s) = \ln(\alpha) + \beta \ln(N) \quad (56)$$

Dalam konteks regresi, misalkan:

$$Y = \ln V_s$$

$$X = \ln N$$

$$a_0 = \ln(\alpha), \text{ sehingga } \alpha = 10^{a_0}$$

$$a_1 = \beta$$

Maka, persamaan linear menjadi:

$$Y = a_0 + a_1 X \quad (57)$$

Untuk menentukan  $a_0$  (intersep) dan  $a_1$  (gradien), maka digunakan persamaan:

$$a_1 = \frac{n \sum_{i=1}^n X_i Y_i - \sum_{i=1}^n X_i \sum_{i=1}^n Y_i}{n \sum_{i=1}^n X_i^2 - (\sum_{i=1}^n X_i)^2} \quad (58)$$

$$a_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n} - a_1 \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} \quad (59)$$

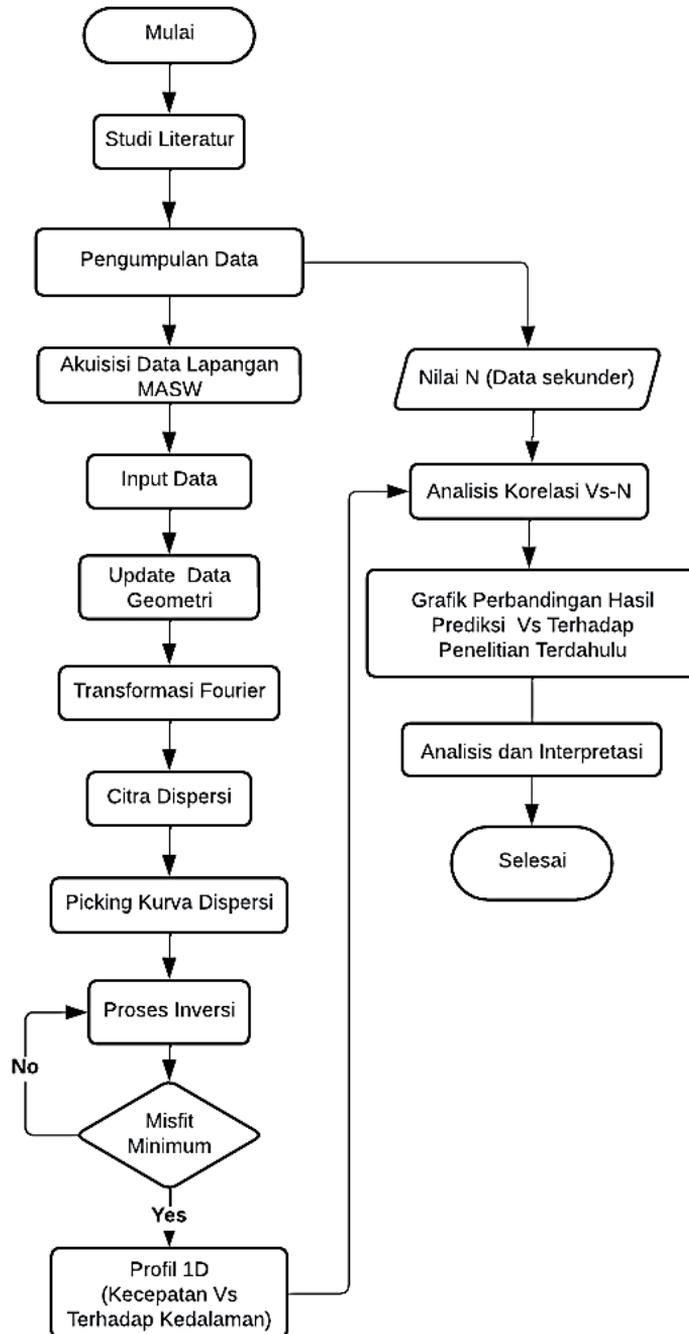
Setelah parameter  $a_0$  dan  $a_1$  diketahui, maka nilai asli dari parameter fungsi pangkat dapat diperoleh dengan  $\beta = a_1$  dan  $\alpha = 10^{a_0}$ .

Untuk menentukan kualitas model korelasi yang dihasilkan, digunakan nilai koefisien determinasi ( $R^2$ ) sebagai indikator utama.  $R^2$  mencerminkan sejauh mana model dapat menjelaskan variabilitas data. Selain itu, kualitas model juga dapat dievaluasi dengan membandingkan hasil korelasi yang diperoleh dari beberapa stasiun. Sebagai langkah tambahan, hasil prediksi Vs dari model yang dihasilkan dibandingkan secara grafis dengan model atau data empiris lainnya. Tahap ini dilakukan untuk menilai kesamaan ataupun perbedaan pola. Evaluasi grafis membantu memberikan gambaran visual tingkat kesesuaian atau ketidaksesuaian. Terakhir, perbedaan atau kesamaan tersebut dianalisis dengan mempertimbangkan faktor-faktor lokal seperti jenis tanah dan kondisi geoteknik, serta implikasi praktis dari persamaan empiris baru yang dihasilkan, apakah dapat diterapkan di lokasi lain atau hanya berlaku di area penelitian.

### 2.3.8 Tahap Interpretasi Data

Tahap akhir penelitian ini mencakup analisis dan interpretasi data hasil prediksi nilai Vs. Prediksi tersebut diperoleh menggunakan persamaan empiris hasil penelitian ini serta dibandingkan dengan prediksi dari persamaan yang dikembangkan dalam penelitian terdahulu. Proses analisis dilakukan dengan memplot hasil prediksi dari masing-masing persamaan ke dalam sebuah grafik. Grafik ini menampilkan hubungan antara nilai SPT-N dan Vs, sehingga memberikan gambaran visual mengenai pola prediksi yang dihasilkan serta memungkinkan evaluasi terhadap kesesuaian masing-masing persamaan.

## 2.4 Bagan Alir



Gambar 15. Bagan alir penelitian