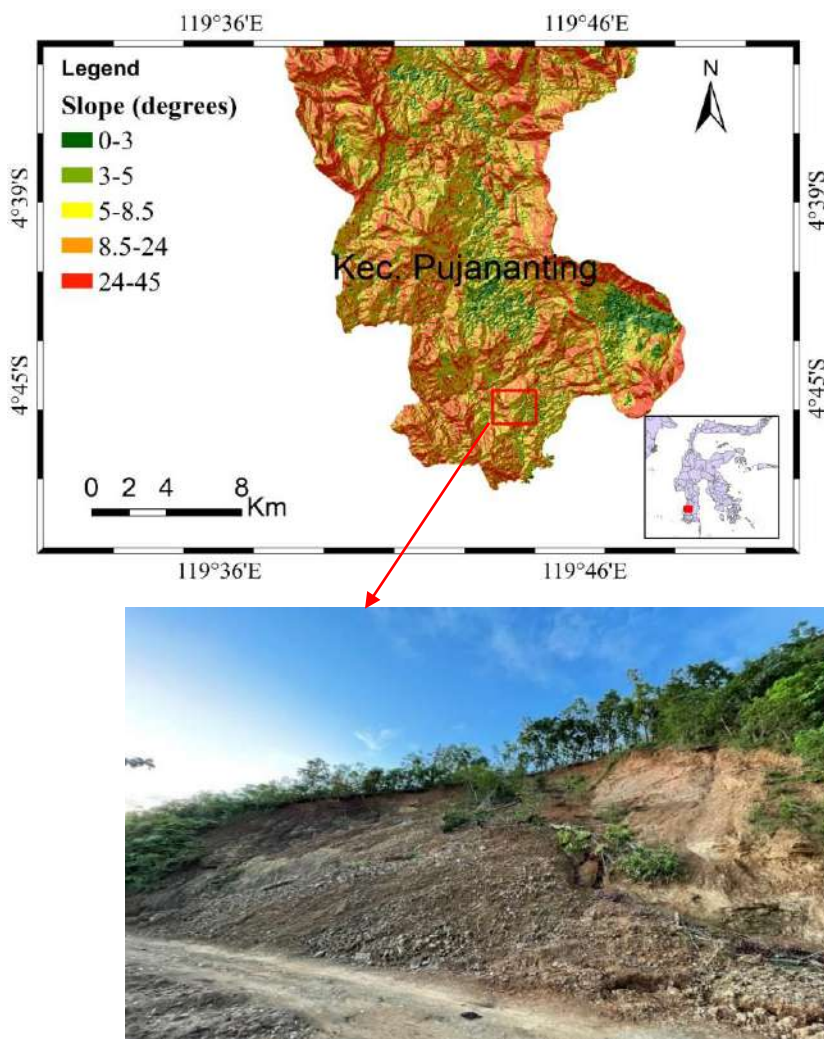


BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

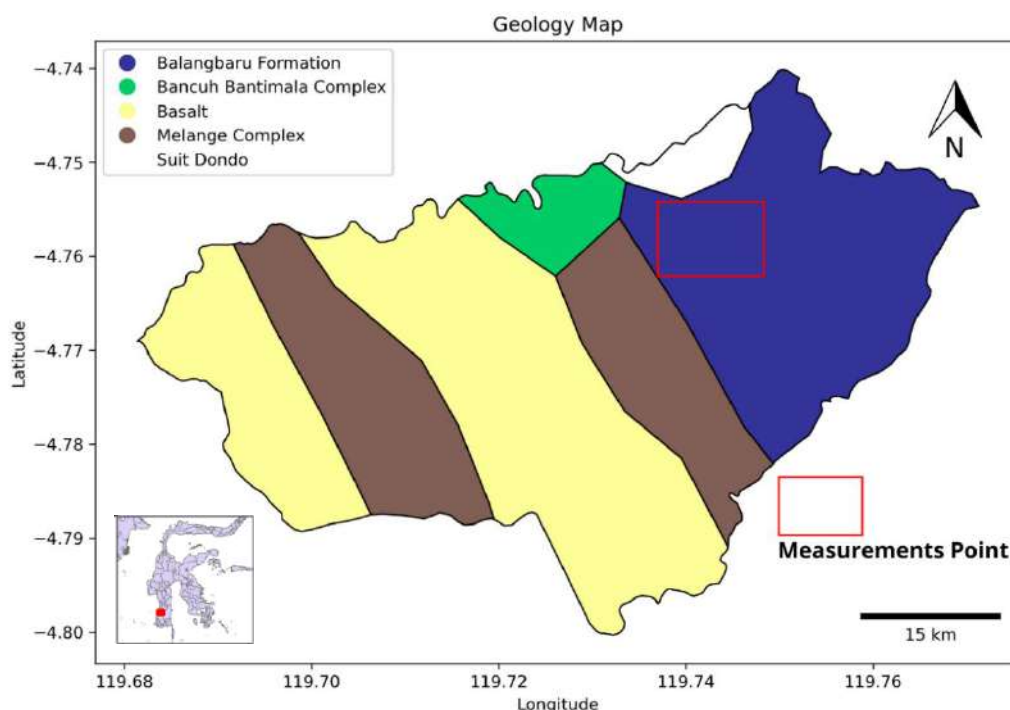
Tanah longsor merupakan salah satu bencana yang sering terjadi di beberapa wilayah di Indonesia (Tunas et al., 2020; Putri et al., 2023). Tanah longsor merupakan perpindahan massa tanah atau batuan secara alami dalam waktu singkat dengan volume yang besar (Zhou et al., 2021). Penyebab terjadinya tanah longsor akibat terganggunya kestabilan lereng, sehingga didefinisikan sebagai gerakan menurun atau keluar lereng oleh massa tanah atau batuan penyusun lereng. Percampuran keduanya sebagai bahan rombakan, akibat terganggunya kestabilan tanah dan batuan penyusun lereng tersebut (Nugroho & Kristanto, 2020).



Gambar 1 Peta kemiringan lereng dan area longsor yang berada di Desa BuluBulu, kotak merah menjadi penanda wilayah penelitian.

Salah satu wilayah di Indonesia yang mengalami kejadian longsor berada di Kabupaten Barru, berdasarkan data hasil kajian Badan Nasional Penanggulangan Bencana (BNPB) pada tahun 2019, Barru memiliki kerentanan yang tinggi terhadap longsor yaitu sebesar 69.777 ha dari luas total wilayah atau sekitar 52.5% (Arsyad & Hikmah, 2023). Secara khusus, wilayah Kecamatan Pujananting di Kabupaten Barru memiliki topografi dengan dominasi kelereng tanah yang curam, mencapai kemiringan hingga 24 derajat. Area dengan kemiringan curam ini mencakup luas sekitar 9.640 hektar. Hal ini menjadikan wilayah ini menjadi sangat rentan akan aktivitas tanah longsor. Salah satu desa di Kecamatan Pujananting merupakan titik yang mengalami tanah longsor, yang berada di Desa Bulobulo, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 1.

Kondisi wilayah dengan kemiringan lereng yang curam menyebabkan permukaan tanah menjadi tidak stabil (Derakhshan-Babaei et al., 2020; Massinai et al., 2023). Selain itu tata guna lahan pertanian, sering kali kurang diperhatikan sehingga bencana longsor cukup memberi dampak signifikan hingga memakan korban baik berupa materil hingga moril (Sultana & Tan, 2021; Fidan et al., 2024).



Gambar 2 Peta geologi lokasi penelitian, kotak merah menjadi penanda titik pengukuran.

Secara geologis wilayah Desa Bulobulo terletak di Kompleks Bantimala yang merupakan zona tektonik dari berbagai litologi mulai dari usia Jurassic hingga Cretaceous. Kompleks ini disusun dengan kontak sesar dengan formasi tersier dan kuartar. Komponen utama dari Kompleks Bantimala adalah batu pasir, serpih konglomerat, chert, serpih silika, basalt, batuan ultramafic, sekis dan schist breccia (Wakita et al., 1996). Pada kompleks ini tersusun atas beberapa struktur geologi,

Formasi Balangbaru dan Melange Complex, Suit Dondo, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.

Formasi Balangbaru memiliki karakteristik batuan sedimen klastika laut dalam dari *flysch sediments*. Sebagai batuan sedimen tertua di Sulawesi Selatan bagian barat, formasi Balangbaru merupakan batuan yang terimbrikasi melalui sesar sungkup, terbreksikan, tergerus, terdaunkan, dan sebagian tercampur menjadi melange. Oleh karena itu, formasi Balangbaru diduga merupakan endapan lereng di dalam sistem busur-palung (Kusnama & Mangga, 2007). Satuan Melange adalah salah satu batuan tertua di daerah penelitian dan tersusun atas tektonik berupa lempengan dan blok. Unit ini disimpan di lingkungan kipas laut selama periode kapur akhir (Sapiie et al., 2017). Suit Dondo umumnya dikelilingi oleh aureol metamorf kontak. Kelompok granitoids didominasi oleh monzonit dan kuarsa monzonit dengan kadar kalium (K) tinggi dan bersifat basa. Serangkaian vulkanik felsik yang berumur 7 Mega-Annum (Ma), memiliki kesamaan asal dengan Suit Dondo, seperti yang ditunjukkan oleh dalam seluruh batuan, elemen jejak, isotop dan mineral-mineral (Van Leeuwen et al., 2007). Secara umum Kompleks Bantimala terdiri dari kumpulan batuan metamorf, beku dan sedimen yang umumnya dikendalikan oleh litologi dan zona patahan (Sapiie et al., 2017).

Tanah longsor dapat dipahami dari berbagai fitur geologi dan geomorfologi (Morino et al., 2022). Pemanfaatan metode seismik menjadi salah satu opsi yang dapat di gunakan untuk mengkaji kondisi bawah permukaan (Perrone et al., 2021). Studi mengenai informasi bawah permukaan dengan memanfaatkan sifat dispersif gelombang bawah permukaan telah banyak memberikan informasi penting mengenai karakteristik tanah longsor, sifat material dan direktivitas longsor (He et al., 2020; Alonso-Pandavenes et al., 2023). Mikrotremor adalah getaran alami di permukaan tanah yang dihasilkan oleh sumber alami atau aktivitas manusia. Terdapat beberapa metode yang dapat digunakan dalam menganalisis mikrotremor. Salah satunya metode HVSR yang didapatkan dua parameter, yaitu frekuensi dominan dan amplifikasi (Kumar et al., 2021). Spektrum HVSR dapat digunakan untuk menilai potensi longsor dengan mengamati puncak dominan dan amplitudo pada spektrum. Peningkatan amplitudo pada frekuensi tertentu menunjukkan adanya ketidakstabilan lapisan tanah (Ma et al., 2019). Selain itu dengan analisis direktivitas mikrotremor menunjukkan korelasi antara arah dominan getaran yang diasosiasikan dengan gerakan material longsor (Kazemnia Kakhki et al., 2021).

Namun untuk, meningkatkan akurasi dan resolusi dalam menganalisis bawah permukaan, kombinasi metode HVSR dengan MASW (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) dapat menjadi solusi yang lebih komprehensif. MASW merupakan salah satu metode yang dapat digunakan untuk memperoleh nilai kecepatan gelombang geser (*S-Wave Velocity*). Gelombang permukaan atau gelombang Rayleigh memiliki total energi perambatan paling besar yaitu 67% dibandingkan gelombang lain yang dihasilkan oleh sumber (L. Wang et al., 2023). Sehingga metode ini memungkinkan untuk memperkirakan efek geologis yang mengakibatkan adanya risiko longsor berdasarkan nilai dari perambatan kecepatan gelombang geser (Zhang et al., 2023). Selain itu Metode *Joint Inversion H/V ratio* spektrum Mikrotremor (*HV*) dan *Dispersion curve (DC)*

memberikan sensitivitas dalam mengidentifikasi keberadaan lapisan batuan keras (*bedrock*) (Arai, 2005).

Beberapa penelitian terdahulu, mengenai aplikasi Mikrotremor dan MASW (*Multi Analysis Surface Waves*) pada area longsor. Seperti yang dilakukan oleh Maresca et al., (2022) dalam penelitian ini kombinasi analisis polarisasi dan RMS amplitudo mikrotremor memberikan gambaran yang lebih komprehensif mengenai dinamika getaran dan faktor-faktor yang memengaruhi perilaku tanah longsor. Kemudian penelitian MASW dilakukan oleh Zhang et al., (2023) diperoleh MASW efektif mengidentifikasi perbedaan kecepatan gelombang geser (*S-Wave velocity*) antara tubuh longsor yang tidak stabil dan batuan dasar yang stabil. Lalu penelitian mikrotremor juga dilakukan oleh Imposa et al., (2017) hasil yang diperoleh menunjukkan bahwa metode analisis kurva HVSR cukup baik dalam meninjau kontras impedansi batuan ditinjau berdasarkan kemunculan peak pada spektrum HVSR. Namun dari beberapa penelitian ini, belum ada yang melakukan metode *Joint Inversion* antara data HVSR dan MASW dalam menganalisis kondisi bawah permukaan pada area longsor.

Oleh karena itu dilakukan penelitian **Analisis Tanah Longsor dengan menggunakan metode Mikrotremor dan MASW Studi Kasus di Desa Bulobulo Kabupaten Barru**. Hasil penelitian ini menjadi penting dalam upaya antisipasi risiko bencana longsor di Kabupaten Barru pada masa mendatang.

1.2 Rumusan Masalah

Adapun rumusan masalah dalam penelitian ini yaitu;

1. Bagaimana distribusi nilai frekuensi dominan dan amplifikasi pada wilayah penelitian?
2. Bagaimana pola partikel mikrotremor dengan dinamika longsor di wilayah penelitian?
3. Bagaimana karakteristik bawah permukaan berdasarkan metode *Joint Inversion* dalam mengidentifikasi profil kecepatan gelombang geser (*Vs*) pada wilayah penelitian?

1.3 Tujuan Penelitian

Adapun tujuan yang dilakukan penelitian ini adalah sebagai berikut;

1. Mengetahui distribusi nilai frekuensi dominan dan amplifikasi pada wilayah penelitian.
2. Mengetahui pola partikel mikrotremor dengan dinamika longsor di wilayah penelitian.
3. Mengetahui karakteristik bawah permukaan berdasarkan profil kecepatan gelombang geser (*Vs*) pada wilayah penelitian.

1.4 Ruang Lingkup Penelitian

Adapun cakupan ruang lingkup dalam penelitian ini;

1. Penelitian ini dibatasi oleh analisis distribusi nilai frekuensi natural (f_0), amplikasi (A_0), arah pergerakan partikel mikrotremor dan Root Mean Square (RMS), pada setiap lintasan dengan menggunakan data primer pengukuran mikrotremor. Sedangkan nilai Variasi kecepatan gelombang geser (V_s), diperoleh dengan menggunakan metode Joint Inversion HVSR (Horizontal to Spectral Ratio) berdasarkan informasi nilai frekuensi natural (f_0) dan DC (*Dispersion curve*). Citra dispersi yang diperoleh berdasarkan pasangan geophone MASW dan stasiun Mikrotremor pada lintasan yang sama, kemudian parameter yang diperoleh dilakukan analisis dalam meninjau tanah longsor, yang terjadi di wilayah Desa Bulobulo, Kecamatan Pujananting, Kabupaten Barru.

1.5 Manfaat Penelitian

Adapun manfaat yang ingin dicapai dalam penelitian ini yaitu;

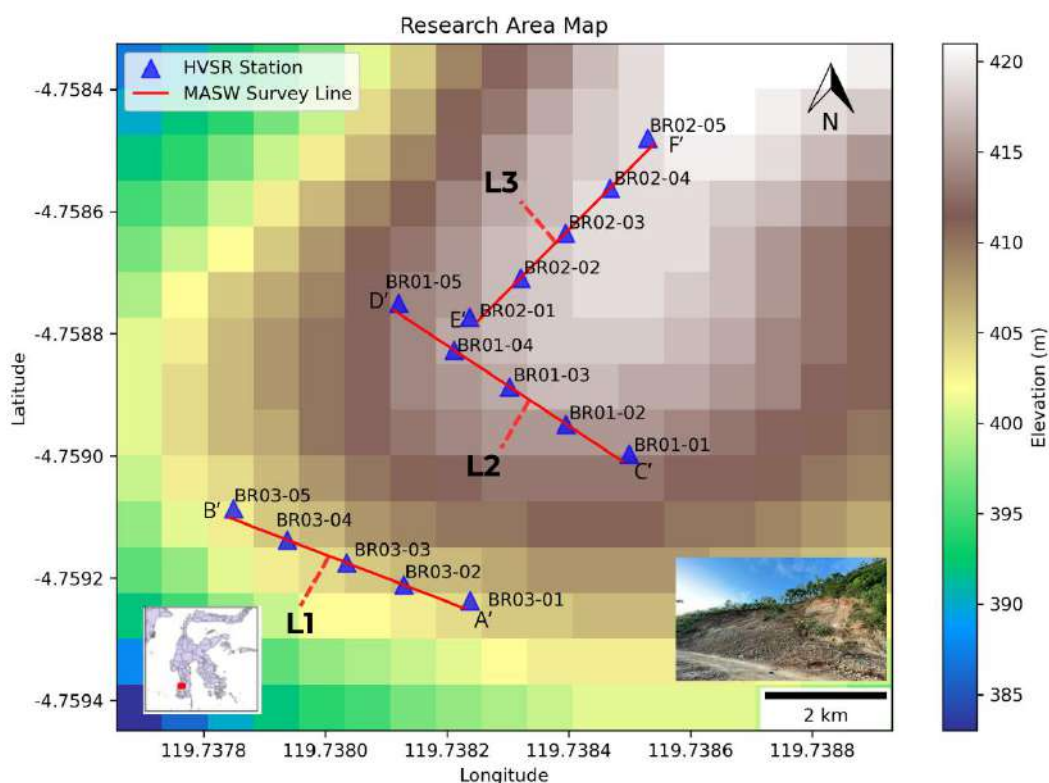
1. Diharapkan dalam penelitian ini dapat memberikan kontribusi ilmu pengetahuan terutama pada aspek mitigasi bencana.
2. Menjadi Informasi sekaligus menjadi gambaran kepada pemangku kebijakan dalam merencanakan kebijakan dalam perencanaan pembangunan.
3. Memberikan edukasi kepada masyarakat dalam kaitannya terhadap risiko bencana longsor.

BAB II

METODE PENELITIAN

2.1 Lokasi Penelitian dan Waktu Penelitian

Lokasi penelitian terletak di Desa Bulobulo, Kecamatan Pujananting, Kabupaten Barru, Sulawesi Selatan. Pemilihan lokasi ini didasarkan untuk mempelajari karakteristik kondisi bawah permukaan pada wilayah longsor. Penelitian dilakukan pada Maret, 2023 dengan fokus pada pengumpulan data, mencakup desain akuisisi data seperti Gambar 3.



Gambar 3 Peta desain akuisisi data dan lokasi penelitian.

Desain akuisisi data untuk penelitian ini melibatkan penempatan 5 stasiun mikrotremor tiap lintasan MASW, yang ditunjukkan pada Lintasan L1 yang berada pada area bawah longsor, kemudian L2 berada pada area longsor, lalu lintasan L3 berada pada tengah bukit yang berdekatan dengan area longsor. Penempatan stasiun mikrotremor ini berkaitan langsung dengan pengukuran MASW, dengan tujuan untuk mendukung proses *joint inversion*, dan juga dalam penentuan analisis citra dispersi yang dipilih berdasarkan pasangan geophone MASW dengan Stasiun Mikrotremor. Konfigurasi ini memastikan bahwa informasi dari kedua pengukuran dapat berkolaborasi dalam menghasilkan karakterisasi kondisi bawah permukaan pada area longsor.

2.2 Alat dan Bahan Penelitian

2.2.1 Alat

a. *Hardware* (Perangkat keras)

Alat yang digunakan dalam penelitian ini yaitu satu set peralatan seismik dengan spesifikasi dan kelengkapan sebagai berikut;

1. Main Unit WZG-24C *Seismograph*, berfungsi sebagai digitizer yang mengubah sinyal analog ke sinyal digital dalam setiap pengukuran.
2. Perekaman MASW Menggunakan Geophone 24 Unit, dengan Freq 10 Hz yang digunakan untuk merekam getaran pada aspek horizontal pada lapangan yang diukur.
3. 3 Unit Sensor Seismometer yang terdiri atas 2 sensor horizontal (EW, NS) dan 1 sensor vertikal (UD) untuk merekam getaran mikrotremor mencakup aspek horizontal dan vertikal pada wilayah penelitian.
4. Global Positioning System (GPS) untuk menentukan posisi/ koordinat pada setiap titik pengukuran.
5. Kabel, digunakan untuk menghubungkan digitizer dengan geophone maupun seismograph, Aki dan trigger
6. Plat Besi, berfungsi sebagai media tumbukan dari palu untuk menghasilkan getaran.
7. Palu berfungsi sebagai sumber getaran.
8. Aki berfungsi sebagai sumber listrik untuk digitizer.
9. Roll meter, digunakan untuk mengukur jarak antar geophone, Panjang lintasan dan offset.

b. *Software* (Perangkat lunak)

1. Geopsy merupakan platform yang digunakan untuk proses analisis signal mikrotremor dan citra dispersi.
2. Dinver digunakan untuk melakukan proses *joint inversion* HVSR data mikrotremor dan DC data MASW.
3. Gfortran yang digunakan untuk proses forward modeling dan analisis kurva hvsr.
4. Python yang digunakan untuk pemodelan penampang 2D Velocity Profil dan model partikel motion mikrotremor.
5. Notepad++ untuk membaca script dan menghubungkan data dengan script

2.2.2 Bahan

Bahan yang digunakan dalam penelitian ini berupa data primer dari hasil akuisisi data Mikrotremor dan MASW di lapangan.

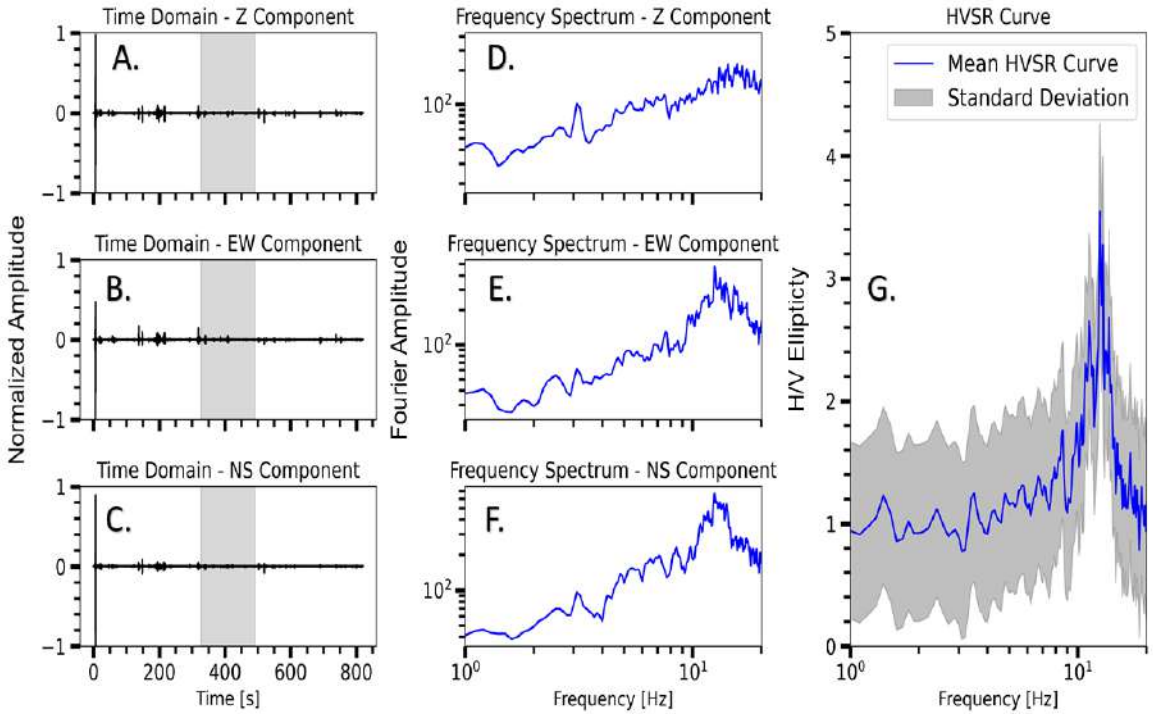
2.3 Metode Penelitian

Di dalam penelitian ini dilakukan analisis yang diawali dengan kajian literatur dan mengkaji aspek-aspek yang menjadi objek dari yang akan diteliti pada area longsor. Kemudian observasi awal untuk melihat kondisi wilayah penelitian dan memberikan gambaran awal lokasi penelitian berdasarkan kenampakan awal longsor yang akan menjadi objek penelitian. Setelah itu dilakukan penentuan area pengukuran untuk aplikasi metode seismik, mencakup metode Microtremor dan MASW. Metode yang diterapkan saling melengkapi untuk memperoleh data yang lebih komprehensif dalam menggambarkan kondisi bawah permukaan pada area penelitian. Penjelasan lebih rinci mengenai setiap metode digunakan dalam penelitian ini adalah sebagai berikut;

2.3.1 Mikrotremor

Mikrotremor adalah getaran tanah dengan amplitudo rendah yang terjadi secara kontinu. Sumber mikrotremor dapat berasal dari aktivitas alam maupun dari aktivitas manusia (Okada & Suto, 2003 ;Molnar et al., 2018). Karakteristik mikrotremor sangat berkaitan dengan struktur geologi dan kondisi lapisan tanah di suatu wilayah. Melalui analisis mikrotremor, khususnya dengan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr), dapat diperoleh informasi mengenai frekuensi dominan dan faktor amplifikasi tanah. Frekuensi dominan ini merepresentasikan frekuensi alami lapisan tanah yang sering muncul dalam rentang waktu tertentu, sementara faktor amplifikasi menunjukkan sejauh mana getaran diperbesar oleh lapisan tanah tersebut (Xu & Wang, 2021).

Dalam penelitian ini, akuisisi data mikrotremor dilakukan selama 15 menit pada setiap titik pengukuran di sekitar area longsor. Titik-titik pengukuran memiliki jarak antar stasiun sebesar 11 meter. Pada setiap lintasan, terdapat 5 stasiun pengukuran, sehingga dengan 3 lintasan, jumlah total stasiun mencapai 15 stasiun pengukuran, sebagaimana ditunjukkan pada Gambar 3. Dari perekaman mikrotremor diperoleh data hasil pengukuran mikrotremor berupa data perekaman dalam domain waktu (*time-domain*), yang terdiri dari dua komponen utama: vertikal (*Up-Down*) serta horizontal (*East-West* dan *North-South*) seperti yang ditunjukkan dalam Gambar 4 (A–C).



Gambar 4 Ilustrasi skema pengolahan data microtremor dari tahapan (A-C) informasi dari 800 detik (s) pengukuran untuk 3 component seismik yang terekam, (D-F) hasil dari transformasi fourier menjadi frekuensi spektrum, dan (G) merupakan hasil dari pengolahan data dengan metode HVSR. Area yang diberikan shading pada gambar (A-C) adalah 1 window yang dipilih dengan durasi 81.92 s.

Selanjutnya data mikrotremor yang diperoleh, dilakukan analisis untuk mengubah sinyal dalam domain-waktu menjadi domain-frekuensi. Transformasi fourier digunakan untuk merepresentasikan sinyal dalam domain waktu ke dalam domain. Persamaan yang digunakan dalam transformasi fourier adalah sebagai berikut;

$$X_{(f)} = \int_{-\infty}^{\infty} X_{(t)} e^{-i\omega t} dt \quad (1)$$

$$X_{(f)} = \int_{-\infty}^{\infty} X_{(t)} \cos(\omega t) dt - i \int_{-\infty}^{\infty} X_{(t)} \sin(\omega t) dt \quad (2)$$

Keterangan:

$X_{(f)}$: Sinyal dalam domain frekuensi.

$X_{(t)}$: Sinyal dalam domain waktu.

$e^{-i\omega t}$: Fungsi eksponensial kompleks yang dapat dipisahkan mejadi bagian real dan imajiner.

ω : Frekuensi sudut (*angular frequency*) dan berkaitan dengan frekuensi dengan hubungan: $\omega = 2\pi f$ di mana f adalah frekuensi dalam satuan Hz (Hertz).

f : Frekuensi (Hz)

t : Waktu (s)

Selanjutnya, data mikrotremor yang telah ditransformasikan menggunakan Transformasi Fourier, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4 (D-F), dianalisis dengan merasiakan antara spektrum frekuensi dari komponen horizontal dan vertikal. Dalam proses ini, digunakan metode HVSR (*Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio*), yang pertama kali diinisiasi oleh Nogoshi & Igarashi (1970) dalam upaya memanfaatkan respon seismik. Metode ini telah digunakan secara umum dan efektif dalam mengetahui kondisi bawah permukaan. Metode ini telah digunakan salah satunya pada bencana longsor dengan menganalisis *site effect* yang terkait dengan resonansi gelombang seismik di bawah permukaan. (Di Giacomo et al., 2005; Stanko et al., 2016; Patial et al., 2023). Rasio komponen H/V dihitung dengan meratiakan spektrum Fourier resultan dari komponen horizontal dengan komponen vertikal, seperti yang ditunjukkan dalam Persamaan (3).;

$$HVSR(f) = \frac{\sqrt{S_{NS}(f)^2 + S_{EW}(f)^2}}{S_V(f)} \quad (3)$$

Sehingga, $S_{(NS)}$ dan $S_{(EW)}$ adalah spektrum amplitudo fourier dalam arah NS dan EW masing-masing dan V adalah nilai spektrum vertikal (Mase et al., 2020). Spektrum H/V dihitung berdasarkan segmen rekaman dengan durasi 81,92 detik yang stasioner, tanpa adanya transien pada setiap jendela data. Perhitungan spektrum Fourier dilakukan untuk ketiga komponen pada setiap segmen waktu, dengan penerapan jendela Parzen dan bandwidth sebesar 0,1 Hz untuk penghalusan. Penggunaan jendela Parzen dipilih karena metode ini efektif dalam mendeteksi frekuensi puncak sekaligus meminimalkan pengaruh transien (Paudyal et al., 2012; You et al., 2022). Sehingga diperoleh kurva HVSR Seperti yang ditunjukkan pada Gambar 4 (G). Secara khusus metode ini dapat digunakan dalam menginterpretasikan karakteristik tanah seperti jenis tanah dan ketebalan lapisan sedimen pada suatu wilayah berdasarkan fungsi frekuensi predomnan dan faktor amplifikasinya (Nakamura, 2000). Frekuensi dominan (f_0) adalah nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari keberadaan kedalaman lapisan batuan di wilayah tersebut. Nilai frekuensi dominan (f_0) berkaitan erat dengan kedalaman *bedrock*, karena frekuensi dominan merupakan hasil dari interaksi gelombang seismik dengan lapisan tanah yang lebih dalam (*bedrock*). Nilai frekuensi dominan (f_0) yang rendah menunjukkan kedalaman *bedrock* yang dalam dan sebaliknya, nilai frekuensi dominan yang tinggi menunjukkan kedalaman *bedrock* yang dangkal (Luzi et al., 2011).

2.3.2 Polarisasi Mikrotremor dan RMS Amplitudo

Untuk melengkapi analisis data pemantauan seismik, dilakukan pula analisis terhadap polaritas arah penyusun partikel mikrotremor dengan melakukan seleksi panjang window dalam domain waktu pada penyusun kurva HVSR. Dalam perspektif ini, analisis dilakukan menggunakan metode polarisasi mikrotremor dalam domain waktu untuk mengidentifikasi pola distribusi kemunculan getaran dominan yang terekam (Jurkevics, 1988). Arah getaran dapat diketahui dengan menghitung nilai sudut azimuth yang menyatakan orientasi terhadap bidang horizontal (Kanasewich, 1981). Yang sehingga hal ini dikorelasikan terhadap gerakan partikel getaran sepanjang arah Utara-Selatan (N-S) dan Timur-Barat (E-W), seperti yang ditunjukkan pada persamaan (4).

$$\theta = \arctan\left(\frac{(y)}{(x)}\right) \quad (4)$$

Dalam hal ini, y mewakili komponen *East-West* (E-W), sementara x mewakili komponen *North-South* (N-S). Dengan menggunakan rumus ini, nilai θ dapat menunjukkan arah polaritas mikrotremor pada bidang horizontal, yang dihitung berdasarkan rasio antara komponen E-W dan N-S. Nilai θ ini menggambarkan sudut arah pergerakan mikrotremor, yang memberikan informasi penting mengenai arah dominan pergerakan partikel mikrotremor yang terukur. Analisis ini dilakukan karena polarisasi energi guncangan yang terukur sepanjang interval waktu menunjukkan konsentrasi yang relatif sempit, sehingga relevan untuk mengindikasikan arah dominan sumber longsor, efek morfologi/topografi, serta arah longsor, terutama ketika orientasi maksimum sejajar atau dekat dengan arah longsor (Del Gaudio et al., 2008; Maresca et al., 2022).

Untuk melengkapi analisis terhadap polarisasi mikrotremor, kemudian dilakukan analisis *Root Mean Square* (RMS) amplitudo yang dinyatakan dalam persamaan (5).

$$X_{rms} = \sqrt{\frac{x_1^2 + x_2^2 + x_3^2 + \dots + x_n^2}{n}} \quad (5)$$

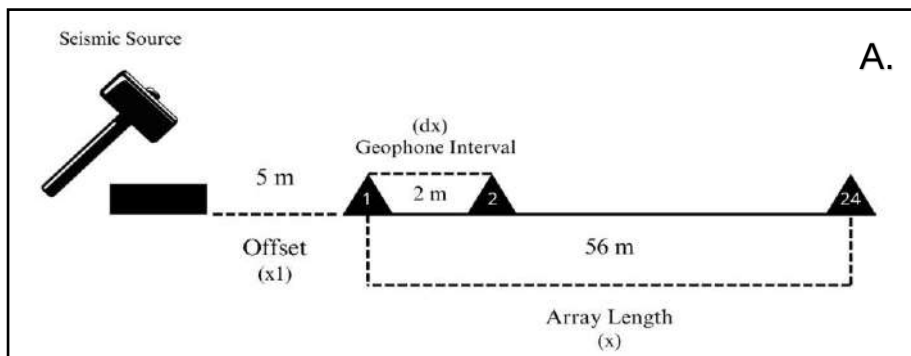
Dimana, X_{rms} adalah nilai rms dari amplitudo mikrotremor sedangkan $X_1, X_2, \dots, X_n$ merupakan nilai amplitudo dari data rekaman mikrotremor yang dipilih berdasarkan pemilihan window saat penentuan kurva HVSR. Sedangkan n adalah jumlah sample amplitudo mikrotremor. Analisis yang dilakukan dalam tahap ini melibatkan data mikrotremor pada komponen horizontal maupun vertikal.

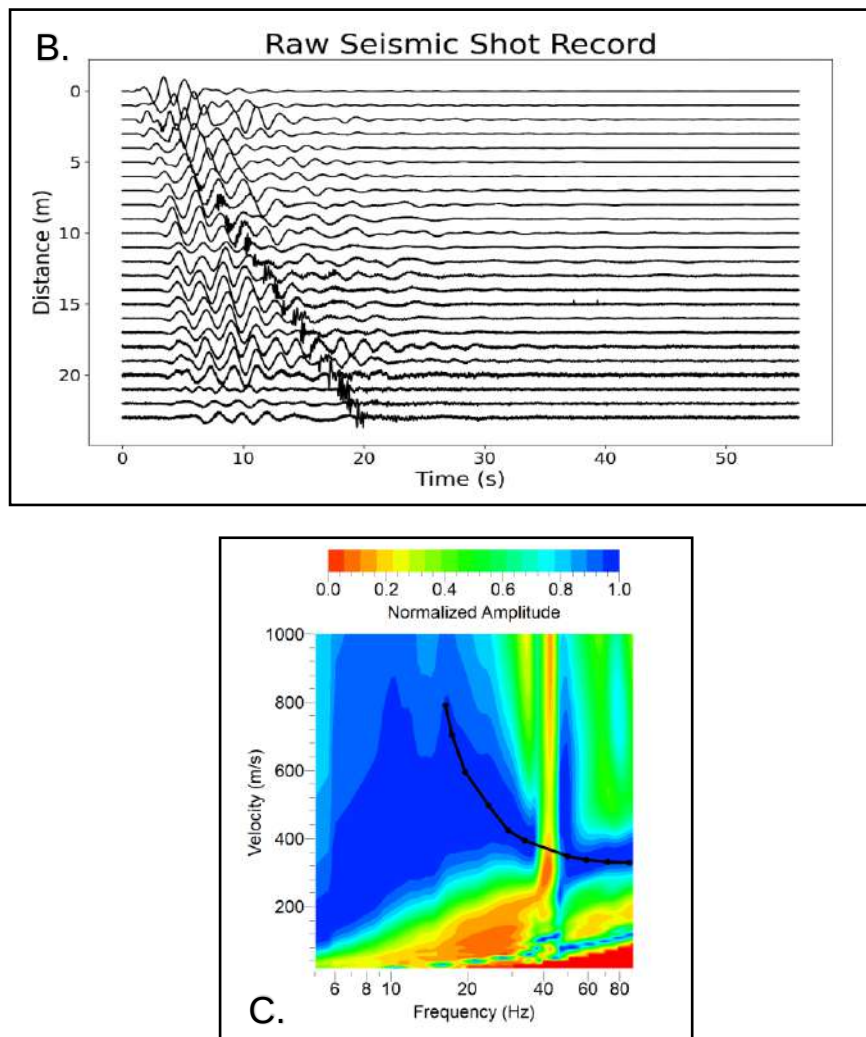
Analisis terhadap nilai RMS amplitudo mikrotremor berperan penting dalam mengidentifikasi fenomena amplifikasi getaran akibat resonansi, yang terjadi. Dengan mengetahui nilai RMS amplitudo mikrotremor, informasi penting dapat diperoleh untuk mengidentifikasi area pengukuran yang memiliki potensi amplifikasi getaran tinggi akibat resonansi seismik. Yang dimana amplifikasi ini sering kali berkorelasi dengan kondisi tanah yang tidak stabil, seperti tanah lunak atau lapisan dengan ketebalan tertentu, yang rentan terhadap deformasi saat menerima energi berupa getaran. Oleh karena itu, nilai RMS amplitudo dapat digunakan sebagai indikator awal untuk menentukan lokasi-lokasi yang berpotensi mengalami longsor di masa mendatang.

2.3.3 MASW (*Multi Analysis of Surface Waves*)

Metode *Multi Analysis of Surface Waves* (MASW) adalah salah satu metode survei yang memanfaatkan gelombang permukaan frekuensi rendah (1 – 30 Hz) dengan investigasi kedalaman dangkal. Informasi yang didapatkan dari MASW berupa profil kecepatan gelombang geser (v_s) untuk menentukan kekuatan material bawah permukaan pada lokasi penelitian (Park et al., 2007).

Dalam pengukuran MASW, kualitas data yang tinggi diperoleh dengan memilih pengaturan parameter saat melakukan survei dengan menggunakan metode ini. Parameter tersebut seperti Panjang lintasan, jarak antar geophone, dan offset. Panjang lintasan (L) berhubungan dengan panjang gelombang terpanjang yang didapatkan dari akuisis data ($\lambda_{\max}$) dan juga berhubungan dengan kedalaman maksimum dari investigasi ($z_{\max}$). Kriteria umumnya, panjang gelombang terpanjang yang di analisa setara dengan panjang lintasan (Park & Carnevale, 2010). Jarak antar geophone memiliki hubungan dengan panjang gelombang terpendek yang terdapat pada kurva dispersi ($\lambda_{\min}$). Pada umumnya, jarak antar geophone tidak lebih besar dari seperdua dari panjang gelombang terpendek (Xia et al., 2009). Sehingga dilakukan pengukuran metode MASW pada lokasi penelitian, dengan panjang lintasan 56 m dan jarak antar geophone sebesar 2 m, serta offset sebesar 5 m tiap lintasannya, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 5 (A). Pengukuran dilakukan dengan metode *forward* dan *reverse shooting*, di mana sumber getaran ditempatkan di kedua ujung lintasan untuk memperoleh data yang lebih akurat dan mengurangi efek bias. Data seismic yang direkam dalam domain ruang-waktu (x - t) dikonversi ke dalam domain-frekuensi. Metode pergeseran fasa adalah Teknik transformasi gelombang yang menggunakan kumpulan data seismic yang direkam untuk menghasilkan spektrum kecepatan fasa (Park et al., 1998). Metode pergeseran fase terdiri dari tiga langkah; i) Transformasi Fourier dan normalisasi amplitude; ii) Visualisasi citra dispersi; dan iii) Ekstraksi kurva dispersi (*Dispersion curve*) (Olafsdottir, 2014).





Gambar 5 Ilustrasi tahapan dalam metode MASW (A) Desain Akuisisi Lapangan (B) Hasil rekaman penembakan seismik (C) Analisis Citra dispersi, garis hitam menunjukkan area yang dipicking untuk ekstraksi kurva dispersi atau area dengan amplitudo yang tinggi.

Pada tahap awal, data seismik yang direkam dari *impulsive shot gather* dalam domain waktu dikonversi ke domain frekuensi menggunakan Transformasi Fourier. Transformasi Fourier bekerja dengan mendekomposisi sinyal kompleks menjadi komponen-komponen frekuensi sinusoidal, sesuai dengan persamaan (6) berikut;

$$U(f) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t)e^{-i2\pi ft} dt \quad (6)$$

Dimana $U(f)$ adalah representasi sinyal dalam domain frekuensi, $u(t)$ merupakan sinyal asli dalam domain waktu, f adalah frekuensi, t adalah waktu, $e^{-i2\pi ft}$ adalah fungsi eksponensial kompleks yang merepresentasikan gelombang sinusoidal. Dalam implementasi numerik, data seismik yang direkam secara diskret oleh beberapa geofon

diproses menggunakan Transformasi Fourier. Setelah transformasi dilakukan spektrum amplitudo yang diperoleh kemudian dinormalisasi. Proses normalisasi dilakukan dengan membagi nilai amplitudo pada setiap frekuensi dengan nilai maksimum amplitudo dalam spektrum tersebut dan ditunjukkan pada persamaan (7) berikut;

$$U_{norm} = \frac{U(f)}{\max(|U(f)|)} \quad (7)$$

Kemudian, dalam tahap kedua visualisasi citra dispersi diperoleh dengan memplot nilai dalam parameter fase-frekuensi (V_{ph-f}) yang didapat dengan menormalisasi domain amplitudo yang dijumlahkan. Visualisasi ini biasanya ditampilkan sebagai plot kontur dengan skala warna yang menunjukkan variasi amplitudo, seperti yang ditunjukkan pada gambar 5 (C). Untuk memperoleh kurva dispersi, dilakukan picking pada area yang berada pada area fundamental mode yang dikaitkan dengan tren amplitudo maksimum, untuk hasil picking citra dispersi dipilih berdasarkan pasangan geophone MASW dengan stasiun mikrotremor, hasil picking citra dispersi pada titik pengukuran lainnya dapat dilihat pada **Lampiran 1 Pengolahan Data Dispersion curve**. Kurva dispersi mode fundamental biasanya paling sering digunakan dalam tahap inversi (Xia et al., 2002).

2.3.4 Joint Inversion HVSR-Dispersion curves

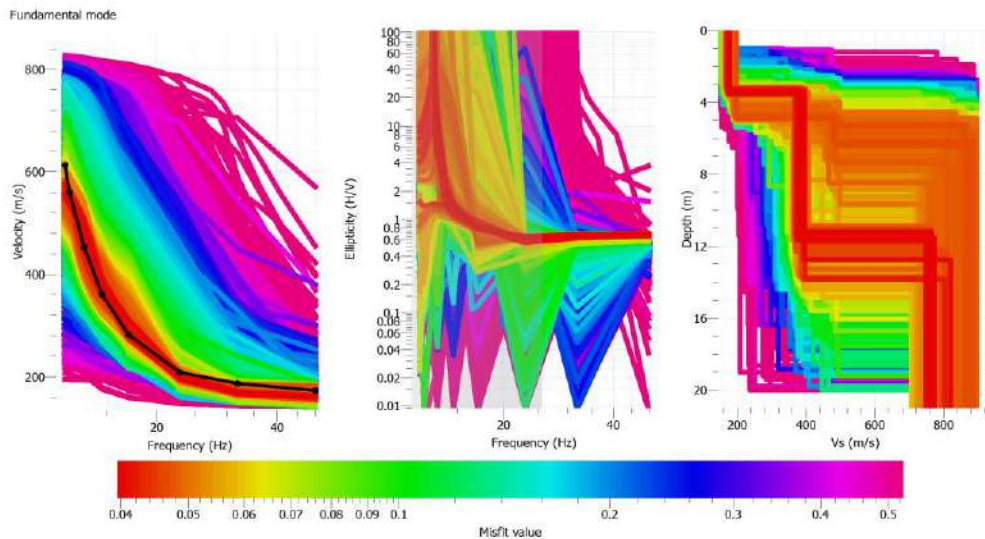
Kombinasi analisis kurva dispersi dan inversi gabungan (*Joint Inversion*) menggunakan data HVSR dan kurva dispersi meningkatkan akurasi model bawah permukaan. Kurva dispersi sensitif terhadap kecepatan gelombang geser di lapisan dangkal, sementara frekuensi dominan (f_0) HVSR memberikan informasi lapisan lebih dalam. Pendekatan ini memastikan hasil inversi yang lebih andal, sehingga mendukung interpretasi kondisi geologi bawah permukaan secara lebih komprehensif. Metode ini merupakan salah satu metode yang dipopulerkan oleh Arai (2005) dari model tersebut diasumsikan sebagai medium elastis semi-infinita yang terdiri dari N lapisan parallel, solid, homogen, dan isotropic. Setiap lapisan dicirikan oleh ketebalannya (H), densitas (ρ), kecepatan gelombang-P (V_p), dan kecepatan gelombang-S (V_s). Dari analisis sensitivitas menunjukkan bahwa V_s dan H memiliki pengaruh yang lebih kuat dibandingkan V_p dan ρ terhadap kurva dispersi gelombang Rayleigh dan spectra H/V gelombang permukaan (Tsuboi & Saito, 1983; Horike, 1985). Sehingga asumsi model parameter yang dibuat adalah seperti yang diuraikan pada Tabel 1 Batas penentuan parameter inversion. Selain itu parameter ini dapat di ubah mengikuti variasi data yang akan dijadikan variable untuk dilakukan pemodelan.

Tabel 1 Batas penentuan parameter inversion.

S-Wave Vel (m/s)	Thickness (m)	Density (g/cm ³)
200-400	0.5-10	1.5-2.0
200-500	1-20	1.5-2.0
700-900	-	1.5-2.0

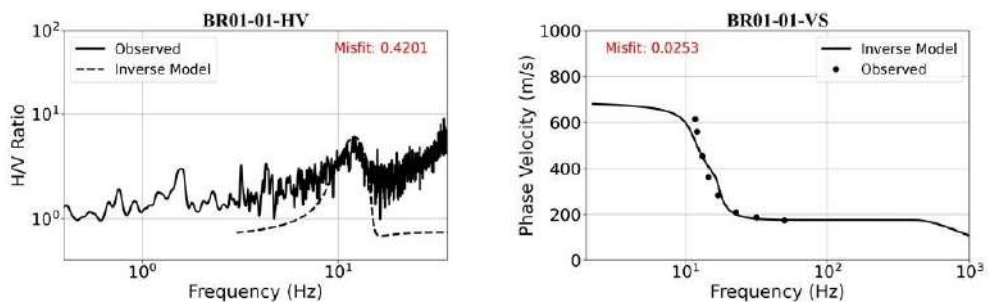
Tahap awal dalam perancangan model joint inversi, dilakukan inversi (pemodelan kebelakang) dengan melibatkan data pengukuran MASW berdasarkan pemilihan dari

pasangan geophone MASW dengan letak sensor rekaman mikrotremor berdasarkan informasi frekuensi dominan (f_0) yang diperoleh dari kurva HVSR. Pengolahan ini dilakukan menggunakan dinver, model observasi dihitung untuk mencocokkan model teoritis. Evaluasi model dilakukan hingga diperoleh Misfit terkecil antara *dispersion curve* yang diamati dengan yang dihitung, serta perbedaan antara frekuensi dominan (f_0) yang teramati dan yang dihitung, seperti yang ditunjukkan pada gambar 6.



Gambar 6 Skema Joint inversion pada pasangan data pada lintasan L2 dengan data *Dispersion curve*-frekuensi Dominan (f_0) pada aplikasi DINVER.

Kemudian, setelah memperoleh hasil inversi dari data frekuensi dominan (f_0) dari kurva HVSR dan *Dispersion curve* dari data MASW, langkah selanjutnya adalah evaluasi model teoritikal dengan menggunakan metode *Forward Modeling* (Pemodelan Kedepan), seperti yang ditunjukkan pada gambar 7.



Gambar 7 Fiting Model Observasi Vs Teoritikal pada Lintasan L2, untuk pasangan data BR01-01.

Pendekatan yang digunakan dalam pemodelan ini mengacu pada metode yang dikembangkan oleh Haskell, (1990) yang memungkinkan perhitungan respon seismik

berdasarkan struktur lapisan bawah permukaan yang dikalkulasikan. Metode ini memberikan gambaran tentang bagaimana gelombang seismik merambat melalui berbagai lapisan material, dengan memperhitungkan faktor-faktor seperti kecepatan gelombang, impedansi, dan ketebalan lapisan. Dengan menggunakan metode *Forward Modeling* ini, hasil model teoritikal dibandingkan dengan data observasi yang diperoleh dari pengukuran seismik, seperti data HVSR dan *dispersion curves*. Evaluasi terhadap kecocokan model teoritikal dengan data observasi ini sangat penting untuk meningkatkan akurasi pemodelan geofisika, yang pada akhirnya memberikan wawasan yang lebih dalam tentang struktur bawah permukaan dan potensi stabilitas lereng di daerah yang diteliti.

Kecepatan fase gelombang Rayleigh pada frekuensi f_i ditentukan oleh persamaan karakteristik F_R dalam bentuk nonliniernya, yang ditunjukkan dalam persamaan oleh (Thomson, 1950; Haskell, 1990; Xia et al., 1999);

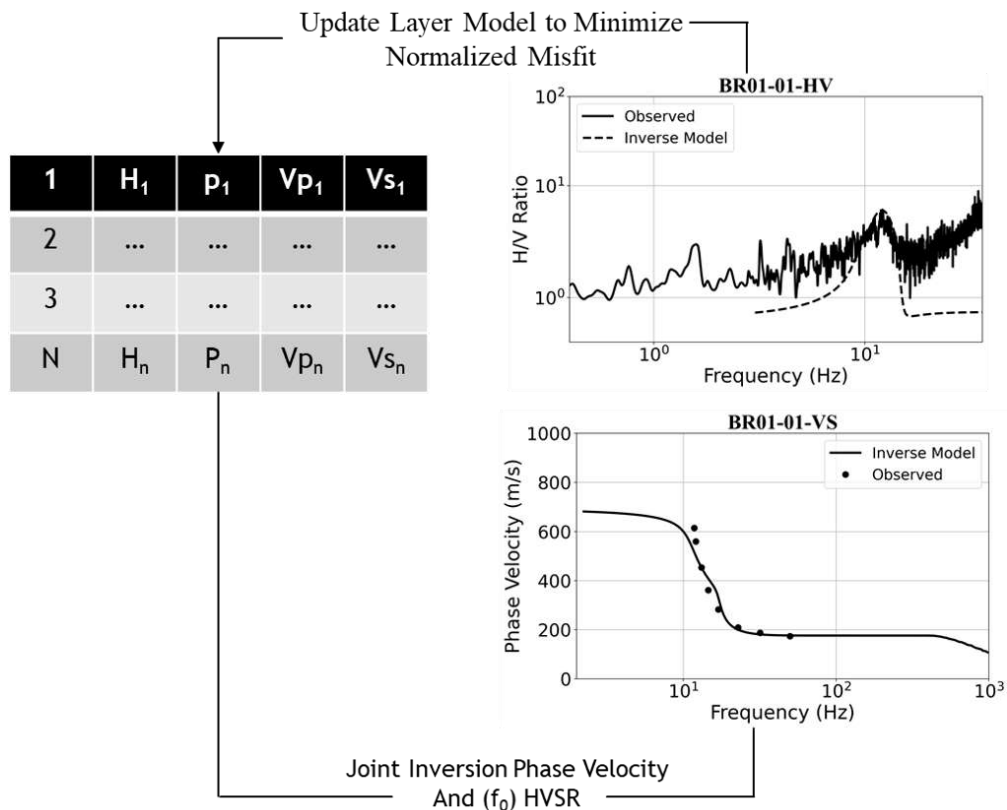
$$F_R(f_i, c_i, v_s, v_p, p, h) = 0 \quad (i = 1, 2, \dots, L) \quad (10)$$

Sehingga $v_s = (v_{s1}, v_{s2}, \dots, v_{sn})^T$ adalah vector kecepatan gelombang geser (S-Wave) untuk n lapisan. $v_p = (v_{p1}, v_{p2}, \dots, v_{pn})^T$ adalah vector kecepatan gelombang P, $p = (p_1, p_2, \dots, p_n)^T$ adalah vector densitas. $h = (h_1, h_2, \dots, h_n)^T$ adalah vector ketebalan.

Demikian pula, untuk model pada nilai HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) gelombang Rayleigh pada frekuensi f_i di permukaan bebas dapat ditulis sebagai;

$$F'_R(f_i, c_i, v_s, v_p, p, h) = 0 \quad (i = 1, 2, \dots, L) \quad (11)$$

Persamaan (10) dan (11) merepresentasikan pemodelan kedepan (*forward modeling*) dari kurva dispersi gelombang Rayleigh dan frekuensi dominan (f_0) dari kurva HVSR untuk bawah permukaan. Dalam inversi, kecepatan gelombang P (v_p) dan densitas (p) dianggap sudah diketahui, sedangkan kecepatan gelombang geser S (v_s) yang dicari melalui proses inversi seperti yang dijelaskan pada tahap sebelumnya menggunakan dinver. Secara garis besar skema joint inversion ditunjukkan pada Gambar 8.



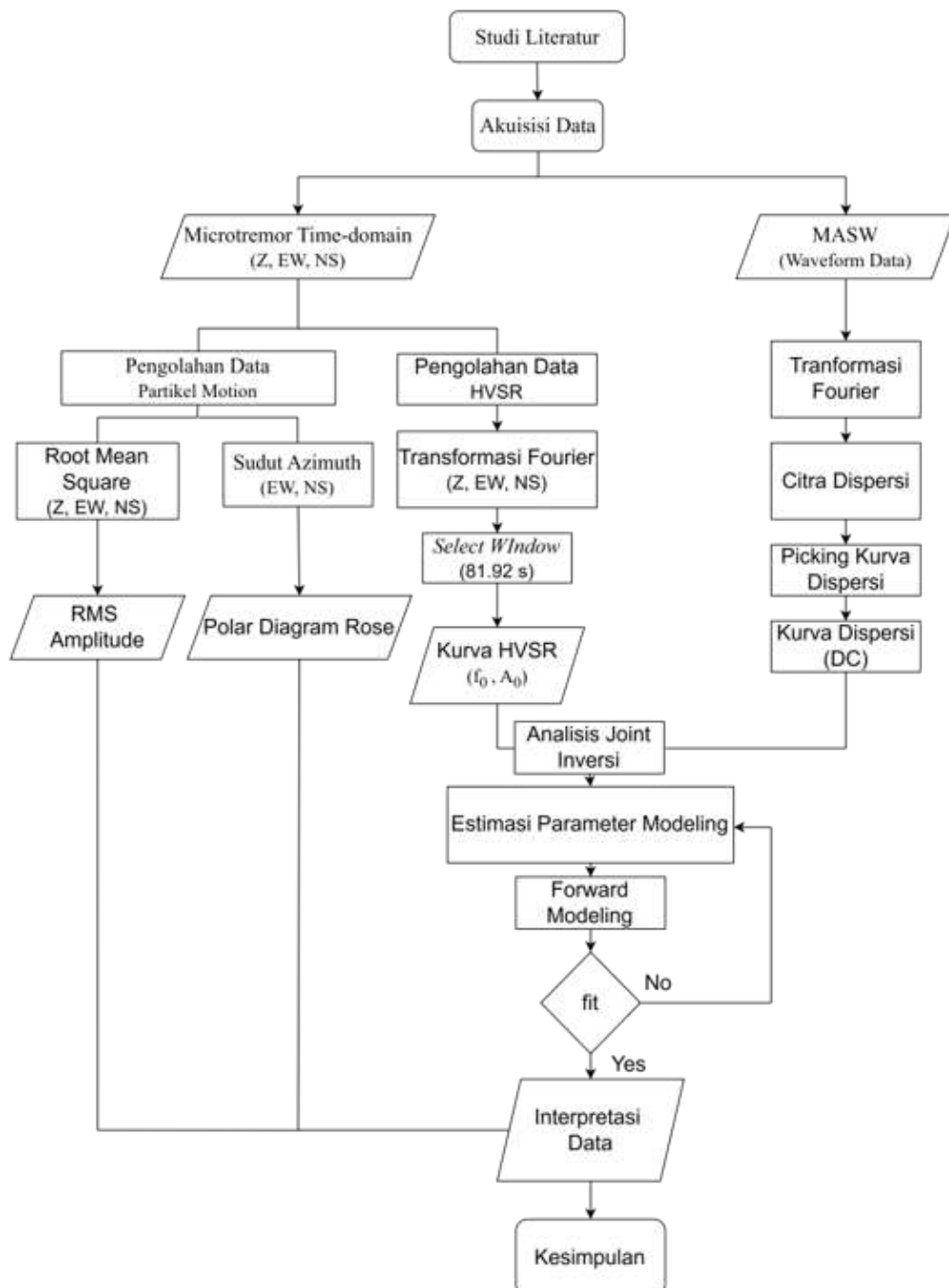
Gambar 8 Ilustrasi metode joint inversion dengan *dispersion curve* dan Frekuensi Dominan (f_0). Modifikasi dari gambar (Arai, 2005).

Setelah memperoleh nilai kecepatan gelombang geser (V_s) yang dapat memberikan informasi tentang karakteristik struktur bawah permukaan, kemudian diklasifikasikan berdasarkan pada Tabel 2.

Tabel 2 Klasifikasi geomaterial berdasarkan nilai v_p dan v_s (Foti et al., 2014).

Geomaterial	v_p (m/s)	v_s (m/s)	Poisson Ratio
Crystalline rocks	4000-6500	2500-3500	0.2-0.3
Calcareous, fractured rocks	1600-3000	1000-1500	0.2-0.3
Soft rocks, very dense gravels	800-2000	500-1000	0.2-0.3
Medium to dense gravels	650-1500	400-800	0.2-0.3
Medium to dense sands	350-750	200-400	0.2-0.3
NC clays and silts	250-500	150-300	0.15-0.25
Very soft clays	80-200	50-100	0.15-0.25

2.4 Diagram Alir Penelitian



Gambar 9 Bagan Alir.