

BAB I

PENDAHULUAN

I.1 Latar Belakang

Kecepatan gelombang geser (V_s) merupakan salah satu parameter fisis yang digunakan untuk menilai ketahanan struktur bawah permukaan pada suatu situs. Nilai ini dapat diperoleh melalui analisis dispersif gelombang Rayleigh. Metode analisis gelombang permukaan kekinian semakin mutakhir seiring kebaruan yang dihasilkan melalui penelitian karakterisasi situs di kalangan geofisikawan. Begitu pula pengaplikasiannya pada bidang geoteknik, nilai V_s dijadikan sebagai standar pada aspek perancangan infrastruktur dan atau mitigasi bencana alam (SNI 1726, 2019).

Implementasi metode aktif dan pasif kerap dilakukan secara berdampingan dalam studi karakterisasi situs. Hal tersebut bertujuan untuk memperluas jangkauan resolusi frekuensi pada data sehingga meningkatkan kedalaman investigasi dari profil V_s . Hal ini mengingat bahwa karakteristik masing-masing metode: metode seismik aktif lebih efektif untuk mencitrakan bawah permukaan pada kedalaman yang relatif dangkal; metode seismik pasif, lebih sesuai untuk menggambarkan bawah permukaan pada kedalaman yang lebih dalam (Riano dkk., 2024; Vantassel dan Cox, 2022; Schwellenbach dan Hinzen, 2020; Garofalo dkk., 2016; Foti dkk., 2011; Chimoto dkk., 2023; Park dkk., 2005).

Penggabungan metode aktif dan pasif perlu dilakukan secara cermat karena perbedaan asumsi terkait jenis sumber gelombang yang digunakan. Metode seismik yang menggunakan sumber aktif adalah *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) (Park dkk., 1999) dan *Spatial Autocorrelation* (SPAC) (Aki, 1957) menggunakan sumber pasif. MASW dan SPAC dijadikan opsi kajian berdasarkan objektifnya yang beririsan pada analisis dispersi dalam domain frekuensi – kecepatan fase. Output berupa kurva dispersi yang koheren diasumsikan sebagai representasi karakter dispersif pada situs.

Universitas Hasanuddin sebagai institusi pendidikan publik perlu untuk mengevaluasi karakteristik kecepatan gelombang geser pada kawasan kampus sebagai upaya preventif mengurangi risiko dan dampak yang dapat ditimbulkan akibat guncangan. Demikian guna penggarapan rancang bangun infrastruktur dapat menerapkan strategi pembangunan yang aman. Atas dasar tersebut, penelitian ini dilakukan dengan mengaplikasikan metode MASW dan SPAC untuk menghasilkan profil 1D kecepatan gelombang geser di salah satu kawasan di dalam kampus yaitu lapangan Panahan, Universitas Hasanuddin.

I.2 Tujuan

Penelitian ini bertujuan untuk:

1. Menentukan gabungan kurva dispersi yang diperoleh dari metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) dan *Spatial Autocorrelation* (SPAC).
2. Menentukan profil kecepatan gelombang geser 1D berdasarkan kurva dispersi gabungan
3. Menentukan kelas Vs30 situs berdasarkan profil kecepatan gelombang geser di lapangan Panahan, Universitas Hasanuddin.

I.3 Landasan Teori

I.3.1 Gelombang Seismik di Dekat Permukaan

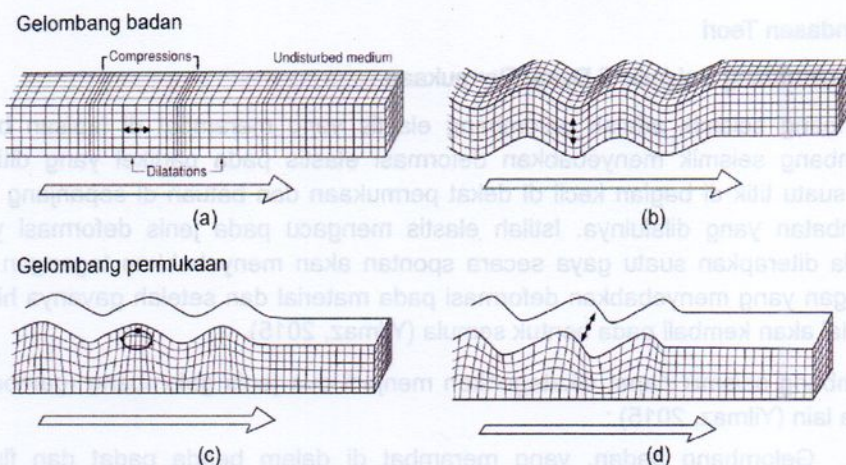
Gelombang seismik adalah gelombang elastis yang merambat di lapisan bumi. Gelombang seismik menyebabkan deformasi elastis pada partikel yang ditinjau pada suatu titik di bagian kecil di dekat permukaan dan batuan di sepanjang jalur perambatan yang dilaluinya. Istilah elastis mengacu pada jenis deformasi yang apabila diterapkan suatu gaya secara spontan akan menyebabkan tegangan dan regangan yang menyebabkan deformasi pada material dan setelah gayanya hilang material akan kembali pada bentuk semula (Yilmaz, 2015).

Gelombang seismik dapat dikategorikan menjadi dua jenis gelombang (gambar 1) antara lain (Yilmaz, 2015):

5. Gelombang badan, yang merambat di dalam benda padat dan fluida. Terbagi atas dua yaitu:
 - a. Gelombang P (disebut pula sebagai gelombang kompresional, gelombang longitudinal, atau gelombang dilatasional) dimana perpindahannya ditandai dengan gerak partikel searah dengan arah rambatan
 - b. Gelombang S (disebut pula sebagai gelombang geser, gelombang transversal, atau gelombang rotasional) dimana perpindahannya ditandai dengan gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambatan. Berdasarkan bentuk perpindahannya terbagi lagi menjadi dua yaitu gelombang SV dengan gerak transversal vertikal dan gelombang SH dengan gerak transversal horizontal.
6. Gelombang permukaan, yang merambat di sepanjang permukaan bebas dan antarmuka antar lapisan dengan kecepatan yang kontras. Terbagi atas dua yaitu:
 - a. Gelombang Rayleigh, merambat pada permukaan bebas yang berasosiasi dengan lapisan elastis di atas lapisan separuh-ruang (*half-space*) dan bergerak vertikal terhadap arah rambat gelombang. Gerak

partikelnya yaitu eliptikal, retrograde, dan prograde terhadap arah rambatan. Gelombang ini merupakan kombinasi dari gelombang P dan SV yang merambat pada arah horizontal di sepanjang permukaan bebas.

- b. Gelombang Love, merambat pada permukaan bebas yang berasosiasi dengan lapisan elastis di atas lapisan separuh-ruang dan bergerak horizontal dan transversal terhadap arah rambat gelombang. Gelombang ini merupakan gelombang SH yang merambat pada arah horizontal di sepanjang permukaan bebas.



Gambar 1: Ilustrasi gerak partikel (a) gelombang P, (b) gelombang S, (c) gelombang Rayleigh, dan (d) gelombang Love (Reynolds, 2011).

Jika tekanan diaplikasikan sebagai sebuah gaya pada medium elastis homogen dari ukuran tak hingga, area kompresi akan bergerak menyebar dalam bentuk bola (*spherical shell*) menjauh dari sumber, besaran kecepatan gelombang kompresi (V_p) dan gelombang transversal terhadap radius dari sumber mengikuti persamaan

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

dimana V_p kecepatan gelombang kompresi, V_s kecepatan gelombang geser, λ konstanta elastis, μ modulus rigiditas, ρ densitas. Perbandingan antara (1) dan (2) disebut sebagai rasio poisson (σ) yang diekspresikan sebagai

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{\frac{1}{2}-\sigma}} \quad (3)$$

Perlu diperhatikan bahwa $\mu = 0$ untuk fluida, karena fluida tidak mempunyai kemampuan untuk menahan geseran, dan nilai maksimum rasio Poisson adalah 0.05 untuk batuan yang keras, 0.45 untuk endapan yang rapuh dan tidak terkonsolidasi, dan pada umumnya bernilai 0.25 (Reynolds, 2011).

1.3.2 Gelombang Rayleigh

Lord Rayleigh, yang mengemukakan teori tentang keberadaan gelombang permukaan pada medium elastis pada tahun 1885, dihormati dengan penamaan gelombang tersebut sebagai gelombang Rayleigh. Gelombang ini menarik perhatian karena dapat memberikan informasi penting mengenai karakteristik bawah permukaan. *Ground roll* adalah jenis khusus dari gelombang Rayleigh yang ditandai dengan amplitudo relatif tinggi dan frekuensi rendah, serta merambat di sepanjang dekat dengan permukaan Bumi (Everett, 2013). Karakteristik gerak vertikal gelombang Rayleigh memungkinkan data dapat diambil melalui geofon komponen vertikal (Foti dkk., 2014).

Kecepatan gelombang Rayleigh bergantung pada konstanta elastisitas di dekat permukaan dan selalu lebih kecil dari kecepatan gelombang S. Ketika $\sigma = 1/4$, kecepatan gelombang Rayleigh adalah $0.92V_s$ (Telford dkk., 1990). Penurunan amplitudo secara eksponensial dengan kedalaman tergantung pada panjang gelombang. Dalam setengah ruang yang homogen, kecepatan gelombang Rayleigh tidak bergantung pada frekuensi, yaitu gelombang Rayleigh tidak mengalami dispersi dalam medium homogen. Namun, gelombang Rayleigh bersifat dispersif dalam medium berlapis; komponen gelombang dengan panjang gelombang yang berbeda (dan dengan demikian frekuensi yang berbeda) memiliki kedalaman penetrasi yang berbeda dan merambat dengan kecepatan yang berbeda pula (Everett, 2013).

1.3.3 Karakteristik Dispersif Gelombang Rayleigh

Perambatan gelombang permukaan pada medium homogen vertikal pada dasarnya adalah fenomena multimodal, yaitu pada medium berlapis tiap komponen frekuensi merambat dengan kecepatan yang berbeda (gambar 2). Sifat ini dinamakan dispersi geometrik yaitu gelombang harmonik dengan panjang gelombang berbeda merambat pada batas kedalaman yang berbeda dan oleh karena itu, untuk setiap panjang gelombang, kecepatan fase bergantung pada sifat elastis dan densitas bawah permukaan pada rentang kedalaman tertentu (Socco dkk., 2010). Gelombang frekuensi tinggi (panjang gelombang pendek) merambat pada lapisan yang lebih tipis dan kecepatannya bergantung pada karakteristik material dangkal, sementara gelombang frekuensi rendah (panjang gelombang besar) merambat pada lapisan yang lebih tebal dan dipengaruhi oleh karakteristik material pada kedalaman yang lebih dalam (Socco dan Strobbia, 2004).

Karakteristik dispersif gelombang permukaan dapat dijelaskan dengan terlebih dahulu meninjau persamaan gelombang dispersif linear yaitu

$$\phi(x, t) = A \cdot e^{i(kx - \omega(k)t)} \quad (4)$$

dimana A adalah amplitudo gelombang dan frekuensi radial $\omega(k)$ tidak konstan namun merupakan fungsi tersendiri bilangan gelombang (k). Laju fase adalah kecepatan dari wavefront, dimana titik lokus memiliki fase yang konstan yaitu

$$(kx - \omega(k)t) = \text{konstan} \quad (5)$$

dan kecepatan fase (c) dari gelombang diekspresikan sebagai

$$c = \frac{dx}{dt} = \frac{\omega(k)}{k} \quad (6)$$

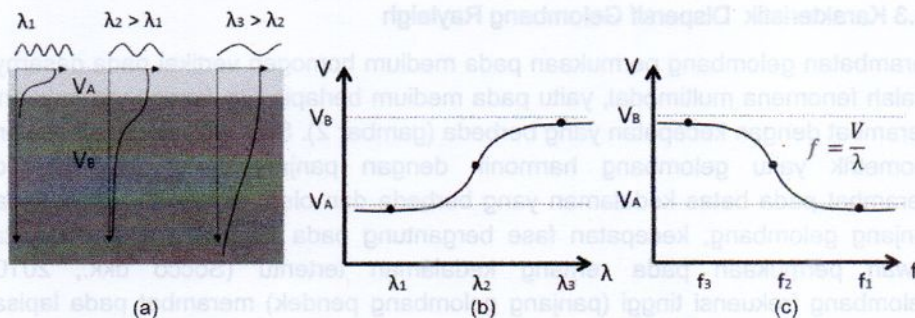
persamaan (6) menunjukkan bahwa turunan dari $\omega(k) \neq 0$, kecepatan fase tidak konstan namun bergantung pada bilangan gelombang (k) sehingga gelombang dengan nilai bilangan gelombang yang berbeda akan merambat dengan kelajuan yang berbeda. Perlu diperhatikan bahwa karakter kecepatan fase adalah laju perambatan dari suatu fase pada waveform, sementara kecepatan fase grup adalah kecepatan paket atau grup dari gelombang (gambar 3) yang diekspresikan sebagai

$$c_{\text{group}} = \frac{\partial \omega(k)}{\partial k} \quad (7)$$

hubungan kedua persamaan di atas dapat dinyatakan sebagai

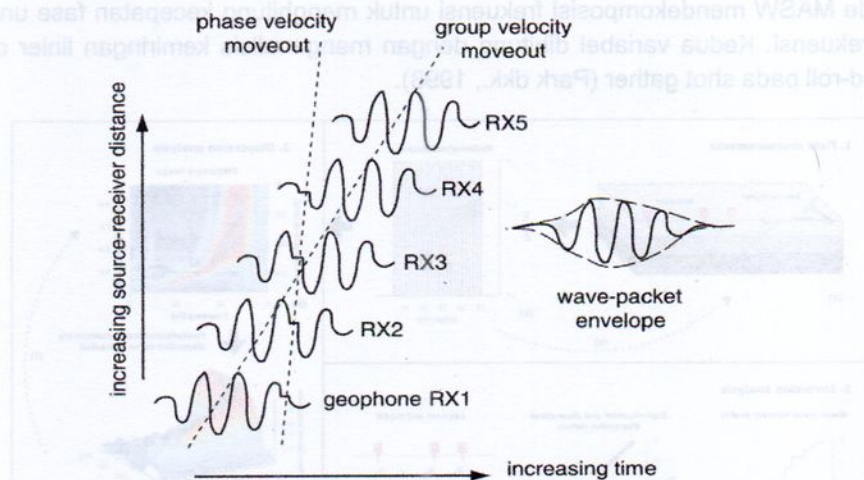
$$c_{\text{group}} = c + k \frac{dc}{dk} \quad (8)$$

Untuk gelombang permukaan multimode, tiap mode dideskripsikan berdasarkan fase frekuensi-dependen dan kecepatan fase grup (gambar 3) Gelombang dengan karakter seperti penjelasan tersebut dikatakan dispersif (Foti dkk., 2011).



Gambar 2: Dispersi geometris gelombang permukaan pada medium heterogen secara vertikal dengan parameter frekuensi, panjang gelombang dan kecepatan fase. (a) Ilustrasi besar amplitudo fundamental mode terhadap kedalaman untuk panjang gelombang yang berbeda. (b) Kurva dispersi dalam domain λ - V . (c) Kurva dispersi dalam domain f - V (Foti, 2017).

Analisis metode gelombang permukaan sangat bergantung pada ekstraksi kurva dispersi multimode, yang merupakan data mendasar untuk sebagian besar aplikasinya. Metode ekstraksi dapat beragam, tergantung pada karakteristik sumber dan penjalaran gelombang permukaan. Metode konvensional mengasumsikan mode fundamental tunggal, tetapi fenomena gelombang permukaan yang sebenarnya sering kali mencakup mode yang lebih tinggi dan peristiwa gelombang badan, yang melampaui keadaan ini (Park dkk., 2001)



Gambar 3: Kecepatan fase dan kecepatan fase grup (Telford dkk., 1990).

Pemisahan mode yang berbeda secara akurat hanya dapat dilakukan melalui metode perekaman multi-channel yang dikombinasikan dengan teknik pemrosesan data yang tepat untuk multi-channel seperti melalui metode transformasi spektrum. Termasuk metode yang akan dibahas yaitu *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) (Park dkk., 1999) dan *Spatial Autocorrelation* (SPAC) (Aki, 1957) yang keduanya menganalisis sifat dispersif gelombang Rayleigh juga menerapkan metode transformasi untuk mendapatkan citra dispersi.

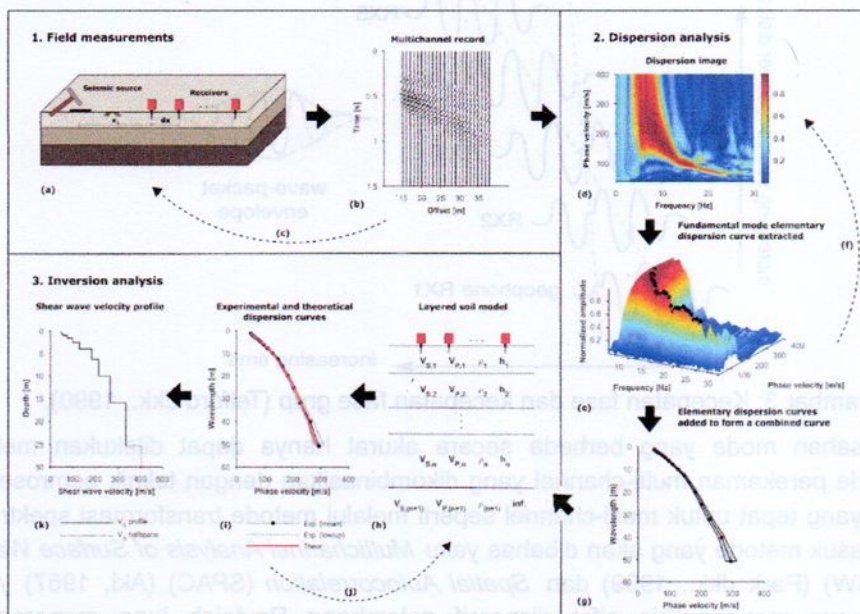
Rekaman seismik yang diperoleh dari hasil akuisisi $u(x,t)$ merupakan data dalam domain offset-waktu ($x-t$). Analisis dispersi dilakukan dalam domain frekuensi sebagaimana telah dijelaskan sebelumnya. Pengubahan sinyal dalam domain waktu ($g(t)$) ke domain frekuensi ($G(f)$) dan sebaliknya ditempuh melalui transformasi Fourier. Transformasi Fourier diturunkan dari deret Fourier sehingga fungsi didekomposisi menjadi penjumlahan periodik sinyal harmonik dalam fungsi sinus atau kosinus. Transformasi Fourier diekspresikan sebagai

$$G(f) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t) e^{-i2\pi ft} dt \quad \text{dan} \quad g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} G(f) e^{-i2\pi ft} df \quad (9)$$

dua persamaan di atas merepresentasikan pasangan transformasi Fourier (Foti dkk., 2014).

1.3.4 Multichannel Analysis of Surface Waves

Metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) merupakan metode yang memanfaatkan fenomena dispersi gelombang permukaan dengan tujuan untuk mendapatkan informasi kecepatan gelombang geser dekat permukaan. Pengukuran aktif seismik multichannel memungkinkan identifikasi event seismik yang memiliki koherensi yang tinggi untuk tiap rekaman receiver berdasarkan penerapan jarak antara sumber dan penerima pada rentang waktu yang simultan. Dengan cara ini metode MASW mendekomposisi frekuensi untuk menghitung kecepatan fase untuk tiap frekuensi. Kedua variabel dihitung dengan menganalisis kemiringan linier dari ground-roll pada shot gather (Park dkk., 1998).



Gambar 4: Prosedur metode MASW (Olafsdottir dkk., 2018).

Pengambilan data rekaman seismik terkhusus pada seismik aktif umumnya dilakukan menggunakan serangkaian susunan penerima dengan satu sumber yang dibangkitkan pada jarak tertentu dari rangkaian penerima (Gambar 5). Sumber aktif (misalnya palu godam) menghasilkan energi yang terkonsentrasi pada frekuensi tinggi (beberapa hertz hingga beberapa puluh hertz). Hal ini membatasi kedalaman maksimum hingga sekitar 15-40 m (tergantung pada struktur kecepatan situs dan massa sumber getaran). Energi yang dibangkitkan oleh sumber kemudian diterima oleh geofon jenis vertikal untuk mengakomodir karakteristik penjalaran gelombang Rayleigh (Foti dkk., 2017).

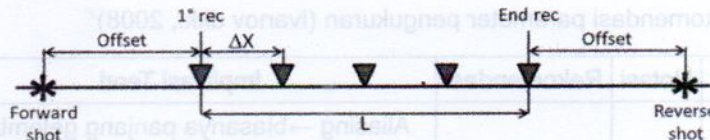
Beberapa kaidah optimisasi dalam pemilihan parameter lapangan pada proses akuisisi data dirangkum pada tabel 1 (Ivanov dkk., 2008).

Tabel 1: Rekomendasi parameter pengukuran (Ivanov dkk., 2008)

Parameter	Notasi	Rekomendasi	Implikasi Teori
Spasi geofon	Δx	1-4 m	Aliasing $\rightarrow$ biasanya panjang gelombang minimum yang diukur $\lambda_{\min} \sim 2\Delta x$ Ketebalan lapisan tipis dekat permukaan P
Panjang bentangan	L	23-96 m	Panjang gelombang maksimum $\lambda_{\max} \sim L$ Dugaan kedalaman investigasi maksimum $P_{\max} \sim \lambda_{\max}/3$ sampai $\lambda_{\max}/2$
Jumlah geofon	N	24 atau 48	Kualitas citra dispersi
Offset	x_i	5-20 m	Efek <i>near field</i> dan <i>far field</i> . Direkomendasikan untuk mengambil data dengan penembakan lebih dari satu
Interval sampling	Δt	0.5 ms	Frekuensi Nyquist/Shannon $f_{\max} = f_s/2 = 1000 \text{ Hz}$
Frekuensi sampling	F_s	2000 Hz	
Waktu perekaman	T	2 s	Merekam gelombang permukaan secara keseluruhan
Waktu tunda		0.1-0.2 s	Mengantisipasi kesalahan ketika pemrosesan data

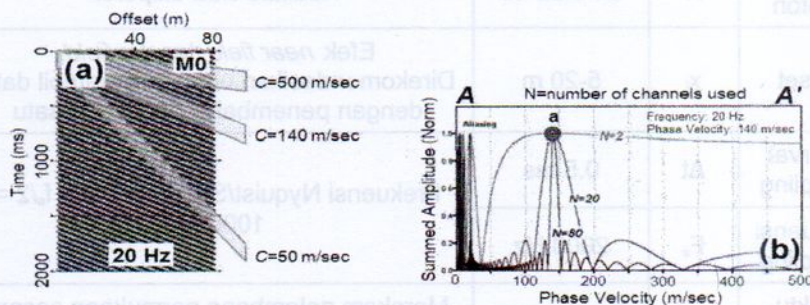
Pengambilan data rekaman seismik terkhusus pada seismik aktif umumnya dilakukan menggunakan serangkaian susunan penerima dengan satu sumber yang dibangkitkan pada jarak tertentu dari rangkaian penerima (gambar 5). Sumber aktif menghasilkan energi yang terkonsentrasi pada frekuensi tinggi (beberapa hertz hingga beberapa puluh hertz). Hal ini membatasi kedalaman maksimum hingga sekitar 15-40 m (tergantung pada struktur kecepatan situs dan massa sumber getaran). Energi yang dibangkitkan oleh sumber kemudian diterima oleh geofon jenis vertikal untuk mengakomodir karakteristik penjalaran gelombang Rayleigh (Foti dkk., 2017).

Kurva dispersi diekstraksi dari data gelombang permukaan yang terukur dengan menggunakan metode pergeseran fasa (*phase-shift method*). Metode pergeseran fasa mencakup penjumlahan medan gelombang pada tiap tras dalam domain frekuensi. Tahapan ini mencakup peninjauan variabel fasa yang terkandung pada persamaan spektrum, yakni produk antara variabel amplitudo dan variabel fasa. Amplitudo pada variabel fasa yang ditinjau dinormalisasi untuk menghilangkan efek penyebaran geometris dan atenuasi. Amplitudo kemudian dijumlahkan pada seluruh tras berdasarkan pemindaian kecepatan vase (gambar 6b) (Park, 2011).



Gambar 5: Konfigurasi akuisisi data MASW (Foti dkk., 2017).

Pemindaian kecepatan fase dilakukan berdasarkan interval kecepatan tertentu yang ditandai pada bidang arsiran di gambar 6a. Amplitudo maksimum hasil pergeseran fase merepresentasikan fundamental mode. Nilai-nilai tersebut yang dipilih untuk membentuk kurva dispersi pada metode MASW (Park, 2011).

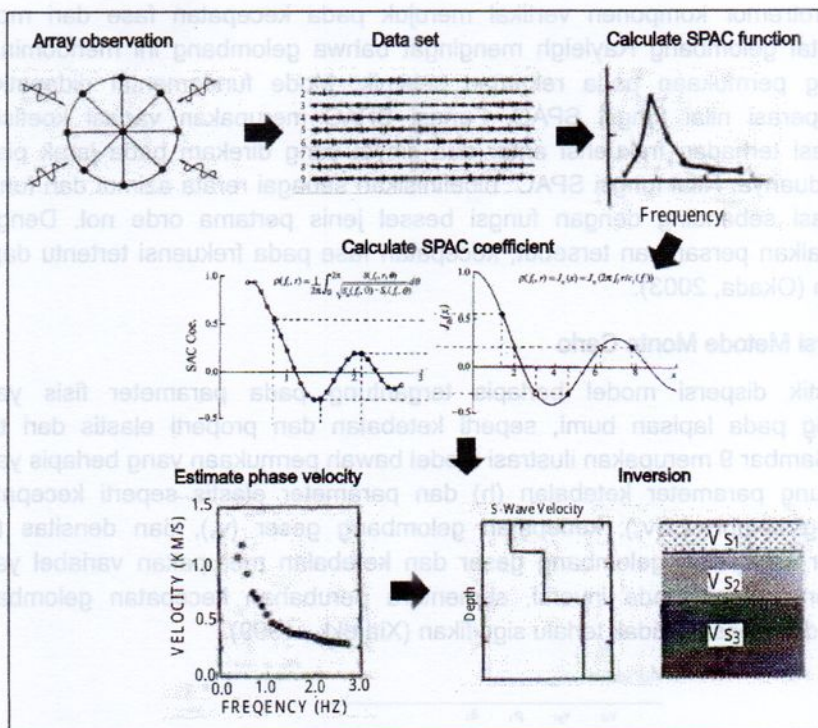


Gambar 6: Prinsip metode pergeseran fase. (a) Normalisasi sinusoid dan (b) Penjumlahan amplitudo untuk tiap pemindaian kecepatan fase (Park, 2011).

1.3.5 Spatial Autocorrelation

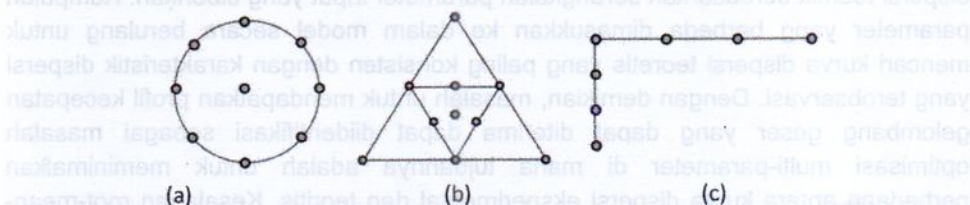
Metode autokorelasi spasial (SPAC) merupakan salah satu metode pasif yang digunakan untuk menentukan profil kecepatan gelombang geser. Metode ini berlandaskan bahwa kecepatan fase dapat ditentukan melalui analisis statistik dari getaran ambien yang merupakan fenomena stokastik. Getaran ambien pada data mikrotremor yang diperoleh melalui susunan receiver yang sesuai diasumsikan datang dari arah berbeda-beda adalah fungsi dari kecepatan fase dan frekuensi. Hubungan dari variabel tersebut didapatkan melalui perhitungan autokorelasi spasial. Dengan cara ini gelombang permukaan dapat diekstrak pada data mikrotremor (Aki, 1957).

Lokasi sumber dan arah perambatan gelombang mikrotremor umumnya tidak diketahui, sehingga perlu menentukan susunan konfigurasi yang tepat dalam pengambilan data dengan tujuan untuk menangkap semua gelombang dari sembarang arah. Umumnya susunan rangkaian bentuk lingkaran dan segitiga digunakan bila posisi sumber tanpa arah preferensi dikarenakan sensitivitas yang hampir sama terhadap sumber dari arah yang tercakupi. Sementara susunan bentuk T dan L (gambar 8) digunakan terkhusus pada daerah dengan tingkat bising yang tinggi seperti pada areal perkotaan (Foti dkk., 2017).



Gambar 7: Prosedur metode SPAC (Okada, 2003).

Rentang waktu perekaman dan jumlah receiver pada analisis statistik metode SPAC berbanding lurus terhadap kualitas data yang diperoleh, namun tentu akan membutuhkan efisiensi pada akuisisi itu sendiri. Meskipun tiap situs memiliki karakteristik tersendiri namun panjang rekaman 10 – 20 menit biasanya cukup untuk susunan konfigurasi akuisisi yang memiliki spasi < 100 m. Lama rekaman yang lebih lama dibutuhkan seiring pertambahan ukuran spasi. Sementara lama waktu perekaman dengan panjang 30 – 40 menit dapat digunakan untuk panjang konfigurasi akuisisi > 1000 m dan lama rekaman > 1 jam digunakan untuk panjang konfigurasi akuisisi > 1 km (Hayashi, dkk, 2022).

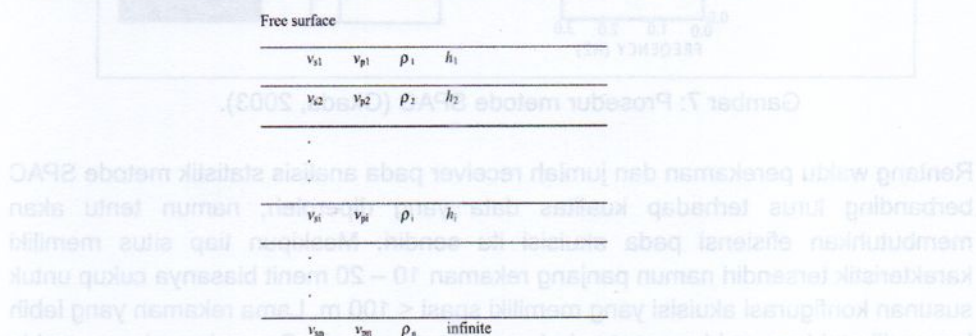


Gambar 8: Opsi susunan geometri akuisisi SPAC. (a) Bentuk lingkaran, (b) Bentuk segitiga, (c) Bentuk L (Asten dan Hayashi, 2018).

Data mikrotremor komponen vertikal merujuk pada kecepatan fase dari mode fundamental gelombang Rayleigh mengingat bahwa gelombang ini mendominasi gelombang permukaan pada rekaman seismik. Mode fundamental didapatkan melalui operasi nilai fungsi SPAC. Fungsi SPAC merupakan variasi koefisien autokorelasi terhadap frekuensi antar dua sinyal yang direkam pada jarak pisah antara keduanya. Nilai fungsi SPAC didefinisikan sebagai rerata azimuth dari fungsi autokorelasi sebanding dengan fungsi Bessel jenis pertama orde nol. Dengan menyelesaikan persamaan tersebut, kecepatan fase pada frekuensi tertentu dapat ditentukan (Okada, 2003).

1.3.6 Inversi Metode Monte Carlo

Karakteristik dispersi model berlapis tergantung pada parameter fisis yang terkandung pada lapisan bumi, seperti ketebalan dan properti elastis dari tiap lapisan. Gambar 9 merupakan ilustrasi model bawah permukaan yang berlapis yang mengandung parameter ketebalan (h) dan parameter elastis seperti kecepatan gelombang kompresi (v_p), kecepatan gelombang geser (v_s), dan densitas (ρ). Parameter kecepatan gelombang geser dan ketebalan merupakan variabel yang paling berpengaruh pada inversi, sementara perubahan kecepatan gelombang kompresi dan densitas tidak terlalu signifikan (Xia dkk., 1999).



Gambar 9: Model lapisan berlapis dan parameter-parameter yang digunakan dalam inversi (Xia dkk., 1999).

Model matematis untuk bahan elastis berlapis digunakan untuk menentukan kurva dispersi teoritik berdasarkan serangkaian parameter input yang diberikan. Kumpulan parameter yang berbeda dimasukkan ke dalam model secara berulang untuk mencari kurva dispersi teoritis yang paling konsisten dengan karakteristik dispersi yang terobservasi. Dengan demikian, masalah untuk mendapatkan profil kecepatan gelombang geser yang dapat diterima dapat diidentifikasi sebagai masalah optimisasi multi-parameter di mana tujuannya adalah untuk meminimalkan perbedaan antara kurva dispersi eksperimental dan teoritis. Kesalahan root-mean-square antara dua set data digunakan sebagai indikator perbedaan antara kurva dispersi teoritis dan eksperimental.

Salah satu algoritma inversi yaitu prosedur pencarian global (*global search optimization*). Cara ini cenderung untuk mencari banyak solusi yang memungkinkan pada ruang pencarian yang didefinisikan. Secara spesifik, pendekatan tersebut menghasilkan model acak berdasarkan interval parameter secara berturut-turut hingga menemui perbedaan eror yang paling minimum. Algoritma ini disebut sebagai metode Monte Carlo (Grandis, 2009).

Metode pemecahan masalah pemodelan kedepan gelombang Rayleigh umumnya dilakukan melalui metode matriks yang disebut propagator matriks. Metode transfer matriks ini merupakan penurunan persamaan vektor gerak gelombang. Penyelesaian masalah yang digunakan pada inversi disini yaitu *fast delta matrix*. Algoritma perhitungan matriks *fast schwab-knopoff* dimodifikasi dengan dengan mengganti perhitungan determinannya menggunakan delta matriks dibandingkan dengan dekomposisi Knopoff. Dengan demikian perhitungan dijalankan 12% lebih efisien (Buchen dan Ben-Hador, 1996).

Secara umum, inversi yang digunakan menggunakan algoritma yang memuat tiga tahap utama yaitu estimasi parameter model inisial, forward modeling, dan iterasi. Model inisial didefinisikan berdasarkan asumsi mengenai model bawah permukaan beserta parameternya dan apabila tersedia digunakan pula informasi a priori. Model yang didefinisikan kemudian diterapkan pemodelan kedepan berdasarkan metode fast delta matriks. Model teoritik diiterasi sebanyak jumlah model yang didefinisikan hingga memperoleh eror yang paling minimum. Output dengan model paling minimum ditentukan sebagai model yang paling mendekati dengan variabel yang diobservasi (Olafsdottir dkk., 2020).

1.3.7 Integrasi MASW dan SPAC

Konsep integrasi data pada geofisika ditujukan untuk meningkatkan kualitas interpretasi dari gabungan metode yang digunakan. Teknik gabungan metode geofisika diterapkan bergantung pada strategi untuk masalah inversi dan hasil yang diinginkan, antara lain (Miller dkk., 2010):

1. Inversi dilakukan secara independen untuk tiap metode yang dipadukan. Hasil pemrosesan dibandingkan secara kuantitatif ataupun kualitatif.
2. Inversi dilakukan secara independen namun hasil inversi dari satu metode menjadi parameter model pada inversi metode lainnya.
3. Pemrosesan menggunakan batasan parameter yang sama.
4. Inversi gabungan.

Hayashi (2016) membandingkan hasil yang diperoleh dari analisis kedua metode yang menyimpulkan bahwa melakukan metode aktif dan pasif adalah yang terbaik untuk investigasi VS30m. Hasilnya menunjukkan bahwa melakukan MAM lebih baik daripada melakukan MASW jika kita dapat melakukan MAM atau MASW. Pada

penelitian tersebut, disimpulkan bahwa penggunaan metode SPAC lebih baik digunakan bila harus memilih antara keduanya.

Garofalo dkk., (2016) memadukan metode non invasif (metode gelombang permukaan) dan invasif dengan tujuan mengkarakterisasi situs. Penelitian tersebut dilakukan pada tiga situs yang berbeda dengan membagi tim berdasarkan metode gelombang permukaan yang diimplementasikan. Hasil kurva dispersi yang dihasilkan oleh beberapa tim menunjukkan adanya koherensi pada situs yang sama.

Riano dkk (2024) dalam penelitian menggunakan simulasi fisis 3D untuk mengakomodir kekurangan analisis 1D menggunakan kombinasi aktif dan pasif untuk menghasilkan kombinasi kurva dispersi. Cara tersebut dilakukan untuk meningkatkan resolusi analisis. Dengan melakukan prosedur inversi pada gabungan kurva dispersi, interval frekuensi rendah dari metode aktif melengkapi kurva dispersi pada frekuensi yang lebih tinggi pada metode aktif. Hal tersebut berimpak bertambahnya target kedalaman.

Cara yang sama namun dengan objektif khusus untuk mengkarakterisasi situs, Schwellenbach dan Hinzen (2020) melakukan studi gabungan metode MASW dan SPAC. Penelitian tersebut memperoleh beberapa konfigurasi MASW dan SPAC yang menunjukkan adanya kesesuaian antara kurva dispersi yang dihasilkan. Meskipun terdapat kurva dispersi yang tidak bersesuaian, namun mereka menggarisbawahi bahwa pada kondisi yang memadai, kurva dispersi yang bersesuaian antara metode aktif dan pasif meningkatkan resolusi target objektif yang direncanakan.

Pada beberapa kasus di atas, kombinasi metode MASW dan SPAC merupakan opsi yang tepat diterapkan untuk investigasi menggunakan metode gelombang permukaan. Baik MASW maupun SPAC merupakan metode yang menggunakan dispersifitas gelombang Rayleigh sehingga keduanya beririsan pada tahap analisis dispersi. Meski demikian perlu untuk menggarisbawahi bias dari mode dispersi yang dihasilkan.

1.3.8 Klasifikasi Situs

Standar Nasional Indonesia (SNI) 1726:2019 berjudul "Tata cara perencanaan ketahanan gempa untuk struktur bangunan gedung dan nongedung" adalah revisi dari SNI 1726:2012 tentang "Tata cara perencanaan ketahanan gempa untuk struktur bangunan gedung dan nongedung". Standar ini memberikan persyaratan minimum perencanaan ketahanan gempa untuk struktur bangunan gedung dan nongedung. Untuk keperluan analisis respons spesifik-situs, maka suatu model respons situs yang didasarkan pada kecepatan rambat gelombang geser regangan kecil (v_s), hubungan tegangan-regangan geser nonlinier atau ekuivalen linier, dan berat jenis harus disiapkan (SNI 1726, 2019).

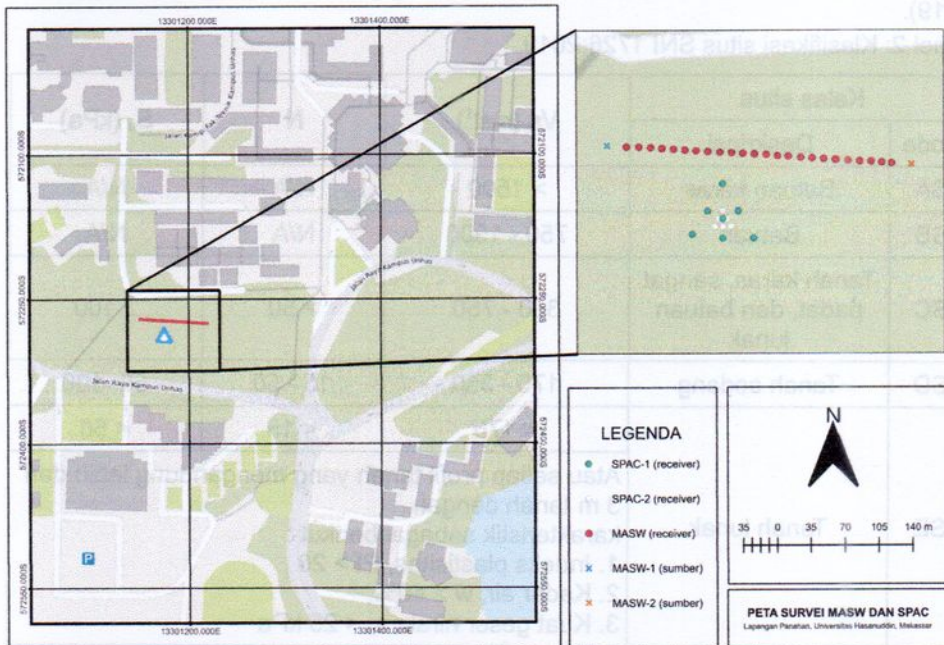
Khususnya kecepatan gelombang geser, ditetapkan dengan melakukan pengukuran langsung di lapangan pada situs yang bersangkutan atau pengukuran pada situs yang berdekatan yang memiliki kemiripan kondisi tanah. Situs diklasifikasikan sesuai dengan Tabel 2 berdasarkan profil tanah lapisan 30 m paling atas (SNI 1726, 2019).

Tabel 2: Klasifikasi situs SNI 1726:2019

Kelas situs		Vs (ms ⁻¹)	N	S _u (kPa)
Kode	Deskripsi			
SA	Batuan keras	> 1500	N/A	N/A
SB	Batuan	750 - 1500	N/A	N/A
SC	Tanah keras, sangat padat, dan batuan lunak	350 - 750	> 50	≥ 100
SD	Tanah sedang	175 - 350	15 - 50	50 - 100
SE	Tanah lunak	< 175	< 15	< 50
		Atau setiap profil tanah yang mengandung lebih dari 3 m tanah dengan karakteristik sebagai berikut : 1. Indeks plastisitas, PI > 20 , 2. Kadar air, w ≥ 40%, 3. Kuat geser niralir s _u < 25 kPa		
SF	Tanah khusus yang membutuhkan investigasi geoteknik spesifik dan analisis respons spesifik	Setiap profil lapisan tanah yang memiliki salah satu atau lebih dari karakteristik berikut: • Rawan dan berpotensi gagal atau runtuh akibat beban gempa seperti mudah likuifaksi, lempung sangat sensitif, tanah tersementasi lemah • Lempung sangat organik dan/atau gambut (ketebalan H > 3 m) • Lempung berplastisitas sangat tinggi (ketebalan H > 7.5 m dengan indeks plastisitas PI > 75) • Lapisan lempung lunak/setengah teguh dengan ketebalan H > 35 m dengan s_u < 50 kPa		

BAB II METODOLOGI

II.1 Waktu dan Tempat



Gambar 10: Peta survei.

Penelitian ini dilakukan di lingkungan Universitas Hasanuddin (gambar 10). Data diambil di Lapangan Memanah, Universitas Hasanuddin dan pemrosesan data dilakukan di Laboratorium Geofisika Padat, Departemen Geofisika, Fakultas Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin. Adapun waktu penelitian dilakukan dalam beberapa tahap pada waktu terpisah, ditunjukkan pada tabel 3.

Tabel 3: Linimasa penelitian

Waktu						Keterangan
Tahun	2022	2024				
Bulan	Mei	Mei	Juni	Juli	Agustus	
Tanggal	22					Akuisisi MASW
		22-23				Akuisisi SPAC
		24 Mei-23 Agustus				Pengolahan data dan interpretasi

II.2 Perangkat Penelitian

II.2.1 Alat dan Bahan

1. Palu godam. Digunakan untuk membangkitkan sumber getaran
2. Plat. Digunakan plat besi seberat 10 kg untuk menyalurkan getaran ke bawah permukaan melalui tumbukan palu godam.
3. Seismograf. Digunakan untuk merekam gelombang seismik, dengan tipe:
 - a. Seismograf tipe WZG-24C Engineering Seismograph untuk pengukuran MASW.
 - b. Seismograf tipe GE-ANT-1C digunakan untuk pengukuran SPAC.
4. Geofon. Digunakan untuk menerima gelombang seismik dengan frekuensi natural 4.5 Hz.
5. *Global Positioning System*. Digunakan untuk memposisikan komponen survei.
6. Meteran. Digunakan untuk mengukur jarak geometri survei.
7. Komputer. Digunakan untuk mengolah data hasil pengukuran.
8. Lembar pengukuran. Digunakan mencatat detail aspek-aspek yang digunakan dalam pengukuran.

II.2.2 Perangkat Lunak

Digunakan bahasa pemrograman berbasis Python untuk memproses data diantaranya paket python obspy dan scipy untuk analisis sinyal, numpy untuk operasi matematis, matplotlib untuk visualisasi data, dan skrip maswavespy digunakan untuk inversi.

II.3 Data Penelitian

Data rekaman seismik (seismogram) multichannel diperoleh pada 1 lintasan yang terdiri atas 24 tras yang terdiri dari 2 kali penembakan dengan format SEG2 dan 2 konfigurasi berbentuk segitiga yang masing-masing terdiri atas 7 tras dengan format SAC.

II.4 Prosedur Penelitian

II.4.1 Akuisisi Data

1. Desain Survei

Desain survei dirancang untuk menentukan parameter yang sesuai berdasarkan target investigasi. Parameter sebagaimana yang dimaksud meliputi parameter geometri akuisisi dan parameter rekaman. Parameter akuisisi adalah pengaturan yang mencakup konfigurasi array yang diterapkan di lapangan.

2. Pengambilan data

Pengambilan data dilakukan dengan merekam sinyal gelombang menggunakan parameter perekaman dan parameter akuisisi yang telah ditentukan.

II.4.2 Pengolahan Data MASW

1. Input data

Format data SEG2 (.sg2) di konversi ke format ASCII (.dat) untuk dapat dibaca pada perangkat python. Format ASCII sebagaimana dimaksud yaitu format yang tersusun atas header pada beberapa baris dan nilai amplitudo gelombang yang terdiri atas 24 kolom sesuai jumlah geophone yang dipisahkan dengan spasi dan 2048 baris sesuai dengan jumlah sampel.

2. Transformasi fourier dan normalisasi amplitudo

Diterapkan *Fast Fourier Transform* (FFT) pada tiap tras seismik ($u(x, t)$) (persamaan (9)) untuk mentransformasikan domain waktu ke domain frekuensi ($U(x, \omega)$) sebagai berikut,

$$U(x, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t) e^{j\omega t} dt \quad (10)$$

normalisasi amplitudo ($U_{\text{normal}}(x, \omega)$) diterapkan pada tiap sampel diskrit melalui persamaan

$$U_{\text{normal}}(x, \omega) = \frac{U(x, \omega)}{|U(x, \omega)|} \quad (11)$$

3. Metode pergeseran fase (*phase shift method*)

Normalisasi amplitudo yang diperoleh dari persamaan (11) diintegrasikan sepanjang offset gelombang untuk mendapatkan amplitudo citra dispersi yang melalui persamaan

$$V(\omega, \phi) = \int e^{j\phi x} U_{\text{normal}} dx = \int e^{-j(\Phi - \phi)x} A(x, \omega) dx \quad (12)$$

dimana $\phi = \omega/c(\omega)$, ω adalah frekuensi sudut (radian), $c(\omega)$ adalah kecepatan fase (radian/detik) Berdasarkan citra dispersi ($V(\omega, \phi)$) fundamental mode ditunjukkan ketika $\phi = \Phi = \omega/c_\omega$ dikatakan bernilai maksimum. Nilai maksimum yang tergambar pada citra dipilih sebagai kurva dispersi.

II.4.3 Pengolahan Data SPAC

1. Input data

Data hasil akuisisi dalam format SAC diinput lalu dibagi menjadi beberapa jendela (*windowing*) dengan jumlah sampel dengan panjang 2^n mengikuti kaidah efisiensi perhitungan FFT sebagai berikut

$$nW = \frac{N}{2^n} \quad (13)$$

dimana nW adalah jumlah jendela, N adalah jumlah sampel, 2^n adalah jumlah sampel pada jendela. sehingga data terbagi menjadi beberapa bagian

2. Transformasi Fourier

Fast Fourier Transform (FFT) diterapkan pada tiap blok waktu ($u(x, t)$) untuk mentransformasikan data dari domain waktu ke domain frekuensi ($U(x, \omega)$) melalui persamaan

$$U(x, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t) e^{j\omega t} dt \quad (14)$$

ω adalah frekuensi sudut, t adalah waktu, dan j adalah bilangan imajiner.

3. Fungsi SPAC

Kompleks koherensi (C_{fg}) dihitung antar tiap pasangan receiver dengan jarak yang berbeda-beda menggunakan persamaan

$$C_{fg}(\omega) = \frac{CC_{fg}(\omega)}{|U_f(\omega)| |U_g(\omega)|} \quad (15)$$

dimana $CC_{fg}(\omega)$ adalah korelasi silang antara bagian real dari spektrum frekuensi tras pertama ($U_f(\omega)$) dengan bagian kompleks dari spektrum frekuensi ($U_g(\omega)$) tras kedua menggunakan persamaan

$$CC_{fg}(\omega) = U_f(\omega) \cdot \overline{U_g(\omega)} \quad (16)$$

Huruf f dan g pada persamaan di atas merupakan notasi untuk pasangan receiver.

4. Koefisien SPAC

Koefisien SPAC didapatkan dari rerata direksional tiap pasangan receiver, yaitu

$$SPAC(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{\varphi=0}^{\varphi=2\pi} C(r, \varphi, \omega) d\varphi \quad (17)$$

dimana r adalah radius (meter), ω adalah frekuensi sudut (radian/detik), dan φ adalah sudut pisah antara dua sensor (radian).

5. Pencocokan Koefisien SPAC dengan fungsi Bessel orde 0

Bagian real (R) nilai koefisien SPAC sama dengan nilai fungsi bessel jenis pertama orde nol (J_0) berdasarkan persamaan

$$R(SPAC(R, \omega)) = J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r\right) \quad (18)$$

nilai koefisien SPAC dengan fungsi Bessel jenis pertama orde nol dicocokkan menggunakan metode kuadrat terkecil (*least square fitting*) (lampiran 5).

6. Estimasi kecepatan fase

Kecepatan fase ($c(f)$) untuk tiap frekuensi didapatkan melalui operasi ordinat dari fungsi Bessel (x) yang merupakan fungsi yang memuat variabel frekuensi (f) dan radius (r) yaitu

$$c(f) = \frac{2\pi f}{x} r \quad (19)$$

tiap nilai frekuensi (f) dan $c(f)$ pada fungsi di atas nilai pada kurva dispersi.

II.4.4 Kurva Dispersi Gabungan

1. Kurva dispersi yang diperoleh dari pengolahan data MASW dan SPAC digabungkan dengan memperhatikan apakah mode yang didapatkan dari metode MASW dan SPAC menunjukkan tren yang bersesuaian.
2. Variabilitas antara kurva dispersi dievaluasi menggunakan perhitungan koefisien variasi (COV) pada tiap frekuensi terhadap kecepatan fase. Koefisien variasi untuk tiap frekuensi dihitung berdasarkan

$$COV = \frac{S_c}{\bar{c}} \quad (20)$$

Dimana S_c merupakan standar deviasi dari kecepatan fase dan $\bar{c}$ merupakan rata-rata kecepatan fase pada nilai frekuensi.

3. Pasangan frekuensi-kecepatan fase dipilih berdasarkan rentang nilai error. Simpangan error dihitung berdasarkan

$$E_{min} = c_{mean} - S_c \text{ dan } E_{max} = c_{mean} + S_c \quad (21)$$

Dimana E_{min} dan E_{max} berturut turut adalah batas bawah dan atas simpangan error dan c_{mean} adalah nilai tengah dari titik frekuensi dan kecepatan fase pada nilai frekuensi.

II.4.5 Inversi

1. Estimasi parameter model inisial

Inisial model didefinisikan meliputi jumlah lapisan (n), ketebalan tiap lapisan (h), kecepatan gelombang Rayleigh (v_R), kecepatan gelombang kompresi (v_s), dan densitas (ρ).

Inversi metode monte carlo menyelesaikan masalah inversi dengan menghasilkan banyak model (N_{max}) secara iteratif mengacu pada range parameter kontrol pencarian ($b_{kontrol}$). Tiap sampel dievaluasi dengan perhitungan error (misfit) antara model yang dihasil dengan data observasi.

Parameter pencarian inversi, memuat Jumlah model (N_{max}), rasio poisson (σ), kedalaman maksimum (h_{max}), kecepatan minimum (c_{min}), kecepatan maksimum (c_{max}), beda sampel kecepatan (c_{step}), beda kontrol pencarian (Δc), kontrol pencarian kecepatan fase (b_s), dan kontrol pencarian kecepatan fase (b_h).

2. Proses inversi

Pada inversi metode Monte Carlo, didefinisikan parameter N_{max} , b_s , b_h berturut turut adalah jumlah iterasi, kontrol pencarian kecepatan gelombang Rayleigh, dan kontrol pencarian ketebalan lapisan. Kontrol pencarian diartikan sebagai interval batas pencarian nilai didasarkan dari model inisial yang dilakukan tiap iterasi ke- N . Pemodelan kedepan untuk menghasilkan model teoritik dihitung berdasarkan kurva dispersi teoritik melalui algoritma *fast-delta matrix*. Nilai error antara kurva dispersi teoritik dan kurva dispersi eksperimental dihitung menggunakan persamaan

$$E_{DC} = \frac{1}{Q} \sum_{q=1}^Q \frac{\sqrt{(V_{R,t,q} - V_{R,e,q})^2}}{V_{R,e,q}} \cdot 100\% \quad (22)$$

3. Iterasi

Model (V_s , h) diperbarui pada tiap iterasi melalui sampel yang terdistribusi seragam melalui persamaan

$$V_{s,test,j} = V_{s,j} + X_j \text{ dimana } X_j \text{ unif} \left(\frac{-b_s \cdot V_{s,j}}{100}, \frac{b_s \cdot V_{s,j}}{100} \right) \text{ untuk } j=1, 2, \dots, n+1 \quad (23)$$

dimana vektor $V_{s,test} = [V_{s,test,1}, V_{s,test,2}, V_{s,test,n}, V_{s,test,n+1}]$ adalah vektor percobaan kecepatan gelombang geser. Cara yang sama pula dilakukan untuk sampel ketebalan (h) yang dinotasikan Y_j ($j = 1, 2, \dots, n$) yang dicoba pada tiap interval ketebalan lapisan, yaitu vektor ketebalan lapisan $h_{test} = [h_{test,1}, h_{test,2}, \dots, h_{test,n}]$

$$h_{test,j} = h_j + Y_j \text{ dimana } Y_j \text{ unif} \left(\frac{-b_h \cdot h_j}{100}, \frac{b_h \cdot h_j}{100} \right) \text{ untuk } j=1, 2, \dots, n+1 \quad (24)$$

sehingga $V_{s,test}$ dan h_{test} akan bervariasi secara acak dengan perubahan atau selisih sebesar $b_s\%$ dan $b_h\%$ dari elemen V_s dan h_{test} di tiap iterasi.

II.4.6 Interpretasi

Pemilihan metode SPAC dan MASW pada penelitian ini dimaksudkan untuk memperoleh profil bawah permukaan dengan resolusi kedalaman yang saling melengkapi pada keduanya. Lebih lanjut, MASW dijadikan sebagai acuan untuk menginterpretasi profil bawah permukaan pada kedalaman yang lebih dangkal, sedangkan SPAC meski pada hasilnya juga menunjukkan resolusi dangkal untuk radius kecil, namun metode SPAC lebih jitu untuk menggambarkan profil pada kedalaman yang lebih dalam.

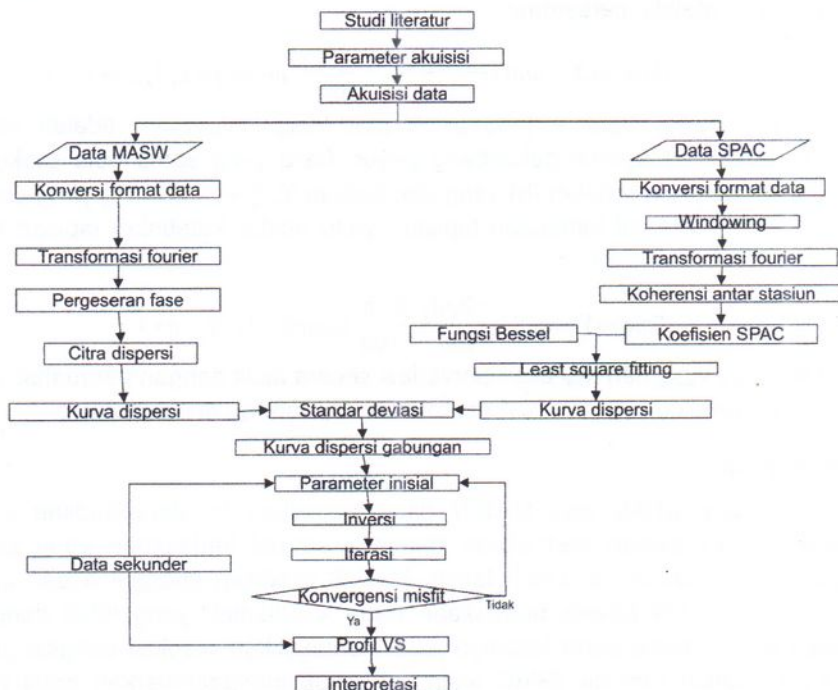
Jenis litologi diidentifikasi berdasarkan range kecepatan yang ditunjukkan profil kecepatan gelombang geser terhadap kedalaman yang sesuai dengan informasi nilai kecepatan gelombang geser pada berbagai medium. Ini diperkuat dengan mempertimbangkan ketersediaan data pendukung pada lokasi penelitian. Terdapat dua data pendukung yang dapat dijadikan pertimbangan, yaitu data bor dan informasi dari peta geologi regional.

Perolehan profil kecepatan gelombang geser (V_s) lebih lanjut diklasifikasikan untuk mendefinisikan kategori situs sesuai dengan klasifikasi situs yang ditetapkan Badan Standar Nasional (BSN) melalui pedoman Standar Nasional Indonesia (SNI) nomor 1726:2019 tentang "Tata cara perencanaan ketahanan gempa untuk struktur bangunan gedung dan nongedung. Kecepatan rata-rata gelombang geser dari permukaan sampai kedalaman 30 m (V_{s30}) dihitung berdasarkan persamaan

$$\bar{V}_{s30} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{v_{si}}} \quad (25)$$

Dimana d_i adalah tebal lapisan dari permukaan hingga kedalaman 30 meter dan v_{si} adalah kecepatan gelombang geser pada lapisan ke- i .

II.5 Bagan Alir



Gambar 11: Skema alur penelitian.