

### III. TEORI DASAR

#### 3.1. Jenis-jenis Gelombang Seismik

##### 3.1.1. Gelombang Badan (*Body Waves*)

Gelombang badan (*body wave*) yang merupakan gelombang yang menjalar melalui bagian dalam bumi dan biasa disebut *free wave* karena dapat menjalar ke segala arah di dalam bumi. Gelombang badan terdiri atas gelombang primer atau longitudinal (*compressional wave*) dan gelombang transversal atau gelombang sekunder (*shear wave*).

##### A. Gelombang *P*

Jika pergerakan partikel tersebut sejajar dengan arah penjalaran gelombang, maka disebut dengan gelombang kompresi (gelombang primer atau *primary wave* atau gelombang *P*) (Brown, 2005).

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (3)$$

Dengan  $K$  adalah modulus bulk (inkompresibilitas),  $\mu$  adalah modulus geser, dan  $\rho$  adalah densitas.

## B. Gelombang S

Gelombang yang memiliki pergerakan partikel tegak lurus dengan arah penjalaran gelombang, maka disebut dengan gelombang geser (gelombang sekunder atau *secondary wave* atau gelombang S). Ada dua komponen gelombang S, yaitu gelombang S untuk arah vertikal (*Shear Vertical*), dan gelombang untuk arah horizontal (*Shear Horizontal*). Kedua arah gelombang S ini saling tegak lurus. Kecepatan rambat gelombang S ( $V_s$ ) adalah:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4)$$

Dengan  $\mu$  adalah modulus geser dan  $\rho$  adalah densitas. Pada cairan atau gas modulus gesernya adalah nol, sehingga gelombang S tidak bisa merambat dalam medium tersebut. (Brown, 2005).

### 3.1.2 Gelombang Permukaan

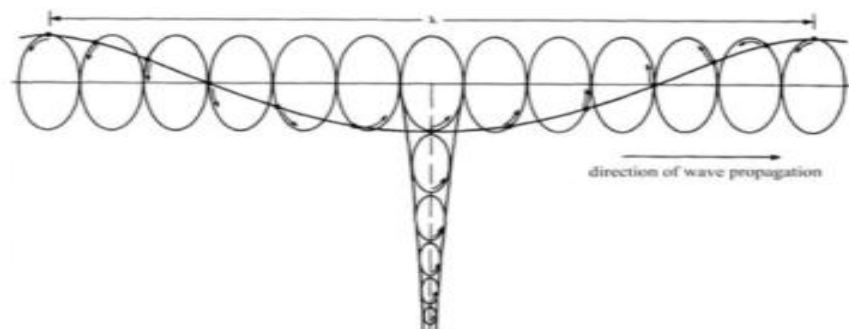
Gelombang permukaan merupakan gelombang seismik yang merambat secara paralel ke permukaan bumi tanpa adanya penyebaran energi ke dalam interior bumi. Amplitudonya akan berkurang secara eksponensial terhadap kedalaman, dan kebanyakan energi merambat pada daerah dangkal yang setara dengan satu panjang gelombang (Ariestianty, 2010).

Perambatan gelombang dipengaruhi oleh sifat bagian lapisan yang terbatas. Pada metode MASW, gelombang permukaan dimanfaatkan untuk menentukan profil kecepatan gelombang S pada tanah. Gelombang permukaan terdiri dari dua jenis yaitu:

### A. Gelombang Rayleigh

Gelombang Rayleigh (*Groundroll*) merupakan gelombang yang merambat di permukaan dengan pergerakan partikel yang menyerupai elips dan bergerak mundur. Kecepatan gelombang Rayleigh dalam medium homogen lebih kecil bila dibanding dengan kecepatan gelombang geser. Jika terdapat variasi sifat elastik terhadap kedalaman, gelombang Rayleigh akan terdispersi, dimana panjang gelombang yang berbeda akan merambat dengan kecepatan berbeda (Telford, M. W.,1997). Amplitudo gelombang Rayleigh akan berkurang dengan bertambahnya kedalaman (Gambar 9). Kecepatan gelombang Rayleigh dirumuskan sebagai berikut :

$$V_R = 0.92 \sqrt{V_S} \quad (5)$$

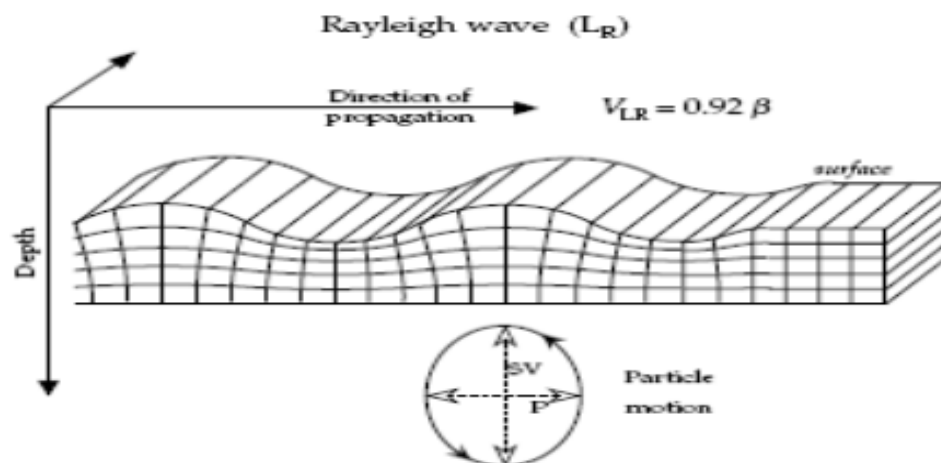


Gambar 9. Amplitudo gelombang Rayleigh berkurang terhadap kedalaman (Hartantyo, 2010).

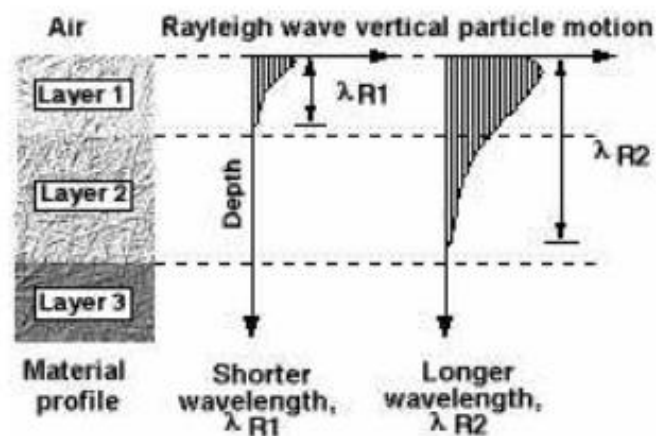
Gelombang Rayleigh dicirikan dengan amplitudo yang besar dan frekuensi yang kecil. Jenis-jenis yang berbeda dari gelombang direkam dengan menggunakan susunan *multichannel* termasuk gelombang datang dan

gelombang pantul, fundamental dan mode tinggi dari gelombang Rayleigh, gelombang udara, penghamburan, dan *ambient noise*. Sifat dispersi dari jenis-jenis gelombang digambarkan melalui perubahan 2D gelombang di lapangan menjadi gambar dispersi. Gangguan yang pasti dari gelombang di lapangan adalah seperti hamburan kembali gelombang permukaan dan beberapa jenis gelombang badan disaring selama perubahan ini. Dari gambar dispersi, sebuah kurva dispersi dari modulus dasar gelombang Rayleigh dipilih kemudian diinversi untuk profil 1D kecepatan gelombang  $S$ .

Gelombang Rayleigh merupakan jenis gelombang permukaan yang dapat mencitrakan struktur bawah permukaan dengan mudah yang diaplikasikan pada karakterisasi geoteknik. Sebab, gelombang Rayleigh mempunyai sifat yang unik, yaitu setiap perambatan gelombang yang melewati batas lapisan material bumi akan mengalami dispersi. Selain itu efek dari gelombang Rayleigh sangat besar, bila kekuatan sumber atau *source* diterapkan di permukaan tanah. Gelombang Rayleigh mencapai 67% dari energi total yang dihasilkan oleh sumber (Hertantyo, 2010). Oleh karena itu gelombang Rayleigh sangat baik digunakan untuk mengidentifikasi masalah struktur tanah, karena pengurangan energi dalam perambatannya lebih rendah dari jenis gelombang seismik lainnya (Shearer, 2009).



Gambar 10. Pola gerakan partikel gelombang Rayleigh (Lowrie,2007)

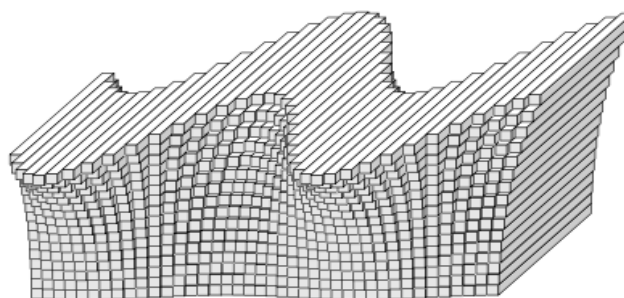


Gambar 11. Sifat penetrasi partikel gelombang Rayleigh  
(Rosyidi et al., 2006)

Gambar 11 menjelaskan bahwa panjang gelombang pendek dengan frekuensi tinggi hanya merambat pada permukaan yang dangkal, sedangkan gelombang yang lebih panjang dengan frekuensi rendah akan merambat lebih dalam.

## B. Gelombang *Love*

Gelombang *Love* merupakan gelombang permukaan yang hanya terjadi pada kondisi stratigrafi khusus, di mana kecepatan geser pada lapisan teratas lebih kecil dari lapisan bawahnya. Gelombang *Love* merupakan hasil polarisasi gelombang *S* dalam arah horizontal. Pergerakan partikel memotong arah rambat dan paralel terhadap permukaan bebas. Gelombang tersebut tidak dapat terjadi pada medium homogen, dan pada media berlapis gelombang *Love* terdispersi, dimana kecepatannya cenderung kepada kecepatan geser pada lapisan teratas pada frekuensi tinggi dan cenderung kepada kecepatan geser pada lapisan bawah pada frekuensi rendah.

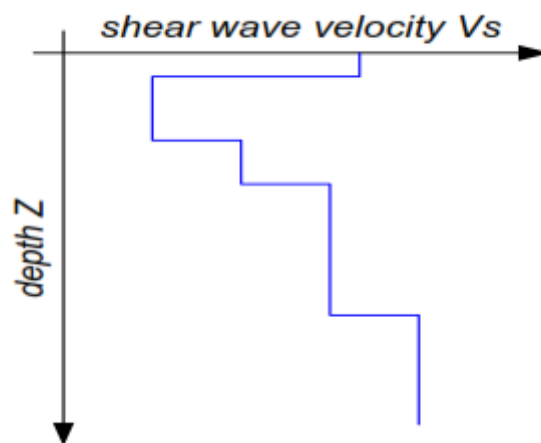


Gambar 12. Gelombang *Love* (Shearer, 2009).

### 3.2 Metoda Gelombang Permukaan

Metode gelombang permukaan (SWM) merupakan metode karakterisasi seismik yang berdasarkan analisis dispersi geometrik dari gelombang permukaan, di mana distribusi vertikal modulus geser dinamik suatu lapisan bawah permukaan dapat diperoleh dengan metode ini. Prosedurnya terdiri dari estimasi sifat dispersi suatu daerah, dan kemudian menginversi data-data

tersebut untuk mengestimasi sifat bawah permukaan. Hasil yang didapatkan merupakan profil vertikal dari kecepatan gelombang geser.



Gambar 13. Profil vertikal dari gelombang geser (Rosyidi, 2006).

Gelombang permukaan merupakan gelombang seismik yang merambat secara paralel ke permukaan bumi tanpa adanya penyebaran energi ke dalam interior bumi. Amplitudonya akan berkurang secara eksponensial terhadap kedalaman, dan kebanyakan energi merambat pada daerah dangkal yang setara dengan satu panjang gelombang. Gelombang permukaan Rayleigh sering menjadi hal yang dominan pada rekaman data seismik yang menyebarkan energi ke semua arah. Hal ini disebabkan energinya lebih banyak dan penyebaran secara geometri lebih rendah dari gelombang badan (Mufida, 2013).

### 3.3 Dispersi Gelombang Rayleigh

Gelombang seismik merambat secara mekanik ke dalam medium lapisan bumi yang merupakan gelombang elastis atau mekanis yang ditimbulkan

akibat regangan medium elastis. Berdasarkan sistem penjalarnya, gelombang seismik dibagi menjadi dua bagian, yaitu: gelombang badan dan permukaan. Energi gelombang seismik 67% berupa energi gelombang permukaan (Sholihan, 2009). Gelombang permukaan ini, digunakan untuk estimasi kecepatan gelombang geser sebagai fungsi kedalaman. Selanjutnya, nilai gelombang geser ini, dapat digunakan untuk mengetahui sifat (porositas, densitas, saturasi air dan jenis batuan) struktur bawah permukaan. Sejak tahun 1980-an, gelombang permukaan dapat mencitrakan struktur bawah permukaan dengan mudah yang diaplikasikan pada karakterisasi geoteknik, yakni gelombang Rayleigh. Sebab, gelombang Rayleigh mempunyai sifat yang unik, dimana setiap perambatan gelombang ini yang melewati batas lapisan material bumi mengalami dispersi.

Pembuatan kurva dispersi gelombang Rayleigh dapat dilakukan dengan cara mengorelasikan gelombang Rayleigh pada fungsi frekuensi yang terdeteksi geophon dengan jarak sebesar D meter.

$$G_{y_1y_2} = Y_1(f) * Y_2 \quad (6)$$

Dimana \* menandakan kompleks konjugat. Estimasi selanjutnya berupa perbedaan sudut  $\theta(f)$  dan  $t(f)$  waktu yang dibentuk oleh penjalaran kedua gelombang Rayleigh dengan pendekatan persamaan

$$\theta_{y_1y_2} = \tan^{-1} \frac{\text{Im}(G_{y_1y_2})}{\text{Re}(G_{y_1y_2})} \quad (7)$$

$$t(f) = \frac{\theta_{y_1y_2}(f)}{2\pi f} \quad (8)$$

dimana  $\theta_{y_1y_2}(f)$  adalah perbedaan sudut dan  $t(f)$  waktu penjalaran gelombang.

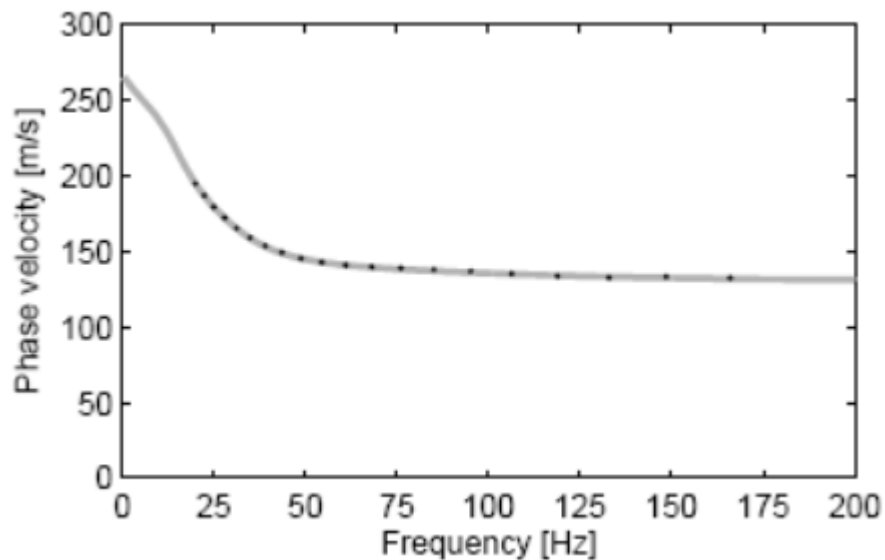


Selanjutnya dilakukan estimasi kecepatan sudut gelombang Rayleigh dengan menggunakan persamaan berikut:

$$V_R(f) = \frac{D}{t(f)} \quad (9)$$

Dimana  $V_R(f)$  adalah kecepatan sudut gelombang Rayleigh,  $D$  adalah jarak geopon dan  $t(f)$  waktu rambat gelombang.

Kecepatan sudut gelombang Rayleigh jika dibuat grafik sebagai fungsi dari frekuensi, nampak seperti pada Gambar 14. Grafik yang demikian, sering kali disebut sebagai dispersi gelombang Rayleigh atau kurva dispersi.



Gambar 14. Grafik kecepatan sudut gelombang Rayleigh sebagai fungsi frekuensi. (Sholihan, 2009)

### 3.4 Transformasi Fourier

Transformasi Fourier merupakan metode untuk analisis spektral dengan tujuan agar sinyal yang diperoleh dalam domain waktu merubah menjadi domain frekuensi. Hal ini dilakukan karena perhitungan lebih mudah dalam

domain frekuensi dibandingkan dengan domain waktu. Selain itu, fenomena geofisika berkaitan erat dengan frekuensi, sehingga frekuensi menjadi parameter penting dalam menjelaskan fenomena - fenomena tersebut. Transformasi Fourier adalah dari sebuah fungsi  $f(t)$  didefinisikan sebagai berikut:

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt \quad (10)$$

dimana :  $\omega = 2\pi f$  (variabel frekuensi sudut dengan satuan radian per detik)

Invers dari transformasi Fourier dinyatakan sebagai :

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega)e^{i\omega t} d\omega \quad (11)$$

Kedua fungsi tersebut,  $f(t)$  dan  $F(\omega)$ , merupakan pasangan transformasi Fourier yang dinyatakan dengan :

$$f(t) \Leftrightarrow F(\omega) \quad (12)$$

Secara umum spektral merupakan fungsi kompleks, dapat dinyatakan dalam dua bentuk berikut :

Penjumlahan bagian riil dan imajiner

$$e^{i\omega t} = \cos \omega t + i \sin \omega t \quad (13)$$

Dimana  $\omega = 2\pi f$

$$e^{i2\pi ft} = \cos 2\pi ft + i \sin 2\pi ft \quad (14)$$

Sehingga,

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} F(t)e^{-i\omega t} dt \quad (15)$$

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} F(t) \cos(2\pi ft) dt - i \int_{-\infty}^{\infty} F(t) \sin(2\pi ft) dt \quad (16)$$

$F(\omega)$  pada kompleks spektrum atau kompleks densitas dari  $F(t)$  adalah :

$$F(\omega) = \text{Re}[F(\omega)] + i \text{Im}[F(\omega)] \quad (17)$$

atau

$$F(\omega) = A(\omega) e^{i\phi(\omega)} \quad (18)$$

Dimana:

$$A(\omega) = |F(\omega)| = \sqrt{\{\text{Re}[F(\omega)]^2 + \text{Im}[F(\omega)]^2\}} \quad (19)$$

$$\phi(\omega) = \tan^{-1} \frac{\text{Im}[F(\omega)]}{\text{Re}[F(\omega)]} \quad (20)$$

Kemudian dilakukan transformasi phi – Omega untuk memperoleh kecepatan sebagai fungsi dari frekuensi.

$$F(\phi, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\phi x} \frac{F(\omega)}{|F(\omega)|} dx \quad (21)$$

dengan :

$F(\omega)$	= spektral
$\text{Re}(\omega)$	= variabel riil
$\text{Im}(\omega)$	= variabel imajiner
$A(\omega)$	= spektrum amplitudo
$\phi(\omega)$	= spektrum fase
$\omega$	= frekuensi sudut (rad/s)
$f$	= frekuensi (Hz)

Maka akan menghasilkan spektrum kurva dispersi yang menunjukkan berbagai frekuensi dengan kecepatan fasa yang berbeda.

### 3.5 Pengaruh Efek Lokal Terhadap Gempa

Karakterisasi efek lokal dan getaran tanah diperlukan untuk mitigasi bencana gempabumi, sebab kerusakan bangunan tergantung struktur bawah permukaan. Gelombang gempa menjalar dari kecepatan tinggi (*basement*) ke kecepatan rendah (sedimen), multirefleksi terjadi pada sedimen, sehingga terjadi amplifikasi gelombang. Amplifikasi gelombang mengakibatkan kerusakan pada lapisan tanah, hal ini karena adanya gelombang yang terjebak di lapisan lunak, jika gelombang mempunyai frekuensi relatif yang sama, maka akan terjadi resonansi (penguatan gelombang gempa), sehingga bangunan yang berdiri di atasnya akan mengalami kerusakan. Faktor amplifikasi dipengaruhi oleh densitas batuan dan kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ).

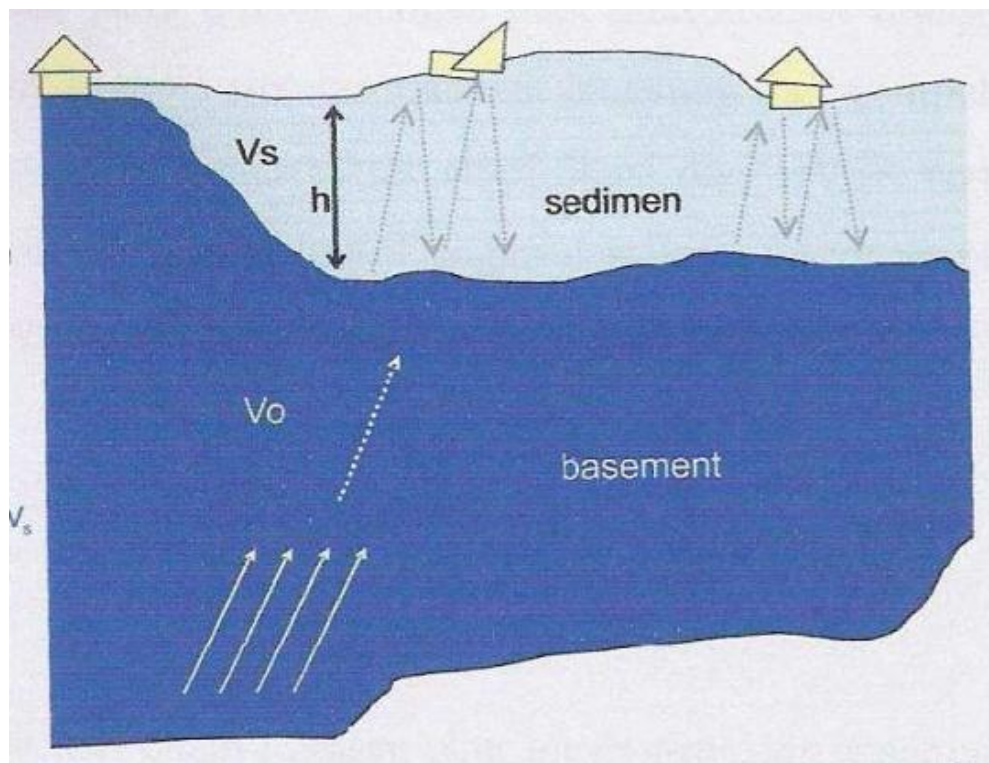
$$Am = \frac{\rho_0 V_0}{\rho_s V_s} \quad (22)$$

Dimana  $Am$  adalah amplifikasi,  $\rho_0$  densitas *basement*,  $V_0$  kecepatan gelombang pada basemen,  $\rho_s$  densitas sedimen dan  $V_s$  adalah kecepatan gelombang geser pada sedimen.

Hubungan antara frekuensi resonansi dengan kecepatan gelombang geser dirumuskan sebagai berikut.

$$F_n = \frac{V_s}{4H} \quad (23)$$

diaman  $F_n$  merupakan frekuensi resonansi,  $V_s$  kecepatan gelombang  $S$  dan  $H$  adalah ketebalan sedimen.



Gambar 15. Konsep dasar amplifikasi gelombang seismik (Cipta dkk, 2009)

### 3.6 Modulus Geser

Kecepatan gelombang geser ( $V_s$ ), modulus geser ( $G$ ) dan rasio redaman ( $D$ ) merupakan parameter yang penting dan diperlukan dalam analisis respon dinamik tanah. Penentuan parameter dinamik tanah ini dapat dilakukan dari pengujian lapangan dengan metode seismik seperti *cross-hole*, *down-hole*, *spectral analysis of surface wave* (SASW) dan *multichannel analysis of surface wave* (MASW). SASW dan MASW merupakan metode seismik non-destruktif yang merekam perambatan gelombang permukaan (gelombang Rayleigh). Sifat kekakuan tanah dapat dinilai dari kecepatan gelombang

gesernya, dimana keduanya menunjukkan hubungan yang elastik linier. Semakin besar nilai kecepatan gelombang geser, maka akan semakin besar juga nilai kekakuan tanahnya atau semakin keras dan padat. Kecepatan gelombang geser hanya berkaitan dengan kekakuan geser dari struktur tanah, sedangkan pengaruh tingkat kejenuhan tanah pada kecepatan gelombang geser lebih terkait dengan kepadatan tanah. Semakin rendah tingkat kejenuhan tanah, maka akan semakin tinggi nilai  $V_s$  dan  $G$  (Cho & Santamarina, 2001).

Perambatan getaran selama gempa bumi berlangsung/terjadi, menyebabkan tegangan geser siklik pada elemen tanah. Modulus geser tanah adalah merupakan salah satu parameter tanah yang harus diketahui untuk menyalurkan getaran akibat gempa bumi. Parameter dinamis tanah modulus geser dapat ditentukan dengan menggunakan persamaan berikut ini:

$$G_{max} = \rho \cdot V_s \quad (24)$$

dimana  $G_{max}$  adalah modulus geser,  $\rho$  adalah kerapatan massa dan  $V_s$  adalah kecepatan gelombang geser.

Berdasarkan persamaan tersebut di atas dan dengan menggunakan nilai  $V_s$  yang diperoleh dari metode MASW, nilai  $G$  untuk masing masing lokasi dapat ditentukan.