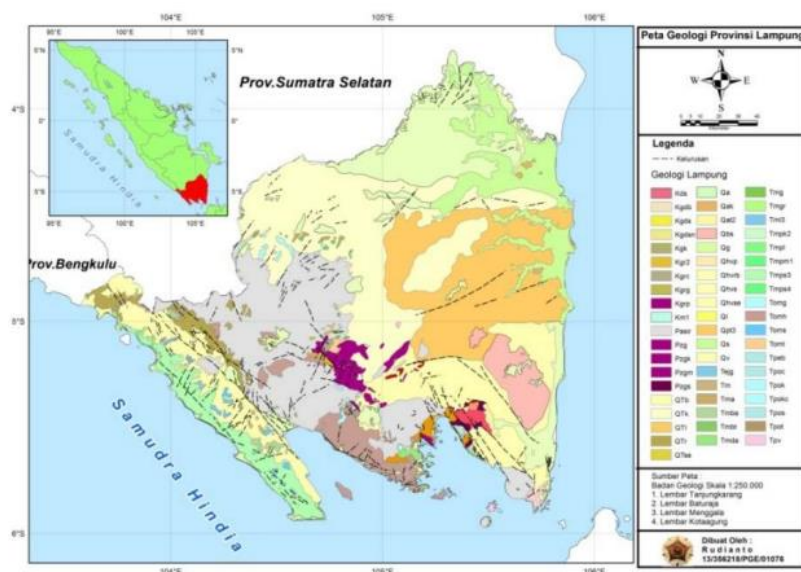


BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

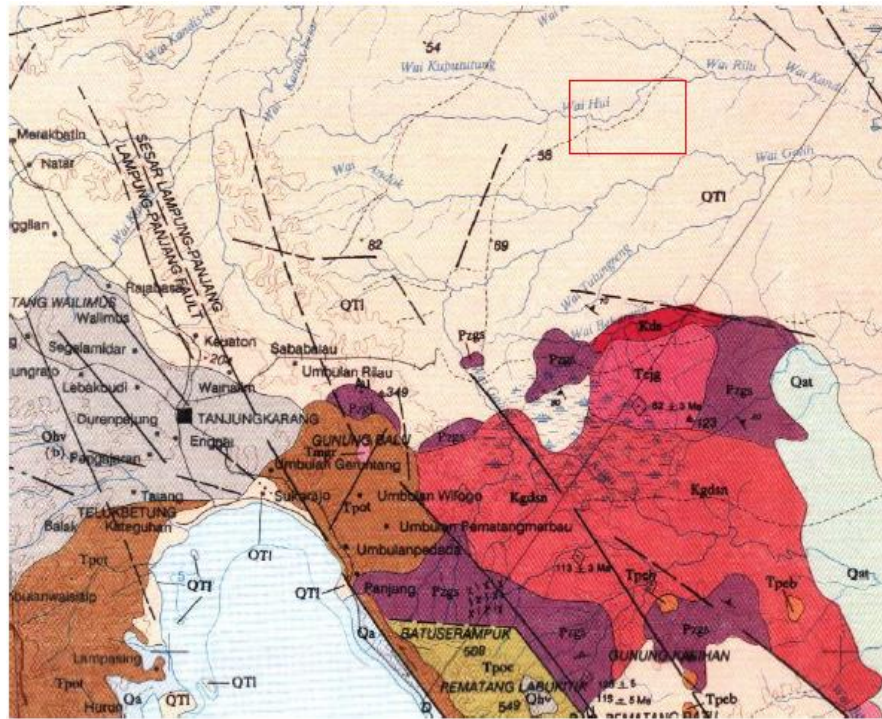
Pulau Sumatera merupakan bagian barat daya Sundalandia kontinental yang terletak diatas zona subduksi aktif dan sebagai pengembang daratan Asia Tenggara dari Lempeng Eurasia. Sekarang ini, posisi kerak Samudera yang berada tepat dibawah Samudera Hindia (lempeng Hindia-Australia) menunjang miring disepanjang Parit Sunda dan dilepas pantai Barat Sumatera. (Hamilton, 1979).

Berdasarkan letak nisbi busur magnetik, Sumatera dibedakan dalam 4 mendala tektonik dari barat ke timur yaitu Zona Akresi atau Zona Mentawai, Busur Muka atau Zona Bengkulu, Busur Magmatik atau Zona Barisan dan Busur Belakang atau Zona Jambi-Palembang. Peta geologi skala 250.000 menunjukkan geologi Provinsi Lampung terdiri dari 4 lembar yakni lembar Tanjung Karang, Lembar Baturaja, Lembar Kota Agung dan Lembar Menggala. Berdasarkan letaknya, Provinsi Lampung sangat rentan terhadap bahaya gempa bumi. Hal ini dikarenakan adanya zona subduksi yang saling bertumbukan antara lempeng Eurasia dengan Lempeng Indo-Australia sepanjang laut Barat Sumatera.



Gambar 2.1. Peta Geologi Provinsi Lampung
(Stageof.lampung.bpkg.co.id)

Daerah penelitian tugas akhir berada di Kampus Institut Teknologi Sumatera, desa Way Hui, kecamatan Jati Agung, kabupaten Lampung Selatan, Lampung. Berdasarkan peta geologi, daerah penelitian merupakan bagian dari satuan Formasi Lampung di Lembar Tanjung Karang (Mangga, S. A., dkk., 1993). Berikut adalah peta geologi Lembar Tanjung Karang.



2.2.1 Struktur Geologi

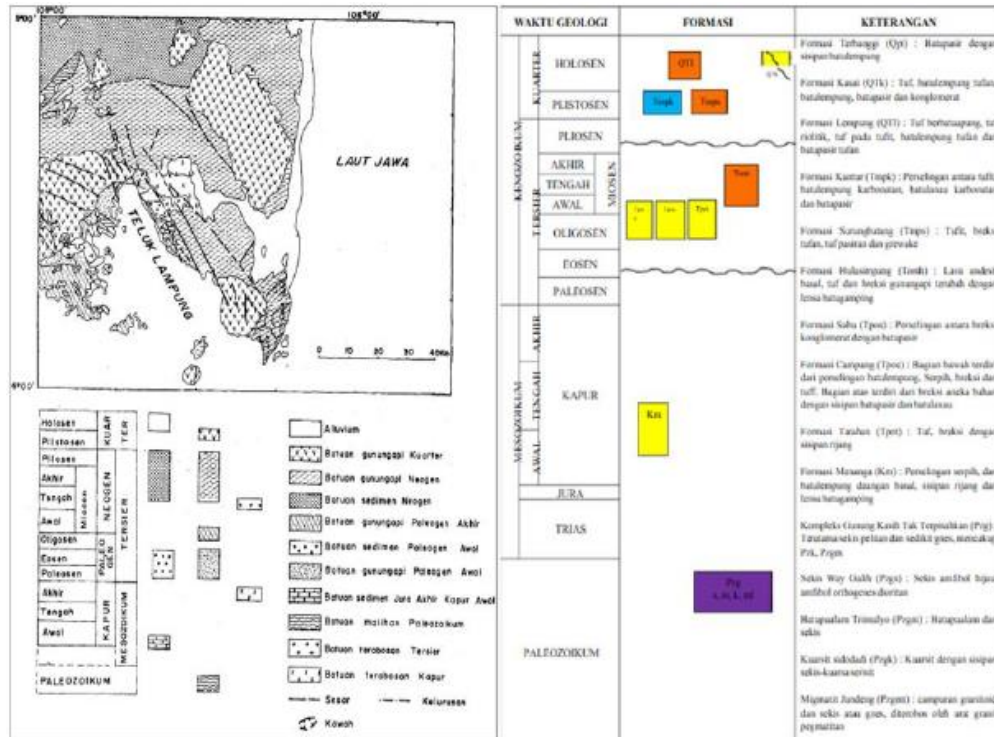
Adapun jenis batuan yang dominan di ITERA berdasarkan peta formasi lampung (Qtl) seperti tuf batuapung, tuf padu tufit, tuf riolit, batupasir tufan dan batulempung

tufan. Tuf ini tersebar luas di lembar Tanjung Karang yang merupakan hasil endapan dari gunungapi berumur plitosen. Berdasarkan peta geologi Lembar Tanjung Karang, disekitar lokasi penelitian terdapat satuan Formasi Tarahan (Tpot) dari tuf padu dan breksi dengan sisipan rijang, satuan Endapan Gunungapi Muda (Qhv) terdiri dari tuft, breksi, dan lava (andesit-basal), dan satuan Sekis way galih (Pzgs) yang terdiri dari sekis amfibol hijau dan amfibolit orthogenes dioritan (Mahartanto, 2021).

2.2.2 Statigrafi

Pada bulan Mei sampai Juni 1985 dan September 1985 sampai Januari 1986, bidang Pemetaan Geologi Puslitbang Geologi melakukan pemetaan geologi Lembar Tanjung Karang. Adapun urutan stratigrafi Lembar Tanjung Karang dibedakan menjadi tiga yakni: Pra-Tersier, Tersier, dan Kuarter. Berdasarkan rekomendasi Panduan Stratigrafi Internasional dan Sandi Stratigrafi Indonesia pada tahun 1975 Setiap satuan batuan secara litostratigrafi telah diberikan nama (Hedberg, 1976). Urutan tata namanya adalah anggota, formasi, dan kelompok.

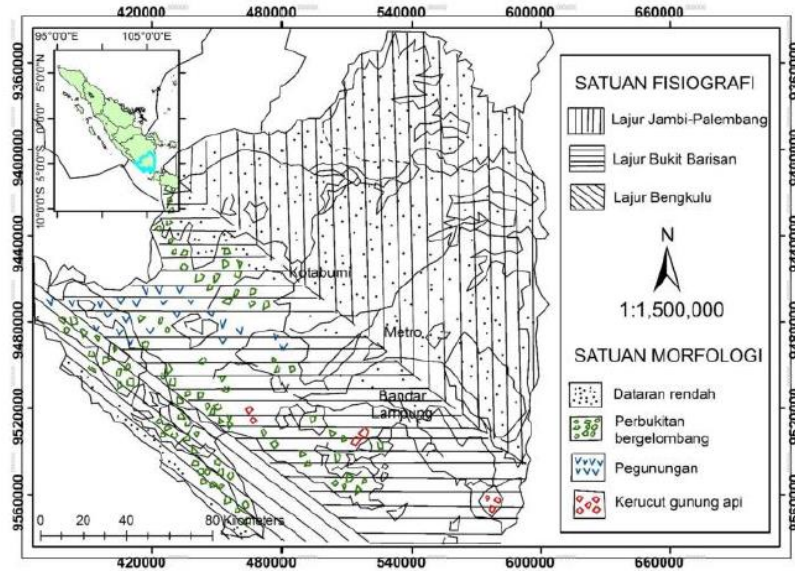
Urutan Pra-Tersier batuan yang tersingkap berupa runtunan batuan malihan derajat rendah-sedang yang terdiri dari sekis, genes, pualam dan kuarsit, yang termasuk kompleks Gunung kasih. Urutan Tersier yaitu batuan yang tersingkap dilembar Tanjung Karang terdiri dari runtunan batuan gunungapi busur dan benua serta sedimen yang diendapkan ditepi busur gunungapi. Endapan yang diendapkan bersama-sama secara luas yaitu formasi-formasi sabu, campang dan tarahan. Urutan Kuarter terdiri dari lava Plistosen, breksi dan tuf bersusunan andesit-basalt di lajur Barisan, Basal Sukadana celah di Lajur Palembang, endapan batu gamping terumbu dan sedimen alluvium Holosen. Berdasarkan peta stratigrafi Lembar Tanjung Karang, daerah penelitian termasuk dalam urutan kuarter yang terdiri dari breksi dan tuf, susunannya adalah andesit-basalt di lajur Barisan. Selanjutnya urutan kuarter yaitu lava breksi, tuf dan plitosen yang tersusun dari andesit-basal di Lajur Barisan.



Gambar 2.3. Stratigrafi Regional Daerah Lampung
(Hedberg, 1976)

2.2.3 Fisiografi

Provinsi Lampung dibagi dalam tiga satuan morfologi yakni: pegunungan kasar di bagian tengah dan baratdaya, dataran bergelombang di bagian timur, daerah pantai berbukit sampai datar dan timurlaut (J. Dai, dkk., 1989). Bukit Barisan yang diantaranya terdiri dari batuan beku, malihan dan batuan gunungapi muda, menempati 25-30% luas lembaran. Lereng yang curam dengan ketinggian mencapai 500 m - 1.680 m diatas permukaan laut. Keanekaragaman topografi pantai yakni batuan gunungapi Tersier, Kuarter dan batuan terobosan yang memiliki ketinggian 500 m diatas permukaan laut. Selain itu, dataran bergelombang tersusun atas endapan vulkanoklastika Tersier - Kuarter dan Aluvium menempati lebih besar dari 60% luas lembar yang memiliki ketinggian beberapa puluh meter di atas permukaan laut. Berdasarkan peta morfologi daerah Lampung, lokasi penelitian termasuk dalam morfologi dataran rendah bergelombang. Berikut adalah gambar Fisiografi daerah sumatera dan daerah Lampung.



Gambar 2.4. Fisiografi daerah Lampung

(Hall, R. 1997)

2.3 Gelombang Seismik

Patahan atau ledakan yang terjadi di dalam bumi menyebabkan adanya rambatan energi yang kemudian diteruskan ke bagian permukaan bumi. Energi ini dikenal dengan istilah gelombang seismik yang menjalar didalam bumi sehingga menyebabkan deformasi struktur berupa tarikan ataupun tekanan didalam bumi. Berdasarkan perambatannya *seismic wave* dibedakan menjadi dua yakni, gelombang primer (*P wave*) dan gelombang sekunder (*S wave*). Pada kondisi tidak teredam, gelombang seismik dinyatakan dalam persamaan berikut (Aster, 2011):

$$\nabla^2 \psi = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad (2.1)$$

dimana fungsi gelombang menjalar (ψ), kecepatan gelombang (v), waktu (t).

Persamaan kecepatan rambat gelombang P dan S dinyatakan sebagai berikut:

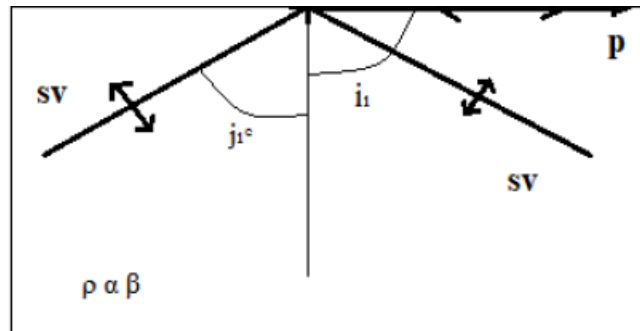
$$V_p = \sqrt{\frac{(\lambda + \mu)}{\rho}} \quad (2.2)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.3)$$

dengan V_p = kecepatan gelombang P (m/s), V_s = kecepatan gelombang S (m/s), λ = panjang gelombang (m), μ = modulus geser (N/m^2), ρ = densitas material (kg/m^3).

Gelombang permukaan terjadi akibat adanya efek *free surface* yang memiliki frekuensi yang rendah dan amplitudo yang besar. Gelombang ini dibedakan menjadi dua yaitu *Rayleigh wave* dan *Love wave*. Gelombang *Love* hampir sama dengan gelombang SH dengan arah rambatan pada bidang horizontal dan merambat bebas pada medium berlapis.

Gelombang *rayleigh* merupakan gelombang yang terbentuk karena adanya kombinasi antara P Wave dan SV Wave pada permukaan bebas yang merambat secara paralel. Energi gelombang *rayleigh* yang bersumber dari permukaan bumi lebih kuat dibandingkan dengan energi gelombang yang bersumber dari dalam bumi (Lay dan Wallace, 1995).



Gambar 2.5. Penjalaran Gelombang Permukaan (*rayleigh wave*)

(Telford., 1976)

Ground roll adalah jenis gelombang *rayleigh* tertentu yang memiliki karakteristik amplitudo relatif tinggi dan frekuensi rendah dan bergerak di sepanjang atau sangat dekat dengan permukaan bumi (Xia dkk., 1999). Kecepatan rambat Gelombang *Rayleigh* dilambangkan dengan c . Solusi perkiraan persamaannya, yaitu (Vinh, P. C., 2007):

$$c \approx \frac{0.87 + 1.12\nu}{1 + \nu} \beta \quad (2.4)$$

2.4 Dispersi Gelombang *Rayleigh*

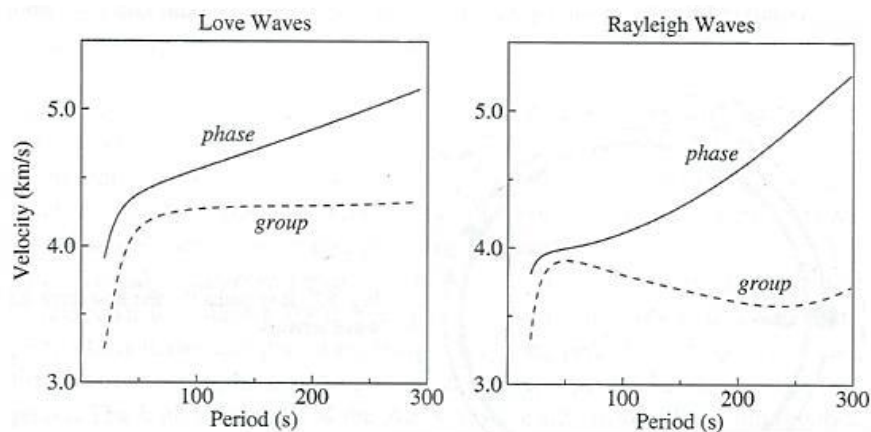
Sejak tahun 1980-an, gelombang permukaan sudah digunakan dalam bidang geoteknik untuk memodelan struktur bawah permukaan dengan memanfaatkan karakteristik gelombang *rayleigh* yang bergerak secara horizontal. Adapun

keunikan dari gelombang *rayleigh* yaitu setiap melewati batas lapisan material bumi gelombang ini akan mengalami dispersi. Hal ini merupakan suatu fenomena yang terjadi antara fungsi frekuensi dan kecepatan gelombang terhadap panjang gelombang.

Dalam ruang yang homogen, kecepatan gelombang *rayleigh* tidak tergantung pada frekuensi karena gelombang *rayleigh* tidak menyebar dalam medium homogen. Namun, gelombang *rayleigh* dapat menyebar dalam medium berlapis dengan komponen panjang gelombang yang berbeda, frekuensi yang berbeda, penetrasi yang berbeda dan menyebar dengan kecepatan yang berbeda. Kecepatan propagasi komponen frekuensi individu disebut sebagai kecepatan fase (*VR*) (Evrett, 2003; Park et al., 1997). Kecepatan kelompok (*Vg*) adalah deret gelombang yang merambat dalam kecepatan kelompok. Hubungan antara *group velocity* (*Vg*) dan *phase velocity* (*VR*) dituliskan dalam persamaan berikut:

$$V_g = \frac{d\omega}{dk(\omega)} = VR + f \frac{dV}{df} = V - \frac{dV}{d\lambda} \quad (2.5)$$

Dari persamaan (2.5) dapat dijelaskan bahwa kecepatan kelompok lebih lambat dibandingkan dengan kecepatan fase. Hal ini dikarenakan kecepatan kelompok merupakan kecepatan fase dikurang dengan fungsi dari kecepatan fase perpanjang gelombang. Kecepatan kelompok dan kecepatan fase akan bernilai sama pada kurva kecepatan fase yang tidak berdispersi (media homogen).



Gambar 2.6 Kurva hubungan antara *phase velocity* dan *group velocity* (Park, C. B., 1999)

Kurva dispersi gelombang *rayleigh* dibentuk dari korelasi *Rayleigh wave* dengan fungsi frekuensi yang terindikasi pada geofon dengan jarak D.

$$G_{y_1y_2} = Y_1(f) * Y_2 \quad (2.6)$$

Keterangan : kompleks konjugat (*)

Kecepatan sudut gelombang *rayleigh* dapat diestimasi dalam persamaan (2.7)

$$C(f) = \frac{D}{t(f)} \quad (2.7)$$

dimana:

$c(f)$: kecepatan sudut gelombang *rayleigh*

D : jarak geofon

$t(f)$: waktu rambat gelombang.

2.4.1 Fourier Transform

Metode transformasi geser fase (*phase shift transformation*) dilakukan untuk menghasilkan citra spektrum dispersi kecepatan fase (Park, 1998). Metode ini mampu membedakan jenis gelombang seismik dan sinyal derau. Transformasi fourier dimanfaatkan untuk mengubah/transformasi suatu data dari domain waktu menjadi domain frekuensi serta membagi sebuah sinyal dalam frekuensi yang berbeda-beda sebagai fungsi eksponensial yang kompleks. Berikut adalah persamaan transformasi fourier (2.8),

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-j2\pi f t} dt \quad (2.8)$$

dengan $X(f)$ adalah fungsi dalam domain frekuensi dan f adalah frekuensi, $x(t)$ = sinyal dalam domain waktu, $e^{-j2\pi f t}$ = fungsi kernel.

2.4.2 Forward Modelling

Forward Modelling atau pemodelan kedepan merupakan pemodelan yang dilakukan untuk memperhitungkan data secara teoritis yang akan teramati di permukaan bumi. Data teoritis yang diperoleh dari pemodelan kedepan akan dikombinasikan dengan data observasi. Apabila respon dari kedua data *fit* maka

model awal tersebut dianggap mewakili kondisi bawah permukaan di lokasi penelitian. Berikut adalah solusi persamaan perhitungan kurva dispersi teoritis,

$$FR(\lambda(z), G(z), \rho(z), k, \omega) = 0 \quad (2.9)$$

dimana: ($FR()$) adalah fungsi dispersi, $\lambda(z)$ adalah parameter konstanta lame (dari media elastis heterogen secara vertikal), $G(z)$ adalah modulus geser, $\rho(z)$ adalah kepadatan massa (densitas), k adalah bilangan gelombang, dan ω adalah frekuensi sudut.

Persamaan *rayleigh* untuk menganalisis pemodelan bumi berlapis adalah sebagai berikut.

$$F_{R,q}(k_q, C_q, \beta, \alpha, \rho, h) = 0 \quad q = 1, \dots, Q \quad (2.10)$$

Keterangan:

Q = Jumlah titik di mana kurva dispersi teoritis dihitung

N = Jumlah lapisan ketebalan hingga dalam model. (Lapisan $n + 1$ adalah setengah spasi)

ω_q = Frekuensi sudut titik q

f_q = Frekuensi titik q

c_q = Kecepatan fase gelombang *rayleigh* pada frekuensi f_q

k_q = Panjang gelombang pada frekuensi f_q

$$k_q = \frac{2\pi f_q}{c_q} = \frac{\omega_q}{c_q} \quad (2.11)$$

β = $[\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_n, \beta_{n+1}]^T$ gelombang vektor kecepatan gelombang geser (gelombang S)

α = $[\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_n, \alpha_{n+1}]^T$ Gelombang vektor kecepatan gelombang (gelombang P)

ρ = $[\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n, \rho_{n+1}]^T$ Vektor kepadatan massa

h = $[h_1, h_2, \dots, h_n]^T$ Vektor ketebalan lapisan

Secara umum, matriks lapisan diperoleh untuk masing-masing dari lapisan $n + 1$ dalam model, termasuk setengah ruang. Teknik optimasi untuk mencari model yang sesuai pada pemodelan geofisika merupakan masalah utama sehingga perlu dilakukan perhitungan nilai misfit. Jika nilai misfit masih lebih besar maka akan dilakukan

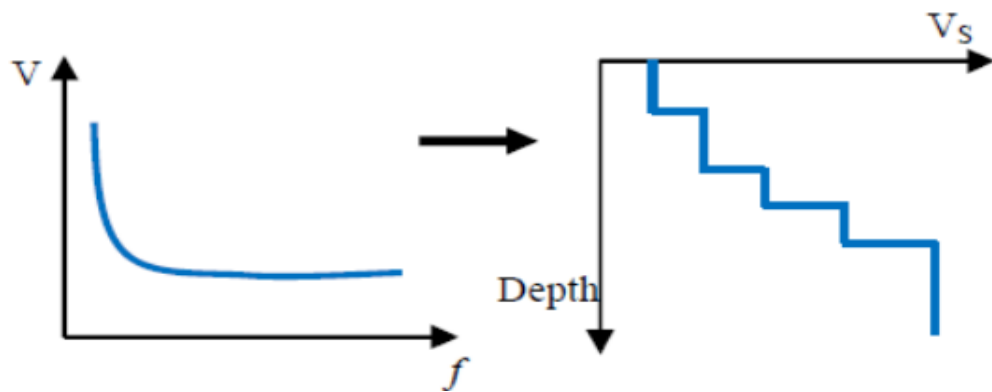
proses pemodelan ulang sampai mendapatkan nilai misfit yang kecil. Berikut adalah persamaan untuk menghitung nilai misfit dari pemodelan geofisika.

$$misfit = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{D_i - M_i}{\sigma} \right)^2} \quad (2.12)$$

dimana, jumlah titik data (N), data hasil inversi (D_i), model struktur tanah (M_i) dan standar deviasi (σ_i) dari data hasil proses *modelling* dengan $1 \leq i \leq N$.

2.4.3 Inversi Gelombang *rayleigh*

Pemodelan inversi gelombang *rayleigh* dilakukan untuk memodelkan struktur bawah permukaan dari data yang ada. Adapun permasalahan kurva dispersi kecepatan gelombang *rayleigh* (V_R) dapat diselesaikan dengan pemodelan kedepan. Pemodelan kedepan dilakukan dengan menginput parameter model awal yakni, kecepatan gelombang P (V_p), densitas (ρ), *poisson's ratio* dan kecepatan gelombang S (V_s). Hasil *forward modelling* akan digunakan pada proses pemodelan inversi untuk memperoleh model yang sesuai dengan data lapangan sehingga memperoleh pendekatan yang baik. Inversi gelombang *rayleigh* mengasumsikan sebuah model horizontal berlapis untuk mendapatkan parameter elastis kurva dispersi (Gambar 2.7). Hasil dari pemodelan inversi tergantung pada pendekatan (*fitting*) data observasi dan data kalkulasi dengan cara melakukan iterasi untuk mendapatkan hasil yang sebenarnya (Sholihan, 2010).



Gambar 2.7. Pemodelan inversi gelombang *rayleigh*
(Sholihan, 2010)

Persamaan model inversi:

$$M = [G^T G]^{-1} G^T d \quad (2.13)$$

$$RMSE = \sqrt{\left(\frac{1}{N}\right) \sum_{i=1}^N \delta_i^2} \quad (2.14)$$

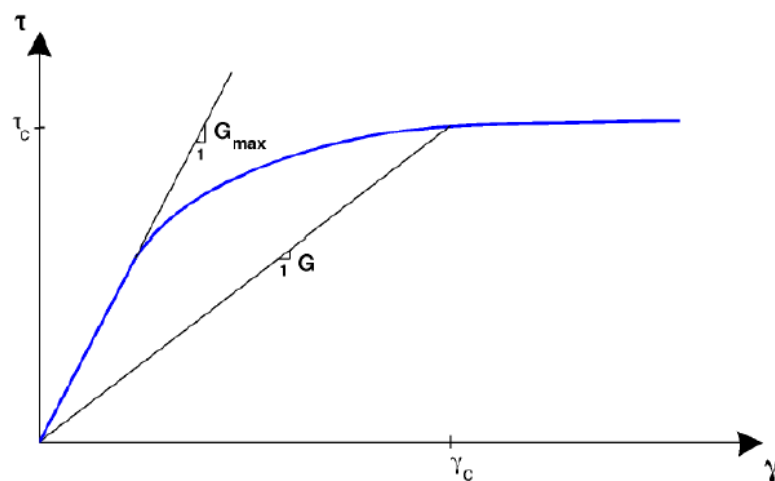
dimana data (d), total nomor data (N), $\delta_i = C_i^M - C_i^T$, hasil teori/kalkulasi (C_i^T), hasil observasi (C_i^M).

2.5 Konsep Dasar Gelombang Geser

2.5.1 Modulus Geser

Secara ilmiah kekakuan material merupakan ukuran ketahanan suatu benda terhadap deformasi yang berkaitan langsung dengan elastisitas (Sheriff, 2002). Modulus *shear* (μ) adalah kemampuan benda untuk mengalami deformasi bentuk. Modulus *young* (E) adalah kemampuan suatu benda untuk mengalami deformasi sepanjang sumbu tegangan. Modulus *bulk* adalah resistansi terhadap perubahan volume.

Pada metode MASW, respon dinamik tanah dapat dianalisis dari modulus *shear* karena, kecepatan gelombang geser memiliki hubungan linier atau searah dengan sifat kekakuan lapisan tanah. Apabila nilai kekakuan tanah semakin besar (keras dan padat) maka akan mempengaruhi nilai kecepatan gelombang geser yang semakin besar. Modulus geser pada tanah bergantung pada tingkat regangan gambar 2.8.



Gambar 2.8 Kurva tegangan-regangan dengan variasi modulus geser (G)

(Kaldal, L. S., 2007)

Deformasi geser menggambarkan perilaku tanah yang berubah, semakin kecil deformasi geser maka sifat tanah akan mendekati elastis dan ketika modulus geser akan konstanta pada nilai maksimumnya ($G_{\max}$). Berikut adalah persamaan parameter dinamis tanah modulus geser,

$$G_{\max} = \rho V_s^2 \quad (2.15)$$

dimana $G_{\max}$ adalah modulus geser maksimum, ρ adalah densitas dan V_s adalah kecepatan gelombang geser.

2.5.3 Kecepatan Gelombang Geser (V_{s30})

Kecepatan gelombang geser hingga kedalaman 30 m atau lebih dikenal dengan istilah V_{s30} adalah nilai kecepatan gelombang geser yang digunakan untuk membantu mengklasifikasikan jenis tanah yang dilihat dari kekuatan getaran gempa bumi atau efek local dan menentukan standar bangunan tahan gempa (Roser, J., 2010). Hanya sampai kedalaman 30 m pembesaran gelombang gempa dapat ditentukan (Wangsadinata, 2006). Berikut adalah persamaan untuk menentukan nilai kecepatan gelombang geser hingga kedalaman 30 m (V_{s30}).

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \left(\frac{h_i}{V_i} \right)} \quad (2.16)$$

dimana h_i adalah ketebalan (m) dan V_i adalah kecepatan gelombang geser (m/s) pada lapisan ke- i dari total N lapisan di atas 30 meter.

Tabel 2.1. Klasifikasi Tanah menurut SNI 1726 - 2012

Kelas Tanah	Deskripsi Umum	V_s (m/s)
SA	Batuan Keras	$V_s \geq 1500$
SB	Batuan	$750 < V_s \leq 1500$
SC	Tanah sangat padat/batuan lunak	$350 < V_s \leq 750$
SD	Tanah sedang	$175 < V_s \leq 350$
SE	Tanah lunak	$V_s \leq 175$
SF	Tanah khusus	Membutuhkan evaluasi khusus

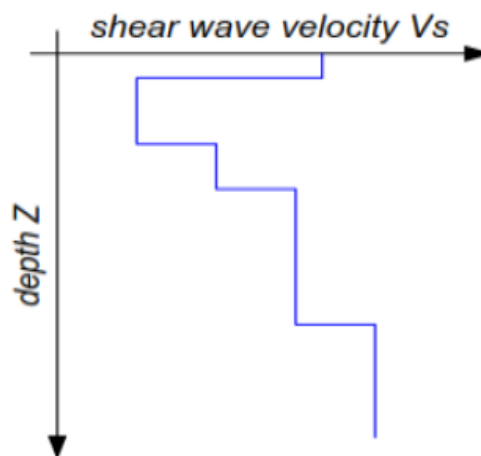
Tabel 2. 2. Eurocode 8 (Mufida, Santoso dan Warnana, 2013)

Kelas Tanah	Uraian Statigrafi	Vs30 (m/s)
A	Batuan atan formasi batuan lainnya	> 800
B	Endapan <i>sand</i> atau <i>clay</i> yang sangat padat, gravel pada ketebalan beberapa puluh meter, ditandai dengan peningkatan sifat mekanik terhadap kedalaman	360 - 800
C	Endapan <i>sand</i> padat atau setengah padat yang sangat tebal, <i>gravel</i> atau <i>clay</i> padat hingga ketebalan beberapa puluh meter hingga ratusan meter	180 - 360
D	Endapan tanah kohesi rendah sampai sedang, atau tanpa pada tanah kohesi rendah	< 180
E	Lapisan tanah terdiri atas alluvium pada permukaan tanah dengan nilai Vs pada tipe c dan d ketebalan bervariasi antara 5 m dan 20 m, di bawah tanah ini berupa material keras dengan Vs > 800 m/s	
S1	Endapat terdiri dari atau mengandung ketebalan lapisan minimal 10m, pada tanah lempung lunak atau lempung lanau dengan indeks plastisisan dan kadar air yang tinggi	< 100
S2	Endapan tanah likuifiable dari clay yang sensitif atau tanah yang lain yang tidak termasuk dalam tipe A-E atau S1	

2.6 Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)

Salah satu metode survei seismik yang digunakan untuk mengidentifikasi karakter geoteknik dekat permukaan adalah Metode *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW). Metode ini mengukur kecepatan gelombang geser dengan memanfaatkan gelombang *rayleigh* sebagai sinyal utamanya (Park dkk, 1999a). Dibandingkan dengan gelombang badan, gelombang permukaan memiliki energi (amplitudo) yang sangat besar sehingga mempunyai kualitas S/N ratio lebih tinggi dibandingkan metode seismik lainnya (Hayadi, N.K., 2018). Metode MASW memiliki resolusi yang tinggi dan ketepatan pada pengukuran struktur dekat permukaan bumi (Park dkk, 2002; Ismet dkk, 2006).

Metode MASW mengevaluasi kekakuan tanah dengan mengukur kecepatan gelombang geser (V_s) dari bawah permukaan. Gelombang permukaan yang dihasilkan mampu menganalisis kecepatan propagasi gelombang dan menentukan variasi kecepatan gelombang geser. Pada pengukuran gelombang *rayleigh*, menggunakan metode MASW, 92 % dari gelombang yang terekam merepresentasikan kecepatan gelombang geser (Stokoe, K. H., 1994). Kecepatan gelombang geser merupakan salah satu konstanta elastik yang berkaitan erat dengan modulus *young* dan modulus geser. Nilai V_s adalah indikator dari kekakuan tanah biasanya digunakan untuk menentukan kapasitas dukung beban.



Gambar 2.9. Profil vertikal dari gelombang geser
(Rosyidi, R.A., 2006)