

BAB II

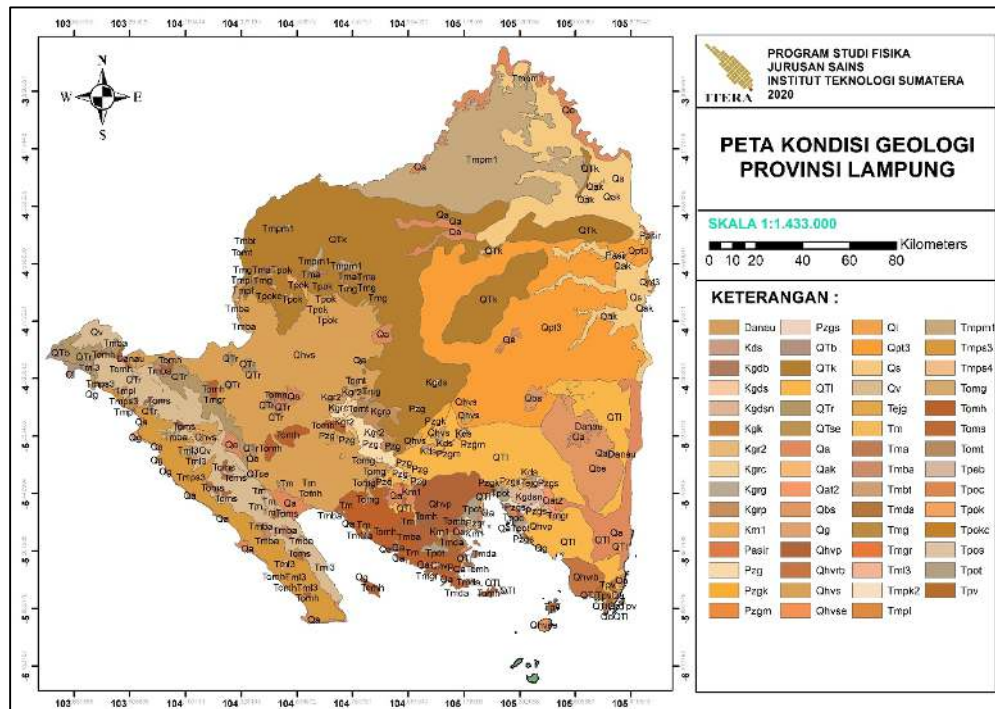
KAJIAN TEORI

2.1 Kondisi Geologi dan Seismotektonik

Letak geologi Provinsi Lampung berada pada zona subduksi Lempung *Indo-Australia* dan Lempung *Eurasia*. Sesar Semangko yang memanjang dari Provinsi Aceh hingga Provinsi Lampung menjadi penyebab daerah Provinsi Lampung begitu rawan terhadap gempa bumi dan tsunami. Panjang Sesar Semangko sekitar 1.900 km. Hasil dari Sesar Semangko berupa Danau Sigkarak yang adalah amblesan akibat pergeseran Sesar Semangko yang terbentuk di Lembah Souh di Lampung Barat. Zona subduksi adalah Lempeng Tektonik Asia dengan Lempeng Tektonik Australia. Dimana jika zona gempa bersumber di laut dengan kedalaman dangkal maka akan mengakibatkan tsunami yang pernah terjadi pada tahun 2004 di Aceh. Zona gempa ini bergerak menunjam ke bawah hingga kedalaman lebih dari 70 km. Zona ini akan membentuk gunung-gunung yang berada di sepanjang zona subduksi yang menghasilkan sumber magma gunung-gunung api.

Tabel 1. Rekaman Sejarah Gempa Lampung selatan dan sekitarnya (BMKG,2019)

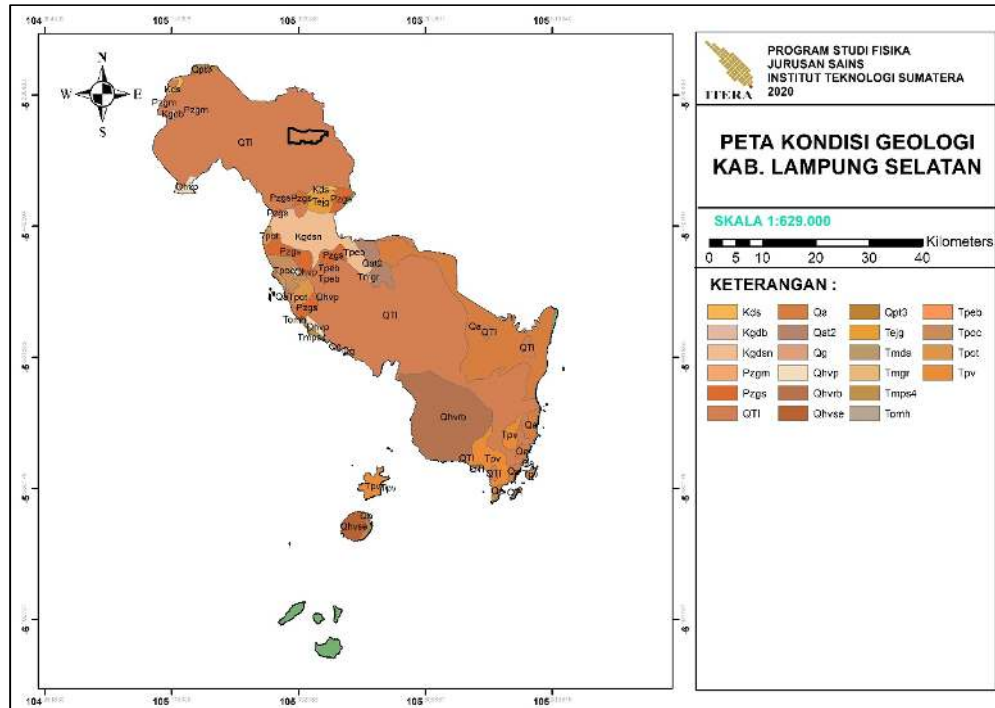
Tanggal	Waktu Gempa (WIB)	Koordinat	Depth(Km)	Mag(SR)
12-09-2019	15:33:06	5.77 LS – 105.43 BT	1	2.9
15-04-2018	01:02:21	6.17 LS – 105.43 BT	10	5.1
25-04-2017	04:28:56	6.17 LS – 105.36 BT	10	5.1
28-07-2016	10:32	6.12 LS – 105.33 BT	10	5.0



Gambar 2. Peta kondisi geologi Lampung

Berdasarkan peta geologi daerah penelitian kita dapat mengetahui geologi penyusun Provinsi Lampung, yaitu **Qs** adalah endapan rawa berupa lumpur, lanau, dan pasir, **Qa** adalah Aluvium berupa kerakal, kerikil, pasir, lempung dan gambut, **Qg** adalah batugamping koral berupa batugamping koral, **Qat** adalah alluvium tua berupa konglomerat, kerakal, kerikil, dan pasir, **Qhvr(pb,rb)** adalah endapan gunungapi muda berupa lava (andesit-basal), breksi, tuf, **Qbs** adalah basal sukadana berupa basal berongga, **Qpt** adalah formasi terbanggi berupa batupasir dengan sisipan batulempung, **QTK** adalah formasi kasai berupa tuf, batulempung tufan, batulempung, batupasir, dan konglomerat, **QTI** adalah formasi lampung berupa tuf berbatuapung, tuf riolitik, tuf padu tufit, batulempung tufan dan batupasir tufan, **Tpw** adalah andesit berupa lava andesit dengan kekar lembar, **Tmpk** adalah formasi katur berupa perselingan antara tufit, batulempung karbonan, batulanau karbonan dan barupasir, **Tmps** adalah formasi surungbatang berupa tufit, breksi tufan, tuf pasiran, dan grewake, **Tomh** adalah formasi

hulusimpang berupa lava andesit basal, tuf dan breksi gunungapi berubah dengan lensa batugamping, formasi camping berupa bagian bawah terdiri dari perselingan batulempung, serpih, breksi dan tuf padu. Bagian atas terdiri dari breksi aneka bahan dengan sisipan batupasir dan batulanau, **Tpos** adalah formasi sabu berupa perselingan antara breksi konglomerat dengan batupasir, **Tpot** adalah formasi tarahan berupa tuf padu, breksi dengan sisipan rijang, **Km** adalah formasi menanga berupa perselingan serpih dan batulempung dengan basal, sisipan rijang dan lensa batugamping, **Pzg** adalah kompleks g.kasih tak terpisahkan berupa terutama sekis pelitan dan sedikit gnes, mencakup Pzk, Pzgm, Pzgs adalah sekis way galih berupa sekis amfibol hijau, amfibol orthogenes dioritan, Pzgm adalah batupualam trimulyo berupa batupualam dan sekis, **Pzgk** adalah kuarsit sidodadi berupa kuarsit dengan sisipan sekis-kuarsa serisit, **Pzgmt** adalah migmatit jundeng berupa campuran granitoid dan sekis atau genes, diterobos oleh urat granit pegmatitan, **Tmda** adalah dasit piabung berupa dasit, **Tmgr** adalah batuan granit tak terpisahkan berupa granit dan granodiorite, **Tejg** adalah granit jatibaru berupa granit merah jambu, **Tpeb** adalah sumbat basal berupa basal, **Kgdb** adalah granodiorit branti berupa granodiorit dan diorite, **Kgk** adalah granit kalimangan berupa granit, granodiorit dan diorit, **Kgds** adalah granodiorite seputih berupa granodiorit, **Kds** adalah diorit sekampung terdaunkan berupa diorit, dan diorit kuarsa, **Kgdsn** adalah granodiorite sulan berupa granodiorit dan tonalit.



Gambar 3. Peta geologi Kab.Lampung Selatan

Adapun peta kondisi geologi Kab.Lampung Selatan sebagai berikut **Kds** adalah diorit sekampung terdaunkan berupa diorit, dan diorit kuarsa, **Kgdb** adalah granodiorit branti berupa granodiorit dan diorite **Kgdsn** adalah granodiorite sulan berupa granodiorit dan tonalit, **QTI** adalah formasi lampung berupa tuf berbatuapung, tuf riolitik, tuf padu tufit, batulempung tufan dan batupasir tufan, **Qa** adalah Aluvium berupa kerakal, kerikil, pasir, lempung dan gambut, **Qat** adalah alluvium tua berupa konglomerat, kerakal, kerikil, dan pasir, **Qg** adalah batugamping koral berupa batugamping koral, **Qpt** adalah formasi terbanggi berupa batupasir dengan sisipan batulempung, **Tejg** adalah granit jatibaru berupa granit merah jambu, **Tmgr** adalah batuan granit tak terpisahkan berupa granit dan granodiorite, **Tmps** adalah formasi surungbatang berupa tufit, breksi tufan, tuf pasir, dan grewake, **Tomh** adalah formasi hulusimpang berupa lava andesit basal, tuf dan breksi gunungapi berubah dengan lensa batugamping, formasi camping berupa bagian bawah terdiri dari perselingan batulempung, serpih, breksi dan tuf padu. Bagian atas terdiri dari breksi aneka bahan dengan sisipan batupasir

dan batulanau, **T_{peb}** adalah sumbat basal berupa basal, **T_{pos}** adalah formasi sabu berupa perselingan antara breksi konglomerat dengan batupasir.

2.2 Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah gelombang yang merambat karena adanya gangguan disekitar medium dari permukaan bumi yang berasal dari aktivitas seismik. Adapun dua tipe gelombang berdasarkan penjarannya yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*).

2.2.1 Gelombang Badan (*body Wave*)

2.2.1.a Gelombang Primer (*Gelombang P*)

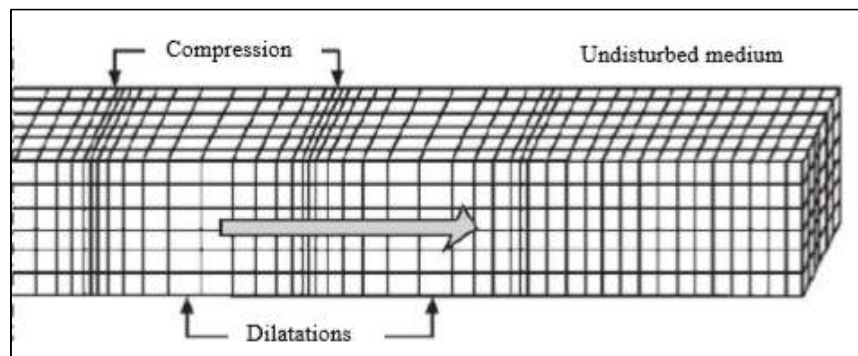
Gelombang primer adalah gelombang yang arah pergerakan dan getaran partikel medium searah dengan permukaan perambatan gelombang tersebut. Gelombang primer memiliki perambatan lebih cepat dibandingkan dengan gelombang sekunder. Gelombang primer dapat merambat dalam semua medium yaitu padat, cair, dan gas. Persamaan dari kecepatan gelombang primer adalah

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

Dengan : λ = konstanta lame

μ = rigiditas

ρ = densitas

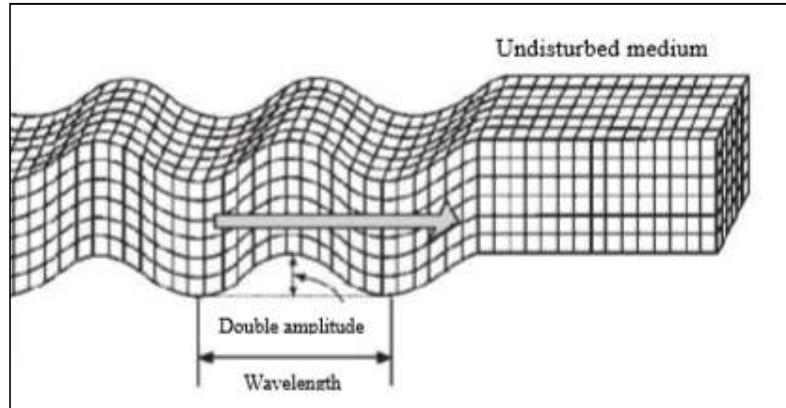


Gambar 4. Gerak Gelombang Primer Seismik [8]

2.2.1.b Gelombang Sekunder (Gelombang S)

Gelombang sekunder adalah gelombang yang arah getarannya tegak lurus terhadap arah perambatan gelombang. Gelombang sekunder hanya merambat pada medium padat.

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

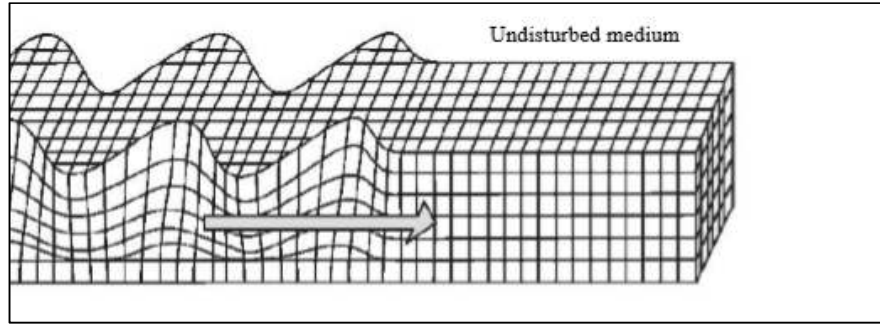


Gambar 5. Gerak Gelombang Sekunder Seismik [8]

2.2.2 Gelombang Permukaan (*surface wave*)

2.2.2.a Gelombang Love

Gelombang yang arah rambat partikelnya bergetar melintang terhadap arah penjarannya. Gelombang Love merupakan gelombang transversal. Gelombang Love ditemukan oleh ahli matematika A.E.H Love melalui permodelan matematika pada tahun 1911. Gelombang Love adalah gelombang permukaan yang tercepat daripada gelombang Rayleigh. Efek gesek dari gelombang Love adalah kearah horizontal tegak lurus pada rambatan gelombang di permukaan tanah, dan tidak ada gerakan yang bersifat vertikal. Akibat dari gelombang Love ini bangunan seperti digoyang secara mendatar pada dasarnya sehingga gelombang ini berpotensi membuat kerusakan.

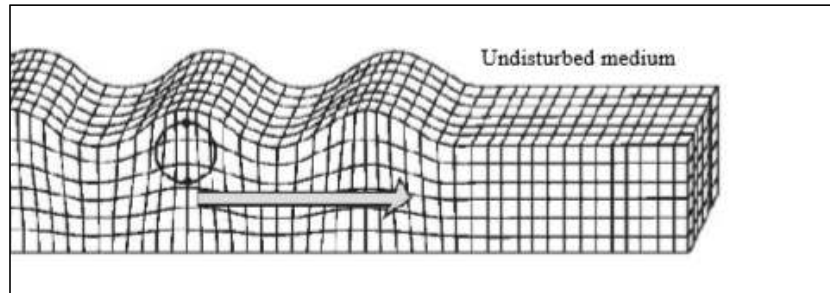


Gambar 6. Gerak Gelombang Love [8]

2.2.2.b Gelombang Rayleigh

Lord Rayleigh pada tahun 1885 memperkenalkan Gelombang Rayleigh. Gelombang Rayleigh terlihat pada permukaan tanah yang bergerak ke atas dan ke bawah dengan waktu perambatan gelombang Rayleigh lebih lambat daripada gelombang Love. Terbentuk gelombang Rayleigh karena adanya interaksi antara bidang gelombang permukaan dan gelombang primer pada permukaan bebas yang kemudian merambat secara paralel terhadap permukaan. Gerakan partikel gelombang Rayleigh adalah vertikal, dengan demikian gelombang Rayleigh hanya dapat ditemukan pada komponen vertikal seismogram. Gelombang Rayleigh adalah salah satu alat yang sesuai untuk dapat menentukan struktur bawah permukaan tanah dari suatu daerah. Persamaan kecepatan gelombang Rayleigh (V_R) adalah

$$V_R = 0,92\sqrt{V_S} \quad (3)$$



Gambar 7. Gerak Gelombang *Rayleigh* [8]

2.3 Mikrotremor

Mikrotremor dapat diartikan sebagai getaran tanah yang terus-menerus atau secara konstan yang terjebak dilapisan sedimen permukaan, disebabkan oleh faktor alam dan faktor manusia. Peristiwa alam dapat berupa gelombang laut, gerakan tanah, gempabumi, angin, guncangan tanah, sedangkan faktor manusia dapat berupa aktivitas manusia seperti kendaraan, aktivitas industri. Karakteristik mikrotremor berkaitan dengan kondisi struktur geologi suatu daerah penelitian untuk mengetahui keadaan bawah permukaan tanah. Mikrotremor banyak digunakan seperti Estimasi ketebalan lapisan sedimen dan amplifikasi desa olah alen blitar menggunakan metode mikrotremor HVSR [16], Analisa mikrotremor dengan metode HVSR untuk pemetaan mikrozonasi di kelurahan kejawan putih tembak Surabaya [21]

2.4 HVSR (*Horizontal To Vertikal Spectral Ratio*)

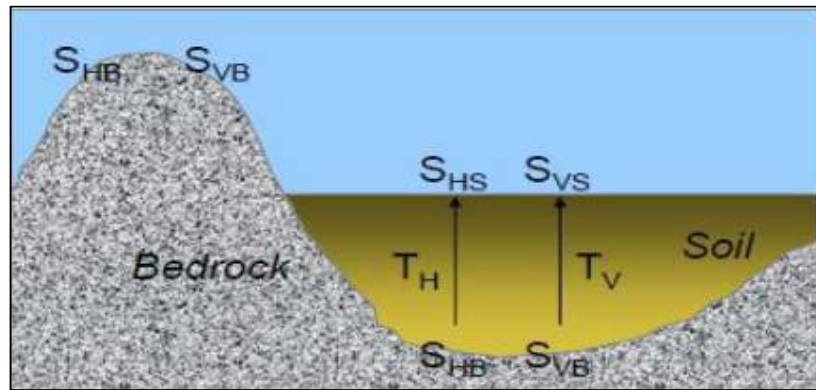
Metode HVSR ditemukan oleh Nogoshi dan Igarashi pada tahun 1971. Metode HVSR merupakan metode yang digunakan sebagai indikator struktur bawah permukaan tanah yang memperlihatkan hubungan antara perbandingan-perbandingan rasio spektrum fourier dari sinyal mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya (Nogoshi dan Igarashi, 1971). Faktor amplifikasi gerakan horizontal dan vertikal pada permukaan tanah sedimen berdasarkan pada gerakan seismik di permukaan tanah yang bersentuhan langsung dengan batuan dasar di area cekungan yang dilambangkan dengan T_H dan T_V [13]. Besarnya faktor amplifikasi horizontal T_H adalah:

$$T_H = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (4)$$

Dimana S_{HS} adalah spektrum dari komponen gerak horizontal di permukaan tanah dan S_{HB} adalah spektrum dari komponen gerak horizontal pada dasar lapisan tanah. Besarnya faktor amplifikasi vertikal T_V adalah:

$$T_V = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (5)$$

Dimana S_{VS} adalah spektrum dari komponen gerak vertikal di permukaan tanah dan S_{VB} adalah spektrum dari komponen gerak vertikal pada dasar lapisan tanah.



Gambar 8. Model cekungan yang berisi material halus [27]

Dari data mikrothemor tersusun dari beberapa jenis gelombang, salah satunya adalah gelombang Rayleigh yang merambat pada lapisan sedimen di batuan dasar. Pengaruh dari gelombang Rayleigh pada rekaman mikrotremor besarnya sama untuk komponen vertikal dan horizontal saat rentang frekuensi (0,2 – 20 Hz), dalam range yang kecil (μm) sehingga rasio spektrum antara komponen horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati:

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} = 1 \quad (6)$$

Karena rasio spectrum antara komponen horizontal dan vertikal di bauan dasar mendekati nilai sama dengan satu, maka gangguan tang terekam pada permukaan

lapisan tanah akibat efek dari gelombang Rayleigh dapat dihilangkan, sehingga hanya dipengaruhi oleh struktur geologi lokal atau *site effect* (T_{SITE}). T_{SITE} menunjukkan puncak amplifikasi pada frekuensi dasar dari suatu lokasi. Berdasarkan persamaan (4), (5), dan (6) didapatkan besar T_{SITE} sebagai berikut:

$$T_{SITE} = \frac{T_H}{T_V} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (7)$$

Sehingga didapat perhitungan HVSR (*Horizontal to Vertikal Spectral Ratio*)

$$HVSR = T_{SITE} = \frac{\sqrt{(S_{North-South})^2 + (S_{East-West})^2}}{S_{VS}} \quad (8)$$

Pada analisis mikrotremor yang digunakan untuk karakterisasi suatu wilayah. Dalam penggunaan metode ini, digunakan beberapa asumsi [14] bahwa:

1. Mikrotremor sebagai besar terdiri dari gelombang geser.
2. Komponen vertikal gelombang tidak mengalami amplifikasi lapisan sedimen dan hanya komponen horizontal yang teramplifikasi.
3. Tidak ada amplitud yang berlaku dengan arah yang spesifik pada bedrock dengan getaran ke segala arah.
4. Gelombang Rayleigh diasumsikan sebagai noise mikrotremor dan diusulkan metode untuk mengeliminasi efek gelombang *Rayleigh*.

[14] mengidentifikasi bahwa jika diasumsikan gelombang geser domain pada mikrotremor, maka rasio spectrum horizontal terhadap vertikal (HVSR) pada data mikrotremor suatu tempat sama dengan fungsi transfer gelombang geser yang bergerak antara permukaan dan batuan dasar disuatu tempat. Nakamura menduga bahwa mikrotremor berperiode pendek sebagian besar terdiri dari gelombang geser dan gelombang permukaan dianggap sebagai noise.

2.5 Transformasi Fourier

Transformasi Fourier digunakan untuk mengubah gelombang seismik dalam domain waktu menjadi domain frekuensi. Transformasi Fourier dikembangkan oleh Jean Baptise Joseph Fourier. Transformasi Fourier menggabungkan sinyal-sinyal ke dalam jumlahan tak hingga dari bentuk sinusoidal dengan frekuensi dan nilai fase tertentu. Transformasi Fourier dalam kasus *continous-time* dan *continous-frequency*. $X^F(\omega)$ adalah hasil transformasi fourier, ω adalah frekuensi angular (radian per detik), dan $x(t)$ merupakan sinyal dengan waktu yang kontinu. Transformasi Fourier bersifat *reversible*, suatu nilai dapat ditransformasi ke dalam domain frekuensi (yang memuat informasi frekuensi-amplitudo), dan diinversikan lagi kedalam domain waktu (yang memuat informasi waktu-amplitudo). Dari kedua informasi tersebut tidak bias didapatkan secara bersamaan. Representasi fungsi dalam domain frekuensi tidak memuat informasi waktu, demikian sebaliknya.

$$X^F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)e^{-j\omega t} dt \quad (9)$$

$$X^F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} X_{(t)} \cos(\omega t) dt - i \int_{-\infty}^{+\infty} X_{(t)} \sin(\omega t) dt \quad (10)$$

Dimana $X(t)$ adalah fungsi dalam domain waktu, $e^{-j\omega t}$ adalah fungsi kernel, dan $X^F(\omega)$ adalah fungsi dalam domain frekuensi.

Persamaan (9) akan memiliki nilai apabila terpenuhinya syarat:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |x(t)| dt < \infty \quad (11)$$

Untuk mendapatkan kembali sinyal berdomain waktu, perlu dilakukan inversi pada Transformasi Fourier

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} X^F(\omega) e^{+j\omega t} d\omega \quad (12)$$

2.6 Standar SESAME

Standar SESAME memiliki parameter dan rekomendasi pada saat pengukuran sebagai berikut:

Tabel 2. Syarat Keyakinan (*reliability*) [26]

No	Parameter	Rekomendasi	
1.	Durasi perekaman	f_0 minimum yang diharapkan (Hz)	Rekomendasi durasi perekaman minimum (Hz)
		0.2	30'
		0.5	20'
		1	10'
		2	5'
		5	2'
		10	
2.	Pengukuran jarak	Mikrozonasi: Mulailah dengan jarak yang besar (misalnya 500 meter) Respons situs tunggal: jangan pernah menggunakan titik pengukuran tunggal untuk mendapatkan nilai f_0 , setidaknya tiga titik pengukuran	
3.	Parameter perekaman	Tingkatkan sensor seperti yang direkomendasikan oleh pabrik. Perbaiki level penguatan semaksimal mungkin tanpa saturasi sinyal	
4.	Kopling sensor tanah in situ	Setel sensor langsung di tanah, bila memungkinkan hindari pengukuran sensor pada "dasar lunak" seperti lumpur, tanah yang dibajak, rumput tinggi) atau tanah yan jenuh setelah hujan	
5.	Kopling sensor tanah buatan	Hindari piring dari bahan "lunak" seperti karet busa, kardus. Pada lereng yang curam yang tidak memungkinkan peralatan sensor yang benar, pasang sensor dalam tumpukan pasir atau dalam wadah yang berisi pasie. Jika bersalju pasang pelat logam atau kayu ataupun wadah yang berisis dengan pasie untuk	

No	Parameter	Rekomendasi
		menghindari kemiringan sensor karena pencairan local
6.	Struktur terdekat	Hindari merekam di dekat struktur seperti bangunan, pohon. Jika angin bertiup (lebih cepat dari sekitar 5 m/s). ini sangat berpengaruh terhadap hasil H/V dengan mengetahui frekuensi rendah di kurva. Hindari mengukur struktur bawah tanah seperti tempat parker, pipa.
7.	Kondisi cuaca	Angin: lindungi sensor dari angin (Lebih cepat dari sekitar 5m/s). Hujan: hindari pengukuran dibawah hujan lebat. Suhu: Periksa sensor dan instruksi pabrik perekam. Gangguan meteorology: Menunjukkan pada lembar lapangan apakah pengukuran dilakukan selama peristiwa meteorology tekanan rendah
8.	Gangguan	Sumber monokromatik: hindari pengukuran didekat mesin konstruksi, mesin indukstri, pompa, generator. Transien: langkah, mobil, tambah durasi rekaman untuk memungkinkan jendela yang cukup untuk analisis, setelah pemindahan sementara

2.6.1 Untuk kondisi yang aktual

Persyaratan pertama, sebelum ekstraksi informasi dan interpretasi apa pun, menyangkut keyakinan kurva H/V. keyakinan yaitu dinyatakan bahwa kurva H/V yang diperoleh aktual dengan rekaman yang dipilih, mewakili kurva H/V yang dapat diperoleh dengan rekaman getaran sekitar dan dengan pemilihan jendela yang secara fisik wajar.

Persyaratan diatas memiliki beberapa konsekuensi yaitu:

1. Agar puncak menjadi signifikan, maka kondisi berikut harus terpenuhi $f_0 > 10/l_w$.
2. Jumlah besar jendela dan siklus yang disarankan saat pemilihan jendela secara otomatis dengan parameter standar, jumlah total siklus yang signifikan $n_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0$ lebih besar 200 yang artinya untuk puncak 1

Hz bahwa setidaknya ada 20 jendela masing-masing 10 detik atau untuk puncak pada 0,5 Hz, 10 jendela masing-masing 40 detik. Disarankan untuk keamanan maka jumlah minimum nc dinaikan 2 kali pada frekuensi rendah (misal hingga 400 dan 4 hingga 5 kali pada frekuensi tinggi, dimana transien jauh lebih sering (misal hingga 1000).

3. Diperlukan tingkat hamburan yang rendah diantara semua jendela. Besar standar deviasi berarti getaran sekitar sangat tidak stasioner dan mengalami beberapa jenis gangguan secara signifikan mempengaruhi puncak frekuensi H/V. Oleh sebab itu disarankan $\sigma_A(f) < 2$ untuk $0.5 f_0 < f < 2f_0$ jika $f_0 > 0.5 \text{ Hz}$ dan $\sigma_A(f) < 3$ untuk $0.5 f_0 < f < 2f_0$ jika $f_0 < 0.5 \text{ Hz}$.

2.6.2 Identifikasi f_0

2.6.2.a Clear Peak

Clear peak terpenuhi jika kurva H/V menunjukkan “*Clear single*” puncak H/V

1. Konsep “keyakinan” berkaitan dengan beberapa karakteristik: amplitudo puncak H/V dan nilai relatifnya berhubungan dengan nilai frekuensi H/V, nilai dari standar deviasi $\sigma_A(f)$ dan standar deviasi σ_f dari perkiraan f_0 dari masing-masing window.
2. Property “tunggal” terkait dengan fakta bahwa tidak ada frekuensi lain, apakah amplitudo H/V menunjukan puncak “*Clear*” lainnya yang memenuhi kriteria yang sama

Kriteria kuantitatif yang disarankan untuk kondisi amplitudo “aktual”

1. Keadaan f^- = Frekuensi antara $f_0/4$ dan f_0 untuk itu $A_{\frac{H}{V}}(f^-) < A_0/2$.
2. Keadaan f^+ = Frekuensi antara f_0 dan $4f_0$ untuk itu $A_{\frac{H}{V}}(f^+) < A_0/2$.
3. $A_0 > 2$.

Kondisi Stabilitas

4. Puncak akan muncul pada frekuensi yang sama (dalam persentase $\pm 5\%$) pada kurva H/V yang sesuai dengan standar deviasi + dan - .
5. σ_f lebih rendah dari ambang batas frekuensi $\varepsilon(f)$, $\sigma_f < \varepsilon(f)$.
6. $\sigma_A(f_0)$ lebih rendah dari ambang batas frekuensi $\theta(f)$, $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$.

Tabel 3.Sifat gelombang getaran sekitar[26]

	Natural	Human
Nama	Mikroseismik	Mikrotremor
Frekuensi	0.1 - f_{nh} (0.5 Hz sampai 1 Hz)	f_{nh} (0.5 Hz sampai 1 Hz) - >10 Hz
Asal	Lautan	Lalu lintas/ industri/aktivitas manusia
Kejadian gelombang	Gelombang permukaan	Gelombang permukaan + gelombang badan
Variabilitas amplitude	Berkaitan dengan badai samudera	Siang/malam
Masalah Reyleight / Love	Dimoninasi gelombang Rayleigh	Amplitudo sebanding. Gelombang Love membawa sedikit lebih banyak energi
Masalah mode fundamental/lebh tinggi	Terutama fundamental	Kemungkinan mode yang lebih tinggi oada frekuensi tinggi
Further Comments	Gelombang local mungkin berbeda dari gelombang datang	Beberapa gelombang monokromatik terkait dengan mesin. Kedekatan sumber, serta panjang gelombang pendek, mungki membatasi kepentingan kuantitatif gelombang yang dihasilkan oleh difaksi pada kedalaman

2.7 Mikrozonasi

Mikrozonasi adalah pembagian zona berdasarkan parameter-parameter tertentu yang memiliki karakteristik seperti periode natural, amplifikasi natural, dan getaran tanah. Variasi getaran tanah diakibatkan oleh faktor geologi setempat dan akan dipergunakan untuk mitigasi kebencanaan daerah. Pada tahun 1950 pengukuran menggunakan mikrotremor diperkenalkan dan dikembangkan, dan sudah menjadi metode yang digunakan untuk mngestimasi karakteristik lapisan tanah dan digunakan secara terus-menerus untuk mikrozonasi. Analisa metode HVSR untuk mengestimasi frekuensi natural dan amplikasi dari data mikrotremor yang diperkenalkan oleh Nakamura (2000). Negara Indonesia adalah salah satu negara yang mengembangkan penelitian mikrozonasi untuk pemetaan daerah-daerah rawan bencana. Salah satu penelitian mengembangkan studi tentang mikrozonasi seperti, Mikrozonasi percepatan getaran tanah maksimum menggunakan metode kanai (1966) dan intensitas gempabumi di kawasan jalur sesar opak [22]

2.8 Frekuensi Natural

Frekuensi dominan atau frekuensi natural adalah suatu nilai frekuensi yang sering muncul, sehingga nilai frekuensi dapat menggambarkan jenis dan karakteristik lapisan batuan dari suatu wilayah. Frekuensi dominan berkaitan dengan kedalaman gelombang pantul di bawah permukaan bumi. Gelombang pantul merupakan batas antara sedimen lepas dengan batuan keras, maka dengan demikian semakin besar frekuensi yang terbentuk dari pemantulan gelombang maka semakin tipis (lapuk) sedimennya. Nilai periode natural digunakan untuk klasifikasi lapisan batuan yang ada pada lokasi penelitian. Nilai periode natural didapatkan berdasarkan perhitungan sebagai berikut:

$$T_0 = \frac{1}{f_0} \quad (13)$$

Dengan T_0 adalah periode natural, dan f_0 adalah frekuensi natural. Dalam hal ini Kanai mengklasifikasi tanah berdasarkan frekuensi natural dan Zhao

mengklasifikasikan kedalam empat kelas yang mengacu pada *site classification* dari HEHRP (*National Earthquake Hazard Reduction Program*)

Tabel 4. Klasifikasi tanah [16]

Klasifikasi Tanah	$F_n(HZ)$	Deskripsi
Tipe IV	6,6-20	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan <i>hard sandy, gravel</i> , dll.
Tipe III	4-10	Batuan alluvial. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll. Ketebalan sedimen permukaan kategori menengah 5-10 meter
Tipe II	2,5-4	Batuan alluvia. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll. Ketebalan sedimen permukaan kategori tebal, sekitar 10-30 meter
TIPE I	<2,5	Batuan alluvial, yang terbentuk dari sedimentasi delta, top soil, lumpur, dll. Ketebalan sedimen permukaan sangat tebal >30 meter

Tabel 5. Klasifikasi tanah berdasarkan HEHRP class [23]

<i>Site Classes</i>	<i>Periode natural (Site Natural Periode(s))</i>	<i>Kelas HEHRP (HEHRP Class)</i>	<i>Keterangan (Deskripsi)</i>
SC I	$T_G < 0,2s$	A+B	Rock / Stiff Soil
SC II	$0,2s \leq T_G < 0,4s$	C	Hard Soil
SC III	$0,4s \leq T_G < 0,6s$	D	Medium Soil
SC IV	$T_G \geq 0,6s$	E	Soft Soil

2.9 Amplifikasi Natural

Amplifikasi natural merupakan perbesaran gelombang tanah adanya perbedaan signifikan antar lapisan, gelombang tanah akan mengalami perbesaran karena adanya perbedaan medium padat ke medium yang lebih lunak. Nilai faktor amplifikasi dapat berubah jika batuan telah mengalami perubahan (deformasi) seperti pelapukan, persesaran, pelipatan yang mengubah bentuk dari sifat fisik batuan.

Nilai penguatan amplifikasi tanah berkaitan dengan kontrak impedasi lapisan dipermukaan dan lapisan dibawahnya. Jika mengalami kontras impedasi kedua lapisan tersebut tinggi maka akan mengalami faktor penguatan yang tinggi, begitu sebaliknya. Sehingga persamaan anantara fungsi perbandingan kontras impedasi sebagai berikut:

$$A_0 = \frac{\rho_b V_b}{\rho_s V_s} \quad (14)$$

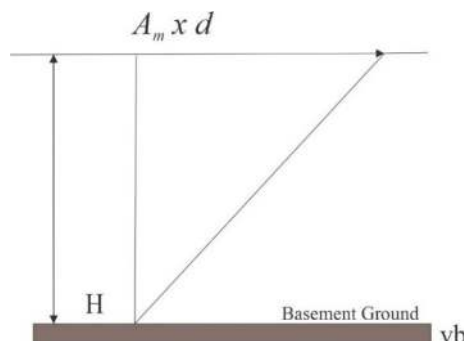
Dengan A_0 adalah faktor amplifikasi, ρ_b adalah densitas batuan dasar(m/s), V_b adalah kecepatan rambat gelombang batuan dasar(m/s), ρ_s adalah densitas batuan lunak (m/s), V_s adalah kecepatan rambat gelombang batuan lunak (m/s).

Tabel 6. Klasifikasi nilai faktor amplifikasi [5]

Zona	Klasifikasi	Nilai Faktor Amplifikasi
1	Rendah	<3
2	Sedang	3-6
3	Tinggi	6-9
4	Sangat Tinggi	≥ 9

2.10 Indeks Kerawanan Gempa (K_g)

Nilai indeks kerentanan gempa digunakan untuk memperhitungkan suatu daerah yang rawan terhadap gempabumi yang diakibatkan oleh adanya hubungan antara frekuensi natural dan amplifikasi atau didapatkan dari pengukuran dipermukaan serta perubahan akibat pengaruh gempabumi.



Gambar 9. Surface ground deformasi [13]

Kerentanan pada tanah perlu diperhatikan pada nilai pergeseran regangan (γ) pada lapisan tanah akibat terjadinya gempabumi [15]. Dalam menentukan indeks kerentanan gempa yang harus diperhatikan adalah *shear strain* pada permukaan tanah. Pada Gambar 8 adalah deformasi dari *shear strain* permukaan tanah, nilai γ ditunjukkan pada persamaa berikut:

$$\gamma = A_m \times \frac{d}{H} \quad (14)$$

Dengan : A_m merupakan indeks faktor amplifikasi, h adalah ketebalan lapisan permukaan nilai perpindahan gempa dari dasar bumi. Sedang kecepatan gelombang dasar dan permukaan tanah ditunjukkan V_b dan V_s maka pengaruh frekuensi natural ditunjukkan oleh persamaan berikut:

$$f_0 = \frac{V_b}{4A_m \times h} \quad (15)$$

Nalai percepatan tanah dibawah permukaan (α_b) dirumuskan sebagai berikut:

$$\alpha_b = (2\pi f_0)^2 \times d \quad (16)$$

Sedangkan untuk mencari perpindahan gempa dapat dengan menggunakan rumus (13) seabagai berikut:

$$d = \frac{\alpha_b}{(2\pi f_0)^2} \quad (17)$$

Sehingga persamaan (15) dan (17) dapat disubtitusi ke persamaan (14). Persamaan menjadi:

$$\gamma = \left(\frac{A_m \times \alpha_b}{(2\pi f_0)^2} \right) \times \left(4A_g \times \frac{f_0}{V_b} \right) \quad (18)$$

$$\gamma = \frac{A_m^2}{f_0} \times \frac{\alpha_b}{\pi^2 V_b} \quad (19)$$

Untuk menghitung *groud shear strain* lapisan tanah permukaan disuatu tempat saat terjadi gempabumi, Nakamura (1997) merumuskan bahwa:

$$\gamma = K_g \frac{\alpha_b}{\pi^2 V_b} \quad (20)$$

Jika nilai V_b konstan di daerah yang luas dan K_g adalah nilai yang terukur pada titik pengukuran. Sehingga persamaan *ground shear strain* sebagai berikut:

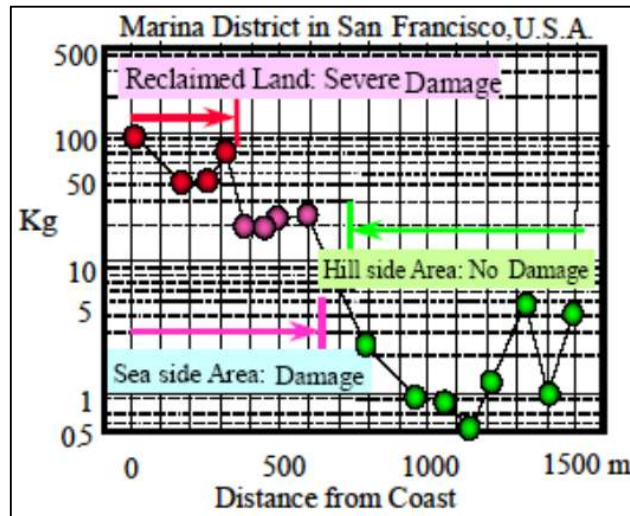
$$\gamma = K_g \times \alpha_b (10^{-6}) \quad (21)$$

Tabel 7. *Strain dependence of dynamic properties of soil* [2]

Size of Strain	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}
Phenomena	Wave, Vibration		Crack, Settlement		Landslide, Soil Compaction, Liquefaction	
Dynamic Properties	Elasticity		Elasto-Plasticity		Collapse	
					Repeat-Effect, Loading	Speed-Effect of

Nilai kerentanan gempa adalah suatu indeks kerentanan untuk mempermudah untuk mengidentifikasi dari titik-titik lokasi pengukuran. Nilai kerentanan gempa memperlihatkan nilai pengukuran yang digunakan untuk menentukan tingkat ketahanan atau lapisan bumi. Dapat dihitung dengan menggunakan rumus:

$$K_g = \frac{A_m^2}{f_0} \quad (22)$$



Gambar 10. Nilai kerentanan gempa pada gempabumi di area maria san francisco USA Yutaka [12]

Indeks kerentanan gempa bergantung pada kondisi lapisan tanah. Melihat kondisi kerusakan yang terjadi akibat gempabumi yang terjadi di San Francisco. Nakamura memaparkan bahwa kerusakan yang terjadi akibat gempabumi sebanding dengan nilai indeks kerentanan gempa. Pada Gambar 10 kawasan pesisir dan daerah reklamasi didominasi atas batuan lunak yang mempunyai nilai kerentanan gempa yang lebih tinggi sedangkan pada daerah perbukitan memiliki nilai indeks kerentanan gempa yang sangat rendah dikarenakan oleh tanah yang keras.

Tabel 8. Tingkat Resiko GempaBumi [3]

Zona	Nilai Kg
Resiko sangat kecil	<25
Resiko kecil	25-50
Resiko sedang satu	50-75
Resiko sedang dua	75-100
Resiko sedang tiga	100-125
Resiko besar satu	125-150
Resiko besar dua	150-200
Resiko besar tiga	200-300
Resiko sangat besar satu	300-600
Resiko sangat besar dua	>600

2.11 PGA (Pecepatan Tanah Maksimum)

Parameter penting dalam mengestimasi kerentanan gempabumi merupakan percepatan getaran tanah maksimum yang terjadi pada daerah rawan bencana, karena dapat menggambarkan kekuatan gempa akibat gempabumi yang pernah terjadi pada daerah tersebut. Percepatan getaran tanah maksimum adalah nilai percepatan getaran tanah terbesar yang pernah terjadi akibat gelombang gempabumi di suatu daerah. Percepatan getaran tanah maksimum dapat ditinjau dari perjalanan gelombang seismik pada *bedrock* dari pusat gempa yang menunjukkan karakteristik lapisan tanah tempat penelitian. Karakteristik lapisan tanah ditentukan oleh periode natural dari lapisan tanah bila ada getaran seismik. Periode natural akan mempengaruhi besarnya percepatan batuan pada batuan

dasar dan pada permukaan. Sedangkan perbedaan respon seismik pada bedrock dan permukaan akan menentukan faktor pembesaran $G(T)$. Percepatan getaran tanah maksimum sangat berpengaruh pada besarnya magnitudo, jarak hiposenter, dan periode natural. Sehingga untuk menghitung percepatan tanah maksimum menggunakan metode Kanai. Rumus persamaan empiris percepatan tanah maksimum sebagai berikut [10]:

$$\alpha_g = G(T)\alpha_0 \quad (23)$$

Dengan:

$$\alpha_0 = \frac{1}{T} 10^{(0,61M) - \left(1,66 + \frac{3,66}{R}\right) \log R + 0,167 - \frac{1,83}{R}} \quad (24)$$

$$G(T) = \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{T}{T_0}\right)^2 + \left(\frac{0,2T}{\sqrt{T_0}T_0}\right)^2}} \quad (25)$$

Jika terjadi resonansi $T = T_0$ maka $G(T)$ akan mencapai maksimum dimana gelombang yang melalui lapisan sedimen kan menimbulkan resonansi yang disebabkan oleh gelombang bumi yang memiliki spectrum yang lebih lebar, sehingga jika gelombang gempa sama dengan periode natural tanah dari lapisan sedimen yang akan diperkuat. Dengan pembesaran harga $G(T)$ maka percepatan tanah pada permukaan akan mencapai maksimum dapat dituliskan melalui persamaan berikut:

$$\alpha_g = \frac{5}{\sqrt{T_0}} 10^{(0,61M) - \left(1,66 + \frac{3,60}{R}\right) \log R + 0,167 - \frac{1,83}{R}} \quad (26)$$

Dimana $G(T)$ adalah faktor perbesaran, α_g adalah percepatan tanah pada permukaan(gal), α_0 adalah percepatan tanah pada base rock (gal), T adalah periode gelombang gempa, T_0 adalah periode natural pada lokasi penelitian, M adalah magnitude gempabumi(skala Richter), dan R adalah jarak hiposenter(km).