

### **III. TEORI DASAR**

#### **A. Gempabumi**

Gempabumi adalah getaran seismik yang disebabkan oleh pecahnya atau bergesernya batuan di suatu tempat di dalam kerak bumi (Prager, 2006). Sedangkan menurut Hambling (1986) bahwa, “Gempabumi adalah suatu getaran dari bumi yang disebabkan oleh pecahan dan gerakan tiba-tiba karena gaya yang bekerja pada batuan melebihi batas kelenturannya”.

##### **1. Macam Gempa Bumi Berdasarkan Sumbernya**

Gempabumi berdasarkan sumbernya gempabumi dapat digolongkan menjadi 4 jenis, yaitu:

1. Gempabumi Vulkanik (Gunung Api), terjadi akibat adanya aktivitas magma, yang biasa terjadi sebelum gunungapi meletus. Gempabumi tersebut hanya terasa di sekitar gunung api tersebut.
2. Gempabumi Tektonik, disebabkan oleh adanya aktivitas tektonik, yaitu pergeseran lempeng-lempeng tektonik.
3. Gempabumi Runtuhan, biasanya terjadi pada daerah kapur ataupun pada daerah pertambangan, gempabumi ini jarang terjadi dan bersifat lokal.

4. Gempabumi Buatan, adalah gempabumi yang disebabkan oleh aktivitas dari manusia, seperti peledakan dinamit, nuklir atau palu yang dipukulkan ke permukaan bumi.

## 2. Berdasarkan Kedalaman Sumber (h)

Berdasarkan kedalaman sumber, gempabumi digolongkan menjadi 3, yaitu :

1. Gempabumi dalam  $h > 300$  km .
2. Gempabumi menengah  $80 < h < 300$  km .
3. Gempabumi dangkal  $h < 80$  km .

## B. Seismisitas Indonesia

Seismisitas merupakan suatu gejala bergetarnya lapisan tanah yang disebabkan oleh adanya kegiatan tektonik seperti penunjaman (subduksi) lempeng, sesar, gunungapi, lipatan atau patahan, maupun kondisi geologi lainnya yang dapat menimbulkan getaran–getaran seismik. Secara umum wilayah Indonesia dibagi menjadi 6 zona seismik seperti pada Tabel 1 berikut.

**Tabel 1.** Enam Zona Seismik Di Indonesia (Dikutip dari Gunawan Ibrahim dan Subardjo, 2005)

Zone 1	:	Daerah dengan seismisitas sangat tinggi (7 –8 SR) Irian bagian utara
Zone 2	:	Daerah dengan seismisitas aktif (sekitar 7 SR) Sumatra bagian barat, Selatan Jawa, Nusatenggara, Irian Jaya dan Sulawesi Utara
Zone 3	:	Daerah yang terdapat lipatan, patahan dan rekahan (> 7 SR) Sepanjang pantai Sumatra bagian barat, sepanjang Pantai Jawa bagian Selatan.
Zone 4	:	Daerah lipatan & patahan (sekitar 7) Sumatra, Jawa bagian utara, Kalimantan Timur, Sulawesi Selatan dan Irian
Zone 5	:	Daerah dengan seismisitas rendah Sepanjang pantai Timur Sumatra dan Kalimantan Tengah
Zone 6	:	Daerah stabil Irian bagian Selatan

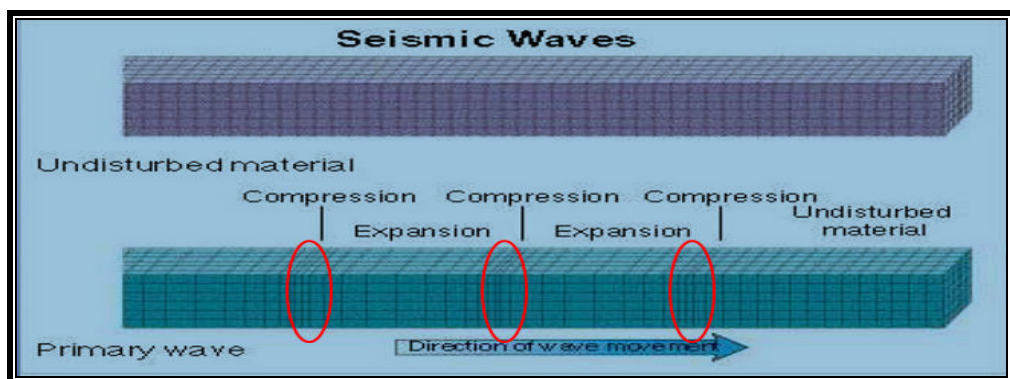
### C. Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang mekanik yang menyalurkan energi menembus lapisan bumi. Kecepatan penyaluran gelombang seismik ditentukan oleh karakteristik lapisan dimana gelombang tersebut menyalur. Kecepatan gelombang seismik dipengaruhi oleh rigiditas (kekakuan) dan rapat massa medium. Gelombang yang merambat melewati dua bidang batas dapat mengalami refleksi dan refraksi, hal ini tergantung dari kontras impedansinya.

Berdasarkan gerak partikel mediumnya gelombang dapat dikelompokkan menjadi gelombang longitudinal (gelombang P), gelombang transversal (gelombang S), dan gelombang permukaan (gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love*).

#### 1. Gelombang Longitudinal ( Gelombang P)

Gelombang P mempunyai kecepatan rambat gelombang lebih cepat daripada kecepatan rambat gelombang S, dimana gerak partikel medium bergerak bolak-balik searah dengan arah rambat gelombang yang mempengaruhi pergerakan partikel tersebut (Gambar 3).

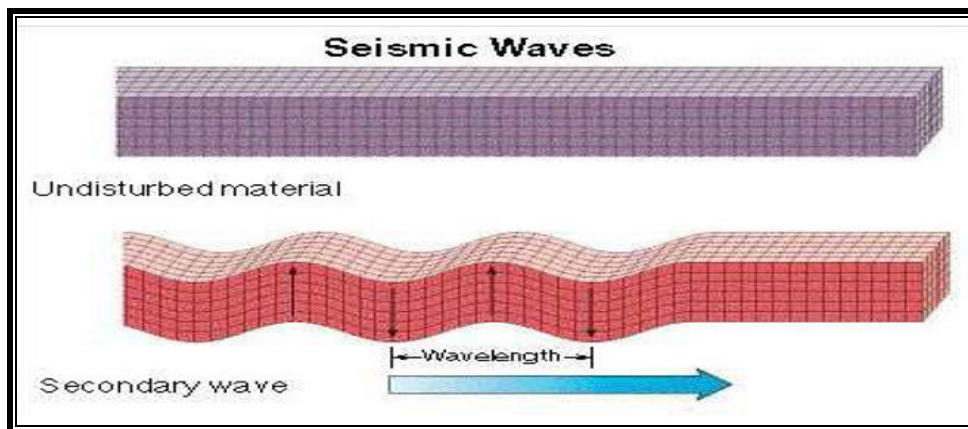


**Gambar 3.** Mekanisme Penyaluran Gelombang P (Febriana, 2007).

Kecepatan rambat gelombang ini, yaitu 4 – 7 km/s di kerak bumi, lebih besar dari 8 km/s di dalam mantel dan inti bumi, lebih kurang dari 1,5 km/s di dalam air, dan lebih kurang 0,3 km/s di udara, besar nilai cepat rambat gelombang P (Tabel 2).

## 2. Gelombang Transversal (Gelombang S)

Gelombang transversal ataupun gelombang S adalah salah satu gelombang badan yang memiliki gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya (Gambar 4).



**Gambar 4.** Mekanisme Penjalaran Gelombang S (Febriana, 2007).

Gelombang ini tidak dapat merambat pada fluida, sehingga pada inti bumi bagian luar tidak dapat terdeteksi sedangkan pada inti bumi bagian dalam, gelombang ini mampu terdeteksi. Kecepatan rambat gelombang ini adalah 3 – 4 km/s di kerak bumi, sekitar 4,5 km/s di dalam mantel bumi, dan 2,5 – 3,0 km/s di dalam inti bumi.

**Tabel 2.** Kecepatan Rambat Gelombang P dan S pada Medium Rambatnya (Dikutip dari : Febriana, 2007)

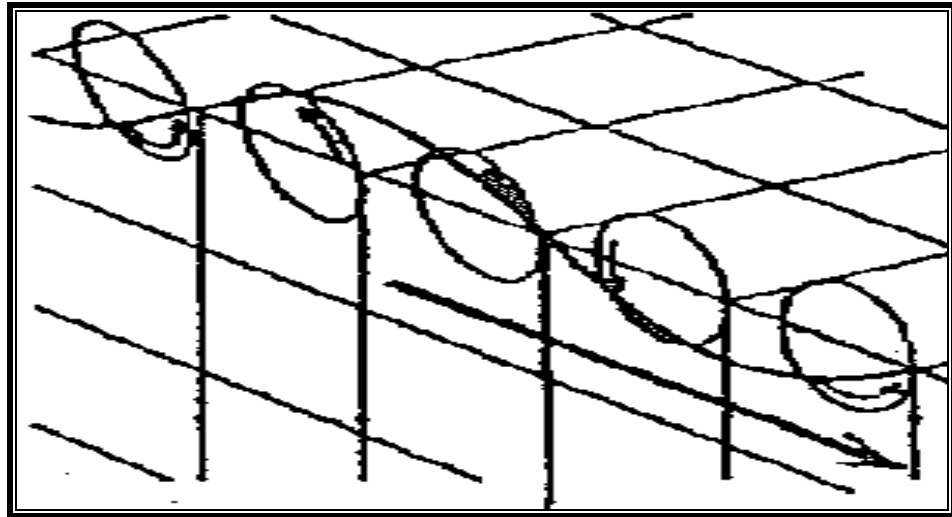
Material	Kec. Gel. P ( $V_p$ ) (m/s)	Kec. Gel. S ( $V_s$ ) (m/s)
Udara	332	
Air	1400 – 1500	
Minyak Bumi	1300 – 1400	
Besi	6100	3500
Semen	3600	2000
Granit	5500 – 5900	2800 – 3000
Basalt	6300	3200
Batu Pasir	1400 – 4300	700 – 2800
Batu Gamping	5900 – 6100	2800 – 3000
Pasir (Tidak Jenuh)	200 – 1000	80 – 400
Pasir (Jenuh)	800 – 2200	320 – 880
Tanah Liat	1000 – 2500	400 – 1000

### 3. Gelombang Permukaan

- Gelombang *Reyleigh* (*Ground Roll*)

Gelombang *Rayleigh* merupakan salah satu gelombang permukaan yang terbentuk dari interferensi antara gelombang P dan S-vertikal dan merambat sepanjang *free-surface*. Biasanya gelombang ini lebih dikenal dengan sebutan *ground roll*. Kecepatan fase gelombang *Rayleigh* merupakan fungsi dari kecepatan gelombang *shear*, kecepatan gelombang kompresi, densitas dan ketebalan lapisan. Gelombang *Rayleigh* memiliki kecepatan antara 2,0 – 4,2 km/s di dalam bumi, dengan besar amplitudonya menurun secara eksponensial sebagai fungsi kedalaman. Kecepatan rambat gelombang ini ( $V_r$ ) = 0,9  $V_s$  (kecepatan gelombang transversal). Pada medium berlapis, kecepatan gelombang *Rayleigh* juga bergantung pada frekuensi atau panjang gelombang dan pada dasarnya untuk mendapatkan nilai parameter-parameter diatas dengan inversi gelombang *Rayleigh*. Partikel-partikel bergerak ke arah propagasi

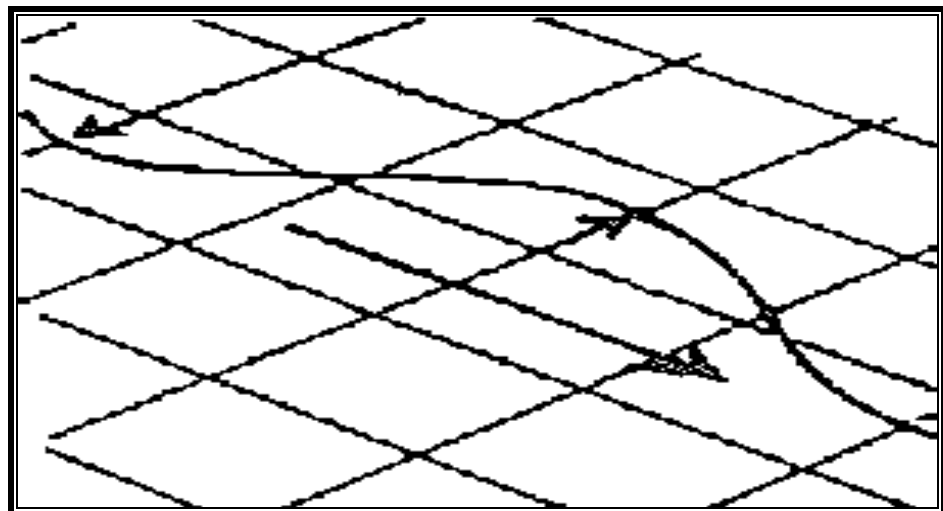
(horizontal) dari gelombang dan dengan gerakan berputar dalam permukaan vertikal yang tegak lurus terhadap arah propagasi (horizontal) dari gelombang tersebut (Gambar 4).



**Gambar 5.** Gerak Partikel Gelombang *Rayleigh* (Febriana, 2007).

- Gelombang *Love*

Gelombang *love* (Love, 1911 dalam Sheriff dan Geldart, 1995) adalah gelombang permukaan yang terdiri dari pergerakan parallel gelombang S secara horizontal pada permukaan (Gambar 5).



**Gambar 6.** Gerak Partikel Gelombang *love* (Febriana, 2007).

Dalam penjalarannya, partikel-partikel medium bergerak tegak lurus terhadap arah propagasi (horizontal) dari gelombang tersebut. Pada frekuensi yang tinggi kecepatan gelombang *love* mendekati kecepatan pada gelombang *shear* dan pada frekuensi mendekati nol, kecepatan gelombang *love* mendekati kecepatan gelombang *stoneley* pada permukaan yang lebih rendah.

#### **D. Mikrotremor**

Mikrotremor merupakan getaran tanah yang sangat kecil dan terus menerus yang bersumber dari berbagai macam getaran seperti, lalu lintas, angin, aktivitas manusia dan lain-lain (Kanai, 1983). Lang (2004) mendefinisikan mikrotremor sebagai *noise* periode pendek yang berasal dari sumber artifisial. Gelombang ini bersumber dari segala arah yang saling beresonansi. Mikrotremor dapat juga diartikan sebagai getaran harmonik alami tanah yang terjadi secara terus menerus, terjebak dilapisan sedimen permukaan, terpantulkan oleh adanya bidang batas lapisan dengan frekuensi yang tetap, disebabkan oleh getaran mikro di bawah permukaan tanah dan kegiatan alam lainnya. Karakteristik mikrotremor mencerminkan karakteristik batuan di suatu daerah. Penelitian mikrotremor juga banyak dilakukan pada studi penelitian struktur tanah (*soil investigation*) untuk mengetahui keadaan bawah permukaan tanah. Penelitian mikrotremor dapat mengetahui karakteristik lapisan tanah berdasarkan parameter periode dominannya dan faktor penguatan gelombangnya (amplifikasi).

Dalam kajian teknik kegempaan, litologi yang lebih lunak mempunyai resiko yang lebih tinggi bila digoncang gelombang gempabumi, karena akan

mengalami penguatan (amplifikasi) gelombang yang lebih besar dibandingkan dengan batuan yang lebih kompak.

Sejak Omori mengamati mikrotremor untuk pertama kalinya tahun 1908, banyak para ahli seismologi dan insinyur teknik gempabumi menyelidiki mikrotremor baik dari segi ilmiah maupun terapannya, sebab kegunaan mikrotremor banyak sekali, diantaranya :

1. Mikrotremor berguna untuk mengklasifikasikan jenis tanah berdasarkan periode dominan yang harganya spesifik untuk tiap jenis tanah, sebab tanggapan bangunan terhadap getaran gempabumi sebagian besar bergantung pada komposisi tanah di tempat bangunan berdiri.
2. Dari penyelidikan di Jepang telah ditetapkan bahwa mikrotremor digunakan tidak hanya sebagai alat untuk mengantisipasi sifat gerakan gempabumi tetapi juga untuk membuktikan koefisien gaya yang telah ditetapkan dalam perencanaan bangunan tahan gempa.
3. Menjelaskan struktur bawah permukaan tanah di tempat mikrotremor diamati.

#### **E. Amplifikasi**

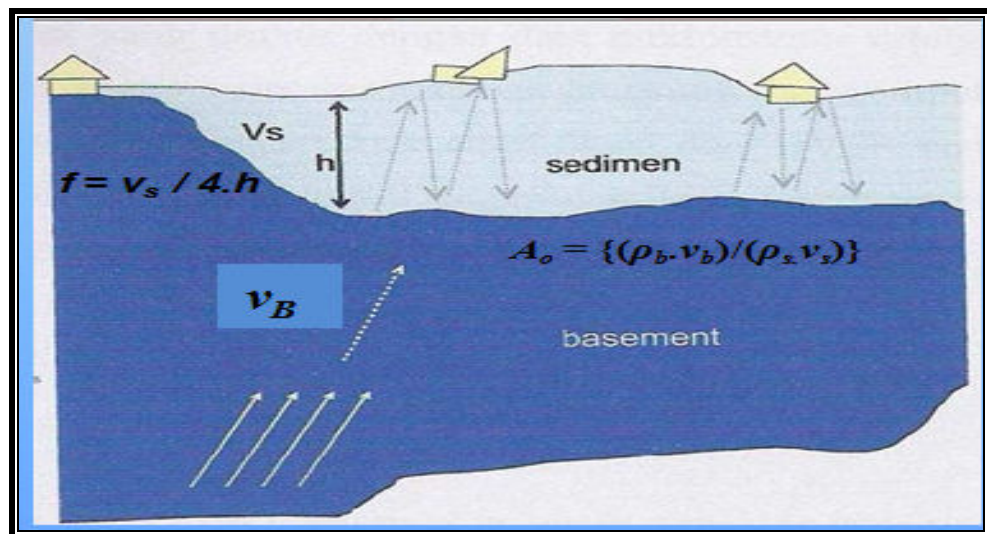
Nakamura (2000) menyatakan bahwa nilai faktor penguatan (amplifikasi) tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya. Bila perbandingan kontras impedansi kedua lapisan tersebut tinggi maka nilai faktor penguatan juga tinggi, begitu pula sebaliknya. Marjiyono (2010) menyatakan bahwa, amplifikasi berbanding lurus dengan nilai perbandingan spektral horizontal dan vertikalnya ( $H/V$ ). Nilai amplifikasi bisa bertambah, jika batuan telah mengalami deformasi



(pelapukan, pelipatan atau pesesaran) yang mengubah sifat fisik batuan. Pada batuan yang sama, nilai amplifikasi dapat bervariasi sesuai dengan tingkat deformasi dan pelapukan pada tubuh batuan tersebut.

Amplifikasi merupakan perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, dengan kata lain gelombang seismik akan mengalami perbesaran, jika merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya. Semakin besar perbedaan itu, maka perbesaran yang dialami gelombang tersebut akan semakin besar.

Berdasarkan pengertian tersebut, maka amplifikasi dapat dituliskan sebagai suatu fungsi perbandingan nilai kontras impedansi, yaitu  $A_o = \{(\rho_b \cdot v_b) / (\rho_s \cdot v_s)\}$ , dimana  $\rho_b$  (gr/ml) adalah densitas batuan dasar,  $v_b$  (m/dt) adalah kecepatan rambat gelombang di batuan dasar,  $v_s$  (m/dt) adalah kecepatan rambat gelombang di batuan lunak,  $\rho_s$  (gr/ml) adalah rapat massa dari batuan lunak (Gambar 7).



**Gambar 7.** Konsep Dasar Amplifikasi Gelombang Seismik  
(Ramdani, 2011)

Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh Dyan Parwatiningtyas, Universitas Indraprasta PGRI (2008), dengan judul “Perbandingan Karakteristik Lapisan Bawah Permukaan Berdasarkan Analisis Gelombang Mikrotremor Dan Data Bor” mengungkapkan bahwa nilai amplifikasi merupakan nilai perbandingan kontras impedansi antara lapisan sedimen permukaan dengan lapisan di bawahnya yang dapat diketahui dengan melakukan pemboran ataupun dengan analisis perbandingan komponen spektral horizontal dan vertikal ( $H/V$ ).

Hal ini didukung oleh hasil penelitiannya yang menunjukkan adanya nilai faktor penguatan (amplifikasi) yang didapat dengan melakukan pemboran dan nilai faktor penguatan yang didapatkan dengan melakukan analisis terhadap perbandingan komponen spektral horizontal dan vertikal metode Kanai mendekati kesamaan nilai, sehingga dapat disimpulkan bahwa untuk mendapatkan nilai amplifikasi suatu daerah tidak perlu melakukan pemboran yang dalam pelaksanaannya membutuhkan biaya yang cukup tinggi dan waktu yang lama, hanya dengan melakukan pengukuran mikrotremor dan analisis nilai perbandingan komponen spektral horizontal dan vertikal ( $H/V$ ), kita dapat mengetahui nilai amplifikasi daerah tersebut (Tabel 3).

**Tabel 3.** Perbandingan Nilai Amplifikasi berdasarkan Analisis Mikrotremor dan Data Bor dari Hasil Penelitian Oleh Diyan Parwatiningsy (2008)

No	Lokasi	Faktor Amplifikasi	
		Data Bor	Mikrotremor
		Haskel's	Kanai
1	Titik – 1	1,175	1,066
2	Titik – 2	1,129	1,125
3	Titik – 3	1,220	1,213
4	Titik – 4	1,089	1,238
5	Titik – 5	1,230	1,125
6	Titik – 6	-	1,275
7	Titik – 7	-	1,197
8	Titik – 8	-	1,189
9	Titik – 9	-	1,191
10	Titik – 10	-	1,266
11	Titik – 11	-	1,197

#### F. Mikrozonasi

Pengukuran mikrotremor telah menjadi suatu metoda populer untuk menentukan lapisan tanah yang sifatnya dinamis bagi tempat dengan seismisitas rendah dan secara luas digunakan untuk mikrozonasi. Mikrozonasi mikrotremor adalah suatu proses pembagian area berdasarkan parameter tertentu memiliki karakteristik yang dipertimbangkan antara lain adalah getaran tanah, faktor penguatan (amplifikasi) dan periode dominan. Secara umum, mikrozonasi mikrotremor dapat dikatakan sebagai proses untuk memperkirakan respon dan tingkah laku dari lapisan tanah atau sedimen terhadap adanya gempabumi. Dalam mikrozonasi mikrotremor terdapat beberapa metode yang kerap digunakan, antara lain :

### 1. Analisis *HVSR* (*Horizontal – Vertical Spectral Ratio*)

Metode *HVSR* merupakan metode membandingkan spektrum komponen horizontal terhadap komponen vertikal dari gelombang mikrotremor. Metode ini pertama kali diperkenalkan oleh Nogoshi dan Iragashi yang menyatakan adanya hubungan antara perbandingan komponen horizontal dan vertikal terhadap kurva eliptisitas pada gelombang *Reyleigh* yang kemudian disempurnakan oleh Nakamura yang menyatakan bahwa, “Perbandingan spektrum *H/V* sebagai fungsi frekuensi berhubungan erat dengan fungsi *site transfer* untuk gelombang S (*shear*)”. Menurut Konno dan Ohmachi (1998), mikrotremor sebagian besar terdiri atas gelombang permukaan.

Mikrotremor terdiri dari ragam dasar gelombang *Rayleigh*, diduga bahwa periode puncak perbandingan *H/V* mikrotremor memberikan dasar dari periode gelombang S. Perbandingan *H/V* pada mikrotremor adalah perbandingan kedua komponen yang secara teoritis menghasilkan suatu nilai. Mereka menyimpulkan bahwa periode dominan suatu lokasi secara dasar dapat diperkirakan dari periode puncak perbandingan *H/V* mikrotremor. Nakamura juga menunjukkan bahwa rasio antara komponen horizontal dan vertikal rekaman dari *ambient noise* terkait erat dengan frekuensi fundamental tanah dan dari sini diperoleh faktor amplifikasi. Teknik ini dapat digunakan untuk mengidentifikasikan frekuensi dasar lapisan lapuk.

Pada tahun 1989, Nakamura mencoba memisahkan efek sumber gelombang dengan efek geologi dengan cara menormalisir spektrum

komponen horizontal dengan komponen vertikal pada titik ukur yang sama. Konsep Nakamura pada awalnya didasarkan pada hasil pengamatan rekaman gempabumi di beberapa stasiun pengamatan di Jepang (Miyako, terowongan Seikan, stasiun Morioka dan tanjung Izu) dan beberapa lokasi pada berbagai jenis batuan di *Mexico City*. Hasil pengamatan menunjukkan bahwa rekaman pada stasiun yang berada pada batuan keras, nilai maksimum rasio spektrum komponen horizontal terhadap vertikal mendekati nilai 1.

Sedangkan pada stasiun yang berada pada batuan lunak, rasio nilai maksimumnya mengalami perbesaran (amplifikasi), yaitu lebih besar dari 1. Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa pada batuan keras gerak partikel pada komponen horizontal dan vertikal mendekati nilai yang sama, sedangkan pada batuan lunak komponen horizontalnya mengalami penguatan.

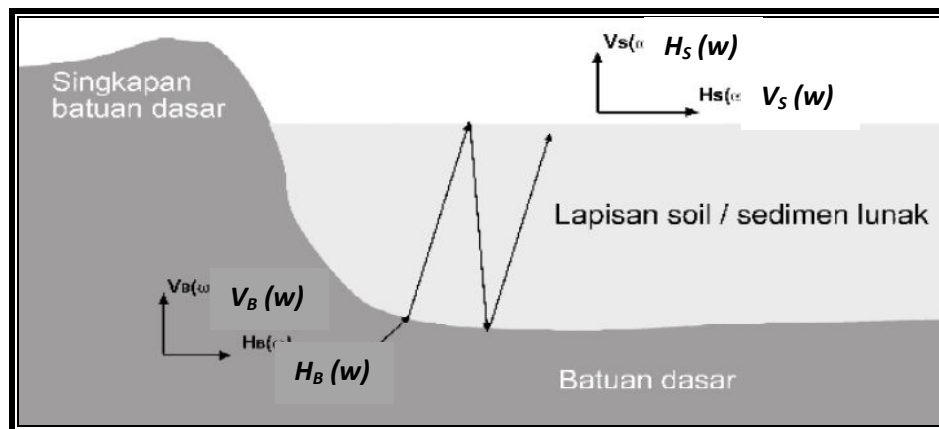
Berdasarkan kondisi tersebut maka, Nakamura merumuskan sebuah fungsi transfer **HVSR** (*horizontal to vertical spectrum ratio*) mikrotremor dengan mengasumsikan hal-hal berikut :

- 1) Lapisan permukaan yang berupa batuan lunak / *soil* tersebut merupakan lapisan horizontal semi tak hingga.
- 2) Mikrotremor tersusun atas berbagai jenis gelombang.
- 3) Pada batuan dasar komponen horizontal dan vertikal gerak partikel adalah sama.
- 4) Tidak ada penguatan komponen vertikal pada batuan lunak / *soil*.

Sumber-sumber gelombang non-alamiah di permukaan cenderung memicu gelombang *Rayleigh* yang merambat pada lapisan *soil* / sedimen lunak. Gelombang *Rayleigh* tersebut mempengaruhi baik komponen horizontal maupun vertikal di permukaan, tetapi hampir tidak mempengaruhi komponen gelombang pada batuan dasar, sehingga efek penguatan gelombang pada komponen horizontal dapat dinyatakan oleh persamaan 1 berikut :

$$S_E(w) = H_S(w) / H_B(w) \quad (1)$$

Dimana  $H_S(w)$  dan  $H_B(w)$  masing-masing adalah spektrum mikrotremor komponen horizontal di permukaan dan di batuan dasar. Pengukuran mikrotremor di batuan dasar diwakili oleh pengukuran di singkapan batuan dasar (Gambar 8).



**Gambar 8.** Ilustrasi Penguatan Komponen Horizontal Gelombang Oleh *Soil* / Sedimen Lunak (Marjiyono,2010).

Seperti halnya komponen horizontal, penguatan gelombang pada komponen vertikal dapat dinyatakan sebagai rasio spektrum komponen vertikal di permukaan dan di batuan dasar (persamaan 2), yaitu,

$$A_S(w) = V_S(w) / V_B(w) \quad (2)$$

Dimana  $V_S(w)$  dan  $V_B(w)$  masing-masing adalah spektrum mikrotremor komponen vertikal di permukaan dan di batuan dasar. Bila tidak ada pengaruh gelombang *Rayleigh*, maka  $A_S(w) = 1$ , semakin besar pengaruh gelombang *Rayleigh* maka, nilai  $A_S(w)$  semakin besar dari 1.

Untuk mereduksi efek sumber, maka spektrum penguatan horizontal  $S_E(w)$  dilakukan normalisasi terhadap spektrum sumber  $A_S(w)$  (persamaan 3) yaitu,

$$S_M(w) = S_E(w) / A_S(w) = [H_S(w) / V_S(w)] / [H_B(w) / V_B(w)] \quad (3)$$

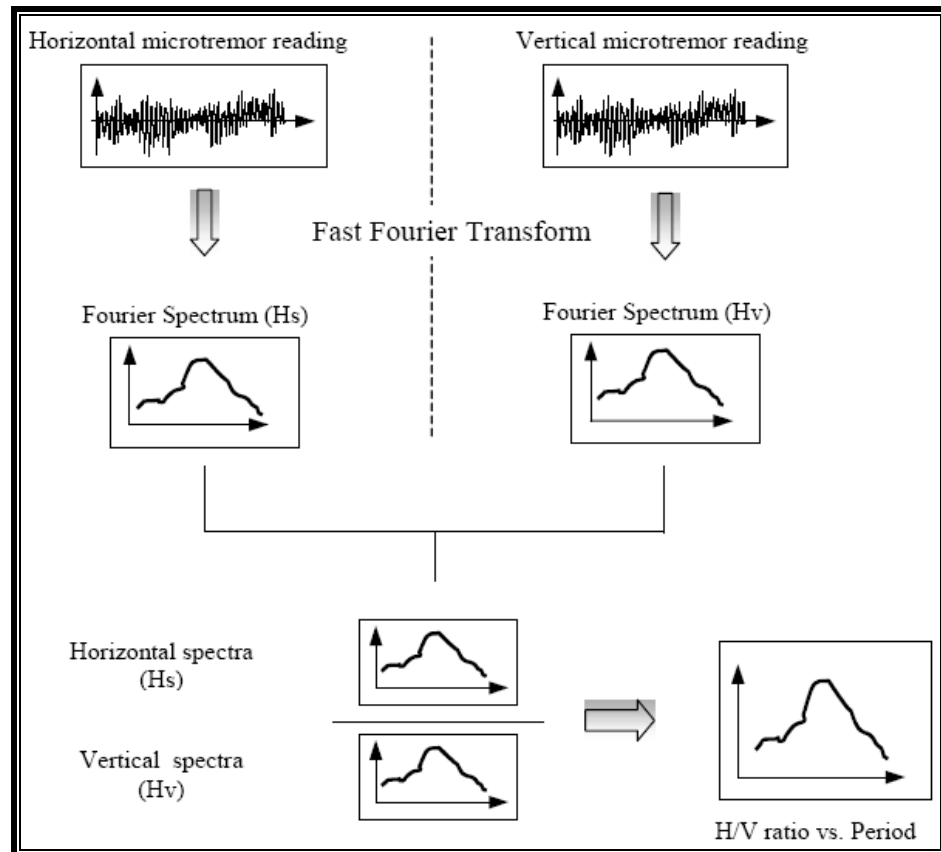
Dimana  $S_M(w)$  adalah fungsi transfer untuk lapisan *soil*. Karena komponen mikrotremor pada batuan dasar sama ke segala arah maka nilai  $H_B(w) / V_B(w) = 1$ , sehingga persamaan 3 menjadi :

$$S_M(w) = H_S(w) / V_S(w) \quad (4)$$

Dari persamaan 4, maka fungsi transfer untuk lapisan *soil* hanya bergantung pada hasil pengukuran di permukaan. Dalam pengamatan di lapangan ada dua komponen horizontal yang diukur yaitu komponen utara–selatan dan komponen barat–timur, sehingga komponen horizontal yang digunakan adalah resultan dari kedua komponen, yaitu ditunjukkan dalam persamaan 5.

$$S_M(w) = [(H_{SN}(w)^2 + H_{WE}(w)^2)^{1/2}] / V_S(w) \quad (5)$$

Dimana  $H_{SN}(w)$  adalah spektrum mikrotremor komponen horizontal utara–selatan dan  $H_{WE}(w)$  adalah spektrum mikrotremor komponen barat–timur.



**Gambar 9.** Skematik Diagram Analisis H/V  
(La Ode Aswandi, 2005).

Kestabilan metoda  $H/V$  dapat diaplikasikan untuk menentukan karakteristik lokasi setempat.

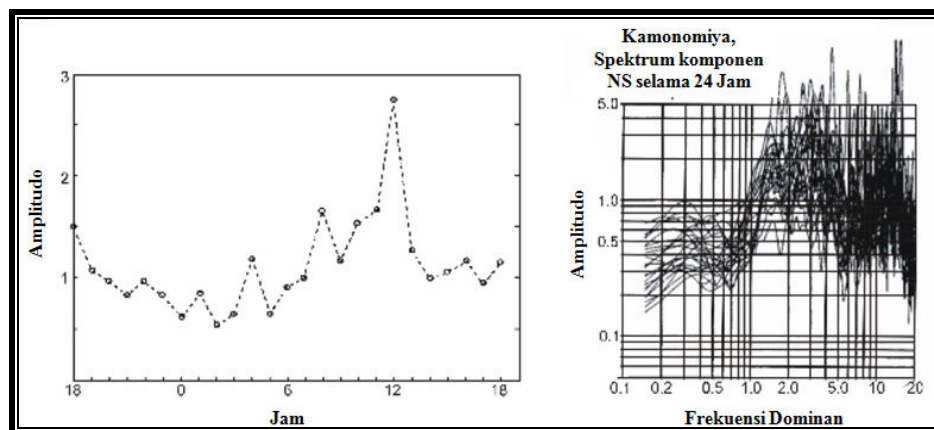
## 2. Analisis Frekuensi Dominan

Frekuensi dominan adalah nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di wilayah tersebut sehingga nilai frekuensi dapat menunjukkan jenis dan karakteristik batuan tersebut (Gambar 9). Nilai frekuensi dominan berkaitan dengan kedalaman bidang pantul bagi gelombang di bawah permukaan, dimana bidang pantul tersebut merupakan batas antara sedimen lepas dengan batuan keras, sehingga semakin kecil frekuensi yang terbentuk dari



pemantulan gelombang tersebut menunjukkan bahwa semakin tebal sedimennya atau semakin dalam bidang pantul gelombang tersebut.

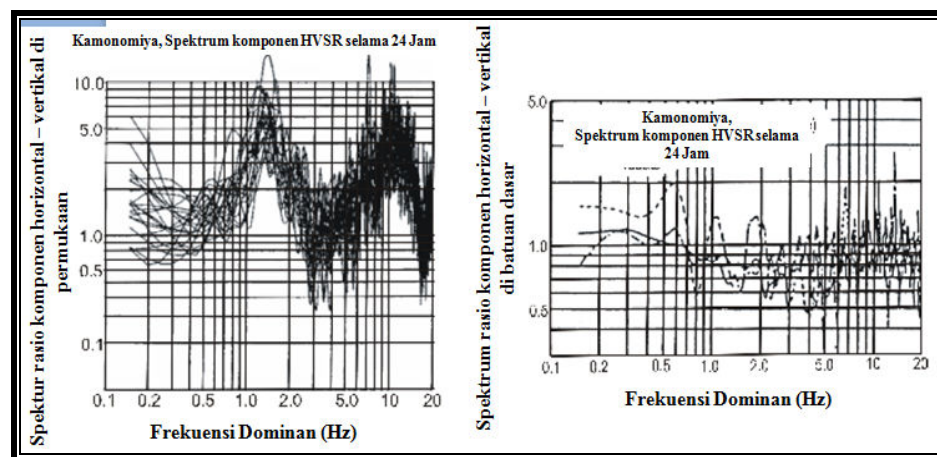
Amplitudo gelombang mikrotremor berubah terhadap waktu sesuai dengan tingkat intensitas sumber di permukaan, tetapi frekuensi/periode gelombang relatif tetap (Kanai, 1983., Nakamura 1989). Gambar 9 menunjukkan hasil pengamatan perubahan nilai amplitudo mikrotremor komponen horizontal utara–selatan pada setiap jam sepanjang hari di stasiun Kamonomiya beserta spektrumnya (Nakamura, 1989). Pada malam hari amplitudo mikrotremor relatif konstan karena intensitas kegiatan kota relatif rendah, sedangkan pada siang hari menunjukkan perubahan amplitudo yang cukup besar. Puncak amplitudo menunjukkan puncak kegiatan kota. Dari gambar spektrum dapat dilihat bahwa nilai frekuensi dominan tidak menunjukkan perubahan yang berarti.



**Gambar 10.** Perubahan Nilai Amplitudo Gelombang Mikrotremor Terhadap Waktu Pada Setiap Jam Yang Diukur Di Kota Kamonomiya Selama 24 Jam Dan Nilai Frekuensi Dominannya (Nakamura, 1989).

Gambar 10 menunjukkan rasio spektrum komponen horizontal terhadap vertikal di permukaan dan di batuan dasar. Stabilitas karakteristik lokal dapat tercermin dengan jelas pada rasio ini, dimana nilai rasio spektrum di

permukaan hampir tidak berubah secara signifikan walaupun nilai amplitudo sepanjang hari berubah cukup besar. Begitu pula nilai frekuensi dominan menunjukkan nilai yang stabil. Pada batuan dasar dapat dilihat rasio spektrum cenderung datar mendekati nilai 1, yang berarti gerak partikel pada komponen horizontal dan vertikal mendekati nilai yang sama.



**Gambar 11.** Rasio Spektrum Horizontal–Vertikal Di Permukaan Dan Di Batuan Dasar Pada Stasiun Kamonomiya Setiap Jam Selama 24 Jam (Nakamura, 1989).

Lachet dan Brad (1994) melakukan uji simulasi dengan menggunakan 6 model struktur geologi sederhana dengan kombinasi variasi kontras kecepatan gelombang geser dan ketebalan lapisan *soil*. Hasil simulasi menunjukkan nilai puncak frekuensi berubah terhadap variasi kondisi geologi. Selain itu, Lachet dan Brad menyimpulkan bahwa gelombang yang cukup dominan di dalam gelombang mikrotremor disamping gelombang *Rayleigh* adalah gelombang geser, dimana gelombang geser dapat dinyatakan dalam persamaan 6 berikut,

$$F(t) = (A_o) + \sum (A_n \cos(2\pi n/T)t + B_n \sin(2\pi n/T)t) \quad (6)$$

dimana  $A_0$ ,  $A_n$  dan  $B_n$  merupakan letak posisi pergeseran gelombang dari posisi awal hingga posisi ke- $n$ ,  $T$  adalah nilai periode, dan  $(2\pi/T)$  merupakan fungsi dari  $\omega$  (omega).

Dari nilai frekuensi dominan yang terukur dipermukaan, dapat diketahui karakteristik batuan di bawahnya, hal tersebut dapat dilihat pada tabel 4 tentang klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor di bawah ini,

**Tabel 4.** Tabel Kalisifikasi Tanah Berdasarkan Nilai Frekuensi Dominan Mikrotremor Oleh Kanai (Dikutip dari Buletin Meteorologi dan Geofisika No.4, 1998)

Klasifikasi Tanah		Frekuensi Dominan (Hz)	Klasifikasi Kanai	Deskripsi
Tipe	Jenis			
Tipe IV	Jenis I	6,667 – 20	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan <i>Hard sandy, gravel</i> , dll	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis, didominasi oleh batuan keras
	Jenis II	10 – 4	Batuan alluvial, dengan ketebalan 5m. Terdiri dari dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll.	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah 5 – 10 meter
Tipe III	Jenis III	2,5 – 4	Batuan alluvial, dengan ketebalan >5m. Terdiri dari dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll.	Ketebalan sedimen permukaan masuk dalam kategori tebal, sekitar 10 – 30 meter
Tipe II	Jenis IV	< 2,5	Batuan alluvial, yang terbentuk dari sedimentasi delta, top soil, lumpur,dll.Dengan kedalaman 30m atau lebih	Ketebalan sedimen permukaannya sangatlah tebal
Tipe I				

### 3. Analisis Periode Dominan

Nilai periode dominan merupakan waktu yang dibutuhkan gelombang mikrotremor untuk merambat melewati lapisan endapan sedimen permukaan atau mengalami satu kali pemantulan terhadap bidang pantulnya ke permukaan. Nilai periode dominan juga mengindikasikan karakter lapisan batuan yang ada di suatu wilayah (Tabel 5).

**Tabel 5.** Klasifikasi Tanah Kanai – Omote – Nakajima (Dikutip dari Buletin Meteorologi dan Geofisika No.4, 1998)

Klasifikasi Tanah		Periode (T) second	Keterangan	Karakter
Kanai	Omote - Nakajima			
Jenis I	Jenis A	0,05 – 0,15	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan <i>Hard sandy, gravel</i> , dll	Keras
Jenis II		0,10 – 0,25	Batuan alluvial, dengan ketebalan 5m. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll.	Sedang
Jenis III	Jenis B	0,25 – 0,40	Batuan alluvial, hampir sama dengan jenis II, hanya dibedakan oleh adanya formasi <i>bluff</i> .	Lunak
Jenis IV	Jenis C	Lebih dari 0,40	Batuan alluvial, yang terbentuk dari sedimentasi delta, top soil, lumpur, dll. Dengan kedalaman 30m atau lebih.	Sangat Lunak

Nilai periode dominan didapatkan berdasarkan perhitungan berikut,

$$T_0 = 1/f_0$$

Dimana,  $T_0$  adalah periode dominan,  $f_0$  adalah frekuensi dominan dan ketebalan lapisan sedimen dapat dihitung berdasarkan nilai frekuensi dominan tersebut.

Nakamura (2000) menyatakan nilai periode dominan berkaitan dengan ketebalan endapan sedimen permukaan dan litologi batuanannya. Hal ini didasarkan pada asumsi bahwa gelombang geser (*shear*) terjebak pada lapisan berimpedan rendah (soil/sedimen lunak) di permukaan. Frekuensi resonan gelombang pada lapisan ini tergantung geometri lapisan tersebut. Dengan kata lain frekuensi/periode yang bersesuaian dengan puncak-puncak spektrum HVSR dapat menggambarkan kedalaman reflektor. Nakamura juga menyatakan bahwa frekuensi resonansi/dominan terjadi pada ketebalan lapisan lunak sama dengan  $\frac{1}{4}$  panjang gelombang geser. Bila  $v_s$  adalah kecepatan gelombang geser dan  $T$  adalah periode dominan tanah, maka kedalaman reflektor (ketebalan lapisan lunak) adalah :

$$H = v_s * (T_o)/4$$

Dimana,  $H$  adalah ketebalan sedimen,  $v_s$  adalah kecepatan rambat gelombang *shear* pada lapisan sedimen itu, dan  $T_o$  adalah nilai periode dominan.