

**ANALISIS MIKROTREMOR KAWASAN
UNIVERSITAS BRAWIJAYA BERDASARKAN
METODE *HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL
RATIO (NAKAMURA METHOD)*
(STUDI AWAL MIKROZONASI SEISMIK WILAYAH
MALANG)**

SKRIPSI

Sebagai salah satu syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Sains dalam
bidang fisika

oleh :

PRASETYO WINOTO
0410930037-93



**JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS BRAWIJAYA
MALANG
2010**

LEMBAR PENGESAHAN TUGAS AKHIR

ANALISIS MIKROTREMOR
KAWASAN UNIVERSITAS BRAWIJAYA
BERDASARKAN METODE *HORIZONTAL TO VERTICAL
SPECTRAL RATIO (NAKAMURA METHOD)*
(STUDI AWAL MIKROZONASI SEISMIK WILAYAH MALANG)

oleh :
PRASETYO WINOTO
0410930037-93

Setelah dipertahankan di depan Majelis Penguji
pada tanggal
dan dinyatakan memenuhi syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Sains
dalam bidang fisika

Dosen Pembimbing I

Dosen Pembimbing II

Adi Susilo, Ph.D
NIP. 196312271991031002

Ariska Rudyanto, S.Si, M.Sc
NIP. 197603311998031003

Mengetahui,
Ketua Jurusan Fisika
Fakultas MIPA Universitas Brawijaya

Adi Susilo, Ph.D
NIP. 196312271991031002

LEMBAR PERNYATAAN

Saya yang bertanda tangan di bawah ini :

Nama : Prasetyo Winoto
NIM : 0410930037
Jurusan : Fisika
Penulis tugas Akhir berjudul : Analisis Mikrotremor Kawasan
Universitas Brawijaya Berdasarkan Metode *Horizontal to Vertical
Spectral Ratio (Nakamura Method)*(Studi Awal Mikrozonasi Seismik
Wilayah Malang)

Dengan ini menyatakan bahwa :

- 1.Tugas Akhir ini adalah benar-benar karya saya sendiri, dan bukan hasil plagiat dari karya orang lain. Karya-karya yang tercantum dalam Daftar Pustaka TA ini, semata-mata digunakan sebagai acuan / referensi.
- 2.Apabila kemudian hari diketahui bahwa isi TA saya merupakan hasil plagiat, maka saya bersedia menanggung akibat hukum dari keadaan tersebut.

Demikian pernyataan ini dibuat dengan segala kesadaran.

Malang, Januari 2010
Yang menyatakan,

(Prasetyo Winoto)
NIM. 0410930037

**ANALISIS MIKROTREMOR KAWASAN
UNIVERSITAS BRAWIJAYA BERDASARKAN
METODE *HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO*
(*NAKAMURA METHOD*)
(STUDI AWAL MIKROZONASI SEISMIC WILAYAH
MALANG)**

ABSTRAK

Pengukuran mikrotremor menggunakan seismometer *short period tipe* TDL-303S (tiga komponen) telah dilakukan di 13 titik dengan frekuensi sampling 100 Hz. Jarak antar titik pengukuran adalah 200 m dengan waktu perekaman selama 30 menit. Penelitian dilakukan di daerah Universitas Brawijaya yang terletak di kota Malang yang memiliki potensi gempa bumi dan kepadatan bangunan yang cukup tinggi.

Analisis data mikrotremor dilakukan dengan menggunakan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr) untuk mengetahui karakteristik dinamis lapisan sedimen permukaan, seperti frekuensi dominan (f_0) dan nilai puncak rasio spektrum HVSr (faktor amplifikasi-A). Analisis mikrotremor sangat bermanfaat untuk menyusun peta mikrozonasi seismik, pemetaan faktor amplifikasi dan pemetaan indeks kerentanan seismik.

Hasil penelitian menunjukkan bahwa frekuensi dominan berkisar antara 0,5 sampai 10,6 Hz dengan rata-rata berada di bawah 2 Hz sedangkan nilai puncak HVSr yang didapatkan adalah 1,9 hingga 3,7. Dari analisis keduanya diketahui bahwa kawasan yang memiliki potensi bahaya paling tinggi terletak di daerah UB 12 (800 m arah timur dari titik acuan 07°57'37" LS dan 112°36'01" BT) karena memiliki frekuensi dominan rendah dan amplifikasi yang cukup tinggi.

Kata kunci : HVSr, frekuensi dominan, indeks kerentanan seismik, mikrotremor, mikrozonasi seismik

MICROTREMOR ANALYSIS OF BRAWIJAYA UNIVERSITY AREA USING HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO METHODS (NAKAMURA METHODS) (EARLY STUDY FOR SEISMIC MICROZONATION OF MALANG)

ABSTRACT

Microtremor measurement using sort period seismometer TDL-303S (three component) was conducted at 13 sites with sampling rate 100 Hz of each measurement. Measurement spacing used in this research is 200 m and recording time is 30 minutes. Measurement was conducted in Area of Brawijaya University which is located in the city of Malang having high enough potential of earthquake hazard and high density of building.

Microtremor analysis is performed using Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR) to understand dinamic characteristic of sediment layer, such as predominant frequency (f_0) and peak ratio of HVSR (Amplification factor – A). This analysis is very useful for mapping of seismic microzonation, amplification factor, and vulnerability index.

The results show that range of predominat frequency in Brawijaya area is between 0,5 and 10,6 Hz with average of below 2 Hz. Spectral ratio of H/V ranges from 1,9 to 3,7. This study shows that the area having highest potential of hazzard is located at UB 12 (800 m East from reference point $07^{\circ}57'37''$ and $112^{\circ}36'01''$) because its predominat frequency is low and amplification factor is relatively high.

Key words : HVSR, microtremor. Seismic microzonation, predominant frequency, vulnerability index

KATA PENGANTAR



Assalamualaikum Warohmatullahi Wabarokatuh...

Alhamdulillahirobbil'alamin... Sesungguhnya segala puji hanyalah milik Allah. Kita memuji-Nya dan meminta ampun dan berlindung kepada-Nya dari segala kejelekan dan keburukan. Tiada Tuhan yang berhak disembah melainkan Dia. Dialah Allah yang maha pemurah sehingga atas kemurahan-Nyalah penulis dapat menyelesaikan laporan Tugas Akhir ini, dan sholawat serta salam atas junjungan Nabi Muhammad SAW, Nabi akhir zaman, teladan terbaik bagi seluruh umat manusia yang telah berkorban untuk memperjuangkan agama yang hak ini. Dengan ini pula, perkenankanlah penulis untuk menuangkan rasa terima kasih kepada berbagai pihak yang secara langsung ataupun tidak langsung telah membantu jalannya pengerjaan Tugas Akhir ini, khususnya kepada :

1. Kedua orang penulis, Hartono dan Sri Wahyuni, Kakak Sevy, Adik Sidiq, Minarti dan semua keluarga yang telah memberikan banyak pelajaran hidup dan sabar menunggu penulis lulus.
2. Bapak Drs. Adi Susilo, M.Si., Ph.D., selaku Ketua Jurusan Fisika dan Dosen Pembimbing I yang telah bersedia meluangkan waktunya dan selalu memberikan perhatian dalam membimbing penulis.
2. Bapak Ariska Rudyanto, S.Si., M.Sc., selaku Pembimbing II atas motivasi, inspirasi, dan bantuannya yang banyak selama ini.
3. Bapak DR. Sugeng Riyanto atas segala motivasinya dan bantuannya kepada penulis.
4. Bapak Petrus Demon Sili, S. IP., selaku Kepala Stasiun BMKG Tretes yang telah memberi kesempatan kepada penulis untuk melakukan penelitian ini, serta segenap staf Badan Meteorologi dan Geofisika Tretes yang telah banyak membantu dalam kelancaran urusan akademik penulis.
5. Seluruh Dosen dan karyawan Jurusan Fisika.
6. Seluruh teman Fisika, Universitas Brawijaya, eman seangkatan 2004, teman-teman Al-HIKAM CA 25, teman-teman kost PANDA di Jl. Mayjend Panjaitan Gg. 8 No. 37.

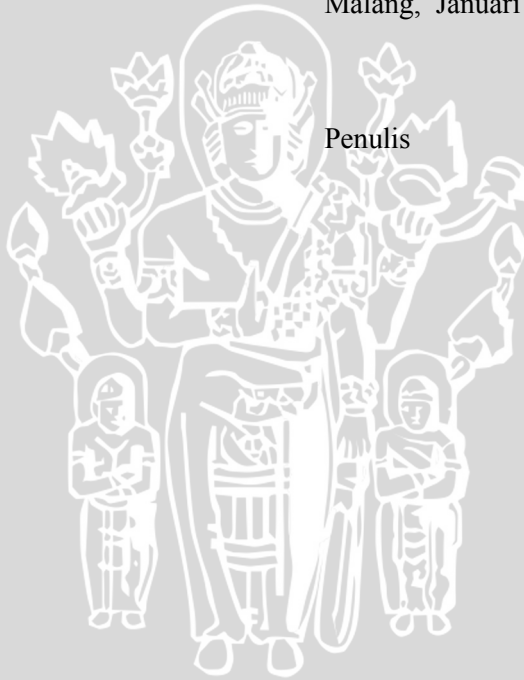
7.Semua pihak yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu, terima kasih atas segala dukungannya.

Penulis menyadari bahwa masih terdapat banyak kekurangan dan kelemahan dalam penulisan Tugas Akhir ini. Kritik dan saran sangat diharapkan untuk perbaikan selanjutnya. Semoga penelitian ini diberikan berkah hingga banyak memberikan manfaat pada kita semua. Amin.

Wassalamualaikum wa Rohmatullahi wa Barokatuh...

Malang, Januari 2010

Penulis



DAFTAR ISI

Halaman

HALAMAN JUDUL	i
HALAMAN PENGESAHAN	ii
HALAMAN PERNYATAAN	iii
ABSTRAK	iv
ABSTRACT	v
KATA PENGANTAR	vi
DAFTAR ISI	viii
DAFTAR GAMBAR	x
DAFTAR TABEL	xi
DAFTAR LAMPIRAN	xii
BAB I PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Rumusan Masalah	2
1.3 Batasan Penelitian	3
1.4 Tujuan Penelitian	3
1.5 Manfaat Penelitian	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	
2.1. Teori Lempeng Tektonik dan Patahan	5
2.2 Gempa Bumi.....	7
2.2.1 Pengertian dan Sebab Gempabumi	7
2.2.2 Jenis Gempabumi	7
2.2.3 Skala Gempabumi	9
2.2.4. Aktifitas Gempabumi di Indonesia	10
2.3 Gelombang Seismik.....	12
2.3.1 Gelombang Badan	12
2.3.2 Gelombang Permukaan	14
2.3.3 Perekaman Gelombang Seismik	14
2.4 Mikrozonasi Seismik	15
2.5. Mikrotremor dan Metode H/V	16
2.5.1 Mikrotremor	16
2.5.2 Metode Nakamura atau H/V	17
2.6 Perekaman Mikrotremor	19

2.7 Analisis Spektral	20
-----------------------------	----

BAB III METODOLOGI PENELITIAN

3.1 Waktu dan Tempat	23
3.2 Alat dan bahan	23
3.3 Langkah Pelaksanaan Penelitian	23
3.3.1 Akuisisi Data	24
3.3.2 Pengolahan Data	26
3.3.3 Interpretasi Data	30

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1 Seismisitas dan Geologi Wilayah Penelitian	33
4.2 Pembahasan	34
4.2.1 Analisis Karakteristik Spektrum HVSR.....	35
4.2.2 Agihan Nilai Frekuensi Dominan (f_0).....	39
4.2.3 Distribusi Nilai Puncak Rasio Spektrum HVSR.....	42
4.2.4 Indeks Kerentanan Seismik.....	44

BAB V KESIMPULAN DAN SARAN

5.1 Kesimpulan	47
5.2 Saran	47

DAFTAR PUSTAKA	49
-----------------------------	----

LAMPIRAN	53
-----------------------	----

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 2.1 Proses Plate tektonik.....	6
Gambar 2.2 Sebaran Gempabumi di Indonesia.....	11
Gambar 2.3 Dua Bagian Gelombang Badan.....	13
Gambar 2.4 Rekaman Gelombang P dan S pada Seismograph .	15
Gambar 2.5 Ilustrasi Model Nakamura.....	19
Gambar 2.6 Data Mentah Hasil Perekaman Mikrotremor.....	20
Gambar 3.1 Peta Lokasi Penelitian	24
Gambar 3.2 Proses Pengubahan Format Data Menjadi File ASCII	26
Gambar 3.3 Proses Pemilihan <i>Windows</i>	27
Gambar 3.4 Langkah langkah penentuan spektrum H/V	29
Gambar 3.5 Rasio H/V	30
Gambar 3.6 Diagram alir penelitian	31
Gambar 4.1 Tiga Komponen Rekaman Data Mikrotremor	35
Gambar 4.2 Peta Frekuensi Dominan (Hz)	41
Gambar 4.3 Peta Distribusi Nilai Puncak HVSR	42
Gambar 4.4 Grafik Hubungan f_0 dan Puncak HVSR	43
Gambar 4.5 Peta Distribusi Indeks Kerentanan Seismik	46

DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 3.1 Rekomendasi Waktu Perekaman	25
Tabel 4.1 Data Perekaman Mikrotremor Berdasarkan Waktu ..	34
Tabel 4.2 Spektrum H/V Masing Masing Titik Penelitian	36
Tabel 4.3 Zona Frekuensi Dominan	40
Tabel 4.4 Nilai Indeks Kerentanan Seismik	45



DAFTAR LAMPIRAN

Halaman

Lampiran 1 SESAME ASCII FORMAT (SAF)	53
Lampiran 2 ANALISIS SPEKTRUM H/V	56
Lampiran 3 Dokumentasi Akuisisi Data	58
Lampiran 4 Spesifikasi Alat	60



BAB I

PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Interaksi antara tiga lempeng tektonik besar dunia yaitu lempeng Eurasia, lempeng Indo-Australia dan lempeng Pasifik menyebabkan Indonesia menjadi negara yang memiliki tingkat kerawanan gempa bumi yang sangat tinggi. Berdasarkan catatan para ilmuwan setidaknya telah terjadi 6 gempa bumi skala besar yang merusak yang terjadi di Indonesia dalam dua dasawarsa terakhir yaitu Padang (2009), Yogyakarta (2006), Nias (2004), Bengkulu (2000), Banyuwangi (1996), Flores (1992), dan Liwa (1994). Gempa-gempa tersebut merupakan gempa bumi yang memberikan kerugian besar baik infrastruktur maupun korban jiwa.

Banyak kasus gempa bumi menunjukkan bahwa tingkat kerusakan yang ditimbulkan suatu gempa bumi sangat bergantung pada kondisi topografi dan geologi permukaan. Salah satu kasus yang menarik perhatian adalah gempa bumi Yogyakarta pada tahun 2006. Jika dibandingkan dengan gempa Padang (korban sekitar 1000 jiwa) yang memiliki skala magnitudo jauh lebih besar, gempa bumi Yogyakarta mengakibatkan jatuhnya korban jiwa yang lebih besar (sekitar 6000 jiwa). Alasan utama perbedaan ini dapat ditemukan berdasarkan penelitian Daryono (2009) yang menunjukkan bahwa kerusakan besar akibat gempa Yogyakarta adalah akibat adanya *site effect* atau efek tapak lokal daerah Yogyakarta.

Sebagian besar kota besar Indonesia memiliki tingkat kerawanan gempa bumi yang tinggi, namun perencanaan dan pembangunan di wilayah-wilayah tersebut belum mempertimbangkan adanya efek topografi dan geologi. Belum adanya pemetaan terperinci tentang wilayah rawan bencana merupakan suatu permasalahan yang sangat perlu dipecahkan untuk perencanaan pembangunan dimasa datang.

Salah satu metode yang digunakan untuk pemetaan daerah rawan kerusakan akibat gempa bumi (*seismic microzonation*) adalah metode yang memanfaatkan survei mikrotremor untuk melihat bagaimana pengaruh adanya *site effect* dan *soft soil* terhadap bangunan di suatu daerah. Metode ini dianggap lebih murah dan

mudah dilaksanakan sehingga pemetaan daerah rawan bencana dapat dengan cepat dibuat. Survei dapat dilakukan di daerah-daerah yang belum terkena gempa bumi maupun daerah yang baru terjadi gempa bumi. Hal ini akan berguna untuk melihat karakteristik lapisan sedimen seperti frekuensi dominan dan faktor amplifikasi sehingga efek geologi dan topografi dapat dikurangi ketika bencana terjadi.

Survei menggunakan mikrotremor belum terlalu banyak dilakukan di Indonesia. Namun di beberapa negara seperti Jepang dan Jerman survei ini telah banyak dilakukan dan memberikan sumbangan yang cukup signifikan bagi mitigasi bencana. Usaha yang pernah dilakukan di Indonesia adalah survei setelah terjadinya gempa bumi Yogyakarta. Dalam penelitiannya, Daryono menyatakan bahwa daerah kerusakan terparah akibat gempa membentuk pola sabuk yang diakibatkan adanya *site effect* yang juga berpola sama.

Oleh karena itu, penelitian yang akan dilakukan oleh penulis adalah penelitian awal mikrotremor di wilayah Universitas Brawijaya untuk mengetahui spektral rasio H/V (horizontal vertikal) sehingga dapat diketahui tingkat kerawanan kerusakan akibat gempa bumi. Penelitian dilakukan dengan menggunakan metode Nakamura (1989) dengan merekam *ambient noise* atau getaran alami yang timbul dari alam. Dengan penggunaan metode ini dan dengan mempertimbangkan informasi lain yang ada dapat diketahui potensi kerusakan di wilayah lokal Universitas Brawijaya akibat gempa bumi.

1.2. Rumusan Masalah

Rumusan masalah pada penulisan Tugas Akhir ini adalah:

1. Bagaimana menentukan frekuensi dominan (f_0) dan nilai puncak HVSR (*Horizontal Vertical Spectral Ratio*) atau A untuk daerah Universitas Brawijaya?
2. Bagaimana distribusi indeks kerentanan seismik untuk wilayah Universitas Brawijaya?

1.3. Batasan Penelitian

Penelitian yang dilakukan hanya untuk mengetahui karakteristik daerah lokal Universitas Brawijaya berdasarkan metode Nakamura tanpa membandingkannya dengan menggunakan metode lain. Selain itu hubungan antara hasil analisis mikrotremor dan geologi wilayah penelitian tidak dilakukan.

1.4. Tujuan Penelitian

Tujuan penulisan Tugas Akhir ini adalah sebagai berikut :

1. Mengetahui frekuensi dominan (f_0) dan nilai puncak HVSR (*Horizontal Vertical Spectral Ratio*) atau A untuk daerah Universitas Brawijaya?
2. Mengetahui indeks kerentanan seismik (Kg) untuk wilayah Universitas Brawijaya?

1.5. Manfaat Penelitian

Tugas akhir ini bermanfaat untuk memberikan pengetahuan awal dalam pemanfaatan mikrotremor untuk pemetaan seismik mikrozonasi dan penyelidikan rasio tingkat kerusakan yang berguna bagi mitigasi bencana akibat gempabumi sehingga penelitian penelitian lanjutan untuk daerah-daerah rawan gempa dapat dilakukan.

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

halaman ini sengaja dikosongkan)



BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Teori Lempeng Tektonik dan Patahan

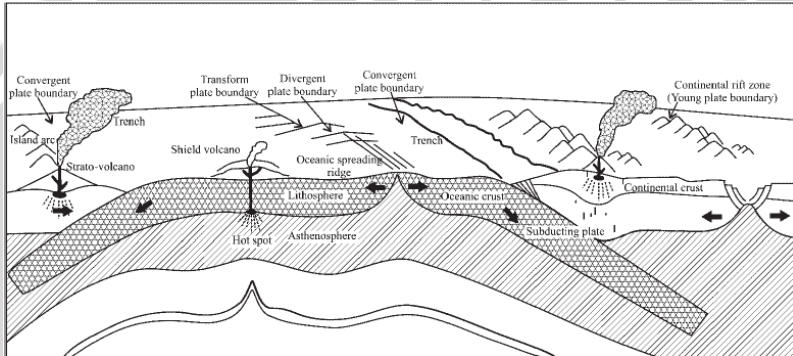
Lempeng tektonik merupakan bagian lapisan terluar bumi yang memiliki ketebalan sekitar 100 km dan memiliki temperatur yang lebih rendah dibandingkan dengan lapisan yang lebih dalam. Lapisan luar ini dikenal dengan nama litosfer. Litosfer adalah lapisan bergerak yang dinyatakan dalam teori apungan benua (*continental drift*) atau juga dikenal dengan teori lempeng tektonik (*plate tectonic*). Berdasarkan teori ini, lapisan litosfer tersusun atas beberapa lempeng tektonik yang saling bergerak satu sama lain. Pergerakan ini dipicu oleh adanya arus atau aliran konveksi akibat perbedaan suhu antara bagian litosfer dan bagian mantel bumi. Pergerakannya adalah sekitar 1 hingga 10 cm/tahun (Elnashai, 2008). Di satu sisi lempeng akan saling bertabrakan sehingga menimbulkan penunjaman atau penumbukan yang dikenal dengan zona subduksi dan di sisi lainnya akan terjadi pemisahan sebuah lempeng yang dikenal dengan *rifting*. Gambaran ini tampak pada gambar 2.1.

Daerah subduksi yang merupakan daerah yang paling tidak stabil pada lempeng tektonik. Tabrakan antara dua lempeng akan memiliki energi yang sangat besar. Tabrakan yang terjadi sangatlah lamban sehingga energi lambat laun terakumulasi menjadi sangat besar. Ketika titik elastisitas telah terlewati maka akan terjadi pelepasan energi melalui terjadinya patahan atau *fault*. Patahan ini adalah sebab utama terjadinya gempa bumi sehingga daerah pertemuan lempeng atau zona subduksi akan merupakan daerah paling potensial terjadinya gempa bumi.

Daerah pertemuan antar lempeng, yang juga disebut zona subduksi, saling sambung menyambung membentuk sabuk api yang mengelilingi dunia. Salah satu sabuk api yang paling penting adalah *circum-pacific belt* yang berada pada daerah dengan penduduk terpadat di dunia seperti Indonesia, Jepang, dan juga bagian barat amerika sehingga memberikan resiko bencana yang sangat besar. Tercatat lebih dari 80% episenter gempa bumi yang terjadi di dunia berada pada sabuk pasific ini. Sabuk api ini terkenal dengan nama *pacific ring of fire* karena bentuknya seperti cincin. *Alpide belt*

merupakan sabuk kedua yang sangat penting. Sekitar 15 % dari gempabumi terjadi di daerah ini (Stein and Wysession 2003).

Patahan adalah retakan yang terjadi pada kulit bumi karena adanya pergerakan dua sisi daerah yang berlawanan (Rogers and Adams 1966). Pada patahan, kedua bagian yang mengalami retakan bergerak satu terhadap yang lain. Ukuran patahan bisa hanya beberapa milimeter hingga ribuan kilometer. Pergerakan lempeng bumi adalah penyebab utama terjadinya patahan dengan skala besar.



Gambar 2.1. Proses Plate Tektonik

Pembagian jenis patahan dapat dilakukan berdasarkan pada arah pergerakan bidang patahan, pergerakan relatif antara *hanging wall* dan *foot wall* dan juga letak patahan yang berhubungan dengan bentuk patahan. Jika pembagian patahan didasarkan berdasarkan arah *slip* sepanjang bidang patahan maka terdapat tiga jenis patahan yaitu *dip-slip*, *strike-slip* dan *oblique-slip*. Pada *dip-slip*, bidang gelincir dari patahan terjadi pada sudut *dip* patahan. Pada *strike-slip* bidang gelincir terletak sepanjang *strike* sedangkan pada *oblique-slip* pergerakan terjadi secara diagonal terhadap bidang patahan. (Bell 2007).

2.2. Gempabumi

2.2.1. Pengertian dan Sebab Gempabumi

Gempabumi terjadi akibat energi yang dilepaskan oleh gerakan yang sangat cepat dari dua bagian bumi (*plate*) yang saling menumbuk satu sama lain (Rogers and Adams 1966). Selain gempabumi yang diakibatkan oleh pergerakan *plate* tektonik, terdapat juga gempabumi yang diakibatkan oleh aktivitas vulkanis namun intensitas gempabumi jenis ini relatif lebih sedikit jika dibandingkan dengan gempabumi tektonik.

Gempabumi menghasilkan getaran dan guncangan yang besarnya beragam. Getaran dan guncangan yang ditimbulkan bisa sangat dahsyat dan mampu meruntuhkan infrastruktur yang dibangun manusia namun bisa saja berupa getaran kecil tidak dirasakan oleh manusia dan hanya terekam oleh seismometer. Lokasi dari pergerakan awal patahan yang menyebabkan gempabumi disebut dengan *focus/hiposenter*. Lokasi dari *focus/hiposenter* bisa berada pada kedalaman mulai dari beberapa meter hingga ribuan kilometer dibawah permukaan bumi. Titik permukaan diatas *focus/hiposenter* dikenal dengan nama episenter. Gempa dikatakan dangkal jika posisi *focus* berada pada kedalaman 0-70 km, sedangkan antara 70-700km gempa tersebut dikatakan gempa dalam. Gempa dangkal memberikan kekuatan yang jauh lebih besar daripada gempa dalam sehingga kebanyakan gempa yang mampu menimbulkan tsunami dan kerusakan hebat di permukaan adalah gempa dangkal.

Setiap gempabumi, seberapapun intensitasnya, pasti menghasilkan gelombang seismik yang mampu ditangkap oleh seismometer. Dari data yang terekam di seluruh dunia diketahui bahwa setiap hari terjadi beberapa ribu kali gempa kecil sedangkan gempa besar terjadi beberapa tahun sekali.

2.2.2. Jenis Gempabumi

Secara umum, berdasarkan penyebab terjadinya, gempabumi dapat dibagi menjadi empat jenis yaitu:

a. Gempabumi Vulkanik (Gunung Api)

Gempabumi jenis ini terjadi akibat adanya aktivitas magma, yang biasa terjadi di kawasan gunung api. Keaktifan gunung api akan

menjadi faktor utama terjadinya gempa bumi ini sehingga semakin aktif suatu gunung api maka semakin tinggi intensitas gempa bumi yang terjadi. Gempa bumi Jenis ini memiliki kekuatan yang relatif kecil.

b. Gempa bumi Tektonik

Gempa bumi ini disebabkan oleh adanya aktivitas tektonik yang terjadi akibat adanya benturan antar lempeng bumi. Gempa bumi jenis ini merupakan gempa bumi yang seringkali menimbulkan bencana yang sangat besar.

c. Gempa bumi Runtuhan

Gempa bumi ini biasanya terjadi pada daerah kapur (batuan klastik) ataupun pada daerah pertambangan, gempa bumi ini jarang terjadi dan bersifat lokal.

d. Gempa bumi Buatan

Gempa bumi buatan adalah gempa bumi yang disebabkan oleh aktivitas dari manusia, seperti peledakan dinamit, nuklir atau palu yang dipukulkan ke permukaan bumi.

Selain pembagian di atas terdapat pula jenis gempa bumi berdasarkan tipe gempa bumi yaitu:

- a. Tipe I : Pada tipe ini gempa bumi utama diikuti gempa susulan tanpa didahului oleh gempa pendahuluan (*fore shock*).
- b. Tipe II : Sebelum terjadi gempa bumi utama, diawali dengan adanya gempa pendahuluan dan selanjutnya diikuti oleh gempa susulan yang cukup banyak.
- c. Tipe III: Tidak terdapat gempa bumi utama. Magnitude dan jumlah gempa bumi yang terjadi besar pada periode awal dan berkurang pada periode akhir dan biasanya dapat berlangsung cukup lama dan bisa mencapai 3 bulan. Tipe gempa ini disebut tipe swarm dan biasanya terjadi pada daerah vulkanik seperti yang terjadi pada Gempa bumi Lampung atau Kota Bumi tahun 2007.

2.2.3. Skala Gempabumi

Pada masa lalu, sebelum seismometer digunakan, pengukuran gempabumi didasarkan pada intensitas gempabumi. Intensitas gempabumi ini diukur secara kualitatif. Pengukuran ini didasarkan atas getaran yang terjadi, periode dan juga jarak dari titik pengukuran serta struktur geologi lokal sehingga intensitas gempabumi berbeda dengan magnitudo gempabumi. Pada tahun 1878 Michele Stefano de Rossi dan Francois-Alphonse Forel membuat skala intensitas gempabumi dengan 10 skala. Namun skala intensitas yang saat ini banyak digunakan adalah skala Mercali yang dikembangkan oleh Harry O. Wood dan Frank Neumann pada tahun 1931. Skala mercali memiliki 12 point yaitu:

- I. Tidak terasa
- II. Terasa oleh orang yang berada di bangunan tinggi dan yang sedang beristirahat
- III. Getaran dirasakan seperti ada kereta yang berat melintas.
- IV. Getaran dirasakan seperti ada benda berat yang menabrak dinding rumah, benda tergantung bergoyang.
- V. Dapat dirasakan di luar rumah, orang yang tidur terbangun, pintu terbuka dan tertutup, hiasan dinding bergerak, benda kecil di atas rak mampu jatuh.
- VI. Terasa oleh semua orang, orang berjalan tidak stabil, gambar di dinding terjatuh, dan dinding rumah rusak.
- VII. Dinding pagar yang tidak kuat pecah, orang tidak dapat berjalan/berdiri, tampak oleh orang yang sedang berkendara, furniture rusak, kerusakan pada bangunan batu yang jelek, dan juga bel besar berbunyi.
- VIII. Bangunan yang tidak kuat akan mengalami kerusakan, rumah batu rusak bahkan hancur sebagian, monument atau tugu roboh dan juga retak pada tanah yang basah..
- IX. Bangunan yang tidak kuat akan mengalami kerusakan, retak terjadi dimana mana, pipa bawah tanah rusak, adanya retakan tanah yang mencolok .
- X. Jembatan dan tangga rusak, terjadi tanah longsor, kerusakan serius pada bendungan dan tanggul, rel kereta api bengkok dengan jelas.
- XI. Rel kereta api rusak parah, pipa bawah tanah rusak total.

XII. Seluruh bangunan hancur lebur.

Gempabumi dapat diukur berdasarkan dua hal, intensitas dan magnitudenya. Berikut ini adalah beberapa skala intensitas yang masih digunakan:

- (i) *Mercalli – Cancani – Seiberg* (MCS).
- (ii) *Modifi ed Mercalli* (MM).
- (iii) *Medvedev – Sponheuer – Karnik* (MSK).
- (iv) *European Macroseismik Scale* (EMS).
- (v) *Japanese Meteorological Agency* (JMA).

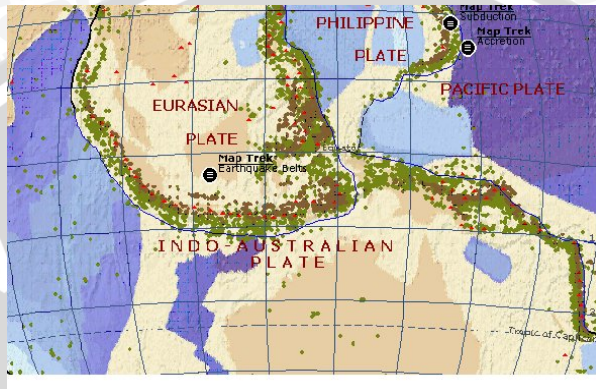
Skala intensitas digunakan untuk membuat peta garis kontur dai daerah dengan intensitas yang sama (*isoseismals*). Peta ini memberikan pendekatan distribusi kerusakan (Elnashai, 2008) .

2.2.4. Aktifitas Gempabumi di Indonesia.

Indonesia merupakan wilayah yang menjadi tempat pertemuan tiga lempeng besar dunia, lempeng Indo-Australia di bagian selatan, Eurasia di bagian utara dan Lempeng Pasifik di bagian timur. Lempeng Indo-Australia menabrak lempeng Eurasia di lepas pantai Sumatra, Jawa dan Nusa Tenggara dan bergerak sekitar 7 cm/tahun ke arah utara, sedangkan lempeng Pasifik menabrak lempeng Eurasia di utara Irian dan Maluku utara sehingga bergerak ke arah barat daya dengan kecepatan sekitar 11 cm/tahun. Zona tabrakan Lempeng Australia dengan Lempeng Asia terkunci sekitar 20 juta tahun sebelum masehi dan menyebabkan menunjannya Lempeng Australia dibawah Lempeng Asia. Penunjaman ini yang berlangsung hingga sekarang dan menyebabkan munculnya gunung-gunung api disebelah barat Pulau Sumatra dan juga sebelah selatan Pulau Jawa.

Akibat proses tersebut, Indonesia menjadi salah satu kawasan yang memiliki seismisitas atau tingkat kegempaan yang sangat tinggi (Gambar 2.2) disamping Jepang. Hampir semua pulau di Indonesia merupakan kawasan sumber gempa. Lokasi sumber gempabumi berawal dari Sumatra, Jawa, Bali, Nusa Tenggara, sebagian berbelok ke Utara di Sulawesi, kemudian dari Nusa Tenggara sebagian terus ke timur Maluku dan Irian. Hanya Kalimantan yang menjadi kawasan relatif aman dari adanya gempabumi. Kedalaman sumber gempa ini bervariasi tergantung

kedalaman penghujaman lempeng. Di kawasan barat Sumatra lokasi penghujaman terletak di kedalaman sekitar 300 km sedangkan di daerah selatan Jawa sekitar 700 km di bawah permukaan.



Gambar 2.2. Sebaran Gempa di Indonesia

Berdasarkan rekaman para ahli kegempaan, terdapat sekitar 169 gempa besar yang pernah terjadi di Indonesia sejak tahun 1600 (NOAA, 2009). Gempa terbesar yang pernah terjadi adalah gempa 2004 di lautan Andaman atau sekitar Aceh yang juga berasosiasi dengan tsunami. Korban dari gempa ini mencapai 160.000 orang di Indonesia dan total korban adalah sekitar 220.000 jiwa. Gempa besar terbaru yang terjadi di Indonesia adalah gempa padang dengan kekuatan sekitar 8 skala richter yang menelan korban sekitar 700 orang dan 230 orang dinyatakan hilang. Selain gempa tersebut tercatat beberapa gempa besar yang terjadi di sekitar 2 dasawarsa terakhir: Yogyakarta (2006), Nias (2004), Bengkulu (2000), Banyuwangi (1996), Flores (1992), Liwa (1994), Jayapura (1976) dan lain lain. Gempabumi tersebut berkaitan erat dengan banyaknya patahan aktif di Indonesia yaitu: patahan Semangko (Sumatera), palu Koro di Sulawesi, Cimandiri di Sukabumi Jawa Barat, patahan Flores di NTT, patahan Wetar di NTB, patahan Sorong di Papua dan lainnya (Naryanto, 2009).

Menurut Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika dalam buku Indonesia diantara Berkah dan Musibah (Naryanto, 2009), aktivitas gempabumi di Indonesia berdasarkan sejarah kekuatan sumbernya dibagi menjadi enam daerah yaitu:

1. Daerah sangat aktif, magnitudo lebih dari 8 skala Richter(SR), dan mungkin sering terjadi di daerah daerah Halmahera dan pantai utara Papua.
2. Daerah aktif, magnitudo 8SR mungkin terjadi dan magnitudo 7 sering terjadi di lepas pantai barat Sumatera, pantai selatan Jawa, Nusa Tenggara dan Banda.
3. Daerah lipatan dan retakan, magnitudo kurang dari 7 SR dan mungkin terjadi di pantai barat Sumatera, kepulauan Sula dan Sulawesi tengah.
4. Daerah lipatan dengan atau tanpa retakan, magnitudo kurang dari 6 SR dan bisa terjadi di Sumatera, Jawa bagian utara dan Kalimantan bagian timur.
5. Daerah gempa kecil, magnitudo kurang dari 5 SR dan terjadi di daerah pantai timur Sumatera dan Kalimantan Tengah.
6. Daerah stabil, tak ada catatan sejarah gempa, yaitu di daerah pantai selatan Papua dan Kalimantan bagian barat.

2.3. Gelombang Seismik

Gelombang seismik adalah rambatan energi yang disebabkan karena adanya gangguan di dalam kerak bumi, misalnya adanya patahan atau adanya ledakan. Energi ini akan merambat ke seluruh bagian bumi dan dapat terekam oleh seismometer. Efek yang ditimbulkan oleh adanya gelombang seismik dari gangguan alami (seperti: pergerakan lempeng (tektonik), bergeraknya patahan, aktivitas gunung api (vulkanik), dsb) adalah apa yang kita kenal sebagai fenomena gempabumi (Wikipedia, 2009)

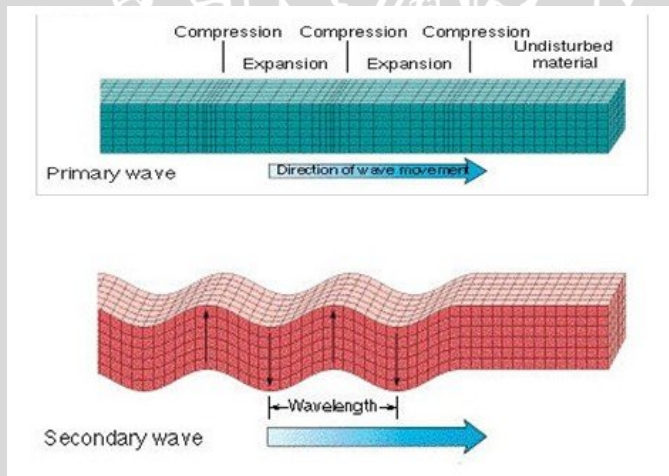
Ada empat tipe gelombang seismik yang terbagi dalam dua kategori: gelombang badan (P untuk primer; dan S untuk sekunder) dan gelombang-gelombang permukaan (Love dan Rayleigh).

2.3.1. Gelombang Badan (P dan S)

Gelombang badan terdiri atas gelombang primer P dan sekunder S (gambar 2.3). Gelombang P atau gelombang primer merupakan gelombang seismik yang merambat di dalam tanah. Gelombang primer ini memiliki kecepatan rambat sekitar 8 km/detik.

Gelombang P adalah gelombang longitudinal seperti gelombang bunyi. Gelombang-gelombang itu mempunyai laju hingga 14 km/s dan dapat melalui padatan, cairan dan gas. Karena bergerak lebih cepat dari pada gelombang S, gelombang P merupakan yang pertama tiba pada detektor gempa (sehingga disebut "primer"). Gelombang S adalah gelombang geseran transversal yang menjalar dengan laju 3,5 km/s. Gelombang ini memiliki kecepatan 60% lebih lambat dari gelombang P dan hanya dapat menjalar melalui padatan karena cairan dan gas tidak dapat menyokong tegangan geser. Kecepatan gelombang P bergantung pada medium tempat gelombang menjalar.

Gelombang P dan S dikategorikan sebagai gelombang badan karena menjalarnya melalui/memakai tubuh material secara keseluruhan. Gelombang P dibedakan dari gelombang S berdasarkan cara penjalarnya. Gelombang P dicirikan oleh pergerakan partikel mundur dan maju, sebagai tanggapan atas tegangan kompresi dan tensional, sepanjang arah penjalarnya. Gelombang S dicirikan oleh gerakan partikel yang tegak lurus terhadap arah penjalarnya, sebagai tanggapan atas tegangan geser. Partikel partikel batuan berubah bentuk namun tidak berubah volume.



Gambar.2. 3. Dua Bagian Gelombang Badan (Body Wave)

2.3.2. Gelombang Permukaan (Love dan Rayleigh)

Gelombang Love merupakan tipe gelombang permukaan yang terbentuk karena interferensi konstruktif dari pantulan-pantulan gelombang seismik pada permukaan bebas. Gelombang Love lebih cepat daripada gelombang Rayleigh dan lebih dulu sampai pada seismograf. Suatu pandu gelombang bisa dibuat ketika sinar datang menumbuk permukaan bebas pada sudut kritis, karena menahan energi di dekat permukaan. Pergerakan partikel untuk gelombang Love sejajar dengan permukaan tapi tegak lurus dengan arah rambatnya. Karena gelombang Love memerlukan lapisan dengan kecepatan yang rendah pada seluruh setengah ruang untuk ada, gelombang tersebut selalu dispersif. Gelombang Rayleigh membuat permukaan bumi bergulung seperti ombak di lautan. Gelombang Love pada umumnya merambat dengan kecepatan sekitar 2.413 km perdetik pada permukaan bumi, dan gelombang Rayleigh merambat dengan kecepatan sekitar 0.804 km perdetik pada permukaan bumi. Dua tipe gelombang ini diberi nama untuk dua ilmuwan Inggris, Augustus E. H. Love dan Lord Rayleigh, yang secara matematis telah memprediksi adanya gelombang-gelombang ini pada tahun 1911 dan 1885.

2.3.3. Perekam Gelombang Seismik

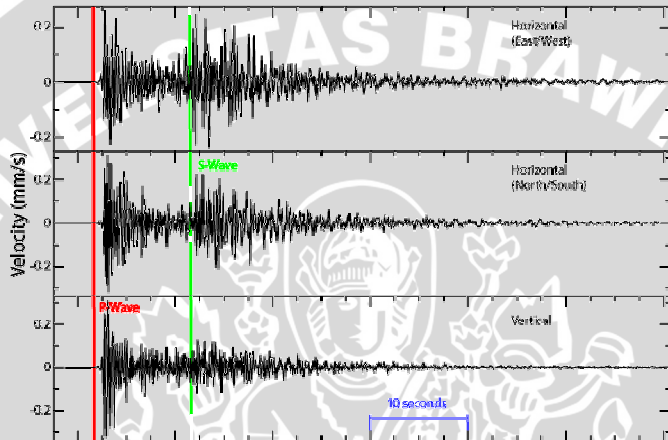
Pencatat dan perekam gelombang seismik dikenal dengan nama seismometer. Namun setidaknya ada 3 hal yang berkaitan dengan sistem pencatatan gelombang seismik, yaitu :

- a. Seismometer : alat atau sensor getaran, yang biasanya dipergunakan untuk mendeteksi gempa bumi atau getaran pada permukaan tanah.
- b. Seismograph : merupakan alat pencatat gempa. Berdasarkan pembacaannya, dibedakan menjadi 2, yaitu seismograph vertikal dan seismograph horizontal.
- c. Seismogram : merupakan hasil rekaman dari seismograph.

(Anonymous, Wikipedia 2009)

Pada seismograph, gelombang P adalah gelombang yang pertama tercatat dan ketika ada perubahan bentuk gelombang maka gelombang tersebut adalah gelombang S. Kedua gelombang ini

sudah cukup untuk digunakan dalam penghitungan episentris dan kekuatan atau magnitudo gempa namun belum cukup untuk digunakan dalam penentuan besar energi gempa yang berkaitan dengan momen seismik. Penentuan momen seismik akan berkaitan dengan gelombang permukaan. Contoh hasil rekaman seismograph tampak pada gambar 2.4.



Gambar 2.4. Rekaman Gelombang P dan S pada Seismograph

2.4. Mikrozonasi Seismik

Mikrozonasi seismik atau dikenal *seismik microzonation* adalah proses pembagian area yang berpotensi memiliki kerusakan akibat aktifitas seismik dan gempabumi dengan mempertimbangkan karakteristik geologi dan geofisis dari lapisan sedimen (anonymous, 2009). Karakteristik yang dipertimbangkan antara lain adalah getaran tanah (*ground shaking*), kerentanan runtuh (*liquefaction susceptibility*), gerakan tanah dan lainnya. Secara umum mikrozonasi seismik dapat dikatakan sebagai proses untuk memperkirakan respon dan tingkah laku dari lapisan tanah atau sedimen terhadap adanya gempabumi.

Terdapat beberapa metode yang dapat digunakan untuk melakukan mikrozonasi seismik. Prosedur paling umum yang diperkenalkan oleh Borchardt (1970) adalah dengan membandingkan spektrum spektrum seismogram dengan spektrum yang didapatkan

pada stasiun terdekat dengan episentrum. Faktor jarak terhadap episentrum dan sumber radiasi ini akan dipertimbangkan untuk menentukan adanya perbedaan spektrum. Hasil yang menunjukkan anomali akan dipertimbangkan sebagai efek dari kondisi geologi dan sifat fisis dari suatu daerah, namun metode ini membutuhkan adanya gempabumi untuk bisa dilakukan. Selain itu perlu dilakukan pengukuran untuk setiap daerah yang menjadi studi. Metode Nakura (1989) adalah metode yang mudah diterapkan dan murah dilakukan. Metode ini didasarkan pada rasio spektrum dari komponen horizontal terhadap komponen vertikal yang ditimbulkan oleh gerakan tanah akibat mikrotremor.

Mikrozonasi seismik akan sangat berguna untuk mitigasi bencana sehingga kerusakan parah akan dapat dicegah. Selain itu dapat juga dilakukan untuk pembangunan setelah terjadinya gempabumi sehingga kerusakan besar tidak terulang.

2.5 Mikrotremor dan Metode H/V

2.5.1. Mikrotremor

Mikrotremor adalah getaran dengan amplitude rendah yang ada di permukaan tanah yang diakibatkan oleh berbagai penyebab alami seperti angin, gelombang laut, kebisingan kendaraan dan lainnya. Mikrotremor merupakan getaran yang memiliki amplitude seikitar 0,1-1 mikron dan amplitude kecepatan 0.0001-0.01 cm/detik yang dapat dideteksi dengan menggunakan seismograph tertentu (Mirzaouglu, 2003). Periode gelombang mikrotremor telah diketahui memiliki hubungan dengan keadaan alami tanah dan karakteristik dinamik dari permukaan bawah tanah. Pengamatan terhadap mikrotremor di sekitar diketahui mampu memberikan informasi yang sangat berguna bagi pengetahuan akan karakteristik dinamik dari suatu tempat seperti amplitude dan periode *predominant*. Pengamatan dan penelitian terhadap mikrotremor merupakan metode baru yang diperkenalkan dalam dunia seismology dan memiliki keunggulan biaya yang lebih rendah jika dibandingkan dengan metode seismologi lainnya seperti seismik refleksi maupun refraksi karena tidak dibutuhkannya sumber gelombang buatan atau *artificial source*. Selain itu observasi mikrotremor dapat dilakukan pada daerah daerah yang memiliki tingkat seismisitas rendah.

Observasi mikrotremor mulai diketahui memiliki banyak kegunaan pada bidang eksplorasi minyak, penyelidikan air bawah tanah hingga penyelidikan lapisan *bedrock*. Penerapan utama observasi mikrotremor adalah untuk *seismik microzonation* atau proses pembagian area yang berpotensi akan proses seismik dan kegempaan dengan mempertimbangkan karakteristik geologi dan geofisika seperti getaran tanah, kerentanan *liquefaction*, tanah longsor dan lainnya.

Takai dan Tanaka (1961) adalah orang pertama yang mengusulkan adanya klasifikasi suatu daerah berdasarkan rekaman mikrotremor. Awalnya keduanya membuat klasifikasi berdasarkan periode getaran, selanjutnya mereka juga mengusulkan adanya klasifikasi berdasarkan amplifikasi atau penguatan getaran. Takai dan Tanaka (1961) menunjukkan adanya korelasi yang baik antara klasifikasi bawah tanah (dengan menggunakan kedua klasifikasi) dengan nilai kerusakan rumah akibat gempabumi Tonankai (1944). Usaha inilah yang dianggap awal mula dari perkembangan penggunaan mikrotremor sebagai salah satu metode dalam geofisika.

Mikrotremor yang juga dikenal sebagai getaran alam (*ambient vibration*) berasal dari dua sumber utama yaitu alam dan manusia. Pada frekuensi rendah yaitu dibawah 1Hz, sumber mikrotremor adalah alam. Gelombang laut menimbulkan *ambient vibration* dengan frekuensi sekitar 0.2 Hz sedangkan frekuensi sekitar 0.5 Hz dihasilkan oleh interaksi antara gelombang laut dan pantai. Untuk frekuensi dibawah 0.1 Hz, mikrotremor diasosiasikan dengan aktifitas di atmosfer. Frekuensi tinggi, lebih dari 1 Hz bisa ditimbulkan oleh angin dan aliran air. Pada frekuensi tinggi yaitu lebih dari 1 Hz, sumber utamanya adalah aktifitas manusia seperti lalu lintas kendaraan, mesin dll. Lokasi sumber biasanya berada di permukaan tanah dan bervariasi dengan adanya siang dan malam.

2.5.2. Metode Nakamura atau H/V (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)

Teknik pengolahan gelombang mikrotremor ini pertama diperkenalkan oleh Nogoshi dan Igarashi (1971) dan disebarluaskan oleh Nakamura (1989). Teknik ini (*H/V ratio*) merupakan teknik estimasi rasio antara komponen horizontal dan vertikal dari spektrum

amplitude Fourier dari gelombang alam (*ambient vibration*) yang direkan pada satu stasiun.

Banyak penelitian (Ohmachi *et al.* 1991, Field dan Jacob 1993b, Lachet *et al.* 1996, Fah *et al.* 1997) menunjukkan bahwa rasio ini (*H/V ratio*) sangat stabil dan menunjukkan puncak yang jelas, yang berkorelasi dengan frekuensi resonansi, pada lapisan tanah yang lembut (*soft soil*) (Nakamura, 2008). Namun untuk hubungannya dengan amplitude puncak masih terdapat banyak perdebatan. Menurut Konno and Ohmachi (1998), terdapat adanya korelasi yang baik antara amplitude dari puncak *H/V* dan amplifikasi *site* oleh gelombang *S*. Namun peneliti lainnya (Lermo and Chavez-Garcia, 1994) membantah hal tersebut. Walaupun masih terdapat banyak pro dan kontra, namun banyak peneliti telah menunjukkan adanya hubungan antara puncak spektrum *HVSR* dengan agihan kerusakan gempa bumi (Mucciarelli *et al.*, 1998; Nakamura *et al.*, 2000; Cara *et al.*, 2006; Jafari *et al.*, 2005; Panou *et al.*, 2004).

Metode *H/V* berguna untuk menunjukkan frekuensi resonansi/predominan (f_0) dan nilai puncak *HVSR* (A) yang merepresentasikan karakteristik dinamis lapisan sedimen. Dari hubungan keduanya dapat diketahui indeks kerentanan seismik (K_g).

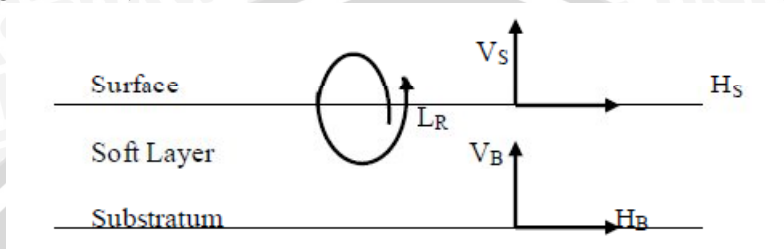
Nakamura merumuskan metode ini berdasarkan tiga hipotesis utama yaitu:

- a. *Ambient noise* atau bunyi alami ditimbulkan oleh refleksi dan refraksi gelombang *shear* dalam lapisan tanah dangkal dan oleh gelombang permukaan *S*.
- b. Sumber *noise* lokal tidak mempengaruhi *ambient noise* pada bagian bawah struktur yang tidak terkonsolidasi.
- c. Lapisan tanah yang rapuh/*soft* tidak menguatkan komponen vertikal dari *ambient noise*.

Ambient noise terdiri atas gelombang permukaan yaitu gelombang Rayleigh (Lermo dan Chavez-Garcia, 1994). Fungsi transfer S_E dan A_S yang merupakan efek tapak lokal intrinsik dan efek gelombang Rayleigh tunggal dapat didefinisikan sebagai berikut:

$$= \text{--- dan } = \text{---} \quad (2.1)$$

dimana H dan V adalah spektrum komponen horizontal dan vertikal dari rekaman *ambient noise* pada permukaan S atau pada *basement* B (gambar 2.5).



Gambar 2.5. Ilustrasi Model Nakamura

Efek tapak lokal (*site effect*) yang tidak melibatkan kontribusi sumber didefinisikan dengan:

$$= \frac{V_B}{V_S} = \frac{H_B}{H_S} \quad (2.2)$$

Nakamura (1989) dan Theodulidis dkk (1996) telah menunjukkan bahwa spektrum vertikal dan horizontal pada basement adalah sama atau sebanding sehingga kita hanya perlu mempertimbangkan pada permukaan. Sehingga *site effect* dapat diekspresikan dengan rasio spektrum komponen horizontal dan vertikal dari *ambient noise* pada permukaan tanah (Rosset, P et al, 2002).

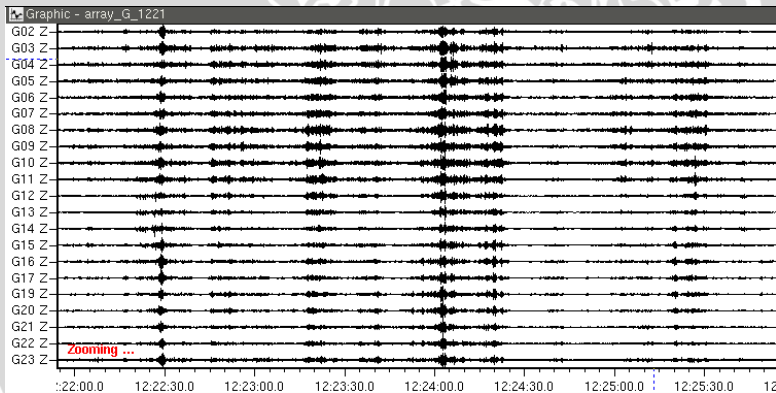
$$= \frac{V_B}{V_S} = \frac{H_B}{H_S} \quad (2.3)$$

2.6. Perekaman mikrotremor.

Survei mikrotremor dapat dilakukan dengan dua cara (Mukhopadhyay dan Bormann, 2003). Pendekatan pertama adalah perekaman dilakukan secara simultan pada dua atau lebih lokasi. Salah satu tempat perekaman harus dilakukan di daerah batuan keras (*hard rock*) sehingga tidak menunjukkan adanya penguatan frekuensi akibat gerakan tanah. Rasio spektrum yang didapatkan pada tempat lain akan dibandingkan dengan yang terekam pada *hard rock* sehingga akan didapatkan respon *site* terhadap mikrotremor. Masalahnya dengan cara ini survei akan sulit dilakukan karena memerlukan daerah yang memiliki kawasan atau tempat dengan batuan keras sebagai pembanding.

Cara kedua diperkenalkan oleh Nakamura (1989) bersamaan dengan metode analisisnya. Nakamura menemukan bahwa rasio spektrum horizontal dan vertikal dari mikrotremor meningkat pada frekuensi resonan dan akan menunjukkan puncak pada frekuensi tersebut. Nakamura mengasumsikan bahwa H/V merefleksikan tingkat amplifikasi dari gerakan tanah. Dengan metode ini pengukuran tidak perlu dilakukan dengan syarat adanya *hard rock*.

Secara umum perekaman mikrotremor tidak berbeda dengan perekaman gelombang seismik pada seismometer. Alat yang digunakan pun merupakan seismometer. Untuk metode nakamura diperlukan seismometer yang memiliki tiga komponen yang merekam komponen EW (*east-west*), NS(*North-south*), dan komponen vertikal. Pada perekaman mikrotremor tidak dibutuhkan adanya sumber buatan atau sumber berupa gempa bumi namun pengukuran langsung dilakukan karena yang direkam merupakan gelombang yang timbul dari alam. Contoh hasil perekaman dapat dilihat pada gambar 2.6.



Gambar 2.6. Data Mentah Hasil Perekaman Mikrotremor

2.7. Analisis Spektral

Spektrum secara prinsip merupakan distribusi didalam domain frekuensi baik itu distribusi amplituda, fasa, energi maupun daya dari suatu sinyal. Diperlukan suatu operasi pokok transformasi Fourier yang merubah domain waktu menjadi domain frekuensi

karena distribusi besaran besaran dalam spektrum adalah dalam domain frekuensi. Dalam domain frekuensi, perhitungan akan lebih mudah dilakukan jika dibandingkan dalam domain waktu. Selain itu, fenomena dalam geofisika berkaitan erat dengan frekuensi, sehingga frekuensi menjadi parameter penting dalam menjelaskan fenomena-fenomena tersebut.

Satu bentuk transformasi yang umum digunakan untuk merubah sinyal dari domain waktu ke domain frekuensi adalah dengan transformasi Fourier. Transformasi Fourier merupakan sebuah transformasi integral yang menyatakan-kembali sebuah fungsi dalam fungsi basis sinusoidal, yaitu sebuah fungsi sinusoidal penjumlahan atau integral dikalikan oleh beberapa koefisien (Brigham E, 1988). Transformasi Fourier mendekomposisi sinyal ke bentuk fungsi eksponensial dari frekuensi yang berbeda-beda. Caranya adalah dengan didefinisikan ke dalam dua persamaan berikut:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \cdot e^{-j2\pi f t} dt \quad (2.4)$$

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(f) \cdot e^{j2\pi f t} df \quad (2.5)$$

Dalam persamaan tersebut, t merupakan waktu sedangkan f adalah frekuensi. x adalah notasi sinyal dalam ruang waktu dan X adalah notasi untuk sinyal dalam domain frekuensi. Transformasi Fourier dari $x(t)$ ditunjukkan oleh persamaan (4) sedangkan persamaan (5) disebut Invers Transformasi Fourier dari $X(f)$, yakni $x(t)$.

Fast Fourier Transform (FFT) merupakan suatu algoritma yang dapat digunakan untuk menghitung transformasi Fourier diskrit (Discrete Fourier Transform, DFT) dengan lebih cepat dan efisien. Jika x_0, \dots, x_{N-1} merupakan bilangan kompleks. Transformasi Fourier Diskret didefinisikan oleh rumus:

$$X(k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(n) e^{-j2\pi k n / N} \quad k = 0, \dots, N-1 \quad (2.6)$$

Jika kita melakukan perhitungan deret ini secara langsung, maka kita memerlukan operasi aritmetika sebanyak $O(N^2)$.

Sedangkan jika menggunakan algoritma FFT untuk menghitung deret yang sama, maka hanya diperlukan operasi sebanyak $O(N \log N)$. Secara umum algoritma tersebut tergantung pada pemfaktoran N . Setiap algoritma FFT, dengan penyesuaian, dapat diterapkan pula untuk menghitung DFT invers.

Secara umum, FFT bekerja dengan menyortir titik N domain waktu sinyal ke domain waktu N sinyal masing-masing terdiri dari satu titik tunggal. Selanjutnya masing masing sinyal dikalkulasi untuk menentukan spektrum frekuensinya. Tahap terakhir adalah mensintesis N spektrum frekuensi menjadi satu spektrum frekuensi.

Algoritma FFT yang paling sering digunakan adalah algoritma Cooley-Tukey. Algoritma dapat dikatakan sebagai Algoritma pembagi. Metode ini telah dipopulerkan oleh J. W. Cooley and J. W. Tukey pada tahun 1965. Pengetahuan yang paling banyak digunakan pada algoritma ini adalah membagi transformasi menjadi dua bagian dengan $N/2$ pada setiap tahapannya, dan karena itu dibatasi untuk power pada ukurannya. Algoritma lain yang ada antara lain FFT radix-2 dan FFT radix-4.



BAB III METODOLOGI

3.1. Waktu dan Tempat

Penelitian ini dilaksanakan di Badan Meteorologi, Klimatologi dan Geofisika (BMKG) Kelas II Tretes pada bulan November 2009 hingga Januari 2010. Data penelitian diambil pada bulan Desember 2009 di wilayah penelitian yaitu komplek Universitas Brawijaya.

3.2 Alat dan Bahan Penelitian

3.2.1 Alat-alat penelitian

Pada penelitian ini, alat yang dipergunakan sebagai berikut:

1. Seperangkat hardware komputer
2. Sistem operasi *Windows XP SP2*
3. Beberapa Software pendukung yaitu Geopsy, Datapro dan Surfer.
4. Seperangkat Seismometer portabel *short period* tipe TDL-303S (3 komponen)
5. GPS (*Global Positioning System*) Portabel

3.2.2 Bahan-bahan penelitian

Pada penelitian ini, data yang digunakan adalah data mikrotremor yang diambil untuk wilayah lokal universitas Brawijaya. Data diambil untuk tiga komponen yaitu NS, EW dan komponen vertikal. Data yang diambil adalah data untuk 13 titik di dalam dan sekitar lingkungan Universitas Brawijaya. Selain itu digunakan pula data data geologi wilayah Jawa Timur dan Malang serta mempertimbangkan data sekunder dari penelitian penelitian mikrotremor yang telah dilakukan.

3.3. Langkah Pelaksanaan Penelitian

Langkah pelaksanaan penelitian dibagi menjadi tiga bagian, yaitu akuisisi data, pengolahan data, dan interpretasi hasil penelitian.

3.3.1. Akuisisi Data.



Gambar 3.1. Peta Lokasi Penelitian

Data yang akan digunakan dalam penelitian diambil langsung di wilayah penelitian. Survei mikrotremor yang dilakukan mengacu kepada aturan-aturan yang ditetapkan oleh SESAME European Research Project (SESAME, 2004). Pengambilan data terbagi atas dua tahap yaitu penentuan titik-titik pengambilan data dan pelaksanaan akuisisi data. Penentuan titik pengambilan data tidak mengikuti aturan tertentu karena dalam metode Nakamura analisis tidak bergantung pada jarak antar titik. Penentuan titik hanya didasarkan pada kemudahan melakukan perekaman mikrotremor. Selain itu, jarak antar titik ditentukan sebesar 200 meter untuk kemudahan pemetaan. Dari survei penentuan titik didapatkan 13 titik yang akan dijadikan tempat pengambilan data (Gambar 3.1).

Akuisisi data primer dilakukan dengan merekam mikrotremor secara langsung di lapangan dengan menggunakan

peralatan seismometer portabel *short period* tipe TDL-303S yang terdiri atas *digitizer*, sensor, laptop, *accumulator* dan peralatan pendukung. Akuisisi dilaksanakan selama 3 hari (18-21 Desember 2009). Titik acuan yang digunakan adalah titik UB 11 (0,0). Koordinat untuk titik ini adalah $07^{\circ}57'37''$ LS dan $112^{\circ}36'01''$ BT. Titik acuan ditentukan hanya untuk kemudahan membuat peta hasil. Pengukuran dilakukan kearah utara dan timur, masing masing sepanjang 800 m. Masing titik dinyatakan dalam (x,y) terhadap titik acuan. Pada setiap titik dilakukan pengukuran mikrotremor selama 30 menit dengan *sampling rate* 100 Hz sehingga untuk masing masing titik akan terdapat 180000 data. Waktu pengukuran dipilih selama 30 menit. Rekomendasi pemilihan waktu ditunjukkan pada tabel 3.1. Pemilihan *sampling rate* sebesar 100 Hz dimaksudkan untuk kemudahan pemrosesan data dan juga merujuk pada penelitian penelitian lain (Nakamura, 2000 , Arai H et all, 2000, Tuladhar et all, 2004) yang kebanyakan menggunakan 100 Hz sebagai *sampling rate*.

Proses pengambilan data dilakukan dengan merekam mikrotremor secara langsung. Semua alat dihubungkan dan dikontrol dengan menggunakan komputer portable. Pada setiap pengambilan data, data rekaman langsung disimpan kedalam komputer dalam bentuk format hexadesimal.

Tabel 3.1. Rekomendasi Waktu Perekaman

f_0 [Hz]	Minimum value for t_w [s]	Minimum number of significant cycles (n_c)	Minimum number of windows	Minimum useful signal duration [s]	Recommended minimum record duration [min]
0.2	50	200	10	1000	30'
0.5	20	200	10	400	20'
1	10	200	10	200	10'
2	5	200	10	100	5'
5	5	200	10	40	3'
10	5	200	10	20	2'

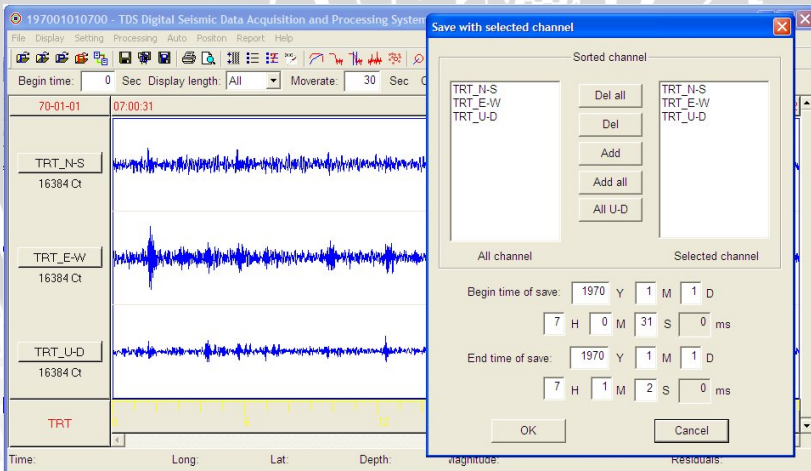
Dalam pengambilan data, peletakan sensor tidak mempertimbangkan lokasi, dapat diambil pada tempat berumput maupun aspal karena keduanya tidak mempengaruhi nilai rasio H/V. Hal yang perlu diperhatikan adalah sensor tidak boleh diletakkan di atas bangunan bawah tanah seperti adanya pipa atau gedung bawah tanah dan juga

tidak boleh terlalu dekat dengan bangunan dan juga pepohonan (SESAME, 2004).

Cuaca, kecepatan angin serta suhu udara merupakan faktor yang harus dipertimbangkan karena memiliki pengaruh yang signifikan terhadap hasil perekaman. Sangat direkomendasikan untuk tidak melakukan pengukuran pada saat hujan deras atau kondisi angin yang sangat besar. Pada penelitian ini, pengambilan data secara rata rata dilakukan pada cuaca cerah serta kecepatan angin yang kecil.

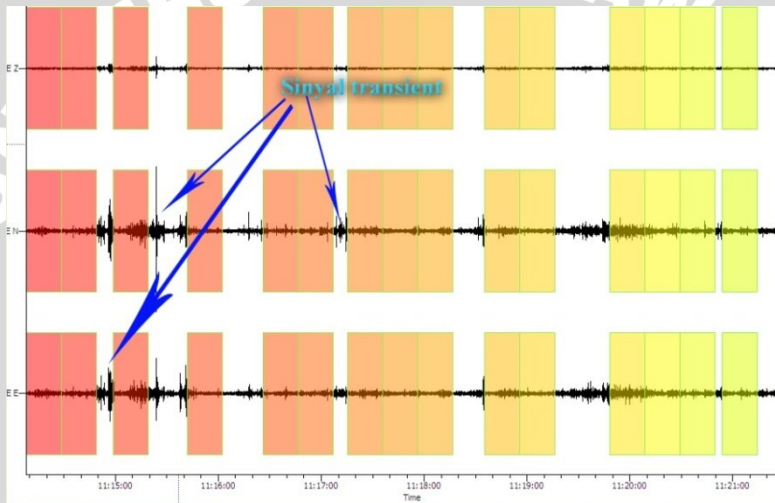
3.3.2. Pengolahan Data

Data hasil pengukuran lapangan merupakan mentah (*raw data*) data getaran tanah dalam fungsi waktu. Data tersusun atas tiga komponen, yaitu komponen vertikal (*up and down*), horizontal (*North-East*), dan horizontal (*East-West*). Data yang didapatkan ini tidak dapat langsung diproses karena masih berformat *hexadecimal*. Data tersebut diolah terlebih dahulu menggunakan software DATAPRO untuk mengubah format menjadi ASCII. Langkah pertama adalah buka *raw data* yang kita dapat kemudian kita simpan lagi dengan *save as ASC* (Gambar 3.2).



Gambar 3.2. Proses Pengubahan Format Data Menjadi File ASCII

Proses ini akan menghasilkan empat file, yaitu file vertikal, horizontal (utara-selatan), horizontal (barat-timur), dan file *header*. Data dalam format ASCII juga belum dapat diolah langsung melainkan harus diubah ke dalam format SAF (Sesame ASCII Format). Format SAF dibuat dengan merujuk pada standar SESAME yang ada pada manual SESAME HV *manual guide* (2004). Pengubahannya dilakukan secara manual dengan bantuan software excel atau Surfer.



Gambar 3.3. Proses Pemilihan *Windows*

Data dalam format SAF kemudian diolah dengan menggunakan software GEOPSY. Pada saat pengolahan menggunakan software GEOPSY, data dibagi dalam beberapa jendela (*window*) (gambar 3.3). Untuk data yang cukup besar dapat dilakukan pemilahan *window* secara otomatis yang disediakan oleh software. Pemilihan *window* adalah proses pemilahan antara sinyal tremor dan *event transient* (sumber spesifik seperti langkah kaki dan kendaraan lewat). Fungsi dari proses ini adalah untuk menghindari pengolahan *transient* dalam analisis. Pendeteksian sinyal *transient* adalah dengan membandingkan *short term average* (STA) dan *long term average* (LTA) dan juga menggunakan logaritma *anti*

triggering. STA merupakan nilai rata-rata amplitude jangka pendek (0.5-2.0 detik), sedangkan LTA merupakan merupakan nilai rata-rata amplitude jangka panjang (>10 detik). Ketika perbandingan STA/LTA melebihi ambang batas yang sudah ditentukan, maka dapat disebut sebagai "event".

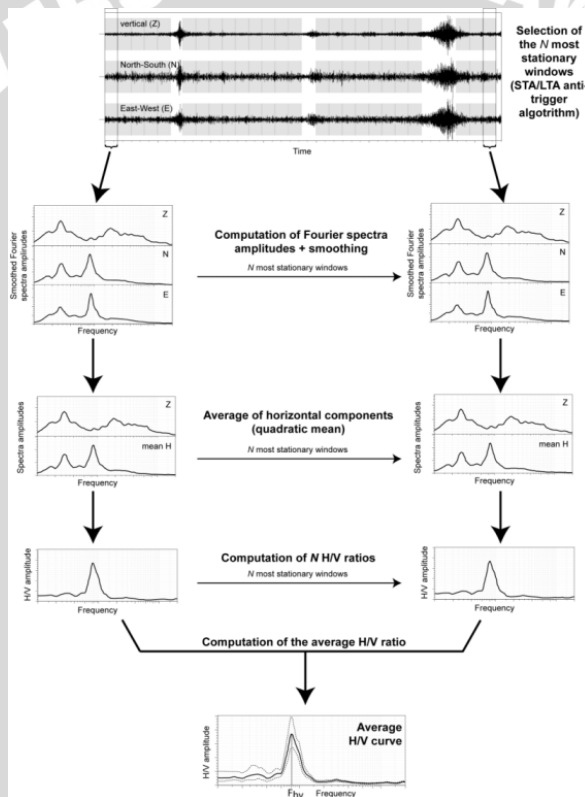
Setelah *transient* terdeteksi maka data selain *transient* dibagi dalam beberapa *window*. Panjang *window* yang digunakan pada penelitian adalah 20,48 s atau 2048 data. Hal ini untuk memenuhi kriteria reliabilitas pemrosesan menggunakan FFT. Walaupun demikian, berdasarkan manual GEOPSY, panjang *window* dapat ditentukan dengan sembarang nilai (namun tetap memperhatikan nilai minimum rekomendasi SESAME *project*) karena pada prosesnya, software ini menggunakan algoritma yang dikembangkan oleh Matteo Frigo and Steven G. Johnson yang dikenal dengan FFTW (*Fastest Fourier Transform in the West*). Berdasarkan SESAME European Research Project, disarankan pada penentuan panjang *window* memiliki minimal persyaratan $l_w = 10 / f_0$, dalam hal ini l_w adalah panjang *window* dan f_0 adalah frekuensi dominan. Untuk mendapatkan frekuensi hingga 0,5 Hz maka panjang *window* haruslah lebih dari 20 detik. Dalam penelitian ini dilakukan pemilihan *window* secara otomatis karena besarnya data. SLA yang dipilih adalah 2 detik dengan LTA sebesar 30 s mengikuti rekomendasi SESAME *project*.

Langkah selanjutnya adalah pemrosesan yang tersusun atas proses FFT (*fast fourier transform*) yang melibatkan proses *smoothing*. Proses *smoothing* dilakukan dengan menggunakan algoritma Konno dan Omachi (1998) dengan koefisien *bandwith* b sebesar 40. Selain itu juga dilakukan proses *cosine taper* untuk meminimalisasi efek *border* atau batas akibat proses pemilihan *window*. Algoritma Konno-Omachi dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$\frac{\sin((\log \frac{f}{f_c} - b))}{((\log \frac{f}{f_c} - b))}$$

- dimana f = frekuensi
- f_c = frekuensi sentral dimana *smoothing* dilakukan
- b = *bandwidth coefficient* (3.1)

Untuk mendapatkan rasio spektral dari komponen horizontal dan vertikal maka dua komponen horizontal harus dijadikan satu nilai dengan menggunakan rata-rata kuadrat sebelum dibagi dengan komponen horizontal (Gambar 3.4). Proses ini dilakukan untuk setiap *window* yang dipilih. Nilai rasio spektrum H/V didapatkan dari rata rata rasio H/V dari semua *window* yang terpilih. Untuk mendapatkan nilai standar deviasi yang rendah maka nilai H/V yang baik harus bernilai lebih dari 0,4 karena nilai dibawah tersebut akan memiliki standar deviasi yang sangat tinggi (Koller et al, 2004).



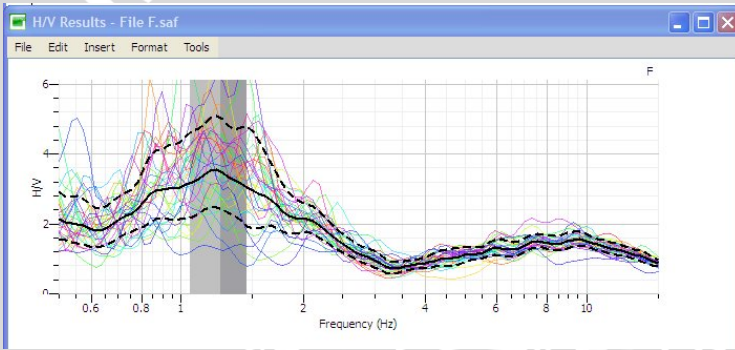
Gambar 3.4. Langkah langkah penentuan spektrum H/V

Hasil akhir dari pengolahan data berupa spektrum rasio H/V (Gambar 3.5). Dari spektrum ini dapat ditentukan nilai frekuensi

dominan (f_0) dan puncak spektrum rasio H/V (A) di lokasi pengukuran mikrotremor. Berdasarkan hubungan $T=1/f_0$ maka kita akan mendapatkan nilai periode dominan di lokasi pengukuran.

Untuk menilai reliabilitas spektrum H/V maka menurut rekomendasi SESAME, hasil yang didapatkan harus memenuhi syarat yaitu:

- $f_0 > 10 / l_w$. Frekuensi dominan yang terpilih haruslah lebih besar daripada nilai 10 dibagi panjang *window*.
- Nilai *significant cycles* harus lebih besar dari pada 200 artinya nilai dari $n_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0$ harus lebih besar daripada 200.



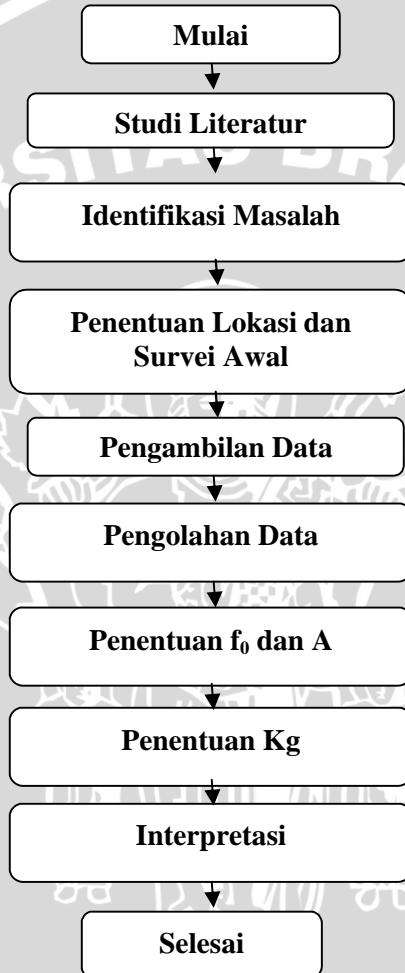
Gambar 3.5. Rasio H/V

Dalam software GEOPSY reliabilitas spektrum H/V dapat diketahui melalui adanya grid merah pada spektrum. Jika nilai f_0 berada dalam grid merah maka spektrum tidak memenuhi standar reliabilitas. Langkah umum proses mendapatkan spektrum H/V ditunjukkan oleh gambar 3.4.

3.3.3. Interpretasi data.

Nilai rasio spektrum H/V(HVSR) yang didapatkan akan digunakan untuk membuat peta kontur yang menunjukkan nilai puncak HVSR dan juga frekuensi predominan (f_0). Nilai ini akan dibandingkan dengan hasil hasil terdahulu dan juga standar SESAME untuk mengetahui tingkat bahaya kerusakan akibat

gempabumi yang terjadi. Data geologi tidak terlalu diperhatikan dalam penelitian ini dikarenakan studi geologi untuk wilayah penelitian belum dilakukan untuk tingkat yang detail. Secara garis besar, proses keseluruhan penelitian ditunjukkan oleh Gambar 3.6.



Gambar 3.5. Diagram alir penelitian

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

(halaman ini sengaja dikosongkan)



BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1. Seismisitas dan Geologi Wilayah Penelitian

Wilayah penelitian secara administratif masuk kedalam wilayah Kota Malang. Kota Malang memiliki luas wilayah 110 km² dengan penduduk sekitar 728.000 (Anonymous,2009).. Kepadatan penduduk mencapai 7.100 jiwa per kilometer persegi dengan tingkat pertumbuhan 3.9 % per tahun sehingga menempati urutan ke 17 dalam daftar kota di Indonesia berdasarkan kepadatan penduduknya. Selain itu kota Malang juga memiliki tingkat kepadatan bangunan yang cukup tinggi (Anonymous,2009).

Daerah Malang merupakan daerah yang masuk dalam jalur pertemuan lempeng Eurasia dengan lempeng Indo-Australia. Pertemuan lempeng itu berada di 200 km arah selatan bibir pantai, termasuk pantai selatan Malang. Berdasar catatan Stasiun Geofisika Karangates, pada 19 Februari 1967 Malang pernah mengalami gempa paling merusak di daerah Dampit dan Gondang Legi. Di daerah Dampit, terdapat 1539 bangunan rusak, 14 korban meninggal, dan 72 luka-luka. Adapun di Gondanglegi, 119 bangunan roboh, 402 bangunan retak, 9 korban meninggal dunia, dan 49 korban luka-luka. Intensitas gempa tercatat 8-9 MMI dengan pusat gempa di 8,5 Lintang Selatan dan 113,5 Bujur Timur, atau di 80 km bawah permukaan laut selatan Malang. Selain itu, menurut katalog hasil proyek mitigasi dan bencana gempabumi oleh SEASEE (*Southeast Asia Association of Seismology and Earthquake Engineering*) pada 20 Oktober 1958, Malang diguncang gempabumi dengan magnitude 6,7 skala Richter dan skala VII-VIII MMI. Korban tercatat sebanyak 8 orang. Wilayah kota Malang merupakan wilayah dengan tingkat kegempaan yang cukup tinggi. Menurut BMKG, sejak januari 2009 tercatat lebih dari 200 gempabumi terjadi di wilayah Malang (Anonymous, 2009). Dari fakta diatas dan dengan didukung adanya kemungkinan periode ulang gempabumi maka potensi terjadinya gempabumi merusak masih cukup besar.

Geologi wilayah penelitian menunjukkan bahwa daerah penelitian didominasi oleh *tuf* batuapung, *tuf* breksi, *tuf* pasir, *tuf* halus dan *tuf* lapili. Wilayah penelitian terletak di dataran tinggi

dengan ketinggian rata rata sekitar 500 mdpl. Pada wilayah penelitian ditemukan sungai brantas yang melewati daerah timur laut wilayah penelitian.

4.2. Pembahasan

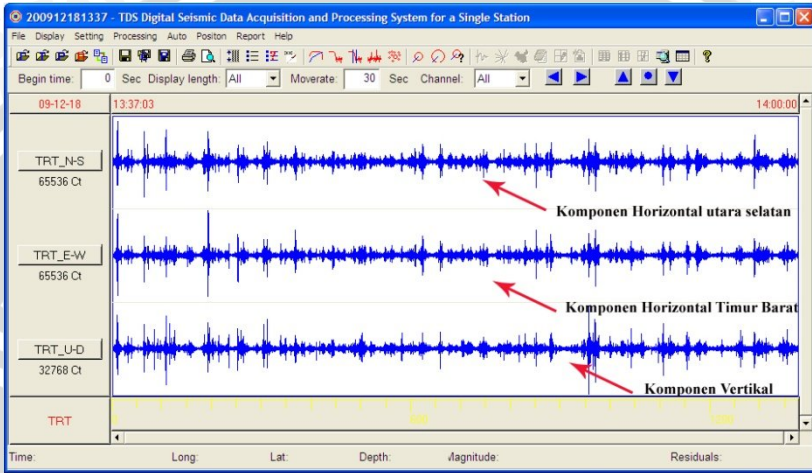
Pada bagian ini akan dibahas hasil penelitian mikrotremor wilayah Universitas Brawijaya yang berupa analisis HVSR untuk mengetahui nilai puncak HVSR (A) dan frekuensi dominan (f_0) sehingga dapat diketahui nilai kerentanan seismik (K_g).

Tabel 4.1. Data Perekaman Mikrotremor Berdasarkan Waktu

No	Nama	(x,y)	h(m)	Mulai	Akhir
1	UB 9	800,800	519	07:48:44	08:19:54
2	UB 6	200,600	518	09:33:52	10:07:12
3	UB 5	200,400	517	10:17:09	10:50:29
4	UB 4	200,200	513	11:14:08	11:47:28
5	UB 1	600,400	514	12:14:02	12:47:22
6	UB 2	600,200	511	13:04:44	13:38:04
7	UB 7	400,600	517	15:33:18	16:06:38
8	UB 3	400,200	514	16:32:11	17:05:31
9	UB 8	600,600	514	17:15:09	17:48:29
10	UB 12	800,0	517	18:55:09	19:28:29
11	UB 11	0,0	512	20:03:26	20:36:46
12	UB 10	0,800	515	21:07:00	21:40:20
13	Pusat	400,400	516	08:17:54	08:51:14

Dari data 13 titik (Tabel 4.1.) yang telah diambil, didapatkan data mentah yang berupa rekaman tremor yang bercampur dengan gelombang tambahan atau *transient*. Walaupun perekamannya sama dengan perekaman data untuk analisis kegempaan, namun perekaman mikrotremor tidak perlu menunggu adanya *event* gempabumi. Perekaman dapat dilakukan sewaktu waktu karena tidak bergantung terhadap waktu. Data tersusun atas tiga komponen, yaitu horizontal utara selatan, horizontal timur barat dan vertikal (Gambar 4.1), namun tersimpan dalam satu file dalam format *hexadesimal*. Data ini kemudian diolah menggunakan

software DATAPRO untuk menjadikannya dalam format ASCII. File yang dihasilkan berjumlah empat file terpisah yang tersusun atas ketiga komponen dan file header yang memuat informasi perekaman mikrotremor.



Gambar 4.1. Tiga Komponen Rekaman Data Mikrotremor

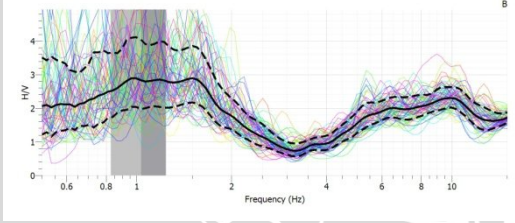
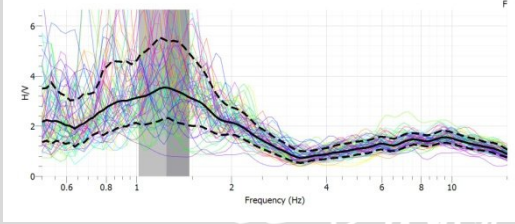
Untuk dapat diolah menggunakan software GEOPSY, data ini kemudian digabung dalam satu file berformat SAF berdasarkan standar SESAME. File dalam format SAF memuat informasi waktu perekaman, banyaknya data, informasi jenis perekam dan data pendukung lainnya. Format inilah yang akan diolah dengan software GEOPSY untuk mengetahui nilai HVSr. Dari hasil pengolahan data 13 titik didapatkan spektrum untuk masing masing titik. Spektrum ini dianalisa untuk mendapatkan nilai puncak HVSr (A) dan frekuensi dominan (f_0) masing masing titik.

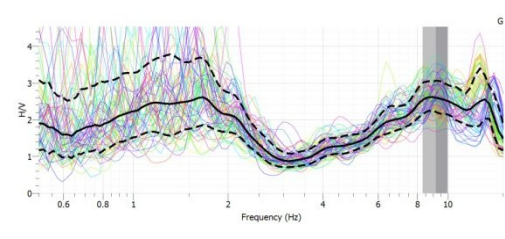
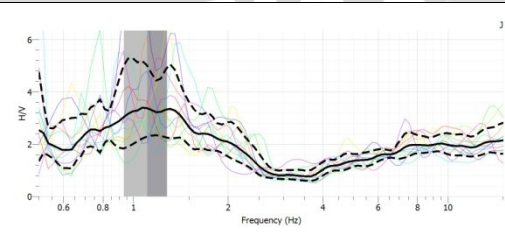
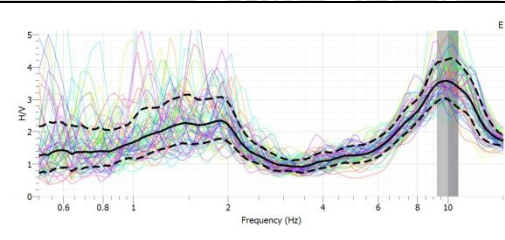
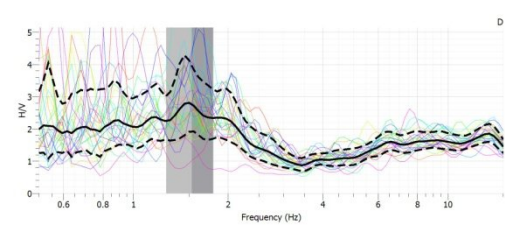
4.2.1. Analisis Karakteristik Spektrum HVSr

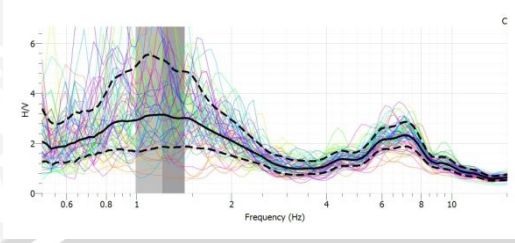
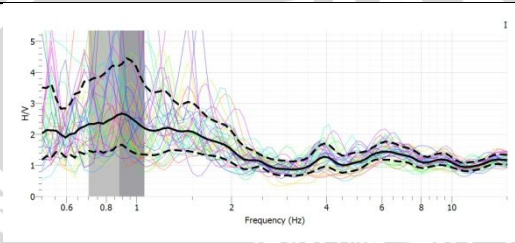
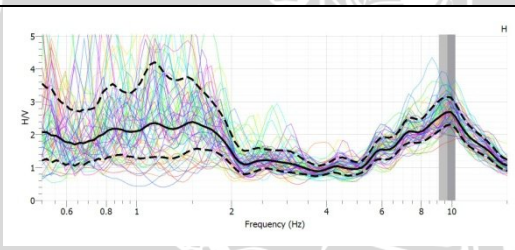
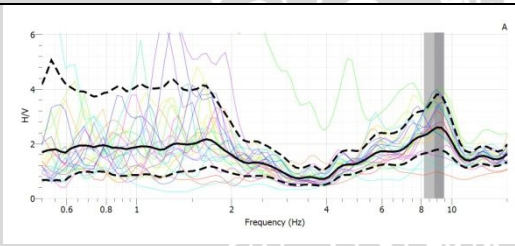
Spektrum HVSr yang dihasilkan melalui GEOPSY dapat langsung dianalisa dan diketahui besar nilai A dan f_0 untuk masing masing titik. Tabel 4.2. menunjukkan spektrum HVSr hasil pengolahan menggunakan GEOPSY. Garis putus putus paling atas

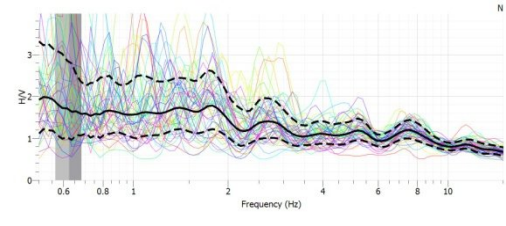
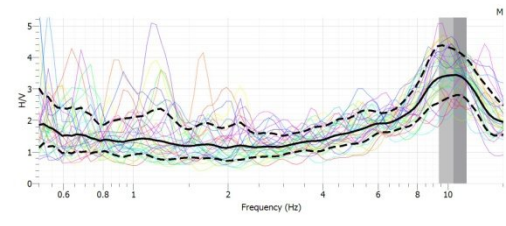
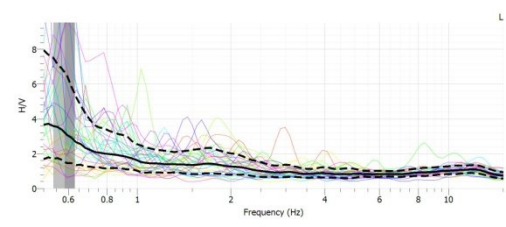
dan bawah merupakan standar deviasi untuk semua nilai rasio spektrum yang dihasilkan. Garis tanpa putus yang berada di tengah merupakan nilai rata-rata yang dihasilkan oleh analisis FFT dari seluruh nilai rasio H/V. Sedangkan garis berwarna warni merupakan kurva H/V dari masing masing *window*. Dari analisis yang dilakukan, secara umum nilai frekuensi dominan (f_0) untuk wilayah Brawijaya berkisar antara 0,51 sampai 10,6 Hz. Sedangkan nilai puncak H/VS (A) adalah antara 1,98 hingga 3,72. Secara keseluruhan, bentuk spektrum H/V memberikan puncak yang jelas kecuali untuk titik UB 5, UB 10 dan UB 12. Nilai puncak H/BSR terjelas tampak pada titik UB 4, UB 8 dan UB 11.

Table 4.2. Spektrum H/V Masing Masing Titik Penelitian

No	Spektrum H/VS	Analisis H/VS
Pusat		<i>Windows:</i> 79 f_0 : 0,994 A: 2,899
UB 1		<i>Windows:</i> 75 f_0 : 1,222 A: 3,550

<p>UB 2</p>	 <p style="text-align: right;">G</p>	<p><i>Windows: 68</i> f_0: 8,960 A: 2,620</p>
<p>UB 3</p>	 <p style="text-align: right;">J</p>	<p><i>Windows: 12</i> f_0: 1,065 A: 3,285</p>
<p>UB 4</p>	 <p style="text-align: right;">E</p>	<p><i>Windows: 67</i> f_0: 9,932 A: 3,580</p>
<p>UB 5</p>	 <p style="text-align: right;">D</p>	<p><i>Windows: 27</i> f_0: 1,501 A: 2,810</p>

<p>UB 6</p>		<p><i>Windows: 71</i> f_0: 1,222 A: 3,155</p>
<p>UB 7</p>		<p><i>Windows: 39</i> f_0: 0,897 A: 2,673</p>
<p>UB 8</p>		<p><i>Windows: 68</i> f_0: 9,932 A: 2,692</p>
<p>UB 9</p>		<p><i>Windows: 26</i> f_0: 8,960 A: 2,607</p>

UB 10		<i>Windows: 53</i> $f_0: 0,517$ $A: 1,986$
UB 11		<i>Windows: 33</i> $f_0: 10,639$ $A: 3,440$
UB 12		<i>Windows: 35</i> $f_0: 0,517$ $A: 3,717$

Dari analisis reliabilitas diketahui bahwa untuk seluruh titik pengukuran, data analisis yang didapatkan memenuhi kriteria reliable (lampiran 1). Keseluruhan data memenuhi persyaratan frekuensi dominan lebih besar dari nilai 10 dibagi panjang *window*. Dalam hal ini nilai panjang *window* adalah 20,48 s. selain itu keseluruhan data memenuhi kriteria nilai *significan cycle* lebih dari 200 serta frekuensi dominan yang didapat melebihi nilai 0,4 Hz yang berarti standar deviasinya memenuhi standar. Hal ini ditunjukkan juga dengan tidak adanya frekuensi dominan yang berada pada zona grid merah.

4.2.2. Agihan Nilai Frekuensi Dominan (f_0)

Dari analisis spektrum H/V pada wilayah penelitian diketahui bahwa rata rata wilayah Universitas Brawijaya memiliki

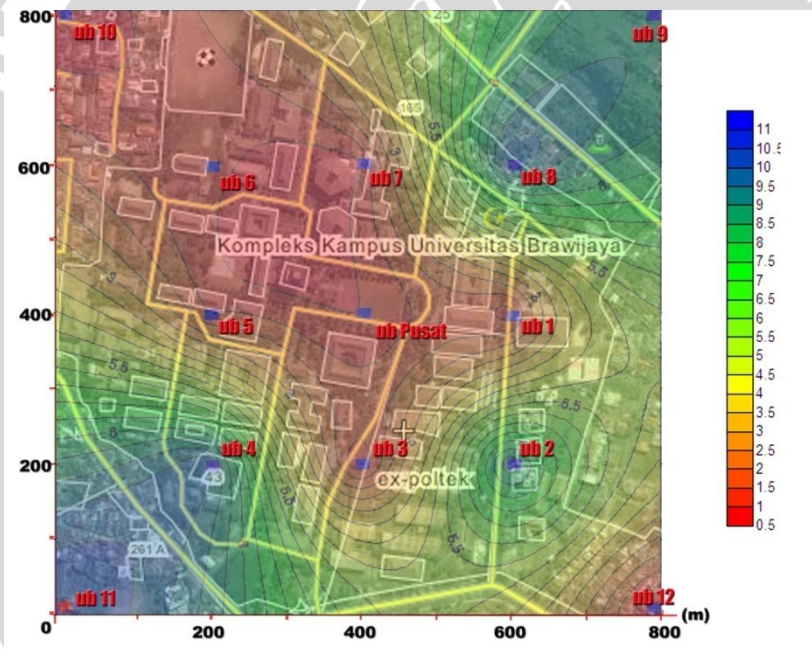
nilai frekuensi dominan yang rendah. Nilai f_o tinggi ditemui pada bagian timur laut dan barat daya serta sedikit di wilayah UB 2. Sedangkan wilayah yang membentang dari barat laut hingga ke tenggara memiliki nilai frekuensi dominan yang relatif lebih rendah. Nilai f_o terendah ditemukan pada daerah UB 7 dan UB 10 yang merupakan daerah Fakultas Hukum dan wilayah pemukiman penduduk Ketawanggede. Nilai f_o untuk hampir seluruh kawasan kampus adalah rendah, namun untuk daerah Fakultas Pertanian, Koperasi Mahasiswa dan kawasan *Guess House* memiliki f_o yang relatif sedikit lebih tinggi. Peta kontur frekuensi dominan untuk wilayah Universitas Brawijaya ditunjukkan oleh gambar 4.2.

Jika kita mengklasifikasikan distribusi frekuensi dominan untuk wilayah penelitian menurut klasifikasi yang diusulkan oleh Moghaddas et al (2002) maka kita akan mendapatkan hasil bahwa untuk wilayah penelitian, frekuensi yang dihasilkan berada pada dua zona klasifikasi yaitu zona I dan zona III (Tabel 4.3). Zona I berada pada daerah rektorat dan memanjang ke arah barat laut hingga daerah pemukiman Ketawanggede dan sedikit daerah di sekitar Penanggungan (Kawasan Matos). Sedangkan zona III berada pada daerah sekitar *Guess House* dan daerah di sekitar sungai Brantas serta daerah pojok Barat Daya Kawasan Universitas (Fakultas Pertanian dan berlanjut ke arah kawasan pemukiman Sumber Sari).

Tabel 4.3. Zona Frekuensi Dominan

NO	Zone	f_o (Hz)	Sites
1	I	0-2,5	Pusat, UB 1, UB 3, UB 5, UB 6, UB 7, UB 10 dan UB 12
2	IIa	2,5-5	-
3	IIb	5-7,5	-
4	III	>7,5	UB 2, UB 4, UB 8, UB 9 dan UB 11

Nilai frekuensi dominan (f_0) merupakan parameter yang akan sangat berguna dalam perencanaan dan pembangunan bangunan tahan gempa bumi. Nilai f_0 yang dimiliki struktur bangunan harus diestimasi agar tidak memiliki kesamaan dengan nilai f_0 yang dimiliki tanah karena akan mengalami resonansi saat terjadi gempa bumi dan menyebabkan peningkatan getaran akibat gempa bumi. Oleh karenanya dalam pembangunan di wilayah Brawijaya diharapkan memperhatikan nilai frekuensi dominan sehingga kerusakan akibat bencana gempa bumi dapat dicegah. Selain itu, nilai frekuensi dominan yang sangat rendah akan memiliki kerentanan terhadap getaran gelombang gempa bumi periode panjang yang memberikan ancaman terhadap gedung bertingkat tinggi (Tuladhar et al., 2004).

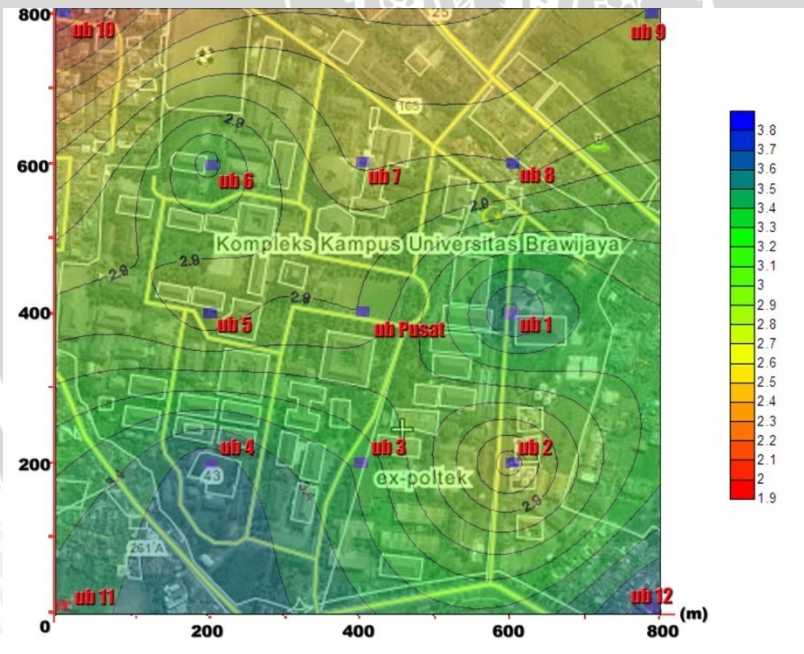


Gambar 4.2. Peta Frekuensi Dominan (Hz)

4.2.3. Distribusi Nilai Puncak Rasio Spektrum HVSR

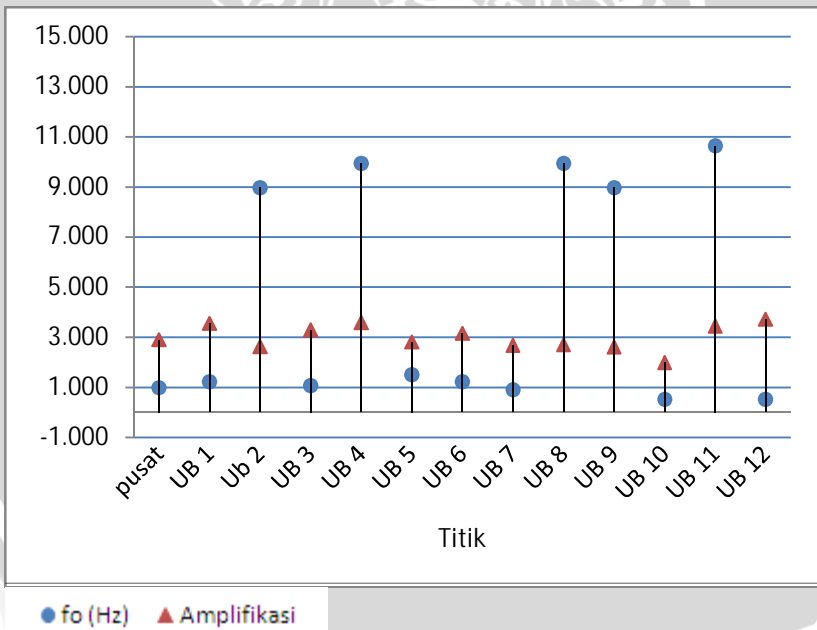
Nilai puncak rasio pada wilayah penelitian berkisar antara 1,9 hingga 3,7 yang berarti memiliki nilai yang cukup rendah. Hampir seluruh wilayah penelitian memiliki nilai A yang berkisar antara 3-4, hanya pada wilayah pemukiman ketawanggede yang memiliki nilai faktor Amplifikasi atau puncak HVSR yang rendah (Gambar 4.3).

Nilai puncak rasio HVSR dapat digunakan dalam pengkajian bahaya gempa bumi namun hingga saat ini masih terdapat banyak pro dan kontra. Menurut Bard (1999) menyatakan bahwa nilai puncak HVSR hanya memberikan amplifikasi tingkat rendah terhadap getaran gempa bumi. Namun peneliti lainnya seperti Mucciarelli et al. (1998), Nakamura et al. (2000) dan Cara et al. (2006) memberikan bukti adanya korelasi yang jelas antara nilai puncak HVSR dengan kerusakan yang ditimbulkan gempa bumi.



Gambar 4.3. Peta Distribusi Nilai Puncak HVSR

Dari penelitian Daryono (2009) di daerah Bantul Yogyakarta memperlihatkan bahwa kerusakan diatas 30% terjadi pada kawasan dengan nilai A diatas 3 hingga 7. Namun distribusi keruskan terbanyak terdapat pada wilayah dengan A antara 5-6. Mempertimbangkan hal tersebut dan juga bahwa kerusakan tinggi akan terjadi pada zona frekuensi dominan yang rendah dengan puncak spektrum HVSR yang tinggi, maka dapat kita katakan bahwa untuk wilayah penelitian Universitas Brawijaya daerah yang relatif memiliki tingkat bahaya lebih tinggi ditemukan pada daerah UB 1, Ub 6 dan Ub 12 yang merupakan daerah Samanta Krida, gedung biomol, dan daerah sekitar Matos. Pada daerah ini nilai frekuensi dominan rendah sedangkan amplifikasi atau puncak HVSR bernilai diatas 3 (Gambar 4.4). Hal ini menunjukkan bahwa jika pada kawasan tersebut pembangunan gedung atau infrastruktur lainnya tidak memperhatikan standar tahan gempa bumi maka tingkat kerusakan yang terjadi saat gempa bumi akan semakin tinggi.



Gambar 4.4. Grafik Hubungan f_o dan Puncak HVSR

4.2.4. Indeks Kerentanan Seismik

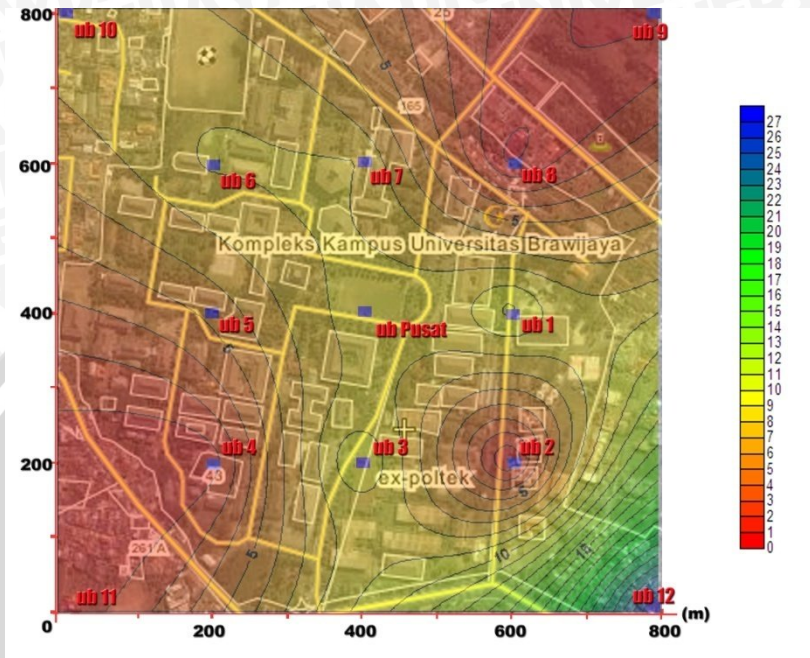
Indeks kerentanan seismik (K_g) merupakan indeks yang menunjukkan tingkat kerentanan suatu lapisan tanah mengalami deformasi. Oleh karenanya indeks ini berguna untuk pendeteksian daerah yang merupakan zona lemah (*unconsolidated sediment*) pada saat terjadinya gempa bumi. Beberapa penelitian seperti Daryono (2009) dan Nakamura (2000) menunjukkan adanya korelasi yang baik antara indeks kerentanan seismik (K_g) dan distribusi kerusakan akibat bencana Gempabumi.

Indeks ini didapatkan dari pengkuadratan nilai puncak HVSR dibagi dengan nilai frekuensi dominan. Dari beberapa peristiwa gempa bumi merusak, Nakamura (2000) menunjukkan bahwa daerah yang seringkali terkena kerusakan besar akibat gempa bumi memiliki nilai K_g antara 20-100 sedangkan untuk daerah yang tidak mengalami kerusakan sama sekali berada pada daerah dengan K_g 0,5 hingga 5. Sedangkan Daryono (2009) menunjukkan bahwa wilayah yang terkena kerusakan besar akibat gempa bumi Yogyakarta (2006) memiliki nilai K_g diatas 6. Untuk wilayah penelitian nilai K_g ditunjukkan oleh Tabel 4.4. terlihat bahwa secara umum nilai indeks berkisar antara 0,2 hingga 10. Namun pada titik UB 12 nilai K_g yang jauh lebih tinggi yaitu 26. Dapat dikatakan bahwa secara umum daerah Universitas Brawijaya memiliki nilai K_g yang menengah (berada di nilai antara 6-20) yang memungkinkan terjadinya kerusakan akibat gempa bumi. Sedangkan daerah sekitar (UB 9, UB 8, UB 4 dan UB 11) memiliki K_g yang rendah. Hanya pada wilayah sekitar Matos memiliki nilai K_g yang tinggi yang berarti daerah ini akan memiliki kerentanan deformasi yang paling tinggi. Untuk lebih memastikan hal tersebut harus dilakukan penelitian lain tentang percepatan gelombang pada basemen. Indeks kerentanan seismik disarankan oleh Nakamura (2008) digunakan dengan percepatan basemen untuk menghitung nilai regangan geser (*shear strain* - γ) lapisan tanah permukaan. Gempabumi merusak akan terjadi bila batas regangan geser terlampaui akibat deformasi lapisan tanah permukaan. Tanah bersifat plastis pada $\gamma = 1000 \times 10^{-6}$, sedangkan pada $\gamma > 10.000 \times 10^{-6}$, tanah mengalami deformasi

Tabel 4.4. Nilai Indeks Kerentanan Seismik

Titik	A	Fo (Hz)	Kg
pusat	0,994	2,899	8,456
UB 1	1,222	3,550	10,320
Ub 2	8,960	2,620	0,766
UB 3	1,065	3,285	10,135
UB 4	9,932	3,580	1,290
UB 5	1,501	2,810	5,260
UB 6	1,222	3,155	8,149
UB 7	0,897	2,673	7,971
UB 8	9,932	2,692	0,730
UB 9	8,960	2,607	0,759
UB 10	0,517	1,986	7,620
UB 11	10,639	3,440	1,112
UB 12	0,517	3,717	26,699

Jika kita perhatikan, dari peta kontur indeks kerentanan seismik (Kg) pada Gambar 4.5 dan hasil analisis frekuensi dominan dan nilai puncak HVSR terlihat bahwa daerah sekitar Matos (Penanggung) merupakan daerah yang memiliki frekuensi dominan rendah, nilai amplifikasi yang cukup tinggi serta nilai indeks kerentanan seismik yang tinggi. Hal tersebut menunjukkan bahwa daerah tersebut merupakan daerah yang memiliki potensi bahaya paling tinggi dibandingkan dengan yang lain sehingga pembangunan pada daerah ini benar benar harus mengikuti standar bangunan tahan gempa.



Gambar 4.5. Peta Distribusi Indeks Kerentanan Seismik

BAB V KESIMPULAN DAN SARAN

5.1. Kesimpulan.

Berdasarkan hasil penelitian yang telah dilakukan, dapat diuraikan beberapa kesimpulan sebagai berikut:

- a. Nilai frekuensi dominan untuk wilayah Universitas brawijaya dan sekitarnya adalah antara 0,5 sampai 10,6 Hz dengan rata-rata berada di bawah 2 Hz. Nilai puncak HVSR atau amplifikasi berkisar antara 1,9 hingga 3,7.
- b. Dari pertimbangan antara f_0 dan A memperlihatkan bahwa potensi kerusakan akibat gempa bumi adalah cukup rendah. Hal ini berkesesuaian dengan nilai indeks kerentanan seismik K_g yang berkisar antara 0,5 hingga 10. Dari analisis ketiga parameter ditemukan potensi yang paling tinggi pada sekitar wilayah titik UB 12 (800,0) .

5.2. Saran

Sebaiknya penelitian dilakukan dengan wilayah yang lebih besar sehingga peta mikrozonasi seismik akan lebih baik. Data geologi pendukung harus lebih detail sehingga korelasi antara hasil analisis spektrum dan kondisi geologi dapat dilakukan. Selain itu dalam penentuan tingkat bahaya gempa bumi perlu dipertimbangkan nilai regangan geser (*shear strain* - γ) lapisan tanah permukaan serta nilai percepatan gelombang pada *basement*.

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

(halaman ini sengaja dikosongkan)



DAFTAR PUSTAKA

- Anonymous. [http:// http://www.pemkot-malang.go.id/sekilas.php](http://www.pemkot-malang.go.id/sekilas.php). Diakses 26 Desember 2009
- Anonymous. http://en.wikipedia.org/wiki/Seismic_wave. Diakses tanggal 11 Oktober 2009.
- Anonymous. [http://id.wikipedia.org/wiki/Daftar_kota_diIndonesia a menurut kepadatan penduduk](http://id.wikipedia.org/wiki/Daftar_kota_diIndonesia_a_menurut_kepadatan_penduduk). Diakses tanggal 29 Oktober 2009.
- Anonymous. [http :// regional. kompas.com/read/2009/10/01/19392756/malang.waspadai.gempa.bumi](http://regional.kompas.com/read/2009/10/01/19392756/malang.waspadai.gempa.bumi). Diakses tanggal 29 Oktober 2009.
- Anonymous. [http://en.wikipedia.org/wiki/ Seismic Microzonation](http://en.wikipedia.org/wiki/Seismic_Microzonation). Diakses tanggal 30 Oktober 2009.
- Arai H et all. 2000. **Estimation Of Ground Motion Characteristics And Damage Distribution In Golcuk, Turkey, Based On Microtremor Measurements**. Earthquake Disaster Mitigation Research Center (EDM), The Institute of Physical and Chemical Research (RIKEN)
- Bard , P.Y.1999. **Microtremor measurement: a tool for site estimates?**. States of the art paper, second International Symposium on the Effect of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, December 1-3, 1998, pp. 1252-1279.
- Bell, F. G. 2007. **Engineering Geology Second Edition**. Oxford, Butterworth-Heinemann.
- Brigham, E Oran. 1988. **Fast Fourier Transform and Its Application**. Prentice Hall. New Jersey.

Borcherdt, R.D. 1970. **Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay**, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 29-61.

Cara F., Cultrera, G., Azzara, M., Rubeis, V.D., Giudino, G.D., Giammarinaro, M.S., Tosi, P., Vallone, P. and Rovelli, A. 2006. **Microtremor Measurement in the City of Palermo, Italy: Analysis of the Correlation with Local Geology and Damage**, BSSA, Instituto di Geofisica Volcanologia, Via di Vigna Murata, Rome, Italy.

Daryono dkk. 2009. **Efek Tapak Lokal (Local Site effect) di Graben Bantul Berdasarkan Pengukuran Mikrotremor**. International Conference Earth Science and Technology. Yogyakarta.

Elnashai, Amr and Di Sarno, Luigi. 2008. **Fundamentals of Earthquake Engineering**. West Sussex. Wiley & Sons, Ltd.

Kanai, K. and Tanaka T. 1961. “*On Microtremor VIII*”, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo University, Vol.39, pp.97-114.

Konno, K. and Ohmachi, T. 1998. **Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor.**, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 88, N. 1, 228-241.

Mirzaoglu, Mete. 2003. **Application of microtremors to Seismic microzoning procedure**. The Ministry of Public Works and Settlement General Directorate of Disaster Affairs Earthquake Research Department, Ankara, TURKEY

Nakamura. 1989. Nakamura, Y., 1989, **A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using**

microtremor on the ground surface. Q.R. of R.T.I. 30-1, p. 25-33.

- Nakamura, Y. 2008. **Clear Identification Of Fundamental Idea Of Nakamura's Technique And Its Applications.** World Conference of Earthquake Engineering.
- Nakamura, Y, 2000. **Local Site Effect Of Kobe Based On Microtremor Measurement.** Proceedings of the Sixth International Conference on Seismic Zonation (6ISZ) EERI, November 12-15, 2000/ Palm Springs. California
- Naryanto,H.S. dkk. 2009. **Indonesia Diantara Berkah dan Musibah,** Kementerian RISTEK. Jakarta.
- Mucciarelli, M., Valensise, G., Gallipoli, M.R. and Caputo, R. 1999. **Reappraisal of A XVI Century Earthquake Combining Historical, Geological and Instrumental Information,** Proceedings of Workshop of E.S.C. Sub-Commision on Historical Seismology, Macerata, Italy.
- Rogers, J. J. W. and J. A. S. Adams. 1966. **Fundamentals of Geology.** New York and London, Harper and Row.
- Rosset P et al.2002, **Site Effect Assessment At Small Scales In Urban Areas: A Tool For Preparedness And Mitigation.** McHill University, Canada
- SESAME. 2004. **Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements, Processing and Interpretation,** European Commission – Research General Directorate.

- Stein, S. and M. Wysession. 2003. **An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure.** Oxford, blackwell Publishing.
- Sukarman. 1985. A Catalogue of Destructive Earthquake in Indonesia. Meteorological and Geophysical Agency. Jakarta
- Tuladhar, R., Cuong, N.N.H. and Yamasaki, F. 2004. **Seismic Microzonation of Hanoi, Vietnam Using Microtremor Observations,** Paper No. 2539, 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada.



LAMPIRAN 1 SESAME ASCII FORMAT (SAF)

```
SESAME ASCII data format (saf) v. 1 (this line must not be
modified)
# The SESAME ASCII Format can contain an arbitrary number of
comment
# lines starting with '#' in the header. Parameters are specified on
# lines starting without # character, followed by a keyword separated
# with a '=' sign from the value of the key. The keyword name can be
in
# lower
# or upper case letters, no distinction is made in the interpretation.
# No empty lines are allowed in the header.
# The first line indicates the name of the file format,
# for automatic format identification tools.
#
# Two compulsory parameters have to be specified
# the sampling rate and the number of points.
#
# All other parameters are optional, but the response and saturation
# information
# is highly recommended.
#
# Data begin after this line : "#####"-----"
# Data are organized in columns in this order : Vertical, Horizontal_1,
# Horizontal_2
# Horizontal_1 generally is N-S, for different orientation parameter
# NORTH_ROT can
# be set.
# Data can be real or integer
#
#
# sampling frequency in Hertz
SAMP_FREQ = 125
# number of samples (integer)
NDAT = 1200
# date and time of the first sample, read as 5 integers, one real
START_TIME=2002 4 26 17 03 12.1233324
```

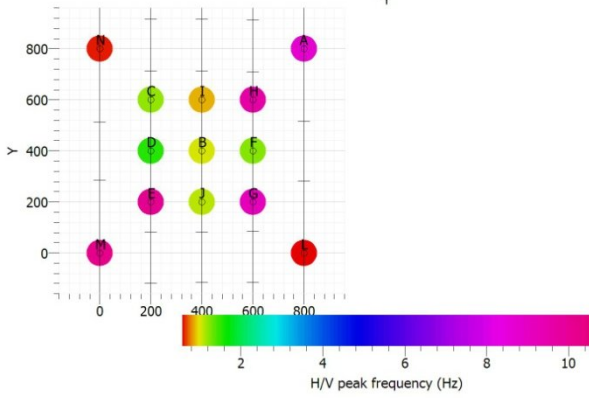
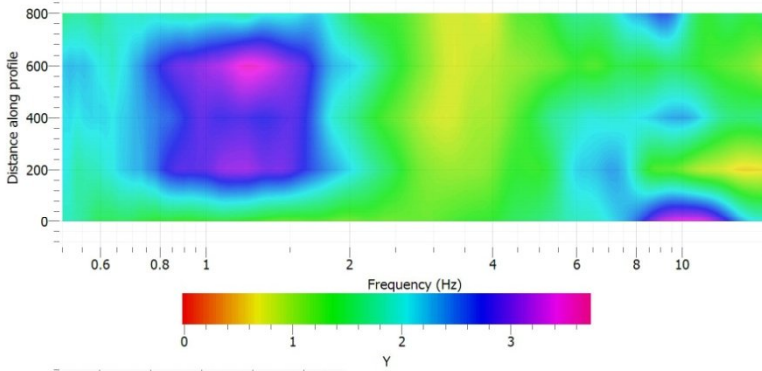
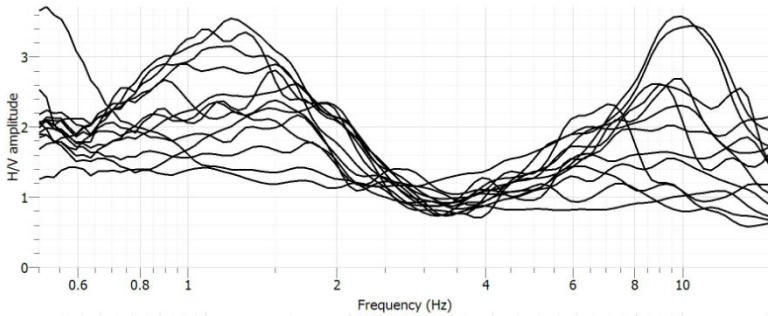
```
# accuracy of the timing, in seconds
#very large values indicate manual time setting
# GPS ~0.001, DCF ~0.01
TIME_ACCURACY= 0.001
# Sensor type (accelerometer, seismometer)
SENSOR_TYPE = accelerometer
# Sensor serial number (character string)
SENSOR_ID = Q332
# Sensor name (character string)
SENSOR_NAME = Lennartz 5s
# Response file code (name of the file in the response directory)
RESPFILE = mark1s_098
# Acquisition system (character string)
ACQ_SYSTEM = MARS88
# Digitizer serial number (interpreted as character string)
DIGITIZER_ID = 345
# saturation value of the digitizer in UNITS
SATURATION = 23056
# conversion factor ( V/count)
CONV_FACTOR = 1234.5
# transduction factor (Volts/m/s or Volts/m/s^2)
TRANS_FACTOR = 12345.6
# Eigen frequency of the sensor
SENS_EIGFREQ = 1
# Damping factor of the sensor
SENS_DAMPING = 0.7
# Code for the site (exactly 6 characters)
STA_CODE= NCE_12
# Station coordinate type, 0= lat/lon, 1= km of local coordinate,
# elevation is always in km
STA_COORD_TYPE = 0
# coordinates are one real number: 45 30' -> 45.5
STA_X = 45.73
STA_Y = 7.009
STA_Z = 0.235
# project name
PROJECT_NAME = example data format project
#
```

```

# Earthquake data can be specified with the Pitsa keywords:
#
# Event coordinate type, as station coordinate type
EVT_COORD_TYPE = 0
# Event location
EVT_X = 34.5432
EVT_Y = 5.876
EVT_Z = 0.786
# Event time (origin time)
EVT_TIME = 1989 3 23 17 4 12.345
# Event comment
EVT_COMMENT = Lisbon quake
# Station comment
STA_COMMENT = bedrock
# event azimuth (from north clockwise)
EVT_AZ = 270
# event backazimuth (from north clockwise)
EVT_BACK_AZ = 23.345
# event hypocentral distance (km)
EVT_HYPO_DIST = 30
# event epicentral distance (km)
EVT_EPI_DIST = 3000
# Event magnitude definitions:
EVT_MAG = 7.3
# magnitude definitions with specific magnitudes
# possible keys: EVT_LOCAL_MAG, EVT_BODY_MAG,
EVT_SURFACE_WAVE_MAG,
# EVT_DURATION_MAG, EVT_MOMENT_MAG
# Orientation of Horizontal_1 component from North clockwise
(degrees)
NORTH_ROT
# units of the values below in the data (label)
UNITS = m/s
#
# Vert, NS, EW
#####-----
13 214 898
13 214 898 ....

```

LAMPIRAN II ANALISIS SPEKTRUM H/V



UNIVERSITAS BRAWIJAYA



Data Analisis Spektrum H/V

Titik	f_0 (Hz)	A	T_0	I_w	N_w)	$f_0 > 10 / I_w$	$nc = I_w \cdot n_w \cdot f_0$	Kg
pusat	0,994	2,899	1,006	20,480	79	0,488	1608,183	8,456
UB 1	1,222	3,550	0,819	20,480	75	0,488	1876,255	10,320
Ub 2	8,960	2,620	0,112	20,480	68	0,488	12477,400	0,766
UB 3	1,065	3,285	0,939	20,480	12	0,488	261,656	10,135
UB 4	9,932	3,580	0,101	20,480	67	0,488	13628,595	1,290
UB 5	1,501	2,810	0,666	20,480	27	0,488	830,076	5,260
UB 6	1,222	3,155	0,819	20,480	71	0,488	1776,188	8,149
UB 7	0,897	2,673	1,115	20,480	39	0,488	716,163	7,971
UB 8	9,932	2,692	0,101	20,480	68	0,488	13832,007	0,730
UB 9	8,960	2,607	0,112	20,480	26	0,488	4770,771	0,759
UB 10	0,517	1,986	1,932	20,480	53	0,488	561,689	7,620
UB 11	10,639	3,440	0,094	20,480	33	0,488	7190,059	1,112
UB 12	0,517	3,717	1,932	20,480	35	0,488	370,927	26,699

LAMPIRAN 3. DOKUMENTASI AKUISISI DATA



Gambar L.1. Proses Perekaman Mikrotremor



Gambar L.1. Proses Perekaman Mikrotremor 2



Gambar L.3. Sensor



Gambar L.4. Digitizer

LAMPIRAN IV SPESIFIKASI ALAT

Digital Portable Seismograph Main Technical Indicators:	
Supply voltage	DC 12V (normally work under 6 ~ 18V)
Power consumption	Maximum(charging under full power):12V×1.3A; No charging: < 1.4W(GPS off, system run on normally)
Operating temperature	-20 ~ 65°C
Dimensions of the device	280×230×160 mm
Weight	4.5 kg
Packing and transportation	Accord with GB/T 6587 Rules to 3-level exact instrument

Built-in Data Acquisition System Technical Indicators:	
Data acquisition channel	3 channels (6 channels, optional)
Sensor interface	compatible with DB/T13-2000 rules
Signal input mode	Double-ended differential signal input
A/D conversion	24 bit
Input impedance	single-ended 160KΩ , double-ended 320KΩ
Input signal scale value	7-level progam-contrlled optional gains of 1 , 2 , 4 , 8 , 16 , 32 and 64, (corresponding to ±0.3125V, ±0.625V, ±1.25V, ±2.5V, ±5V, ±10V, ±20V differential signal input)
Dynamic Range	≥135dB @50sps/chn , ≥133dB @100sps/chn , ≥131dB @200sps/chn

System noise	< 1 LSB (effective value)
Nonlinear distortion	< -110dB @ 50sps/chn
Interchannel crosstalk	< -110dB
Digital filtering	FIR digital filter, optional linear phase shift and minimum phase shift
Passband ripple	< 0.1 dB
Ouside passband attenuation	> 135 dB
Output sampling rate	1、 5、 10、 20、 25、 40、 50、 100、 125、 200、 250、 333、 500Hz
Band range	0 ~ 0.4、 2、 4、 8、 10、 16、 20、 40、 50、 80、 100、 133、 200Hz
De-zeroing filter	one-step digital high-pass filter
High-pass filtering	Cutoff cycle 225s,450s,900s,1800s,3600s,7200s or close the filter
Calibration signal generator	16-bit DAC, program-controlled wave form output, calibration output current and voltage output are optional. When calibration current, the full range is $\pm 5\text{mA}$. When outputting voltage calibration, the full range is $\pm 5\text{V}$
Number of calibration signal channels	3-channel, Calibration enabled output control. When calibration is disabled, calibration output and external circuit are entirely physically isolated
Calibration signal type	Step, sine wave, pseudo random coding signal, simulated seismic signal
Calibration output	Signal frequency, amplitude, cycles are set and controlled by utility
Calibration Enable Mode	Instruction and timing modes

Frequency stability	5×10^{-7} Temperature compensation voltage controlled crystal oscillator(TCVCXO), real time frequency accuracy monitoring
Time check mode	Built-in GPS receiver, GPS second pulse adjustment of crystal oscillator frequency TCVCXO through phase locked loop (PLL) voltage control
Time service/on time precision	Superior to 1ms
GPS Operating Mode	Continuous or time switch time correcting
Environment and Status Monitoring	6-way standalone A/D monitoring channels for a collector, automatically monitoring the status of the environment and the seismometer, monitoring the zero drift of the seismometer (MASS POSITION), service voltage of the stations and the observatories, voltage of accumulator, monitoring temperature parameters of the stations and the observatories
Recording function	Support internal continuous/triggering record wave form, volume extendable, support over 10-day consecutive data storage (3 tracks/s 100 points sampling)
Record format	Corrected SEED-Steim2 compression mode
Recording medium	Pluggable CF card electronic disc, 512MB for standard configuration, optional HDD (under the optional HDD condition, the range of system operating temperature and system power consumption indicators may drop)
Communication interface	Standard RS-232C series port, standard RJ45/LAN Ethernet interface
Monitoring setting	Display collected parameters through

	keys on panel and LED nixie tubes
Communication protocols	Support TCP/IP protocol, support real-time, multicast data transmission over Internet/VPN network, support remote management, and support data retransmission at breaking point, etc. Support DDN, wireless/GPRS/CDMA data transmission. Support data networking and sharing among multiple data transmission (including serial port/network etc.) on the same platforms, support data call and switching among multiple seismograph network and centers.
Information transferred	Real-time waveform, monitoring data, parameter/message, local recording data
Management Software	Functions, such as parameter setting, self-checking function, real-time graphic display and save, may run on a notebook PC with online help.
Lightning protection	Set at all end of the power, RS232 signal, network signal, and seismometer signal.
Self Enable Function	Self check, reset when the machine is down (including reset for no output signals), self rebooting functions