



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

TUGAS AKHIR - RF184838

**ANALISIS EFEK TAPAK LOKAL BERDASARKAN DATA
MIKROTREMOR MENGGUNAKAN METODE *HORIZONTAL TO
VERTICAL SPECTRAL RATIO* (STUDI KASUS: PT. SOLUSI
BANGUN INDONESIA *TUBAN PLANT*)**

ADE SABABURROHMAH
NRP 03411640000010

Dosen Pembimbing
Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si., M.Si
NIP. 1976 0123 200003 1001
Juan Pandu G.N.R., S.Si, MT
NIP. 1989 0612 220150 1003

DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan, dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya
2020



ITS
Institut
Teknologi
Sepuluh Nopember

TUGAS AKHIR - RF184838

**ANALISIS EFEK TAPAK LOKAL BERDASARKAN DATA
MIKROTREMOR MENGGUNAKAN METODE *HORIZONTAL TO
VERTICAL SPECTRAL RATIO* (STUDI KASUS: PT. SOLUSI
BANGUN INDONESIA *TUBAN PLANT*)**

ADE SABABURROHMAH
NRP 0341164000010

Dosen Pembimbing
Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si., M.Si
NIP. 1976 0123 200003 1001
Juan Pandu G.N.R., S.Si, MT
NIP. 1989 0612 220150 1003

DEPARTEMEN TEKNIK GEOFISIKA
Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan, dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember
Surabaya
2020

Halaman ini sengaja dikosongkan

PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR

Saya menyatakan bahwa isi sebagian maupun keseluruhan tugas akhir saya dengan judul “**Analisis Efek Tapak Lokal Berdasarkan Data Mikrotremor Menggunakan Metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (Studi Kasus: PT. Solusi Bangun Indonesia Tuban Plant)**” adalah benar-benar hasil karya intelektual mandiri, diselesaikan tanpa menggunakan bahan-bahan yang tidak diijinkan dan bukan merupakan karya pihak lain yang saya akui sebagai karya sendiri.

Semua referensi yang dikutip maupun dirujuk telah ditulis secara lengkap pada daftar pustaka.

Apabila ternyata pernyataan ini tidak benar, saya bersedia menerima sanksi sesuai peraturan yang berlaku.

Surabaya, 16 Juni 2020



Ade Sababurrohman
(0341164000010)

Halaman ini sengaja dikosongkan

HALAMAN PENGESAHAN LAPORAN AKHIR

Tugas akhir ini diajukan oleh:

Nama : Ade Sababurrohmah
NRP : 03411640000010
Departemen : Teknik Geofisika
Judul Tugas Akhir : Analisis Efek Tapak Lokal Berdasarkan Data Mikrotremor Menggunakan Metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (Studi Kasus: PT. Solusi Bangun Indonesia *Tuban Plant*)

Telah berhasil dipertahankan di hadapan tim penguji dan diterima sebagai bagian persyaratan yang diperlukan untuk memperoleh gelar Sarjana Teknik pada Departemen Teknik Geofisika, Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan, dan Kebumihan, Institut Teknologi Sepuluh Nopember.

Surabaya, 27 Juli 2020

1.
Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si., M.Si (Pembimbing I)
NIP. 19760123 200003 1 001
2.
Juan Pandu G.N.R, S.Si, MT (Pembimbing II)
NIP. 19890612 201504 1 003
3.
Dr. Avi Syaeful Bahri, S.Si, MT (Penguji I)
NIP. 19690906 199702 1 001
4.
M. Haris Miftakhul Fajar, S.T., M.Eng (Penguji II)
NIP. 19890208 201803 1 001

Menyetujui,

Kepala Departemen Teknik Geofisika
Fakultas Teknik Sipil, Perencanaan, dan Kebumihan
Institut Teknologi Sepuluh Nopember



Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si., M.Si
NIP. 19760123 200003 1 001

Halaman ini sengaja dikosongkan

**ANALISIS EFEK TAPAK LOKAL BERDASARKAN DATA
MIKROTREMOR MENGGUNAKAN METODE *HORIZONTAL TO
VERTICAL SPECTRAL RATIO* (STUDI KASUS: PT. SOLUSI BANGUN
INDONESIA *TUBAN PLANT*)**

Nama : Ade Sababurrohmah
NRP : 0341164000010
Dosen Pembimbing 1 : Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si., M.Si
Dosen Pembimbing 2 : Juan Pandu G.N.R., S.Si, MT

ABSTRAK

Metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr) dari rekaman mikrotremor sangat populer dalam konteks mikrozonasi seismik. Untuk tujuan mitigasi bencana, perlu dilakukan evaluasi geologi setempat guna mengetahui respon dinamika tanah yang dikenal efek tapak lokal. Penelitian dengan 34 titik data mikrotremor yang dilakukan di PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*) ini bertujuan untuk menentukan persebaran nilai frekuensi natural (f_0), faktor amplifikasi (A_0), indeks kerentanan seismik (K_g), kecepatan gelombang geser (V_{s30}), dan ketebalan sedimen (H). Hasil penelitian diperoleh nilai f_0 berkisar 0.64 – 61.53 Hz, A_0 berada pada rentang 1.27 – 21.18, H berkisar 1.65 – 137.16 m, dan K_g antara 0.35 – 82.86. Keberadaan *engineering bedrock* berada pada kedalaman lebih dari 60 meter dengan nilai V_s sekitar 2000 – 2500 m/s berupa batugamping dolomitan. Daerah penelitian sampai kedalaman 30 meter mayoritas tergolong sebagai tanah tipe A berdasarkan klasifikasi *Eurocode 8* dan tipe B berdasarkan klasifikasi SNI 1726-2012. Hal ini sesuai dengan daerah penelitian yang didominasi frekuensi natural tinggi, sedimen permukaan tipis, kecepatan gelombang geser tinggi, dan indeks kerentanan seismik rendah yang disebabkan oleh kondisi geologi setempat berupa batuan kompak, yakni batugamping Paciran, sehingga relatif stabil terhadap aktivitas seismik. Namun, ada pula daerah dengan respon frekuensi sangat rendah (0.63 dan 0.71 Hz), sedimen sangat tebal (117 dan 137 meter), serta indeks kerentanan seismik sangat tinggi (82.8 dan 23.5) yang disebabkan oleh geologi setempat berupa batulempung (*clay*) di sebelah ujung tenggara sehingga rentan mengalami guncangan seismik.

Kata kunci: Efek Tapak Lokal, HVSr, Indeks Kerentanan Seismik, Mikrotremor

Halaman ini sengaja dikosongkan

**LOCAL SITE EFFECT ANALYSIS BASED MICROTREMOR DATA
USING HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO METHOD
(CASE STUDY: PT. SOLUSI BANGUN INDONESIA TUBAN PLANT)**

Name : Ade Sababurrohmah
Student ID : 0341164000010
Advisor 1 : Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si., M.Si
Advisor 2 : Juan Pandu G.N.R., S.Si, MT

ABSTRACT

Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr) method of microtremor recording is very popular in the context of seismic microzonation. For the purpose of disaster mitigation, it is necessary to conduct a local geological evaluation in order to determine the response of the soil dynamics known to the local site effects. This research with 34 microtremor data conducted at PT. Solusi Bangun Indonesia (Tuban Plant) aims to determine the natural frequency (f_0), amplification factor (A_0), seismic vulnerability index (K_g), shear wave velocity (V_{s30}), and sediment thickness (H). The results obtained values to reach f_0 0.64 – 61.53 Hz, A_0 in the range 1.27 – 21.18, H ranges 1.65 – 137.16 m, and K_g between 0.35 – 82.86. The existence of engineering bedrock at a depths of more than 60 meters with V_s value around 2000 – 2500 m/s containing dolomitic limestone. The majority of research areas to 30 meters depth are classified as type A based on Eurocode 8 and type B based on SNI 1726-2012. This is consistent with the study area which is dominated by high natural frequencies, thin surface sediments, high shear wave velocity, and low seismic vulnerability index caused by local geological conditions in the field of compact rocks, known to limestone from Paciran Formation, so that it is relatively stable against to seismic activity. However, there are areas with lowest frequencies (0.63 and 0.71 Hz), thickness sediments (117 and 137 meters), and highest seismic vulnerability indexes (82.8 and 23.5) due to local geology of clay at the southeastern tip so susceptible to seismic shocks.

Keywords: HVSr, Local Site Effect, Microtremor, Seismic Vulnerability Index

Halaman ini sengaja dikosongkan

KATA PENGANTAR

Puji syukur kehadirat Allah Yang Maha Esa atas limpahan rahmat dan karunia-Nya, sehingga pelaksanaan dan pembuatan laporan tugas akhir yang berjudul “Analisis Efek Tapak Lokal Berdasarkan Data Mikrotremor Menggunakan Metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (Studi Kasus: PT. Solusi Bangun Indonesia *Tuban Plant*)” berjalan lancar dan dapat diselesaikan dengan baik.

Dalam penyusunan laporan ini tidak terlepas dari peran berbagai pihak. Oleh karena itu, penulis mengucapkan terima kasih kepada:

1. Danik Susilowati (Ibu), Muhajir (Ayah), Adik Habib, serta semua keluarga yang selalu mendoakan, menguatkan, dan mendukung penulis hingga bisa sampai saat ini.
2. Bapak Dr. Dwa Desa Warnana, S.Si., M.Si dan Bapak Juan Pandu G.N.R, S.Si, MT selaku dosen pembimbing yang banyak memberi masukan dan motivasi selama pengerjaan tugas akhir.
3. Seluruh Dosen Departemen Teknik Geofisika ITS yang telah memberikan ilmu selama penulis melakukan studi di Departemen Teknik Geofisika ITS.
4. Bapak M. Singgih Purwanto, S.Si., M.T. selaku dosen wali yang telah memberikan arahan akademik selama penulis menempuh studi di Departemen Teknik Geofisika ITS.
5. Bapak Dr. Ayi Syaeful Bahri S.Si, M.T. dan Bapak M. Haris Miftakhul Fajar, S.T, M.Eng selaku dosen penguji yang banyak memberikan saran demi perbaikan tugas akhir ini.
6. Seluruh staf dan tendik Departemen Teknik Geofisika ITS, atas bantuan teknis dan kemudahan administrasi yang penulis dapatkan selama menjadi mahasiswa Departemen Teknik Geofisika ITS.
7. Mas Valentinus Alan, Bapak Sawal, serta seluruh karyawan *Quarry Dept.* yang telah memberikan waktu, ilmu, dan dukungan penuh selama penelitian di PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*).
8. Ahmad Adhim Syihabuddin dan Rusba Saputra Rivensky yang senantiasa menemani, memberi semangat, dukungan, dan masukan selama pelaksanaan tugas akhir.

9. Keluarga TG-05 yang saling memotivasi dan memberikan dukungan moril maupun materil selama masa perkuliahan hingga menyelesaikan tugas akhir.
10. Segenap pihak yang tidak cukup disebutkan satu persatu, yang telah mendoakan dan mendukung penulis sampai menyelesaikan tugas akhir.

Dengan segala keterbatasan, Tugas Akhir ini masih jauh dari sempurna. Oleh karena itu, saran dan kritik yang membangun sangat penulis harapkan untuk pengembangan di masa yang akan datang. Penulis berharap semoga tugas akhir ini dapat bermanfaat bagi semua pihak dan dapat dijadikan sebagai sumber referensi untuk penelitian selanjutnya.

Surabaya, 16 Juni 2020

Penulis

Halaman ini sengaja dikosongkan

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL.....	ii
PERNYATAAN KEASLIAN TUGAS AKHIR.....	i
HALAMAN PENGESAHAN LAPORAN AKHIR.....	i
ABSTRAK.....	iii
<i>ABSTRACT</i>	v
KATA PENGANTAR.....	vii
DAFTAR ISI.....	x
DAFTAR GAMBAR.....	xii
DAFTAR TABEL.....	xiv
BAB I PENDAHULUAN.....	1
1.1. Latar Belakang.....	1
1.2. Rumusan Masalah.....	2
1.3. Batasan Masalah.....	2
1.4. Tujuan.....	2
1.5. Manfaat.....	3
1.6. Target Luaran.....	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	5
2.1. Dasar Teori.....	5
2.1.1. Geologi Regional Kabupaten Tuban.....	5
2.1.2. Mikrotremor.....	12
2.1.3. Metode HVSR (<i>Horizontal to Vertical Spectral Ratio</i>).....	13
2.1.4. Efek Tapak Lokal (<i>Local Site Effect</i>).....	18
2.1.5. Inversi (<i>Inverse Modeling</i>).....	33
2.2. Penelitian Terdahulu.....	34
BAB III METODE PENELITIAN.....	43
3.1. Waktu dan Lokasi Penelitian.....	43
3.2. Perangkat Penelitian.....	44
3.3. Prosedur Penelitian.....	45
3.3.1. Teknik Pengambilan Data Lapangan.....	45
3.3.2. Teknik Pengolahan Data Mikrotremor.....	47
3.3.3. Teknik Inversi HVSR dengan OpenHVSR.....	51
3.3.4. Teknik Interpretasi.....	54
3.4. Diagram Alir Penelitian.....	54
3.5. Diagram Alir Pengolahan Data Kurva H/V.....	56
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	57
4.1. Hasil Penelitian.....	57
4.1.1. Analisis Data Pengukuran Mikrotremor.....	57
4.1.2. Analisis Kurva HVSR.....	60
4.1.3. Analisis Frekuensi Natural (f_0).....	63
4.1.4. Analisis Faktor Amplifikasi (A_0).....	66

4.1.5.	Analisis Indeks Kerentanan Seismik (K_g)	69
4.1.6.	Analisis Parameter Inversi Kurva HVSr	71
4.1.7.	Analisis Kecepatan Gelombang Geser (V_{s30}).....	75
4.1.8.	Analisis Ketebalan Sedimen (H)	76
4.2.	Pembahasan.....	78
4.2.1.	Frekuensi Natural (f_0)	78
4.2.2.	Faktor Amplifikasi (A_0)	80
4.2.3.	Indeks Kerentanan Seismik (K_g).....	82
4.2.4.	Inversi Kecepatan Gelombang Geser (V_s).....	83
4.2.5.	Estimasi Nilai V_{s30} dan Kedalaman <i>Engineering Bedrock</i>	88
4.2.6.	Ketebalan Sedimen (H)	89
BAB V PENUTUP		93
5.1.	Kesimpulan	93
5.2.	Saran.....	93
DAFTAR PUSTAKA		95
LAMPIRAN		103
BIOGRAFI PENULIS		129

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2. 1. Peta Geologi Lembar Jatirogo dengan Modifikasi oleh Penulis .	6
Gambar 2. 2. Stratigrafi Cekungan Jawa Timur Utara (Pringgoprawiro, 1983)	8
Gambar 2. 2. Ilustrasi komputasi HVSR (www.geopsy.org).....	15
Gambar 2. 3. Model cekungan yang berisi material sedimen (Nakamura, 2000)	16
Gambar 2. 4. Konsep Dasar Amplifikasi Gelombang Seismik (Nakamura, 1989)	25
Gambar 2. 5. Deformasi Geser Permukaan Tanah (Nakamura, 1996).....	31
Gambar 3. 1. Desain Pengukuran Mikrotremor Overlay dengan Peta Geologi PT. Holcim Indonesia Tuban Plant	43
Gambar 3. 2. Peta Pengukuran Mikrotremor Overlay dengan Peta Geologi Lembar Jatirogo.....	44
Gambar 3. 2. Instrumen Pengukuran Mikrotremor	45
Gambar 3. 3. Data mikrotremor tiga komponen dalam domain waktu	47
Gambar 3. 4. Hasil picking dengan window yang telah diseleksi.....	48
Gambar 3. 5. Kurva H/V.....	49
Gambar 3. 6. Kriteria Reliabel dari SESAME	51
Gambar 3. 7. Tampilan GUI Utama.....	52
Gambar 3. 8. Tampilan Project Creator	52
Gambar 3. 9. Proses pengaturan pemodelan dan inversi dengan OpenHSVR (Bignardi, et al., 2016)	53
Gambar 3. 10. Diagram Alir Penelitian	55
Gambar 3. 11. Diagram Alir Pengolahan Kurva H/V	56
Gambar 4. 1. Kontur elevasi setiap titik pengukuran mikrotremor.....	58
Gambar 4. 2. Data lapangan hasil perekaman mikrotremor titik MGB01	59
Gambar 4. 3. Proses windowing pada time domain titik MGB01	60
Gambar 4. 4. Kurva H/V titik MBC304	61
Gambar 4. 5. Kurva H/V berbentuk sharp peak pada titik EX02.....	64
Gambar 4. 5. Peta Persebaran Frekuensi Natural Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi Regional Jatirogo.....	65
Gambar 4. 6. Peta Persebaran Frekuensi Natural Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (Tuban Plant)	66

Gambar 4. 7. Peta Persebaran Amplifikasi Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi Regional Jatirogo	68
Gambar 4. 8. Peta Persebaran Amplifikasi Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (Tuban Plant)	69
Gambar 4. 9. Peta Persebaran Indeks Kerentanan Seismik Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi Regional Jatirogo.....	70
Gambar 4. 10. Peta Persebaran Indeks Kerentanan Seismik Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (Tuban Plant)	71
Gambar 4. 12. Tampilan Tab 1D Viewer	74
Gambar 4. 13. Peta Persebaran Vs30 Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi Regional Jatirogo	75
Gambar 4. 14. Peta Persebaran Vs30 Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (Tuban Plant)	76
Gambar 4. 15. Peta Persebaran Ketebalan Sedimen Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi Regional Jatirogo	77
Gambar 4. 16. Peta Persebaran Ketebalan Sedimen Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (Tuban Plant).....	78
Gambar 4. 13. Profil 1D Hasil Inversi Kurva HVSR pada Titik Pengukuran Elevasi Rendah di Daerah Penelitian	85
Gambar 4. 14. Profil 1D Hasil Inversi Kurva HVSR pada Titik Pengukuran Elevasi Tinggi di Daerah Penelitian	86

DAFTAR TABEL

Tabel 2. 1. Klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor oleh Kanai (1983).....	21
Tabel 2. 2. Klasifikasi Tanah Kanai – Omote Nakajima (Gunawan dan Subardjo, 2005; Pitilakis et. al., 2004).....	22
Tabel 2. 3. Klasifikasi tanah berdasarkan (Zhao et al., 2004).....	23
Tabel 2. 4. Klasifikasi Faktor Amplifikasi (Marjiyono, 2010)	24
Tabel 2. 5. Klasifikasi Jenis Batuan berdasarkan National Earthquake Hazard Reduction Program (NEHRP) (Hunter, 2007 dalam Athanasius, et. al., 2015).27	27
Tabel 2. 6. Klasifikasi Tanah Berdasarkan Nilai Vs30 Rata-Rata Sesuai Eurocode 8 (Eurocode 8, EN 1998-1).	27
Tabel 2. 7. Klasifikasi Tanah Berdasarkan SNI 1726-2012 (BSN, 2012:17) ..	29
Tabel 2. 8. Penelitian terdahulu yang berkaitan dengan tugas akhir ini.....	34
Tabel 3. 1. Persyaratan teknis survei mikrotremor di lapangan (SESAME, 2004).	46
Tabel 4. 1. Nilai Frekuensi Natural dan Faktor Amplifikasi.....	62
Tabel 4. 2. Frekuensi natural diklasifikasikan berdasarkan Kanai (1983)	63
Tabel 4. 3. Amplifikasi diklasifikasikan berdasarkan Marjiyono (2010)	67
Tabel 4. 4. Parameter model litologi limestone mengacu pada Mayerhof (1965), Farrokhzad, F. (2014), dan Al-Kattan, Wafa M. (2015).....	72
Tabel 4. 5. Parameter model litologi clay mengacu pada Yilmaz, Oz. (2017), Chaudary (2018), Soupus, et.al (2015), dan Ivanov, P. (1997)	72
Tabel 4. 6. Nilai Vs pada Lapisan Kedua Hasil Inversi HVSR.....	84
Tabel 4. 7. Estimasi Nilai Vs30 dan Klasifikasi Tanah Berdasarkan <i>Eurocode</i> 8 dan SNI 1726-2012.	88

Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB I

PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Aktivitas tektonik lempeng menyebabkan pembentukan morfologi dan struktur geologi Kabupaten Tuban seperti sekarang, misalnya banyak antiklin lipatan, gua karst, dan patahan baik mayor maupun minor yang memicu terjadinya gempa bumi (Satyana, 2005). Oleh karena itu, pemahaman terhadap potensi bahaya gempa bumi di suatu daerah sangatlah penting. Salah satu upaya untuk mengetahui potensi tersebut ialah dengan melakukan kajian efek tapak lokal (*local site effect*) (Sunardi *et al.*, 2012). Studi mikrotremor terbukti merupakan suatu pengukuran yang efektif untuk evaluasi efek lokal dalam kasus struktur geologi sederhana maupun kompleks melalui mikrozonasi (Gosar, 2007). Fnaiss, *et.al* (2010) mengatakan bahwa penyebab utama variasi lateral dalam efek lokal ialah kondisi geologi setempat, seperti jenis dan sifat lapisan sedimen, saturasi air, geometri cekungan, dan ketebalan sedimen. Selain itu, adanya batas litologi yang tajam antara batuan dasar dengan dengan sedimen di atasnya menyebabkan terjadinya kontras impedansi kuat yang mempengaruhi efek lokal.

Sebagai contoh kasus fenomena efek tapak lokal antara lain gempa bumi Bantul 27 Mei 2006 dan gempa bumi Michoacan, Mexico 19 September 1985. Kedua gempa tersebut bersifat sangat merusak disebabkan oleh kondisi geologi lokal. Graben Bantul merupakan cekungan yang berisi material lepas produk erupsi Gunung Merapi (Daryono *et al.*, 2009), sementara Kota Michoacan dibangun di atas rawa. Ketebalan lapisan sedimen, jenis material batuan, dan geometri cekungan kedua kota ini memicu terjadinya resonansi gelombang gempa bumi, sehingga menimbulkan amplifikasi getaran gempa bumi (Gurler *et al.*, 2000). Parameter lain yang menggambarkan karakteristik dinamika tanah diantaranya faktor amplifikasi (A_0), frekuensi alami tanah (f_0), periode dominan (T_g), kecepatan gelombang geser (V_s), ketebalan lapisan sedimen (H), indeks kerentanan seismik (K_g), *ground shear strain* (γ), dan percepatan getaran tanah maksimum (PGA) (Daryono *et al.*, 2009).

Secara teoritis, daerah yang termasuk dalam kategori rentan aktivitas seismik mempunyai parameter nilai amplifikasi yang tinggi. Batuan sedimen yang lunak diketahui memperkuat gerakan tanah selama gempa bumi sehingga rata-rata kerusakan yang diakibatkan lebih parah daripada lapisan batuan keras (Tuladhar, 2002). Artinya, batuan sedimen merupakan faktor amplifikasi

gelombang gempabumi. Lain halnya di daerah penelitian, area penambangan PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*) didominasi oleh batugamping sehingga tidak berpotensi mengalami kerusakan serius saat gempabumi. Namun, kemungkinan dapat terjadi bencana longsor (*landslide*) pada akhir penggalian apabila tidak dikontrol oleh faktor keamanan lereng (Sismiani, 2017).

Mikrotremor atau yang disebut dengan *ambient noise* merupakan getaran tanah yang disebabkan oleh peristiwa alam atau peristiwa buatan (Susilo dan Wiyono, 2012). Data hasil pengukuran mikrotremor dianalisis menggunakan metode HVSr (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) untuk mendapatkan nilai frekuensi natural (f_0) dan faktor amplifikasi (A_0) selanjutnya dilakukan perhitungan untuk menentukan parameter *site effect* lainnya, seperti ketebalan sedimen (H), kecepatan gelombang geser (V_s), dan indeks kerentanan seismik (K_g). Analisis ini sebagai langkah awal mitigasi dalam mengurangi risiko gempabumi pada waktu yang akan datang.

1.2. Rumusan Masalah

Berdasarkan uraian latar belakang diatas, dalam penelitian ini akan dibahas beberapa permasalahan, diantaranya:

1. Berapa nilai frekuensi natural (f_0), faktor amplifikasi (A_0), kecepatan gelombang geser (V_s), ketebalan sedimen (H), dan indeks kerentanan seismik (K_g) di wilayah kerja PT. Solusi Bangun Indonesia *Tuban Plant*?
2. Bagaimana pengaruh *site effect* di wilayah kerja PT. Solusi Bangun Indonesia *Tuban Plant*?

1.3. Batasan Masalah

Batasan masalah dalam penelitian ini, antara lain:

1. Analisis data menggunakan metode HVSr (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) untuk mendapatkan parameter nilai *local site effect*.
2. Mikrozonasi daerah terdampak gempabumi terbatas pada penyediaan informasi berupa peta persebaran nilai frekuensi natural (f_0), faktor amplifikasi (A_0), kecepatan gelombang geser (V_s), ketebalan sedimen (H), dan indeks kerentanan seismik (K_g).
3. Inversi menggunakan *software OpenHVSr* berdasarkan Algoritma Monte Carlo.

1.4. Tujuan

Adapun tujuan dari penelitian ini, antara lain:

1. Menentukan nilai frekuensi natural (f_0), faktor amplifikasi (A_0), kecepatan gelombang geser (V_s), ketebalan sedimen (H), dan indeks kerentanan seismik (K_g) di wilayah kerja PT. Solusi Bangun Indonesia *Tuban Plant*.
2. Mengetahui pengaruh *site effect* di wilayah kerja PT. Solusi Bangun Indonesia *Tuban Plant*.

1.5. Manfaat

Manfaat yang didapat dari penelitian ini adalah untuk memetakan wilayah PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*) dengan distribusi parameter efek tapak lokal (geologi setempat). Hasil pemetaan tersebut diharapkan dapat menjadi studi awal mengenai karakteristik dinamika tanah sebagai rencana pengembangan dan mitigasi wilayah setempat.

1.6. Target Luaran

Penelitian ini memiliki target luaran berupa publikasi paper dan jurnal mengenai analisis efek tapak lokal (geologi setempat) menggunakan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSR) mikrotremor, sekaligus diharapkan sebagai pengembangan dan mitigasi PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*) dan sekitarnya secara berkelanjutan.

Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB II

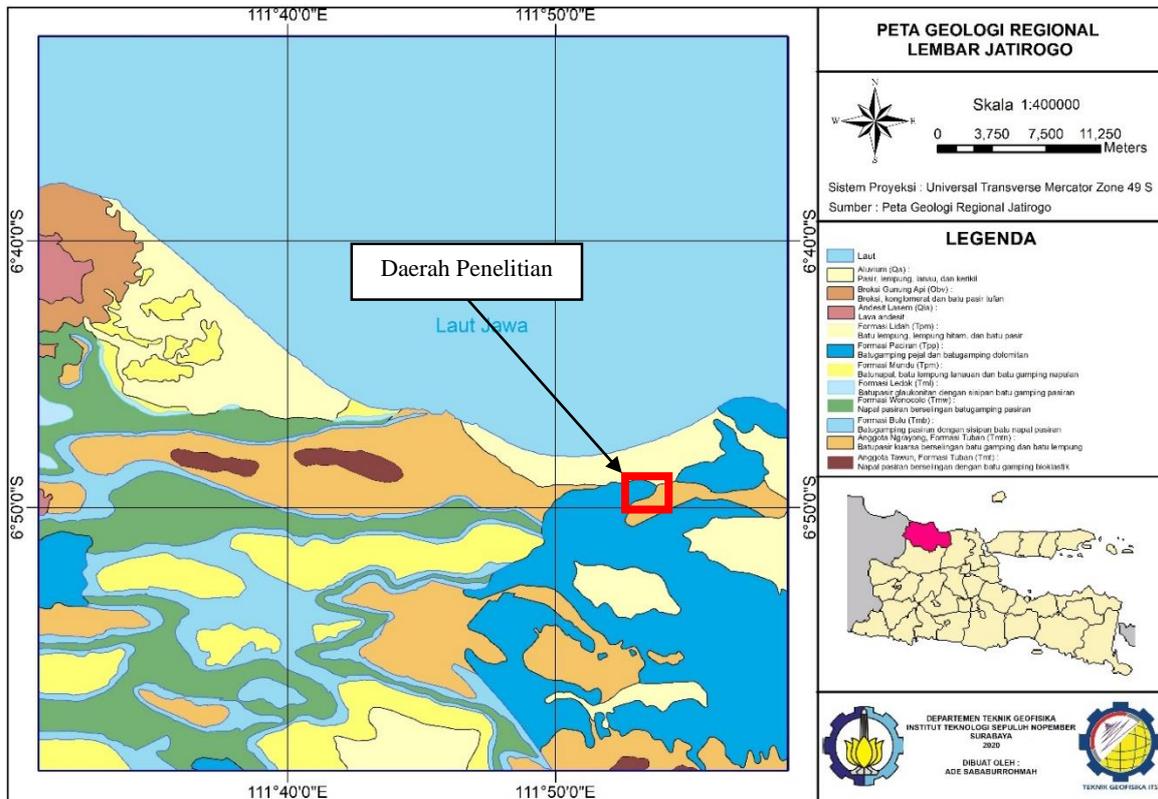
TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Dasar Teori

2.1.1. Geologi Regional Kabupaten Tuban

2.1.1.1. Fisiografi Regional Kabupaten Tuban

Secara fisiografi, Kabupaten Tuban terletak di Zona Rembang (Bemmelen, 1949) yang didominasi oleh struktur antiklinorium berarah Barat-Timur. Secara tatanan tektonik Tuban termasuk dalam Cekungan Jawa Timur Utara yang merupakan Cekungan Belakang Busur dimana didominasi oleh struktur berarah Utara–Selatan dan Barat–Timur, hasil subduksi lempeng IndoAustralia (Sribudiyani *et al.*, 2003). Formasi Tuban merupakan endapan *post-rift* berumur Miosen Awal – Miosen Tengah yang terdiri napal pasiran berwarna putih abu-abu dan semakin ke atas berubah menjadi batulempung biru kehijauan dengan sisipan batugamping berwarna abu-abu kecoklatan yang kaya akan *foraminifera orbitoid*, koral, dan *algae*. Semakin ke atas semakin didominasi batugamping pasiran berwarna putih kekuningan hingga coklat kekuningan. Setempat mengandung kongkresi dan batulempung gampingan besian (Pringgoprawiro, 1983).



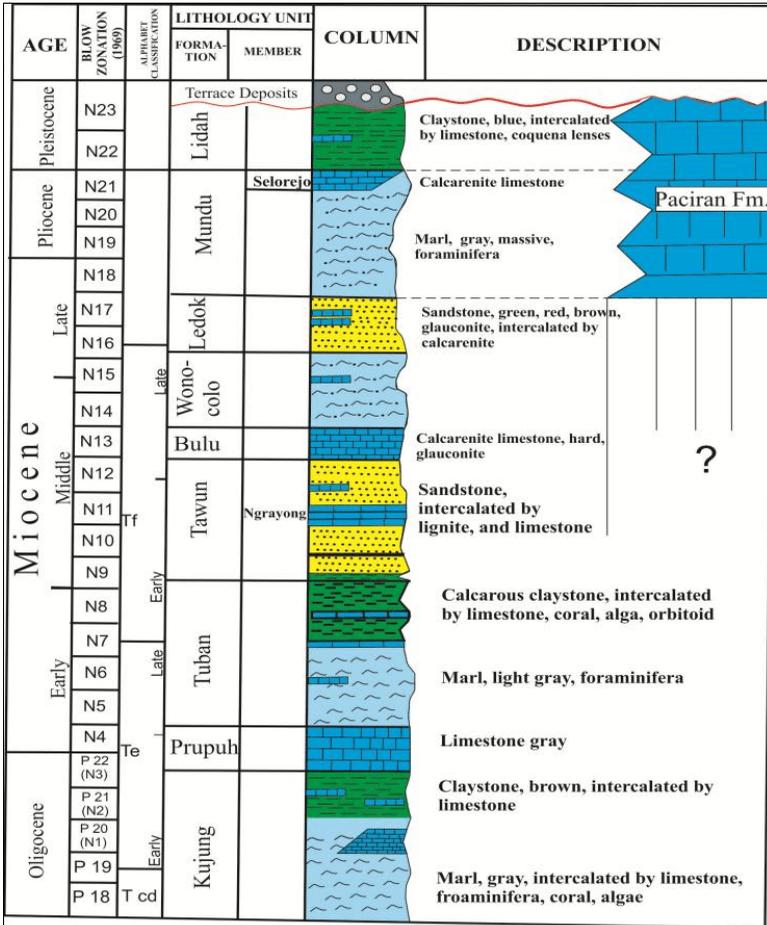
Gambar 2. 1. Peta Geologi Lembar Jatirogo dengan Modifikasi oleh Penulis

Kabupaten Tuban termasuk bagian geologi Zona Mendala Rembang atau Lajur Rembang–Madura (Van Bemmelen, 1949) dimana merupakan pegunungan antiklinorium dengan arah memanjang Barat – Timur mulai Kabupaten Purwodadi (Jawa Tengah) sampai Surabaya bagian Utara dan berlanjut sampai ke Madura.

Secara ringkas penyusun Mendala Rembang di Tuban seluruhnya merupakan batuan sedimen. Batuan tertua yang tersingkap di daerah penelitian adalah batuan anggota penyusun Formasi Kujung, sedangkan batuan termuda adalah aluvium yang merupakan endapan sungai. Peristiwa tektonik pada mendala ini terjadi pada Miosen Tengah yang berakibat Cekungan Rembang terangkat, membentuk perbukitan lipatan, mengalami penyesaran dan yang bagian akhir mengalami proses eksogenik (Sabardi, 1989 dikutip Suratman, 1996).

2.1.1.2. Stratigrafi Regional Zona Perbukitan Rembang (Formasi Tuban)

Formasi Tuban mempunyai penyebaran yang luas di daerah Paciran dan Tuban. Semakin ke selatan mendekati Mandala Kendeng. Formasi Tuban sendiri mempunyai umur Miosen Bawah bagian tengah atau ekuivalen dengan zona N5–N6 yang didasarkan atas kandungan fosil *foraminifera* plankton dan diendapkan pada paparan dangkal, pada zona neritik luar dengan kedalaman antara 50 – 150 meter (Pringgoprawiro, 1983).



Gambar 2. 2. Stratigrafi Cekungan Jawa Timur Utara (Pringgoprawiro, 1983)

Berikut pemerian satuan batuan penyusun Lembar Jatirogo yang diurutkan dari muda ke tua (Hartono dan Suharsono, 1997):

- 1) Alluvial pantai (Q_a): satuan batuan berumur paling muda yaitu Kuartar (Holosen) tersusun oleh pasir, lempung, lanau, dan kerikil yang terbentuk akibat aktivitas Bengawan Solo dan anak sungainya yang mengendapkan material yang terbawa pada saat banjir atau melimpah. Material tersebut telah mengalami sortasi oleh gelombang laut dan mempunyai ukuran yang seragam. Material yang berukuran lebih halus (lanau dan lempung) tersuspensi dalam air laut yang kemudian diendapkan di dasar laut.

- 2) Formasi Paciran (*Tpp*): terdiri atas batugamping, batugamping dolomitan, dan dolomit. Berwarna putih, kelabu, coklat dan kemerahan, organik dengan fragmen alga, koral, *foraminifera* besar, dan moluska. Kerakal lempungan berwarna coklat yang mengandung fosfat, terdapat dibagian bawah. Ketebalan diperkirakan 100-750 meter.
- 3) Formasi Lidah: tersusun oleh batulempung, lempunghitam di bagian atas, dan batupasir di bagian bawah. Batulempung berwarna kelabu kebiruan bersifat kurang kompak dan tidak berlapis. Lempung hitam bersifat pasiran banyak mengandung sisa tumbuhan, sedangkan batupasir berwarna coklat kehitaman, berbutir halus hingga kasar, bersifat kurang kompak dijumpai adanya struktur perairan bersilang mengandung mineral kuarsa, foraminifera kecil dan moluska.
- 4) Formasi Mundu (*Tpm*): terdiri dari napal, batulempung lanauan, dan batugamping napalan. Napal berwarna putih, kelabu, kehijauan bersifat kurang kompak hingga kompak dengan struktur perlapisan yang hampir mendatar yang pada permukaannya dijumpai adanya rekahan. Pada bagian bawah umumnya bersifat lempungan dan pasiran kaya akan foraminifera kecil dan moluska secara setempat dijumpai adanya jejak galian cacing. Batulempung lanauan berwarna kelabu kehitaman, merupakan lensa dan kongresi di dalam napal. Sedangkan batugamping napalan yang dijumpai bersifat lempungan mengandung mineral kuarsa, glaukonit dan foraminifera.
- 5) Formasi Ledok (*Tml*): tersusun oleh batupasir glaukonitan berselingan dengan batugamping pasiran. Batupasir glaukonitan yang dijumpai berwarna kelabu kehijauan, bersifat gampingan mulai dari kurang kompak hingga kompak. Mineral pembentuk utama batupasir ini adalah kepingan kuarsa dan glaukonit berukuran halus hingga kasar dengan bentuk menyudut tanggung hingga membundar tanggung, terpilah sedang, tersemen oleh batuan karbonat serta berlapis baik dengan tebal lapisan antara 20–40 cm, pada beberapa tempat menunjukkan adanya struktur silang-siur. Batugamping pasiran yang dijumpai berwarna kelabu muda, kompak dan berlapis baik dengan ketebalan antara 15–20 cm, mengandung mineral kuarsa dan glaukonit serta foraminifera kecil dalam jumlah yang banyak.
- 6) Formasi Wonocolo (*Tmw*): tersusun oleh napal pasiran yang berselingan dengan batugamping pasiran. Napal pasiran yang dijumpai berwarna kelabu kehijauan sampai coklat kekuningan, mengandung *foraminifera* kecil yang melimpah, mineral kuarsa, glaukonit dan mika. Batugamping pasiran yang secara teratur berselingan dengan napal pasiran, secara umum berwarna

- kelabu sampai coklat mengandung mineral kuarsa, glaukonit dan *foraminifera* kecil, dijumpai perlapisan dengan ketebalan antara 15 – 20 cm.
- 7) Formasi Bulu (*Tmb*): tersusun oleh batugamping pasiran dengan sisipan napal pasiran. *Batugamping* pasiran berwarna putih - kalbu hingga coklat kekuningan, berbutir halus hingga kasar, menunjukkan struktur pelat (*platy*) setebal antara 5 - 20 cm, pada umumnya dijumpai adanya struktur perlapisan silang - siur, kompak dan secara setempat pejal, mengandung mineral kuarsa, foraminifera, moluska dan koral. Napal pasiran berwarna coklat kekuningan mengandung foraminifera dan cangkang moluska.
 - 8) Formasi Tawun (*Tmt*): tersusun oleh napal pasiran berselingan dengan batugamping bioklastika. Napal pasiran yang dijumpai berwarna coklat kekuningan, berbutir halus sampai sedang dan berlapis dengan ketebalan dari 5–10 cm. Batugamping bioklastika berwarna coklat sampai kelabu berlapis dengan ketebalan antara 20–40 cm dan banyak mengandung foraminifera besar.
 - 9) Anggota Ngrayong Formasi Tuban (*Tmtn*): tersusun atas batupasir kuarsa yang berselingan dengan batulempung pasiran dan batugamping. Tersebar di daerah bagian utara Kabupaten Tuban dan bagian Tengah. Batupasir kuarsa yang dijumpai berwarna putih sampai kuning kecoklatan. Batugamping berwarna coklat kekuningan, kompak berlapis baik dengan ketebalan antara 10 – 50 cm, mengandung *foraminifera* besar. Batulempung, berwarna kelabu, coklat hingga ungu merupakan selingan dibagian tengah dan atas, setempat menyerpih dan mengandung mika dan foraminifera kecil.
 - 10) Formasi Tuban (*Tmt*): tersusun atas batulanau, berwarna kelabu, hijau dan kelabu kekuningan dengan selingan batugamping pasiran lempungan. Setempat mengandung kongkresi dan batulempung gampingan besian. Ketebalan diperkirakan 600 meter. Formasi Tuban terdiri atas perlapisan batulempung yang bersifat monoton dengan beberapa sisipan batugamping. Formasi ini secara umum tersusun oleh klastika karbonat dalam bentuk *packstone-wackestone*, yang mengandung fosil foraminifera besar disertai dengan fragmen koral dan algae. Kandungan fosil *Globigerinoides primordius*, *Globotalia peripheronda*, *Globigerinoides sicanus* yang menunjukkan bahwa umur Miosen Awal dan lingkungan laut dalam (Pringgoprawiro, 1983).

Daerah Kabupaten Tuban termasuk kedalam lajur Rembang. Lajur ini pada umumnya merupakan endapan paparan yang kaya akan batuan karbonat

dan jarang dijumpai endapan piroklastik. Lipatan dan sesar dapat diamati pada batuan Oligo-Miosen sampai Pliosen. Umumnya sumbu antikin berarah baratlaut-tenggara dengan sudut kemiringan antara 10 sampai 30 derajat dan berkembang pada formasi Kujung dan Tuban. Sesar terdapat pada batuan sedimen berumur Oligo-Miosen sampai Pliosen dan umumnya berarah timurlaut-baratdaya dan baratlaut-tenggara (Siregar, Sepriawati., *et al.*, 2017).

2.1.1.3. Sejarah Geologi Zona Rembang (Kabupaten Tuban)

Sejarah geologi Kabupaten Tuban diperkirakan mulai pada kala Oligo-Miosen dimana pada kala tersebut daerah ini merupakan suatu cekungan. Kemudian formasi Kujung diendapkan yang kaya akan batuan karbonat dengan lingkungan pengendapan laut dangkal sampai dalam (Van Bemmelen, 1949).

Batuan tertua yang tersingkap di Kabupaten Tuban adalah batugamping dan napal yang berumur Miosen awal. Pada waktu itu wilayah ini berupa cekungan laut dangkal. Di dalam cekungan ini terendapkan batugamping dan napal yang termasuk dalam Formasi Tawun. Selama Miosen tengah terjadi penurunan muka air laut, sehingga kedalaman cekungan makin dangkal (litoral) dan terendapkan serpih karbonat bersisipan batubara dari Anggota Ngrayong Formasi Tuban, seperti yang tersingkap di daerah Jamprong sampai Gayam. Anggota Ngrayong Formasi Tuban menindih tak selaras Formasi Tawun dengan dicirikan oleh adanya bidang erosi pada Formasi Tawun. Kemudian pada kala Miosen Tengah bagian atas terjadi genang laut (transgresi) sehingga terbentuk endapan napal Formasi Bulu didalam lingkungan pengendapan laut dangkal. Genang laut tersebut mencapai puncaknya pada kala Miosen Akhir bagian bawah sehingga terbentuk napal Formasi Wonocolo yang berlingkungan pengendapan laut dalam (Profil Pertambangan dan Industri Kabupaten Tuban Propinsi Jawa Timur).

Peristiwa selanjutnya adalah terjadinya susut laut pada kala Miosen Akhir yang membentuk batupasir glaukonitan Formasi Ledok berlingkungan pengendapan litoral. Di bagian utaranya batupasir glaukonitan tersebut berasosiasi dengan batugamping terumbu. Selanjutnya pada kala Pliosen Awal terjadi penurunan lingkungan pengendapan sehingga berubah menjadi neritik sampai laut dalam. Pada kala ini terbentuk napal Formasi Mundu. Peristiwa genang laut ini mencapai puncaknya pada kala Pliosen Akhir yang membentuk batulempung lanauan. Pada saat yang bersamaan ditempat lain terbentuk pula batugamping setempat dolomititan dari Formasi Paciran. Kedua Formasi tersebut berhubungan secara menjemari. Peristiwa selanjutnya adalah terjadinya susut

laut atau pengangkatan pada kala Plio-Plistosen sehingga terbentuk lingkungan pengendapan laut dangkal, yang mengendapkan batulempung hitam pasir yang mengandung banyak sisa tumbuhan. Batuan-batuan ini termasuk dalam Formasi Lidah. Pengangkatan tersebut terus berlangsung sampai sekarang dan terbentuk endapan alluvial. Kegiatan ini di bagian selatan wilayah Tuban disertai dengan terjadinya kegiatan gunung api Kuartar (Profil Pertambangan dan Industri Kabupaten Tuban Propinsi Jawa Timur).

2.1.2. Mikrotremor

Mikrotremor merupakan getaran alami tanah (*ambient noise*) yang berasal dari dua sumber, yaitu alam dan buatan. Sumber mikrotremor berupa alam menghasilkan nilai frekuensi rendah yaitu di bawah 1 Hz. Gelombang laut menimbulkan *ambient vibration* dengan frekuensi sekitar 0,2 Hz sedangkan interaksi antara gelombang laut dan pantai menghasilkan nilai frekuensi sekitar 0,5 Hz. Frekuensi tinggi yaitu lebih dari 1 Hz bisa ditimbulkan oleh angin dan aliran air. Sumber utama yang menghasilkan nilai frekuensi tinggi yaitu aktifitas manusia seperti lalu lintas kendaraan, aktivitas industri, bangunan, dan lainnya (Rahmatullah, 2013). Mikrotremor juga mempunyai frekuensi lebih tinggi dari frekuensi gempa bumi, periodenya kurang dari 0,1 detik yang secara umum berkisar antara 0,05-2 detik serta untuk mikrotremor periode panjang mencapai 5 detik, sedang amplitudanya berkisar 0,1-2,0 mikrometer (Tokimatsu, 1995). Mikrotremor diklasifikasikan menjadi dua jenis berdasarkan rentang periodenya. Jenis pertama adalah mikrotremor periode pendek dengan periode kurang dari 1 detik dan keadaan ini terkait dengan struktur bawah permukaan yang dangkal dengan ketebalan beberapa puluh meter. Jenis kedua adalah mikrotremor periode panjang dengan periode lebih dari 1 detik, keadaan ini terkait struktur tanah yang lebih dalam, menunjukkan dasar dari batuan keras (Mirzaoglu *et al.*, 2003).

Mikrotremor dapat juga diartikan sebagai *ambient noise* yang terjadi secara terus-menerus, terjebak di dalam lapisan sedimen permukaan, terpantulkan oleh adanya bidang batas lapisan dengan frekuensi yang tetap, disebabkan oleh getaran mikro di bawah permukaan tanah dan kegiatan alam lainnya. Oleh karena itu, pengukuran mikrotremor sering dipraktikkan dalam karakterisasi suatu daerah karena kesederhanaannya, biaya yang rendah, dan tidak mengganggu terhadap kegiatan lain (Motamed, 2007). Dalam kajian teknik kegempaan, litologi yang lebih lunak mempunyai risiko yang lebih tinggi bila digoncang gelombang gempa bumi dikarenakan mengalami penguatan

(amplifikasi) gelombang yang lebih besar dibandingkan dengan batuan yang lebih kompak (Housner, 1983).

Pengukuran mikrotremor sering diterapkan dalam mengamati karakteristik dinamika tanah yang ditinjau dari penjalaran gelombang seismik. 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 yaitu dua komponen horizontal EW (*east-west*) dan NS (*north-south*), serta satu komponen vertikal (*up-down*). 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. Spektra *ambient noise* yang diperoleh dari pengukuran mikrotremor dapat digunakan untuk menentukan respon lokasi khususnya frekuensi dari puncak utama atau frekuensi resonansi lapisan sedimen. Respon lokasi pada daerah sedimen sangat berhubungan dengan ketebalan sedimen dan kecepatan gelombang geser sehingga respon lokasi yang diperoleh dari teknik perbandingan spectra dapat digunakan untuk menentukan ketebalan sedimen. Mikrotremor dapat digunakan dalam perancangan bangunan tahan gempa, yakni dengan mengetahui periode natural dari tanah setempat untuk menghindari terjadinya resonansi. Mikrotremor juga dapat digunakan untuk mengetahui jenis tanah berdasarkan tingkat kekerasannya (Subardjo, 2008).

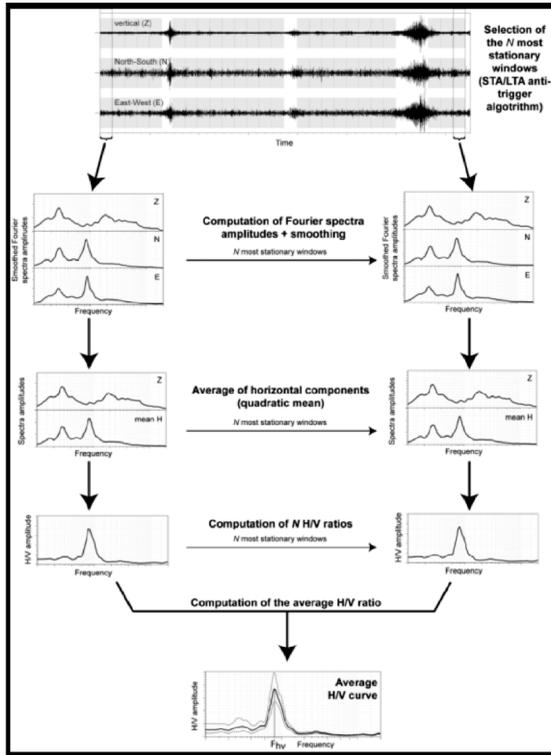
Kajian mikrotremor telah banyak digunakan untuk memperkirakan kerusakan yang timbul akibat bencana gempabumi. Kajian ini sangat tepat dan baik dalam memperkirakan tingkat resiko yang disebabkan oleh aktivitas seismik dengan kondisi geologi setempat (Sato *et al.*, 2008). Mikrotremor pun banyak digunakan seperti untuk identifikasi resonansi frekuensi natural bangunan dan tanah, untuk mikrozonasi suatu daerah, maupun untuk mengestimasi gempa bumi serta kerentanan tanah (Ansal, 2001).

2.1.3. Metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)

Salah satu cara untuk mengetahui karakterisasi dinamika lapisan permukaan tanah adalah dengan metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSR). Metode HVSR pertama kali diperkenalkan oleh Nogoshi dan Irigashi (1971) yang kemudian disempurnakan oleh Nakamura (1989), sehingga biasa dikenal dengan sebutan Metode Nakamura. Metode ini efektif digunakan untuk mengetahui dinamika lapisan tanah dalam area yang luas, karena dirasa metode HVSR merupakan metode yang cukup efektif. Metode HVSR digunakan untuk

mengolah rekaman seismogram dan memiliki hasil yang baik dalam memberikan informasi tentang efek tapak suatu daerah berdasarkan interpretasi kurva H/V . Hasil dari intrepetasi kurva H/V akan dapat memberikan perkiraan tingkat kerentanan suatu wilayah terhadap bahaya gempa bumi (Narotama, 2011). Nakamura mengenalkan metode HVSR untuk melihat karakteristik dinamika lapisan tanah permukaan yang diakibatkan *local site effect* saat gempa bumi (Nakamura, 1997).

Metode HVSR merupakan metode yang digunakan sebagai indikator struktur bawah permukaan tanah yang memperlihatkan hubungan antara perbandingan-perbandingan rasio spektrum fourier dari sinyal mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya (Nakamura, 1989). Metode ini didasari oleh terperangkapnya getaran gelombang geser (gelombang SH) pada medium sedimen diatas *bedrock*. Parameter penting yang dihasilkan dari metode HVSR ialah frekuensi natural (f_0) dan faktor amplifikasi (A_0). Kedua parameter ini merupakan implementasi dari karakterisasi geologi setempat/efek tapak lokal (Nakamura, 1989). Kemampuan teknik HVSR dapat memberikan informasi efek lokal yang akurat dan stabil (Herak, 2008).



Gambar 2. 3. Ilustrasi komputasi HVSR (www.geopsy.org)

Umumnya gelombang mikrotremor tersusun atas banyak gelombang utamanya adalah gelombang *Rayleigh*, dan periode puncak perbandingan H/V yang memberikan dasar untuk periode gelombang geser (*S-wave*). Perbandingan H/V pada mikrotremor merupakan perbandingan dua komponen yang secara teoritis menghasilkan suatu nilai. Metode HVSR digunakan untuk menentukan nilai amplifikasi dan nilai periode dominan suatu lokasi yang dapat diperkirakan dari periode puncak perbandingan H/V mikrotremor (Nakamura, 2000). Karena rasio spectrum antara komponen horizontal dan vertikal mendekati satu, maka gangguan yang terekam pada permukaan lapisan tanah akibat efek gelombang *Rayleigh* dapat dihilangkan, sehingga hanya pengaruh struktur geologi atau *site effect* (T_{site}). Hal ini juga didapatkan dari pengukuran mikrotremor pada penelitian Nakamura dengan menggunakan *borehole*.

Menurut Nakamura (2000), *site effect* (T_{site}) ditentukan berdasarkan perbandingan faktor amplifikasi gerakan horizontal (T_H) dan vertikal (T_V) dari permukaan tanah yang terkena batuan dasar.

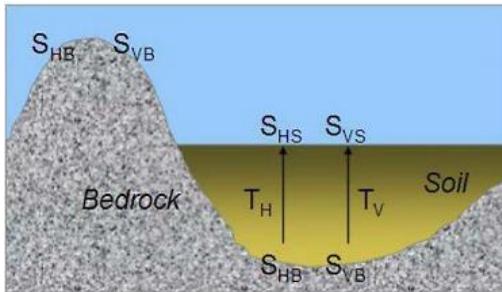
$$T_H = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (2.1)$$

$$T_V = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (2.2)$$

Dimana (T_{site}) menunjukkan puncak amplifikasi pada frekuensi dasar pada suatu lokasi (Slob, 2007):

$$T_{SITE} = \frac{T_H}{T_V} = \frac{S_{VS}}{S_{HB}} \quad (2.3)$$

S_{HS} adalah spectrum dari komponen horizontal sinyal mikrotremor di permukaan tanah, S_{HB} adalah spektrum dari komponen horizontal sinyal mikrotremor pada dasar lapisan tanah, S_{VS} adalah spektrum gerak vertikal sinyal mikrotremor di permukaan tanah, dan S_{VB} merupakan spektrum dari komponen gerak vertikal sinyal mikrotremor pada dasar lapisan tanah (Nakamura, 2000). Asumsi yang digunakan dalam metode Nakamura ditunjukkan pada Gambar (2.5).



Gambar 2. 4. Model cekungan yang berisi material sedimen (Nakamura, 2000)

Dari persamaan (2.1) dan (2.2) *site effect* atau efek lokal sangat dipengaruhi oleh perambatan gelombang mikroseismik yang dipengaruhi oleh kondisi geologi setempat. Nakamura (2000) juga mengasumsikan bahwa data mikroseismik tersusun atas beberapa jenis gelombang *Rayleigh* yang merambat pada lapisan sedimen di atas batuan dasar. Efek gelombang *Rayleigh* pada mikroseismik terdapat pada spektrum komponen vertikal di lapisan sedimen permukaan, tetapi tidak terdapat pada spektrum komponen vertikal di batuan dasar. Komponen vertikal mikroseismik tidak teramplifikasi oleh lapisan sedimen ($A_v - 1$) di permukaan tanah. Daryono & Prayitno (2009) juga menambahkan efek gelombang *Rayleigh* pada rekaman mikrosesmik adalah ekuivalen untuk komponen yang terekam. Untuk rentang frekuensi (0,2 – 20 Hz)

rasio spectrum antara komponen horisontal dan vertikal di batuan dasar mendekati nilai satu ($\frac{S_{VB}}{S_{HB}} \approx 1$). Pada kondisi tersebut rasio spektrum antara komponen horisontal dan vertikal dari gelombang mikrotremor yang terekam di permukaan memungkinkan efek gelombang *Rayleigh* pada batuan dasar untuk dieliminasi, sehingga menyisakan efek yang disebabkan oleh kondisi geologi lokal, oleh karena itu pada pengukuran di lapangan terdapat dua komponen horisontal yang diukur yaitu komponen horisontal utara-selatan dan komponen horisontal barat-timur. Maka sesuai persamaan yang digagas Nakamura:

$$HVSR = T_{SITE} = \sqrt{\frac{H_{EW}^2(f) + H_{NS}^2(f)}{V_{UD}(f)}} \quad (2.4)$$

Persamaan di atas menjadi perhitungan rasio spektrum mikrotremor komponen horisontal terhadap komponen vertikal HVSR. Dimana $R(f)$ adalah spectrum rasio HVSR, $H_{EW}^2(f)$ adalah spectrum komponen barat-timur, $H_{NS}^2(f)$ adalah spectrum komponen horisontal utara-selatan, dan $V_{UD}(f)$ adalah spectrum komponen vertikal.

Persamaan (2.4) dimana komponen horisontal dan vertikal dipengaruhi oleh amplifikasinya. Hasil dari kurva HVSR adalah frekuensi natural dan amplifikasi, dimana frekuensi natural adalah frekuensi dominan yang terdapat pada daerah tersebut dan amplifikasinya adalah besarnya penguatan gelombang pada saat melalui medium tertentu.

Pada analisis mikrotremor, HVSR digunakan untuk karakterisasi suatu wilayah. Dalam penggunaan metode ini, digunakan beberapa asumsi utama dalam teknik Nakamura (Sato *et al.*, 2008) antara lain:

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

Nakamura (1989) mengidentifikasi bahwa jika diasumsikan gelombang geser dominan pada mikrotremor, maka rasio spektrum horisontal terhadap vertikal (HVSR) pada data mikrotremor suatu tempat sama dengan fungsi transfer gelombang geser yang bergetar antara permukaan dan batuan dasar di suatu tempat. Nakamura menduga bahwa mikrotremor berperiode pendek

sebagian besar terdiri dari gelombang geser dan gelombang permukaan dianggap sebagai *noise*. Dari hasil analisis data gempa menunjukkan bahwa nilai maksimum rasio getaran horizontal dan vertikal dalam setiap pengamatan ($\Delta H/\Delta V$) memiliki keterkaitan dengan kondisi tanah (Nakamura, 1989).

Jika mengikuti asumsi diatas, amplifikasi didefinisikan sebagai:

$$S_E(\omega) = H_S(\omega)/H_B(\omega) \quad (2.5)$$

Dimana $H_S(\omega)$ dan $H_B(\omega)$ merupakan spectrum amplitudo horizontal di permukaan tanah dan batuan dasar. Dengan tidak adanya amplifikasi dalam komponen vertikal, spectrum sumber mikrotremor dapat dinyatakan sebagai rasio spectrum Fourier vertikal pada permukaan dan batuan dasar, yaitu:

$$A_S(\omega) = V_S(\omega)/V_B(\omega) \quad (2.6)$$

Setelah normalisasi dengan spectrum yang memungkinkan untuk menghilangkan efek sumber yang tidak diketahui dari amplifikasi tanah, dapat diperoleh fungsi transfer dari lapisan tanah:

$$S_M(\omega) = \frac{S_E(\omega)}{A_S(\omega)} = \left[\frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)} \right] / \left[\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)} \right] \quad (2.7)$$

Karena sesuai dengan Nakamura, maka:

$$\frac{H_B(\omega)}{V_B(\omega)} = 1 \quad (2.8)$$

Fungsi transfer dapat dinyatakan sebagai:

$$S_M(\omega) = \frac{H_S(\omega)}{V_S(\omega)} \quad (2.9)$$

Atau, dengan kata lain, komponen vertikal dari getaran mikrotremor di permukaan mempertahankan karakteristik komponen horizontal batuan dasar.

2.1.4. Efek Tapak Lokal (*Local Site Effect*)

Karakteristik geologi permukaan dan geoteknik dari tanah mempunyai peran penting dalam kaitannya dengan getaran seismik tanah. Variasi parameter getaran tanah berupa amplitudo, kandungan frekuensi dan durasi dikenal dengan *site effect*. *Site effect* utamanya terjadi karena adanya kontras impedansi antara lapisan tanah dengan batuan dasar (*bedrock*) (Ari Sungkowo, 2016).

Pengaruh dari kondisi geologi lokal dan kondisi soil terhadap intensitas getaran gempa dan kerusakan yang terjadi karena gempa telah di ketahui semenjak dahulu. Guthenberg (1927) dalam Thomson and Silva (2013), mengembangkan faktor amplifikasi dari rekaman mikroseismik pada lokasi-lokasi yang berbeda kondisi bawah permukaannya. Kondisi *site* lokal secara mendalam mempengaruhi semua karakteristik penting yaitu parameter amplitudo, kandungan frekuensi dan durasi dari gerakan gempa. Besarnya

pengaruh tergantung pada bentuk geometri dan sifat-sifat material bawah permukaan, kondisi topografi, dan karakteristik *input motion*.

Telah dilaporkan oleh beberapa peneliti (Nakamura, 2000; Herak *et. al.*, 2009; Daryono *et. al.*, 2009; Hasancebi dan Ulusay, 2006 dalam Sungkono dan Santosa, 2011), bahwa kerusakan struktur bangunan akibat gempa dan intensitas guncangan tanah selama gempa secara signifikan dipengaruhi oleh efek lokal, yakni geologi setempat. Efek lokal yang dapat menyebabkan kerusakan akibat gempabumi berkorelasi dengan parameter HVSR mikrotremor, yang dicirikan oleh frekuensi natural rendah (periode tinggi) dan amplifikasi tinggi. Batuan sedimen yang lunak dapat memperkuat amplitude gelombang gempa, sehingga bangunan atau industri yang dibangun di atas sedimen lunak akan mudah mengalami kerusakan (Bahri, 2012).

Tingkat kerusakan akibat gempabumi tidak hanya dipengaruhi oleh magnitudo dan jarak pusat gempabumi. Namun juga dapat dipengaruhi oleh kondisi geologi lokal yang disebut efek tapak lokal (*local site effect*). Beberapa kasus gempabumi yang telah terjadi menunjukkan bahwa kerusakan lebih parah terjadi pada dataran aluvial dibandingkan dengan daerah perbukitan (Nakamura, 2000 dalam Sunardi *et. al.*, 2012). Banyak daerah dengan populasi yang besar berada pada sedimen lunak (seperti di daerah lembah dan muara) yang struktur tanahnya cenderung memperkuat gelombang seismik (Bard, 1998 dalam Sunardi *et. al.*, 2012). Litologi yang lebih lunak cenderung akan memberikan respon periode getaran yang panjang (frekuensi rendah) dan mempunyai resiko yang lebih tinggi bila digoncang gelombang gempabumi karena akan mengalami penguatan yang lebih besar dibandingkan dengan batuan yang lebih kompak. Fenomena ini biasanya disebut *site effect* atau *site amplification* (Novianita, 2009 dalam Sunardi *et. al.*, 2012). Pada kasus daerah yang memiliki sedimen tebal sangat rentan untuk terjadi likuifaksi. Sehingga beberapa faktor yang harus dipertimbangkan dalam mengestimasi efek tapak lokal antara lain ukuran butir tanah, muka air tanah, dan percepatan getaran tanah maksimum (Harahap *et al.*, 2013).

Beberapa contoh kasus fenomena efek tapak lokal adalah gempabumi Bantul 27 Mei 2006 dan gempabumi Michoacan, Mexico 19 September 1985. Gempabumi Bantul, 2006 magnitudonya relatif kecil namun mengakibatkan lebih dari 6.000 orang meninggal dunia dan 1.000.000 orang kehilangan tempat tinggal (Walter *et. al.*, 2008 dalam Sunardi *et. al.*, 2012). Gempabumi Michoacan juga menimbulkan kerusakan parah, meskipun jarak antara pusat gempabumi dengan kota Michoacan lebih dari 100 kilometer. Gempabumi Bantul dan

Michoacan menjadi sangat merusak disebabkan oleh kondisi geologi lokal. Graben Bantul merupakan cekungan yang berisi material lepas produk erupsi Gunungapi Merapi (Daryono, 2011 dalam Sunardi *et. al.*, 2012), sementara Kota Michoacan dibangun di atas bekas rawa. Ketebalan lapisan sedimen kedua kota ini memicu terjadinya resonansi gelombang gempabumi, sehingga menimbulkan amplifikasi getaran gempabumi (Tuladhar *et. al.*, 2004 dalam Sunardi *et. al.*, 2012).

2.1.4.1. *Frekuensi Natural Tanah (f_o)*

Frekuensi dominan adalah nilai frekuensi yang kerap muncul dan diakui sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan sehingga dapat menunjukkan jenis maupun karakteristik batuan di wilayah tersebut. Lachet dan Brad (1994) menyimpulkan bahwa gelombang yang cukup dominan di dalam gelombang mikrotremor disamping gelombang *Rayleigh* adalah gelombang geser. Dari nilai frekuensi dominan yang terukur dipermukaan, dapat diketahui karakteristik batuan di bawahnya. Hal tersebut dapat dilihat (Tabel 2.1) tentang klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor.

Frekuensi dominan dipengaruhi oleh kecepatan geser rata-rata dan ketebalan sedimen bawah permukaan.

$$f_o = \frac{V_s}{4H} \quad (2.10)$$

Dengan f_o adalah frekuensi natural (Hz), V_s adalah kecepatan gelombang geser (m/s), dan H adalah ketebalan lapisan sedimen (m).

Berdasarkan nilai frekuensi dominan dapat diperkirakan nilai periode dominan dan V_{s30} . Nilai frekuensi selalu berbanding terbalik dengan nilai periode, sedangkan nilai frekuensi berbanding lurus dengan nilai V_{s30} . Frekuensi tinggi mencerminkan dari material batuan yang lebih masif seperti batuan breksi andesit. Frekuensi yang relatif rendah mencerminkan adanya sedimen tebal di lokasi pengukuran di mana terdapat *topsoil* atau lempung di permukaan. Frekuensi rendah menandakan bahwa tempat tersebut memungkinkan terkena kerusakan yang parah. Amplitudo gelombang permukaan akan mengecil dengan cepat terhadap kedalaman. Hal ini dikarenakan adanya dispersi pada gelombang permukaan, yaitu penguraian gelombang berdasarkan panjang gelombangnya sepanjang perambatan gelombang.

Dengan menghubungkan kerusakan bangunan akibat getaran gempabumi dengan parameter pada persamaan (2.10), dapat diketahui bahwa daerah yang rawan kerusakan bangunan akibat getaran gempa terjadi pada daerah

dengan geologi lapisan sedimen tebal dan atau lapisan permukaan berupa sedimen lunak, contohnya pasir, pasir lanauan, gambut. Hal ini sesuai dengan hasil penelitian yang dilakukan oleh Prastowo (2015) yang menyatakan bahwa semakin tebal lapisan sedimen akan menghasilkan nilai frekuensi natural atau frekuensi dominan yang kecil. Hal yang sama juga didukung oleh Ventura *et al* (2014) bahwa rendahnya nilai frekuensi dominan disebabkan oleh tebalnya material sedimen halus di dataran alluvial, sedangkan tingginya frekuensi dominan disebabkan oleh tipisnya sedimen pada singkapan batuan dasar.

Tabel 2. 1. Klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor oleh Kanai (1983).

Klasifikasi Tanah		Frekuensi Dominan (Hz)	Klasifikasi Kanai	Deskripsi
Tipe	Jenis			
Tipe IV	Jenis I	6,7 – 20	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan <i>hard sandy, gravel</i> .	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis, didominasi oleh batuan keras.
	Jenis II	4 – 6,7	Batuan alluvial dengan ketebalan 5 m. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, dan loam</i> .	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah 5 – 10 meter.
Tipe III	Jenis III	2,5 – 4	Batuan alluvial dengan ketebalan > 5 m. Terdiri dari <i>sand, sandy-clay, dan clay</i> .	Ketebalan sedimen permukaan masuk dalam kategori tebal, sekitar 10 – 30 meter.
Tipe II	Jenis IV	< 2,5	Batuan alluvial yang terbentuk dari sedimentasi delta, <i>top soil, lumpur</i> . Dengan kedalaman 30 m atau lebih.	Ketebalan sedimen permukaannya sangatlah tebal.
Tipe I				

Dalam kebutuhan mitigasi bencana gempa bumi, nilai f_0 suatu tempat memberi informasi untuk perencanaan bangunan tahan gempa bumi. Struktur bangunan yang memiliki nilai f_0 sama dengan nilai f_0 tanah akan mengalami resonansi jika terjadi gempa bumi. Efek resonansi akan memperkuat getaran

gempabumi sehingga menyebabkan bangunan roboh saat terjadi getaran gempabumi kuat. Selain bahaya resonansi getaran gempabumi, karakteristik dinamika tanah dengan f_0 sangat rendah sangat rentan terhadap bahaya vibrasi periode panjang yang dapat mengancam gedung-gedung bertingkat tinggi (Tuladhar, 2002 dalam Ngadmanto *et. al.*, 2013).

2.1.4.2. Periode Dominan Tanah (T_g)

Periode predomnan T_g merupakan salah satu parameter yang mempengaruhi nilai percepatan getaran tanah maksimum. Periode predomnan diperoleh dari frekuensi predomnan (f_0) yang dapat mengindikasikan karakter lapisan batuan yang ada di suatu wilayah (Arifin *et. al.*, 2014). Periode predomnan tanah akan mempengaruhi besarnya percepatan batuan pada lapisan batuan dasar (*bedrock*) dan pada permukaan (*ground surface*).

Nilai periode dominan juga dapat digunakan untuk mengidentifikasi karakter lapisan batuan yang ada pada lokasi penelitian. Nilai periode dominan didapatkan berdasarkan perhitungan sebagai berikut:

$$T_g = \frac{1}{f_0} \tag{2.11}$$

Untuk T_0 adalah periode dominan dan f_0 frekuensi dominan. Dalam hal ini Kanai, Omote, dan Nakajima juga telah mengklasifikasikan tanah berdasarkan periode dominan tanah. Dan zhao mengklasifikasikan tanah kedalam empat kelas yang mengacu pada *site classification* dari NEHRP (*National Eartquake Hazard Reduction Program*).

Tabel 2. 2. Klasifikasi Tanah Kanai – Omote Nakajima (Gunawan dan Subardjo, 2005; Pitilakis *et. al.*, 2004)

Klasifikasi Tanah		Periode (T) sekon	Keterangan	Karakter
Kanai	Omote-nakajima			
Jenis I	Jenis A	0,05 – 0,15	Batuan tersier atau lebih tua. Terdiri dari batuan pasir berkerikil keras	Keras
Jenis II		0,15 – 0,25	Batuan alluvial dengan ketebalan 5 m. terdiri dari pasir berkerikil (<i>sandy gravel</i>), lempung keras (<i>sandy hard clay</i>), tanah liat, lempung (<i>loam</i>)	Sedang

Jenis III	Jenis B	0,25 – 0,40	Batuan alluvial hampir sama dengan jenis II hanya, dibedakan oleh adanya formasi bluff.	Lunak
Jenis IV	Jenis C	> 0,40	Batuan alluvial terbentuk dari sedimentasi delta, topsoil, lumpur, humus, endapan delta atau endapan lumpur, yang tergolong ke dalam tanah lembek dengan kedalaman 30 m atau lebih.	Sangat Lunak

Tabel 2. 3. Klasifikasi tanah berdasarkan (Zhao *et al.*, 2004)

Klasifikasi Tanah		Periode Dominan (T)	Deskripsi
Site Class (Zhao)	NEHRP Class		
SC I	A B	$\leq 0,2$ s	<i>Rock/stiff soil</i>
SC II	C	$0,2 \text{ s} \leq T_o < 0,4 \text{ s}$	<i>Hard soil</i> (keras)
SC III	D	$0,4 \text{ s} \leq T_o < 0,6 \text{ s}$	<i>Medium soil</i> (sedang)
SC IV	E	$T_o \geq 0,6 \text{ s}$	<i>Soft soil</i> (lunak)

2.1.4.3. Faktor Amplifikasi (A_o)

Amplifikasi gelombang adalah menguatnya amplitude gelombang karena efek tapak lokal, dimana tanah yang relatif lunak akan menghasilkan amplitude getaran gempa yang lebih besar jika dibandingkan tanah yang relatif keras. Faktor amplifikasi memberikan gambaran pembesaran percepatan gerakan tanah dari batuan dasar ke permukaan (Partono, *et al.*, 2017). Besarnya nilai amplifikasi di setiap lokasi dapat bervariasi bergantung pada tingkat kekerasan batuan (Sungkono *et al.*, 2011).

Amplifikasi merupakan perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, atau gelombang seismik akan mengalami perbesaran jika merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya. Semakin besar perbedaan itu, maka perbesaran yang dialami gelombang tersebut akan semakin besar. Nakamura (2000) menyatakan bahwa nilai faktor penguatan (amplifikasi) tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi kedua

lapisan tersebut tinggi maka nilai faktor penguatan juga tinggi, begitu pula sebaliknya.

Nilai amplifikasi suatu tempat dapat diketahui dari tinggi puncak spektrum kurva HVSR hasil pengukuran mikrotremor di tempat tersebut (Nakamura, 2000). Sementara Marjiyono (2010) menyatakan bahwa amplifikasi berbanding lurus dengan nilai perbandingan spectral horizontal dan vertikalnya (H/V). Nilai amplifikasi bisa bertambah jika batuan telah mengalami deformasi (pelapukan, pelipatan, dan persesasaran) yang mengubah sifat batuan. Pada batuan yang sama, nilai amplifikasi dapat bervariasi sesuai dengan tingkat deformasi pada pelapukan tubuh batuan tersebut.

Berdasarkan pengertian diatas, amplifikasi dapat dituliskan dalam persamaan suatu fungsi perbandingan nilai kontras impedansi, yaitu:

$$A_o = \frac{\rho_b \cdot v_b}{\rho_s \cdot v_s} \tag{2.12}$$

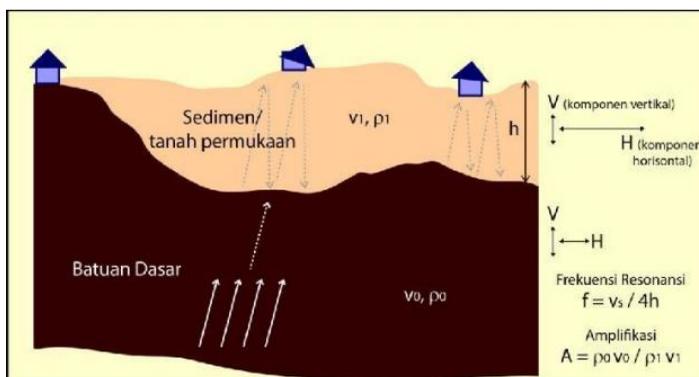
Dimana ρ_b merupakan densitas batuan (gr/ml), v_b dan v_s adalah kecepatan rambat gelombang di batuan dasar dan batuan lunak (m/dt), sedangkan ρ_s adalah rapat massa dari batuan lunak (gr/ml).

Nilai amplifikasi tinggi menunjukkan kontras impedansi yang tinggi, artinya densitas (ρ) antarlapisan sangat berbeda. Dalam analisa resiko gempa bumi, kontras impedansi tinggi mengakibatkan resiko yang tinggi apabila terjadi gempabumi. Nilai amplifikasi dipengaruhi oleh kecepatan gelombang. Apabila kecepatan gelombang semakin kecil maka amplifikasi semakin besar, dimana menunjukkan bahwa amplifikasi berhubungan dengan tingkat kepadatan batuan. Berkurangnya kepadatan batuan dapat meningkatkan nilai amplifikasi karena pada batuan yang kurang padat (sedimen lunak) akan memperlama durasi gelombang menjalar di lokasi tersebut dan memperbesar amplitudo gelombangnya, sehingga terjadi guncangan terhadap bangunan di atas permukaan. Hal ini yang dapat menyebabkan tingkat potensi resiko bencana gempabumi semakin besar. Nilai amplifikasi menurun pada batuan yang padat karena amplitudo gelombang yang menjalar di batuan padat relatif kecil (Nakamura, 2000).

Tabel 2. 4. Klasifikasi Faktor Amplifikasi (Marjiyono, 2010)

Zona	Klasifikasi	Faktor Amplifikasi
1	Rendah	< 3
2	Normal	3 < A < 6
3	Tinggi	6 < A < 9
4	Sangat Tinggi	A > 9

Kerusakan struktur bangunan akibat gempa dan intensitas guncangan tanah selama gempa secara signifikan dipengaruhi oleh kondisi geologi, ketebalan sedimen, dan sifat fisika batuan (Marjiyono, 2010). Batuan sedimen yang lunak diketahui memperkuat gerakan tanah selama gempa dan karena itu rata-rata kerusakan yang diakibatkan lebih parah daripada lapisan keras. Artinya batuan sedimen merupakan faktor amplifikasi amplitude gelombang gempa. Kota modern yang dibangun diatas sedimen lunak akan mudah mengalami kerusakan akibat amplifikasi gelombang gempa. Nilai faktor penguatan (amplifikasi) tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya (Gambar 2.6).



Gambar 2. 5. Konsep Dasar Amplifikasi Gelombang Seismik (Nakamura, 1989)

Terdapat dua sebab terjadinya amplifikasi gelombang gempa yang dapat mengakibatkan kerusakan bangunan. Pertama, adanya gelombang yang terjebak di lapisan lunak, sehingga gelombang tersebut terjadi superposisi antar gelombang. Jika gelombang tersebut mempunyai frekuensi yang relatif sama, maka terjadi proses resonansi gelombang gempa. Akibat proses resonansi ini, gelombang tersebut saling menguatkan. Kedua, adanya kesamaan frekuensi antara geologi setempat dengan bangunan. Ini akan mengakibatkan resonansi antara bangunan dan tanah setempat. Akibatnya, getaran tanah pada bangunan lebih kuat (Nakamura, 2000).

2.1.4.4. Kecepatan Gelombang Geser Hingga Kedalaman 30 Meter (V_{s30})

Gelombang geser merupakan gelombang *body* yang lebih lambat atau *S-wave*. Hal ini terjadi karena arah gerakan partikel tegak lurus terhadap arah

rambatan gelombang (*wave propagation*). Setiap unit luasan pada gelombang sekunder mengalami tegangan geser. Gelombang ini mendeformasi batuan dengan mengubah bentuk dan hanya dapat merambat pada zat padat. Kecepatan perambatan gelombang geser lebih rendah daripada gelombang longitudinal atau gelombang primer. Apabila terjadi gempa, gelombang ini akan tercatat setelah gelombang primer, sehingga gelombang geser dinamakan gelombang sekunder (Susilawati, 2008).

Respon batuan terhadap getaran gelombang seismik yang melewatinya akan berbeda-beda, tergantung pada jenis batuan. Karakter respon batuan tersebut dapat menunjukkan spesifik dari jenis suatu batuan. Berdasarkan fakta empiris, dapat diketahui bahwa antara satu tempat dengan tempat yang lain memiliki karakteristik dinamik tanah yang berbeda-beda (Refrizon, 2013). Parameter jenis tanah diwakili dengan besar nilai V_{s30} (Hartantyo, 2012).

V_{s30} merupakan kecepatan gelombang geser hingga pada kedalaman 30 meter dari permukaan tanah yang telah banyak digunakan di *Ground Motion Prediction Equations* (GMPEs). Meskipun V_{s30} sendiri tidak bisa mewakili *site effect* karena kecepatan gelombang *shear* di kedalaman 30 meter dari permukaan, kedalaman *bedrock*, dan rasio impedansi antara lapisan tanah dan *bedrock*, semuanya berkontribusi secara signifikan terhadap *respon site* (Castellaro, *et. al*, 2008). Zhao dan Xu (2012) menyatakan bahwa GMPE atau hubungan empiris lainnya, jika dua parameter memiliki korelasi bagus, parameter lainnya bisa digunakan untuk mengganti yang lainnya dalam GMPE, seperti dijelaskan dalam rumus berikut:

$$T_{V_{s30}} = 120 \text{ m} / V_{s30} \tag{2.13}$$

sehingga,

$$V_{s30} = f \times 120 \text{ m} \tag{2.14}$$

dimana $T_{V_{s30}}$ adalah periode pada kecepatan *shear* di kedalaman 30 (sekon), V_{s30} adalah kecepatan *shear* di kedalaman 30 meter (m/s), f adalah frekuensi dominan (Hz). Pada dasarnya semakin keras suatu material tanah, maka kecepatan gelombang geser yang melaluinya semakin besar. Klasifikasi jenis tanah dilakukan menurut kecepatan gelombang geser rata-rata pada tanah setebal 30 meter dari permukaan (V_{s30}) (Kementerian Pekerjaan Umum, 2010). Adapun klasifikasi nilai V_{s30} berdasarkan *National Earthquake Hazard Reduction Program* (NEHRP), *Eurocode 8*, dan SNI 1726-2012 ditunjukkan pada tabel di bawah ini.

Tabel 2. 5. Klasifikasi Jenis Batuan berdasarkan *National Earthquake Hazard Reduction Program* (NEHRP) (Hunter, 2007 dalam Athanasius, et. al., 2015).

<i>Site Class</i>	Profil Jenis Batuan	Vs30 (m/s)
A	Batuan keras	> 1500
B	Batuan	$760 \leq V_{s30} \leq 1500$
C	Sedimen sangat padat dan batuan lunak	$360 \leq V_{s30} \leq 760$
D	Sedimen padat	$180 \leq V_{s30} \leq 360$
E	Sedimen lunak dengan <i>clay</i>	< 180
F	Geoteknik khusus situs	

USGS telah melakukan pendugaan nilai Vs30 dengan parameter kemiringan lereng saja yang diperoleh melalui citra satelit. Kemiringan lereng mencerminkan kekerasan batuan dan ketebalan sedimen, sifat fisik batuan yang menentukan kecepatan gelombang permukaan (Athanasius, et. al., 2015).

Kemiringan lereng (*slope*) dapat mengindikasikan ketebalan sedimen. Material hasil pelapukan akan diendapkan lebih tebal pada bagian yang mempunyai kemiringan lereng lebih kecil. Material sedimen di lereng akan jauh lebih tipis dibandingkan dengan endapan sedimen dalam suatu cekungan. Oleh sebab itu, pada elevasi yang tinggi dan kemiringan lereng yang curam, nilai Vs30 relatif lebih kecil karena pada daerah tersebut didominasi batuan yang keras. Hasil perhitungan Vs30 kemudian dikelaskan ke dalam standar NHERP untuk mengetahui kelas tanah pada daerah tersebut (Athanasius, et. al., 2015).

Tipe tanah A, B, C, dan D dijelaskan oleh profil stratigrafi dan parameter Vs30 yang diberikan pada Tabel (2.10). Referensi tersebut dapat digunakan untuk menjelaskan pengaruh kondisi tanah lokal pada aksi seismik (*Eurocode 8, EN 1998-1*).

Tabel 2. 6. Klasifikasi Tanah Berdasarkan Nilai Vs30 Rata-Rata Sesuai *Eurocode 8* (*Eurocode 8, EN 1998-1*).

Tipe Tanah	Deskripsi Profil Stratigrafi	Vs30 (m/s)
A	Batuan atau formasi geologi, termasuk lapisan sedimen paling tebal 5 meter di bawah permukaan.	> 800
B	Endapan <i>sand</i> sangat padat, <i>gravel</i> , atau <i>clay</i> sangat padat, setidaknya ketebalan beberapa puluh meter, yang	360 – 800

	dicirikan dengan peningkatan sifat mekanis terhadap kedalaman.	
C	Endapan <i>sand</i> medium – padat, <i>gravel</i> atau <i>clay</i> padat dengan ketebalan beberapa puluh hingga ratusan meter.	180 – 360
D	Endapan tanah kohesi rendah sampai sedang (dengan atau tanpa beberapa lapisan kohesi rendah), atau terutama pada tanah kohesi rendah.	< 180
E	Lapisan tanah terdiri dari alluvium pada permukaan dengan nilai Vs tipe C atau D dengan ketebalan bervariasi antara 5 m sampai 20 m, di bawah tanah ini berupa material keras dengan Vs > 800 m/s.	
S ₁	Endapan mengandung ketebalan lapisan minimal 10 m, pada tanah lempung lunak atau lempung lanauan dengan indeks plastisitas tinggi (PI > 40) dan kadar air yang tinggi.	< 100 (indikasi)
S ₂	Endapan tanah likuifiable, dari <i>clay</i> yang sensitif, atau tanah lain yang tidak termasuk dalam tipe A – E atau S ₁ .	

Gelombang geser rata-rata (V_{s30}) juga dapat dihitung menggunakan persamaan berikut:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1, N} \frac{h_i}{v_i}} \quad (2.15)$$

Dimana h_i dan v_i menunjukkan ketebalan (dalam meter) dan kecepatan gelombang geser (pada tingkat regangan geser 10^{-5} atau kurang) dari formasi ke- i atau lapisan dalam total N , lebih dari 30 meter.

Klasifikasi tanah berdasarkan SNI 1726-2012 berlaku untuk tanah kedalaman 30 meter dari permukaan tanah. Profil tanah yang mengandung beberapa jenis lapisan tanah harus dibagi dalam beberapa lapisan yang diberi angka 1 hingga n . Dimana n adalah jumlah lapisan tanah hingga kedalaman 30 meter.

Tabel 2. 7. Klasifikasi Tanah Berdasarkan SNI 1726-2012 (BSN, 2012:17)

Jenis Tanah	\bar{V}_s	N-SPT (<i>blow/0.3m</i>)	\bar{S}_u
SA (batuan keras)	$V_s > 1500$ m/s	N/A	N/A
SB (batuan)	$750 < V_s \leq 1500$ m/s	N/A	N/A
SC (tanah keras, sangat padat, dan batuan lunak)	$350 < V_s \leq 750$ m/s	≥ 50	≥ 100 kN/m ²
SD (tanah sedang/medium)	$175 < V_s \leq 350$ m/s	15 – 50	50 – 100 kN/m ²
SE (tanah lunak)	$V_s < 175$ m/s	< 15	< 50 kN/m ²
	Atau setiap profil tanah yang mengandung 3 meter tanah dengan karakteristik sebagai berikut: <ul style="list-style-type: none"> • Indeks plastisitas, $PI > 20$ • Kadar air, $w \geq 40\%$ • Kuat geser <i>undrained</i>, $\bar{S}_u < 25$ kPa 		
SF (tanah khusus yang membutuhkan investigasi geoteknik spesifik dan analisis respon spesifik tanah)	Setiap profil lapisan tanah yang emiliki salah satu atau lebih dari karakteristik berikut: <ul style="list-style-type: none"> • Rawan dan berpotensi gagal atau runtuh akibat beban gempa seperti mudah likuifaksi, tanah tersementasi lemah. • Lempung sangat organik dan/atau gambut ($H > 3$ meter). • Lempung berplastisitas sangat tinggi ($H > 7,5$ meter dengan $PI > 75$). Lapisan lempung sangat lunak atau setengah teguh ($H > 35$ meter dengan $\bar{S}_u < 50$ kPa).		

Analisis kecepatan gelombang geser dapat mengetahui potensi kerusakan apabila terjadi gempa bumi. Hal ini disebabkan karena dampak kerusakan suatu tempat gempa bumi tidak hanya berdasarkan jarak episenter dan besar kekuatan gempa, tetapi juga kondisi lokal daerah setempat. Salah satu metode yang dapat menggambarkan kondisi lokal daerah setempat adalah pemetaan nilai kecepatan gelombang geser (V_{s30}). Guncangan lebih kuat terjadi pada daerah dengan nilai V_{s30} yang rendah (Susilanto, *et. al.*, 2015).

2.1.4.5. *Ketebalan Lapisan Sedimen (H)*

Local Site Effect merupakan bahasan tentang adanya pengaruh kondisi geologi lokal daerah sekitar terhadap getaran tanah yang terjadi akibat gempa bumi. Salah satu faktor yang menyebabkan terjadinya *local site effect* ketika gempa bumi adalah ketebalan lapisan sedimen pada daerah tersebut (Ai-lan, *et. al.*, 2006; Yasui dan Noguchi, 2004).

Penguatan gelombang pada saat gempa bumi sangat dipengaruhi oleh ketebalan sedimen dan litologi daerah setempat. Makin besar ketebalan sedimen, makin besar pula kemampuan batuan memperbesar amplitudo gelombang. Lapisan sedimen dengan ketebalan kurang dari 10 m cenderung memiliki nilai amplifikasi tanah yang lebih kecil dibanding wilayah dengan lapisan sedimen lebih dari 10 meter (Martasari, 2013).

Alluvium yang merupakan endapan paling muda memiliki kerentanan fisik tertinggi ketika terkena guncangan gempa bumi. Batuan vulkanik kuartar memiliki kerentanan lebih rendah dibanding alluvium. Batuan yang memiliki kerentanan paling rendah yakni batuan umur tersier karena memiliki densitas paling tinggi (Martasari, 2013).

Ketebalan sedimen dapat diestimasi dengan rasio spektrum H/V. Metode HVSR didasari oleh terperangkapnya getaran gelombang SH pada medium sedimen di atas *bedrock*. Besarnya frekuensi dominan pada bawah permukaan tanah dapat dinyatakan dengan persamaan (Nakamura, 2008):

$$f_o = \frac{V_s}{4H} \quad (2.16)$$

dengan H sebagai ketebalan sedimen (m) sehingga:

$$H = \frac{V_s}{4f_o} \quad (2.17)$$

v_s merupakan kecepatan rambat gelombang pada lapisan sedimen (m/s), dan f_o merupakan frekuensi predomnan/frekuensi natural (Hz).

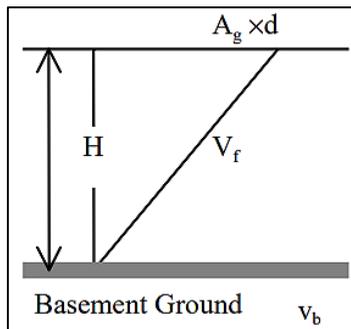
Persamaan di atas menunjukkan bahwa frekuensi dominan tanah berbanding lurus terhadap kecepatan gelombang SH dan berbanding terbalik terhadap ketebalan sedimen atau dengan kata lain ketebalan sedimen berbanding lurus dengan periode dominan. V_{s30} adalah kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 meter dan f_o adalah frekuensi pada amplifikasi maksimum.

2.1.4.6. *Indeks Kerentanan Seismik (K_g)*

Indeks Kerentanan Seismik (K_g) merupakan indeks yang menggambarkan tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan terhadap deformasi tanah saat terjadi gempabumi (Motamed *et al.*, 2007). Indeks kerentanan seismik

berkaitan dengan kondisi geomorfologis. Beberapa faktor yang mempengaruhi indeks kerentanan seismik di antaranya adalah sedimen berusia kuarter yang memiliki tingkat soliditas rendah sehingga sangat berpengaruh terhadap faktor amplifikasi saat terjadi gempa bumi, sedangkan pada batuan berumur tersier cenderung lebih solid dan sangat stabil terhadap getaran gempa bumi sehingga tidak menimbulkan amplifikasi (Fah, 2006).

Nilai indeks kerentanan seismik digunakan untuk mengestimasi suatu daerah yang rawan terhadap gerakan tanah yang diperoleh dari hubungan antara frekuensi natural dan amplifikasi atau didapatkan juga dari pengukuran di permukaan serta perubahan akibat pengaruh gempa bumi. Wilayah yang mempunyai indeks kerentanan seismik rendah berpotensi kecil mengalami kerusakan saat terjadi gempa bumi. Sementara itu, daerah yang memiliki indeks kerentanan seismik tinggi berpotensi besar mengalami kerusakan saat gempa bumi.



Gambar 2. 6. Deformasi Geser Permukaan Tanah (Nakamura, 1996)

Kerentanan pada tanah perlu diperhatikan pula nilai pergeseran regangan (γ) pada lapisan tanah tersebut saat terjadi gempa bumi (Nakamura, 1997). Dalam menentukan indeks kerentanan seismik perlu diperhatikan *shear strain* pada permukaan tanah. Nakamura (2008) juga mengatakan bahwa kerusakan bangunan yang diakibatkan oleh gempa bumi terjadi ketika gaya gempa bumi melebihi batas regangan suatu bangunan. Hal ini menyebabkan berubahnya posisi dasar dan keruntuhan pada bangunan yang memiliki stabilitas struktur rendah. Menurut Ishihara (1982), indeks kerentanan seismik permukaan tanah, didefinisikan kondisi regangan pada $\gamma = 1000 \times 10^{-6}$ (s^2/cm) dan $\gamma > 10000 \times 10^{-6}$ (s^2/cm) untuk longsor (*landslide*) atau reruntuhan.

Pada Gambar (2.7) merupakan deformasi dari *shear strain* permukaan tanah, nilai γ ditunjukkan pada persamaan berikut:

$$\gamma = A_g \times \frac{\delta}{H} \quad (2.18)$$

Nilai A_m merupakan faktor amplifikasi, H adalah ketebalan lapisan sedimen, dan δ ialah nilai pergeseran gelombang seismik di bawah permukaan. Apabila kecepatan gelombang dasar dan permukaan tanah ditunjukkan V_b dan V_s maka pengaruh frekuensi dominan ditunjukkan oleh persamaan sebagai berikut:

$$f_o = \frac{V_b}{4A_g \times H} \quad (2.19)$$

Nilai K_g adalah indeks kerentanan untuk yang paling mudah untuk mengidentifikasi dari titik lokasi pengukuran. Dimana untuk nilai kecepatan dasar bumi V_b adalah kecepatan gelombang geser saat di *bedrock* yang mana nilainya diasumsikan tetap. Nilai K_g memperlihatkan nilai pengukuran yang digunakan untuk menentukan tingkat ketahanan atau lapisan bumi. Indeks kerentanan seismik dapat dihitung menggunakan persamaan (Nakamura, 1997):

$$K_g = \frac{A_g^2}{f_o} \quad (2.20)$$

Notasi dalam persamaan (2.20) tersebut adalah K_g (indeks kerentanan seismik), A_g (puncak spektrum HVSR), dan f_o (frekuensi resonansi tanah, Hz).

Nilai indeks kerentanan seismik dapat memberikan informasi potensi tingkat guncangan akibat gempa bumi pada suatu daerah. Efek lokal yang menyebabkan kerusakan saat gempa bumi berkorelasi dengan parameter HVSR mikrotremor, yang dicirikan oleh frekuensi dominan tanah (f_g) rendah (periode tinggi) dan faktor amplifikasi tanah (A_g) tinggi. Indeks kerentanan seismik (K_g) menunjukkan korelasi antara amplifikasi spektrum tanah (A_g) dengan frekuensi dominan (f_g).

Indeks kerentanan seismik (K_g) bergantung pada kondisi lapisan tanah. Jika suatu daerah memiliki nilai indeks kerentanan seismik tinggi, maka tingkat risiko kerusakan akibat gempabumi juga tinggi. Dalam penentuan nilai indeks kerentanan seismik suatu daerah, faktor-faktor kondisi geologi daerah setempat sangat perlu dipertimbangkan (Roser dan Gosar, 2010).

Dalam jurnal Nakamura, memperlihatkan kerusakan yang terjadi akibat gempabumi yang terjadi di San Fransisco. Penelitian tersebut memaparkan bahwa kerusakan yang terjadi akibat gempabumi sebanding dengan nilai indeks kerentanan seismik. Nakamura (2000) memperlihatkan bahwa pada kawasan pesisir dan daerah reklamasi didominasi atas batuan lunak mempunyai nilai K_g

yang lebih tinggi sedangkan pada tanah yang keras atau daerah perbukitan memiliki nilai indeks kerentanan seismik yang semakin rendah.

Tingkat indeks kerentanan seismik yang tinggi biasanya ditemukan pada daerah dengan frekuensi natural tanah yang rendah. Ini berarti bahwa, pada lapisan sedimen relatif tebal yang menutupi batuan dasar memiliki indeks kerentanan seismik yang tinggi. Pada lapisan sedimen tebal, jika disertai dengan penguatan getaran gelombang geser seismik (faktor amplifikasi) tinggi, maka akan menghasilkan nilai indeks kerentanan yang tinggi pula (Hadi, *et. al.*, 2012).

2.1.5. Inversi (*Inverse Modeling*)

Inverse modeling merupakan suatu metode untuk memperkirakan nilai numerik parameter model berdasarkan data hasil observasi menggunakan model tertentu, serta melakukan pencocokan data (*data fitting*) untuk mencari parameter model yang menghasilkan model yang cocok (*fit*) dengan data pengamatan (Patimah, 2017) dengan meminimalkan fungsi ketidak cocokannya (*misfit*).

$$m = \sum_i \{ [HVSR_{OBS}(f_i) - HVSR_{THE}(f_i)] W_i \}^2 \quad (2.21)$$

Dimana *OBS* dan *THE* berturut-turut adalah observasi dan teori dari kurva HVSR serta W_i merupakan pembobotan yang didefinisikan sebagai berikut.

$$W_i = [HVSR_{OBS}(f_i)]^E, E \geq 0 \quad (2.22)$$

Grandis (2009) memaparkan bahwa fungsi matematis kurva HVSR bersifat non-linier, karena fungsi obyektifnya dapat memiliki nilai minimum lebih dari satu, yang hampir semua nilai minimum tersebut hanya memiliki sifat minimum lokal, bukan nilai minimum global seperti yang diharapkan. Sebagaimana diungkapkan oleh Olivera et al (2006), amplifikasi atau puncak HVSR dapat lebih dari satu, dan amplifikasi pada frekuensi tinggi patut untuk dipertimbangkan. Hal ini karena kurva observasi HVSR pada frekuensi tinggi terdapat sumbangsih gelombang permukaan. Kemudian seperti yang dikatakan Ali *et al* (2010) dalam penelitian Sungkono (2011), pada frekuensi rendah kondisi cuaca dan angin dapat mempengaruhi HVSR dan begitu juga dengan *noise* lingkungan yang turut berperan dalam mempengaruhi puncak frekuensi. Dengan cukup banyaknya jumlah parameter yang mempengaruhi kurva HVSR yaitu V_p , V_s , Q_p , Q_s , H , dan ρ , maka semakin kompleks pula bentuk fungsi obyektifnya. Oleh karena itu, perlu dilakukan pendekatan global dalam menginversikan kurva HVSR, salah satunya adalah dengan mengevaluasi secara sistematis harga fungsi obyektif untuk setiap model pada ruang model (Sutrisno, 2014).

Inversi HVSR dilakukan dengan prinsip *forward modeling* (FWD). FWD menghitung fungsi transfer teoritis dari lapisan bawah berlapis, dimana lapisan bawah permukaan diasumsikan sebagai tumpukan lapisan homogen viskoelastis di atas setengah ruang dan digambarkan dalam bentuk ketebalan (H), densitas (Rho), kecepatan gelombang kompresi dan geser (Vp , Vs) dan faktor redaman yang sesuai (Qp), (Qs), yang bergantung pada frekuensi dan berikut.

$$Q = Q_o f^k \tag{2.23}$$

Dimana Q_o adalah faktor atenuasi pada kondisi 1 Hz dan k adalah konstanta yang diasumsikan tetap untuk semua titik pengukuran. Dispersi gelombang badan (*bodywaves*) dianggap memenuhi logaritma berikut.

$$v(f) = v(f_{ref}) \left[1 + (\pi Q_o)^{-1} \ln \left(\frac{f}{f_{ref}} \right) \right] \tag{2.24}$$

Dalam penelitian ini, inversi dilakukan dengan *software OpenHVSR* yang dikembangkan oleh Bignardi (2016). *OpenHVSR* adalah suatu program komputer yang dikembangkan berbasis Matlab untuk mensimulasikan pemodelan atau inversi pada *Horizontal to Spectral Ratio* (HVSR atau H/V) dalam skala besar (Bignardi *et. al.*, 2016). Strategi inversi didasarkan pada metode *Guided Monte Carlo* (MC), dimana pada setiap iterasi, model perturbasi yang acak dihasilkan dan digunakan untuk menghitung satu set kurva simulasi yang dibandingkan dengan kurva HVSR. Menurut Bignardi (2016) tujuan dikemabangkan *software* OpenHVSR adalah untuk merekontruksi model bawah permukaan secara 2D/3D termasuk informasi topografi.

2.2. Penelitian Terdahulu

Beberapa penelitian yang telah dilakukan bertujuan untuk mempelajari lebih detail mengenai pengaruh keterkaitan antara efek tapak lokal dengan frekuensi natural tanah, amplifikasi, kecepatan gelombang geser, ketebalan lapisan sedimen, dan indeks kerentanan seismik. Adapun penelitian-penelitian yang telah dilakukan, antara lain:

Tabel 2. 8. Penelitian terdahulu yang berkaitan dengan tugas akhir ini.

No.	Peneliti, Tahun	Topik	Lokasi Penelitian	Hasil Signifikan
1.	(Sunardi <i>et al.</i> , 2012)	Kajian Potensi Bahaya Gempabumi Berdasarkan	Sumbawa, Nusa Tenggara Barat	Di daerah penelitian memiliki nilai frekuensi natural tinggi (24,4 – 48,14 Hz) namun indeks

		Efek Tapak Lokal dengan Metode HVSR	(117.2125° – 117.2275° BT dan 8.785° – 8.815° LS)	kerentanan seismik rendah (0,1 – 4,8) yang disebabkan kondisi geologi setempat berupa batuan yang massif. Hal ini menunjukkan bahwa daerah tersebut relatif stabil atau dikategorikan aman saat terjadi gempabumi.
2.	(Gazali <i>et al.</i> , 2018)	Estimasi Kecepatan Gelombang Geser (V_s) Berdasarkan Inversi Mikrotremor Spectrum <i>Horizontal to Vertical Spectral Ratio</i> (HVSR) Studi Kasus: Tanah Longsor Desa Olak-Alen, Blitar	Dusun Sumberejo, Desa Olak-Alen, Blitar	Daerah yang diduga sebagai bidang gelincir memiliki nilai kecepatan geser 200 – 300 m/s yang diklasifikasikan sebagai tanah tipe D (SNI 1726-2012) dan tipe C menurut <i>Eurocode 8</i> . Sedangkan <i>bedrock</i> pada penelitian ini memiliki nilai kecepatan gelombang geser 750 – 1200 m/s. Nilai inilah yang mengakibatkan Kabupaten Blitar sering terkena dampak bencana longsor. Hal ini dikarenakan pada daerah tersebut terletak pada kondisi geologi yang tersusun tuff dan pasiran yang mempunyai potensi lebih besar terhadap efek intensitas gerakan tanah.
3.	(Ngadmanto <i>et al.</i> , 2013)	Efek Tapak Lokal pada Daerah Kerusakan Akibat Gempabumi	Desa Cibunian dan Desa Purwabakti, Kecamatan Pamijahan,	Terdapat lebih dari 500 rumah mengalami kerusakan parah yang tersebar di Kabupaten Bogor dan Sukabumi. Kerusakan ini bukan

		Bogor 9 September 2012 dengan Metode HVSR	Kabupaten Bogor (6°43'09,25" – 6°70'09,25" LS dan 106°37'45,5 2" – 106°38'51,3 1" BT)	disebabkan oleh efek tapak lokal, melainkan lebih dominan disebabkan oleh konstruksi dan kualitas bangunan yang kurang baik. Hal tersebut didukung dengan hasil nilai frekuensi dominan dan indeks kerentanan seismik yang tinggi, namun amplifikasi hampir seluruhnya rendah.
4.	(Daryono <i>et al.</i> , 2009)	Pengkajian <i>Local Site Effect</i> Menggunakan Indeks Kerentanan Seismik Berdasarkan Pengukuran Mikrotremor dengan Metode HVSR	Graben, Kabupaten Bantul, Yogyakarta	Zona kerusakan parah akibat gempa bumi Bantul, 27 Mei 2006 yang terkonsentrasi di sepanjang Sesar Opak tidak disebabkan oleh reaktivasi sesar seperti yang diprediksi oleh para ahli ilmu kebumihantoran sebelumnya, tetapi merupakan cerminan adanya fenomena efek tapak lokal akibat material sedimen Gunung Merapi yang memiliki indeks kerentanan seismik tinggi. Fenomena ini disebut <i>Damage Belt</i> di Graben Bantul.
5.	(Azmiyati <i>et al.</i> , 2018)	Analisis Karakteristik Dinamika Tanah Berdasarkan Data Mikrotremor di Kota Mataram,	Kota Mataram, Nusa Tenggara Barat	Indeks kerentanan seismik tinggi dominan di bagian barat Kota Mataram, sehingga di bagian barat mengalami kerusakan bangunan yang lebih parah. Hal ini dikarenakan

		Nusa Tenggara Barat dengan Metode HVSR		wilayah tersebut dominan tersusun atas lapisan sedimen pasir dan kerikil yang cukup tebal. Berbeda dengan di bagian timur Kota Mataram yang menghasilkan indeks kerentanan seismik rendah karena material penyusun lapisan tanah lebih kompak.
6.	(Hesti <i>et al.</i> , 2018)	Interpretasi Karakteristik Dinamika Sedimen Berdasarkan Analisis Mikrotremor dengan Metode HVSR	Prambanan, Kabupaten Sleman, DIY dan Klaten, Jawa Tengah	Daerah penelitian merupakan daerah yang rentan terhadap gempabumi karena memiliki lapisan sedimen yang tebal dan lunak, ditandai dengan nilai frekuensi dominan rendah namun amplifikasi sangat tinggi. Selain itu, hampir seluruh wilayah penelitian memiliki nilai <i>ground shear strain</i> yang tinggi yaitu lebih dari 0,003 sehingga dikategorikan rentan terhadap gempabumi karena potensial mengalami deformasi dan likuifaksi.
7.	(Satria <i>et al.</i> , 2020)	Analisis Mikrotremor Berdasarkan Metode HVSR untuk Mengetahui Indeks	Kecamatan Alam Barajo, Danau Teluk, Danau Sipin, Jambi	Nikai indeks kerentanan seismik relatif tinggi tersebar di bagian utara Kota Jambi (16 – 20,18) yang mengalami kerusakan parah. Hal ini disebabkan litologi penyusun daerah

		Kerentanan Seismik Kota Jambi	Timur, Jambi Selatan, Jelutung, Kotabaru, Pal Merah, Pasar Jambi, Pelayangan, dan Telanaipura	tersebut terdiri dari lempung, lanau, dan batupasir yang cukup tebal yang cukup tebal sehingga ketika terjadi gempabumi cenderung mengalami penguatan gelombang seismik.
8.	(Susilanto <i>et al.</i> , 2016)	Penerapan Metode Mikrotremor HVSR untuk Penentuan Respon Dinamika Kegempaan di Kota Padang	Kota Padang, Sumatera Barat (0°52'44,40" – 0°57'57,60" LS dan 100°20'27,60" – 100°24'03,60" BT)	Sebagian besar wilayah Kota Padang memiliki nilai frekuensi natural rendah. Nilai f_0 rendah ini sangat berkaitan dengan tebalnya material alluvium penyusun dataran Kota Padang yang merupakan sebuah <i>graben</i> . Didukung dengan tingginya nilai indeks kerentanan seismik (160 – 170) mengakibatkan Kota Padang mengalami goncangan yang sangat kuat bahkan berpotensi terjadi likuifaksi saat gempabumi (Gempa Padang 30 September 2009).
9.	(Gurler <i>et al.</i> , 2000)	<i>Local Site Effect of Mexico City Based on Microtremor Measurement</i>	Zona bukit, zona transisi, dan zona pengisian di Kota Mexico (arah E-W dan N-S)	Efek tapak lokal serta kerentanan tanah dan bangunan sangat diperlukan dalam mitigasi bencana gempabumi. Nilai amplifikasi dan indeks kerentanan seismik tinggi tersebar di sekitar lembah

				Kota Mexico. Sehingga menyebabkan daerah tersebut mengalami kerusakan yang parah ketika terjadi gempa bumi (1957, 1979, dan 1985). Hal ini dikarenakan lembah Kota Mexico berada pada lapisan lunak yang tebal.
10.	(Nakamura et al., 2000)	<i>Local Site Effect of Kobe Based on Microtremor Measurement</i>	Kota Kobe yang dikelilingi oleh Gunung Rokko di sebelah utara, Pelabuhan Bay di sebelah selatan, dan daerah yang mengalami kerusakan parah dari timur ke barat (<i>Damage Belt</i>).	Akibat Gempa Hyogo-Ken-Nanbu (1995), nilai indeks kerentanan seismik dan faktor amplifikasi yang didapatkan dari pengukuran mikrotremor mencerminkan efek tapak lokal dan sesuai dengan daerah <i>Damage Belt</i> (arah E-W).
11.	(Hidayat et al., 2017)	<i>Local Site Effect Evaluation using Microtremor Measurements at North Side Pandan Mountain</i>	Desa Krondonan dan sekitarnya, utara Gunung Pandan, Bojonegoro, Jawa Timur	Zona lemah (sebelah timur laut) dengan frekuensi natural rendah namun nilai indeks kerentanan seismik tinggi (30 – 70) diindikasikan memiliki lapisan sedimen tebal. Hal ini mencerminkan karakteristik efek tapak

			(7°26'17.45" – 7°26'53.16" S dan 111°47'14.7 6" – 111°48'7.06" E)	lokal yang dapat menyebabkan daerah tersebut berpotensi mengalami kerusakan serius pada saat terjadi gempa bumi.
12.	(Dewi <i>et al.</i> , 2016)	<i>Earthquake Microzonation and Vs30 Mapping Based on Microtremor Measurement (Case Study in Kaliwates and Sumbersari Sub-District, Jember Regency)</i>	Kecamatan Kaliwates dan Sumbersari, Kota Jember	Berdasarkan persebaran nilai Vs30, jenis tanah dibedakan menjadi tiga, yaitu tanah jenis C, D, dan S ₁ yang mana didominasi oleh lapisan sedimen alluvium. Parameter kecepatan gelombang S digunakan dalam karakterisasi dinamika tanah karena merupakan parameter paling penting untuk menentukan pengaruh efek tapak lokal. Nilai Vs30 rendah (dibawah 100 m/s) menunjukkan bahwa daerah tersebut berpotensi mengalami kerusakan parah jika terkena gelombang gempa dikarenakan memiliki lapisan sedimen yang cukup tebal.
13.	(Gosar, 2007)	<i>Microtremor HVSR Study for Assesing Site Effects ini the Bovec Basin (N-</i>	Cekungan Bovec dan bangunan di pemukiman Bovec–	Frekuensi natural tinggi (22 Hz) dominasi berada di tengah kota Bovec dan semakin merendah di Vas Brdo dan Mala, dimana

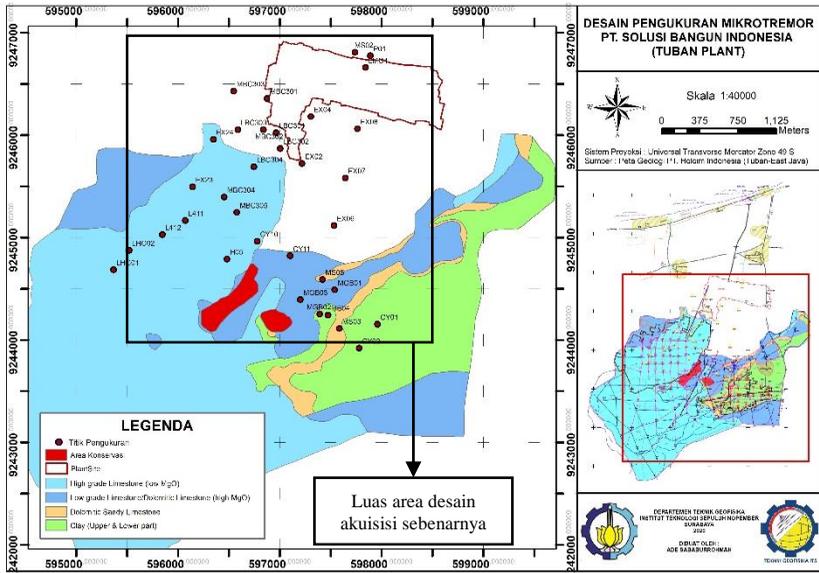
		<i>W Slovenia) related to 1998 M_w5.6 dan 2004 M_w5.2 Earthquakes</i>	Brdo, Bovec–Mala vas, Čezsoča dan Kal–Koritnica	rentang frekuensi rendah berkisar 6 – 11 Hz. Hal inilah yang mengakibatkan kerusakan serius saat gempa (1998 dan 2004) meskipun umur bangunan lebih tua. Frekuensi resonansi juga menunjukkan bahwa bangunan yang berdiri diatas sedimen dengan kisaran frekuensi 6 – 12 Hz, memiliki frekuensi resonansi sebesar 60% yang berpotensi besar kembali mengalami kerusakan berat saat digoncang gelombang gempa.
14.	(Warnana <i>et al.</i> , 2011)	<i>Application of Microtremor HVSr Method for Assesing Site Effect in Residual Soil Slope</i>	Lereng tanah sisa, perbukitan Gunung Tunggangan, Desa Sumber Berantas, Kota Batu, Malang (S 7° 45' 18.80'' and E 112° 31' 45.83'').	Nilai indek kerentanan seismik tinggi ($K_g > 30$) tersebar di beberapa titik wilayah perbukitan sebelah selatan. Zona ini dianggap sebagai zona lemah yang berpotensi mengalami kerusakan berat saat gempabumi. Hal ini disebabkan pergerakan deformasi tanah yang dapat meningkatkan amplifikasi seismik sehingga mampu menghancurkan bangunan diatasnya.
15.	(Nurlita Fitri <i>et al.</i> , 2018)	<i>Application of Microtremor HVSr Method</i>	TPA Ngipik dan sekitarnya,	Nilai indek kerentanan seismik tinggi ($27 < K_g < 28$) dominan di area N-W.

		<i>for Preliminary Assessment of Seismic Site Effect in Landfill, Gresik</i>	Kabupaten Gresik	Zona tersebut dianggap sebagai lemah. Saat gempa, zona lemah mengindikasikan lindi menyebar karena pergerakan tanah dari bawah permukaan TPA. Mikrotremor metode HVSR sangat membantu dalam menentukan zonasi pendahuluan mikroseismik di daerah TPA.
--	--	------------------------------------------------------------------------------	------------------	-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

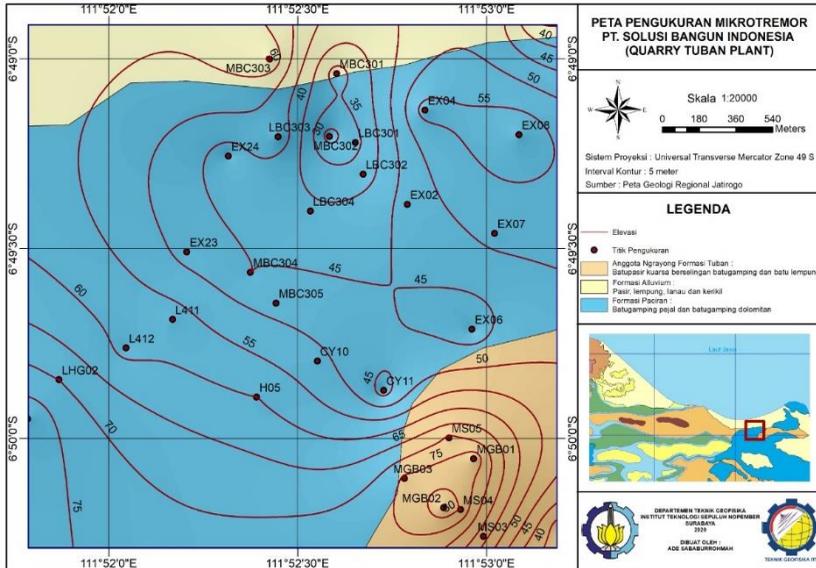
BAB III METODE PENELITIAN

3.1. Waktu dan Lokasi Penelitian

Pengambilan data mikrotremor dilakukan di PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*) dan didapatkan 34 titik pengukuran. Jumlah titik yang diperoleh jauh dari desain akuisisi sebenarnya dikarenakan sulitnya mobilisasi, musim hujan, dan juga dampak kebijakan PT. SBI akibat Covid-19. Akuisisi data dilakukan pada tanggal 5 – 19 Februari 2020 dan 11 – 12 Maret 2020. Luas area desain akuisisi sebenarnya dapat dilihat pada Gambar (3.1), sedangkan peta lokasi pengukuran dapat dilihat pada Gambar (3.2).



Gambar 3. 1. Desain Pengukuran Mikrotremor *Overlay* dengan Peta Geologi PT. Holcim Indonesia *Tuban Plant*



Gambar 3. 2. Peta Pengukuran Mikrotremor *Overlay* dengan Peta Geologi Lembar Jatirogo

3.2. Perangkat Penelitian

Perangkat yang digunakan dalam penelitian ini terdiri dari perangkat keras dan perangkat lunak. Adapun perangkat keras yang digunakan dalam pengambilan data mikrotremor, antara lain:

- Satu set alat mikrotremor M.A.E yang terdiri dari:
 - a. Vibralog
 - b. Seismometer
 - c. Memori SD
 - d. Kabel *fiber optic* (penghubung vibralog dengan seismometer)
- Satu buah GPS Garmin Montana 650 sebagai penentu koordinat dan elevasi.
- Satu buah kompas sebagai penentu arah mata angin.
- Satu buah laptop dilengkapi beberapa *software* yang digunakan.

Sementara perangkat lunak yang digunakan diantaranya:

- a. *Google Earth* untuk membuat desain akuisisi.
- b. *Sesarray-Geopsy* untuk analisis kurva HVSr.

- c. *Microsoft Excel* untuk perhitungan data secara matematis.
- d. *Matlab R2018a* untuk melakukan inversi terhadap kurva HVSR.
- e. *Surfer 11* untuk melakukan *overlay* hasil penampang dengan peta geologi.
- f. *Rockworks 16* untuk *profiling 3D*.



Gambar 3. 3. Instrumen Pengukuran Mikrotremor

3.3. Prosedur Penelitian

3.3.1. Teknik Pengambilan Data Lapangan

Proses pengambilan data meliputi tahap desain survey dan tahap pengukuran. Tahap pembuatan desain penelitian atau desain survey untuk menentukan titik-titik lokasi pengukuran mikrotremor yang berada di sekitar kawasan kerja PT. Solusi Bangun Indonesia *Tuban Plant*. Penentuan titik lokasi pengambilan data mikrotremor dilakukan secara grid dengan interval 200 – 500 m dalam sumbu vertikal (utara-selatan) dan horizontal (barat-timur), hal ini bertujuan supaya pengambilan data dapat mewakili seluruh wilayah yang diinginkan.

Hasil pengukuran ini tersimpan dalam tiga komponen gelombang, yaitu gelombang seismik horizontal *north-south* (utara-selatan), horizontal *east-west* (timur-barat), dan gelombang vertikal. Adapun pengambilan data dilakukan berdasarkan persyaratan teknis survey mikrotremor SESAME yang ditunjukkan

oleh Tabel (3.1). Dengan demikian diharapkan data yang diperoleh lebih akurat, terfokus, efektif, dan efisien.

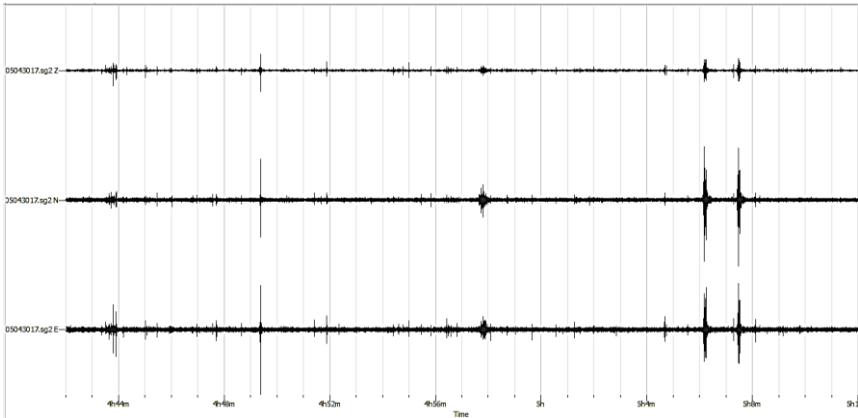
Tabel 3. 1. Persyaratan teknis survei mikrotremor di lapangan (SESAME, 2004).

Jenis Parameter	Saran yang Dianjurkan	
Durasi pencatatan	f_g minimum yang diharapkan (Hz)	Durasi pencatatan minimum yang disarankan (menit)
	0.2	30
	0.5	20
	1	10
	2	5
	5	3
	10	2
Coupling soil-sensor alami (in situ)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Atur sensor langsung pada permukaan tanah ▪ Hindari menempatkan sensor seismograf pada permukaan tanah lunak (lumpur, semak-semak) atau tanah lunak setelah hujan. 	
Coupling soil-sensor buatan atau artifisial	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Hindari lempengan yang terbuat dari material lunak seperti karet atau busa ▪ Pada kemiringan yang curam dimana sulit mendapatkan level sensor yang baik, pasang sensor dalam timbunan pasir atau wadah yang diisi pasir 	
Keberadaan bangunan atau pohon	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Hindari pengukuran dekat dengan bangunan, gedung bertingkat, dan pohon yang tinggi jika tiupan angin di atas ± 5 m/detik. Kondisi ini sangat mempengaruhi hasil analisa HVSR yang ditunjukkan dengan kemunculan frekuensi rendah pada kurva ▪ Hindari pengukuran di lokasi parkir, pipa air, dan gorong-gorong 	
Gangguan (noise)	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Sumber monokromatik: hindari pengukuran mikrotremor dekat dengan mesin, pompa air, dan generator yang sedang beroperasi ▪ Sumber sementara: jika terdapat sumber getar <i>transient</i> (langkah kaki, kendaraan lewat) tingkatkan durasi pengukuran untuk memberikan jendela yang cukup untuk analisis setelah gangguan tersebut hilang. 	

3.3.2. Teknik Pengolahan Data Mikrotremor

Pengolahan data mikrotremor dilakukan menggunakan metode analisis HVSZ (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) dengan *software Geopsy*. Hasil pengukuran mikrotremor di lapangan berupa data mentah *.bin sebagai fungsi waktu (*time domain*). Data *time domain* tercatat dalam tiga komponen, yaitu satu komponen vertical dan dua komponen horizontal. Data mentah ini tidak dapat langsung diolah karena masih dalam format *hexadecimal*. Sehingga data *time domain* harus diubah ke dalam format *.sg2 menggunakan *software MAE SEG2Conv*.

Terdapat tiga komponen sinyal mikrotremor, yaitu dua komponen horizontal (EW dan NS) dan satu komponen vertikal.

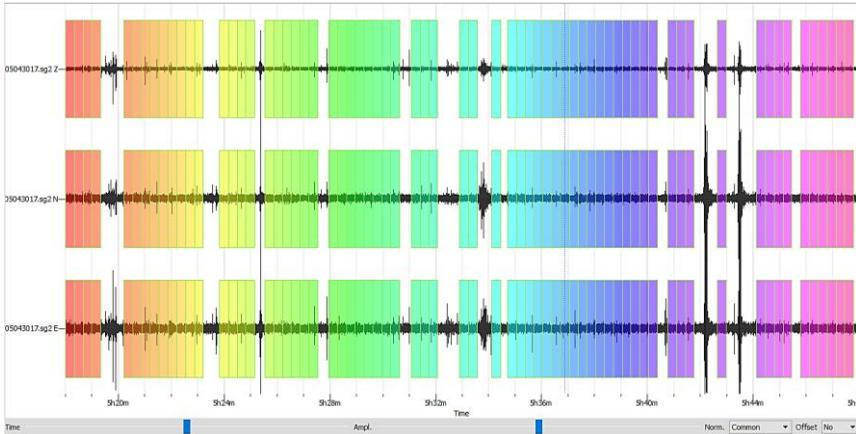


Gambar 3. 4. Data mikrotremor tiga komponen dalam domain waktu

Pemilihan gelombang tanpa *noise* dilakukan dengan melakukan *cut* gelombang (*windowing*). Data domain waktu dengan frekuensi sampling 250 Hz tersebut dibagi dalam beberapa *window* seperti yang terlihat pada Gambar (3.4). Menurut *SESAME European Research Project* (2004), penentuan panjang *window* memiliki syarat minimal sebagai berikut.

$$l_w = \frac{10}{f_o} \quad (3.1)$$

Dimana l_w adalah panjang *window* dan f_o adalah frekuensi dominan. Berikut adalah proses *windowing*.



Gambar 3. 5. Hasil *picking* dengan *window* yang telah diseleksi

3.3.2.1. *Fast Fourier Transform (FFT)*

Tiap-tiap komponen horizontal dan vertikal dianalisis menggunakan algoritma *Fast Fourier Transform (FFT)* yang merupakan suatu algoritma yang digunakan untuk merepresentasikan sinyal dalam domain waktu dan domain frekuensi. Sesame (2004) menganjurkan dalam analisis HVSR digunakan minimal 10 *window* stasioner 20 detik *non-overlapping*. Domain waktu (periode) didefinisikan sebagai waktu yang dibutuhkan sebuah isyarat atau gelombang untuk mencapai suatu gelombang penuh. Domain frekuensi didefinisikan sebagai jumlah gelombang yang terjadi dalam 1 detik. Rasio amplitudo Fourier dari dua spektra Fourier horizontal dan satu spektra Fourier vertikal akan menghasilkan spektra H/V.

3.3.2.2. *Smoothing*

Hasil dari proses FFT masih berupa komponen yang belum halus, maka dari itu perlu dilakukan *smoothing*. Parameter *smoothing* yang digunakan ialah *Konno & Ohmachi* (1998) dengan koefisien *bandwith* sebesar 40.00 dan *cosine taper* 5%. Persamaan *smoothing Konno & Ohmachi* secara umum sebagai berikut.

$$W_p(f) = \frac{\sin\left[\left(\log_{10}\left(\frac{f}{f_0}\right)\right)^b\right]}{\left[\left(\log_{10}\left(\frac{f}{f_0}\right)\right)^b\right]^4} \quad (3.2)$$

$W p(f)$ ialah frekuensi pembobotan, f adalah frekuensi, sementara f_o merupakan frekuensi pusat yang *dismoothing*, dan b merupakan koefisien *bandwith*.

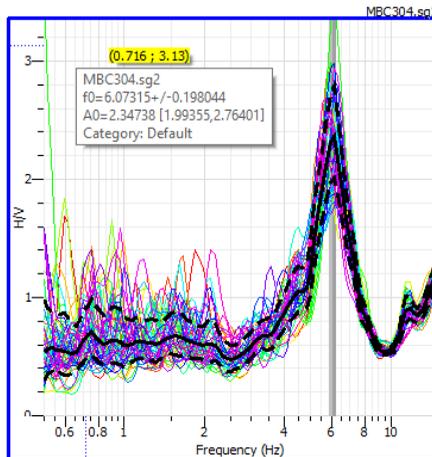
3.3.2.3. Analisis HVSR

Selanjutnya data yang telah *dismoothing* kemudian dianalisis dengan metode HVSR yang diperoleh dari akar kuadrat amplitudo spectrum Fourier horizontal (*North-South* dan *East-West*) dibagi dengan spectrum Fourier vertikal. Adapun persamaan penggabungan komponen horizontal dan vertikal dalam analisis HVSR sebagai berikut:

$$R(t) = \left[\frac{\sqrt{F_{NS}(T)^2 + F_{EW}(T)^2}}{F_Z(T)} \right] \quad (3.3)$$

$R(t)$ ialah spectrum rasio vertikal terhadap horizontal, spectrum fourier arah NS ditunjukkan oleh F_{NS} dan spectrum fourier arah EW ditunjukkan oleh F_{EW} , sementara F_Z merupakan spectrum fourier arah vertikal.

Kemudian rata-rata spectrum HVSR di plot untuk setiap titik pengukuran setelah diperoleh HVSR masing-masing *window*. Rata-rata spectrum HVSR berupa kurva spektra rasio H/V nilai frekuensi natural (f_o) dan faktor amplifikasi tanah (A_0) untuk setiap titik pengukuran seperti yang ditunjukkan pada Gambar (3.5).



Gambar 3. 6. Kurva H/V

Dalam melakukan pengolahan data mikrotremor, terdapat beberapa kriteria yang perlu diperhatikan berdasarkan SESAME. Kriteria ini merupakan syarat yang harus diperhatikan dari kurva H/V sebelum melakukan interpretasi.

- Apabila peak dari grafik H/V terlihat jelas, maka dapat dipastikan bahwa nilai frekuensi naturalnya (f_0) memenuhi syarat.
- Untuk mendapatkan hasil pengolahan yang berkualitas, pastikan nilai dari jumlah siklus (nc) lebih dari 200. Batas minimum dari n dinaikkan hingga 400 apabila didapatkan nilai frekuensi dominan yang rendah. Apabila didapatkan nilai frekuensi dominan yang tinggi dapat dinaikkan sekitar 800 – 1000.
- Seringkali didapatkan nilai deviasi standar yang tinggi pada peak dari kurva H/V yang biasanya terjadi akibat gangguan (*noise*) ketika dilakukan pengukuran. Oleh karena itu, pastikan bahwa nilai dari standar deviasi (σ) lebih kecil dari 2 (untuk $f_0 > 0,5$ Hz) dan 3 (untuk $f_0 < 0,5$ Hz) dalam batas frekuensi $0,5 f_0$ hingga $2 f_0$.
- Apabila nilai amplitudo dari peak kurva H/V berada pada klasifikasi $A_0 < 0,1$ atau $A_0 > 10$ dengan *range* frekuensi yang lebar (lebih dari $4 f_0$), dapat dimungkinkan bahwa sensor yang digunakan tidak dalam kondisi yang baik atau sinyal *ambient* yang diolah memiliki sumber yang sangat dekat sehingga perlu dilakukan pengukuran ulang.

<p>Criteria for a reliable H/V curve</p> <p>i) $f_0 > 10 / l_w$ <i>and</i></p> <p>ii) $n_c(f_0) > 200$ <i>and</i></p> <p>iii) $\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ or $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$</p>	<ul style="list-style-type: none"> • l_w = window length • n_w = number of windows selected for the average H/V curve • $n_c = l_w \cdot n_w$, f_0 = number of significant cycles • f = current frequency • f_{sensor} = sensor cut-off frequency • f_0 = H/V peak frequency • σ_f = standard deviation of H/V peak frequency ($f_0 \pm \sigma_f$) • $\epsilon(f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_f < \epsilon(f_0)$ • A_0 = H/V peak amplitude at frequency f_0 • $A_{H/V}(f)$ = H/V curve amplitude at frequency f • f = frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f) < A_0/2$ • f^* = frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^*) < A_0/2$ • $\sigma_A(f)$ = "standard deviation" of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided • $\sigma_{\log H/V}(f)$ = standard deviation of the $\log A_{H/V}(f)$ curve, $\sigma_{\log H/V}(f)$ is an absolute value which should be added to or subtracted from the mean $\log A_{H/V}(f)$ curve • $\theta(f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$ • $V_{s,av}$ = average S-wave velocity of the total deposits • $V_{s,surf}$ = S-wave velocity of the surface layer • h = depth to bedrock • h_{min} = lower-bound estimate of h
<p>Criteria for a clear H/V peak (at least 5 out of 6 criteria fulfilled)</p> <p>i) $\exists f \in [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f) < A_0/2$</p> <p>ii) $\exists f^* \in [f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^*) < A_0/2$</p> <p>iii) $A_0 > 2$</p> <p>iv) $f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$</p> <p>v) $\sigma_f < \epsilon(f_0)$</p> <p>vi) $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$</p>	

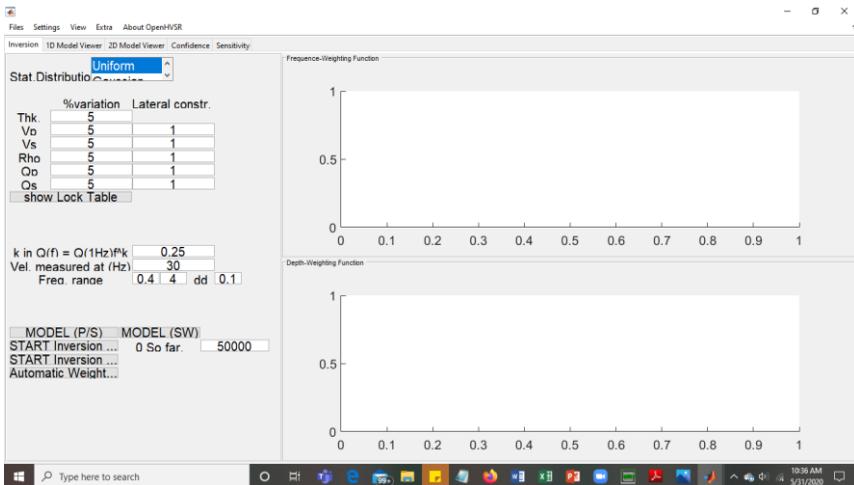
Threshold Values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Frequency range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\epsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.20 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

Gambar 3. 7. Kriteria Reliabel dari SESAME
(SESAME European Research Project WP12 – Deliverable D23.12)

3.3.3. Teknik Inversi HVSR dengan OpenHVSR

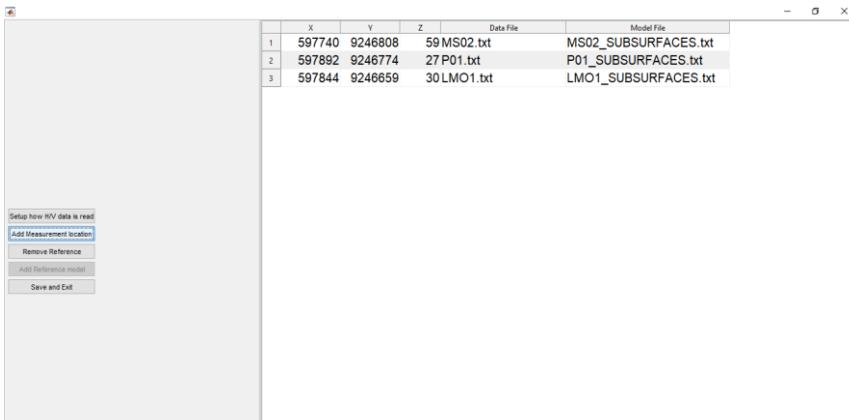
Open HVSR merupakan perangkat lunak untuk menghasilkan model struktur bawah permukaan dari kurva HVSR dengan menggunakan metode propagasi Monte Carlo. *Software* ini dituliskan dalam bahasa numerik (*software Matlab*) berbasis *Graphical User Interface* (GUI). Program ini dirancang untuk mendapatkan distribusi bawah permukaan 2D dan 3D dari parameter viskoelastik oleh inversi HVSR (Bignardi, *et al.*, 2016).

Sebelum melakukan inversi, input awal yang digunakan berupa data nilai frekuensi dan amplitude setiap titik pengukuran yang diperoleh dari analisis HVSR (*Geopsy*) serta model awal bawah permukaan. Model awal yang dimasukkan berupa V_p , V_s , densitas (ρ), ketebalan sedimen (H), Q_p , dan Q_s . Kurva HVSR dan data *subsurface* diletakkan dalam satu folder dengan *file* berisi *script Main GUI* yang kemudian akan dipanggil dalam proses pembuatan *file project* untuk inversi.



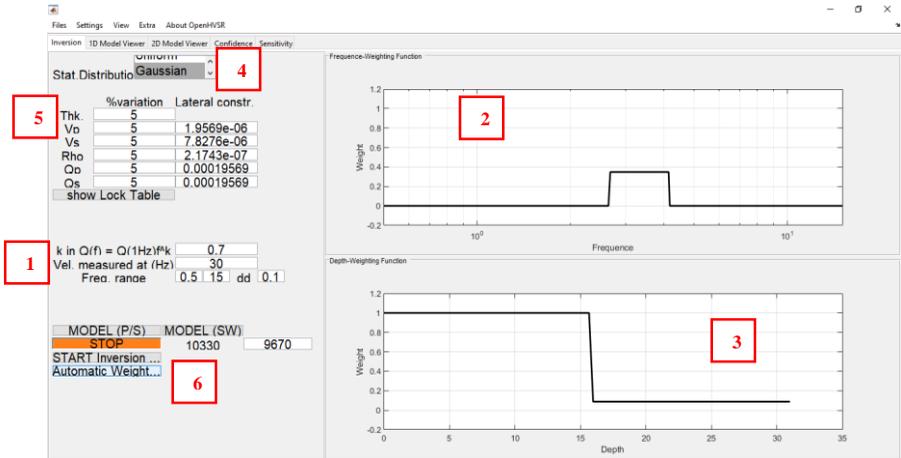
Gambar 3. 8. Tampilan GUI Utama

Langkah selanjutnya membuat *file project* sesuai prosedur berikut ini.



Gambar 3. 9. Tampilan *Project Creator*

Di dalam *project creator* sudah dilengkapi koordinat X, Y, dan elevasi titik pengukuran. Untuk memulai, pada *Main GUI* pilih menu “*file >> create/edit project*”, kemudian akan diarahkan ke tempat penyimpanan *file* kurva HVSr dan data *subsurfaces* yang telah diatur sebelumnya. Setelah semua data titik pengukuran telah dimasukkan, klik *save and exit*. *File project* akan otomatis tersimpan dengan nama *file “project.m”* dan siap untuk dilakukan proses inversi.



Gambar 3. 10. Proses pengaturan pemodelan dan inversi dengan *OpenHSVR* (Bignardi, et al., 2016)

Selanjutnya proses pengaturan *forward modeling* dan inversi dapat dijelaskan sebagai berikut.

- 1) Berisi parameter pengontrol selama proses pemodelan kedepan (*forward modeling*), yang juga digunakan dalam proses inversi. Pada kasus ini, faktor atenuasi (Q_p , Q_s) sangat bergantung terhadap nilai frekuensi dan dapat dirumuskan:

$$Q = Q_o f^k \quad (3.4)$$

Dengan Q_o adalah faktor atenuasi pada frekuensi 1 Hz dan untuk nilai k dianggap konstan yang diasumsikan sama untuk semua lokasi pengukuran. Nilai $k = 0$ berarti tidak ada ketergantungan frekuensi Q (menghasilkan pelemahan kuat frekuensi tinggi), $k = 1$ berarti pelemahan seragam untuk semua frekuensi, $k = 0.5$ hingga 0.7 biasanya merupakan pilihan yang baik (Herak, 2008). Rentang frekuensi disesuaikan dengan input kurva HVSRR yang diambil pada saat pengolahan di *Geopsy* (pada penelitian ini 0.5 Hz – 70 Hz). Setelah parameter pemodelan kedepan diatur selanjutnya yaitu parameter pengontrol inversi.

- 2) Menunjukkan bahwa fungsi pembobotan yaitu yang menjadi fokus selama proses inversi sesuai dengan hasil pengolahan kurva HVSRR. Hal ini dapat dilakukan dengan klik kanan pada jendela tersebut lalu lakukan “*modify*”.
- 3) Fungsi pembobotan terhadap kedalaman. Caranya dengan klik kanan pada kotak tersebut lalu pilih “*modify*”.

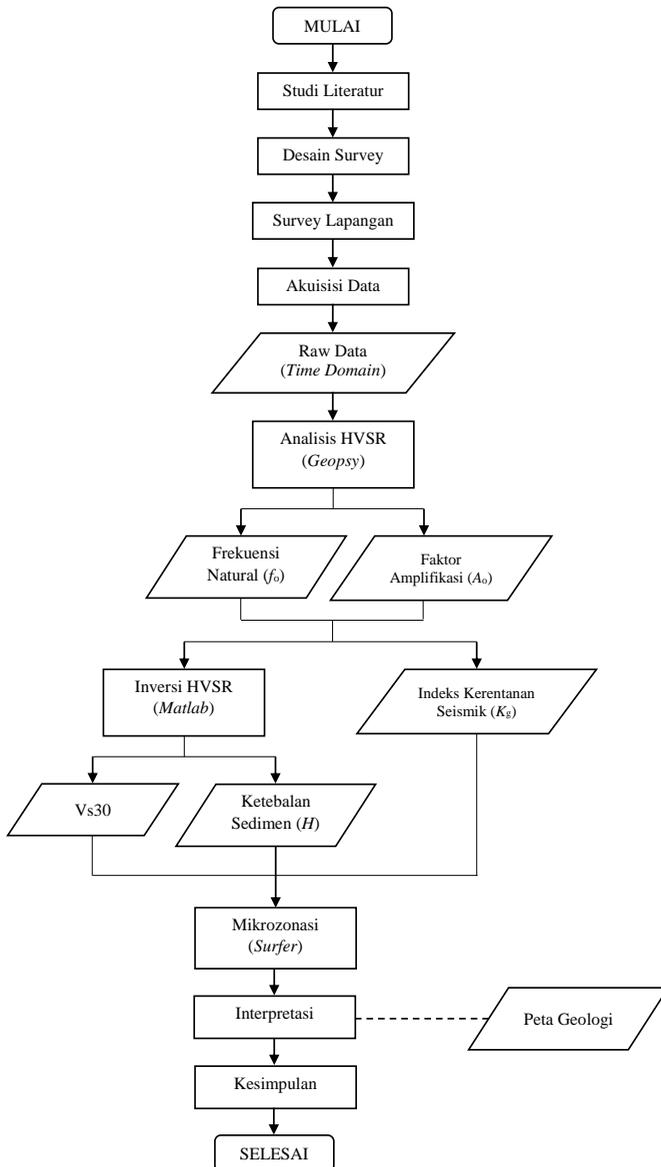
- 4) Statistik distribusi sebarannya menggunakan distribusi *uniform* atau *Gaussian*. Pada penelitian ini digunakan distribusi probabilitas *Gaussian* (distribusi normal) karena distribusi ini paling sering digunakan dalam analisis statistik.
- 5) Berfungsi mengatur persentase perubahan maksimum pada setiap parameter terhadap parameter lainnya.
- 6) Memulai inversi.

3.3.4. Teknik Interpretasi

Adapun dalam melakukan interpretasi digunakan peta geologi untuk validasi. Peta geologi yang digunakan merupakan Peta Geologi Lembar Jatirogo dan Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban-East Java*). Peta tersebut selanjutnya berfungsi sebagai pengontrol saat pengolahan maupun analisis hasil.

3.4. Diagram Alir Penelitian

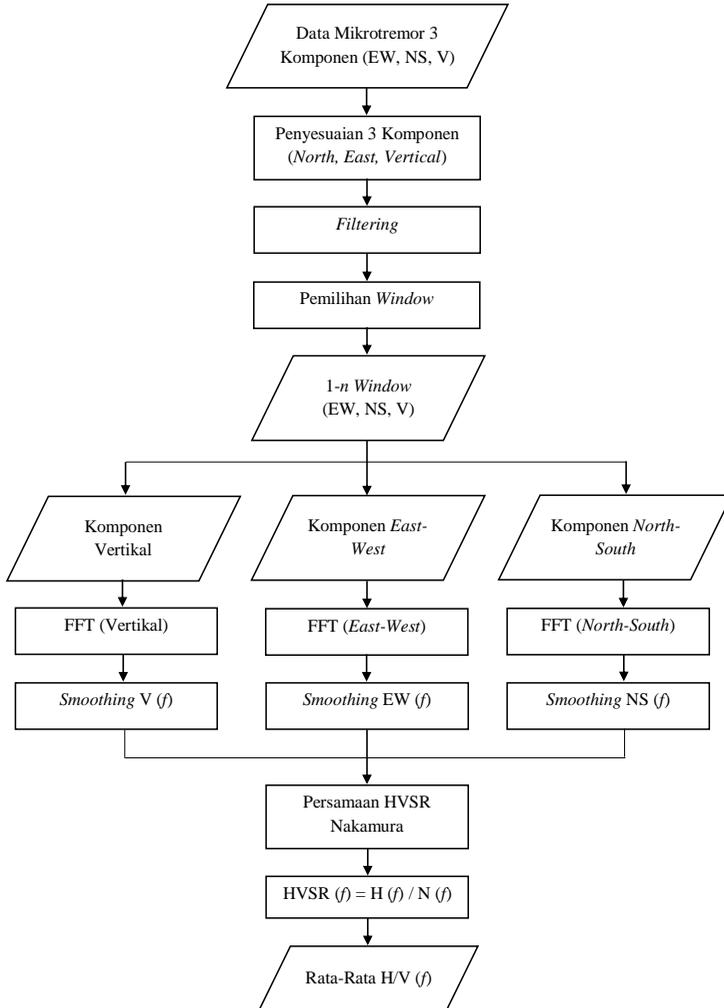
Data (*time domain*) yang diperoleh dari pengukuran mikrotremor diolah menggunakan *software Geopsy* dengan analisis HVSR. Hasil dari analisis HVSR berupa kurva H/V yang memuat informasi nilai rata-rata frekuensi natural (f_0) dan amplifikasi (A_0). Kedua parameter tersebut selanjutnya digunakan untuk mendapatkan nilai indeks kerentanan seismik (K_g) dan juga sebagai input dalam inversi HVSR. Dari proses inversi diperoleh perkiraan nilai kecepatan gelombang geser (V_s) dan kedalaman *bedrock* (H). Seluruh parameter tersebut kemudian dilakukan mikrozonasi guna mengetahui persebaran dan pengaruh aktivitas seismik bawah permukaan di wilayah sekitar PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*). Tahapan singkat penelitian ini disajikan dalam diagram alir berikut.



Gambar 3. 11. Diagram Alir Penelitian

3.5. Diagram Alir Pengolahan Data Kurva H/V

Setelah data yang dibutuhkan sudah disiapkan, maka langkah selanjutnya ialah pengolahan data. Berikut merupakan skema pengolahan kurva H/V dengan *software Geopsy*.



Gambar 3. 12. Diagram Alir Pengolahan Kurva H/V

BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1. Hasil Penelitian

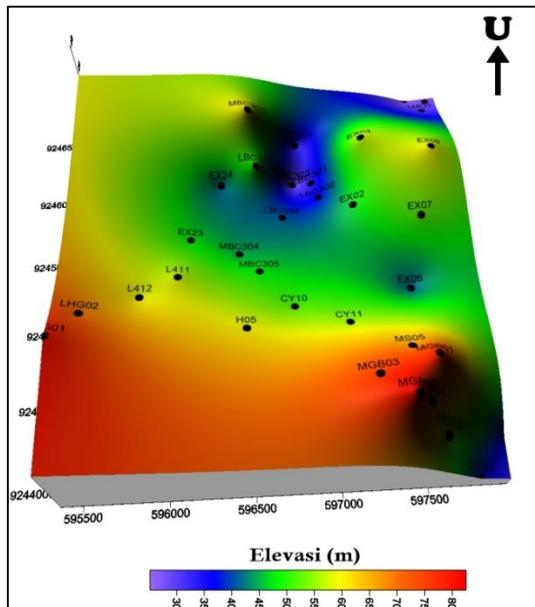
4.1.1. Analisis Data Pengukuran Mikrotremor

Pengambilan data mikrotremor dengan metode HVSR dilakukan di PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*), Kabupaten Tuban. Luas area desain akuisisi sebenarnya ialah 9000 m² dengan jumlah 49 titik pengukuran dan jarak antartitik 500 m. Desain pengukuran mengelilingi wilayah kerja PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*) baik area pabrik, area tambang, maupun area diluar wilayah kerja. Dibuatnya desain tersebut bertujuan untuk mengetahui respon geologi setempat dengan kontur berbentuk persegi. Namun ada beberapa faktor yang menjadi penghambat realisasi desain akuisisi, antara lain sulitnya mobilisasi, tidak semua lokasi diizinkan untuk dilakukan pengukuran dan juga tidak diizinkan menggunakan kendaraan lain selain kendaraan kerja; musim hujan, seringnya intensitas hujan membuat kami harus mencari lokasi pengukuran yang tidak terlalu basah (meskipun sudah menggunakan alas papan dada); Covid-19, adanya kebijakan PT. Solusi Bangun Indonesia akibat pandemic Covid-19 yang mengharuskan kami berhenti melakukan penelitian. Akibat faktor-faktor tersebut, kami hanya mendapatkan 34 titik pengukuran dengan spasi 200–500 m, dimana rinciannya sebagai berikut, 3 titik di area pabrik, 22 titik di area tambang *limestone, clay*, dan sekitarnya, serta 9 titik diluar wilayah kerja PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*) tepatnya di sebelah barat dan timur *Belt Conveyor* yang masih berupa ladang dan sawah. Pengukuran di area pabrik digunakan sebagai pembanding data mikrotremor untuk resonansi bangunan, sedangkan pengukuran diluar wilayah kerja diharapkan dapat membentuk kontur persegi secara utuh.

Pengukuran dimulai dengan pemasangan alat mikrotremor, yakni satu set *MAE S3S*. Hal yang pertama dilakukan ialah meletakkan seismometer *MAE S3S* menghadap ke arah Utara (*North*) dengan bantuan kompas geologi. Bagian bawah seismometer dikunci dengan cara mengatur kaki penyangga hingga posisi *bulls eye* tepat berada di tengah. Untuk memudahkan pemasangan seismometer pada kondisi tanah lunak, dapat digunakan alas berupa papan dada atau lempeng besi. Setelah terkunci, langkah selanjutnya menyambungkan *vibralog* dengan seismometer menggunakan kabel *fiber optic*. Sebelum mengaktifkan *vibralog*, pastikan *memory card* sudah terpasang. Untuk meminimalisasi adanya *noise*,

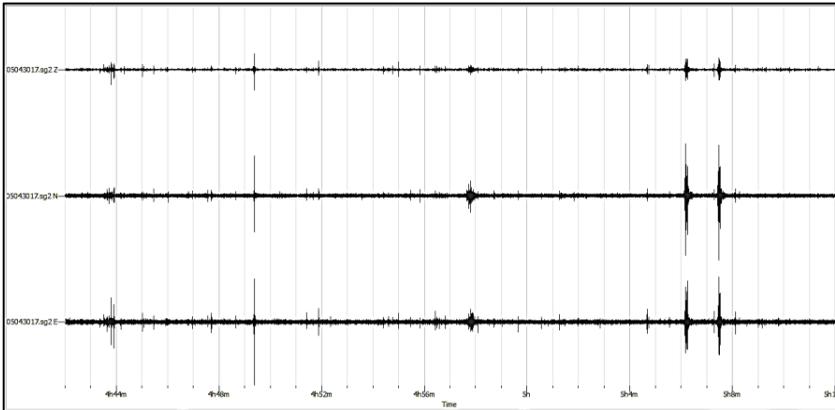
seismometer ditutup menggunakan payung atau ember dan menghindari pengukuran yang dekat dengan pepohonan. Lama perekaman yang dilakukan ialah 30 menit dengan frekuensi sampling 250 Hz. Mencatat koordinat dan elevasi dengan GPS terlebih dahulu sebelum proses perekaman data dimulai.

Gambar dibawah ini merupakan elevasi setiap titik pengukuran di daerah penelitian.



Gambar 4. 1. Kontur elevasi setiap titik pengukuran mikrotremor

Adapun contoh data lapangan hasil pengukuran mikrotremor ditunjukkan oleh gambar berikut.



Gambar 4. 2. Data lapangan hasil perekaman mikrotremor titik MGB01

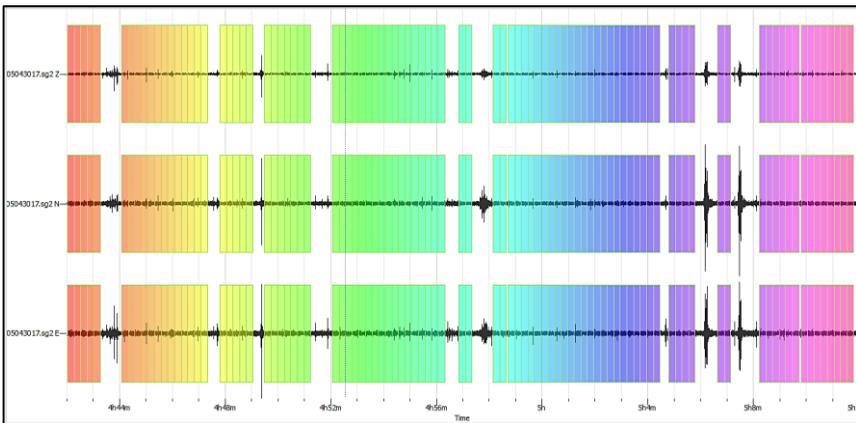
Gambar (4.2) merupakan data lapangan pada titik pengukuran MGB01 yang terdiri atas tiga komponen seismogram, yaitu komponen vertikal (Z), komponen horizontal *North-South* (N), dan komponen horizontal *East-West* (E). Data tersebut merupakan hasil perekaman seismometer selama durasi 30 menit yang akan dianalisis untuk mendapatkan kurva vertikal terhadap horizontal (H/V). Berdasarkan data lapangan pada Gambar (4.2) menunjukkan bahwa hasil pengukuran mikrotremor masih dipenuhi oleh *noise* sehingga *amplitude* yang dihasilkan tidak stasioner. *Noise* tersebut dapat bersumber dari gelombang permukaan, aktivitas industri, kendaraan, maupun aktivitas manusia. Hal ini dapat dilihat pada saat di lapangan, aktivitas industri seperti *silo*, *belt conveyor*, kendaraan *dumped truck*, *bulldozer*, dan sebagainya selalu *running* untuk kegiatan eksploitasi dan produksi. Selain itu, intensitas angin sedang juga mempengaruhi tingginya *noise*.

Meskipun pada saat pengukuran sudah menghindari kemungkinan adanya *noise*, namun proses *filtering* dan *windowing* tetap dilakukan. Hal ini dikarenakan yang dianalisis ialah data mikrotremor sehingga semua *event transient* berupa gelombang akibat kendaraan, aktivitas manusia maupun industri dapat diminimalkan. Getaran yang diharapkan dari pengukuran mikrotremor adalah aktivitas getaran diri antarpartikel di dalam tanah itu sendiri (*ambient noise*). Proses *windowing* dilakukan pada analisis selanjutnya yaitu analisis pengolahan data mikrotremor untuk mendapatkan spektrum komponen vertikal terhadap horizontal atau disebut kurva H/V. Selain itu untuk validasi kriteria

kurva H/V berdasarkan SESAME, analisis HVSR juga dilakukan menggunakan *software EasyHVSR*.

4.1.2. Analisis Kurva HVSR

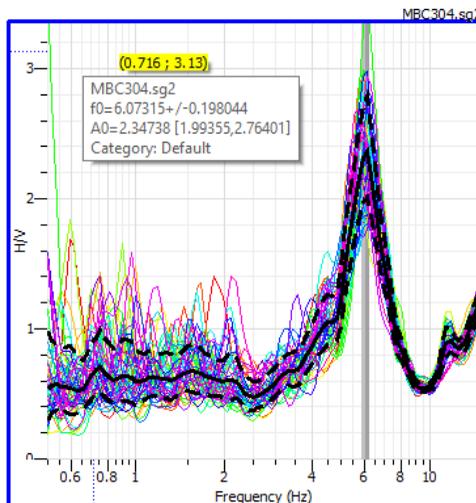
Pengolahan data mikrotremor dilakukan menggunakan metode analisis HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*). Dalam penelitian Sungkono dan Santosa (2011), kerusakan bangunan akibat gempa bumi terjadi pada parameter HVSR amplifikasi tinggi dan frekuensi rendah. Hal ini dikarenakan gelombang yang direkam pada pengukuran mikrotremor terdapat pengaruh dari luar termasuk gelombang permukaan, maka dalam proses *windowing* perlu diperhatikan bahwa sinyal yang dipilih harus stasioner. Hal ini dilakukan agar *peak* dari kurva HVSR yang dihasilkan dapat merepresentasikan pengaruh geologi setempat. Artinya, getaran yang dipilih merupakan fungsi transfer antara getaran gelombang pada sedimen dan *bedrock*.



Gambar 4. 3. Proses *windowing* pada *time domain* titik MGB01

Hasil pengukuran mikrotremor di lapangan berupa data mentah sebagai fungsi waktu (*time domain*). Data *time domain* tercatat dalam tiga komponen, yakni satu komponen vertikal dan dua komponen horizontal (E-W dan N-S). Data mentah ini tidak dapat langsung diolah karena masih dalam format *hexadecimal* (*.bin), sehingga data *time domain* harus diubah ke dalam format *.sg2 dengan menggunakan *software SEG2conv*. Pada penelitian ini proses pemilihan *time window* untuk mendapatkan kurva H/V dilakukan menggunakan *software Geopsy*. Proses *windowing* menggunakan lebar *window* (*window length*

atau l_w) 20.00 s agar hasil yang diperoleh *reliable* dengan frekuensi minimal sebesar 0.5 Hz. Sesuai persamaan (3.1) yang menjelaskan bahwa dalam penentuan *length window* bergantung pada target frekuensi terendah yang ingin dicapai. Artinya dalam penelitian ini batas frekuensi terendah yang dapat dipercaya adalah 0.5 Hz. Hal ini juga sesuai dengan rekomendasi SESAME (pada lampiran) yaitu untuk target frekuensi terendah 0.5 Hz maka data dapat dipercaya apabila lebar *window* 20.00 s dan minimum sinyal yang digunakan adalah 400 s dengan minimum durasi pengukuran 1200 s (20 menit). Pada Gambar (4.4) menunjukkan bahwa hasil observasi mikrotremor pada titik MBC304 digunakan durasi sinyal selama 1800 s dengan jumlah *window* yang dipilih sebanyak 52. Dari proses *windowing* tersebut menunjukkan bahwa telah memenuhi syarat yang ditetapkan oleh SESAME, artinya hasilnya sudah dapat dipercaya. Selanjutnya untuk pendeteksian sinyal *transient* dilakukan perbandingan *short term average* (STA) dan *long term average* (LTA) serta menggunakan algoritma *anti triggering*. Pada pengolahan data ini digunakan *anti triggering raw signal* dengan nilai STA 1.00 s dan LTA 30.00 s. Untuk sinyal yang tidak sesuai dapat dilakukan *remove*, sehingga dihasilkan sinyal sesuai dengan yang diharapkan (Gambar 4.3).



Gambar 4. 4. Kurva H/V titik MBC304

Selanjutnya, proses *Fast Fourier Transform* (FFT) dihitung pada masing-masing komponen dari sinyal yang dipilih dan estimasi yang *reliable* dari kurva

HVSR. Dalam proses analisa kurva HVSR menggunakan *smoothing* yang diusulkan Konno dan Ohmachi dengan koefisien *bandwith* sebesar 40.00 dan *taper cosine* sebesar 5%. Data yang sudah dilakukan transformasi fourier pada tiap komponen (N-S, E-W, dan vertikal), dianalisis dengan metode HVSR yang diperoleh melalui akar dari *amplitude* spektrum Fourier horizontal (*Nourth-South* dan *East-West*) dibagi dengan spektrum Fourier vertikal. Dari analisis HVSR kemudian didapatkan kurva H/V dan standar deviasinya (Gambar 4.4). Pada gambar tersebut menunjukkan bahwa kurva warna hitam merupakan rata-rata dari kurva yang berwarna, sedangkan dua kurva hitam yang berupa garis putus-putus menunjukkan standar deviasi. Nilai frekuensi dominan dan amplifikasi tanah ditunjukkan dengan kurva berwarna abu-abu. Dapat dilihat pada titik pengukuran MBC304, kurva H/V memiliki nilai frekuensi dominan 6.048 Hz dan nilai amplifikasi 2.31. Hasil pengolahan mikrotremor di setiap titik dapat dilihat pada Tabel (4.1) di bawah ini.

Tabel 4. 1. Nilai Frekuensi Natural dan Faktor Amplifikasi

No.	ID	Koordinat X	Koordinat Y	Elevasi (m)	Frekuensi (Hz)	Amplifikasi
1.	MS02	597740	9246808	25	5.29709	2.10338
2.	P01	597892	9246774	27	4.07229	1.27245
3.	LMO1	597844	9246659	30	6.46332	2.31758
4.	MBC301	596876	9246357	32	18.2352	10.3518
5.	MBC302	596841	9246052	27	27.9799	9.52238
6.	LBC301	596967	9246023	33	37.4289	12.689
7.	LBC302	597005	9245869	37	36.0649	3.5669
8.	LBC304	596747	9245691	41	7.31609	3.15225
9.	EX02	597220	9245722	47	23.693	4.37724
10.	EX04	597306	9246180	58	41.3204	7.17728
11.	EX08	597765	9246060	60	44.817	6.32365
12.	EX07	597645	9245581	52	51.5984	7.86652
13.	EX06	597534	9245116	41	19.2665	6.5166
14.	MBC303	596549	9246429	61	6.30712	1.28675
15.	LBC303	596590	9246052	50	7.18206	2.14771
16.	EX24	596348	9245958	41	36.0462	5.49383
17.	EX23	596144	9245494	48	41.841	7.23524
18.	LHG01	595367	9244685	81	34.2467	21.181
19.	LHG02	595520	9244875	70	38.6394	21.0223
20.	L411	596074	9245166	58	61.5349	9.53992
21.	L412	595847	9245028	59	43.4875	5.48219

No.	ID	Koordinat X	Koordinat Y	Elevasi (m)	Frekuensi (Hz)	Amplifikasi
22.	H05	596483	9244789	60	59.7953	5.57399
23.	MBC304	596454	9245394	45	6.07315	2.34738
24.	MBC305	596579	9245244	48	34.4297	4.52089
25.	CY10	596780	9244963	52	57.3262	5.69125
26.	CY11	597103	9244820	56	35.6938	6.60548
27.	MS05	597421	9244589	67	6.12889	2.14843
28.	MGB01	597541	9244488	79	6.07722	4.21365
29.	MGB03	597203	9244393	76	4.32307	2.37468
30.	MS04	597476	9244241	71	5.92221	2.21738
31.	MGB02	597394	9244251	71	6.33747	1.45244
32.	MS03	597587	9244111	54	4.08997	1.84035
33.	CY01	597961	9244153	36	0.639892	7.28142
34.	CY02	597782	9243918	37	0.710834	4.08615

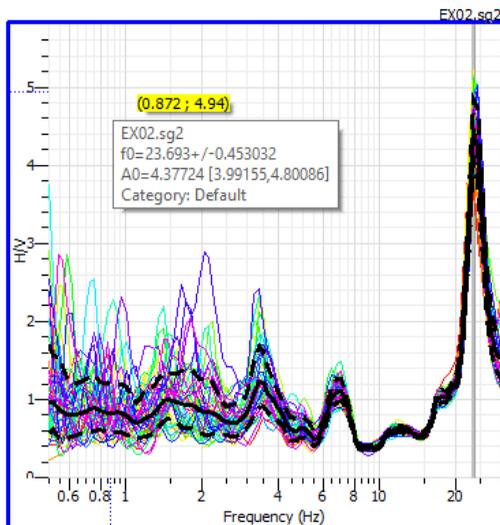
4.1.3. Analisis Frekuensi Natural (f_0)

Hasil dari analisis kurva H/V adalah frekuensi natural (f_0) dan amplifikasi (A_0) yang mencerminkan karakteristik dinamika geologi setempat. Pada Tabel (4.1) dapat dilihat nilai frekuensi yang diperoleh berkisar antara 0.64 – 61.5 Hz. Nilai frekuensi natural kemudian dikelompokkan berdasarkan klasifikasi Kanai (1983) yang disajikan dalam Tabel (4.2).

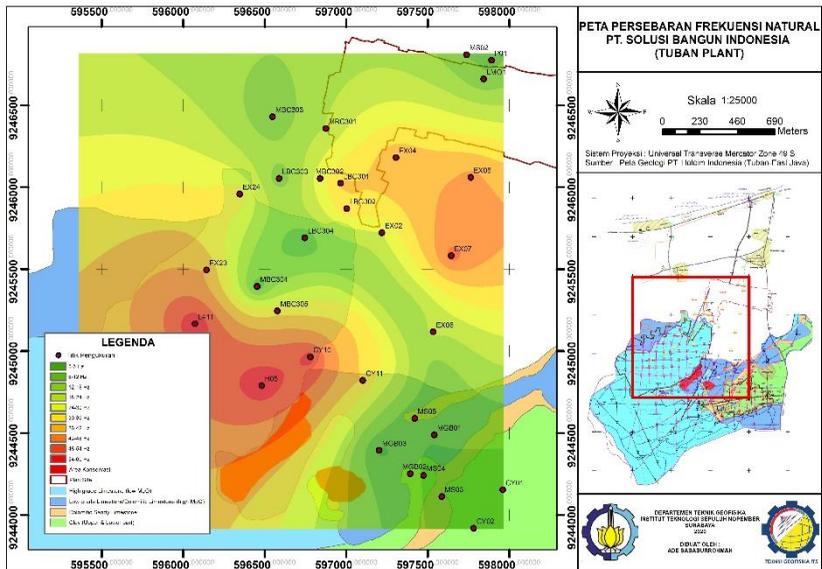
Tabel 4. 2. Frekuensi natural diklasifikasikan berdasarkan Kanai (1983)

ID	Jenis	f_0 (Hz)
MBC301	Jenis I	18.2352
MBC302		27.9799
LBC301		37.4289
LBC302		36.0649
EX02		23.693
EX04		41.3204
EX08		44.817
EX07		51.5984
EX06		19.2665
EX24		36.0462
EX23		41.841
LHG01		34.2467
LHG02		38.6394
L411		61.5349

ID	Jenis	f_o (Hz)
L412	Jenis I	43.4875
H05		59.7953
MBC305		34.4297
CY10		57.3262
CY11		35.6938
LBC304		7.31609
LBC303		7.18206
MS02	Jenis II	5.29709
P01		4.07229
LMO1		6.46332
MBC303		6.30712
MBC304		6.07315
MS05		6.12889
MGB01		6.07722
MGB03		4.32307
MS04		5.92221
MGB02		6.33747
MS03	4.08997	
CY01	Jenis IV	0.639892
CY02		0.710834



Gambar 4. 5. Kurva H/V berbentuk *sharp peak* pada titik EX02



Gambar 4. 7. Peta Persebaran Frekuensi Natural Daerah Penelitian *Basemap* Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban Plant*)

Dapat dilihat pada Tabel (4.2) dan mengacu pada peta geologi Lembar Jatirogo (Gambar 4.5), bahwa daerah penelitian tergolong dalam tiga jenis yakni Jenis I yang diasosiasikan dengan Formasi Paciran tersusun atas batugamping pejal dan batugamping dolomitan, Jenis II yang diasosiasikan dengan Anggota Ngrayong Formasi Tuban tersusun atas batupasir kuarsa berselangan batugamping dan batulempung, serta Jenis IV yang diasosiasikan dengan Alluvium tersusun atas *sand, clay, silt,* dan *gravel*. Dibandingkan jika mengacu pada peta geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban Plant*), tanah Jenis I diasosiasikan dengan litologi *high grade limestone (low MgO)* dan *low grade limestone/dolomitic limestone (high MgO)*, Jenis II diasosiasikan dengan *dolomitic sandy limestone* dan *clay*, serta Jenis IV yang diasosiasikan dengan *clay*. Berdasarkan kedua peta persebaran dapat dilihat bahwa nilai frekuensi natural tertinggi terletak di sebelah baratdaya dengan rentang nilai f_0 36 – 60 Hz.

4.1.4. Analisis Faktor Amplifikasi (A_0)

Nilai amplifikasi (puncak HVSR) berhubungan dengan perbandingan antara kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan dibawahnya. Berdasarkan Tabel (4.1) nilai amplifikasi di daerah penelitian berkisar antara

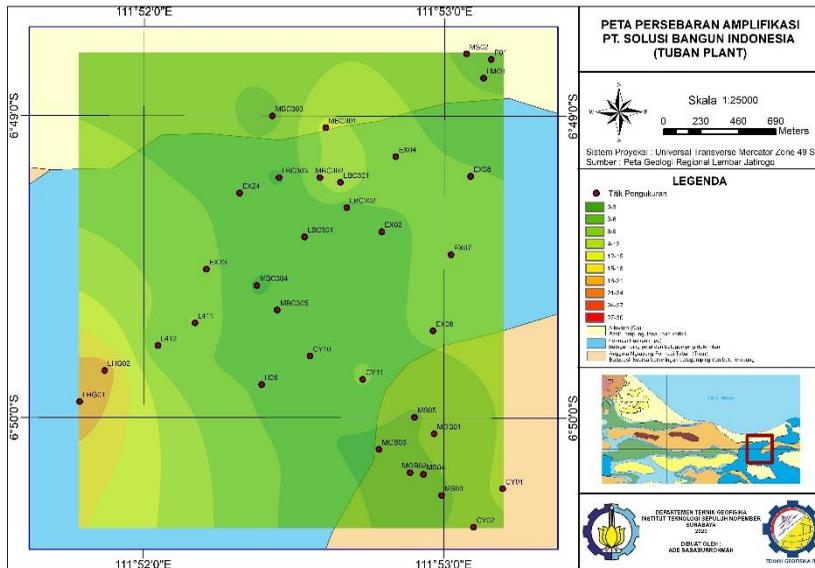
1.27 – 21.18. Nilai amplifikasi kemudian dikelompokkan berdasarkan klasifikasi oleh Marjiyono (2010) yang disajikan dalam tabel di bawah ini.

Tabel 4. 3. Amplifikasi diklasifikasikan berdasarkan Marjiyono (2010)

ID	Jenis	A_o
MBC301	Sangat tinggi	10.3518
MBC302		9.52238
LBC301		12.689
LHG01		21.181
LHG02		21.0223
L411		9.53992
EX04	Tinggi	7.17728
CY11		6.60548
EX08		6.32365
EX07		7.86652
EX06		6.5166
EX23		7.23524
CY01		7.28142
LBC302	Normal	3.5669
LBC304		3.15225
EX02		4.37724
EX24		5.49383
L412		5.48219
H05		5.57399
MBC305		4.52089
CY10		5.69125
MGB01		4.21365
CY02		4.08615
MS02	Rendah	2.10338
P01		1.27245
LMO1		2.31758
MBC303		1.28675
LBC303		2.14771
MBC304		2.34738
MS05		2.14843
MGB03		2.37468
MS04		2.21738
MGB02		1.45244
MS03	1.84035	

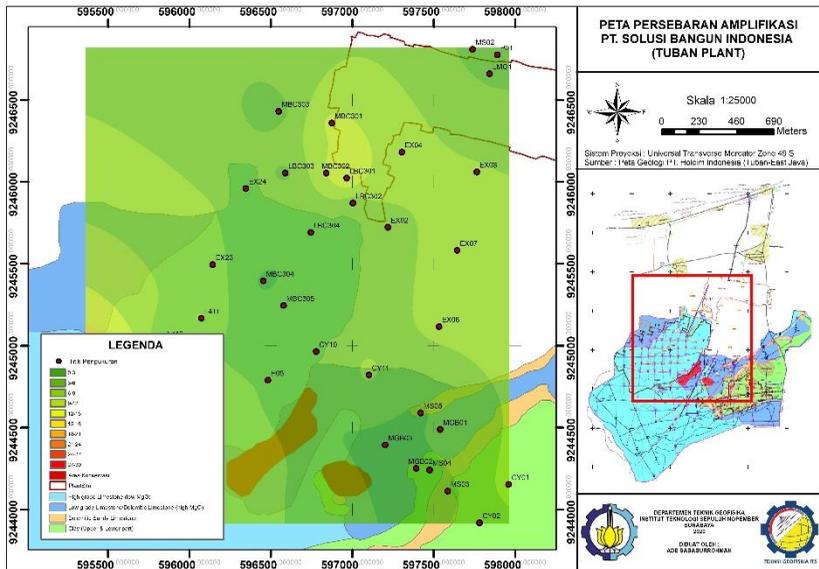
Berdasarkan klasifikasi oleh Marjiyono (2010) diperoleh amplifikasi jenis rendah, normal, tinggi, hingga sangat tinggi. Dari Tabel (4.3) dapat dilihat bahwa sebagian besar nilai amplifikasi $3 < A_0 < 6$ yang termasuk kategori normal. Namun, ada pula titik-titik pengukuran yang memiliki amplifikasi sangat tinggi, $A_0 > 9$, diantaranya MBC302, MBC301, LBC301, LHG01, LHG02, dan L411. Selain itu, ada juga beberapa titik pengukuran yang memiliki nilai amplifikasi rendah, $1 < A_0 < 2$, diantaranya P01, MBC303, MGB02, dan MS03.

Adapun peta persebaran amplifikasi di daerah penelitian ditunjukkan oleh gambar di bawah ini.



Gambar 4. 8. Peta Persebaran Amplifikasi Daerah Penelitian *Basemap* Peta Geologi Regional Jatirogo

Di daerah penelitian terdapat bangunan utama (area pabrik) yang berdiri diatas sedimen, yaitu titik MS02, LMO1, dan P01, namun amplifikasi yang dihasilkan tidak menunjukkan amplifikasi tinggi. Jika mengacu pada peta geologi regional Lembar Jatirogo (Gambar 4.7), area pabrik berada diatas sedimen alluvium, yang mana tidak menutup kemungkinan memiliki potensi mengalami kerusakan lebih serius saat gempabumi kembali terjadi.

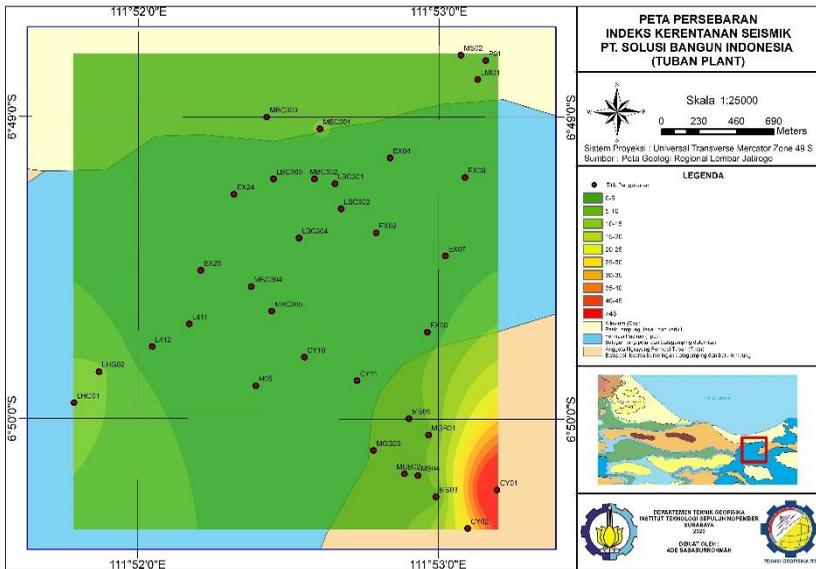


Gambar 4. 9. Peta Persebaran Amplifikasi Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban Plant*)

Sementara jika mengacu pada peta geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban Plant*), beberapa titik diantaranya LHG01, LHG02, L411, MBC301, MBC302, dan LBC301 dengan amplifikasi sangat tinggi ($A_0 > 9$) diketahui berada diatas litologi *high grade limestone (low MgO)*.

4.1.5. Analisis Indeks Kerentanan Seismik (K_g)

Dalam mikrozonasi, analisis indeks kerentanan seismik perlu dilakukan dengan menghubungkan antara frekuensi natural dan amplifikasi. Parameter indek kerentanan seismik (K_g) dapat mencerminkan efek lokal dan dapat digunakan sebagai indikator dalam menentukan titik rawan gempabumi (Warnana, *et al.*, 2011).



Gambar 4. 10. Peta Persebaran Indeks Kerentanan Seismik Daerah Penelitian *Basemap* Peta Geologi Regional Jatirogo

Gambar (4.9) menunjukkan peta persebaran indeks kerentanan seismik di daerah penelitian. Dapat dilihat bahwa daerah penelitian didominasi dengan $K_g < 6$. Hanya ada dua titik pengukuran yang memiliki nilai indeks kerentanan seismik sangat tinggi, yakni titik CY01 dan CY02 dengan nilai K_g 82.85 dan 23.48. Sesuai dengan informasi Peta Geologi Lembar Jatirogo bahwa titik CY01 dan CY02 berada pada Anggota Ngrayong Formasi Tuban, dimana batuan penyusunnya batupasir berselingan batugamping dan batulempung.

Tabel 4. 4. Parameter model litologi *limestone* mengacu pada Mayerhof (1965), Farrokhzad, F. (2014), dan Al-Kattan, Wafa M. (2015)

Vp	Vs	ρ	H	Qp	Qs
439	175	2.0	5	10	5
3384	894	2.3	10	10	5
3872	1604	2.4	35	10	5
4000	2500	2.5	999	999	999

Tabel 4. 5. Parameter model litologi *clay* mengacu pada Yilmaz, Oz. (2017), Chaudary (2018), Soupus, *et.al* (2015), dan Ivanov, P. (1997)

Vp	Vs	ρ	H	Qp	Qs
439	175	2.0	5	10	5
722	254	2.2	20	10	5
839	417	2.4	6	10	5
4000	2500	2.5	999	999	999

Inversi HVSr dalam mencari ruang model dengan meminimalisasi fungsi *misfit* didasarkan pada Algoritma Monte Carlo. Propagasi algoritma ini bertujuan untuk mengestimasi persebaran nilai kecepatan gelombang geser (V_s) dan ketebalan (H) di setiap kedalaman titik pengukuran. Oleh karena itu, untuk mendapatkan nilai V_s dan H yang akurat perlu dilakukan konstrain saat proses inversi kurva HVSr, dalam hal ini digunakan parameter model sebagai inisialisasi awal. Parameter model untuk litologi *limestone* mengacu pada Mayerhof (1965), Farrokhzad, F. (2014), dan Al-Kattan, Wafa M. (2015). Sedangkan parameter model untuk litologi *clay* mengacu pada Kanai (1983), Chaudary (2018), Soupus, *et.al* (2015), dan Ivanov, P. (1997).

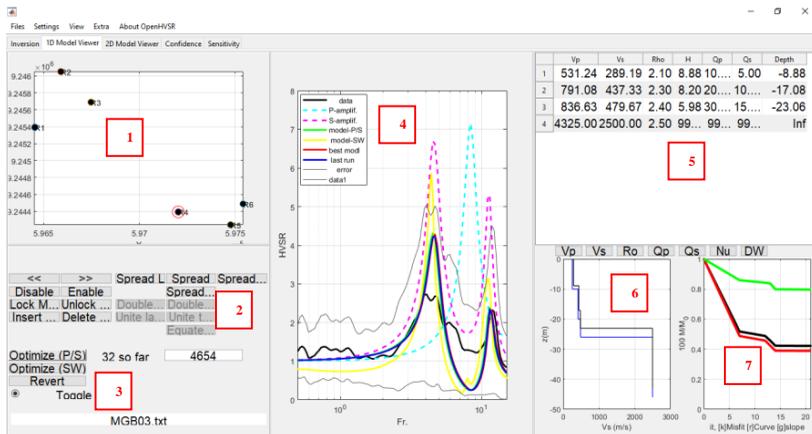
Model parameter pada *software OpenHVSr* untuk setiap lapisan dibuat sama termasuk model *half space*. Model *half space* adalah sebuah model matematis yang hanya memiliki satu nilai batas (nilai kedalaman dari bagian atas model). Model *half space* dianggap memiliki kedalaman tak hingga dan bersifat homogen isotropik, yakni *engineering bedrock*. Model ini dipilih karena estimasi kecepatan geser yang ditargetkan pada penelitian ini adalah batuan sedimen, untuk membatasi nilai kecepatan yang lebih cepat darinya (Gazali, 2018).

Terdapat dua jenis data yang dijadikan sebagai input, yakni parameter model (Tabel 4.4 dan 4.5) serta kurva HVSr hasil pengolahan *Geopsy* berupa rata-rata nilai frekuensi dan amplitude yang diatur dalam satu folder penyimpanan. Jika *file* yang berisi data kurva HVSr memiliki *header*, maka

perlu disisipkan *separator* dalam setiap *file* tersebut dan juga dalam *script* “*project.m*”. Hal ini berfungsi untuk menunjukkan kepada program *OpenHSVR* dimana data mulai dibaca. Selama proses inversi untuk parameter model V_p , V_s , dan H dibiarkan bebas (*check list*) untuk mendapatkan *best model* (mengurangi fungsi *error*), namun diikat dengan data ρ sebagai pengontrol selama proses inversi. Untuk nilai Q_p dan Q_s dianggap konstan pada setiap lapisan (*uncheck list*). Hal ini sesuai dengan penelitian Sungkono (2011) yang menjelaskan bahwa variasi faktor quasi P (Q_p) tidak berpengaruh terhadap kurva HVSR, sedangkan faktor quasi S (Q_s) memiliki pengaruh kecil terhadap amplitude, namun tidak berpengaruh terhadap nilai frekuensi. Dari keenam parameter tersebut yang memiliki pengaruh besar terhadap kurva HVSR ialah kecepatan gelombang geser (V_s) dan ketebalan lapisan sedimen (H).

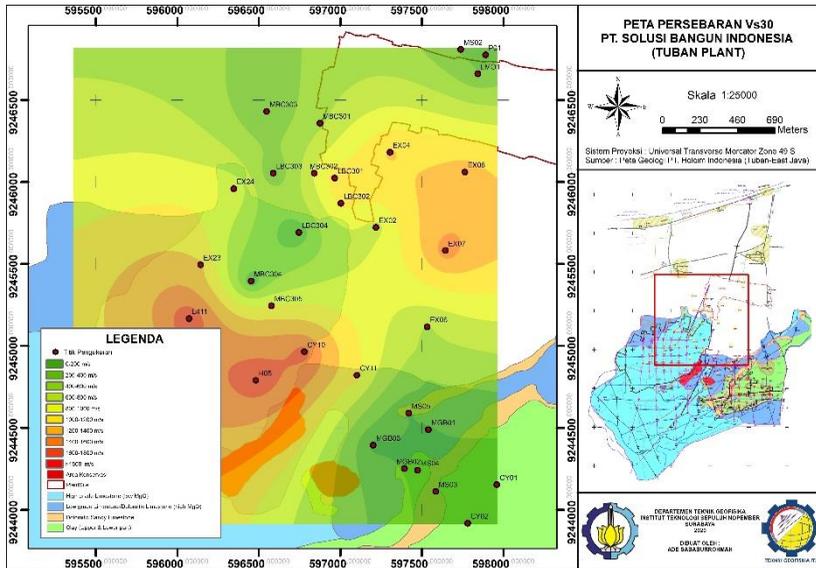
Setelah selesai pembuatan *project*, langkah selanjutnya memuat data yang tersimpan dengan nama *file* “*project.m*”. Kemudian mengatur parameter sesuai penjelasan pada Bab III. Hasilnya dapat dilihat pada Tab “*ID Model Viewer*” (Gambar 4.13). Pada gambar tersebut menunjukkan tujuh bagian, antara lain: (1) Berisi semua lokasi pengukuran mikrotremor, sedangkan lokasi pengukuran yang ditampilkan ditandai dengan lingkaran merah. Dapat dilihat bahwa yang ditampilkan yakni titik MGB03. (2) Untuk melihat hasil inversi lokasi yang lain dapat dilakukan dengan mengklik tombol panah ke kiri << atau ke kanan >>. Jika ingin mengunci lokasi pengukuran untuk mencegah ketidaksengajaan modifikasi, dapat mengklik tombol “*Lock*” atau “*Unlock*”. Dan lokasi yang dikunci ditandai warna merah. Dan jika ingin menghilangkan suatu lokasi, dapat mengklik tombol “*Enabled*” atau “*Disabled*”. (3) Tombol “*Optimize P/S*” dilakukan apabila kurva warna merah yang merupakan *best model* masih belum berhimpit dengan kurva warna hitam. Ketika proses inversi sedang berjalan, semua informasi tabel dan grafik dapat diatur setiap *best model* ditemukan, yaitu dengan mengaktifkan tombol “*Toggle*”. Jika ingin mengembalikan segala proses inversi ke model *subsurfaces* awal, dapat mengklik tombol “*Revert*”. (4) Lokasi pengukuran yang dipilih dapat dilihat di ruang ini. Kurva warna hitam tebal merupakan data observasi berupa kurva HVSR hasil pengolahan mikrotremor, terdiri dari amplitude dan nilai rata-rata frekuensi yang telah dilakukan koreksi berdasarkan SESAME. Kurva warna hitam ditampilkan bersamaan dengan kurva *error* warna abu-abu. Kurva warna biru merupakan model terakhir yang dihasilkan dari inversi Monte Carlo. Biasanya, kurva warna biru berhimpit dengan kurva warna merah yang menunjukkan model terbaik. Apabila selama

proses inversi fungsi *misfit* sudah kecil (di bawah 10%), maka kurva merah (*best model*) otomatis akan berhimpit dengan kurva hitam tebal (data). (5) Ruang ini berisi informasi data *subsurfaces* hasil proses inversi. Klik kanan lalu pilih “*modify*” untuk membuka jendela “*Model Manager*”. Jendela ini berfungsi untuk mengedit isi tabel secara manual atau menyimpan gambar. (6) Hasil inversi 1D dapat dilihat di kolom ini untuk memeriksa kecocokan antara data (warna hitam) dengan parameter model (warna biru). (7) Fungsi *misfit* selama proses inversi juga berpengaruh pada tahap optimalisasi pada kolom ini. Semakin kecil ketidakcocokan, maka kurva warna merah yang berhimpit dengan kurva warna hitam (*misfit*) akan bergerak semakin turun. Jika *misfit* selama inversi sudah kecil (dibawah 10%), maka optimalisasi P/S (3) tidak terlalu berpengaruh terhadap kurva *best model*, sehingga menyebabkan *misfit* pada tahap optimalisasi nilainya besar.



Gambar 4. 12. Tampilan Tab *ID Viewer*

Berdasarkan inversi ini dapat dilihat hasil *fitting* antara *best model* (kurva warna merah) dan data (kurva warna hitam tebal). Apabila puncak dari kedua kurva tersebut berhimpit maka kualitas data baik. Namun, apabila masih jauh perlu dilakukan inversi ulang dengan mengubah nilai pembobotan *logarithmic* dan variasi nilai *k*. Ketidakcocokan antara data observasi (model) dan data estimasi (inversi) dapat disebabkan oleh beberapa hal, diantaranya kurva HVSR yang dijadikan data estimasi dalam inversi tidak *clear peak*, kurva HVSR tidak sepenuhnya merupakan gelombang badan, masih ada sumbu-gesir gelombang permukaan, seperti *noise*. Hal ini disebabkan daerah penelitian merupakan area

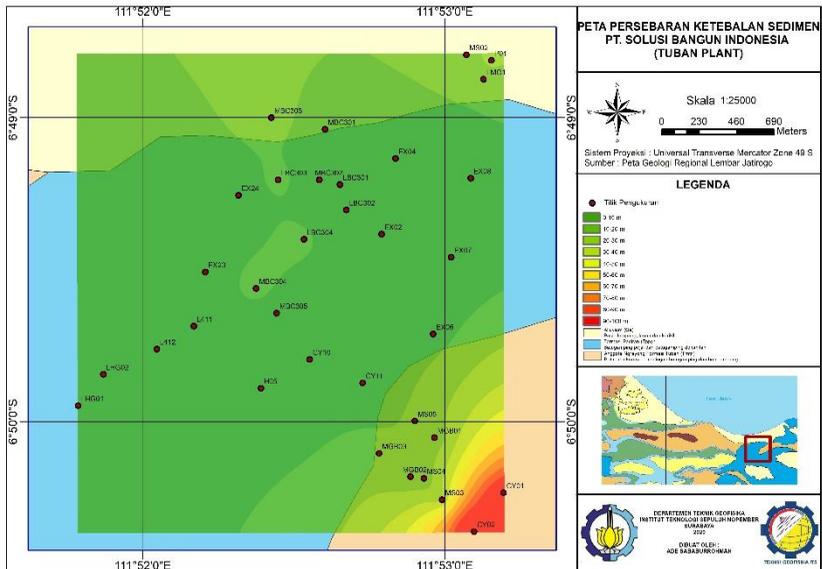


Gambar 4. 14. Peta Persebaran Vs30 Daerah Penelitian Basemap Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (Tuban Plant)

Dari kedua gambar diatas terlihat bahwa peta persebaran Vs30 mirip dengan peta persebaran frekuensi natural. Dimana nilai Vs30 tertinggi tersebar di sebelah baratdaya yang diasosiasikan dengan litologi batugamping, sedangkan nilai Vs30 berada di sebelah ujung tenggara yang diasosiasikan dengan litologi *clay* dan utara-timurlaut yang diasosiasikan dengan litologi alluvium. Hal ini menandakan bahwa terdapat hubungan yang berbanding lurus antara frekuensi natural dengan kecepatan gelombang geser. Semakin keras material suatu tanah yang ditandai nilai frekuensi tinggi, maka semakin besar pula kecepatan gelombang yang melaluinya. Daerah ini dimungkinkan memiliki sedimen yang cukup tebal.

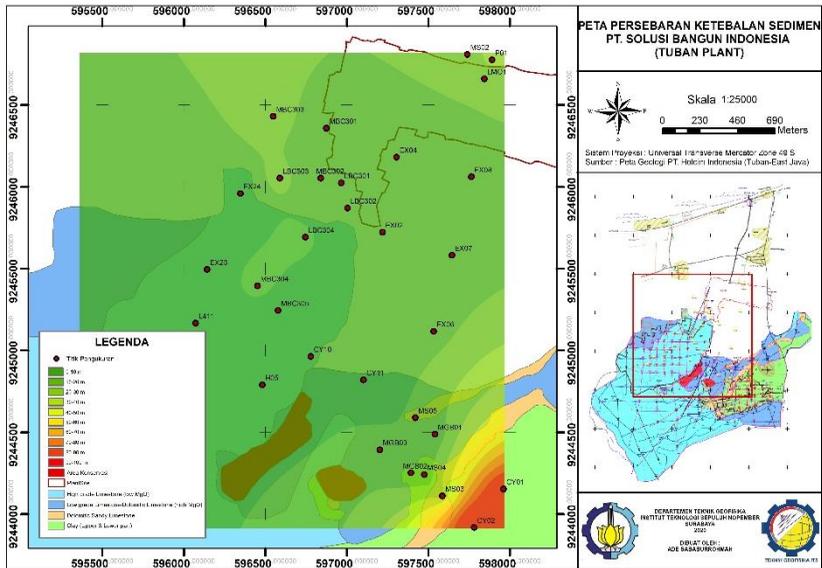
4.1.8. Analisis Ketebalan Sedimen (*H*)

Analisis ketebalan sedimen ditentukan berdasarkan frekuensi natural yang terukur dan kecepatan gelombang geser (*Vs30*) yang diperoleh dari *inverse modeling*. Telah disebutkan sebelumnya bahwa ketebalan lapisan sedimen berbanding lurus dengan kecepatan rambat gelombang geser (*Vs*), namun berbanding terbalik dengan frekuensi dominan (f_0). Berikut ini merupakan peta persebaran ketebalan sedimen di daerah penelitian.



Gambar 4. 15. Peta Persebaran Ketebalan Sedimen Daerah Penelitian *Basemap* Peta Geologi Regional Jatirogo

Gambar (4.15) merupakan pemodelan mikrozonasi yang menunjukkan ketebalan lapisan sedimen dengan rentang nilai 1.65 – 137.16 meter. Hampir seluruh titik pengukuran didominasi ketebalan sedimen rendah ($H < 10$ meter). Hal ini sesuai dengan Peta Geologi Lembar Jatirogo yang mana sebagian besar daerah penelitian merupakan daerah batugamping pejal dan batugamping dolomit.



Gambar 4. 16. Peta Persebaran Ketebalan Sedimen Daerah Penelitian *Basemap* Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban Plant*)

Berdasarkan Gambar (4.16), hanya dua titik yang terlihat memiliki ketebalan sedimen sangat tinggi di sebelah ujung tenggara, yakni titik CY01 dan CY02 dengan nilai H sebesar 117.47 dan 136.16 meter. Jika melihat nilai frekuensi naturalnya (Tabel 4.2), maka kedua titik tersebut diketahui memiliki nilai f_0 yang sangat rendah, yaitu $f_0 < 2.5$ Hz yang ditandai dengan karakteristik tanah sangat lunak. Menurut peta geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban-East Java*), daerah CY01 dan CY02 merupakan area tambang batulempung (*clay*). Hal inilah yang mengakibatkan CY01 dan CY02 menunjukkan respon frekuensi yang sangat rendah. Namun kondisi di lapangan pada saat pengukuran, telah terjadi hujan semalaman dan masih terdapat kubangan air di sekitarnya. Faktor tersebut juga turut mempengaruhi rendahnya respon frekuensi natural.

4.2. Pembahasan

4.2.1. Frekuensi Natural (f_0)

Parolai (2002) dan Chen (1993) dalam Sutrisno (2014) menyatakan bahwa frekuensi natural (f_0) erat hubungannya dengan ketebalan sedimen (H). Keduanya memiliki hubungan yang berbanding terbalik. Ini berarti daerah dengan frekuensi natural rendah dimungkinkan memiliki karakteristik sedimen

yang tebal. Namun, Sungkono (2011) mengatakan bahwa frekuensi natural tidak hanya dipengaruhi oleh ketebalan sedimen, tetapi juga dipengaruhi oleh kecepatan gelombang geser (V_s). Secara teoritis, nilai frekuensi natural tanah mencerminkan kondisi fisik tanah tersebut. Sedimen atau batuan lunak akan mempunyai periode getaran yang panjang, sehingga memiliki nilai frekuensi natural yang relatif rendah, sedangkan *hard rock* atau batuan keras memiliki nilai frekuensi natural yang relatif tinggi.

Berdasarkan klasifikasi Kanai (1983) dalam Tabel (4.2), titik pengukuran yang tergolong Jenis II ialah MBC303, LMO1, P01, dan MS02. Keempat titik pengukuran tersebut berada pada rentang frekuensi 4.0 – 6.7 Hz yang diindikasikan batuan alluvial *loam* (lempung dengan banyak kandungan pasir). Sesuai Peta Geologi Lembar Jatirogo bahwa titik MBC303, LMO1, P01, dan MS02 berada pada Formasi Alluvium yang tersusun atas batulempung, batupasir, lanau, dan kerikil. Ada pula titik pengukuran lain yang tergolong Jenis II, diantaranya MGB03, MS05, MGB01, MGB02, MS04, dan MS03. Jika mengacu pada peta geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban Plant*), titik MS05 dan MS03 berada di atas litologi *dolomitic sandy limestone*, titik MGB01 dan MGB03 berada di atas litologi *low grade limestone/dolomitic limestone (high MgO)*, dan serta titik MGB02 dan MS04 berada di atas litologi *clay*. Sementara jika mengacu pada peta geologi Lembar Jatirogo, keenam titik tersebut berada pada Anggota Ngrayong Formasi Tuban dengan batuan penyusun batupasir kuarsa berselingan *limestone* dan *claystone*. Pada formasi yang sama, ada pula titik CY01 dan CY02 yang tergolong Jenis IV menunjukkan frekuensi natural sangat rendah ($f_0 < 2.5$ Hz). Sesuai dengan pernyataan Parolai (2002) dan Chen (1993) dalam Sutrisno (2014) bahwa rendahnya nilai frekuensi natural mengindikasikan adanya sedimen tebal. Hal ini dibuktikan di lapangan bahwa daerah CY01 dan CY02 dijadikan sebagai area tambang *clay*. Nilai f_0 sangat rendah dapat disebabkan oleh beberapa faktor sesuai kondisi lapangan dan analisis HVSR, antara lain daerah tersebut memiliki kontras impedansi rendah dengan lapisan di bawahnya ($A_0 < 4$) dan pengaruh angin dengan intensitas sedang (SESAME, 2004). Selain itu, kemungkinan dapat disebabkan oleh kondisi tanah lunak karena turun hujan semalaman, sehingga tidak dapat dipungkiri jika di sekitar titik pengukuran terdapat kubangan air yang menyebabkan frekuensi natural kurang dari 2.5 Hz. Kemudian mengingat bahwa kondisi geologi *clay* memiliki sifat yang dapat mengembang (*swelling*) dan menyusut (*shrinkage*) juga mempengaruhi analisis

HVSR. Dimana batulempung dapat mengembang saat kondisi basah dan menyusut saat kondisi kering.

Adapun titik pengukuran yang tergolong dalam Jenis I, diantaranya titik LHG01, LHG02, L411, L412 dengan frekuensi $f_0 > 20$ Hz. Jika mengacu pada klasifikasi tanah menurut Kanai (1983), Jenis I diindikasikan sebagai batuan tersier atau batuan yang lebih tua. Hal ini sesuai berdasarkan informasi Peta Geologi Lembar Jatirogo bahwa titik-titik tersebut berada pada Formasi Paciran dengan batuan penyusun batugamping pejal (*massive limestone*) dan batugamping dolomitan (*dolomitic limestone*). Selain itu di daerah-daerah tersebut merupakan area penambangan *high grade limestone (low MgO)* dan *low grade limestone/dolomitic limestone (high MgO)* menurut Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (*Taban Plant*). Ada pula beberapa titik yang berada pada formasi sama, namun menunjukkan kondisi lapangan yang berbeda, seperti titik MBC302, H05, MBC305, CY10, dan CY11. Pada kelima titik tersebut ditemukan adanya urugan *gravel*/batu guna mencegah sering terjadinya amblasan (*landslide*). Kemudian ada pula titik-titik pengukuran yang masih termasuk Formasi Paciran, namun kondisi lapangan berbeda yakni tanah lunak, diantaranya titik EX24, EX23, LBC304, EX04, EX06, EX07, EX08, LBC301, LBC302, dan EX02. Titik-titik tersebut memiliki frekuensi $f_0 > 20$ Hz yang diasumsikan terdapat sedimen alluvium tipis di dekat permukaan. Adapun faktor yang mungkin menjadi penyebabnya ialah pengaruh angin dengan intensitas sedang dan pengukuran dilakukan pada area yang terdapat *slope*. Selain itu pengukuran dilakukan di atas tanah yang lunak, dimana merupakan area penambangan *clay* dan batupasir kuarsa yang belum dieksploitasi, masih dalam kondisi ladang jagung. Hampir semua titik pengukuran dengan Jenis I didominasi bentuk kurva H/V dengan karakteristik *sharp peak* yang dipengaruhi oleh tingginya aktivitas industri, dimana titik-titik tersebut dilakukan di sekitar *belt conveyor* dan silo yang selalu aktif, serta lalu lalang kendaraan berat seperti *dumped truck, bulldozer*, dan lain-lain.

Dengan demikian, berdasarkan peta persebaran frekuensi natural (Gambar 4.5 dan 4.6), daerah yang memiliki nilai f_0 tertinggi tersebar di sebelah baratdaya, sedangkan daerah dengan nilai f_0 terendah dimiliki titik CY01 dan CY02 di sebelah tenggara yang merupakan area penambangan *clay*.

4.2.2. Faktor Amplifikasi (A_0)

Gambar (4.7) dan (4.8) merupakan peta kontur sebaran amplifikasi di daerah penelitian. Pada gambar tersebut dapat dilihat bahwa daerah penelitian

didominasi oleh nilai amplifikasi rendah yang diasosiasikan dengan litologi batugamping. Namun, ada pula daerah dengan nilai amplifikasi sangat tinggi ($A_0 > 9$) yang disebabkan oleh tingginya aktivitas mesin, angin, dan kendaraan berat, hal ini diasumsikan terdapat perbedaan kecepatan gelombang yang besar, artinya densitas antara lapisan sedimen dengan *bedrock* di bawahnya sangat berbeda. Gosar (2007) dalam Kusumaputra (2012) menyatakan bahwa amplifikasi atau penguatan gelombang dapat diestimasi melalui perbedaan impedansi, yakni perambatan gelombang (densitas dan kecepatan) antara sedimen permukaan dan *bedrock* di bawahnya. Semakin besar perbedaan kedua parameter tersebut, maka akan memperbesar nilai amplifikasi perambatan gelombangnya.

Di daerah penelitian juga terdapat bangunan utama yang berdiri diatas sedimen lunak, yaitu titik MS02, P01, LMO1, dan MBC305, namun amplifikasi yang dihasilkan tidak menunjukkan amplifikasi tinggi. Tidak menutup kemungkinan jika nantinya batuan sedimen tersebut mengalami deformasi. Sesuai penelitian Mulyatno (2013), menyatakan bahwa pada batuan yang sama, nilai amplifikasi dapat bervariasi sesuai dengan tingkat deformasi (misalnya pelapukan) pada tubuh batuan tersebut. Berkurangnya kepadatan batuan dapat meningkatkan nilai amplifikasi karena pada batuan yang kurang padat (sedimen lunak) akan memperpanjang durasi gelombang menjalar di lokasi tersebut dan memperbesar amplitudo gelombangnya, sehingga terjadi guncangan terhadap bangunan di atas permukaan. Hal ini yang dapat menyebabkan tingkat potensi risiko bencana gempa bumi semakin besar. Karena bangunan utama memiliki amplitudo yang rendah ($A_0 < 3$) meskipun berdiri diatas sedimen alluvium, tidak akan mengalami penguatan yang cukup besar. Hal ini terbukti saat terjadi gempa bumi Tuban pada September 2019, para karyawan PT. SBI *Tuban Plant* tidak merasakan getaran gempa sama sekali karena hanya I – II skala MMI dan juga tidak ada kerusakan yang dialami.

Jika dilihat dari sebaran nilai frekuensi natural dan amplifikasi, tidak ada keterkaitan khusus antara keduanya. Hal ini dikarenakan hanya kontras impedansi yang memiliki pengaruh terhadap variasi nilai amplifikasi. Mulyatno (2013) dalam Sungkono dan Santosa (2011) didukung oleh penelitian Warnana, Soemitro, dan Utama (2011) mengatakan bahwa nilai amplifikasi lebih dominan dipengaruhi oleh faktor geologi. Dengan demikian, diperlukan parameter lain dalam mikrozonasi yang menghubungkan frekuensi natural dengan amplifikasi, yakni indeks kerentanan seismik. Namun dalam penggunaannya, nilai amplifikasi untuk mengkarakterisasi tanah masih menjadi perdebatan diantara para ahli

(Nguyen, *et al.*, 2009). Sehingga pada penelitian ini penggunaan nilai amplifikasi tidak menjadi acuan utama dalam mengkarakterisasi tanah. Hal ini disebabkan karena nilai amplifikasi mikrotremor berbeda dengan amplifikasi seismogram, dan nilai amplifikasi mikrotremor dipengaruhi oleh sumber getaran (SESAME, 2004).

4.2.3. Indeks Kerentanan Seismik (K_g)

Gambar (4.9) dan (4.10) menunjukkan peta persebaran indeks kerentanan seismik di daerah penelitian. Hanya ada dua titik pengukuran yang memiliki nilai indeks kerentanan seismik sangat tinggi, yakni titik CY01 dan CY02 dengan nilai K_g 82.85 dan 23.48. Diketahui bahwa kedua titik tersebut merupakan area penambangan *clay* (batulempung). Sesuai dengan informasi Peta Geologi Lembar Jatirogo bahwa titik CY01 dan CY02 berada pada Anggota Ngrayong Formasi Tuban, dimana batuan penyusunnya batupasir berselingan batugamping dan batulempung. Sementara berdasarkan Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban Plant*), titik CY01 dan CY02 merupakan litologi *clay* (*upper* dan *lower part*). Oleh karena itu, daerah CY01 dan CY02 masuk kategori bahaya atau rentan karena gelombang yang melewati daerah tersebut akan mengalami amplifikasi sehingga berpotensi terjadi guncangan kuat disertai kerusakan tinggi. Hal ini didukung dengan nilai amplitud $A_0 > 4$ (Gambar 4.11). Jika mengacu pada penelitian gempabumi Bantul 2006 oleh Daryono, dkk (2009), daerah dengan indeks kerentanan $K_g > 10$ cenderung mengalami kerusakan parah.

Secara teoritis, efek lokal yang menyebabkan kerusakan saat gempabumi berkorelasi dengan frekuensi dominan tanah (f_0) rendah dan faktor amplifikasi tanah (A_0) tinggi. Diketahui bahwa daerah yang berdirikan bangunan, yakni MS02, P01, MBC305, dan LMO1 memiliki nilai A_0 rendah dan $K_g < 1$, sehingga dapat dikategorikan aman dari guncangan gempabumi meskipun berada di atas geologi alluvium.

Dari Gambar (4.13) terlihat bahwa titik-titik pengukuran yang dilakukan di atas Formasi Paciran semuanya memiliki nilai indeks kerentanan seismik rendah, yaitu $K_g < 1$, sehingga daerah tersebut tidak berpotensi mengalami amplifikasi dan kerusakan saat terjadi gempabumi. Rendahnya nilai indeks kerentanan seismik disebabkan kondisi geologi pada lapisan permukaannya tersusun dari *massive limestone* (batugamping) yang memiliki sifat batuan lebih kompak. Jenis batuan keras tersebut secara fisis memiliki nilai regangan (γ) yang sangat rendah, sehingga efek lokal daerah ini relatif aman terhadap guncangan gempabumi. Fah (2006) juga mengatakan bahwa beberapa faktor yang

mempengaruhi indeks kerentanan seismik diantaranya sedimen berusia kuartar yang memiliki tingkat soliditas rendah sehingga sangat berpengaruh terhadap faktor amplifikasi saat terjadi gempa bumi, sedangkan pada batuan berumur tersier cenderung lebih solid dan sangat stabil terhadap getaran gempa bumi sehingga tidak menimbulkan amplifikasi. Hal ini tentu didukung dengan nilai amplitude titik-titik pengukuran pada Formasi Paciran, terlihat bahwa nilai A_0 berkisar $3 < A_0 < 6$ (Gambar 4.11).

Berdasarkan penelitian Nakamura (2008), indeks kerentanan seismik tinggi terdapat di daerah pesisir yang tersusun dari material alluvium selanjutnya indeks kerentanan tersebut menurun setelah memasuki perbukitan. Peta mikrozonasi (Gambar 4.9) memperlihatkan bahwa sebagian besar daerah penelitian memiliki indeks kerentanan seismik rendah karena berada di atas satuan batugamping Paciran. Sebagaimana sejarah pembentukan Kabupaten Tuban utamanya Lembar Jatirogo yang didominasi oleh geologi batugamping, Formasi Paciran terbentuk akibat proses pengangkatan (kenaikan muka air laut/transgresi) (Profil Pertambangan dan Industri Kabupaten Tuban Propinsi Jawa Timur). Oleh karena itu, satuan batugamping Paciran terendapkan di atas Formasi Ledok yang mengakibatkan respon indeks kerentanan seismik rendah.

Analisis HVSR merupakan kesimpulan awal pada penelitian ini dalam menentukan efek lokal terhadap daerah rawan gempa bumi. Masih diperlukan informasi lain untuk membantu menarik kesimpulan yang lebih detail, seperti informasi nilai kecepatan geser (V_s) dan ketebalan sedimen (H) atau kedalaman *engineering bedrock* bawah permukaan. Salah satu cara untuk mendapatkan kedua informasi tersebut ialah melalui pemodelan inversi (*inverse modeling*). Hal ini dikarenakan pengukuran mikrotremor hanya sebagai studi awal dalam analisis *local site effect*.

4.2.4. Inversi Kecepatan Gelombang Geser (V_s)

Analisis kecepatan gelombang geser pada 34 kurva HVSR telah dilakukan dengan *software OpenHVSR*. Proses inversi pada *software* ini mengadopsi metode *guided random search Monte Carlo* (MC). Sesuai namanya, pemilihan model pada metode *random search* dilakukan secara acak untuk mendapatkan *misfit* minimum ($0 \leq \text{misfit} < 1$) sebagai solusi tunggal atau model inversi (Grandis, 2007). Dalam penelitian ini, strategi inversi didasarkan pada metode *Monte Carlo* yang mana setiap iterasi dihasilkan model pertubasi acak dan digunakan untuk menghitung satu set kurva simulasi yang dibandingkan

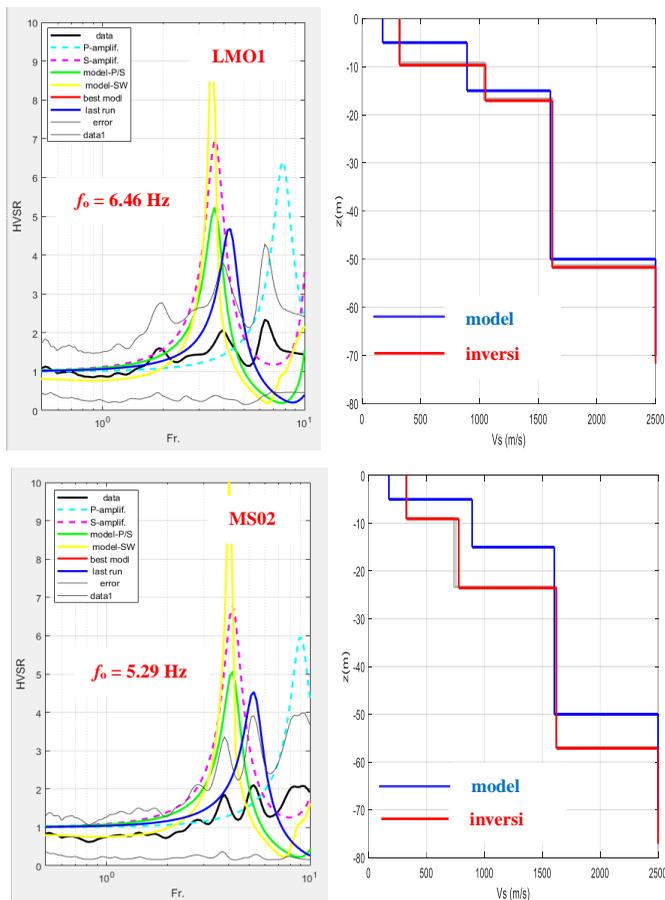
dengan kurva HVSR observasi (Sunardi, *et.al.*, 2017). Adapun hasil nilai V_s yang didapatkan dari hasil inversi disajikan dalam tabel di bawah ini.

Tabel 4. 6. Nilai V_s pada Lapisan Kedua Hasil Inversi HVSR

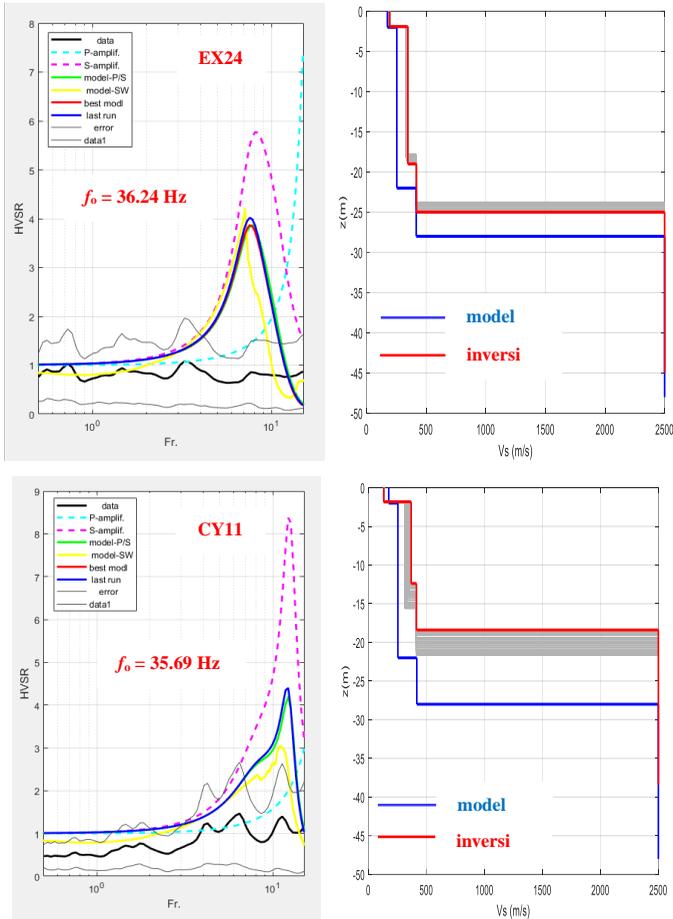
ID	V_s (m/s)	Misfit	ID	V_s	Misfit
LHG01	921.22	7.2×10^{-8}	CY11	1140.13	1.55×10^{-8}
LHG02	938.15	1.65×10^{-7}	MGB03	346.25	0.0001567
L412	1215.52	1.79×10^{-8}	EX02	1108.76	1.45×10^{-8}
L411	967.05	1.16×10^{-8}	EX04	917.1	2.07×10^{-8}
EX23	825.09	2.48×10^{-8}	MGB02	584.83	0.0032619
EX24	958.36	1.27×10^{-8}	MS05	541.38	0.0003177
MBC304	778.57	1.74×10^{-8}	MS04	368.47	0.0007944
H05	997.41	1.27×10^{-8}	EX06	1157.77	8.36×10^{-9}
MBC303	1292.84	7.74×10^{-9}	MGB01	330.86	0.0002044
MBC305	1011.85	1.31×10^{-8}	MS03	343.31	0.0003895
LBC303	1105.38	3.36×10^{-9}	EX07	1340.07	1.57×10^{-8}
LBC304	1050.27	8.98×10^{-9}	MS02	411.8	0.0018987
CY10	1040.15	2.26×10^{-8}	EX08	1034.4	1.29×10^{-8}
MBC302	1180.56	2.1×10^{-8}	CY02	341.58	0.0004678
MBC301	1214.62	3.61×10^{-8}	LMO1	381.05	4.34×10^{-5}
LBC301	1311.21	2.26×10^{-8}	P01	388.42	0.0028788
LBC302	966.57	1.43×10^{-8}	CY01	334.09	0.0029511

Seluruh titik pengukuran menghasilkan nilai V_s inversi dengan *misfit* ($0 \leq misfit < 1$). Telah dipaparkan sebelumnya bahwa hasil kurva HVSR dari pengukuran mikrotremor dipengaruhi oleh kondisi geologi setempat (*site effect*). Daerah yang berada pada topografi dataran tinggi atau perbukitan dicirikan memiliki lapisan sedimen tipis, sebaliknya, daerah yang berada pada topografi dataran rendah atau cekungan dicirikan memiliki lapisan sedimen tebal (Zuliyanti, 2018). Selain itu, secara matematis, nilai frekuensi natural berkaitan dengan nilai kecepatan gelombang geser (V_s), dimana semakin tinggi frekuensi maka semakin tinggi pula kecepatan gelombang gesernya. Frekuensi f_0 tinggi mencirikan geologi batuan (batugamping), sedangkan f_0 rendah mencirikan geologi *sand* atau *clay*. Untuk membuktikan hubungan antarparameter tersebut akan diambil dua lokasi titik pengukuran yang berbeda kondisinya. Dari kedua lokasi tersebut dapat diamati respon dari nilai kecepatan gelombang gesernya. Dua titik pertama adalah titik pengukuran pada elevasi rendah, yaitu

LMO1 dan MS02, sedangkan dua titik selanjutnya ialah EX24 dan CY11 dengan elevasi tinggi.



Gambar 4. 17. Profil 1D Hasil Inversi Kurva HVSr pada Titik Pengukuran Elevasi Rendah di Daerah Penelitian



Gambar 4. 18. Profil 1D Hasil Inversi Kurva HVSR pada Titik Pengukuran Elevasi Tinggi di Daerah Penelitian

Gambar (4.13) dan (4.14) merupakan profil 1D hasil inversi dari kurva HVSR pada titik pengukuran elevasi rendah (LMO1 dan MS02) serta elevasi tinggi (EX24 dan CY11). Ruang sebelah kiri merupakan kurva HVSR yang diinversikan dengan parameter model untuk mendapatkan informasi bawah permukaan. Sementara ruang sebelah kanan merupakan informasi *subsurface*, dimana model tebakan awal ditunjukkan garis warna biru dan hasil dari proses inversi ditunjukkan garis warna merah. Keduanya menunjukkan respon yang

cukup baik antara kurva HVSR dengan kecepatan gesernya. Dari kedua gambar diatas dapat dilihat bahwa daerah dengan elevasi tinggi (Gambar 4.14) mengindikasikan lebih dekat dengan lapisan *bedrock* atau kedalaman *bedrock* lebih dangkal. Apabila dibandingkan keduanya, Gambar (4.13) memiliki *bedrock* pada kedalaman sekitar 50 meter, sedangkan pada Gambar (4.14), *bedrock* baru teridentifikasi pada kedalaman 20 meter. Selain itu, apabila ditinjau dari nilai frekuensi natural, titik pengukuran elevasi rendah memiliki nilai frekuensi lebih rendah dibandingkan titik pengukuran elevasi tinggi.

Jika dilihat berdasarkan respon kecepatan gelombang geser hingga kedalaman 30 meter, misalnya titik LMO1, memiliki nilai Vs lebih rendah, yakni 193.89 m/s bila dibandingkan dengan titik CY11 yang mana nilai Vs mencapai 1070.81 m/s. Kemudian kontras perbedaan antara lapisan sedimen permukaan dengan lapisan dibawahnya lebih terlihat jelas pada daerah elevasi tinggi (Gambar 4.14) dibandingkan daerah dengan elevasi rendah. Hal ini sesuai dengan nilai amplifikasi yang ditunjukkan pada Tabel (4.1), dimana mayoritas daerah pengukuran dengan elevasi tinggi memiliki nilai amplitude yang relatif lebih tinggi dibandingkan daerah dengan elevasi rendah. Berdasarkan informasi *subsurfaces* hasil inversi, titik CY11 (litologi *limestone*) dapat mengidentifikasi lapisan *engineering bedrock* pada kedalaman 24.98 meter, sedangkan pada kedalaman 51.72 meter lapisan *engineering bedrock* baru teridentifikasi oleh LMO1 (alluvium). Hal ini sesuai dengan deskripsi data bor PT. Solusi Bangun Indonesia (*Tuban Plant*) bahwa untuk litologi *limestone* teridentifikasi pada kedalaman 5 – 65 meter, sedangkan litologi *clay* teridentifikasi pada kedalaman 0 – 40 meter. Jika mengaitkan antara nilai frekuensi natural, amplifikasi, dan ketebalan sedimen, daerah dengan elevasi tinggi cenderung menunjukkan sedimen yang tipis dan nilai Vs relatif lebih tinggi karena pada daerah tersebut didominasi oleh batuan yang keras (Athanasius, *et. al.*, 2015). Sesuai dengan hasil analisis HVSR bahwa titik EX24 dan CY11 berada pada satuan batugamping yang dicirikan dengan nilai Vs lebih tinggi karena sifat batuan lebih kompak dan keras, sedangkan LMO1 dan MS02 berada pada satuan alluvium yang ditunjukkan dengan respon frekuensi rendah, sedimen tebal, dan kecepatan gelombang geser rendah. Topografi dataran rendah atau cekungan memiliki sedimen tebal dikarenakan terbentuk dari hasil proses deformasi batuan di daerah perbukitan yang mengalami erosi dan terbawa arus sungai atau hujan, kemudian terendapkan menuju dataran rendah. Oleh karena itu, daerah yang memiliki topografi rendah lebih berisiko mengalami penguatan gelombang saat terjadi

gempabumi dibandingkan daerah perbukitan. Penguatan gelombang seismik yang terjadi pada daerah dataran rendah dengan penyusun lapisan sedimen tebal berupa material lunak cenderung memiliki sifat kelembaman untuk merespon gelombang geser, sehingga mengakibatkan frekuensi natural rendah dan gelombang geser membutuhkan waktu cukup lama untuk melewati material lunak tersebut yang dapat mempengaruhi rendahnya kecepatan gelombang geser (V_s).

4.2.5. Estimasi Nilai V_{s30} dan Kedalaman *Engineering Bedrock*

Dari informasi *subsurfaces* yang diperoleh, dilakukan perhitungan kecepatan gelombang geser diatas kedalaman 30 meter (V_{s30}), kemudian diklasifikasikan jenis tanahnya sesuai *Eurocode 8* (Tabel 2.10) dan SNI 1726-2012 (Tabel 2.11). Hasil perhitungan nilai V_{s30} beserta klasifikasinya disajikan dalam Tabel (4.7).

Tabel 4. 7. Estimasi Nilai V_{s30} dan Klasifikasi Tanah Berdasarkan *Eurocode 8* dan SNI 1726-2012.

ID	Vs30 (m/s)	Klasifikasi	
		<i>Eurocode 8</i>	SNI 1726-2012
MS02	158.9127	D	E
P01	122.1687	D	E
LMO1	193.8996	C	D
MBC301	547.056	B	C
MBC302	839.397	A	B
LBC301	1122.867	A	B
LBC302	1081.947	A	B
LBC304	219.4827	C	D
EX02	710.79	B	C
EX04	1239.612	A	B
EX08	1344.51	A	B
EX07	1547.952	A	A
EX06	577.995	B	C
MBC303	189.2136	C	D
LBC303	215.4618	C	D
EX24	1081.386	A	B
EX23	1255.23	A	B
LHG01	1027.401	A	B
LHG02	1159.182	A	B
L411	1846.047	A	A

ID	Vs30 (m/s)	Klasifikasi	
		<i>Eurocode 8</i>	SNI 1726-2012
L412	1304.625	A	B
H05	1793.859	A	A
MBC304	182.1945	A	D
MBC305	1032.891	A	B
CY10	1719.786	A	A
CY11	1070.814	A	B
MS05	183.8667	C	D
MGB01	182.3166	C	D
MGB03	129.6921	D	E
MS04	177.6663	D	D
MGB02	190.1241	C	D
MS03	122.6991	D	E
CY01	19.19676	S ₁	E
CY02	21.32502	S ₁	E

Berdasarkan klasifikasi *Eurocode 8* diatas, daerah penelitian sampai kedalaman 30 meter mayoritas tergolong tanah tipe A, yang mana merupakan batuan atau formasi geologi, termasuk lapisan sedimen paling tebal 5 meter di bawah permukaan. Sedangkan mengacu pada klasifikasi SNI 1726-2012, tanah di daerah penelitian sampai kedalaman 30 meter mayoritas tipe B, yaitu batuan. Hal ini sesuai dengan informasi Peta Geologi Lembar Jatirogo bahwa daerah penelitian didominasi berada diatas Formasi Paciran yang terdiri dari batugamping pejal dan batugamping dolomitan. Dan juga sesuai informasi Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban Plant*) bahwa daerah penelitian didominasi berada diatas litologi *high grade limestone* dan *dolomitic limestone*.

Dapat dilihat pada Tabel (4.7) bahwa nilai V_s rendah berkisar 120–180 m/s dan V_s tinggi sekitar 800–1850 m/s. Jika mengacu pada klasifikasi *Eurocode 8*, maka V_s rendah termasuk jenis tanah D yang merupakan endapan tanah kohesi rendah, sementara V_s tinggi termasuk jenis batuan atau formasi geologi. Kecepatan gelombang geser pada kedalaman 30 meter merupakan parameter penting dalam analisis gerakan tanah. Pada dasarnya, lapisan dengan nilai V_s rendah memiliki tingkat kekakuan (*rigidity*) yang rendah pula.

4.2.6. Ketebalan Sedimen (H)

Nilai frekuensi natural dan ketebalan sedimen sangat berkorelasi sesuai persamaan (2.17), artinya daerah dengan lapisan sedimen tebal cenderung

memiliki frekuensi natural rendah dengan amplitude yang tinggi, begitu pula sebaliknya. Hal demikian dapat menyebabkan gelombang gempa terjebak pada lapisan sedimen yang tebal sehingga gelombang hanya akan beresilasi tanpa diteruskan. Ketika gelombang gempa memiliki frekuensi sama atau lebih besar dengan frekuensi tanah, maka gelombang akan mengalami penguatan maksimal, sehingga daerah dengan ketebalan lapisan sedimen tebal akan lebih rawan terhadap kerusakan akibat gempabumi. Semakin tebal sedimen, *bedrock* semakin dalam dan tipis, maka semakin rentan daerah tersebut terhadap kerusakan akibat gempabumi. Berbeda dengan titik-titik pengukuran lainnya yang memiliki ketebalan sedimen rendah karena tersusun atas batuan yang lebih kompak, yakni batugamping. Martasari (2013) mengatakan bahwa batuan kuartar memiliki kerentanan lebih rendah dibanding alluvium. Batuan yang memiliki kerentanan paling rendah yakni batuan umur tersier karena memiliki densitas paling tinggi.

Ketebalan sedimen tidak memiliki hubungan dengan faktor amplifikasi, namun ketebalan sedimen dapat memperbesar penguatan gelombang gempa. Artinya, daerah dengan amplifikasi tinggi diprediksi memiliki karakteristik batuan lunak dan ketebalan sedimen yang tinggi, hal ini dapat menyebabkan terjebaknya gelombang gempa pada sedimen, sehingga daerah tersebut dapat menjadi rawan untuk terjadinya multirefleksi gelombang. Daerah yang memiliki endapan sedimen tebal berpotensi merasakan guncangan kuat saat terjadi gempabumi. Penyebab kuatnya guncangan saat gempabumi ialah material penyusun lapisan sedimen memberikan respon terhadap gelombang geser yang timbul karena memiliki nilai momen inersia (kelembaman) yang besar. Semakin besar inersia yang dimiliki suatu sedimen, maka semakin sulit gelombang gempa berpindah ke atas permukaan. Hal inilah yang mengakibatkan durasi penjaralan gelombang butuh waktu yang lama sehingga dapat meningkatkan amplifikasi.

Jika mengkorelasikan nilai frekuensi natural, amplifikasi, dan ketebalan lapisan sedimen dengan Peta Geologi Lembar Jatirogo, maka Formasi Paciran relatif aman terhadap guncangan gempabumi dibanding titik pengukuran yang berada di atas Formasi Alluvium dan Anggota Ngrayong Formasi Tuban. Hal ini dikarenakan satuan Formasi Paciran ialah batugamping yang bersifat kompak dan stabil. Kemudian jika mengkorelasikan dengan Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (*Tuban Plant*), daerah penelitian masuk berada pada geologi *high grade limestone* dan *low grade limestone/dolomitic limestone* sehingga masuk dalam kategori aman terhadap guncangan gelombang seismik. Hanya daerah di ujung tenggara yang disebutkan rentan terhadap guncangan gelombang seismik

dikarenakan terdapat sedimen yang cukup tebal, ditunjukkan oleh titik pengukuran CY01 dan CY02.

Halaman ini sengaja dikosongkan

BAB V

PENUTUP

5.1. Kesimpulan

Berdasarkan penelitian yang telah dilakukan dapat disimpulkan sebagai berikut.

1. Berdasarkan analisis HVSR, nilai frekuensi natural f_0 di daerah penelitian berkisar 0.64 – 61.53 Hz, amplifikasi A_0 berada pada rentang 1.27 – 21.18, dan indeks kerentanan seismik K_g antara 0.35 – 82.86. Berdasarkan hasil inversi kurva HVSR, ketebalan lapisan sedimen H di daerah penelitian sekitar 2 – 10 meter dengan nilai kecepatan gelombang geser V_s antara 120 – 177 m/s. Daerah penelitian sampai kedalaman 30 meter mayoritas tergolong sebagai tanah tipe A sesuai *Eurocode 8* dan tipe B sesuai SNI 1726-2012. *Engineering bedrock* teridentifikasi pada kedalaman 19 – 60 meter dengan nilai kecepatan geser 2000 – 2500 m/s yang berupa batugamping dolomitan. Seluruh parameter *site effect* bersesuaian dengan kondisi geologi lokal, baik mengacu pada Peta Geologi Lembar Jatirogo maupun Peta Geologi PT. Holcim Indonesia (*Taban-East Java*).
2. Kondisi geologi memiliki keterkaitan erat dengan parameter *site effect*. Adapun daerah penelitian dengan elevasi tinggi juga menunjukkan respon frekuensi natural tinggi namun amplifikasi rendah. Keduanya berkaitan dengan sedimen permukaan yang tebal atau kedalaman *engineering bedrock* yang dangkal. Frekuensi natural tinggi dan kedalaman *engineering bedrock* dangkal berkorelasi dengan nilai kecepatan geser yang relatif tinggi. Hal ini dikarenakan pada dasarnya semakin keras suatu material tanah, maka kecepatan gelombang geser yang melaluinya semakin besar.

5.2. Saran

Dengan demikian, meskipun telah dilakukan *inverse modeling* untuk mendapatkan nilai kecepatan gelombang geser (V_s) dan kedalaman *engineering bedrock* (H), masih diperlukan penelitian lanjut guna mendapatkan profil bawah permukaan yang lebih akurat, seperti memperbanyak titik pengukuran, tambahan data sekunder berupa kemiringan lereng maupun citra satelit untuk mengidentifikasi adanya struktur bawah permukaan dan *landslide*. Selain itu, dapat juga melakukan pengukuran dengan metode geofisika lainnya seperti *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW) dan seismik *downhole* untuk

mengontrol parameter estimasi nilai V_s serta metode geolistrik resistivitas untuk menentukan area longsor atau mengetahui adanya struktur geologi.

DAFTAR PUSTAKA

- Aditya, Dwi Noviar., Premonowati., Widada, Sugeng. 2013. Geologi dan Lingkungan Pengendapan Formasi Tuban Daerah Kerek dan Sekitarnya Kabupaten Tuban Provinsi Jawa Timur. Yogyakarta: Universitas Pembangunan Veteran Yogyakarta.
- Al-Qaryouti, M. and Al-Tarazi, E. (2007). *Local Site Effects Estimated from Ambient Vibration Measurements at Aqaba City, Jordan*. *Journal of Earthquake Engineering*, 11(1), pp.1-12.
- Ambarsari, Deviana. 2017. Analisis Mikrotremor Dengan Metode HVSR Untuk Mikrozonasi Kabupaten Gunungkidul Yogyakarta [skripsi]. Surabaya : Institut Teknologi Sepuluh Nopember.
- Ansal, A.M., Iyisan, R. dan Güllü, H. 2001, *Microtremor Measurements for the Microzonation of Dinar*, Pure and Applied Geophysics, vol. 158, no. 12, pp. 2525-2541
- Azmiyati, U., Brotopuspito, K.S., Dibyosaputro, S., 2018. Analisis Karakteristik Dinamika Tanah Berdasarkan Data Mikrotremor di Kota Mataram, Nusa Tenggara Barat Vol. 3 No. 3.
- Bemmelen, R.W.V., 1949. *The Geology of Indonesia. vol I.A. General Geology*. Martinus Nyhoff, The Hague.
- Bignardi, S., Mantovani, A. dan Abu Zeid, N. (2016), *OpenHVSR: Imaging the subsurface 2D/3D elastic properties through multiple HVSR modeling and inversion*, *Computers & Geosciences*, Vol.93, hal. 103–113.
- Chaudhary, Muhammad Tariq A. 2018. *Effect of Site Parameters on Dynamics Impedance of Bridge Piles Subjected to Seismic Loading*. Kuwait: Kuwait University.
- Braile, L.W., 2006. *Seismic Waves and the Slinky*. IRIS Consort. 63.
- Daryono, Sutikno, Sartohadi, J., Dulbahri, 2009. Pengkajian *Local Site Effect* di Graben Bantul Menggunakan Indeks Kerentanan Seismik Berdasarkan Pengukuran Mikrotremor. *Jurnal Kebencanaan Indonesia*. Vol. 2 No. 1. Mei 2009. ISSN 1978-3450.
- Dewi, S.P.N.A.D.C., Lestari, R.T., Soemitro, R.A.A., Warnana, D.D., 2016. *Earthquake Microzonation and VS, 30 Mapping Based on Microtremor Measurement (Case Study in Kaliwates and Sumbersari Sub-District, Jember Regency)*. *Procedia-Soc. Behav. Sci.* 227, 354–360. <https://doi.org/10.1016/j.sbspro.2016.06.082>

- Fah, D., Kind, F., dan Giardini. 2006. *A Theoretical Investigation of Average H/V Ratio*. Swiss: Geophysical Journal International.
- Gazali, I., Purwanto, M.S., Warnana, D.D., 2018. Estimasi Kecepatan Gelombang Geser (Vs) Berdasarkan Inversi Mikrotremor *Spectrum Horizontal to Vertikal Spectral Ratio* (HVSR) Studi Kasus : Tanah Longsor Desa Olak-Alen, Blitar. J. Tek. ITS 6, C383–C387. <https://doi.org/10.12962/j23373539.v6i2.24065>
- Gosar, A., 2007. *Microtremor HVSR study for assessing site effects in the Bovec basin (NW Slovenia) related to 1998 Mw5.6 and 2004 Mw5.2 earthquakes*. Eng. Geol. 91, 178–193. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.01.008>
- Grandis, Hendra. 2009. Pengantar Pemodelan Inversi Geofisika. Bandung: CV. Bumi Printing. Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI).
- Grandis, Hendra. 2017. Peran Pemodelan Geofisika dalam Eksplorasi Sumber Daya Alam dan Mitigasi Bencana Kebumihan. Bandung: Forum Guru Besar ITB. ISBN 978-602-6624-04-8.
- Gurler, E.D., Nakamura, Y., Saita, J., Sato, T., 2000. *Local Site Effect of Mexico City Based on Microtremor Measurement* 6. *International onference on Seismic Zonation*, Palm Spring Riviera Resort, California, USA, pp.65
- Haerudin, Nandi., Fikri Alami, dan Rustadi. 2019. Mikroseismik, Mikrotremor, dan *Microearthquake* dalam Ilmu Kebumihan. Bandar Lampung: Pusaka Media. ISBN: 978-623-7560-07-04.
- Harahap, R.A.P., Fatmawati, L.E., Soemitro, R.A.A., Satrya, T.R., 2013. Analisa Mikrotremor Dengan Metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) untuk Pemetaan Mikrozonasi di Kelurahan Kejawan Putih Tambak Surabaya 1, 4.
- Hartono dan Suharsono., 1997, Peta Geologi Lembar Jatirogo, Jawa. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Herak, M., 2008. *ModelHVSR—A Matlab® tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise*. Computers. Geosciences. 34, 1514–1526. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.009>
- Hesti, Pramumijoyo, S., Wintolo, D., 2018. *Interpretation of Dynamic Sediment Characteristic based on Microtremor Analysis in Prambanan Region, Sleman Yogyakarta and Klaten Central Java, Indonesia*. J. Geofis. 16 Nomor 01, 09–14.
- Hidayat, S., Warnana, D.D., Koesuma, S., Cari, C., 2017. *Local Site Effects Evaluation Using Microtremor Measurements at North Side of Pandan*

- Mountain. J. Phys. Theor. Appl.* 1, 89.
<https://doi.org/10.20961/jphystheor-appl.v1i2.19120>
- Housner, G., 1983. *Engineering seismology*, by Kiyoshi Kanai, University of Tokyo Press, 1983. No. of pages: 251. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 11, 727–728. <https://doi.org/10.1002/eqe.4290110511>
- Husein, S. (2015) *Petroleum and Regional Geology of Northeast Java Basin, Indonesia - Excursion Guide Book for Universiti Teknologi Petronas Malaysia*. Department of Geological Engineering Universitas Gadjah Mada, 21 p. Husein, S., A.D. Titisari, Y.R. Freski, dan P.P. Utama. 2016. *Buku Panduan Ekskursi Geologi Regional 2016*, Departemen Teknik Geologi. Yogyakarta: Universitas Gadjah Mada. 63 hal.
- Irsyam, M., Sengara, W., Aldiamar, F., Widiyantoro, S., Triyoso, W., Hilman, D., Kertapati, E., Meilano, I., Asrurifak, M., Ridwan, M., 2010. Ringkasan Hasil Studi Tim Revisi Peta Gempa Indonesia 2010 44.
- Ivanov, P. (1997). *Assessment of the geological condition in the Sofia kettle under seismic impact, Bulgaria*. Bulgaria: Bulgarian Academy of Sciences.
- Jia, Junbo. 2017. *Soil Dynamics and Foundation Modeling: Offshore and Earthquake Engineering*.
- Koesoemadinata, R.P., 1980. *Geologi Minyak dan Gas Bumi*, 2nd ed. ITB, Bandung.
- Koesuma, Sorja, Lukman Setyoaji, Budi Legowo. 2019. *Determination of Shear Wave Velocity by Using Microtremor Method in West Part of Surakarta City*. Surakarta: Universitas Sebelas Maret. AIP Conf. Proc. 2202, 020081-1–020081-6. AIP Publishing 978-0-7354-1953-7. <https://doi.org/10.1063/1.5141694>
- Kurniawati, Ika. 2016. “Analisis Mikrotremor Untuk Mikrozonasi Indeks Kerentanan Seismik di Kawasan Jalur Sesar Sungai Oyo Yogyakarta”. Skripsi. Yogyakarta: Universitas Negeri Yogyakarta.
- Mar, A.A., Kyaw, K., Civil Department, Yangon Technological University, Yangon, Myanmar, 2018. *Local Site Effects Evaluation for Gyobyu Lifeline using Microtremor Measurements*. Int. J. Trend Sci. Res. Dev. Volume-3, 86–92. <https://doi.org/10.31142/ijtsrd18941>
- Marjiyono. 2010. *Estimasi Karakteristik Dinamika Tanah Dari Data Mikrotremor Wilayah Bandung*. Thesis ITB. Bandung.

- Mirzaoglu, Mete. and Dýkmen, Ünal. 2003. *Application of microtremors to seismic microzoning procedure*. Balkan: Jurnal of the Balkan Geophysical, Vol. 6, No. 3, p. 143 – 156
- MZ, Nasri., Surya Bakti Rangkuti. 2018. *Application of the HVSr Microtremor Method for Basalt Outcrops in Tanjung Batu, Jambi*. ICOSITER 2018 Proceeding Journal of Science and Applicative Technology. Jambi: Universitas Jambi.
- Nakamura, Y., 2000. *Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Applications* 9.
- Nakamura, Y., 1997. *Seismic Vulnerability Indices for Ground and Structures Using Microtremor*. World Congr. Railw. Res. Florence 7.
- Nakamura, Y., 1989. *A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface* 9.
- Nakamura, Y., Sato, T., Nishinaga, M., 2000. *Local Site Effect of Kobe Based on Microtremor Measurement*. Proc. Sixth Int. Conf. Seism. Zonation 6ISCZ 6.
- Ngadmanto, D., Susilanto, P., Nurdiyanto, B., Pakpahan, S., Masturyono, M., 2013. Efek Tapak Lokal pada Daerah Kerusakan Akibat Gempabumi Bogor 9 SEPTEMBER 2012. J. Meteorol. Dan Geofis. 14. <https://doi.org/10.31172/jmg.v14i3.162>
- Nurlita Fitri, S., Asih Aryani Soemitro, R., Dewa Warnana, D., Sutra, N., 2018. *Application of Microtremor HVSr Method for Preliminary Assessment of Seismic Site Effect in Ngipik Landfill, Gresik*. MATEC Web Conf. 195, 03017. <https://doi.org/10.1051/mateconf/201819503017>
- Prastowo, D.A. 2015. *Klasifikasi Tapak Lokal Berdasarkan Data Mikrotremor Menggunakan Metode HVSr Di Daerah Epitermal Borobudur Kabupaten Magelang*. Skripsi. Yogyakarta: Universitas Gajah Mada.
- Pringgoprawiro, H. 1983. *Biostratigrafi dan Paleografi Cekungan Jawa Timur Utara, Suatu Pendekatan Baru*. Disertasi Doktor. Institut Teknologi Bandung.
- Sato, T., Nakamura, Y., Saita, J., 2008. *The Change of The Dynamic Characteristics Using Microtremor*. World Conf. Earthq. Eng. 10.
- Satria, A., Larasati, N., Hsb, W.L., Dewi, I.K., Si, S., 2020. Analisis Mikrotremor Berdasarkan Metode *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* untuk Mengetahui Indeks Kerentanan Seismik Kota Jambi 05, 6.
- SESAME European Research Project. 2004. *Guidelines for The Implementation of The H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations*:

Measurements, Processing, and Interpretation. European Commission – Research General Directorate Project No. EVG1-CT-2000-00026 SESAME.

- Setiawati, Yuni. 2016. Analisis GSS (*Ground Shear Strain*) dengan Metode HVSR Menggunakan Data Mikroseismik pada Jalur Sesar Opak. [Skripsi]. Yogyakarta: Universitas Negeri Yogyakarta.
- Siregar, Sepridawati., Kiswiranti, Desi., Jamaludin, M. 2017. Karakteristik Hidrokimia Akibat Pengaruh Formasi Batuan pada Mata Air Panas Di Desa Wukirharjo, Kecamatan Parengan, Kabupaten Tuban, Jawa Timur. Yogyakarta: Teknik Geologi Institut Sains & Teknologi AKPRIND.
- Sismiani, Ary. 2017. Karakteristik Batugamping dan Nilai Faktor Keamanan pada Lereng *Quarry* di Desa Temandang Kecamatan Merakurak Kabupaten Tuban Jawa Timur. Purwokerto: Universitas Wijayakusuma. ISSN 1410-8607 Vol. 18 No. 1. Hal. 042 - 049.
- Situmorang, R.L., Smit, R., dan Van Vesseem, E.J. 1992. Peta Geologi Lembar Jatirogo, Jawa. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Soupios, P.M. *et al.*, (2005). *Application of seismic methods for geotechnical site characterization*. Greece: International Workshop in "Geoenvironment and Geotechnics".
- Sribudiyani, S., Muchsin, N., Ryacudu, R., Kunto, T., Astono, P., Prasetya, I., Sapiie, B., Asikin, S., Harsolumakso, A.H., Yulianto, I., 2003. *The Collision of the East Java Microplate and Its Implication for Hydrocarbon Occurrences in the East Java Basin*, in: Proc. Indon Petrol. Assoc., 29th Ann. Conv. Presented at the Twenty-Ninth Annual Convention and Exhibition, Indonesian Petroleum Association (IPA). <https://doi.org/10.29118/IPA.1530.03.G.085>
- Sunardi, B., Daryono, D., Arifin, J., Susilanto, P., Ngadmanto, D., Nurdianto, B., Sulastri, S., 2012. *Kajian Potensi Bahaya Gempabumi Daerah Sumbawa Berdasarkan Efek Tapak Lokal*. J. Meteorol. Dan Geofis. 13. <https://doi.org/10.31172/jmg.v13i2.127>
- Sunardi, B., Elsadella N.P., Pupung, S., Drajat, N. 2017. Penerapan Metode Inversi HVSR untuk Pencitraan 3D Kecepatan Gelombang Geser (Vs) di Kulon Progo Bagian Selatan. Jurnal Riset Geofisika 2017.
- Susilanto, P., Ngadmanto, D., Hardy, T., Pakpahan, S., 2016. Penerapan Metode Mikrotremor HVSR untuk Penentuan Respons Dinamika Kegempaan di Kota Padang 7, 10.

- Warnana, D.D., Soemitro, R.A.A., Utama, W., 2011. *Application of Microtremor HVSR Method for Assessing Site Effect in Residual Soil Slope* 11, 7.
- Yilmaz, Oz. 2015. *Engineering Seismology with Applications to Geotechnical Engineering*.
- Zaenuri, Mokhammad Awaluddin. Eko Haryono. Diferensiasi Morfologi Karst Kabupaten Tuban-Jawa Timur.
- Zuliyanti, Rizka. 2018. Analisis Parameter Mikrotremor di Kawasan Jalur Sesar Grindulu Pacitan - Skripsi. Yogyakarta: Universitas Negeri Yogyakarta.
- Laporan Kegiatan Eksplorasi Clay Lapangan Tuban. 2011. PT. Holcim Indonesia Tbk.

http://digilib.uin-suka.ac.id/24842/1/09620023_BAB-II_sampai_SEBELUM-BAB-TERAKHIR.pdf (diakses pada 27 Maret 2019 pukul 02.32 WIB)

<http://eprints.unram.ac.id/8019/1/JURNAL%20RAHMATUL%20FATI MAH%20%28G1B014036%29.pdf> (diunduh pada 21 Maret 2019 pukul 22.43 WIB)

http://file.upi.edu/Direktori/FPIPS/JUR._PEND._GEOGRAFI/196105011986011-MAMAT_RUHIMAT/MITIGASI_1.pdf (diakses pada 27 Maret 2019 pukul 03.47 WIB)

<http://geomagz.geologi.esdm.go.id/mikrozonasi-bahaya-gempa-kota-mataram/> (diakses pada 27 Maret 2019 pukul 02.54 WIB)

<https://dspace.uui.ac.id/bitstream/handle/123456789/2754/05.3%20bab%203.pdf?sequence=9&isAllowed=y> (diakses pada 27 Maret 2019 pukul 03.10 WIB)

<https://lib.unnes.ac.id/26740/1/4211412037.pdf> (diakses pada 27 Maret 2019 pukul 03.23 WIB)

Profil Pertambangan dan Industri Kabupaten Tuban Propinsi Jawa Timur. https://www.academia.edu/38169161/PROFIL_GEOLOGI_KAB_TUBAN_PROPINSI_JAWA_TIMUR.pdf (diakses pada 27 Juni 2020 pukul 23.46 WIB).

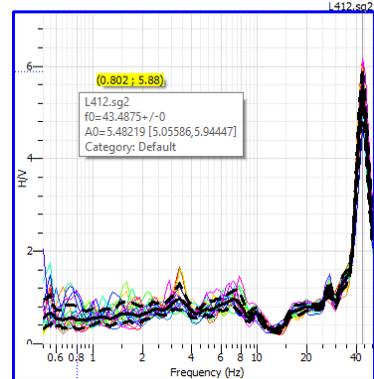
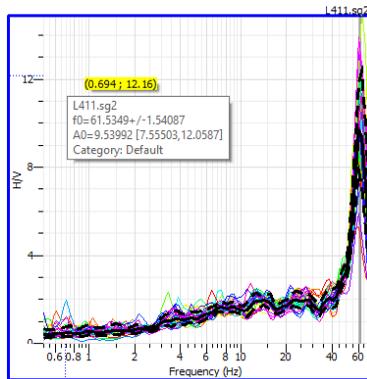
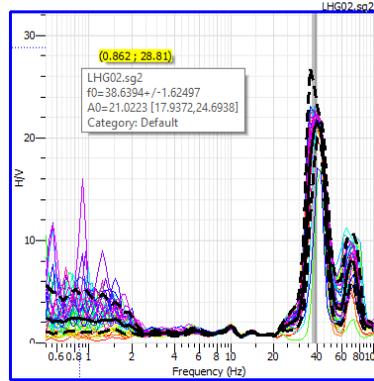
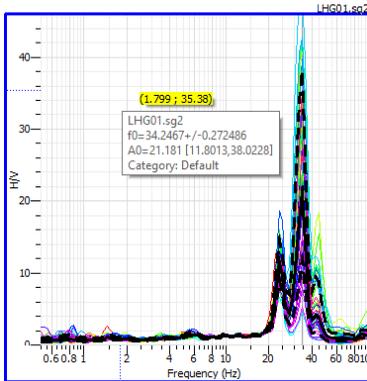
Profil Kabupaten Tuban. <https://www.google.co.id/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&c>

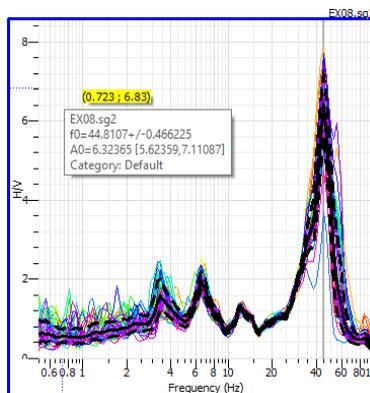
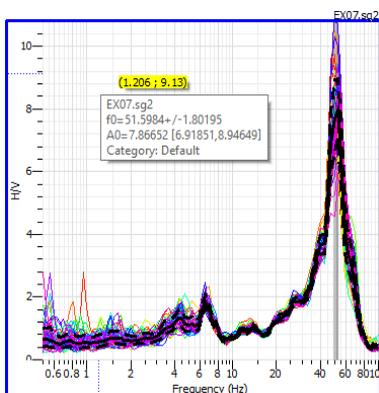
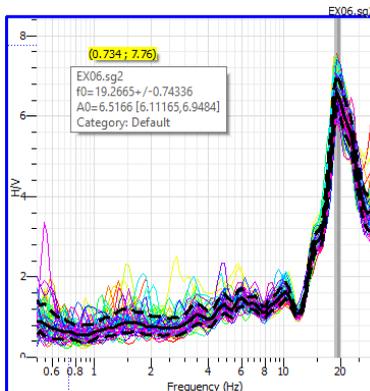
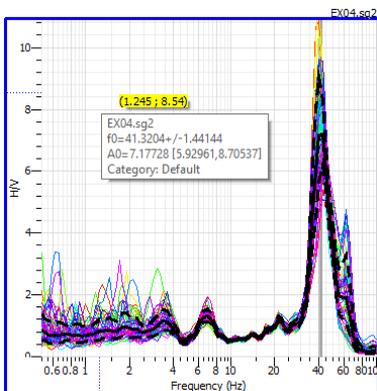
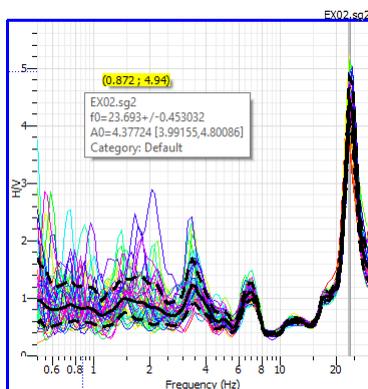
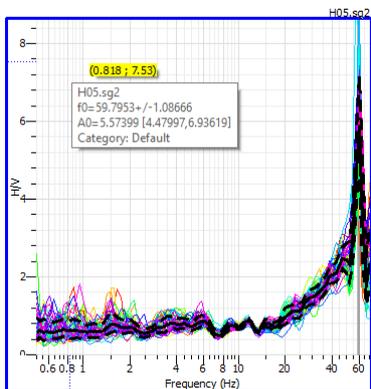
[d=&cad=rja&uact=8&ved=2ahUKEwiVsP3got7qAhXFF3IKHQPAAYQFjAAegQIBRAB&url=http%3A%2F%2Fsippa.ciptakarya.pu.go.id%2Fonline%2Ffiles%2Fdokumen%2FPrp2j2FDOCRPIJM_116e8255c7_BAB%2520IIBAB%25202%2520Profil%2520Kabupaten%2520Tuban.pdf&usg=AOvVaw2o1QKWKtdI170X19rvSUs7](http://www.ciptakarya.pu.go.id/online/files/dokumen/Prp2j2FDOCRPIJM_116e8255c7_BAB%2520IIBAB%25202%2520Profil%2520Kabupaten%2520Tuban.pdf&usg=AOvVaw2o1QKWKtdI170X19rvSUs7)
(diakses pada 27 Juni 2020 pukul 23.50 WIB).

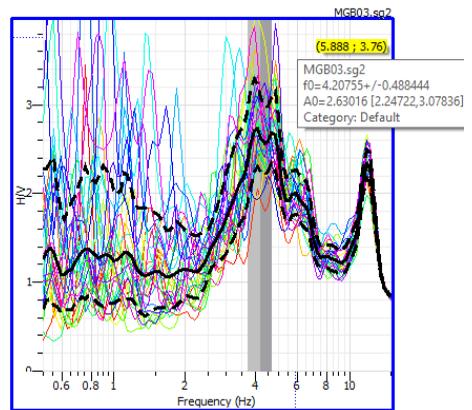
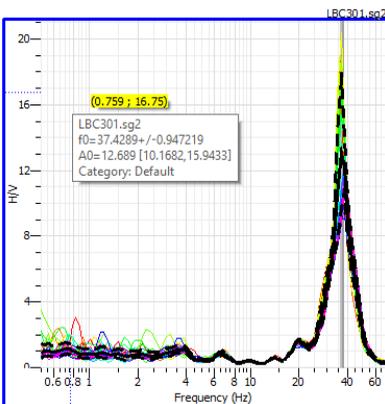
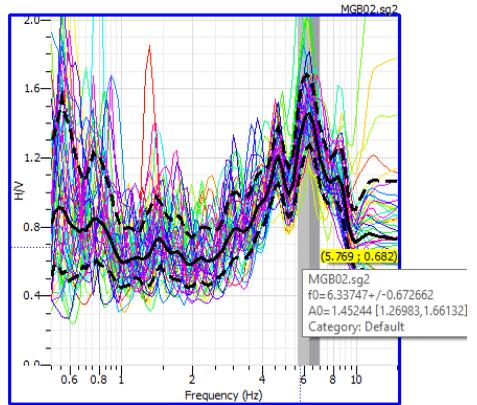
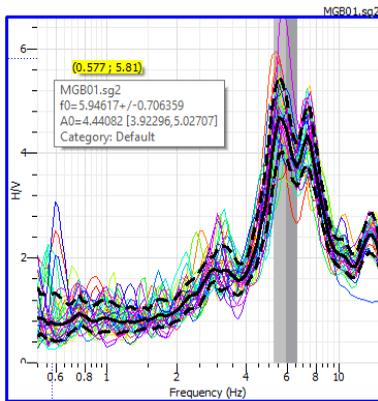
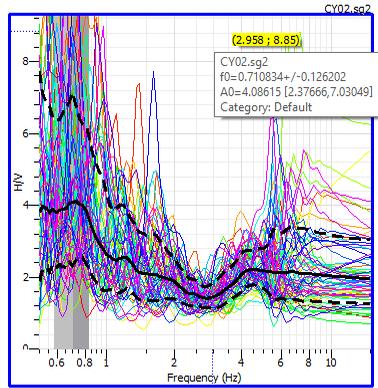
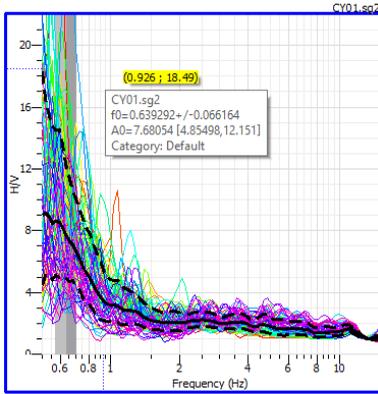
Halaman ini sengaja dikosongkan

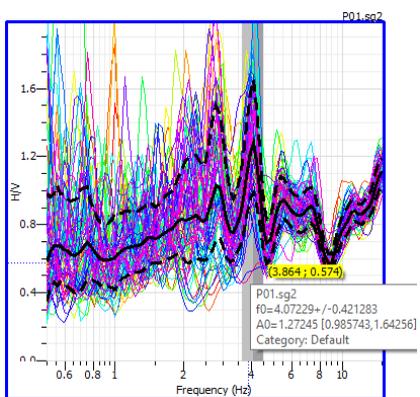
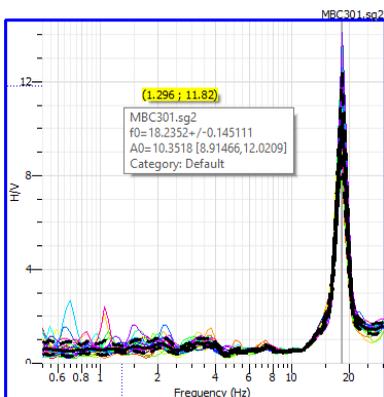
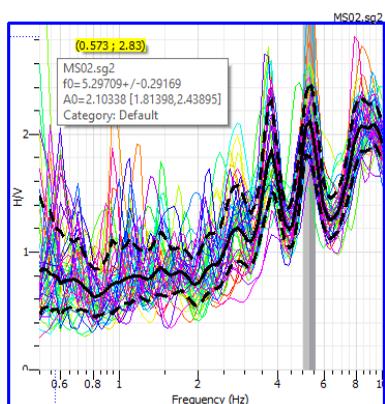
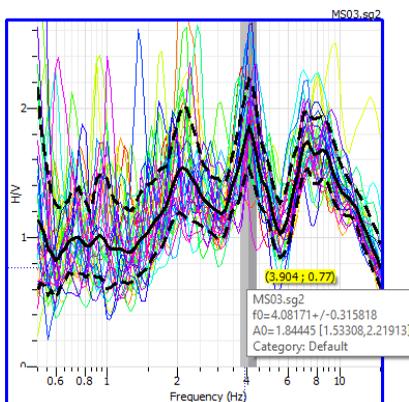
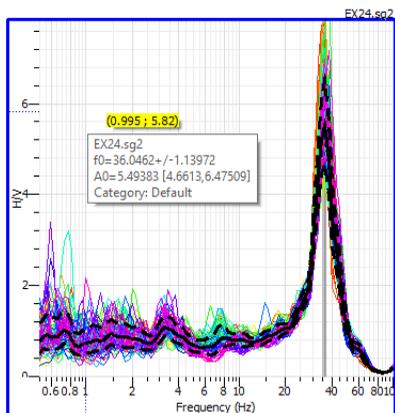
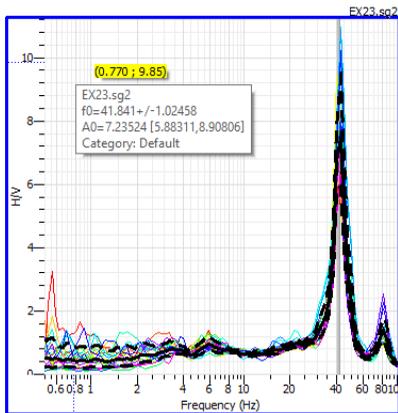
LAMPIRAN

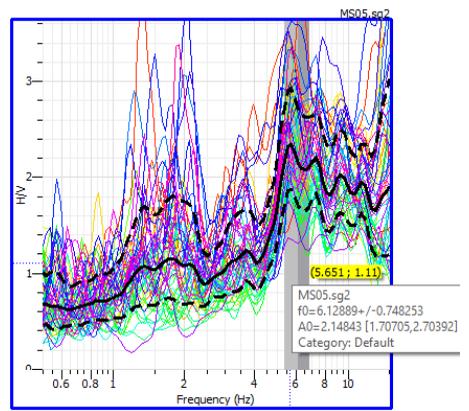
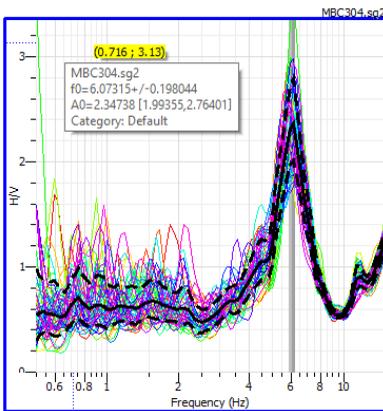
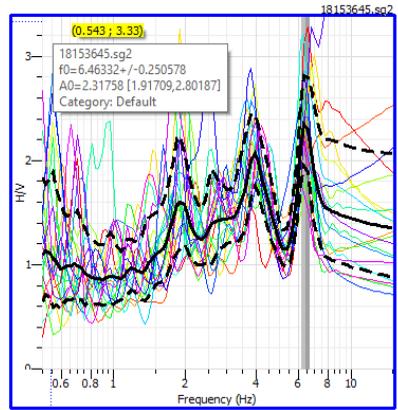
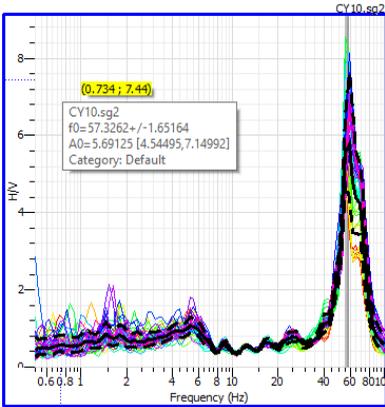
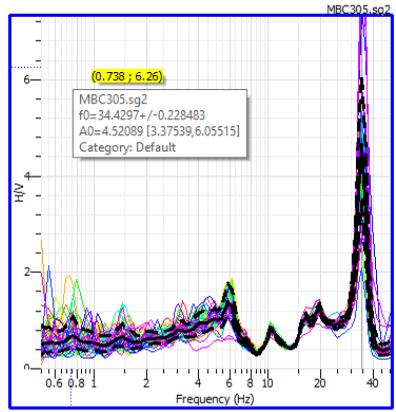
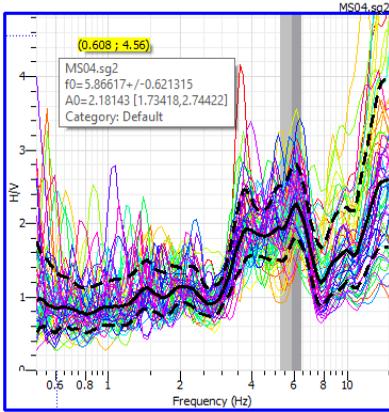
Kurva H/V Hasil Pengolahan Menggunakan *Software Geopsy*

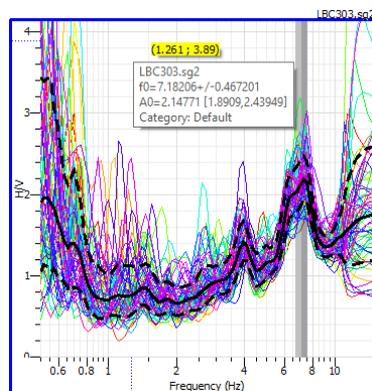
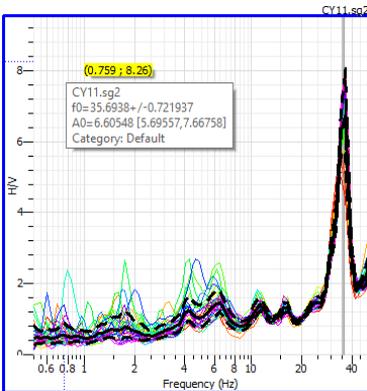
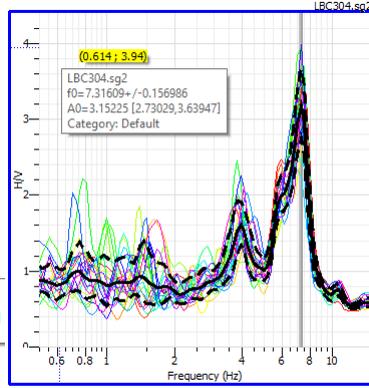
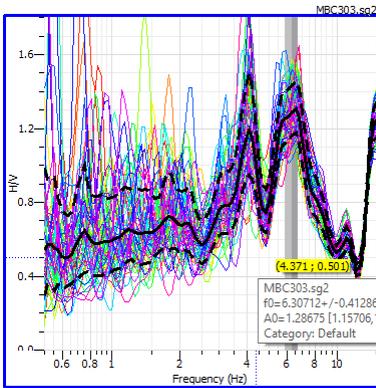
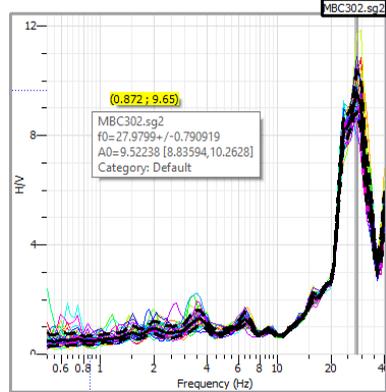
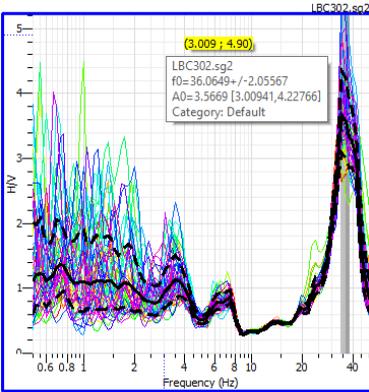




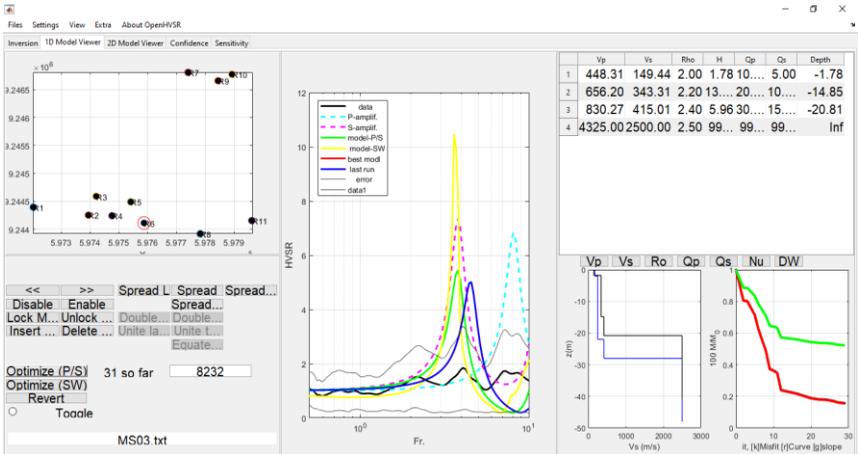
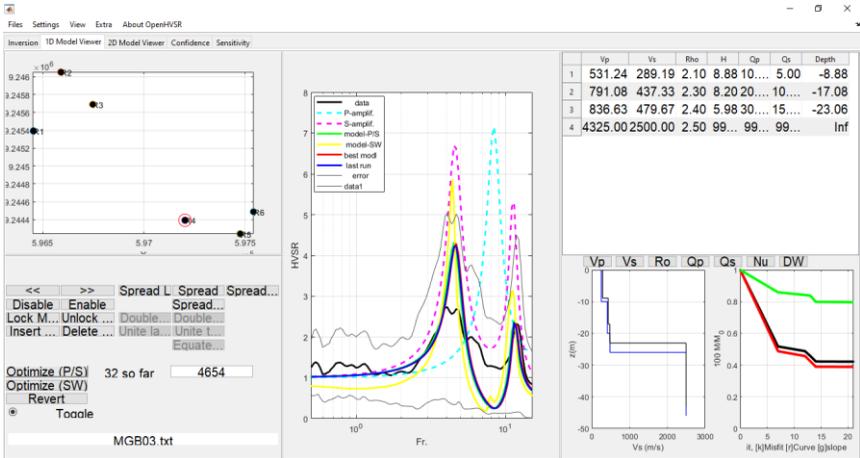


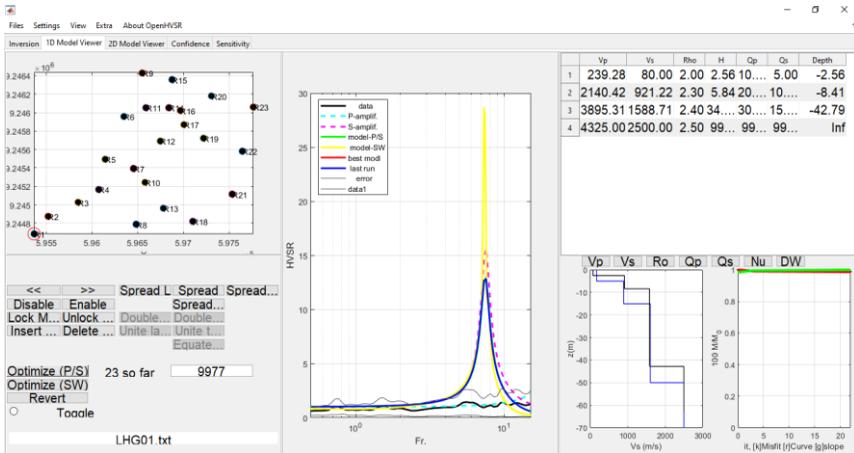
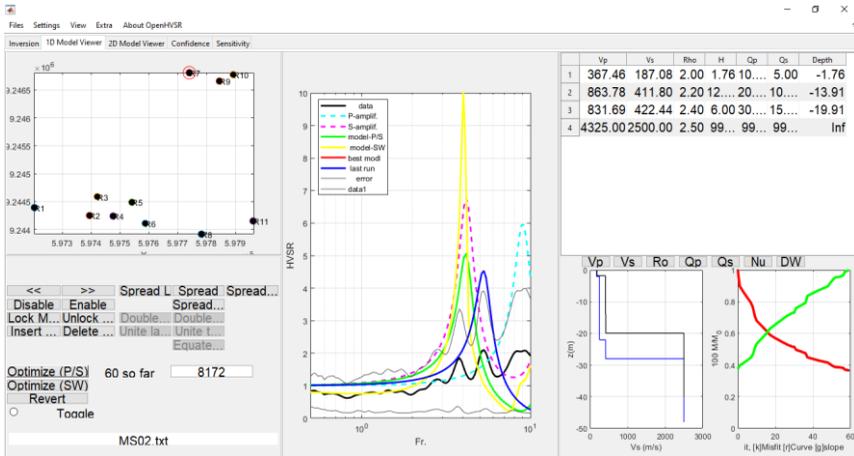


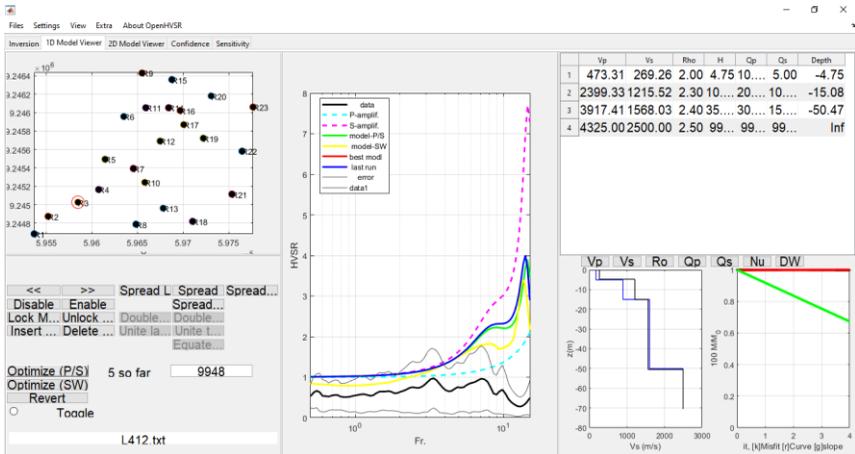
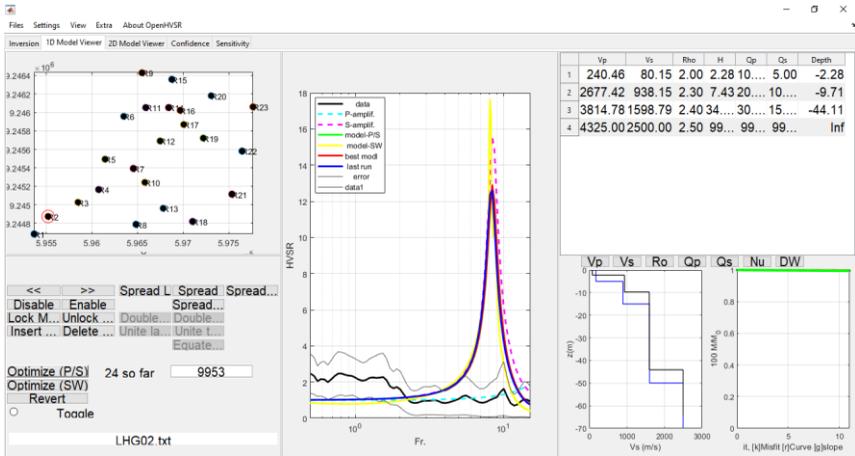


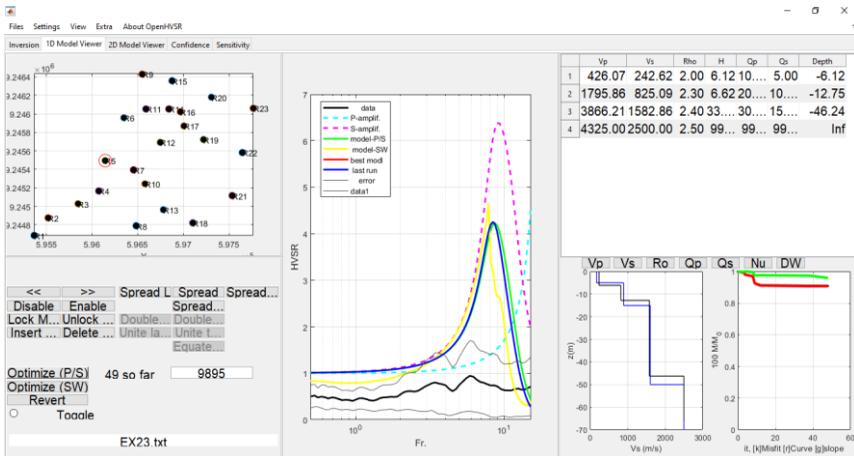
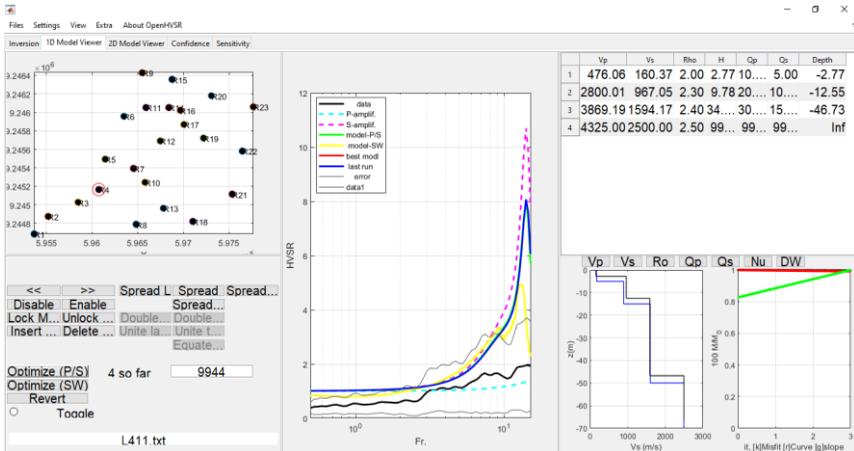


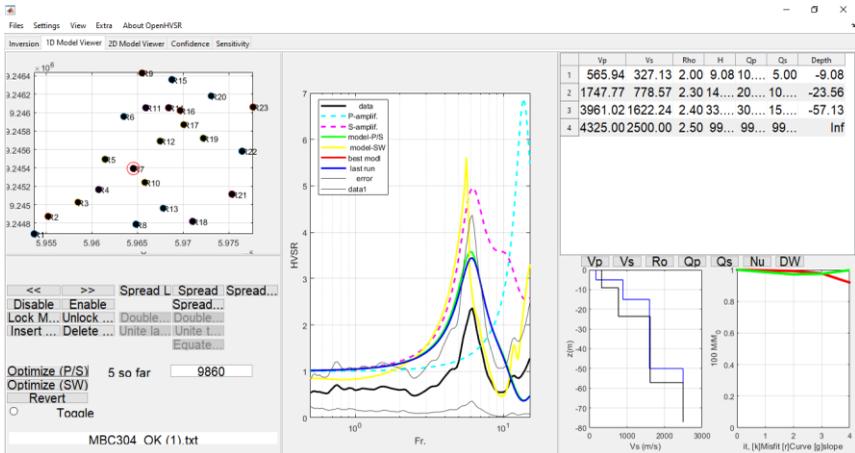
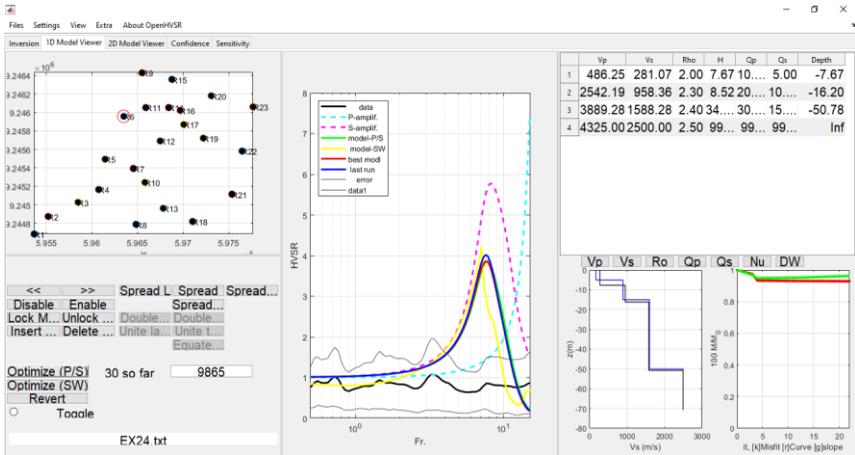
Hasil Inversi Kurva HVSR

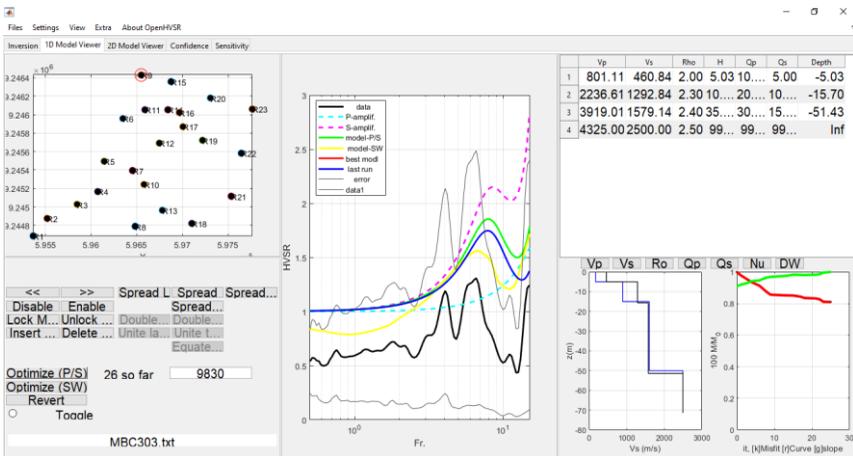
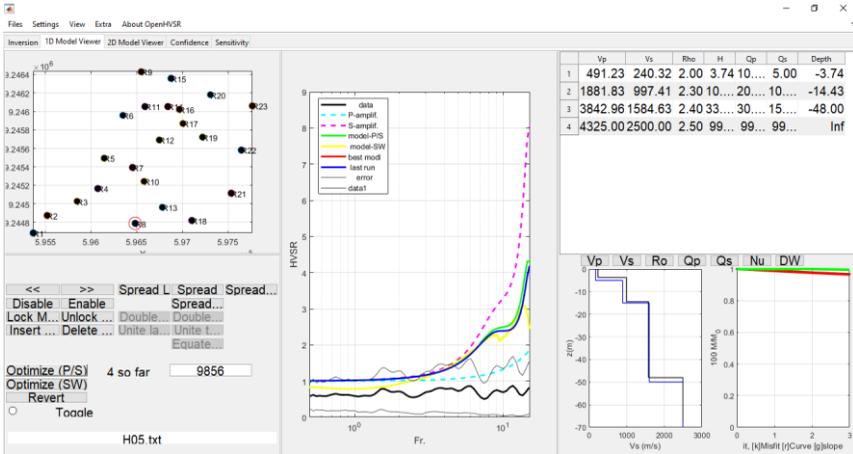


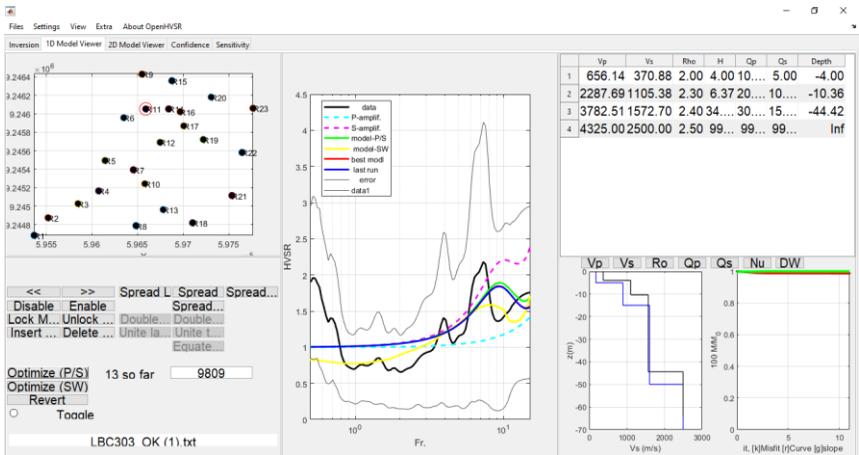
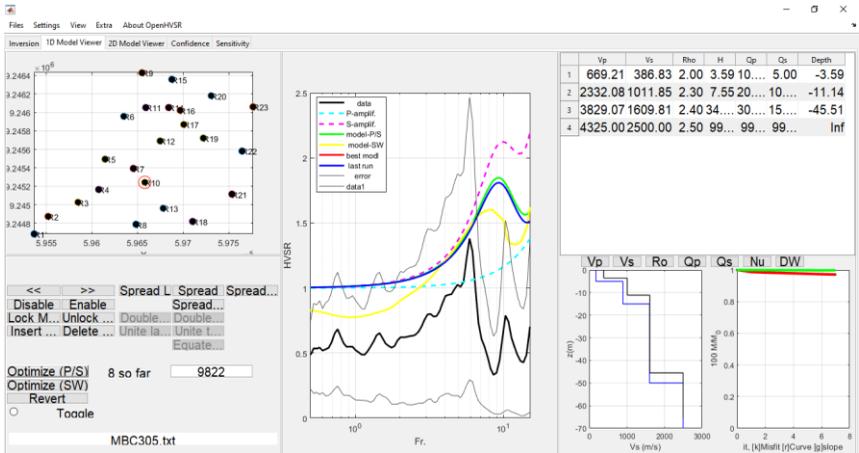


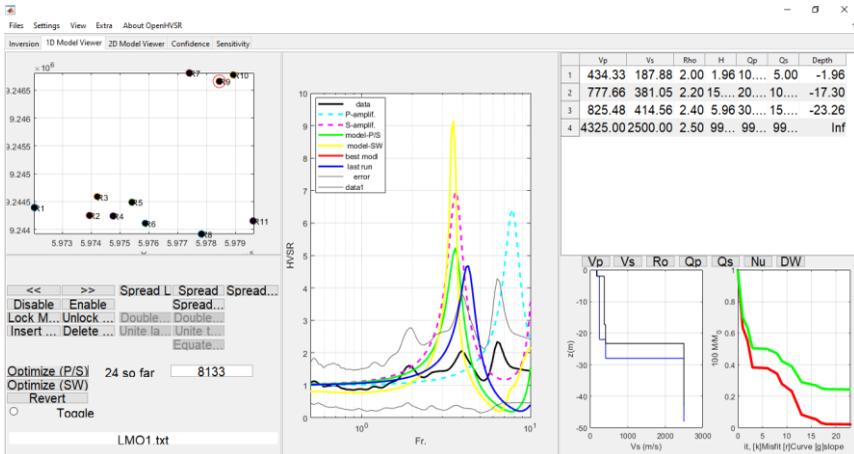
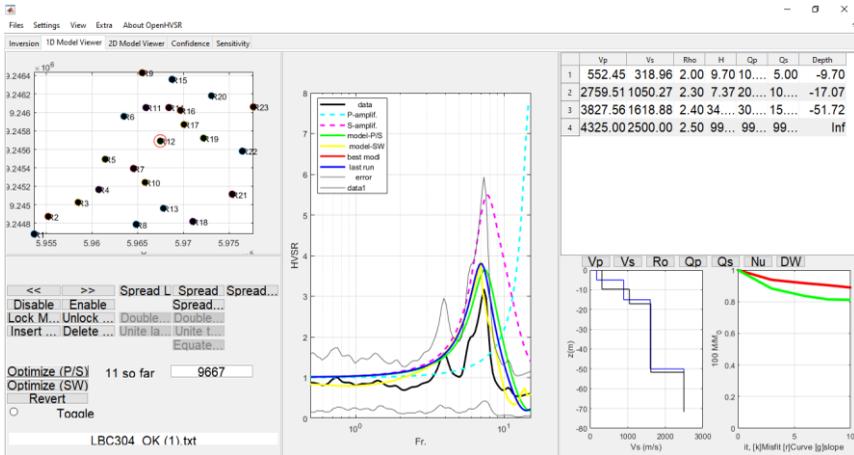


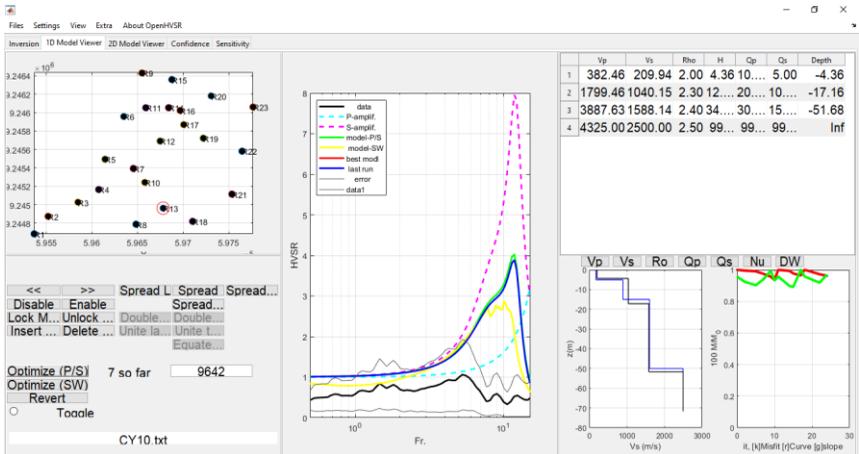
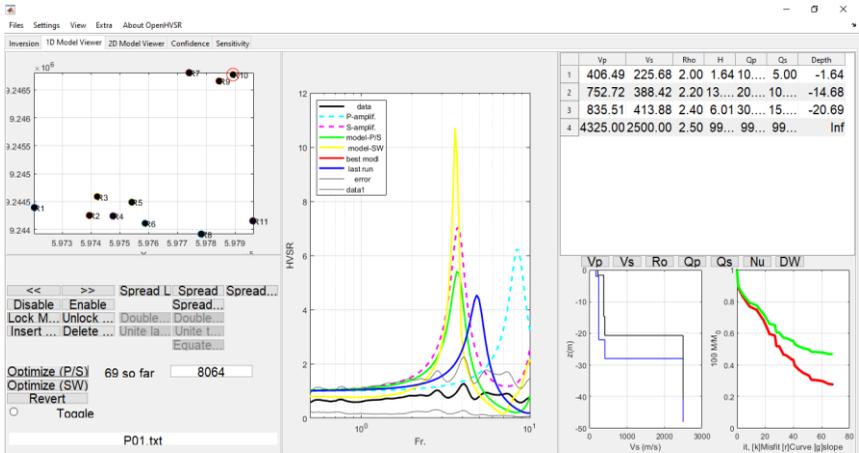


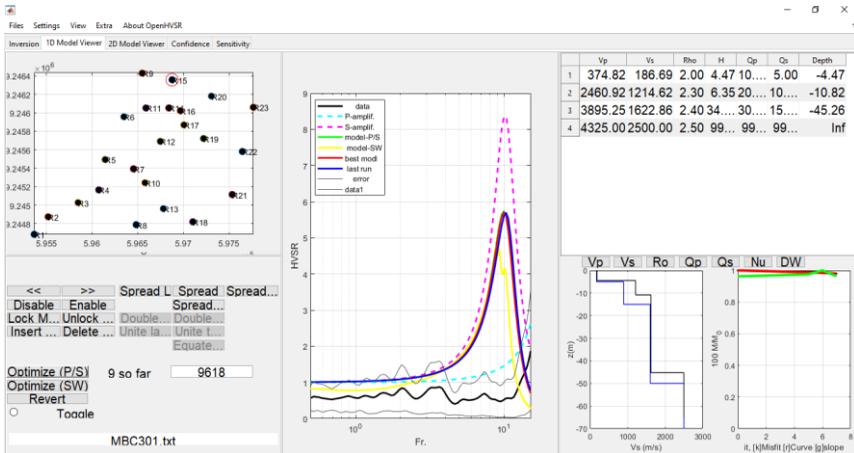
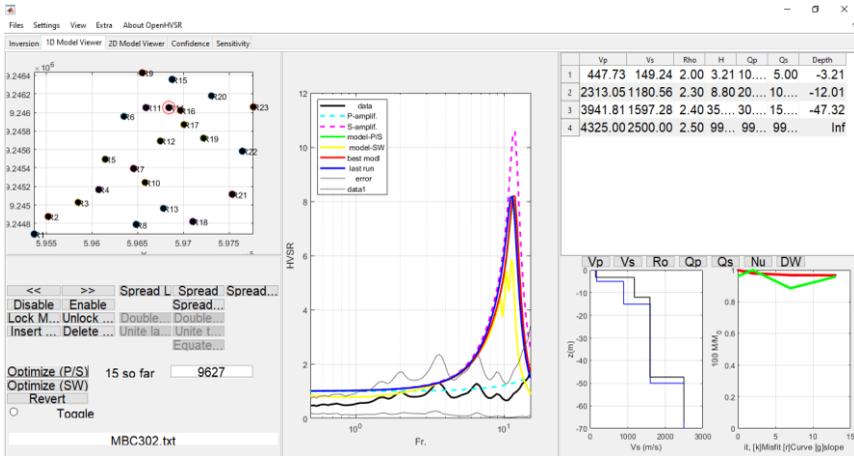


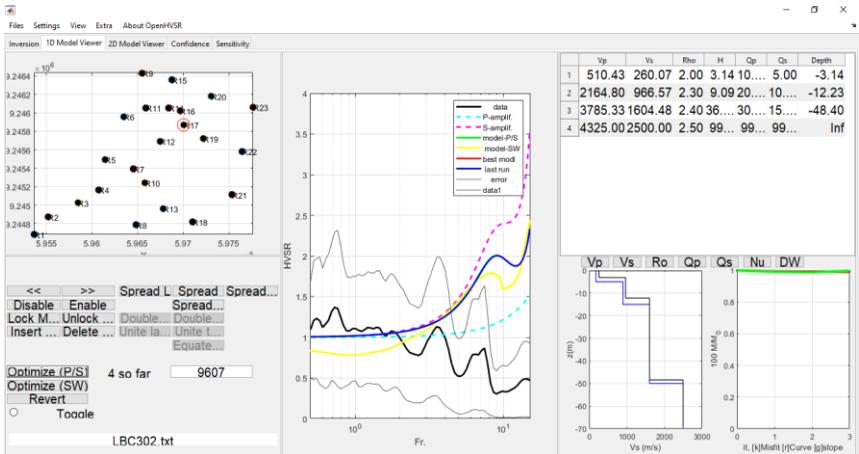
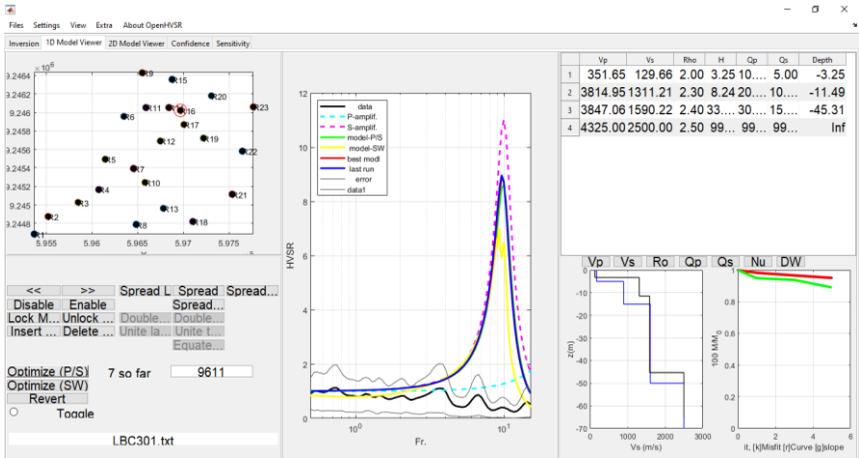


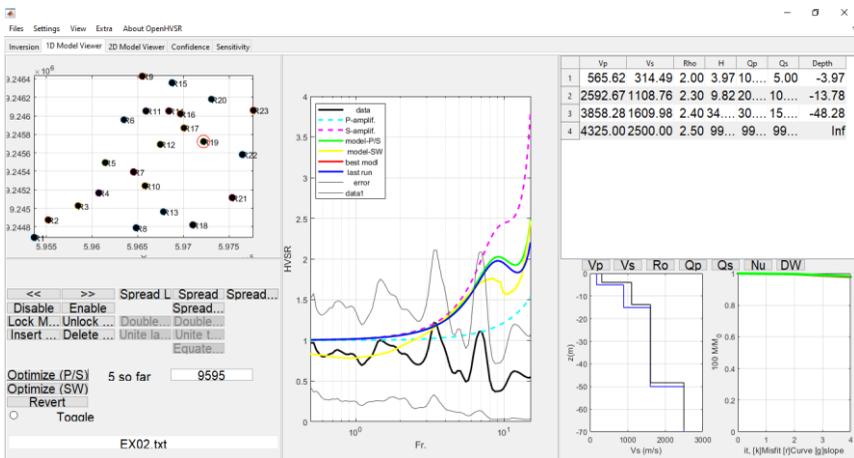
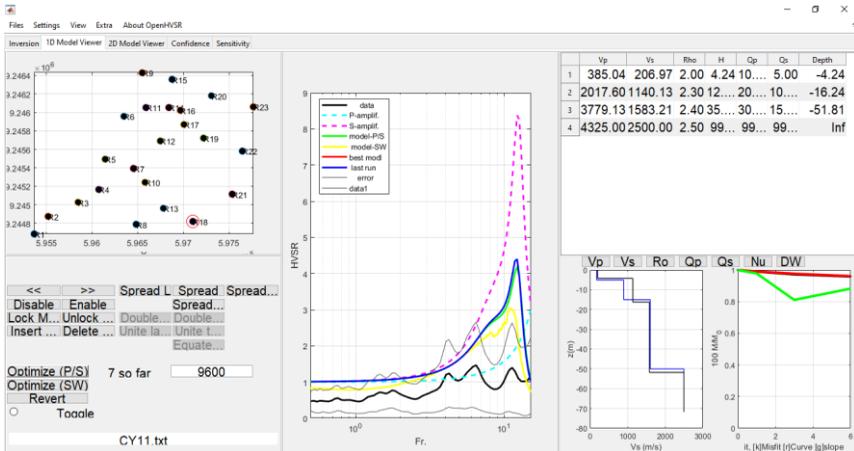


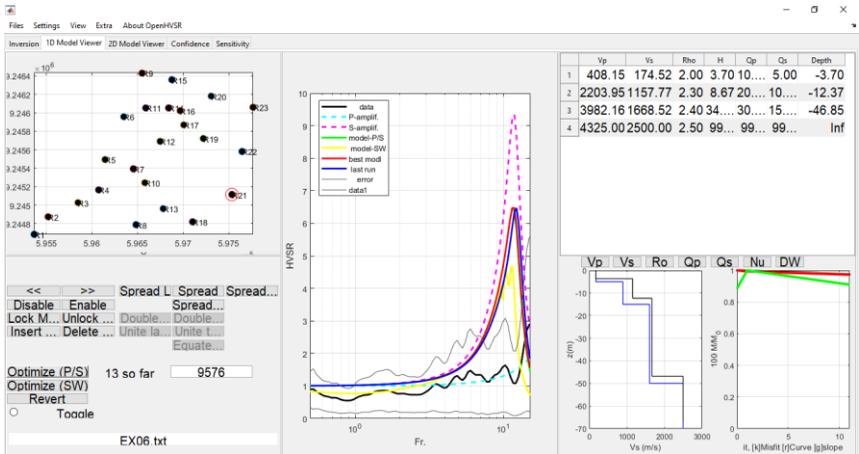
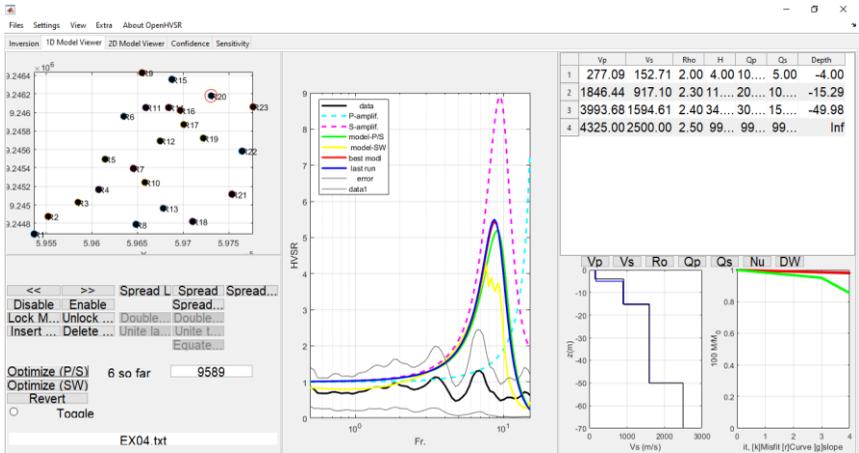


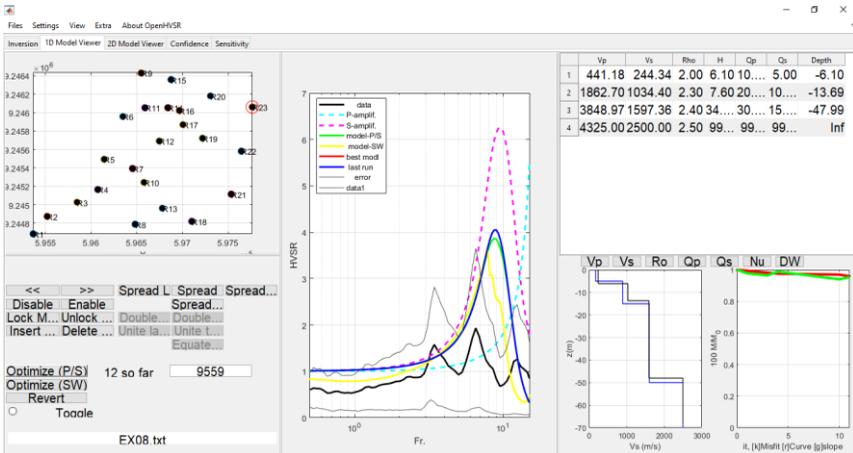
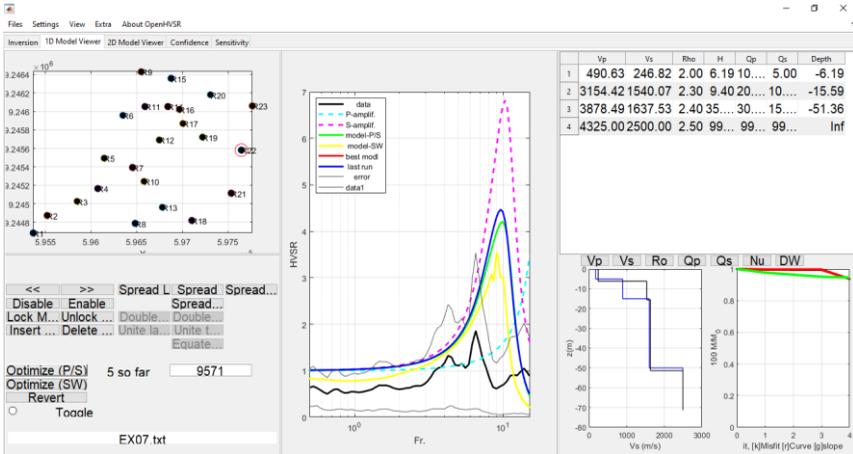


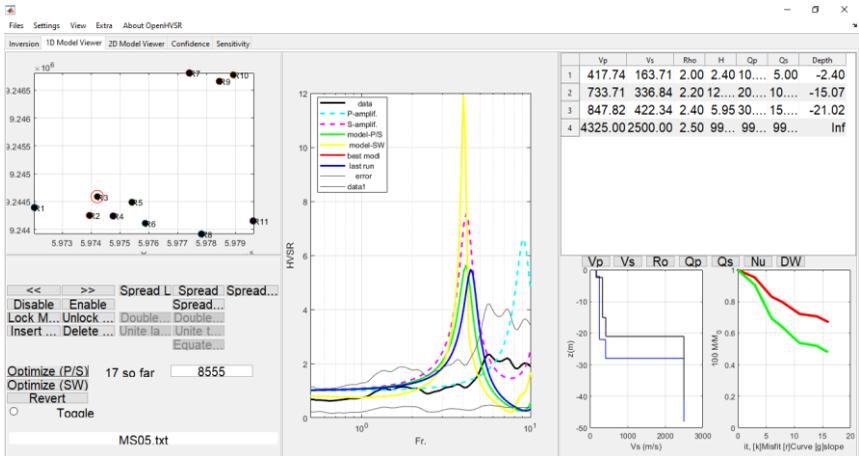
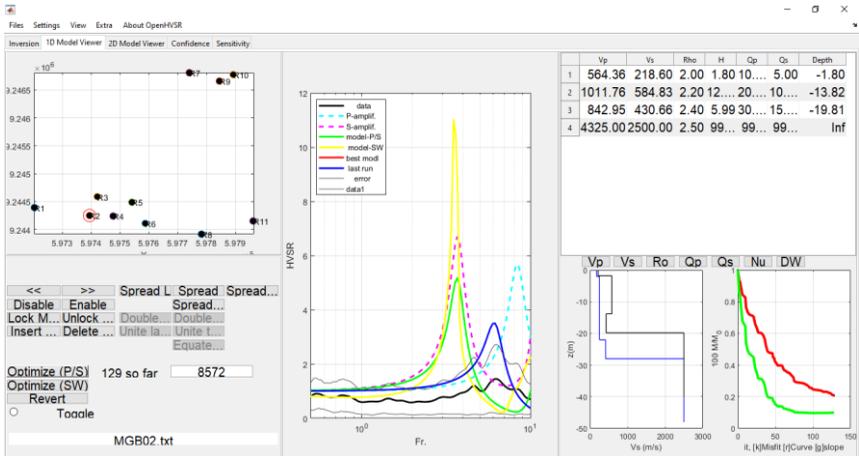


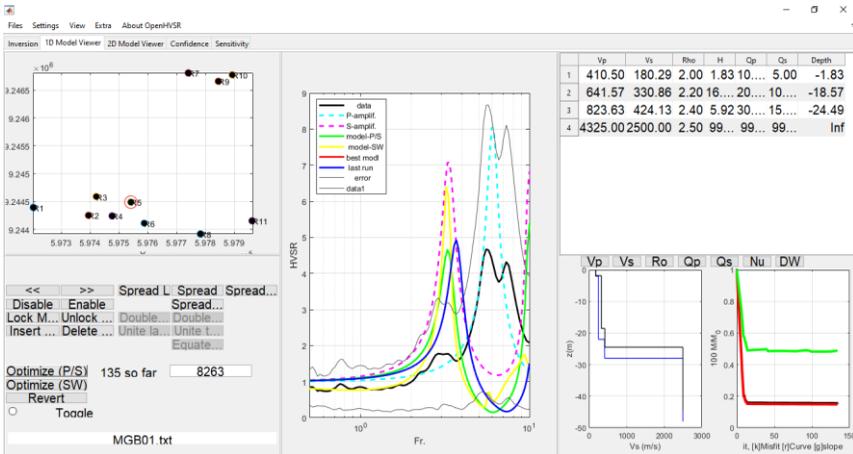
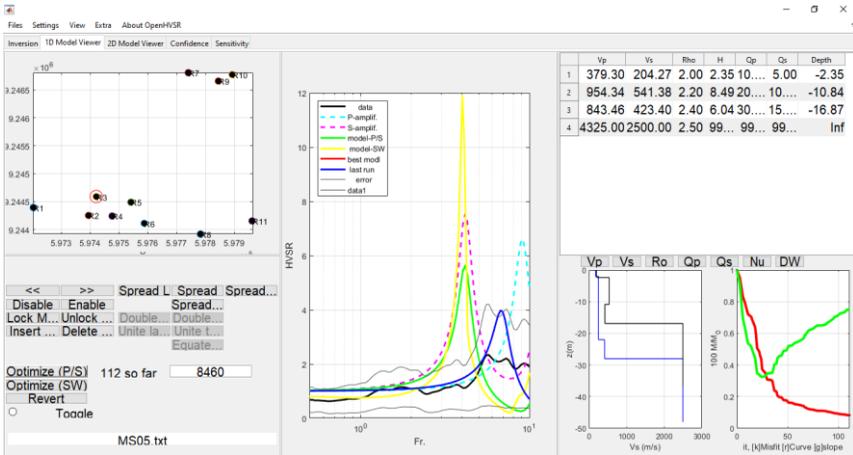


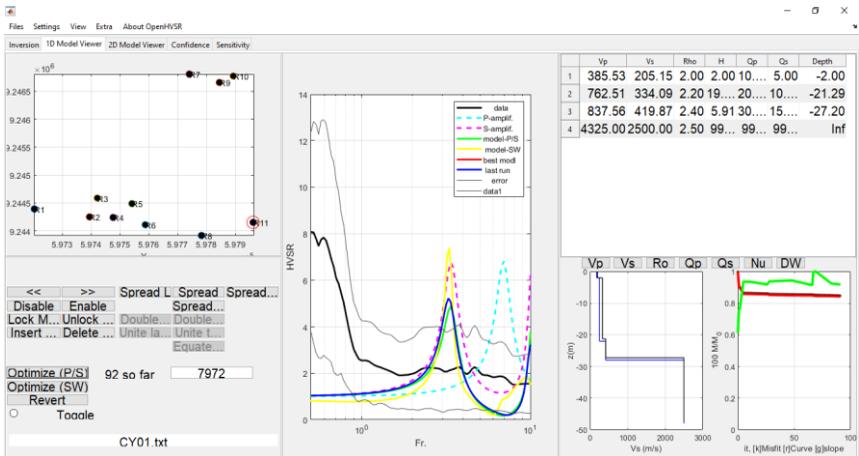
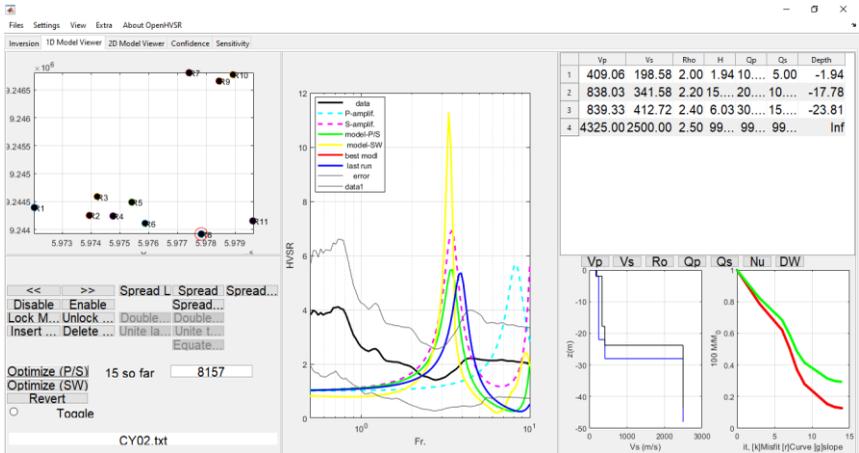




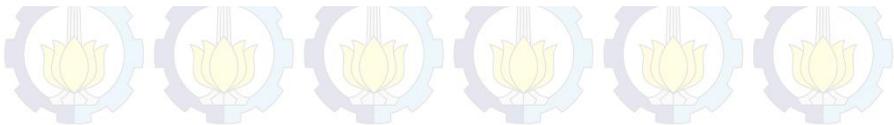
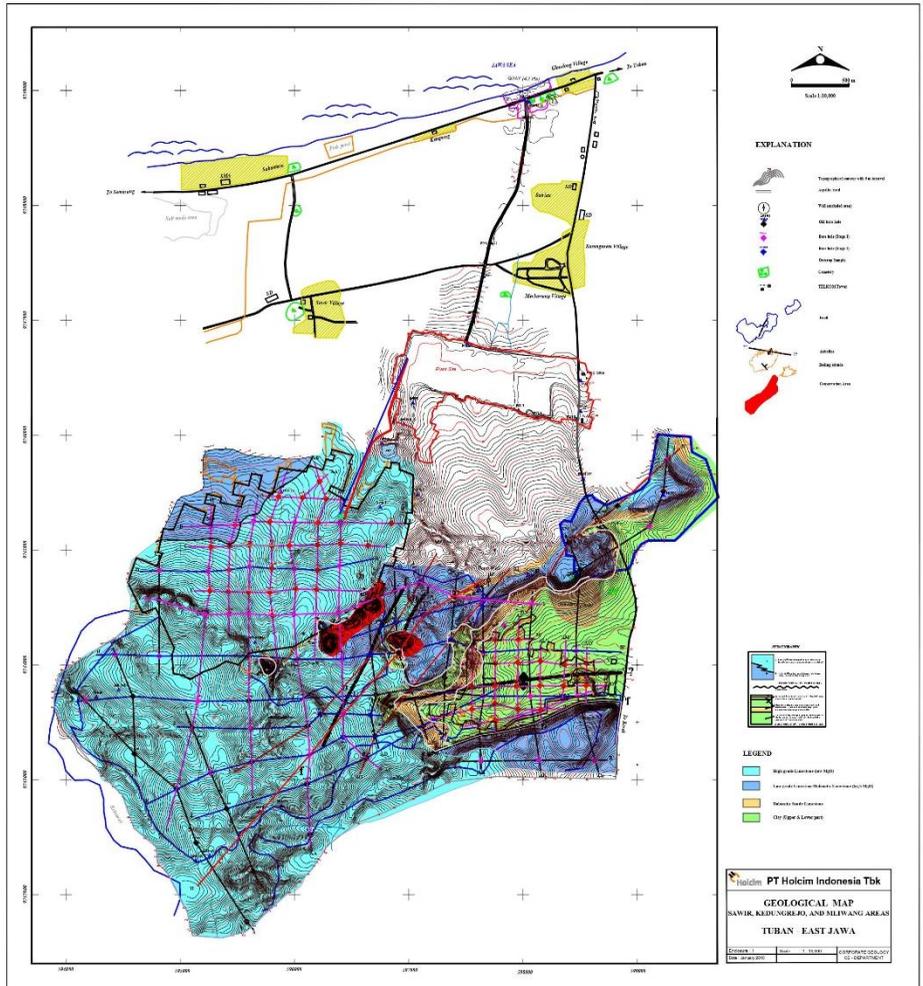








Peta Geologi Area Sawir, Kedungrejo, dan Mliwang PT. Holcim Indonesia (Tuban Plant)



Halaman ini sengaja dikosongkan

BIOGRAFI PENULIS



Penulis bernama Ade Sababurrohmah, lahir di Sidoarjo, 15 Juli 1998. Pendidikan formal penulis dimulai di SDN Sambibulu (2004 – 2010), kemudian melanjutkan pendidikan ke SMP Negeri 2 Taman (2010 – 2013) dan SMA Negeri 1 Taman (2013 – 2016). Setelah tamat SMA, penulis menempuh pendidikan di Teknik Geofisika Institut Teknologi Sepuluh Nopember (ITS) Surabaya.

Selama menjadi mahasiswa, penulis mendapatkan banyak pengalaman, baik *softskill* maupun *hardskill*. Tahun 2017 dan 2018, penulis aktif dalam organisasi *Society Petroleum Engineering* (SPE) ITS dan diamanahi sebagai sekretaris pada Divisi *Company Visit*. Penulis juga aktif dalam organisasi kerohanian, yakni sebagai staff Lembaga Dakwah *Al-Ardh* pada tahun 2018/2019. Pada tahun 2019, penulis turut berkontribusi menjadi bagian dari *big event* yang diadakan oleh HMTG ITS kolaborasi dengan SEG ITS, yaitu *Geoscience Atmosphere* sebagai koordinator Divisi Olimpiade Kebumihan.

Dalam bidang keprofesian, penulis pernah menjadi Asisten Laboratorium di Departemen Fisika ITS pada tahun ajaran 2018/2019 dan 2019/2020. Pengalaman lain yang penulis dapatkan selama menjadi mahasiswa Teknik Geofisika ITS yaitu pernah mengikuti pelatihan *Petrophysic Training: Integrated Geomodeling* pada tahun 2018. Selain itu, tahun 2019, penulis mendapatkan pengalaman kerja praktik di BMKG Stasiun Geofisika Mataram dengan judul “Penentuan Ketebalan Sedimen Menggunakan Data Mikrotremor dan Makroseismik di Kota Mataram, Nusa Tenggara Barat”. Apabila ingin berdiskusi lebih lanjut mengenai Tugas Akhir, dapat menghubungi penulis melalui *e-mail* adesababurrohmah@gmail.com.