

SKRIPSI

ANALISIS KETEBALAN LAPISAN SEDIMEN DAN STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN MENGGUNAKAN *ENSEMBLE EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION* (EEMD) METODE MIKROSEISMIK DI WILAYAH YOGYAKARTA

ANALYSIS OF SEDIMENT LAYER THICKNESS AND SUBORDER STRUCTURE USING ENSEMBLE EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION (EEMD) MICROSEISMIC METHOD IN YOGYAKARTA REGION

Diajukan sebagai salah satu syarat memenuhi gelar Sarjana Strata Satu (S-1)
Jurusan Teknik Geofisika, Fakultas Teknologi Mineral, Universitas Pembangunan
Nasional “Veteran” Yogyakarta.



Oleh:

MUTIA DAMAYANTI

115.180.034

**JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
FAKULTAS TEKNOLOGI MINERAL
UNIVERSITAS PEMBANGUNAN NASIONAL “VETERAN”
YOGYAKARTA
2022**

HALAMAN PENGESAHAN

SKRIPSI

**ANALISIS KETEBALAN LAPISAN SEDIMEN DAN
STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN MENGGUNAKAN
ENSEMBLE EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION (EEMD)
METODE MIKROSEISMIK DI WILAYAH YOGYAKARTA**

Telah dipersiapkan dan disusun oleh:

MUTIA DAMAYANTI

15.180.034

Telah dipertahankan di depan Tim Penguji

Pada tanggal 26 September 2022

Susunan Tim Penguji

Dosen Pembimbing I

Dosen Penguji I


Ir. Firdaus Maskuri, M.T.
NIP. 19580822 199203 1 001


Dr. Ardian Novianto, S.T., M.T
NIK 2 7810 07 024 1

Dosen Pembimbing II

Dosen Penguji II


Indriati Retno P., S.Si., M.Si
NIP. 19861013 201903 2 010


Hafiz Hamdalah, S.T., M.Sc.
MIDN. 0015069101

Mengetahui,
Ketua Jurusan


Dr. Yanti, M.Si.
NIP. 19630522 199003 2 001



PERNYATAAN KEASLIAN KARYA ILMIAH

Saya menyatakan bahwa judul dan keseluruhan dari skripsi adalah asli karya ilmiah saya, dengan ini saya menyatakan bahwa dalam rangka Menyusun, berkonsultasi dengan dosen pembimbing hingga menyelesaikan skripsi ini, tidak melakukan penjiplakan (plagiasi) terhadap karya orang atau pihak lain baik karya lisan maupun tulisan, baik secara sengaja maupun tidak sengaja.

Saya menyatakan bahwa apabila dikemudian hari terbukti bahwa skripsi ini mengandung unsur penjiplakan (plagiasi) dari karya orang atau pihak lain, maka sepenuhnya menjadi tanggung jawab saya, diluar tanggung jawab Dosen Pembimbing. Oleh karenanya saya sanggup bertanggung jawab secara hukum dan bersedia dibatalkan/dicabut gelar kesarjanaannya saya oleh Otoritas/Rektor Universitas Pembangunan Nasional “Veteran” Yogyakarta dan diumumkan kepada khalayak ramai.

Yogyakarta, 20 Agustus 2022

Yang Menyatakan

.....

Nomor Hp/ Telepon : 087837280098

Alamat e-mail : mutiadamay00@gmail.com

Nama dan Alamat Orang Tua : Sunarto (Rt25/Rw13, Dusun VII, Desa Pleret,
Kecamatan Panjatan, Kabupaten Kulon Progo,
Yogyakarta)

KATA PENGANTAR

Puji syukur penulis panjatkan kepada Allah Swt. Tuhan Yang Maha Esa, karena berkat rahmat dan karunia-Nya, penulis dapat menyelesaikan skripsi yang berjudul “**Analisis Ketebalan Lapisan Sedimen dan Struktur Bawah Permukaan Menggunakan *Ensembl Empirical Mode Decomposition* (EEMD) Metode Mikroseismik Di Wilayah Yogyakarta**”.

Skripsi ini dibuat dan diajukan untuk memenuhi syarat dalam memperoleh gelar **Sarjana Teknik** pada Fakultas **Teknologi Mineral** di **Universitas Pembangunan Nasional “Veteran” Yogyakarta**. Selain itu, tujuan dari penulisan skripsi ini adalah untuk memberikan pengetahuan kepada pembaca mengenai ***Filtering EEMD* pada data Mikroseismik**

Tidak lupa penulis menyampaikan ucapan terimakasih, karena selama penulisan skripsi ini, penulis banyak menerima bantuan dan dukungan sehingga dapat menyelesaikan skripsi ini. Oleh karena itu, penulis mengucapkan terima kasih sebesar-besarnya kepada:

1. Orang Tua dan Keluarga terdekat yang telah memberikan dukungan penuh, baik dalam materi, psikis, doa dan semangat.
2. Bapak Ir. Firdaus Maskuri, M.T selaku Dosen Pembimbing I yang telah memberikan arahan serta ilmu yang bermanfaat bagi penulis kedepannya.
3. Ibu Indri Retno Palupi, S.Si., M. Si selaku Dosen Pembimbing I yang telah memberikan arahan serta ilmu yang bermanfaat bagi penulis kedepannya.
4. Angkatan 2018 “**Exa Volta**” yang memberikan dukungan penuh serta membantu dalam penyelesaian skripsi ini.

Penulis berharap bahwa dengan adanya skripsi ini dapat menambah wawasan mengenai *Filtering* data terutama data Mikroseismik. Penulis juga menerima semua kritik dan saran yang bersifat membangun dengan senang hati sehingga penelitian yang dilakukan menjadi lebih baik.

Yogyakarta, 20 Agustus 2022

Mutia Damayanti

ABSTRAK

ANALISIS KETEBALAN LAPISAN SEDIMEN DAN STRUKTUR BAWAH PERMUKAAN MENGGUNAKAN *ENSEMBLE EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION* (EEMD) METODE MIKROSEISMIK DI WILAYAH YOGYAKARTA

Oleh:

Mutia Damayanti

115180034

Analisis ketebalan lapisan sedimen dan struktur di wilayah Yogyakarta bertujuan untuk memetakan daerah yang rawan terhadap gempa bumi, berdasarkan nilai frekuensi dominan (F_0), faktor amplifikasi (A_0), Kerentanan Tanah (K_g), kecepatan V_p/V_s dan model 3D V_p/V_s menggunakan metode HVSr mikroseismik dan *filtering noise Ensemble Empirical Mode Decomposition* (EEMD).

Penelitian berada di Yogyakarta dengan banyak titik pengukuran sebanyak 40 titik. Data sinyal mikrotremor hasil pengambilan data lapangan kemudian dilakukan *filtering noise* EEMD dengan menambahkan *white noise* dalam proses reduksi *noise*. Selanjutnya data hasil *filtering* diolah dengan metode HVSr sehingga diperoleh kurva H/V yang menyatakan nilai F_0 dan A_0 . Kurva tersebut menjadi *input* dalam pengolahan metode *ellipticity curve* sehingga diperoleh *ground profile* yang menyatakan nilai kecepatan gelombang V_s dan V_p beserta kedalamannya. Nilai f_0 dan A_0 digunakan untuk mendapatkan nilai K_g dan V_p/V_s digunakan untuk membuat peta perkedalaman 100 m dan 3D V_p/V_s untuk analisis ketebalan sedimen dan struktur bawah permukaannya.

Hasil penelitian menunjukkan nilai F_0 rendah 1 – 2,5 Hz yang mengindikasikan daerah dengan ketebalan lapisan sedimen >30m dan F_0 tinggi berkisar 6,5 – 10 Hz. Nilai A_0 rendah berkisar 1 – 4 mendominasi bagian tengah daerah penelitian, nilai A_0 tinggi berkisar 10 – 20 berorientasi barat daya – timur laut. Nilai K_g tinggi berada pada bagian tenggara peta dengan nilai K_g 20 -75. Nilai F_0 , A_0 dan K_g tinggi diindikasikan sebagai jalur sesar Opak. Peta V_p/V_s mengindikasikan tebal lapisan sedimen berkisar 100m – 200m dengan nilai $v_p < 5000$ m/s, kemudian pada kedalaman 300m lapisan batuan didominasi oleh batuan dasar dengan $V_p > 5000$ m/s.

Kata Kunci: Mikrozonasi, EEMD, lapisan sedimen, sesar.

ABSTRACT

ANALYSIS OF SEDIMENT LAYER THICKNESS AND SUBSURFACE STRUCTURE USING ENSEMBLE EMPIRICAL MODE DECOMPOSITION (EEMD) MICROSEISMIC METHOD IN YOGYAKARTA REGION

By:
Mutia Damayanti
115180034

Analysis of sediment layers and structures in Yogyakarta region aims to determine areas prone to earthquakes, based on the dominant frequency (F_0), amplification factor (A_0), Soil Vulnerability (K_g), velocity V_p/V_s and 3D V_p/V_s model using the method microseismic HVSr and Ensemble Empirical Mode Decomposition (EEMD) noise filtering.

The research is located in Yogyakarta with 40 research points. The microtremor data signal from the field data collection then filtered use EEMD by adding white noise in process noise reduction. Furthermore, the results of data filtering are processed by HVSr method to obtain the H/V that shows the values of F_0 and A_0 . The curves became the input for ellipticity curve method to obtain the ground profile that shows the value of wave velocity V_p and V_s and layer depth. Values V_p and V_s are used to obtain the values of K_g and V_p/V_s used to create a depth map with range 100 m and 3D V_p/V_s to analyze the thickness of the sediment layer and subsurface structure.

The results shows low F_0 value range 1 – 2.5 Hz which indicated areas with high sediment layer thickness >30 m and a high F_0 ranging from 6.5 – 10 Hz. Low A_0 values ranging from 1-4 dominate the central part of the research area, high A_0 values ranging from 10-20 southwest to northeast. High K_g values in southeastern part of the map with K_g values of 20 -75. High F_0 , A_0 and K_g values indicates of the Opak fault line. The V_p/V_s map indicates the thickness of the sediment layer ranges from 100m – 200m with V_p value < 5000 m/s, then at a depth of 300m the rock layers are dominated by bedrock with V_p value > 5000 m/s.

Keywords: Microzonation, EEMD, sediment layer, fault.

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	ii
HALAMAN PENGESAHAN	ii
PERNYATAAN KEASLIAN KARYA ILMIAH.....	iii
KATA PENGANTAR.....	iii
ABSTRAK	v
ABSTRACT.....	vii
DAFTAR ISI	vii
DAFTAR GAMBAR	x
DAFTAR TABEL.....	xiii

BAB I. PENDAHULUAN

1.1	Latar Belakang	1
1.2	Rumusan Masalah	2
1.3	Maksud dan Tujuan Penelitian	2
1.4	Batasan Masalah.....	3
1.4	Lokasi Penelitian	3

BAB II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1	Geologi Regional	4
2.1.1	Fisiografi Regional	4
2.1.2	Geomorfologi Regional.....	5
2.1.3	Stratigrafi Regional	8
2.2	Geologi Lokal.....	10
2.2.1	Geologi Kulon Progo	10
2.2.2	Stratigrafi Kulon Progo	12
2.2.3	Geologi Godean.....	15
2.2.4	Geologi Bantul.....	15
2.3	Penelitian Terdahulu	16

BAB III. DASAR TEORI

3.1	Gempa Bumi.....	18
-----	-----------------	----

3.2	Sesar (<i>Fault</i>)	18
3.2.1	Sesar Naik (<i>Thrust Fault</i>)	19
3.2.2	Sesar Normal (<i>Normal Fault</i>)	19
3.2.3	Sesar Mendatar (<i>Strike-Slip Fault</i>)	20
3.3	Gelombang Seismik	21
3.3.1	Gelombang Badan	22
3.3.1.1	Gelombang Primer	22
3.3.1.2	Gelombang Sekunder	24
3.3.2	Gelombang Permukaan	24
3.3.2.1	Gelombang <i>Rayleigh</i>	22
3.3.2.2	Gelombang <i>Love</i>	24
3.3.3	Hukum <i>Snellius</i>	26
3.3.4	Prinsip <i>Huygens</i>	26
3.3.5	Asas Fermat	27
3.4	Mikroseismik	27
3.5	<i>Horizontal to Vertical Spectral Ratio</i> (HVSr)	27
3.6	Amplifikasi	29
3.7	Frekuensi Dominan	31
3.8	Kerentanan Tanah	32
3.9	Metode Inversi	34
3.10	Ensembel Empirical Mode Decomposition (EEMD)	35

BAB IV. METODOLOGI PENELITIAN

4.1	Sistematika Penelitian	37
4.2	Desain Survei Penelitian	39
4.3	Peralatan dan Perlengkapan	40
4.4	Pengambilan Data	42
4.5	Pengolahan Data	44
4.6	Interpretasi Data	47

BAB V. PEMBAHASAN

5.1	Raw Data Seismogram	48
5.2	Peta Frekuensi Dominan (F0)	48

5.3	Peta Amplifikasi (A0)	53
5.4	Peta Kerentanan Tanah (Kg)	55
5.5	Peta Kecepatan Primer (Vp)	57
5.6	Peta Kecepatan Sekunder (Vs)	64

BAB VI. KESIMPULAN DAN SARAN

6.1	Kesimpulan.....	72
6.2	Saran	72

DAFTAR PUSTAKA	72
-----------------------------	----

LAMPIRAN	90
-----------------------	----

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1 Desain Survei Daerah Penelitian.....	3
Gambar 2.1 Fisiografi Pulau Jawa dan Madura (Van Bemmelen, 1949)	5
Gambar 2.2 Peta Geologi Lembar Yogyakarta (Rahardjo, 1977)	7
Gambar 2.3 Peta Geologi Regional Pegunungan Kulon Progo (Rahardjo,dkk.,1996).....	8
Gambar 2.4 Peta Geologi Regional Pegunungan Kulon Progo (Rahardjo,dkk.,1996).....	11
Gambar 2.5 Litostatigrafi, Kulon Progo, Daerah Istimewa Yogyakarta (Menurut Wartono Rahardjo, dkk 1977)	12
Gambar 3.1 Sesar Naik atau <i>Thurst Fault</i> (Satriadi, 2015).....	19
Gambar 3.2 Sesar Normal atau <i>Normal Fault</i> (Satriadi, 2015)	20
Gambar 3.3 Sesar Mendatar atau <i>Strike-Slip Fault</i> (Satriadi, 2015).....	21
Gambar 3.4 Gelombang badan dan gelombang permukaan (Ammon, 2005)	21
Gambar 3.5 (a) Gelombang Primer (P) dan (b) Gelombang Sekunder (S) (Braile, 2006).....	24
Gambar 3.6 (a) Gelombang <i>Rayleigh</i> dan (b) Gelombang <i>Love</i> (Braile, 2006)..	25
Gambar 3.7 Hukum <i>Snellius</i> (Asparini, 2011).....	26
Gambar 3.8 Prinsip <i>Huygens</i> (Akyas, 2007).....	27
Gambar 3.9 Pergeseran dari permukaan tanah Nakamura Y. , On the H/V Spectrum, 2008).....	33
Gambar 4.1 Tahapan Penelitian Tugas Akhir.....	37
Gambar 4.2 Peta Desain Survei Mikroseismik	39
Gambar 4.3 Peralatan dan Perlengkapan Metode Mikroseismik.....	40
Gambar 4.4 Diagram Alir Pengambilan Data Mikroseismik.....	42
Gambar 4.5 Tahapan Penelitian Tugas Akhir.....	44
Gambar 5.1 Hasil rekaman seismogram titik 9.....	48
Gambar 5.2 Hasil pemisahan sinyal dan <i>noise</i> seismogram titik 9	49
Gambar 5.3 Kurva H/V titik 9	50
Gambar 5.4 <i>Ground profiles Vp</i> dan <i>Vs</i> Dengan 3 Lapisan Pada Daerah Penelitian.....	50

Gambar 5.5 Peta Frekuensi Dominan (F_0) Daerah Istimewa Yogyakarta	51
Gambar 5.6 <i>Overlay</i> Peta Frekuensi Dominan Daerah Istimewa Yogyakarta dan Peta geologi Lembar Yogyakarta	52
Gambar 5.7 Peta Amplifikasi (A_0) Daerah Istimewa Yogyakarta.....	53
Gambar 5.8 <i>Overlay</i> Peta Peta Amplifikasi (A_0) Daerah Istimewa Yogyakarta dan Peta geologi Lembar Yogyakarta	52
Gambar 5.9 Peta Kerentanan Tanah (K_g) Daerah Istimewa Yogyakarta	56
Gambar 5.10 Peta Kecepatan Gelombang Primer (V_p) Kedalaman 100 meter Daerah Istimewa Yogyakarta.....	57
Gambar 5.11 <i>Overlay</i> Peta Kecepatan Gelombang Primer (V_p) Kedalaman 100 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta.....	57
Gambar 5.12 Peta Kecepatan Gelombang Primer (V_p) Kedalaman 200 meter Daerah Istimewa Yogyakarta.....	59
Gambar 5.13 <i>Overlay</i> Peta Kecepatan Gelombang Primer (V_p) Kedalaman 200 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta.....	60
Gambar 5.14 Peta Kecepatan Gelombang Primer (V_p) Kedalaman 300 meter Daerah Istimewa Yogyakarta.....	61
Gambar 5.15 <i>Overlay</i> Peta Kecepatan Gelombang Primer (V_p) Kedalaman 300 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta.....	62
Gambar 5.16 Peta 3D Kecepatan Gelombang Primer (V_p)	64
Gambar 5.17 Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (V_s) Kedalaman 100 meter Daerah Istimewa Yogyakarta.....	65
Gambar 5.18 <i>Overlay</i> Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (V_s) Kedalaman 100 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta.....	66
Gambar 5.19 Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (V_s) Kedalaman 200 meter Daerah Istimewa Yogyakarta.....	67
Gambar 5.20 <i>Overlay</i> Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (V_s) Kedalaman 200 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta.....	67
Gambar 5.21 Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (V_s) Kedalaman 300 meter Daerah Istimewa Yogyakarta.....	68
Gambar 5.22 <i>Overlay</i> Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (V_s) Kedalaman 300 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta.....	69

Gambar 5.23 Peta 3D Kecepatan Gelombang Sekunderr (Vs)..... 71

DAFTAR TABEL

Tabel 3.1 Kecepatan gelombang P pada berbagai batuan sedimen (Burger (1992))	22
Tabel 3.2 Kecepatan gelombang primer pada batuan vulkanik (Press (1966); Christensen, (1984); Gardner and House (1987))	23
Tabel 3.3 Data nilai <i>Vs</i> pada beberapa jenis batuan (Daryono, 2010)	23
Tabel 3.4 Klasifikasi <i>site</i> berdasarkan nilai <i>Vs</i> hasil penyelidikan tanah dan laboratorium (Badan Standarisasi Nasional, 2012)	24
Tabel 3.5 Klasifikasi nilai faktor Amplifikasi (Setiawan, 2009).....	30
Tabel 3.6 Klasifikasi Tanah Berdasarkan Nilai Frekuensi Dominan Mikrotremor oleh Kanai (Arifin, Mulyanto, Marjiyono, & Setianegara, 2013)	31
Tabel 3.7 Nilai Regangan sifat Dinamis Tanah (Nakamura Y. , 1997)	34
Tabel 3.8 Nilai Kerentanan Tanah (Daryono,dkk., 2009).....	34

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Secara geografis Indonesia terletak pada 6°LU - 11°LS dan 95°BT - 141°BT , sedangkan secara geologis Indonesia berada di antara tiga lempeng besar dunia yaitu Lempeng Eurasia, Lempeng IndoAustralia dan Lempeng Pasifik. Keadaan tersebut membuat Indonesia mempunyai kondisi geologi yang kompleks, salah satunya adalah munculnya efek pergerakan lempeng. Efek pergerakan lempeng dapat berupa tumbukan maupun gesekan yang akan menimbulkan peristiwa yang disebut dengan gempa bumi tektonik. Gempa bumi adalah peristiwa pelepasan energi secara tiba-tiba yang merupakan salah satu sumber yang dapat menimbulkan terjadinya penjalaran gelombang seismik (Febriani, 2013). Zona selatan Pulau Jawa merupakan salah satu zona yang memiliki tingkat kerawanan gempa bumi relatif cukup tinggi. Hal tersebut dikarenakan zona selatan Pulau Jawa masuk pada zona subduksi lempeng Indo-Australia-Eurasia. Selain tingkat kerawanan gempa bumi yang tinggi, aktivitas lempeng tektonik juga mempengaruhi sesar lokal yang berada di daratan salah satunya yaitu Provinsi Daerah Istimewa Yogyakarta.

Dalam analisis ketebalan lapisan sedimen dan struktur bawah permukaan di daerah Istimewa Yogyakarta kali ini menggunakan metode mikroseismik HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) dan *filtering noise* EEMD (*Ensemble Empirical Mode Decomposition*). Untuk mereduksi *noise* dari perekaman data digunakan analisis EEMD (*Ensemble Empirical Mode Decomposition*). *Noise anthropogenic* merupakan sinyal mikrotremor yang bersumber dari getaran gunung api, perkotaan (aktifitas manusia), ombak, meteorologi, dan badai (Claudet, Cotton, & Yves Bard 2006, hh. 205-227). Salah satu metode untuk mereduksi *anthropogenic noise* ialah *Ensemble Empirical Mode Decomposition* (EEMD). Metode ini merupakan pengembangan dari *Empirical Mode Decomposition* (EMD) yang dikembangkan oleh Zhaohua Wu dan Norden E. Huang (2009), serta Jiang Zhang (2010) untuk menghilangkan *mode mixing* (Saenger et al. 2009 vol. 74, hh. 29-40); (Chen et al. 2012, hh. 1-5). Sedangkan nilai frekuensi natural dan amplifikasi batuan dapat ditentukan dengan metode HVSR (*Horizontal to Vertical*

Spectral Ratio) (Sulistiawan, 2016). Metode HVSR adalah penentuan rasio sinyal vertikal dengan sinyal horizontal yang diperoleh dari pengukuran sinyal mikrotremor pada suatu lokasi untuk mengetahui karakteristik dinamis lapisan permukaan.

Penelitian mengenai analisis ketebalan lapisan sedimen dan struktur bawah permukaan di wilayah Yogyakarta dilakukan sebagai mitigasi bencana di daerah penelitian terhadap kerentana bencana gempa bumi sehingga mampu meminimalisir kerugian fisik dan material. Dengan diketahuinya ketebalan lapisan sedimen serta struktur bawah permukaannya akan mempermudah pemetaan daerah yang rawan terhadap bencana.

1.2 Rumusan Masalah

Berdasarkan penelitian diatas telah ditentukan rumusan masalahnya adalah sebagai berikut:

1. Bagaimana hasil analisis ketebalan lapisan sedimen yang diperoleh dari pengomalah Mikroseismik?
2. Bagaimana keterkaitan nilai A_0 , F_0 , dan K_g metode HVSR terhadap struktur bawah permukaan pemetaan daerah rawan gempa bumi pada daerah penelitian?
3. Bagaimana hasil pemetaan daerah yang rawan terhadap bencana gempa bumi di Yogyakarta?

1.3 Maksud dan Tujuan Penelitian

Penelitian Tugas Akhir menggunakan metode mikroseismik di Daerah Istimewa Yogyakarta kali ini memiliki maksud dan tujuan. Adapun maksud dari penelitian adalah untuk mengetahui daerah - daerah yang memiliki tingkat kerawanan terhadap bencana gempa bumi di wilayah Yogyakarta. Sedangkan tujuannya adalah untuk:

1. Menghasilkan peta A_0 , F_0 , K_g , V_p/V_s dan 3D V_p/V_s sehingga dapat diketahui ketebalan lapisan sedimen dan struktur bawah permukannya.
2. Mengetahui apakah terdapat keterkaitan antara keberadaan struktur bawah permukaan dengan daerah yang rawan terhadap bencana gempa bumi.

3. Menganalisa daerah yang rawan terhadap bencana gempa bumi berdasarkan nilai-nilai yang ditunjukkan pada peta A_0 , F_0 , K_g , V_p/V_s dan $3D V_p/V_s$.

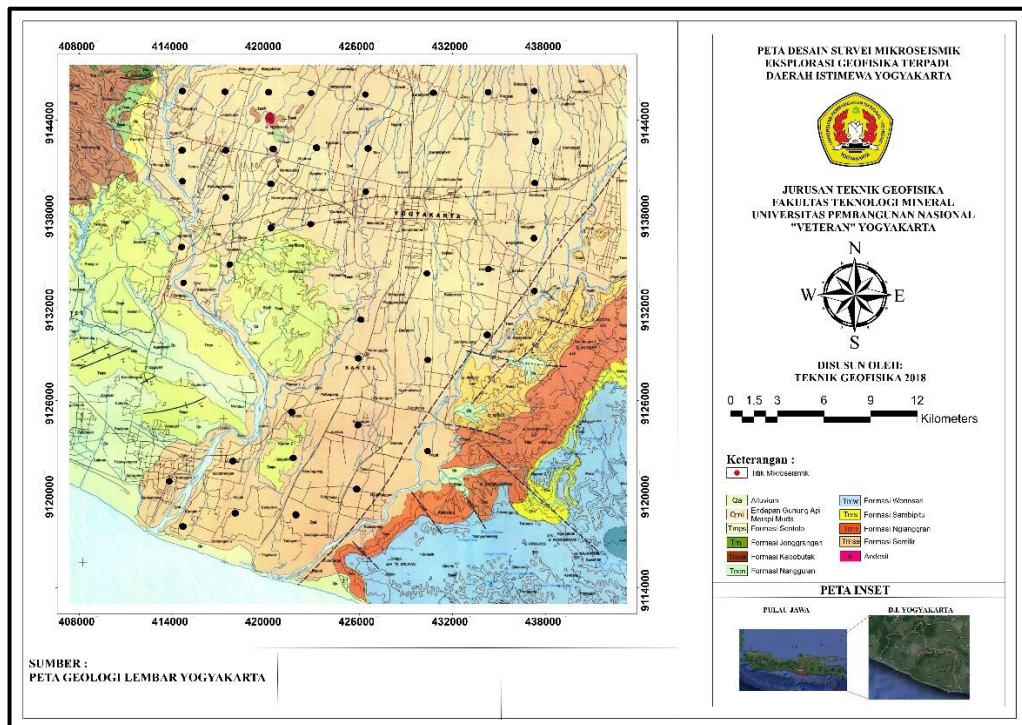
1.4 Batasan Masalah

Beberapa batasan masalah yang telah ditetapkan dalam penelitian ini, adalah sebagai berikut:

1. Proses reduksi *noise* pada data mikroseismik menggunakan metode EEMD (*Ensembl Empirical Mode Decomposition*).
2. Metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) digunakan untuk mengetahui karakteristik lapisan pada daerah penelitian.
3. Proses reduksi *noise* dilakukan menggunakan pemrograman pada *Python*.
4. Daerah penelitian berada di Yogyakarta dengan jumlah titik pengukuran sebanyak 40 titik.
5. Data Geologi pada penelitian digunakan sebagai data pendukung.

1.5 Lokasi Penelitian

Daerah penelitian berada di daerah Istimewa Yogyakarta yang meliputi Kab.Sleman, Kota Yogyakarta, Kab.Kulon Progo dan Sebagian Kab. Bantul dengan jumlah titik pengukuran sebanyak 40 titik.



Gambar 1.1 Desain Survei Daerah Penelitian

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

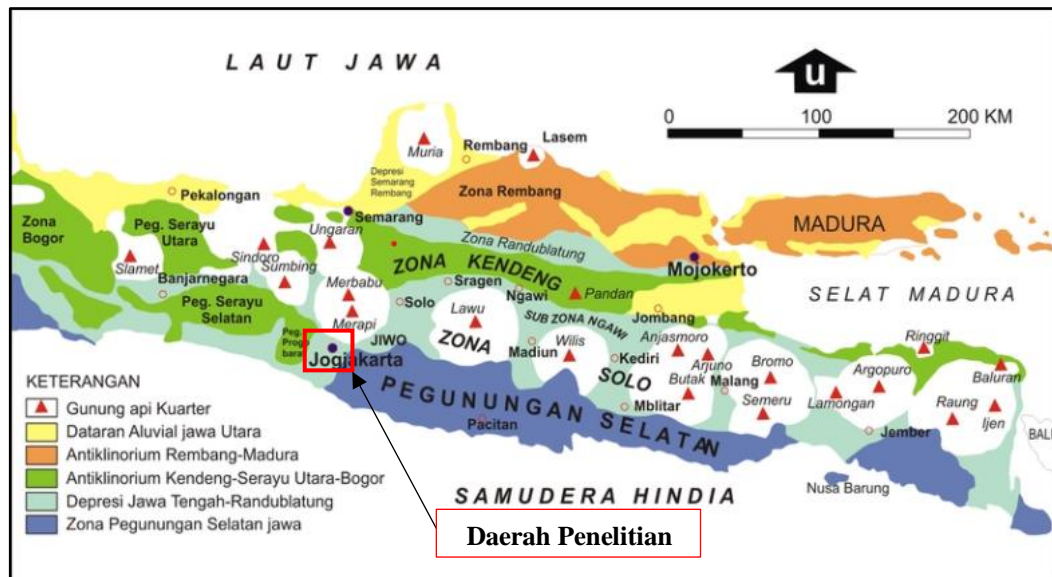
2.1 Geologi Regional

2.1.1 Fisiografi Regional

Yogyakarta terbentuk akibat pengangkatan Pegunungan Selatan dan Pegunungan Kulon Progo pada Kala Pleistosen awal (0,01-0,7 juta tahun). Proses tektonisme diyakini sebagai batas umur Kuartar di wilayah. Setelah pengangkatan Pegunungan Selatan, terjadi genangan air (danau) di sepanjang kaki pegunungan hingga Gantiwarno dan Baturetno. Argumen tersebut pertama kali disampaikan (Van Bemmelen, 1949) dan hal tersebut dibenarkan oleh Hammilton (1979), Kadar (1987), Raharjo.dkk, (1977), diaccu oleh Andreastuti (2000), dan Mulyaningsih (1999).

Gunung Api Merapi muncul pada 42.000 tahun yang lalu, namun data umur K/Ar lava andesit di Gunung Bibi, Berthomier (1990) menentukan aktivitas Gunung Merapi telah berlangsung sejak 0,67 juta tahun lalu. Pengangkatan Pegunungan Selatan pada Kala Plistosen Awal, telah membentuk Cekungan Yogyakarta. Di dalam cekungan tersebut selanjutnya berkembang aktivitas gunung api (Gunung Merapi). Tinggian di sebelah selatan dan kemunculan kubah Gunung Merapi di sebelah utara, telah membentuk sebuah lembah datar. Bagian selatan lembah tersebut berbatasan dengan Pegunungan Selatan, dan bagian baratnya berbatasan dengan Pegunungan Kulon Progo.

Daerah penelitian dibatasi oleh Pegunungan Progo Barat dan Zona Pegunungan Selatan. Dibagian utara dibatasi oleh Zona Gunung Api Kuartar yang memanjang dari sisi barat hingga timur Pulau Jawa dan terbentuk akibat aktivitas vulkanisme berumur kuartar. Di Jawa Tengah, Zona Gunung Api Kuartar ini terdiri dari G. Slamet, G. Merbabu, G. Merapi, G. Sindoro, G. Muria, G. Ungaran, G. Dieng, dan G. Sumbing. Dataran Alluvial Utara Jawa di Jawa Tengah membentang dari Timur Cirebon sampai ke Pekalongan. Kemudian dimulai lagi dari sekitar Kendal sampai Semarang dan dari Semarang dataran alluvial ini melebar sampai di daerah sekitar Gunung Muria.



Gambar 2.1 Fisiografi Pulau Jawa dan Madura (Van Bemmelen, 1949)

2.1.2 Geomorfologi Regional

Dilihat dari satuan fisiografis dan geologis Daerah Istimewa Yogyakarta, secara keseluruhan mempunyai kondisi geomorfologi yang beraneka ragam, antara lain:

1. Satuan Gunung Merapi

Satuan Gunung Api Merapi yang terbentang mulai dari kerucut gunung api hingga dataran fluvial gunung api yang meliputi daerah Kabupaten Sleman, Kota Yogyakarta dan sebagian Kabupaten Bantul termasuk bentang lahan vulkanik. Daerah kerucut dan lereng gunung api merupakan daerah hutan lindung dan sebagai kawasan resapan air daerah bawahan.

2. Satuan Pegunungan Selatan

Satuan Pegunungan Selatan yang terletak di Kabupaten Gunungkidul, atau dikenal sebagai Pegunungan Seribu merupakan wilayah perbukitan batu gamping (*limestone*) yang kritis, tandus dan selalu kekurangan air dengan bagian tengah terdapat dataran (*Wonosari Basin*). Di sisi utaranya, perbukitan kerucut Gunung Sewu berbatasan dengan dua buah ledok (*basins*), yaitu Ledok Wonosari di bagian barat dan Ledok Baturetno di bagian timur. Batas utara dari punggung tersebut berupa tebing curam (*steep escarpment*), memanjang mulai daerah Parangtritis ke utara, di selatan Prambanan berbelok ke arah timur hingga Wonogiri. Di sebelah utaranya membentang dataran rendah, di mana lipatan batuan yang lebih tua turun

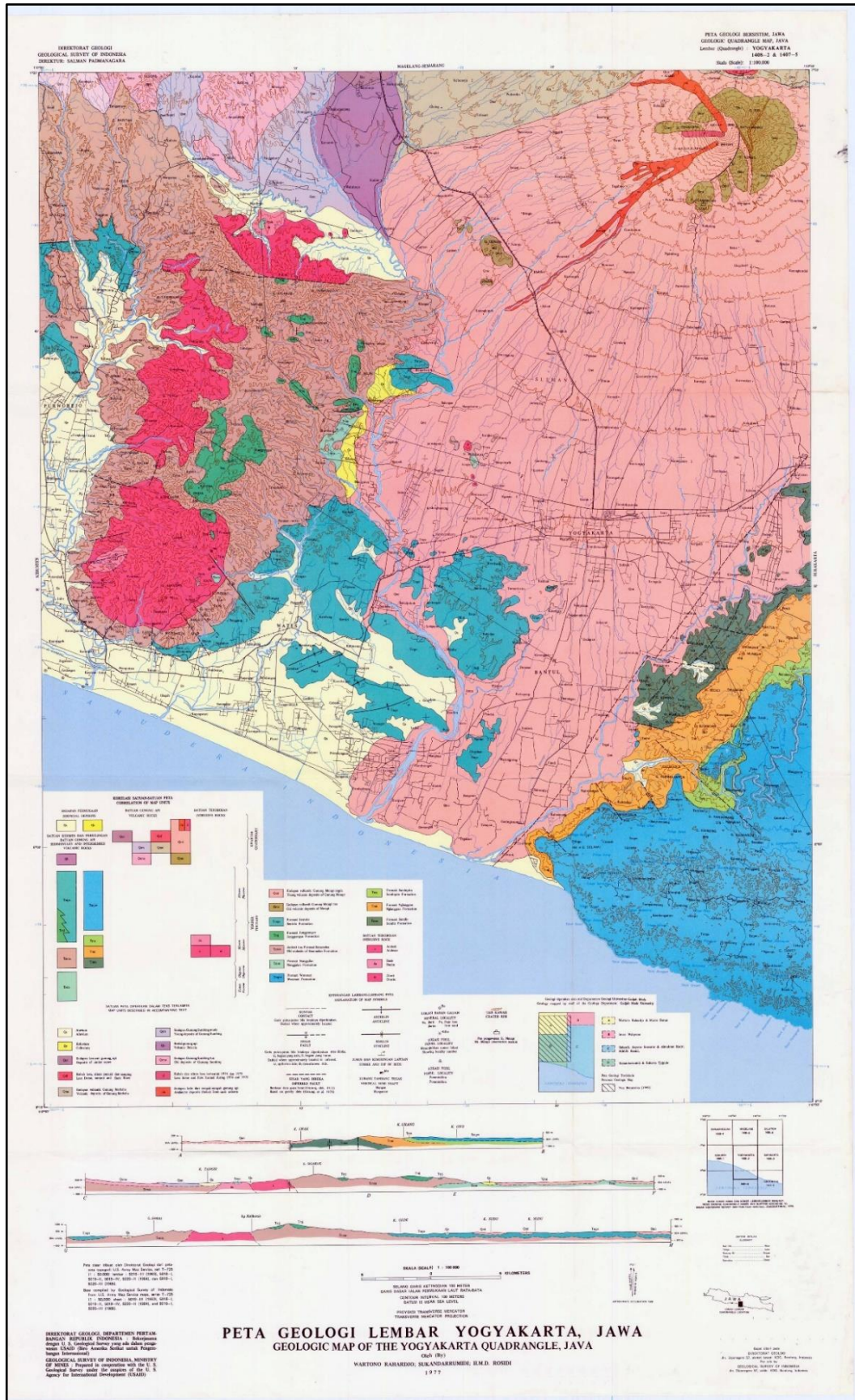
cukup dalam, tertutup oleh kipas-kipas fluvio-vulkanik muda dari beberapa gunung api.

3. Satuan Pegunungan Kulon Progo

Satuan Pegunungan Kulon Progo, yang terletak di Kabupaten Kulon Progo bagian utara merupakan bentang lahan struktural denudasional dengan topografi berbukit yang mempunyai kendala lereng yang curam dan potensi air tanahnya kecil. Stratigrafis yang paling tua di daerah Pegunungan Kulon Progo dikenal dengan Formasi Nanggulan, kemudian secara tidak selaras di atasnya diendapkan batuan-batuan dari Formasi Jonggaran dan Formasi Sentolo. Penyusun batuan dari formasi Nanggulan menurut Wartono Raharjo (1977) terdiri dari Batupasir dengan sisipan Lignit, Napal pasiran, Batulempung dengan konkresi Limonit, sisipan Napal dan Batugamping, Batupasir dan Tuf serta kaya akan fosil foraminifera dan Moluska. Litologi dari Formasi Jonggaran ini bagian bawah dari formasi ini terdiri dari Konglomerat yang ditumpangi oleh Napal tufan dan Batupasir gampingan dengan sisipan Lignit. Batuan ini semakin ke atas berubah menjadi Batugamping koral (Wartono rahardjo, dkk, 1977). Litologi penyusun Formasi Sentolo ini di bagian bawah, terdiri dari Aglomerat dan Napal, semakin ke atas berubah menjadi Batugamping berlapis dengan fasies neritik.

4. Satuan Dataran Rendah

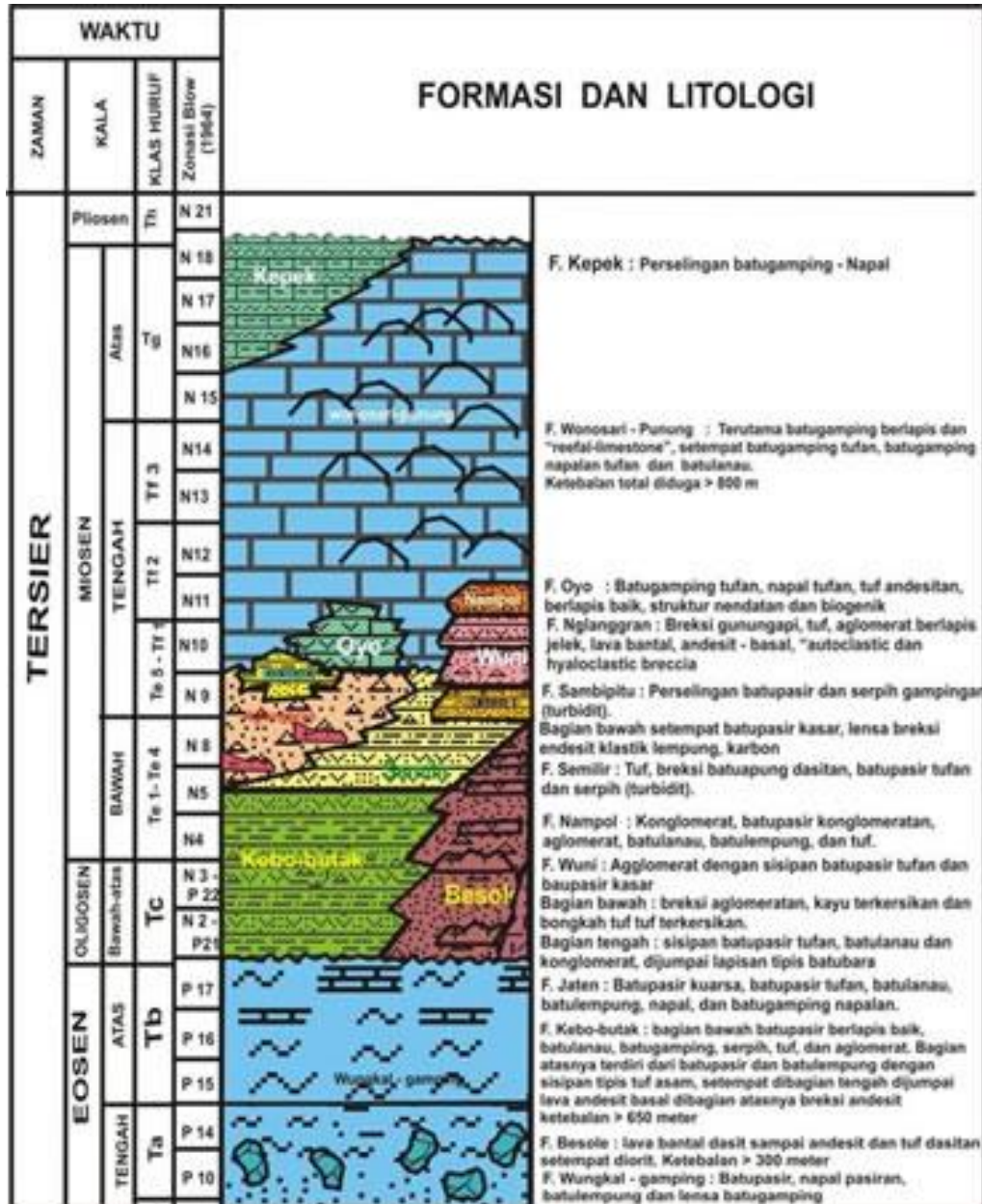
Satuan Dataran Rendah merupakan bentang lahan fluvial yang didominasi oleh dataran alluvial, membentang di bagian selatan Daerah Istimewa Yogyakarta mulai dari Kabupaten Kulon Progo sampai dengan Kabupaten Bantul yang berbatasan dengan Pegunungan Seribu. Bentang Lahan lainnya yang belum didayagunakan secara optimal adalah bentang lahan marin dan eolin yang merupakan satuan wilayah pantai, yang terbentang dari Kulon Progo sampai Bantul. Khusus di Parangtritis Bantul yang terkenal dengan gumuk pasir menjadi laboratorium alam studi geografi.



Gambar 2.2 Peta Geologi Lembar Yogyakarta (Rahardjo, 1977)

2.1.3 Stratigrafi Regional

Stratigrafi daerah penelitian pada Pegunungan Selatan secara umum tersusun oleh batuan sedimen vulkaniklastik dan batuan karbonat.



Gambar 2.3 Peta Geologi Regional Pegunungan Kulon Progo (Rahardjo,dkk.,1996)

Urutan stratigrafi penyusun Pegunungan Selatan bagian barat dari tua ke muda adalah sebagai berikut:

1. **Formasi Wungkal-Gamping** : Formasi ini terletak di Gunung Wungkal dan Gunung Gamping, di Perbukitan Jiwo. Satuan batuanya terdiri dari perselingan antara batupasir dan batulanau serta lensa batugamping. Pada bagian

atas, satuan batuan ini berupa napal pasir dan lensa batugamping. Formasi ini tersebar di Perbukitan Jiwo, antara lain di G. Wungkal, Desa Sekarbolo, Jiwo Barat, mempunyai ketebalan sekitar 120 meter.

2. Formasi Kebo-Butak : Formasi ini disusun pada bagian bawah berupa batupasir berlapis baik, batulanau, batulempung, serpih, tuf dan aglomerat, dengan ketebalan lebih dari 650 meter. Bagian atasnya berupa perselingan batupasir dan batulempung dengan sisipan tipis tuf asam. Setempat di bagian tengahnya dijumpai retas lempeng andesit-basal dan di bagian atasnya dijumpai breksi andesit.

3. Formasi Semilir : Formasi ini berlokasi tipe di Gunung Semilir, sebelah selatan Klaten. Dengan ketebalan lebih dari 460 meter. Litologi penyusunnya terdiri dari tuf, tuf lapili, lapili batuapung, breksi batuapung dan serpih. Komposisi tuf dan batuapung tersebut bervariasi dari andesit hingga dasit. Di bagian bawah satuan batuan ini, yaitu di S. Opak, Dusun Watuadeg, Desa Jogotirto, Kec. Berbah, Kab. Sleman, terdapat andesit basal sebagai aliran lava bantal (Bronto dan Hartono, 2001).

4. Formasi Nglanggran : Pada formasi ini batuan penyusunnya terdiri dari breksi gunungapi, aglomerat, tuf dan aliran lava andesit-basal dan lava andesit. Breksi gunungapi dan aglomerat yang mendominasi formasi ini umumnya tidak berlapis. Kepingannya terdiri dari andesit dan sedikit basal, berukuran 2 – 50 cm. Di bagian tengah formasi ini, yaitu pada breksi gunungapi, ditemukan batugamping terumbu yang membentuk lensa atau berupa kepingan. Secara setempat, formasi ini disisipi oleh batupasir

5. Formasi Sambipitu : Lokasi tipe formasi ini terletak di Desa Sambipitu pada jalan raya Yogyakarta-Patuk-Wonosari dengan ketebalan mencapai 230 meter. Batuan penyusun formasi ini di bagian bawah terdiri dari batupasir kasar, kemudian ke atas berangsur menjadi batupasir halus yang berselang-seling dengan serpih, batulanau dan batulempung. Pada bagian bawah kelompok batuan ini tidak mengandung bahan karbonat. Namun di bagian atasnya, terutama batupasir, mengandung bahan karbonat.

6. Formasi Oyo : Lokasi tipe formasi ini berada di Sungai Oyo. Batuan penyusunnya pada bagian bawah terdiri dari tuf dan napal tufan. Sedangkan ke atas secara berangsur dikuasai oleh batugamping berlapis dengan sisipan batulempung

karbonatan. Batugamping berlapis tersebut umumnya kalkarenit, namun kadang-kadang dijumpai kalsirudit yang mengandung fragmen andesit membulat. Formasi Oyo tersebar luas di sepanjang K. Oyo. Ketebalan formasi ini lebih dari 140 meter.

7. Formasi Wonosari : Formasi ini tersingkap baik di daerah Wonosari dan sekitarnya, dengan ketebalan lebih dari 800 meter. Formasi ini didominasi oleh batuan karbonat yang terdiri dari batugamping berlapis dan batugamping terumbu. Sedangkan sebagai sisipan adalah napal. Sisipan tuf hanya terdapat di bagian timur.

8. Formasi Kepek : Lokasi tipe dari formasi ini terletak di Desa Kepek, tersebar di hulu. Rambatan sebelah barat Wonosari yang membentuk sinklin. Batuan penyusunnya adalah napal dan batugamping berlapis. Tebal satuan ini lebih kurang 200 meter.

9. Endapan Permukaan : Endapan permukaan pada daerah Sungai Opak merupakan rombakan batuan yang lebih tua yang terbentuk pada Kala Plistosen hingga masa kini. Terdiri dari bahan lepas sampai padu lemah, berbutir lempung hingga kerakal. Surono dkk. (1992) membagi endapan ini menjadi Formasi Baturetno (Qb), Aluvium Tua (Qt) dan Aluvium (Qa). Sumber bahan rombakan berasal dari batuan Pra-Tersier Perbukitan Jiwo, batuan Tersier Pegunungan Selatan dan batuan G. Merapi.

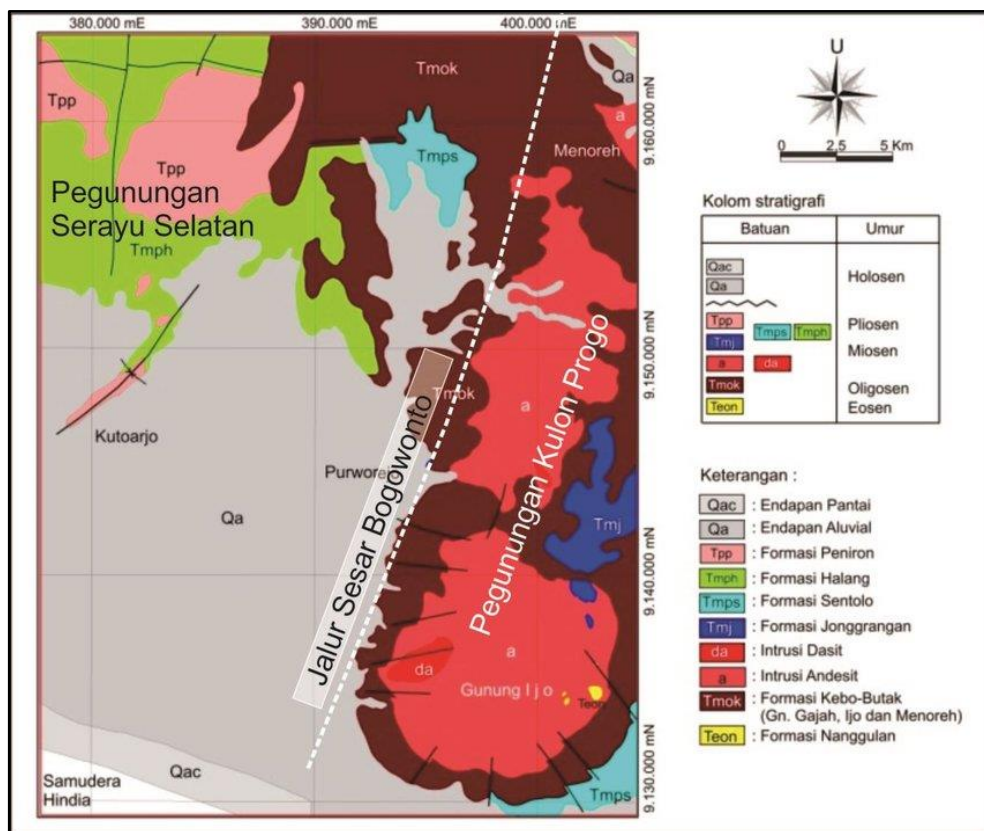
2.2 Geologi Lokal

2.2.1 Geologi Kulon Progo

Keberadaan bermacam-macam jenis batuan di wilayah Pegunungan Kulon Progo disebabkan oleh pengaruh peristiwa tektonis yang telah berlangsung sebelum, selama dan setelah Pegunungan Kulon Progo terbentuk. Adanya kajian seputar struktur geologi yang ada akan mendukung kajian lainnya seperti kajian geomorfologi, stratigrafi, vulkanologi, mineralisasi dan lain-lain. Salah satu kajian baru dan cukup penting adalah Kajian struktur geologi terhadap batuan sedimen dan batuan gunung api Oligo-Miosen di Kulon Progo. Van Bemmelen, 1949, menyebut seluruh batuan vulkanik di Kulon Progo sebagai Formasi Andesit Tua (OAF/*Old Andesite Formation*). Istilah tersebut digunakan Van Bemmelen 1949 untuk menyebutkan batuan gunung api yang berumur Oligo-Miosen. Van Bemmelen, 1949, menggunakan istilah Formasi Andesit Tua untuk menyebut

batuan vulkanik di Kulon Progo, dan juga batuan berumur Oligosen-Miosen di Pulau Jawa dan Sumatra.

Bariato, et al., 2010, mengungkapkan bahwa hasil dari kegiatan vulkanisme yang pertama muncul di Kulon Progo membentuk Formasi Gajah yang berumur Oligosen. Batuan gunung api ini kemudian diintrusi oleh Formasi Ijo pada Miosen Tengah. Selanjutnya pada Miosen Akhir lahir vulkanisme Gunung Api Menoreh di bagian utara Pegunungan Kulon Progo. Barianto telah melakukan pengurutan stratigrafi gunung api di Pegunungan Kulon Progo.



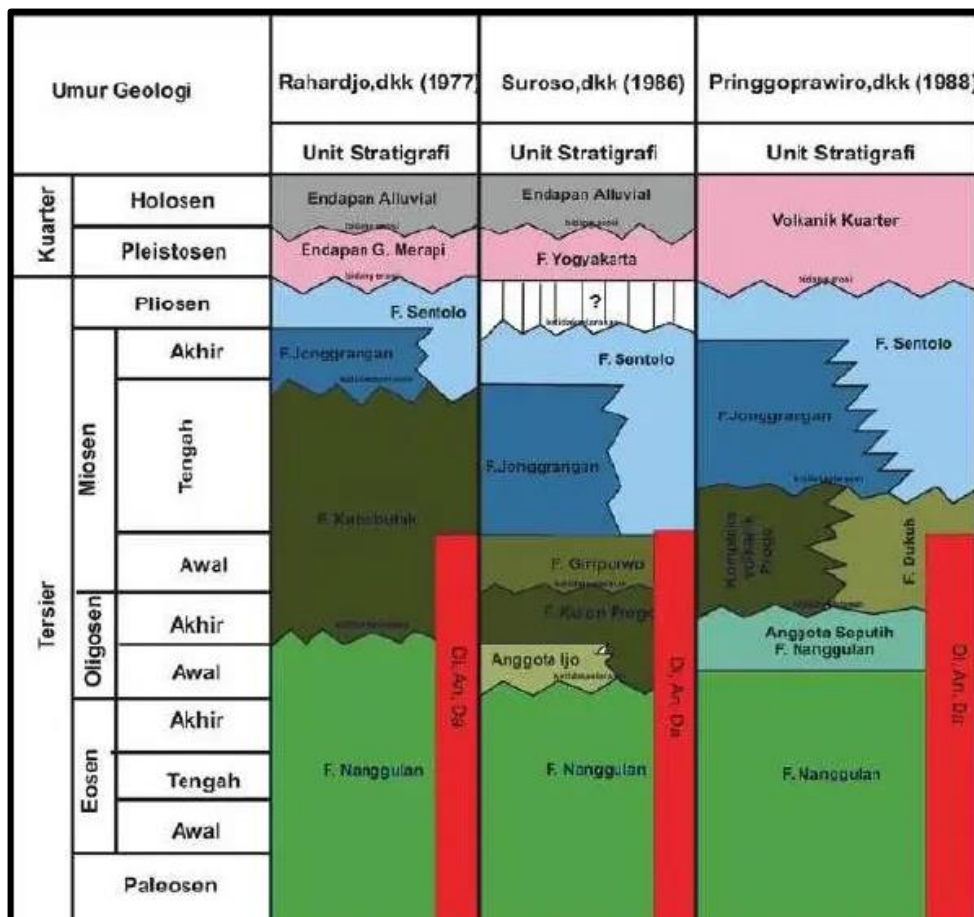
Gambar 2.4 Peta Geologi Regional Pegunungan Kulon Progo (Rahardjo,dkk.,1996)

Berdasarkan pemaparan dari Sudradjat, dkk., 2010, diketahui bahwa morfologi Pegunungan Kulon Progo adalah akibat dari kecenderungan pola umum dari tektonik yang telah terjadi di Pulau Jawa sejak Kala Eosen. Bentuk morfologi elips dari pegunungan ini sangat mungkin dikendalikan oleh kecenderungan umum dari struktur basement Pulau Jawa sebagai hasil dari pola geotektonik yang ada. Pola tersebut berasosiasi dengan tektonik regional, pola Meratus berusia Eosen, pola Sunda atau pola Sumatera berumur Miosen Atas dan terakhir pola Jawa dengan

umur Pliosen. Arah dari pola-pola tersebut masing-masing adalah SW-NE, NNW-SSE dan E-W.

Penelitian mengenai Vulkanostratigrafi yang telah dilakukan oleh Harjanto, 2011, di daerah Kulon Progo menghasilkan informasi bahwa urutan gunung api dari yang tertua menurut Harjanto, 2011, adalah Gunung Api Ijo, Gunung Api Jonggrangan (Gunung Gajah) dan termuda Gunung Api Sigabug (Gunung Menoreh). Penelitian tersebut dilakukan dengan membagi batuan atau endapan gunungapi yang dimaksudkan untuk menggolongkan batuan atau endapan secara sistem berdasarkan sumber, deskripsi dan genesa.

2.2.2 Stratigrafi Kulon Progo



Gambar 2.5 Litostatigrafi, Kulon Progo, Daerah Istimewa Yogyakarta (Menurut Wartono Rahardjo, dkk 1977)

Menurut Wartono Rahardjo, dkk. (1977) Stratigrafi regional Kulon Progo tersusun oleh formasi-formasi batuan yang diurutkan dari tua ke muda, yaitu sebagai berikut:

1. Formasi Nanggulan

Formasi Nanggulan memiliki ketebalan kurang lebih 300 meter dan berumur Eosen tengah sampai Oligosen akhir. Formasi ini tersebar pada Kecamatan Nanggulan yang memiliki morfologi berupa perbukitan bergelombang rendah hingga menengah. Formasi ini tersusun oleh batupasir yang bersisipan lignit, napal pasiran, batu lempung, sisipan napal dan batugamping, batupasir dan tuff. Bagian bawah formasi ini tersusun oleh endapan laut dangkal berupa batupasir, serpih, dan lignit pada perselingannya. Sedangkan bagian atas dari formasi ini tersusun atas batuan napal, batupasir gampingan, dan tuff yang menunjukkan wilayah endapan laut neritik.

2. Formasi Kebo Butak

Formasi ini secara umum terdiri dari konglomerat, batupasir, dan batulempung yang menunjukkan kenampakan pengendapan arus turbid maupun pengendapan gaya berat yang lain. Di bagian bawah oleh Bothe (disebut sebagai anggota Kebo (*Kebo beds*) yang tersusun antara batupasir, batulanau, dan batulempung yang khas menunjukkan struktur turbidit dengan perselingan batupasir konglomeratan yang mengandung klastika lempung. Bagian bawah anggota ini diterobos oleh sill batuan beku.

Bagian atas dari formasi ini termasuk anggota Butak yang tersusun oleh perulangan batupasir konglomeratan yang bergradasi menjadi lempung atau lanau. Ketebalan rata-rata formasi ini kurang lebih 800 meter. Urutan yang membentuk Formasi Kebo – Butak ini ditafsirkan terbentuk pada lingkungan *lower submarine fan* dengan beberapa intrusi pengendapan tipe *mid fan* yang terbentuk pada Oligosen Akhir.

3. Formasi Andesit Tua (*Old Andesite Formation or OAF*)

Formasi ini berumur Oligosen akhir hingga Miosen awal yang diketahui dari fosil plankton yang terdapat pada bagian bawah formasi ini. OAF tersusun atas breksi andesit, tuff, tuff lapili, aglomerat, dan sisipan aliran lava andesit. Formasi Andesit Tua ini memiliki ketebalan mencapai 500 meter dan mempunyai

kedudukan yang tidak selaras di atas formasi Nanggulan. Batuan penyusun formasi ini berasal dari kegiatan vulkanisme di daerah tersebut, yaitu dari beberapa gunung api tua di daerah Pegunungan Kulon Progo yang oleh Van Bemmelen (1949) disebut sebagai Gunung Api Andesit Tua. Gunung api yang dimaksud adalah Gunung Gajah, di bagian tengah pegunungan, Gunung Ijo di bagian selatan, serta Gunung Menoreh di bagian utara Pegunungan Kulon Progo. Pada Formasi Andesit Tua dibagi lagi menurut pembagian lingkungan pengendapan, yaitu pada lingkungan pengendapan hasil aktivitas vulkanisme gunung api purba, dan pada lingkungan pengendapan sedimentasi. Pembagian sub formasi ini berdasarkan penelitian Dosen ITB yaitu Bpk Wartono Rahardjo. Beliau membagi menjadi dua yaitu:

- Sub Formasi Kaligesing

Pada sub formasi ini disusun oleh material-material hasil aktivitas vulkanisme gunung api purba yang berumur Oligosen Akhir-Miosen Awal. Ditunjukkan dengan adanya singkapan batuan Breksi Polimik, sisipan batu pasir dan lava andesit.

- Sub Formasi Dukuh

Pada sub formasi ini disusun oleh material-material hasil letusan gunung api dan batuan hasil rombakan yang mengalami transportasi dan terendapkan disuatu cekungan. Ditunjukkan dengan adanya singkapan batuan Batu pasir dan Batu gamping.

4. Formasi Jonggrangan

Litologi dari Formasi Jonggrangan ini tersingkap baik di sekitar desa Jonggrangan, suatu desa yang ketinggiannya di atas 700 meter dari muka air laut dan disebut sebagai Plato Jonggrangan. Formasi ini berumur Miosen awal hingga Miosen tengah dengan ketebalan 250 meter dan diendapkan pada laut dangkal. Bagian bawah dari formasi ini terdiri dari Konglomerat yang ditumpangi oleh Batunapal tufan dan Batupasir gampingan dengan sisipan Lignit. Batuan ini semakin ke atas berubah menjadi Batugamping koral (Wartono rahardjo, dkk, 1977). Formasi Jonggrangan ini terletak secara tidak selaras di atas Formasi Andesit Tua. Ketebalan dari Formasi Jonggrangan ini mencapai sekitar 250 meter (Van Bemmelen, 1949, hal.598), (vide van Bemmelen, 1949, hal.598) menyebutkan

bahwa Formasi Jonggrangan dan Formasi Sentolo keduanya merupakan Formasi Kulon Progo.

5. Formasi Sentolo

Formasi ini terletak di bagian tenggara pegunungan Kulon Progo dengan morfologi perbukitan bergelombang rendah hingga tinggi. Bagian bawah formasi ini tersusun atas konglomerat yang ditumpangi batupasir gampingan, napal tufan dan sisipan tuf kaca. Semakin ke atas berubah menjadi batugamping berlapis dengan fasies neritik. Batugamping koral dijumpai secara lokal, menunjukkan umur yang sama dengan formasi Jonggrangan, tetapi di beberapa tempat umur Formasi Sentolo adalah lebih muda (Harsono Pringgoprawiro, 1968, hal.9).

6. Alluvium (Endapan Alluvial)

Alluvium terdiri atas endapan-endapan kerakal, pasir, lanau, dan lempung sepanjang sungai yang besar dan dataran pantai. Alluvium sungai berdampungan dengan alluvium rombakan bahan vulkanik gunung api.

2.2.3 Geologi Godean

Secara regional, geologi daerah Godean dan sekitarnya telah dilaporkan oleh Rahardjo dr. (2012) di dalam peta geologi lembar Yogyakarta. Batuan tertua dimasukkan ke dalam Formasi Nanggulan (Teon), yang berumur Eosen. Formasi ini terdiri atas batupasir dengan sisipan lignit, napal pasiran, batulempung dengan konkresi limonit, sisipan napal dan batugamping, batupasir dan tuf. Di atas Formasi Nanggulan diendapkan Formasi Kebobutak (Tmok), yang tersusun oleh breksi andesit, tuf, tuf lapili, aglomerat dan sisipan aliran lava andesit dan berumur Oligo-Miosen. Kedua satuan batuan tersebut kemudian diterobos oleh diorit (dr) dan andesit (a), yang berumur Miosen Bawah.

2.2.4 Geologi Bantul

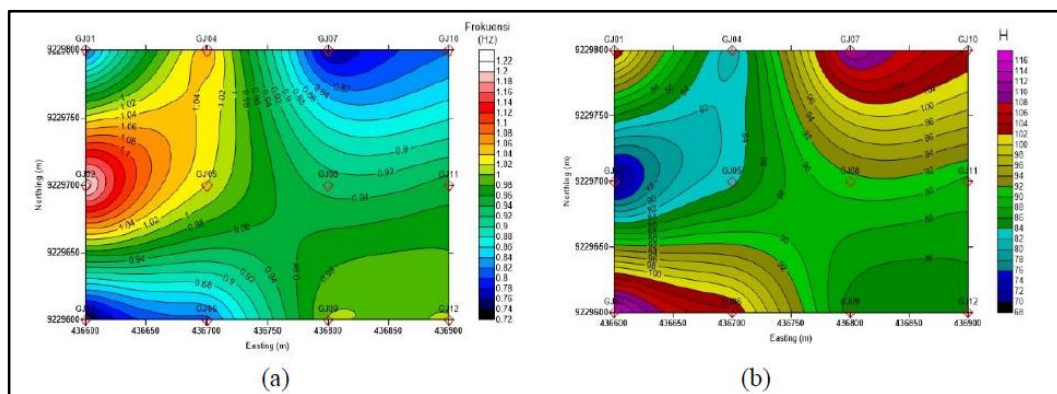
Lebih ke selatan dari Godean, yakni di daerah Kabupaten Bantul, terdapat Formasi Sentolo (Tmps), yang terdiri atas batugamping dan batupasir napalan berumur Miosen – Pliosen. Vulkanisme Kuartar di daerah Yogyakarta membentuk Gunung api Merapi, yang materialnya dibagi menjadi Endapan Gunung api Merapi Tua (Qmo) dan Endapan Gunung api Merapi Muda (Qmi). Hanya Endapan Gunung api Merapi Muda yang sampai di daerah Godean dan Bantul.

2.3 Penelitian Terdahulu

Sebelumnya telah dilakukan penelitian mengenai aplikasi *Ensemble Empirical Mode Decomposition* (EEMD) pada sinyal mikroseismik di daerah potensi geothermal Gunung Lamongan, Jawa Timur untuk identifikasi dinamika hidrotermal bawah permukaan oleh Tri Martha Kusuma Putra, Widya Utama dan Makky S. dari jurnal geosaintek pada tahun 2015. Hasil dari penelitian tersebut memperlihatkan bahwa Metode *Ensemble Empirical Mode Decomposition* (EEMD) sebagai pengembangan dari metode *Empirical Mode Decomposition* (EMD) yang dikembangkan oleh Zhaohua Wu dan Norden E. Huang (2009). Proses reduksi *noise* menggunakan metode EEMD digunakan untuk mendapatkan even lokal. Even lokal diasumsikan sebagai event yang berasal dari dinamika hidrotermal bawah permukaan. Studi kasus penelitian ini adalah wilayah potensi geothermal Gunung Lamongan, Provinsi Jawa Timur. Tercatat terdapat 8 event lokal dan 1 event regional yang berasal dari gempa tektonik. Gempa tektonik yang tercatat merupakan gempa yang terjadi di utara Molucca. Penentuan even lokal didasarkan pada 2 kriteria utama yaitu rentang jeda waktu gelombang P antar stasiun (0,3 – 0,5 detik) dan memiliki frekuensi rendah antara 1 hingga 6 Hz. Hasil analisa dapat dilakukan deliniasi daerah seismik aktif yang berada di bagian utara Gunung Lamongan. Tampak adanya pola kerucut dan kemunculan manifestasi yang memperkuat bahwa adanya dinamika hidrotermal yang sebagian besar di bagian utara Gunung Lamongan. Hasil penelitian ini merupakan studi pendahuluan untuk melakukan metode pengukuran mikroseismik dengan pita frekuensi yang lebih lebar (0,001 – 2000 Hz) dan sebagai referensi untuk akuisisi metode geofisika lebih lanjut.

1) Supriyadi, 2018 melakukan penelitian mengenai identifikasi ketebalan lapisan sedimen dan struktur di daerah Kota Lama, Semarang, Jawa Tengah untuk mengetahui zona amblesan pada daerah penelitian. Dilakukan kajian struktur bawah permukaan dalam rangka melestarikan kota lama peninggalan bersejarah di daerah Semarang, terutama daerah yang tersebar endapan alluvial sehingga memungkinkan terjadi Amblesan (*subsidence*). Amblesan ini dapat mengakibatkan banjir di daerah Semarang utara akibat banjir pasang (*rob*), serta terjadi kerusakan

pada bangunan-bangunan peninggalan bersejarah tersebut. Amblesan ini disebabkan oleh beban berat di atas lapisan, deformasi lapisan tanah permukaan dan pemompaan air tanah kepermukaan. Potensi amblesan ini dapat diketahui melalui kajian struktur bawah permukaan dengan metode mikroseismik. Mikroseismik merupakan metode geofisika yang sering digunakan untuk survey pendahuluan mendeteksi ketidak stabilan lapisan batuan dengan memanfaatkan getaran kecil dari gelombang seismik. Akuisisi data dilakukan dengan menggunakan alat Seismometer 3 komponen dan kemudian diolah dengan metode HVSR. Dari hasil pengolahan data diperoleh ketebalan lapisan sedimen pada kawasan gereja Blenduk berkisar antara 68-116 m. Kondisi struktur bawah permukaan di kawasan Gereja Blenduk yaitu terdiri dari batuan alluvial yang terbentuk dari sedimentasi delta, top soil, lumpur, dll dengan kedalaman 30 m atau lebih. Ketebalan sedimen permukannya sangatlah tebal.



Gambar 2.6 (a) Peta Sebaran F0 dan (b) Peta Sebaran Ketebalan Lapisan Sedimen di Kawasan Kota Lama

BAB III

DASAR TEORI

3.1 Gempa Bumi

Gempa bumi adalah getaran yang bersumber dari dalam bumi, kemudian merambat ke permukaan bumi akibat adanya aktivitas di dalam bumi (Nur, 2010). Gempa bumi disebabkan oleh bermacam-macam faktor diantaranya berupa dinamika bumi (tektonik), aktivitas gunungapi (vulkanik), akibat meteor jatuh, longsor, ledakan bom nuklir di bawah permukaan serta bermacam faktor lainnya. Gempa bumi tektonik merupakan gempa bumi yang paling umum terjadi. Gempa tektonik merupakan getaran yang dihasilkan dari peristiwa pematahan atau gesekan batuan akibat benturan dua lempeng bumi secara perlahan. Energi yang dihasilkan berupa getaran yang dipancarkan ke segala arah dalam bentuk gelombang seismik sehingga efeknya dapat dirasakan sampai ke permukaan bumi sebagai getaran atau guncangan tanah (BMKG, 2015).

Permukaan bumi terdiri atas beberapa lempeng tektonik yang merupakan bagian dari litosfer padat atau segmen keras kerak bumi. Lempeng tektonik ini terletak di atas astenosfer yang cair dan panas, akibatnya lempeng tektonik dapat mengalami pergerakan secara bebas dan saling berinteraksi. Interaksi tersebut menghasilkan getaran yang disebut dengan gempa bumi. Selain pergerakan lempeng, terdapat juga patahan pada permukaan bumi yang dapat menyebabkan terjadinya gempa bumi. Patahan atau retakan tersebut disebut dengan istilah sesar (*fault*).

3.2 Sesar (*Fault*)

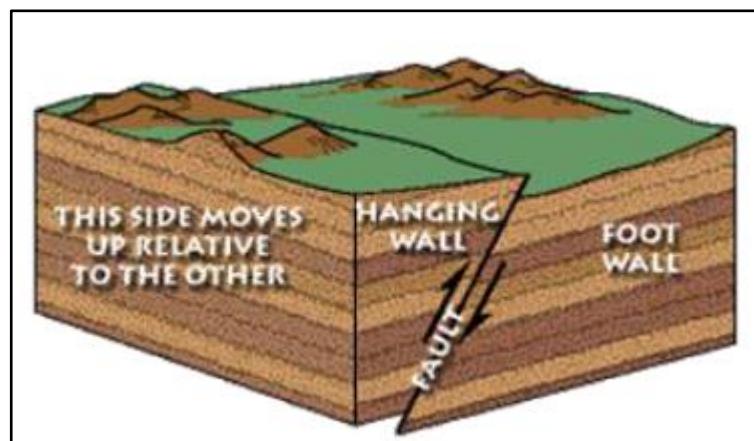
Patahan atau sesar (*fault*) adalah satu bentuk rekahan atau pergeseran atau pergerakan pada lapisan batuan bumi yg memungkinkan satu blok batuan bergerak relatif terhadap blok yg lainnya. Pergerakannya bisa relatif turun, relatif naik, ataupun bergerak relatif mendatar terhadap blok yang lainnya (Asri, 2006). Pergerakan atau pergeseran dapat berkisar beberapa milimeter hingga ratusan meter, sedangkan panjangnya dari beberapa meter hingga ribuan kilometer. Pergerakan dari suatu patahan atau sesar dapat mengakibatkan gempa bumi. Selain

itu, pergerakan atau pergeseran sesar juga dapat mengubah topografi, mengontrol air permukaan dan bawah permukaan, merusak stratigrafi batuan dan sebagainya.

Pada umumnya, terbentuknya sesar pada suatu daerah akibat tektonik dengan waktu dan tempat yang sama tidaklah tunggal, selalu terjadi lebih dari satu jalur sesar dengan ukuran yang bervariasi. Kelompok sesar yang demikian dinamakan dengan sistem sesar. Terdapat 3 kelompok sesar utama, yaitu sesar naik, sesar normal dan sesar mendatar. (Bunawati, 2018)

3.2.1 Sesar Naik (*Thrust Fault*)

Sesar naik (*thrust fault*) merupakan sesar dengan *hanging wall* relatif bergerak naik terhadap *foot wall*. Umumnya sesar naik tidak pernah berdiri sendiri atau berkembang tunggal. Sesar selalu membentuk suatu zona, sehingga pada zona sesar dijumpai sejumlah bidang sesar. Masing-masing bidang sesar tersebut membentuk pola yang sama, yaitu bidang sesar umumnya memiliki arah kemiringan yang sama dan arah jalur sesarnya relatif sama. Seperti yang ditunjukkan pada **Gambar 3.1**, ciri pada sesar naik adalah lapisan batuan yg berjenis sama pada *hanging wall* berada pada posisi yang lebih atas dari lapisan batuan yang sama pada *foot wall*. Ini menandakan lapisan yang ada di *hanging wall* bergerak relatif naik terhadap *foot wall*-nya.

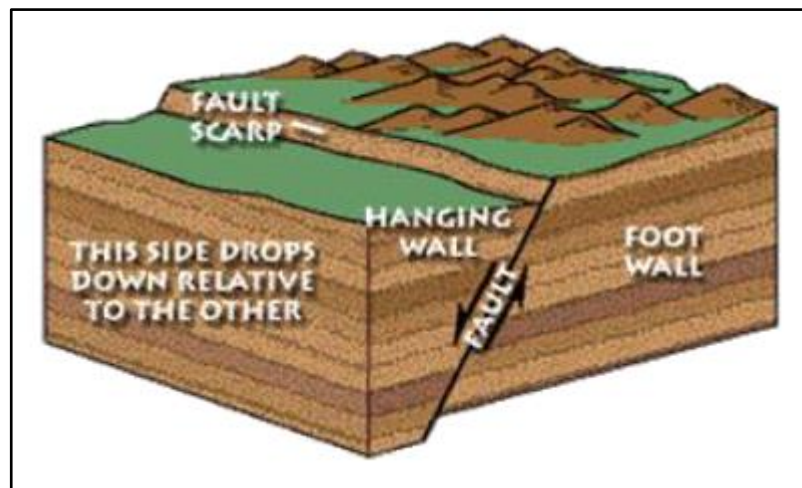


Gambar 3.1 Sesar Naik atau *Thurst Fault* (Satriadi, 2015)

3.2.2 Sesar Normal (*Normal Fault*)

Sesar normal (*normal fault*) dikenali juga sebagai sesar gravitasi, dimana gaya gravitasi menjadi gaya utama yang menggerakannya. Sesar normal terbentuk akibat adanya tegangan ekstensional, sehingga pada bagian tertentu gaya gravitasi lebih

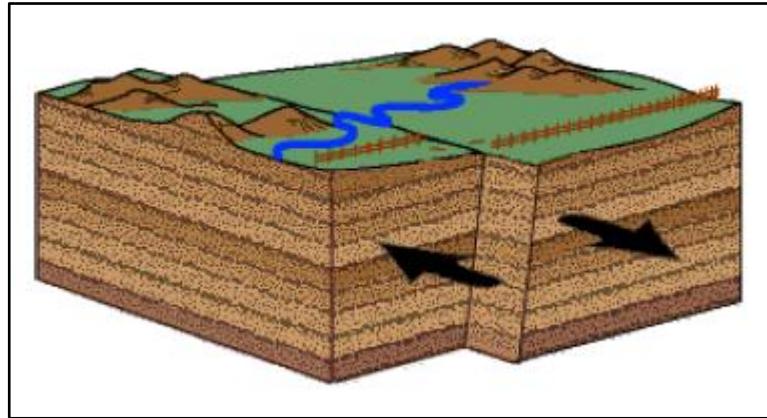
dominan. Kondisi ini mengakibatkan beberapa bagian tubuh batuan akan bergerak turun yang selanjutnya lazim dikenal sebagai proses pembentukan sesar normal. Sesar normal terjadi apabila *hanging wall* relatif bergerak ke bawah terhadap *foot wall*. Gerak sesar normal ini dapat murni tegak atau disertai oleh gerak lateral. Sistem tegasan pembentuk sesar normal adalah ekstensional, dimana posisi tegasan utamanya vertikal sedangkan kedudukan tegasan menengah dan minimum adalah lateral. Seperti yang ditunjukkan pada **Gambar 3.2**, ciri dari sesar normal adalah *hanging wall* relatif turun terhadap *foot wall*, sehingga lapisan batuan yang berjenis sama dengan *foot wall* akan cenderung lebih turun.



Gambar 3.2 Sesar Normal atau *Normal Fault* (Satriadi, 2015)

3.2.3 Sesar Mendatar (*Strike-Slip Fault*)

Sesar mendatar (*strike-slip fault*) adalah sesar yang pembentukannya dipengaruhi oleh tegasan kompresi. Posisi tegasan utama pembentuk sesar ini adalah horizontal, sama dengan posisi tegasan minimumnya, sedangkan posisi tegasan menengah adalah vertikal seperti yang ditunjukkan pada **Gambar 3.3**. Umumnya bidang sesar mendatar digambarkan sebagai bidang vertikal, sehingga istilah *hanging wall* dan *foot wall* tidak lazim digunakan di dalam sistem sesar ini. Berdasarkan gerak relatifnya, sesar ini dibedakan menjadi *sinistral* dan *dekstral*. Seperti halnya sesar naik, sesar mendatar pun umumnya tidak berdiri tunggal melainkan terdiri dari beberapa bidang sesar yang selanjutnya membentuk zona sesar. Di dalam zona sesar mendatar, umumnya sesar ini membentuk segmen-segmen sesar yang merencong.

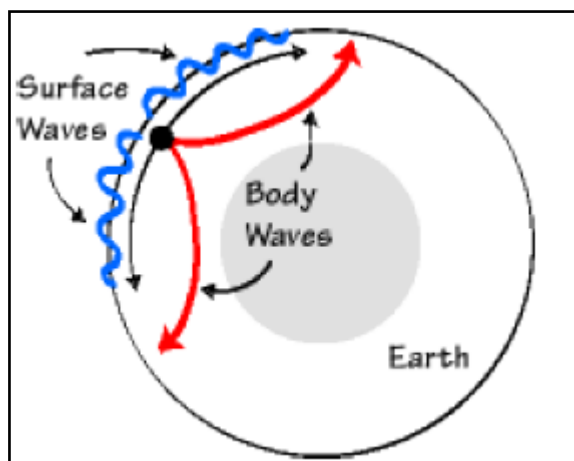


Gambar 3.3 Sesar Mendatar atau *Strike-Slip Fault* (Satriadi, 2015)

3.3 Gelombang Seismik

Gelombang gempa atau disebut juga gelombang seismik merupakan gelombang yang menjalar di dalam bumi yang disebabkan oleh adanya deformasi struktur di bawah bumi akibat adanya tekanan ataupun tarikan karena sifat keelastisitasan kerak bumi. Gelombang seismik menyebar ke segala arah dan bergerak sangat cepat. Gelombang seismik terkuat berada di wilayah yang dekat dengan episenter dan melemah saat gelombang menyebar. Kecepatan gelombang seismik dipengaruhi oleh kekakuan (*rigiditas*) dan kerapatan lapisan sebagai medium bagi perambatan gelombang.

Gelombang seismik dapat diklasifikasikan menjadi dua jenis, yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Seperti ditunjukkan pada **Gambar 3.4**, gelombang badan menjalar di dalam bumi sedangkan gelombang permukaan menjalar di permukaan bumi.



Gambar 3.4 Gelombang badan dan gelombang permukaan (Ammon, 2005)

3.3.1 Gelombang Badan

Gelombang badan merupakan gelombang yang menjalar melalui bagian dalam bumi dan menjalar ke segala arah di dalam bumi atau biasa disebut *free wave*. Berdasarkan gerak partikel pada media dan arah penjarannya, gelombang ini dibagi menjadi 2 macam yaitu:

3.3.1.1 Gelombang Primer

Gelombang primer (P) adalah salah satu gelombang badan yang memiliki gerak partikel searah dengan arah rambat gelombangnya (longitudinal), seperti yang terlihat pada **Gambar 3.5** Gelombang ini terjadi karena adanya tekanan. Gelombang primer dapat menjalar pada semua medium baik padat, cair, maupun gas (Braille, 2006). Karena memiliki kecepatan tinggi gelombang ini memiliki waktu tiba lebih cepat daripada gelombang sekunder. Kecepatan gelombang primer (v_p), yaitu $\pm 5 - 7$ km/s di kerak bumi, > 8 km/s di dalam mantel dan inti bumi, $\pm 1,5$ km/s di dalam air, dan $\pm 0,3$ km/s di udara (Hidayati, 2010).

Menurut Kayal (2008), kecepatan penjaran gelombang P ditulis dengan persamaan:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (3.1)$$

dimana V_p adalah kecepatan gelombang P (m/s), k adalah modulus bulk (Pa), μ adalah rigiditas atau modulus geser (N/m²), dan ρ adalah densitas atau kerapatan material yang dilalui gelombang (Kg/m³).

Tabel 3.1 Kecepatan gelombang P pada berbagai batuan sedimen (Burger (1992))

Batuan	Kecepatan V_p (m/s)
Lapuk belapis	300 – 900
Tanah	250 – 600
<i>Alluvium</i>	500 – 2000
Tanah liat	1000 – 2500
Pasir tak tersaturasi	200 – 1000
Pasir tersaturasi	800 – 2200
Pasir dan kerikil tak tersaturasi	400 – 500
Pasir dan kerikil tersaturasi	500 – 1500
Granit	5000 – 6000

Basal	5400 – 6400
Batuan Metamorf	3500 – 7000
Batupasir dan serpih	2000 – 4500
Batukapur	2000 – 6000

Tabel 3.2 Kecepatan gelombang primer pada batuan vulkanik (Press (1966); Christensen, (1984); Gardner and House (1987))

Batuan	Kecepatan Vp (m/s)
<i>Tuff</i>	1430
<i>Silicic Tuff</i>	2160
<i>Rhyolite</i>	3270
<i>Latite</i>	3770
<i>Volcanic Breccia</i>	4220
<i>Trachyte</i>	5410
<i>Andesite</i>	5230
<i>Basalt</i>	3350 – 6400
<i>Basaltic Scoria</i>	4330

3.3.1.2 Gelombang Sekunder

Gelombang sekunder atau gelombang S merupakan salah satu gelombang badan yang memiliki gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya, gelombang ini disebut juga gelombang transversal. Gelombang ini menjalar lebih lambat dibandingkan dengan gelombang primer, tetapi memancarkan energi lebih banyak. Kecepatan gelombang S rata-rata 2/3 kali kecepatan gelombang primer (Roosa, 2006). Gelombang S hanya dapat merambat pada medium padat. Persamaan penjalaran gelombang S ditulis dengan persamaan (Dentith & Mudge, 2014):

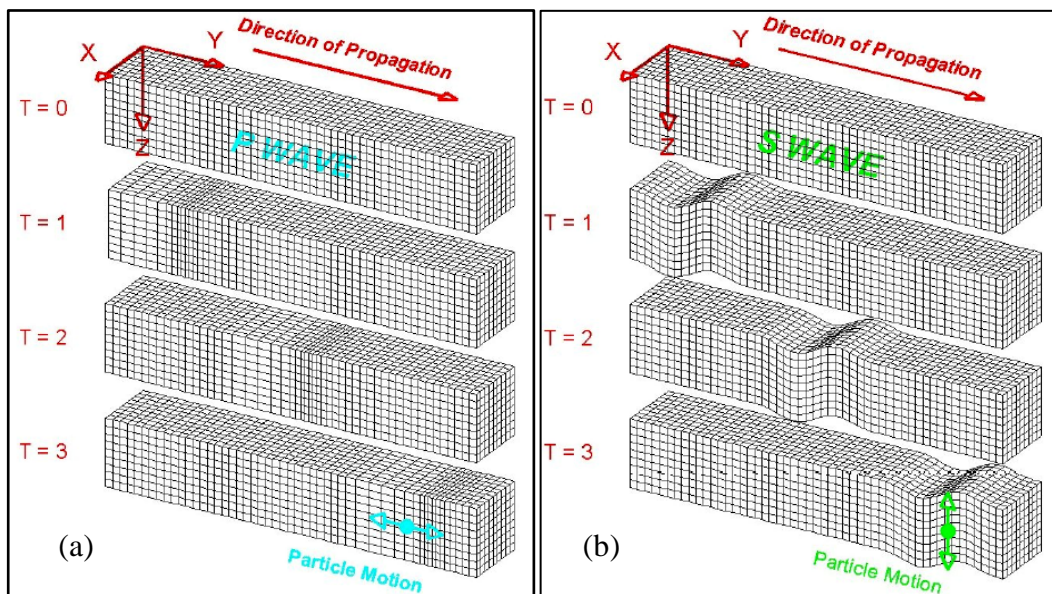
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.2)$$

Tabel 3.3 Data nilai Vs pada beberapa jenis batuan (Daryono, 2010)

Material	Kecepatan Gelombang Geser Vs (m/s)
Beton	2000
Granit	3500 – 3800
Dolerit	2960 – 3450
Andesit	2440 -3500
Basal	3600 – 3700
Lempung	380 – 1000

Tabel 3.4 Klasifikasi *site* berdasarkan nilai V_s hasil penyelidikan tanah dan laboratorium (Badan Standarisasi Nasional, 2012)

Klasifikasi <i>Site</i>	Kecepatan Gelombang Geser V_s (m/s)
Batuan Keras	$V_s \geq 1500$
Batuan	$750 < V_s \leq 1500$
Tanah sangat padat dan Batuan Lunak	$350 < V_s \leq 750$
Tanah Sedang	$175 < V_s \leq 350$
Tanah Lunak	$V_s < 175$



Gambar 3.5 (a) Gelombang Primer (P) dan (b) Gelombang Sekunder (S) (Braile, 2006).

3.3.2 Gelombang Permukaan

Gelombang permukaan merupakan gelombang yang merambat di permukaan bumi. Gelombang ini menjalar lebih lambat daripada gelombang badan, namun mengakibatkan kerusakan yang lebih besar. Hal ini dikarenakan gelombang permukaan membutuhkan waktu yang lebih lama untuk melewati permukaan bumi. Terdapat dua jenis gelombang permukaan yaitu gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love*.

3.3.2.1 Gelombang *Rayleigh*

Gelombang *Rayleigh* merupakan salah satu gelombang permukaan yang terbentuk dari interferensi antara gelombang P dengan S vertikal dan merambat sepanjang *free-surface*. Orbit gerakan partikelnya berupa gerakan *elliptic* dengan

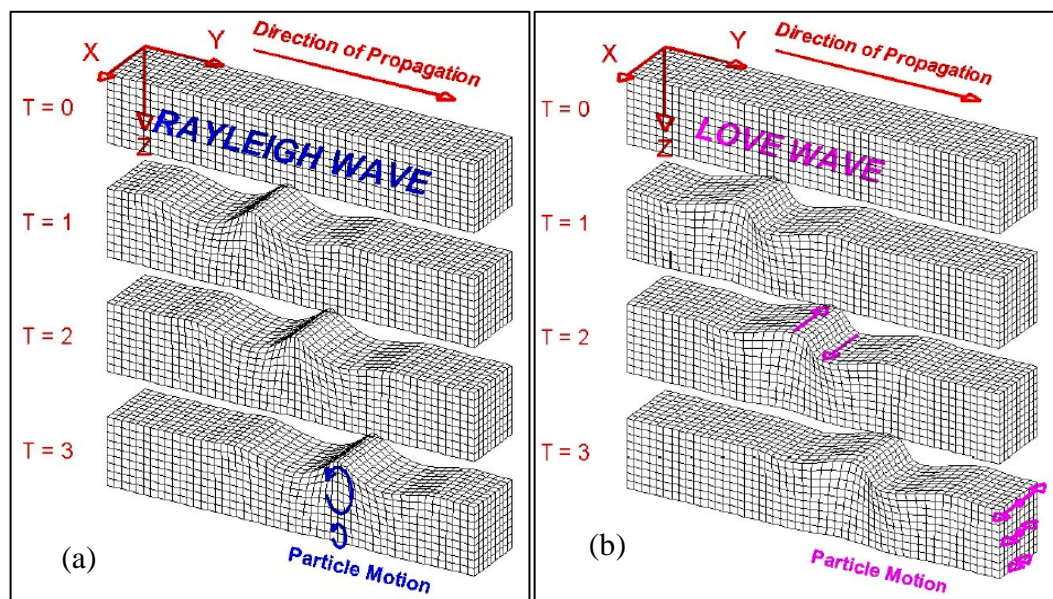
sumbu mayor ellips tegak lurus dengan permukaan dan arah penjarannya (Telford *et al.*, 1990). Gelombang *Rayleigh* memiliki kecepatan antara 2,0 – 4,2 km/s di dalam bumi, dengan besar amplitudonya menurun secara eksponensial sebagai fungsi kedalaman (Hidayati, 2010). Kecepatan rambat gelombang *Rayleigh* ditulis dengan persamaan (Elnashai & Sarno, 2008):

$$V_r = 0,92\sqrt{V_s} \quad (3.3)$$

dimana V_r adalah kecepatan gelombang *Rayleigh* (km/s) dan V_s adalah kecepatan gelombang geser (km/s).

3.3.2.2 Gelombang Love

Gelombang Love adalah gelombang permukaan yang terdiri dari pergerakan parallel gelombang S secara horizontal pada permukaan (Sheriff dan Geldart, 1995). Gelombang ini yang menyebabkan tanah mengalami pergeseran pada arah horizontal. Gelombang *Love* mempunyai kecepatan di permukaan bumi (V_L) sebesar 2,0 km/s hingga 4,4 km/s (Hidayati, 2010). Gelombang ini terbentuk akibat interferensi konstruktif dari pantulan-pantulan gelombang seismik pada permukaan bebas dan tidak dapat merambat di medium cair. Gelombang ini bergerak lebih cepat daripada gelombang *Rayleigh* (Patimah, 2017).

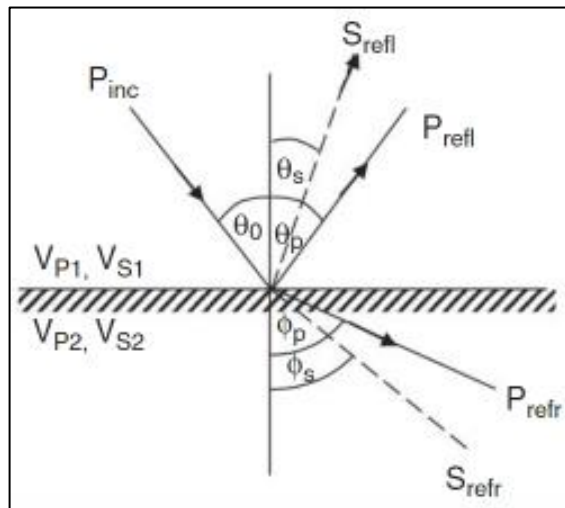


Gambar 3.6 (a) Gelombang *Rayleigh* dan (b) Gelombang *Love* (Braile, 2006).

3.3.3 Hukum Snellius

Hukum *Snellius* yang menyatakan apabila sinar datang dari medium 1 ke medium 2, maka pada bidang batas lapisan sinar tersebut sebagian akan direfleksikan (dipantulkan), sebagian akan ditransmisikan (diteruskan), dan sebagian akan direfraksikan. Berdasarkan pada prinsip inilah metode seismik refleksi digunakan untuk eksplorasi bawah permukaan bumi. Caranya adalah dengan menggunakan energi yang menghasilkan gelombang suara yang dipancarkan ke dalam bumi.

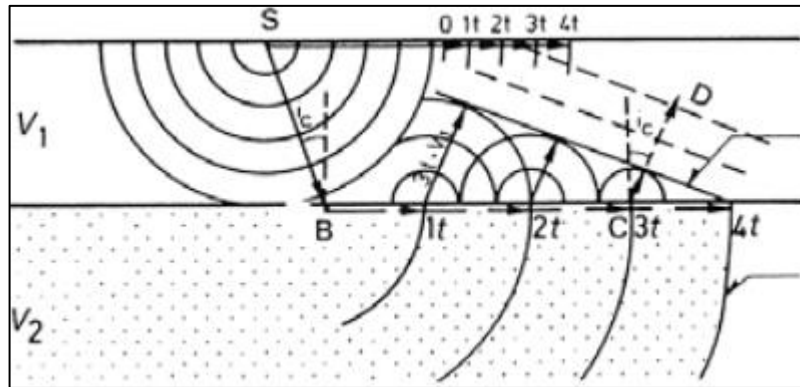
$$\frac{vp}{\sin i} = \frac{vp_1}{\sin \theta_p} = \frac{vp_2}{\sin r_p} = \frac{vs_1}{\sin \theta_s} = \frac{vs_2}{\sin r_s} \quad (3.4.)$$



Gambar 3.7 Hukum *Snellius* (Asparini, 2011).

3.3.4 Prinsip Huygens

Prinsip Huygens menyatakan bahwa setiap titik-titik pengganggu yang berada di depan muka gelombang utama akan menjadi sumber bagi terbentuknya deretan gelombang yang baru. Jumlah energi total deretan gelombang baru tersebut sama dengan energi utama. Dalam eksplorasi seismik titik-titik tersebut dapat berupa patahan, antiklin, rekahan, pembajian, dan lain-lain. Sedangkan deretan gelombang baru berupa gelombang difraksi.



Gambar 3.8 Prinsip Huygens (Akyas, 2007).

3.3.5 Asas Fermat

Asas Fermat menyatakan bahwa gelombang yang menjalar dari satu titik ke titik yang lain akan memilih lintasan dengan waktu tempuh tercepat. Asas Fermat dapat diaplikasi untuk menentukan lintasan sinar dari satu titik ke titik lainnya, yaitu lintasan yang waktu tempuhnya bernilai minimum. Dengan diketahuinya lintasan dengan waktu tempuh minimum, maka dapat dilakukan penelusuran jejak sinar yang telah merambat di dalam medium. Penelusuran jejak sinar seismik ini akan sangat membantu dalam menentukan posisi refraktor dibawah permukaan.

3.4 Mikroseismik

Mikroseismik merupakan metode geofisika yang dapat menggambarkan tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan terhadap deformasi saat terjadi gempa bumi (Nakamura Y. , On the H/V Spectrum, 2008). Kerentanan lapisan tanah bermanfaat untuk memprediksi zona lemah saat terjadi gempa bumi (Gurler, Nakamura, Saita, & Sato, 2000) (Saita, Bautista, & Nakamura, 2004) dan rekahan tanah akibat gempa bumi (Daryono, Sutikno, Prayitni, & Setio, 2009). Kerawanan gempa dan potensi longsor dapat diketahui berdasarkan frekuensi dominan dan amplifikasi batuan sehingga dapat ditentukan nilai kerawanan gempa, percepatan tanah maksimum dan ketebalan lapisan lapuk. Nilai frekuensi natural dan amplifikasi batuan dapat ditentukan dengan metode *Horizontal to Vertical Spectral Rasio* (HVSR) (Sulistiawan, 2016).

3.5 *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSR)

Metode HVSR pertama kali diperkenalkan oleh (Nogoshi dan Igarashi, 1971) yang menyatakan adanya hubungan antara perbandingan komponen horizontal dan

vertikal terhadap kurva eliptisitas pada gelombang *Rayleigh* yang kemudian disempurnakan oleh (Nakamura, 1989; Nakamura, 2000) yang menyatakan bahwa perbandingan spektrum *H/V* sebagai fungsi frekuensi berhubungan erat dengan fungsi site transfer untuk gelombang S. Prinsip dari metode HVSR yaitu menggunakan seismik pasif tiga komponen. Terdapat dua parameter penting yang didapatkan dari hasil pengolahan metode ini antara lain frekuensi natural (f_0) dan amplifikasi (A_0). Kedua parameter ini pada dasarnya merupakan implementasi dari karakterisasi geologi suatu daerah.

Metode ini adalah metode yang sederhana, sehingga hasil yang didapatkan untuk mengetahui kondisi tanah masih bersifat umum. HVSR cukup efektif untuk mengkaji karakteristik dinamis lapisan tanah permukaan penyebab terjadinya *local site effect* saat terjadi gempa bumi. *Site effect* (T_{SITE}) pada lapisan sedimen permukaan ditentukan dengan membandingkan faktor amplifikasi dari Gerakan horizontal (T_H) dengan faktor amplifikasi dari gerakan vertikal (T_V) (Daryono, Sutikno, Prayitni, & Setio, 2009).

$$T_{SITE} = \frac{T_H}{T_V} \quad (3.5)$$

Besarnya faktor amplifikasi dari gerakan horizontal (T_H) yang dirumuskan Nakamura adalah:

$$T_H = \frac{T_{HS}}{T_{HB}} \quad (3.6)$$

dengan

S_{HS} : Spektrum sinyal dari komponen horizontal di permukaan tanah,

S_{HB} : Spektrum dari komponen gerak horizontal pada dasar lapisan tanah.

Besarnya faktor amplifikasi dengan gerakan vertikal (T_V) yang dirumuskan Nakamura adalah

$$T_V = \frac{T_{VS}}{T_{VB}} \quad (3.6)$$

dengan

S_{VS} : Spektrum dari komponen gerak vertikal di permukaan tanah, dan

S_{VB} : Spektrum dari komponen gerak vertikal pada dasar lapisan tanah.

Pada sinyal mikrotremor, gelombang *Reyleigh* menjadi gelombang yang mendominasi di antara gelombang lainnya. Pengaruh gelombang *Reyleigh* pada rekaman sinyal mikrotremor memiliki besar yang sama untuk komponen vertikal dan horizontal saat rentang frekuensi 0,2 Hz – 20,0 Hz, sehingga rasio spektrum komponen horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati satu (Bour, Fouissac, & Martin, 1998).

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} \approx 1 \quad (3.7)$$

apabila dibulatkan menjadi

$$\frac{S_{HB}}{S_{VB}} \approx 1 \quad \text{atau} \quad \frac{S_{VB}}{S_{HB}} \approx 1 \quad (3.8)$$

Rasio spektrum antara komponen horizontal dan vertikal di batuan dasar mendekati nilai satu. Maka dari itu dengan substitusi persamaan (3.5), (3.6), dan (3.8) ke persamaan (3.4), akan didapat persamaan (3.9), persamaan tersebut menjadi dasar perhitungan rasio spektrum sinyal mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya yang dinyatakan dengan

$$HVSR = T_{SITE} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} = \frac{\sqrt{[(S_{UTARA-SELATAN})^2 + (S_{BARAT-TIMUR})^2]}}{S_{VERTIKAL}} \quad (3.9)$$

Metode HVSR menghasilkan spektrum mikrotremor dengan puncak spektrum berada pada frekuensi predomnannya. Parameter-parameter yang dihasilkan berupa nilai frekuensi dominan (f_0) dan faktor amplifikasi (A_0) yang memberikan informasi mengenai karakteristik dinamis dan struktur lapisan tanah (Nakamura Y. , 2000).

3.6 Amplifikasi

Amplifikasi tanah adalah kontras parameter perambatan gelombang (densitas dan kecepatan) antara batuan dasar (*bedrock*) dan sedimen di atasnya. Nilai amplifikasi perambatan gelombang akan semakin bertambah apabila perbedaan antara kedua parameter tersebut semakin besar. Efek lokal amplifikasi dan frekuensi natural merupakan faktor yang penting dalam mitigasi bencana suatu tempat (Nakamura Y. , 1989).

Faktor amplifikasi gempa bumi adalah perbandingan percepatan maksimum gempa bumi di permukaan tanah dengan batuan dasar. Dimana faktor amplifikasi diperoleh bersamaan dengan nilai frekuensi dari puncak grafik hasil pengolahan data pada *software geopsy* dari kurva H/V. Kandungan frekuensi dan amplitudo gelombang gempa bumi yang menjalar dari batuan dasar ke permukaan bumi akan berubah saat melewati endapan tanah. Proses ini dapat menghasilkan percepatan yang besar terhadap struktur dan menimbulkan kerusakan yang parah terutama saat frekuensi gelombang seismik sama dengan resonansi frekuensi struktur bangunan buatan manusia (Bard, 1999)

Klasifikasi faktor amplifikasi menurut Ratdomopurbo (Setiawan, 2009) dibagi ke dalam 4 zona yaitu rendah, sedang, tinggi dan sangat tinggi yang ditunjukkan pada **Tabel 3.5**

Tabel 3.5 Klasifikasi nilai faktor Amplifikasi (Setiawan, 2009)

Zona	Klasifikasi	Nilai Faktor Amplifikasi
1	Rendah	$A < 3$
2	Sedang	$3 \leq A < 6$
3	Tinggi	$6 \leq A < 9$
4	Sangat Tinggi	$A \geq 9$

Nilai faktor amplifikasi suatu tempat dapat diketahui dari tinggi puncak spektrum amplitudo HVSR hasil pengukuran mikrotremor di tempat tersebut. Beberapa peneliti telah menemukan adanya korelasi antara puncak spektrum H/V dengan distribusi kerusakan struktur bangunan akibat gempa dan intensitas guncangan tanah selama gempa yang secara signifikan di pengaruhi oleh kondisi geologi dan kondisi tanah setempat. Nilai frekuensi dan amplitudo gelombang yang menjalar dari batuan dasar ke permukaan bumi akan berubah ketika melewati endapan tanah. Proses ini dapat menghasilkan percepatan yang besar terhadap struktur dan menimbulkan kerusakan yang parah, terutama saat frekuensi gelombang seismik sama dengan resonansi frekuensi struktur bangunan buatan manusia (Bard, 1999). Batuan sedimen yang lunak diketahui memperkuat gerakan tanah selama gempa dan karena itu rata-rata kerusakan yang diakibatkan lebih parah dari pada lapisan keras (Nakamura Y. , 2000).

3.7 Frekuensi Dominan

Frekuensi dominan adalah nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di wilayah penelitian tersebut sehingga nilai frekuensi dapat menunjukkan jenis dan karakteristik batuan tersebut. Frekuensi dominan dihitung dengan menggunakan FFT (Arifin, Mulyanto, Marjiyono, & Setianegara, 2013)

Tabel 3.6 Klasifikasi Tanah Berdasarkan Nilai Frekuensi Dominan Mikrotremor oleh Kanai (Arifin, Mulyanto, Marjiyono, & Setianegara, 2013)

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

Analisis data mikrotremor dapat memberikan informasi nilai frekuensi dominan. Nilai frekuensi dominan pada suatu tempat dapat digunakan dalam

perencanaan bangunan tahan gempa sebagai keperluan mitigasi bencana gempa bumi (Tuladhar, Cuong, & Yamasaki, 2004). Nilai frekuensi dominan diperoleh dari tampilan kurva H/V hasil dari pengolahan mikrotremor. Nilai frekuensi dominan yang sangat rendah bukan hanya mengakibatkan adanya efek resonansi tetapi juga dapat meningkatkan kerentanan terhadap bahaya dengan periode yang panjang.

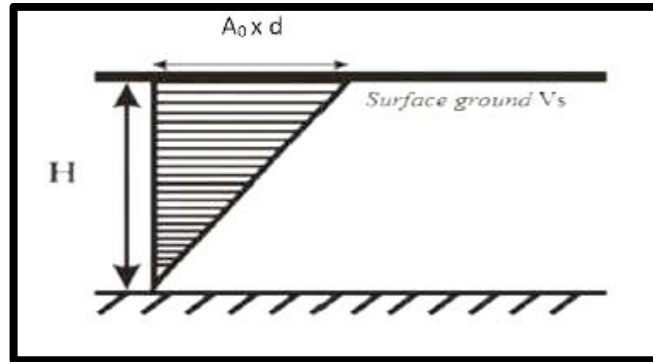
Apabila nilai frekuensi dominan struktur bangunan mendekati nilai frekuensi alami material dibawahnya pada suatu daerah, maka getaran seismik akan membuat resonansi dengan bangunan yang akan meningkatkan stress pada bangunan tersebut sehingga menyebabkan kerusakan bangunan saat terjadi gempa bumi.

3.8 Kerentanan Tanah

Kerentanan gempa merupakan nilai yang menggambarkan tingkat kerentanan lapisan tanah permukaan terhadap deformasi saat terjadi gempa (Nakamura Y. , On the H/V Spectrum, 2008). Kerentanan gempa bertujuan untuk mengukur tingkat kerentanan tanah atau struktur dalam menerima gempa. Kerentanan gempa bermanfaat untuk memprediksi zona lemah saat terjadi gempa bumi (Saita, Bautista, & Nakamura, 2004) (Gurler, Nakamura, Saita, & Sato, 2000). Menurut (Nakamura Y. , On the H/V Spectrum, 2008) nilai kerentanan gempa diperoleh dengan mengkuadratkan amplifikasi dibagi dengan frekuensi naturalnya, sehingga dapat dirumuskan sebagai berikut.

$$Kg = \frac{A^2}{f_0} \quad (3.10)$$

Persamaan kerentanan gempa pada dasarnya diperoleh berdasarkan nilai pergeseran atau deformasi permukaan tanah dan percepatan gelombang seismik di batuan dasar (**Gambar 3.9**)



Gambar 3.9 Pergeseran dari permukaan tanah (Nakamura Y. , On the H/V Spectrum, 2008)

Menurut (Nakamura Y. , On the H/V Spectrum, 2008) parameter yang mempengaruhi nilai kerentanan gempa (Kg) pada **Gambar 3.7** adalah nilai regang-geser permukaan tanah (γ) yang disebabkan oleh deformasi lapisan permukaan (δ) dan percepatan gelombang seismik pada batuan dasar (α) yang mengalami penguatan jika merambat pada medium yang densitasnya lebih rendah dalam hal ini adalah lapisan tanah permukaan. Nilai regang-geser permukaan tanah dapat dituliskan dalam persamaan sebagai berikut.

$$\gamma = A \cdot \frac{\delta}{h} \quad (3.11)$$

dimana A adalah amplifikasi, δ adalah deformasi lapisan tanah permukaan akibat gempa $\delta = \frac{a}{(2\pi fo)^2}$ dan h adalah ketebalan lapisan lapuk.

Hubungan antara nilai kerentanan gempa (Kg) dan regang-geser (γ) dituliskan dalam persamaan:

$$\gamma = Kg \cdot \frac{a}{\pi^2 Cb} \quad (3.12)$$

Dimana Cb merupakan kecepatan gelombang seismik dibatuan dasar. Jika persamaan (3.10) disubtitusikan kedalam persamaan (3.12), maka persamaan (3.12) menjadi:

$$\gamma = \frac{A^2}{Fo} \frac{a}{\pi^2 Cb} \quad (3.13)$$

$$\gamma = A \cdot \frac{A}{fo} \frac{a}{\pi^2 Cb} \quad (3.14)$$

$$\gamma = A \cdot \frac{\frac{cb}{4hfo}}{fo} \frac{a}{\pi^2 Cb} \quad (3.15)$$

$$\gamma = A \cdot \frac{Cb}{4hf_0} \frac{1}{f_0} \frac{a}{\pi^2Cb} \quad (3.16)$$

$$\gamma = \frac{A}{h} \cdot \frac{a}{4\pi^2f_0^2} \quad (3.17)$$

Berdasarkan persamaan tersebut didapat hubungan antara nilai kerentanan gempa dan nilai regang-geser permukaan tanah, semakin besar nilai kerentanan gempa (Kg) maka semakin tinggi juga nilai regang-geser permukaan tanah (γ). Menurut (Nakamura Y. , 1997) nilai regang-geser pada permukaan tanah perlu diperhatikan. Pada umumnya, permukaan tanah yang mengalami regang-geser diatas $\gamma = 10^{-3}$ mulai mengalami deformasi *non-linear*. Sementara itu, jika nilai regang-geser $\gamma > 10^{-2}$ maka lapisan tanah akan mengalami deformasi runtuh. **Tabel 3.7** menjelaskan fenomena yang terjadi pada tanah berdasarkan nilai regang-geser tanah.

Tabel 3.7 Nilai Regangan sifat Dinamis Tanah (Nakamura Y. , 1997)

Nilai Regangan (γ)	10^{-6}	10^{-5}	10^{-4}	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}
Fenomena	Gelombang Getaran		Retak Penurunan tanah		Longsor, Penurunan tanah, Likuifaksi	
Sifat Dinamis	Elastis		Plastik Elastic		Keruntuhan	
			Efek Ulangan, Efek Kelajuan dari Peuatan			

Sedangkan tabel kerentanan tanah menurut Daryono,dkk (2009), memberikan informasi sebagai berikut :

Tabel 3.8 Nilai Kerentanan Tanah (Daryono,dkk., 2009)

Nilai Kg	Keterangan
$Kg < 10$	Indeks Kerentanan tanah rendah
$10 < Kg < 20$	Indeks kerentanan sedang
$Kg > 20$	Zona Bahaya

3.9 Metode Inversi

Inverse modelling 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). Salah satu metode dari pemodelan ke belakang adalah metode *ellipticity curve*. Pengolahan data metode *ellipticity curve* dapat dilakukan menggunakan program *dinver* pada *software Geopsy*. Metode ini dipengaruhi oleh beberapa parameter input sebagai inisialisasi awal dari sifat fisis tanah di wilayah penelitian. Parameter-parameter tersebut di antaranya V_s , V_p , ρ , dan σ yang mempunyai nilai berbeda-beda berdasarkan formasi geologinya. Metode ini digunakan untuk mendapatkan parameter kecepatan gelombang geser permukaan (V_s) di titik pengukuran mikrotremor (Bunawati, 2018)

Inversi gelombang *Rayleigh* adalah suatu proses yang dilakukan untuk mendapatkan parameter-parameter elastis kurva dispersi (*ellipticity curve*) yang tidak diketahui sebelumnya. Tingkat keakuratan dari proses ini dapat dilihat dari *error* (*misfit*) yang semakin kecil nilai *error* dari proses iterasi maka profil kecepatan gelombang geser yang diperoleh semakin baik.

3.10 *Ensembl Empirical Mode Decomposition (EEMD)*

Perekaman data seismik dalam bentuk sinyal pada umumnya terdiri dari sinyal yang diharapkan dan *noise* yang digambarkan dengan persamaan sebagai berikut:

$$x(t) = s(t) + n(t) \quad (3.28)$$

Diketahui bahwa:

$x(t)$: data berupa sinyal yang terekam,

$s(t)$: sinyal yang diharapkan, dan

$n(t)$: *noise*

Sinyal yang terekam merupakan sinyal dalam domain waktu (t). Sehingga proses filter menghilangkan *noise* untuk memperoleh sinyal yang diinginkan menjadi sangat penting (Zhang et al. 2010 hh. 2104-2123).

Huang et al. (2009) menyatakan bahwa EMD tidak bisa mengatasi permasalahan mode *mixing* yang disebabkan oleh gangguan pada sinyal. Untuk mengatasi hal ini, Huang et al. (2009) mensuperposisikan sinyal dengan *white noise* untuk menghindari mode *mixing*. Proses ini dikenal dengan metode *Esemble Empirical Mode Decomposition* (EEMD). Menurut Wu dan Huang (2009) dan

Chang (2010) langkah-langkah untuk memulai analisis EEMD ialah dengan penambahan *white noise* domain waktu $w(t)$ pada input data $x(t)$ untuk mendapatkan data ditambah *noise* $X(t)$. *White noise* $w(t)$ ialah bilangan random berdistribusi normal dengan rata-rata nol, varian dan standar deviasinya satu. Berikut adalah langkah-langkah metode EEMD (*Ensemble Empirical Mode Decomposition*) (Wu dan Huang 2009, hh. 1-41) (Wu 2004):

1. Penambahan *white noise* pada sinyal.

$$X(t) = x(t) + w(t)R \quad (3.29)$$

Dengan R sebagai nilai rasio standar deviasi antara amplitudo *noise* yang ditambahkan pada data $x(t)$.

2. Dekomposisi data dengan penambahan *white noise* hingga komponen ke- n pada IMF. EEMD diaplikasikan $X(t)$ untuk mendekomposisi data $x(t)$ sehingga menghasilkan beberapa *intrinsic mode function* (IMF) (c_1 sampai c_n) dan residu r_n seperti yang tercantum pada persamaan (3.29)
3. Mengulangi langkah 1 dan 2 dengan melakukan penambahan *white noise* $w_j(t)$ ke sinyal $x(t)$.
4. Menentukan nilai rata-rata IMF sebagai IMF akhir.

$$C_i = \frac{1}{N} \sum_j^N C_{ij} \quad (3.30)$$

Selain itu, juga dilakukan menentukan rata-rata r_n sebagai tren akhir.

$$r_n = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N r_{jn} \quad (3.31)$$

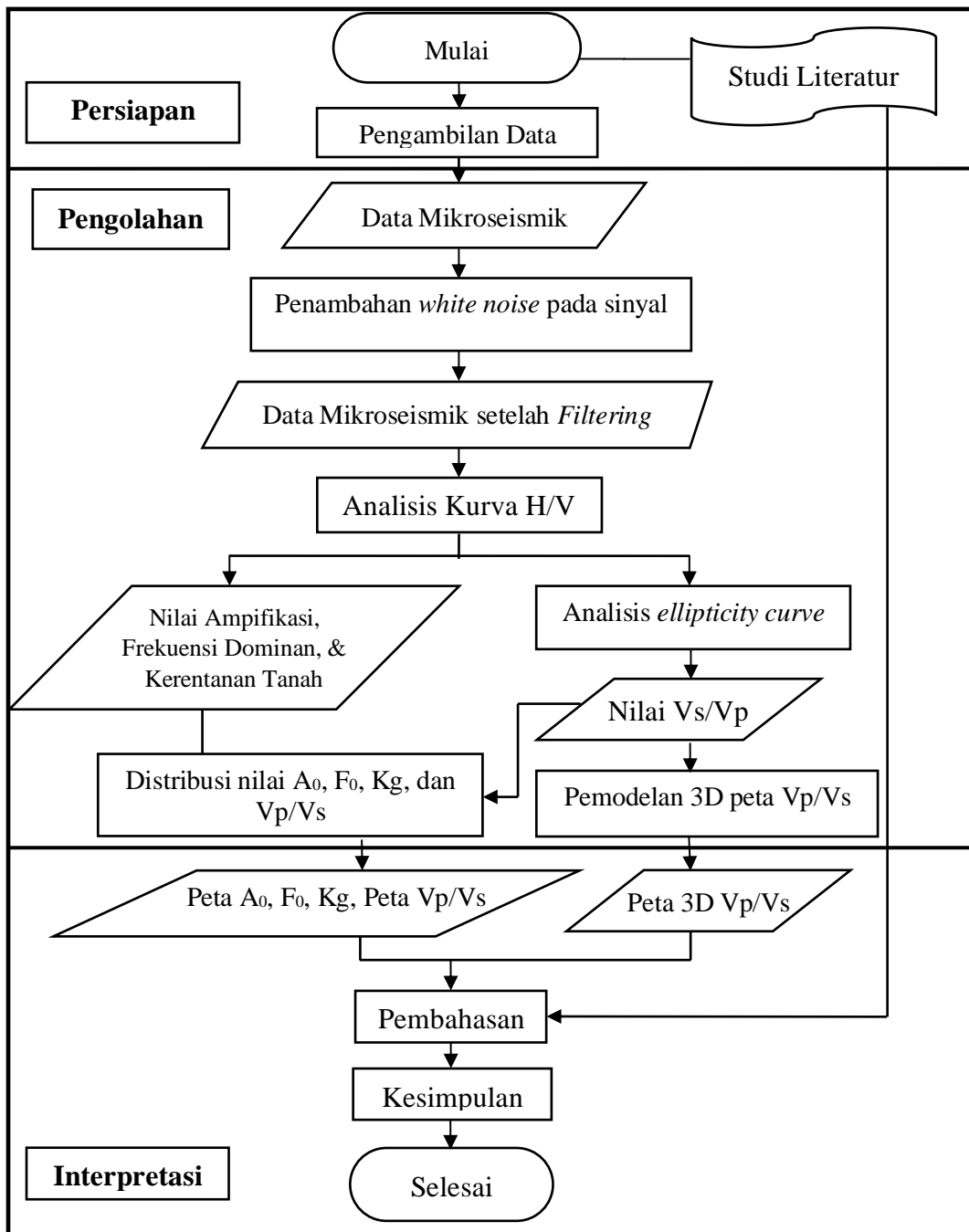
Nilai c_i dan r_n dinyatakan sebagai hasil akhir dengan persamaan sebagai berikut:

$$x(t) = \sum_i^n C_i + r_n \quad (3.32)$$

BAB IV METODOLOGI PENELITIAN

4.1 Sistematika Penelitian

Penelitian ini dilakukan untuk memetakan daerah yang rawan terhadap bencana gempa bumi di Yogyakarta dengan mengidentifikasi ketebalan lapisan sedimen dan struktur bawah permukaan pada daerah penelitian:



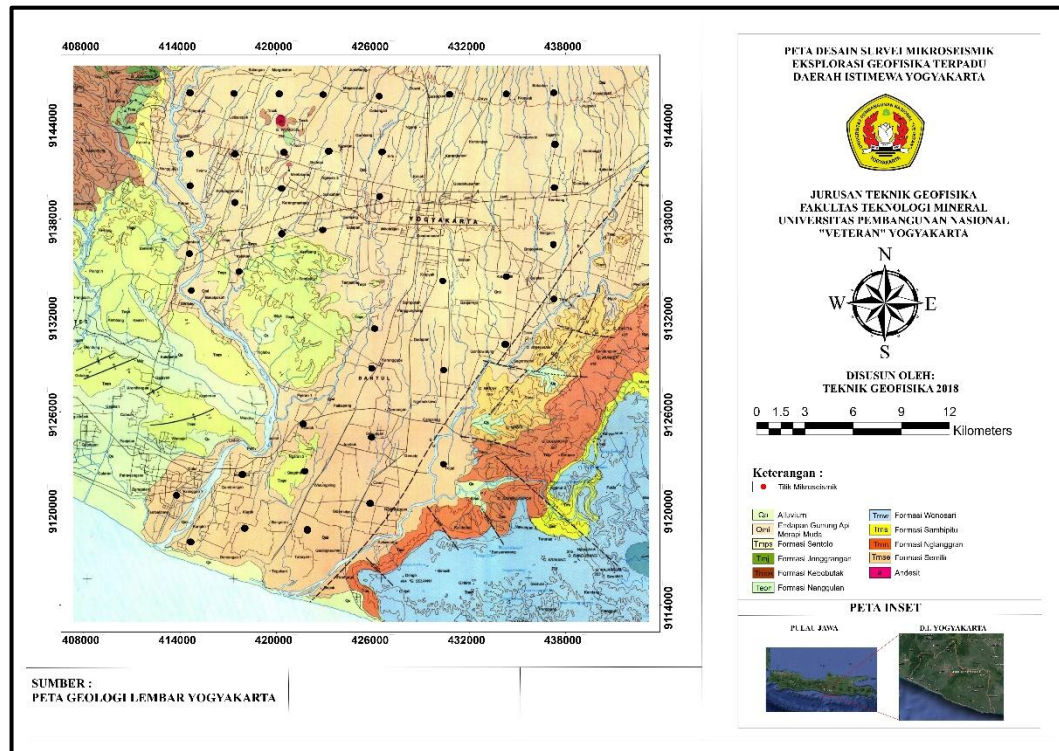
Gambar 4.1 Tahapan Penelitian Tugas Akhir

Berikut adalah penjelasan mengenai sistematika penelitian yang dilakukan di daerah Istimewa Yogyakarta, menggunakan metode mikroseismik HVSR dengan *filtering Ensembl Empirical Mode Decomposition (EEMD)*:

1. Pertama dilakukan persiapan alat mikroseismik untuk pengambilan data pada daerah penelitian dengan bayak titik pengukuran sebanyak 40 titik
2. Setelah pengukuran terhadap 40 titik mikroseismik dilaksanakan didapatkan data lapangan mikroseismik wilayah Yogyakarta untuk selanjutnya diolah menggunakan *software python* dan *software geopsy*.
3. Tahapan berikutnya adalah pengolahan data. Pertama data akan diolah menggunakan *software python* untuk dilakukan penambahan *white noise (Wn)* metode *filtering noise EEMD*.
4. Kemudian setelah dilakukan *filtering* akan didapatkan data dari 40 titik pengukuran mikroseismik *after filtering*.
5. Selanjutnya yaitu pengolahan data menggunakan *software geopsy*, dimana pada *software* ini akan didapatkan kurva H/V yang akan menunjukkan nilai amplifikasi (A_0) dan nilai Frekuensi Dominan (f_0).
6. Lalu pengolahan selanjutnya yaitu menggunakan *software Dinver* dimana akan diketahui nilai kecepatan V_p/V_s dengan kedalaman yang telah ditentukan yaitu kedalaman 100, 200 dan 300 meter.
7. Tahapan selanjutnya yaitu pembuatan peta pada *software Surfer15* dengan cara memasukkan nilai kordinat dan nilai A_0 , F_0 , K_g , nilai V_p/V_s perkedalaman sehingga didapatkan peta 2D.
8. Kemudian untuk menghasilkan peta 3D V_p/V_s dimasukan data nilai peta V_p/V_s kedalam *software python*.
9. Setelah *output* penelitian didapatkan akan dilanjutkan untuk interpretasi data berdasarkan nilai A_0 , F_0 , K_g , dan nilai V_p/V_s perkedalaman yang dikaitkan dengan keadaan geologi pada daerah penelitian.
10. Selanjutnya akan didapatkan point-point kesimpulan dari penelitian. Penelitian selesai.

4.2 Desain Survei Penelitian

Berikut adalah desain survei yang digunakan pada penelitian menggunakan metode mikroseismik di wilayah Yogyakarta dalam mitigasi daerah rawan bencana gempa bumi.



Gambar 4.2 Peta Desain Survei Mikroseismik

Gambar 4.2. merupakan peta desain survei yang digunakan pada saat pengukuran metode mikroseismik. Pengambilan data dilakukan pada akhir tahun 2021 oleh mahasiswa Geofisika UPN "Veteran" Yogyakarta dalam rangka Kuliah Lapangan Geofisika 2. Peta tersebut menginformasikan letak titik pengukuran yang akan diukur dengan menggunakan metode mikroseismik. Terdapat 40 titik pengukuran mikroseismik pada wilayah Yogyakarta, meliputi Sebagian Kab. Sleman, Kota Yogyakarta, Kab. Bantul dan Kab. Kulon Progo bagian selatan.

Peta desain tersebut dibuat berdasarkan peta geologi yang dimana terdapat terdapat beberapa formasi yang ditandai dengan beberapa warna diantaranya, alluvium yang ditandai dengan warna hijau muda, Endapan Gunung Merapi Muda yang ditandai dengan warna coklat muda formasi sentolo yang ditandai dengan warna kuning muda, Formasi Jonggrangan yang ditandai dengan warna hijau, Formasi Kebobutak yang ditandai dengan warna coklat, Formasi Nanggulan yang

ditandai dengan warna Hijau Neon, Formasi Wonosari yang ditandai dengan warna biru, Formasi Sambipitu yang ditandai dengan Kuning, Formasi Nglanggran yang ditandai dengan warna *orange*, Formasi Semilir yang ditandai dengan warna *orange* muda, dan andesit yang ditandai dengan warna merah muda. Salah satu struktur yang dilewati pada pengukuran mikroseismik ini adalah struktur sesar Opak pada daerah Bantul.

4.3 Peralatan dan Perlengkapan

Penelitian menggunakan metode mikroseismik di daerah Yogyakarta, menggunakan beberapa alat dan perlengkapan baik perangkat keras (*Hardware*) maupun perangkat lunak (*Software*). Berikut merupakan alat dan perlengkapannya:



Gambar 4.3 Peralatan dan Perlengkapan Metode Mikroseismik

Pengukuran metode mikroseismik menggunakan beberapa peralatan dan perlengkapan keras (*Hardware*) dalam melakukan pengambilan data, diantaranya yaitu:

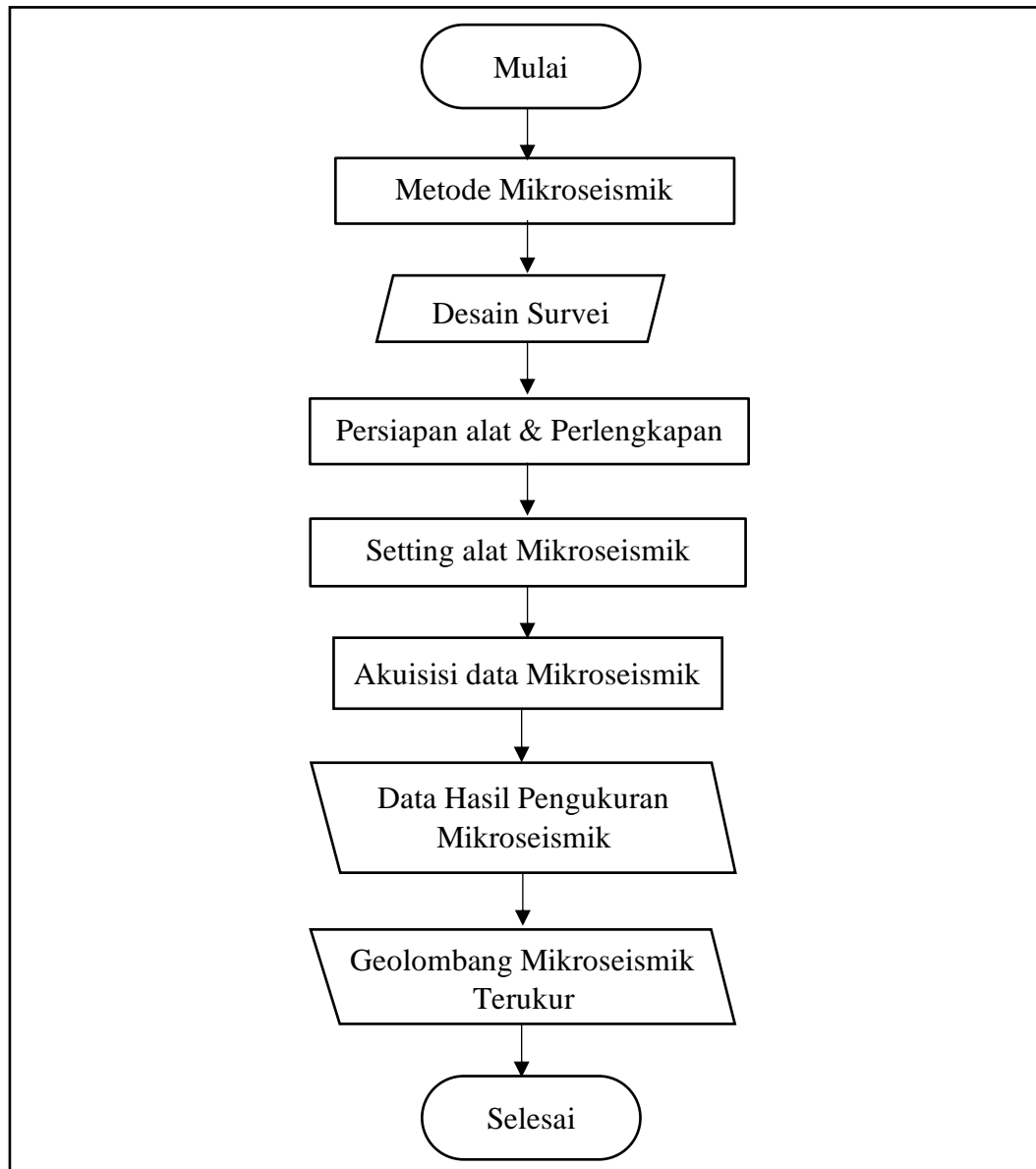
1. Seismometer
Seismometer digunakan untuk menangkap sinyal gelombang seismik dibawah permukaan.
2. *Data Logger*
Data Logger digunakan sebagai perekam data dan penghubung antara seismometer dengan laptop, sehingga data yang terekam dapat terbaca pada laptop.
3. Laptop
Laptop digunakan sebagai alat untuk melihat data mikroseismik yang telah terekam dengan *software geopsy*
4. Payung
Payung digunakan untuk melindungi alat dari panas matahari.
5. Piringan/*Paving Block*
Piringan/*Paving Block* digunakan untuk meletakkan alat seismometer agar saat pengukuran posisi alat menjadi datar.
6. Kompas
Kompas merupakan alat yang digunakan untuk mengetahui arah utara dari lokasi penelitian.
7. GPS
GPS digunakan untuk mencari dan menentukan koordinat pada saat pengukuran.

Sedangkan untuk perangkat lunak yang digunakan adalah sebagai berikut:

1. *Software Python* digunakan untuk pembuatan *script* dalam proses pengaplikasian metode *Ensembl Empirical Mode Decomposition* (EEMD).
2. *Software Geopsy* versi 2.4.4 digunakan untuk mengolah data sinyal mikrotremor sehingga didapatkan kurva H/V dan H/V *rotate*.
3. Program *Dinver* pada *software Geopsy* digunakan untuk menganalisis kurva H/V menggunakan metode *ellipticity curve* (inversi gelombang *Rayleigh*) untuk mendapatkan nilai V_p/V_s .
4. *Software Surfer15* digunakan untuk membuat rancangan desain survei maupun membuat mikrozonasi.
5. *Software Excel* untuk melakukan pengolahan data mikrozonasi.

4.4 Pengambilan Data

Proses pengambilan data Mikroseismik yang dilakukan pada akhir tahun 2021 di Daerah Istimewa Yogyakarta oleh mahasiswa Teknik Geofisika Angkatan 2018 dalam rangka Kuliah Lapangan 2 memiliki urutan sebagai berikut:



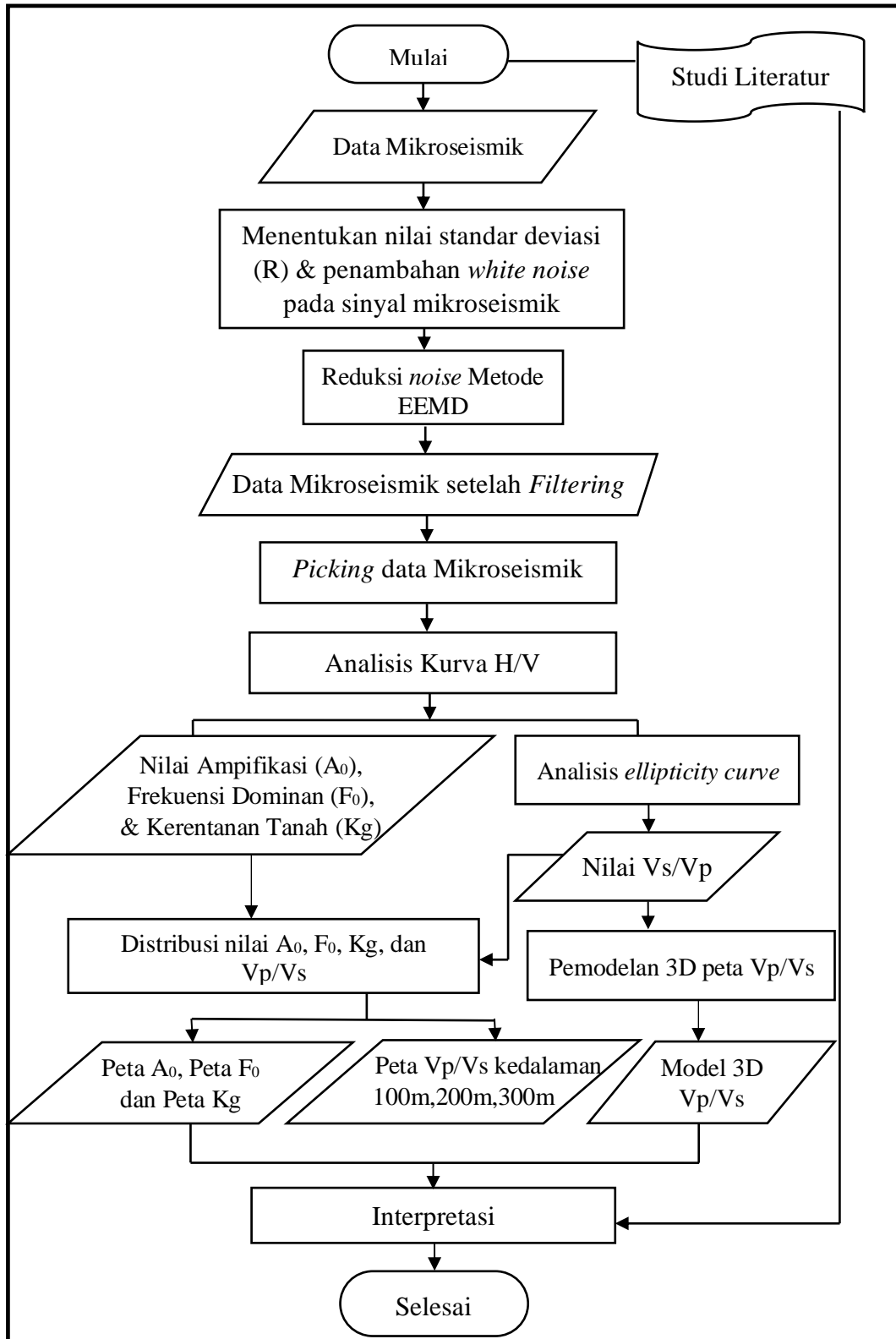
Gambar 4.4 Diagram Alir Pengambilan Data Mikroseismik

Berikut adalah penjelasan dari tiap proses pengambilan data Mikroseismik untuk mitigasi daerah rawan bencana gempa bumi Daerah Istimewa Yogyakarta:

1. Pertama akuisi data Mikroseismik diawali dengan melakukan persiapan alat dan perlengkapan, seperti alat *micrometer*, laptop, GPS, Kompas, Alat Tulis, Jas hujan/payung dll.
2. Selanjutnya yaitu menuju titik pengukuran sesuai dengan desain survei yang sudah ditentukan sebelumnya, terdapat 40 titik pengukuran yang tersebar.
3. Berikutnya yaitu *setting* alat Mikrometer dengan menempatkan pada posisi pengukuran yang datar baik langsung ke permukaan tanah atau menggunakan bantalan. Lalu *leveling* nivo secara *horizontal* dan *vertical* pada alat mikrometer. Sambungkan kabel seismometer ke data logger, kemudian atur parameter pengukurannya. Tentukan *gain*, durasi pengukuran serta *sampling frequency* yang digunakan. Sebelum melakukan *running* alat, pastikan bahwa keadaan sekitar sudah sepi dari gangguan yang akan menimbulkan *noise*.
4. Setelah setting alat selesai, maka alat seismometer siap melakukan akuisisi data sesuai durasi waktu yang telah ditentukan. Waktu yang dibutuhkan pada tiap titik pengukuran berkisar antara 30 menit. Pada saat pengukuran berlangsung juga dilakukan pencatatan pada lembar tabulasi untuk mengetahui bagaimana keadaan sekitar pengukuran, apakah ada kegiatan yang memungkinkan menjadi *noise* data atau tidak.
5. Kemudian dilakukan pengukuran di titik pertama hingga titik terakhir didapatkan data mikroseismik yang nantinya akan diolah lebih lanjut untuk menghasilkan peta mikrozonasi dan juga untuk mengetahui nilai V_p/V_s pada tiap titik pengukuran.
6. Setelah tahapan diatas selesai dilakukan ke-40 Titik pengukuran yang ada maka dapat dikatakan bahwa pengambilan data menggunakan metode Mikroseismik telah selesai dan dapat dilanjutkan ke tahap pengolahan data.

4.5 Pengolahan Data

Secara umum metode penelitian tersebut dapat dijelaskan pada diagram di bawah ini:



Gambar 4.5 Tahapan Penelitian Tugas Akhir

Tujuan penelitian yang dilakukan penulis di daerah Istimewa Yogyakarta adalah untuk melakukan pemetaan daerah rawan bencana gempa bumi berdasarkan Mikrozonasi dengan menentukan nilai A_0 , F_0 , K_g dan nilai V_p/V_s tiap titik pengukuran dengan rentan kedalaman 100, 200, dan 300 meter. Untuk itu dilakukan langkah-langkah sebagai berikut:

1. Pertama yaitu melakukan ekstrak pada data WINDAQ hasil pengukuran lapangan menjadi data dalam bentuk *Excel*.
2. Selanjutnya data yang sudah diekstrak dalam bentuk *excel*, dipindahkan ke *notepad* agar dapat disimpan dalam format *.txt*.
3. Berikutnya pada data *.txt* tersebut terdapat komponen data yaitu komponen N, E dan Z, pisahkan komponen Z dan simpan dalam folder *software python*.
4. Selanjutnya dilakukan *filtering* data mikroseismik komponen Z menggunakan *Ensembl Empirical Mode Decomposition* (EEMD). Pada tahapan ini *waveform* komponen Z akan difilter menggunakan *filtering bandpass* lalu hasil *waveform* yang telah difilter tersebut kemudian disimpan sebagai data *Seismogram_setelah_filter.txt*
5. Langkah selanjutnya yaitu menentukan standar deviasi selisih dari *waveform* data awal dengan data setelah filter. Setelah didapatkan standar deviasinya dilanjutkan dengan proses EEMD dengan menambahkan *white noise* pada data komponen Z. Lalu untuk hasil akhir didapatkan dari penjumlahan selisih data awal (DA) dengan data *after filter bandpass* (DF) dengan rata-rata dari data *after filter bandpass* yang sudah ditambahkan dengan *white noise* dan dikalikan dengan standar deviasinya. Hasil akhir komponen Z tersebut kemudian dimasukkan ke data awal untuk menggantikan komponen Z yang belum di filter.
6. Berikutnya adalah menginput *file.txt* data mikroseismik kedalam *Software Geopsy*. Pada *software Geopsy* akan ditampilkan data pengukuran dalam bentuk grafik. Pada tahapan ini dilakukan pengaturan untuk *picking data*. *Picking data* dilakukan dengan mengatur *length window* sebesar 25 dan frekuensi yang diambil dengan *Bandpass filter* sebesar 0.5 sampai 15 Hz. Kemudian dapat dilakukan proses *picking*.

7. Kemudian setelah *picking* data selesai, akan muncul kurva.hv dan yang menampilkan nilai A_0 dan F_0 disetiap titik pengukuran. Kemudian kurva tersebut disimpan dalam format .hv agar dapat dilanjutkan ke pengolahan pada *Dinver*.
8. Tahapan berikutnya adalah menginput kurva HV pada *Software Dinver* dengan Metode *Elipticity Curve*. Pada *Software Dinver* ini pilih bagian *Elipticity Curve*, kemudian *Set-Load* untuk memasukkan file .hv yang akan di inversi. Selanjutnya melakukan input parameter berupa V_p , *Poisson Ratio*, V_s , dan *Density* yang didapatkan dari keadaan geologi daerah penelitian.
9. Lalu melakukan proses *Runs-Add* dan *Runs-Start* sehingga akan memuat parameter model dan mencocokkannya dengan kurva Hv sehingga akan muncul nilai *misfit*. Nilai *misfit* tersebut haruslah kecil dan jika nilai *misfit* masih besar maka mengulangi pengatuan parameter yang digunakan untuk mendapatkan nilai *misfit* terkecil. Pada penelitian ini nilai *misfit* yang ditetapkan berkisar antara 1-4.
10. Selanjutnya pada menu *view* pilih opsi untuk menampilkan *ground profile*. Maka akan didapatkan penampang bawah permukaan di dengan nilai kedalaman maksimum yaitu 300meter. Dari penampang V_p/V_s tersebut kita dapat melihat kecepatan gelombang primer dan gelombang sekunder pada kedalaman 100meter, 200meter, dan 300meter.
11. Tahapan selanjutnya yang akan dilakukan adalah pembuatan peta 2D dari nilai Amplifikasi(A_0), nilai Frekuensi dominan (F_0) dan nilai Kerentanan Tanah (K_g) serta peta V_p/V_s ditiap kedalaman 100m, 200m, dan 300m.
12. Kemudian dibuat peta 3D dari peta V_p dan V_s perkedalaman 100m, 200m, dan 300m menggunakan pemodelan pada *software python*.
13. Tahapan berikutnya adalah melakukan analisis dari peta A_0 , F_0 , K_g dan Peta V_p/V_s serta peta 3D V_p/V_s . Setelah itu akan diketahui ketebalan lapisan sedimen dan struktur bawah permukaan serta daerah mana saja yang rawan terhadap bencana gempa bumi.
14. Setelah dapat ditarik kesimpulan hasil penelitian, maka pengolahan data dapat dikatakan telah selesai.

4.6 Interpretasi Data

Untuk interpretasi data dalam penelitian yang dilakukan oleh penulis, mengacu kepada hasil pengolahan data akuisisi serta kondisi geologi daerah penelitian terkait. Hasil interpretasi tersebut menunjukkan lapisan bawah permukaannya berdasarkan nilai V_p dan V_s sehingga dapat diketahui ketebalan lapisan sedimen daerah penelitian.

Kemudian untuk pemetaan daerah rawan bencana gempa bumi daerah penelitian dikaitkan dengan hasil pemetaan berdasarkan nilai Amplifikasi (A_0), Nilai Frekuensi Dominan (F_0) dan nilai Kerentanan Tanah (K_g). Hasil dari nilai V_p , V_s , A_0 , F_0 , dan K_g kemudian diintegrasikan dengan data geologi daerah penelitian baik berdasarkan geologi lokal maupun geologi regionalnya.

3D peta kecepatan primer (V_p) dan juga kecepatan sekunder (V_s) dilakukan untuk mempermudah dalam menganalisa perubahan kecepatan lapisan batuan nya tiap kedalaman 100 meter. Selain itu data pendukung pada penelitian berupa tabel Klasifikasi kerentanan tanah (K_g), tabel Nilai kecepatan primer (V_p), tabel nilai kecepatan sekunder (V_s), Tabel Amplifikasi (A_0) dan tabel Frekuensi Dominan (F_0) dan peta Geologi Lembar Yogyakarta.

BAB V

PEMBAHASAN

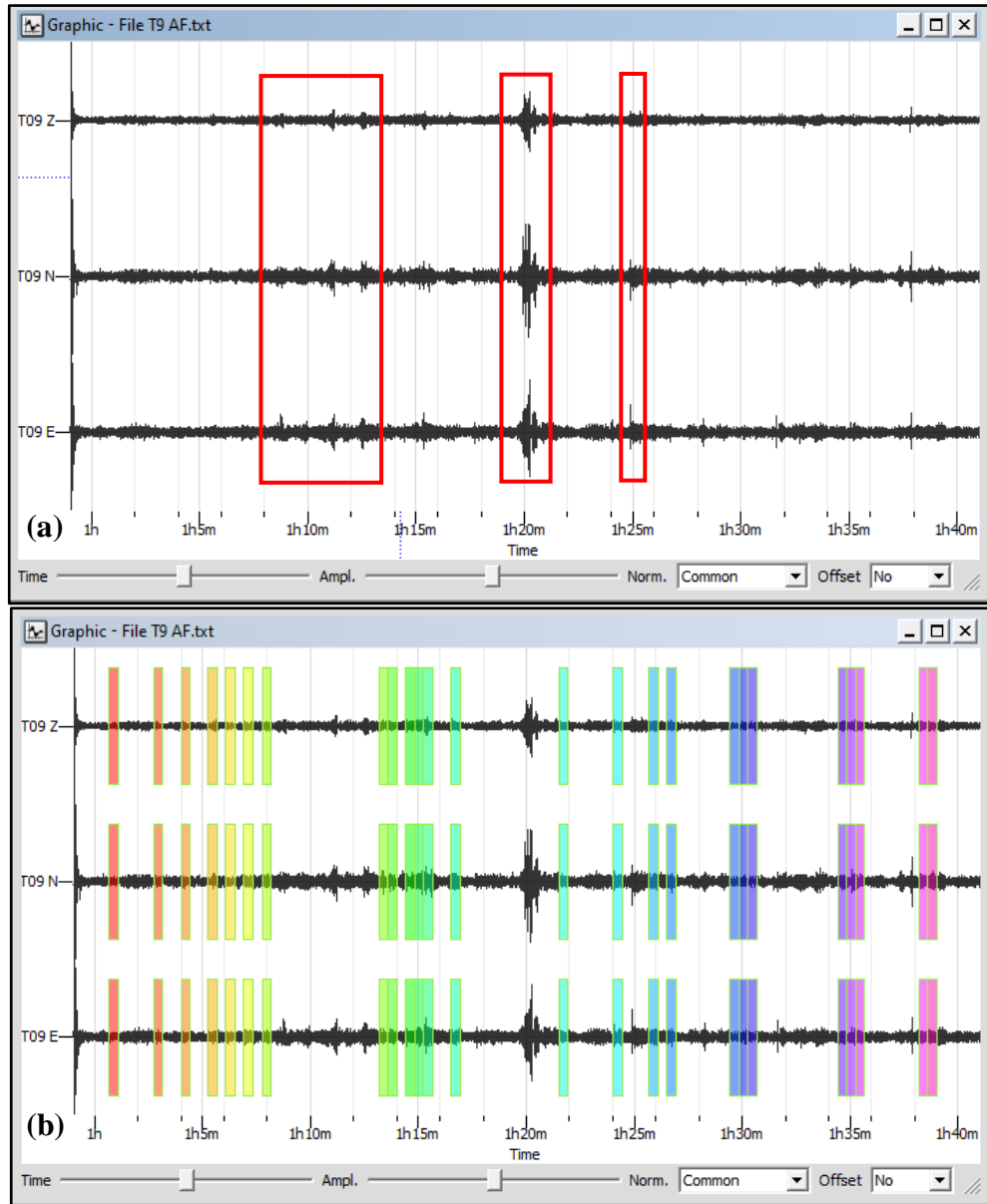
Berdasarkan penelitian menggunakan metode mikroseismik yang telah dilakukan didapatkan hasil berupa nilai frekuensi dominan (F_0), nilai factor amplifikasi (A_0), indeks kerentanan tanah (K_g) pada daerah Istimewa Yogyakarta yang meliputi Kabupaten Sleman, Kabupaten Kulon Progo, Kota Yogyakarta, dan bagian utara Kabupaten Bantul. Pada daerah penelitian terdapat beberapa formasi penyusun batuan diantaranya yaitu Formasi Endapan Gunung Merapi Muda yang meliputi Sebagian besar titik pengukuran pada tengah daerah penelitian, kemudian Formasi Sentolo pada bagian barat daerah penelitian, Alluvium, Formasi Semilir, Formasi Nglanggran dan sebagian kecil Formasi Nanggulan dan Formasi Kebobutak pada daerah Gunung Wungkal yang memiliki karakteristik lapisan batuan yang berbeda – beda, sehingga menghasilkan respon nilai pada metode mikroseismik yang beragam sesuai dengan karakteristik lapisan tanah dan kondisi geologinya. Pada daerah penelitian terdapat jalur sesar Opak yang berorientasi barat daya – timur laut yang memungkinkan untuk berpengaruh terhadap nilai pada mikrozonasinya sehingga menyebabkan dampak akibat gempa bumi relatif lebih tinggi dibandingkan daerah yang tidak terpengaruh oleh struktur geologi.

5.1 Raw Data Seismogram

Hasil dari perekaman seismogram pada titik ke-9 ditunjukkan pada **Gambar 5.1 (a)**, terdapat tiga komponen dalam sinyal mikroseismik yang terrekam yaitu komponen vertikal (Z) yang merupakan komponen dari domain waktu pada sumbu x dan amplitudo sebagai sumbu y yang merepresentasikan respon dari keadaan bawah permukaan daerah penelitian. Kemudian terdapat komponen barat – timur (E) pada bagian tengah sinyal dan utara – selatan (N) ditunjukkan pada gelombang paling bawah.

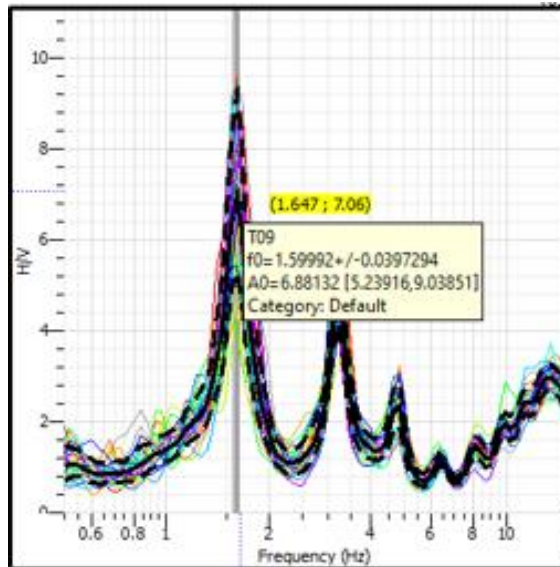
Ketika perekaman data mikroseismik dimulai maka setiap getaran yang berada disekitar alat akan terrekam selama periode perekaman data berlangsung. *Noise* yang terrekam dalam proses pengambilan data terlihat seperti pada kotak berwarna merah diatas, *noise* tersebut perlu dihilangkan untuk mendapatkan hasil

yang maksimal dengan tidak melakukan *picking* data pada data yang tidak normal atau mengalami perubahan secara mendadak dari bentuk data sebelum dan sesudahnya. Umumnya batas frekuensi gelombang mikroseismik berkisar antara 0,5 – 20 Hz, jika frekuensi gelombang lebih dari batas umum yang ditentukan maka akan dianggap sebagai *noise*.



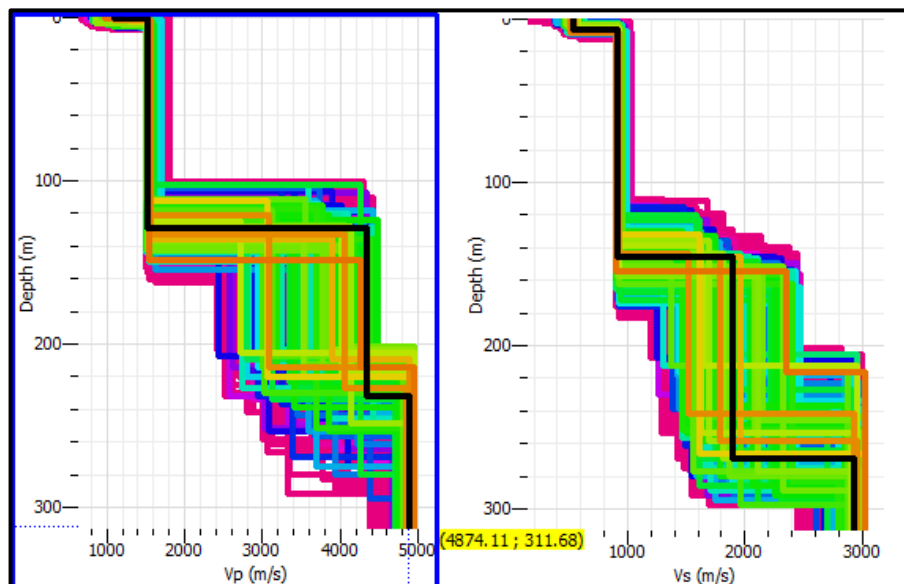
Gambar 5.1 (a) Hasil rekaman seismogram titik 9 dan (b) Hasil pemisahan sinyal dan *noise* seismogram titik 9

Gambar 5.1 (b) merupakan hasil *picking* data untuk memisahkan gelombang sebenarnya dengan *noise* yang terrekam pada saat pengambilan data berlangsung. Prosesnya dilakukan secara manual untuk mendapatkan hasil yang lebih detail dalam memisahkan *noise*.



Gambar 5.2 Kurva H/V titik 9

Gambar 5.2 diatas merupakan kurva H/V yang dihasilkan dari *picking* data mikroseismik, selanjutnya dari kurva H/V ini didapatkan nilai frekuensi dominan (F_0) dan nilai faktor amplifikasi (A_0) yang berkaitan dengan nilai kerentanan tanah (K_g) yang dipergunakan untuk menentukan daerah – daerah yang rawan terhadap bencana gempa bumi.



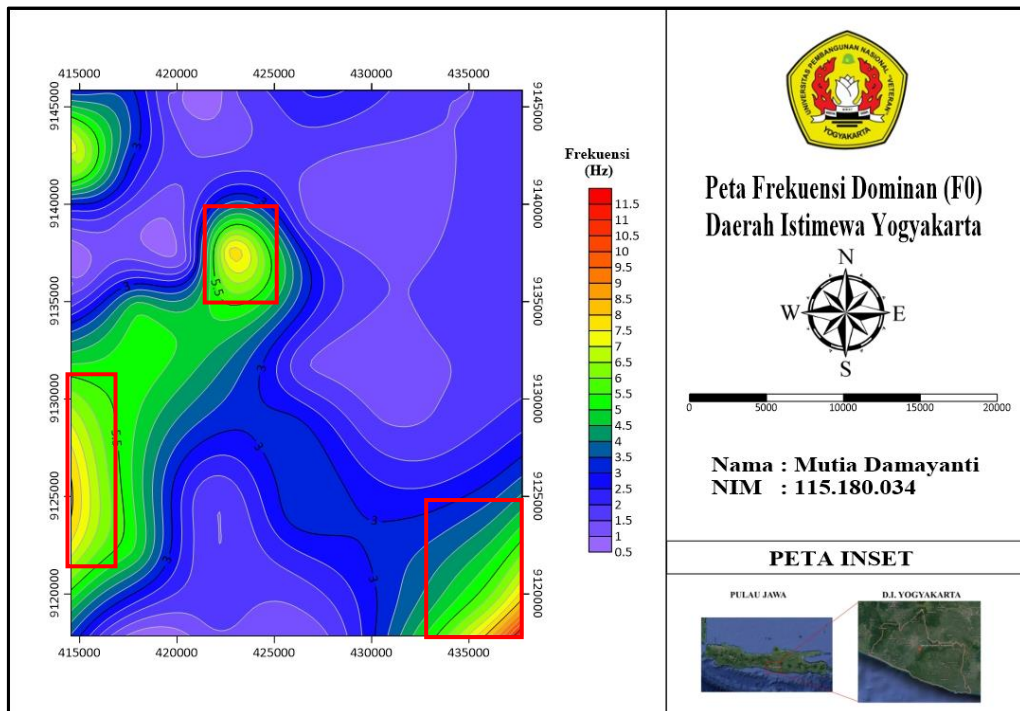
Gambar 5.3 Ground profiles Vp dan Vs dengan 3 lapisan pada daerah penelitian

Ground profiles merupakan hasil dari pengolahan data dengan metode *ellipticity curve* yang menggambarkan keadaan bawah permukaan berdasarkan nilai Vp dan Vs. Nilai Vp dan Vs pada setiap titik berbeda pada tiap lapisannya (*layer*),

bergantung pada batuan yang tersusun pada titik tersebut. Banyaknya lapisan (*layer*) pada tiap titik penelitian juga dipengaruhi oleh informasi geologi daerah tersebut. Sumbu mendatar pada *ground profiles* menunjukkan nilai kecepatan dengan satuan m/s dan sumbu vertikal menunjukkan kedalaman dengan satuan meter. Nilai V_p dan V_s di tiap lintasan pada *ground profiles* menunjukkan perbedaan jenis material di bawah permukaan. Nilai V_s berbanding lurus dengan kerapatan (densitas) batuan atau material. Semakin rapat kerapatan batuan maka semakin besar nilai V_s dan begitu sebaliknya. Kerapatan batuan atau material berkaitan dengan jenis batuan sehingga metode ini mempermudah dalam mengetahui profil atau struktur di bawah permukaan.

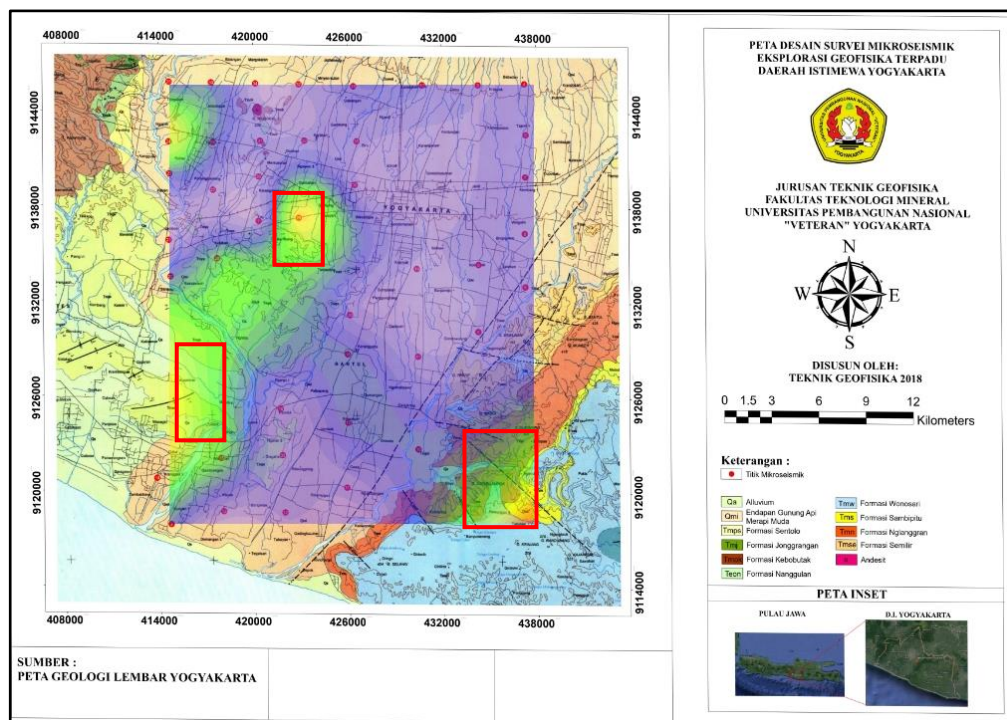
5.2 Peta Frekuensi Dominan (F_0)

Nilai frekuensi dominan berkaitan dengan kedalaman bidang pantul suatu gelombang di bawah permukaan. Bidang pantul tersebut merupakan batas antara sedimen dengan batuan keras. Nilai frekuensi dominan yang tinggi menggambarkan sedimen pada daerah tersebut tipis, sedangkan nilai frekuensi dominan rendah mengindikasikan sedimen atau tanah lunak pada daerah tersebut tebal (Pratama, 2017).



Gambar 5.5 Peta Frekuensi Dominan (F_0) Daerah Istimewa Yogyakarta

Frekuensi dominan merupakan nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di wilayah tersebut yang dapat menunjukkan jenis dan karakteristik batuan tersebut. Nilai frekuensi yang sangat rendah meningkatkan kerentanan terhadap guncangan gempa bumi dengan periode yang panjang (Putri, 2016). **Gambar 5.5.** menunjukkan persebaran nilai Frekuensi Dominan pada daerah penelitian. Daerah dengan nilai F_0 sangat rendah berkisar antara 1 – 2,5 Hz dengan daerah berwarna ungu sampai ungu kebiruan dimana pada tabel klasifikasi zona ini termasuk kedalam zona tipe II. Kemudian daerah dengan nilai Frekuensi rendah berkisar antara 2,5 – 4 Hz dengan daerah berwarna biru tua merupakan zona tipe III. Daerah dengan nilai frekuensi dominan sangat rendah menunjukkan bahwa pada daerah tersebut ketebalan lapisan sedimennya sangat dalam $30m \gg$, dan untuk nilai frekuensi dominan rendah menunjukkan bahwa pada daerah tersebut ketebalan lapisan sedimennya berkisar 10 - 30 meter. Sedangkan untuk daerah dengan nilai frekuensi dominan tinggi pada peta ditunjukkan oleh daerah berwarna hijau kekuningan sampai oranye dengan rentan nilai 4 – 10 Hz, daerah tersebut berdasarkan tabel kanai termasuk kedalam zona tipe IV jenis II yang memiliki ketebalan lapisan sedimen 5 – 10 meter.

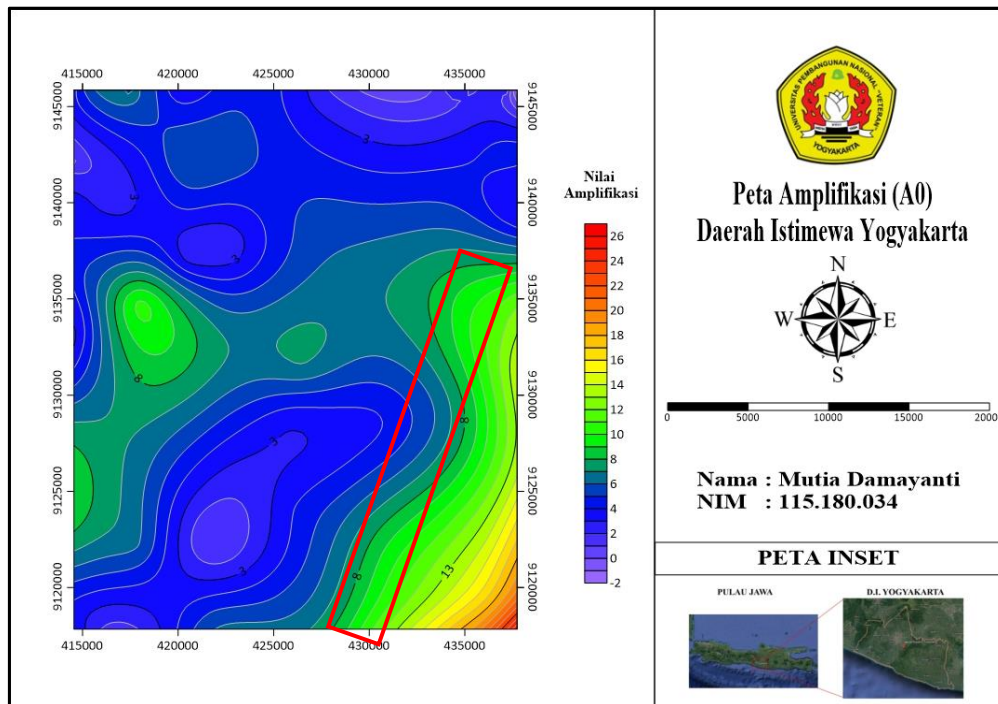


Gambar 5.6 Overlay Peta Frekuensi Dominan Daerah Istimewa Yogyakarta dan Peta geologi Lembar Yogyakarta

Daerah yang ditandai dengan kotak berwarna merah menunjukkan nilai frekuensi dominan yang relatif tinggi sehingga dapat diindikasikan bahwa lapisan batuan yang berada dibawahnya didominasi oleh batuan keras. Berdasarkan peta geologi pada kotak berwarna merah di bagian tenggara peta tersusun atas formasi semilir, formasi nglangran dan formasi sambipitu. Kemudian pada kotak merah di barat daya peta tersusun atas formasi sentolo dan alluvium. Selanjutnya pada kotak merah dibagian utara peta tersusun atas formasi sentolo.

5.3 Peta Amplifikasi (A₀)

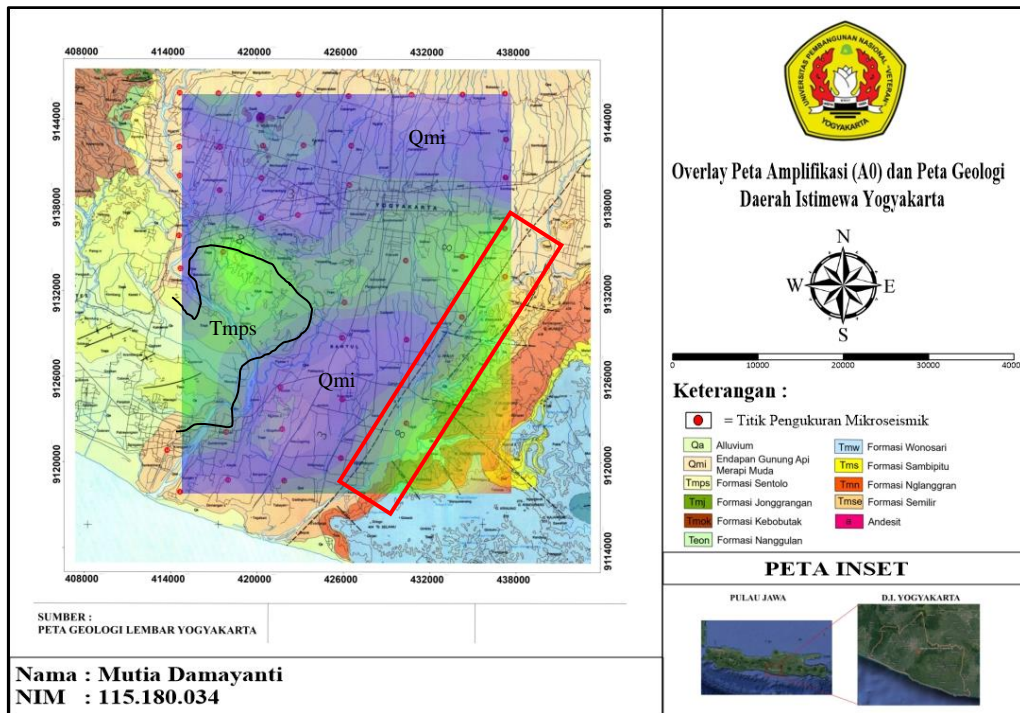
Nilai amplifikasi berkaitan dengan rapat nilai batuan dibawah permukaan, dan berbanding terbalik dengan nilai kecepatan gelombang geser (Vs). Nilai amplifikasi dipengaruhi oleh variasi formasi geologi, ketebalan dan sifat-sifat fisika lapisan tanah dan batuan, seperti batuan mengalami deformasi (pelapukan, pelipatan, dan pergeseran) yang mengubah sifat fisik batuan, sehingga adanya patahan atau sesar dapat mempengaruhi nilai amplifikasi (Partono *et al.*, 2013).



Gambar 5.7 Peta Amplifikasi Daerah Istimewa Yogyakarta

Gambar 5.7. merupakan Peta persebaran nilai Amplifikasi Daerah Istimewa Yogyakarta yang menunjukkan persebaran nilai Faktor Amplifikasinya. Faktor Amplifikasi rendah ditunjukkan pada daerah dengan rentan nilai berkisar

antara 1- 4 dicirikan oleh daerah berwarna biru, kemudian daerah dengan rentan nilai amplifikasi sedang berkisar antara 4 – 7 dicirikan pada daerah berwarna biru tua sampai hijau tua. Kemudian daerah yang nilai faktor amplifikasinya tinggi memiliki nilai berkisar 7 – 9 yaitu daerah dengan warna hijau tua - hijau. Sedangkan daerah yang sangat tinggi nilai faktor amplifikasinya bernilai 10 – 20 berada pada zona berwarna hijau kekuningan – oranye.



Gambar 5.8 Overlay Peta Amplifikasi Daerah Istimewa Yogyakarta dan Peta geologi Lembar Yogyakarta

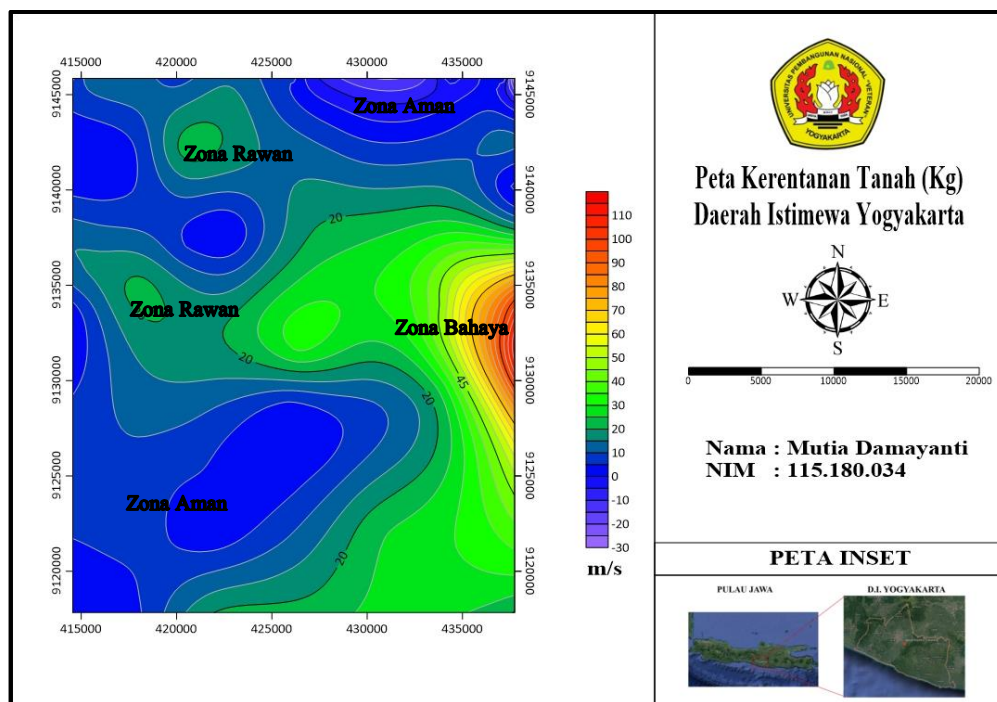
Berdasarkan peta *overlay* diatas dapat dilihat pada Formasi Endapan Gunung Api Merapi Muda (Qmi) memiliki nilai amplifikasi rendah yaitu daerah dengan rentan nilai berkisar antara 1 - 4 dicirikan oleh daerah berwarna biru. Daerah dengan nilai amplifikasi rendah menunjukkan bahwa factor perbesaran gempa yang akan terjadi pada daerah ini tidak terlalu memberikan dampak yang mengakibatkan kerusakan parah. Kemudian pada bagian tenggara yaitu bagian pojok kanan peta *overlay* menunjukkan nilai faktor amplifikasi tinggi sampai sangat tinggi nilai faktor amplifikasinya dengan nilai berkisar 7 – 9 yaitu daerah warna hijau tua - hijau, pada daerah ini termasuk kedalam daerah yang rawan akibat tingginya nilai amplifikasi cukup berpengaruh untuk menimbulkan kerusakan bangunan pada daerah tersebut. Sedangkan daerah yang sangat tinggi nilai faktor amplifikasinya

berada pada zona berwarna hijau kekuningan – oranye yang bernilai 10 – 20. Daerah ini merupakan daerah yang sangat rawan karena faktor perbesaran gelombang akan sangat tinggi yang mengakibatkan kerusakan parah pada daerah dengan rentan nilai tersebut yang merupakan zona dengan dampak terparah apabila terjadi gempa bumi.

Pada analisa peta frekuensi dominan, daerah yang ditandai dengan kotakan merah menunjukkan daerah dengan lapisan sedimen tipis dan di dominasi oleh batuan keras, namun pada peta faktor amplifikasi diatas terlihat bahwa daerah tersebut justru memiliki faktor amplifikasi yang besar sehingga terdapat indikasi bahwa besarnya nilai faktor amplifikasi diakibatkan oleh keberadaan struktur berupa sesar atau patahan. Peta geologi lembar Yogyakarta menunjukkan keberadaan sesar opak dan beberapa sesar minor pada Formasi Nglangran di wilayah tersebut. Hal tersebut semakin memperkuat indikasi keberadaan sesar opak pada daerah yang ditandai dengan kotakan berwarna merah pada daerah tersebut dan nilai faktor amplifikasi tinggi disebabkan oleh adanya patahan atau sesar yang menyebabkan lapisan batuan dibawahnya menjadi zona yang lemah akibat mengalami deformasi. Selanjutnya pada bagian barat juga terlihat daerah dengan nilai faktor Amplifikasi tinggi kisaran 7 – 9, terlihat pada daerah tersebut tersusun atas Formasi Sentolo (Tmps) dengan litologi Batugamping dan Batupasir Napalan dengan indikasi bahwa pada daerah tersebut juga sudah terjadi deformasi yang mengakibatkan nilai faktor amplifikasinya tinggi. Daerah dengan nilai faktor Amplifikasi rendah menunjukkan bahwa dampak yang akan ditimbulkan apabila terjadi gempa bumi tidak terlalu besar. Sehingga daerah yang perlu diperhatikan untuk mitigasi daerah rawan bencana gempa bumi berada pada sekitar Sesar Opak, kemudian di sekitar formasi sentolo.

5.4 Peta Kerentanan Tanah (Kg)

Indeks kerentanan tanah (Kg) menunjukkan nilai kerentanan suatu daerah terhadap bencana gempa bumi. Nilai dari kerentanan tanah ini sangat dipengaruhi oleh nilai Amplifikasi (A0). **Gambar 5.9.** merupakan Peta Kerentanan Tanah (Kg) Daerah Istimewa Yogyakarta yang menunjukkan persebaran nilai Indeks kerentanan tanah pada daerah penelitian. Berikut merupakan hasil pemetaan Indeks Kerentanan Tanah (Kg) pada daerah penelitian:



Gambar 5.9 Peta Kerentanan Tanah (Kg) Daerah Istimewa Yogyakarta

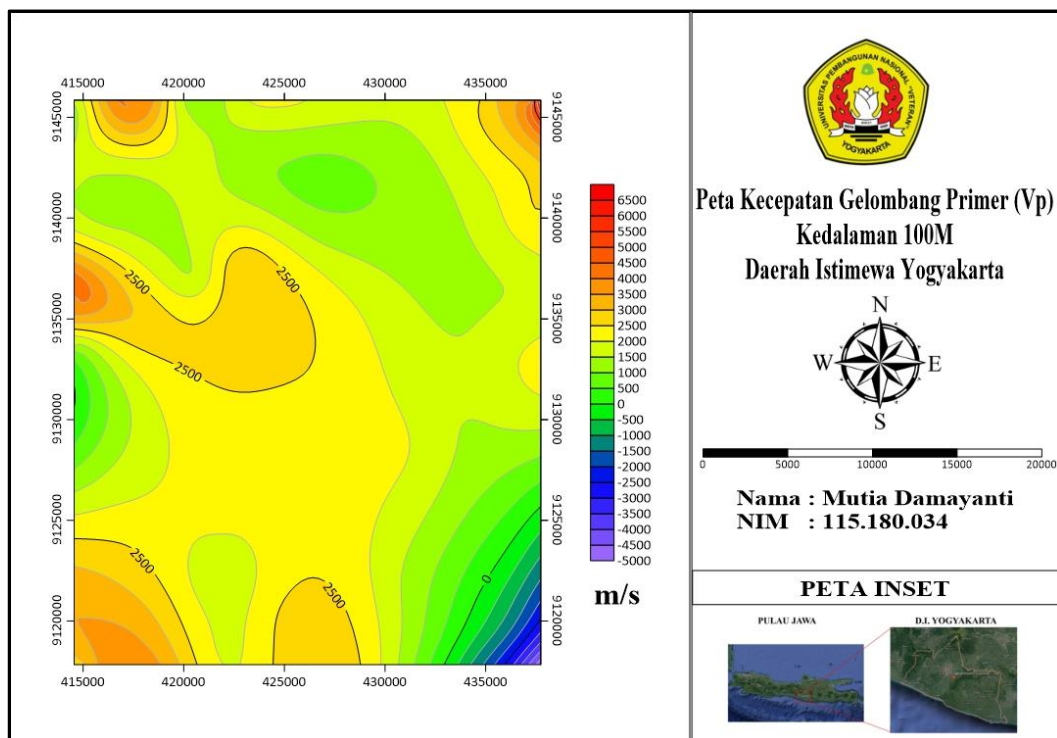
Menurut Daryono,dkk. (2009) terdapat tiga klasifikasi indeks kerentanan tanah (kg) yaitu daerah dengan nilai kerentanan tanah berkisar antara 1-10 yang dicirikan oleh daerah berwarna biru tua pada bagian barat daya dan timur laut pada peta, dimana daerah tersebut diinterpretasikan sebagai zona yang aman. Selanjutnya yaitu daerah dengan nilai kerentanan sedang – relatif tinggi berkisar antara 10 - 20 yang dicirikan oleh daerah berwarna biru kehijauan – hijau tua. Daerah tersebut berada pada tengah sampai ke arah barat laut peta yang diinterpretasikan sebagai zona rawan. Terakhir yaitu daerah dengan nilai kerentanan tanah tinggi yang bernilai > 20 dicirikan oleh daerah berwarna hijau kekuningan – oranye dengan kisaran nilai Kg 25 – 75 yang merupakan zona bahaya.

Berdasarkan analisis mikrozonasi peta Frekuensi Dominan (F_0) dan Nilai Faktor Amplifikasi (A_0) daerah yang memiliki nilai Kg tinggi yang berada pada bagian tengah – selatan pada bagian timur peta yang berada pada jalur sesar opak dan beberapa sesar minor lainnya. Zona rawan berada pada bagian tengah daerah penelitian yang merupakan daerah dengan formasi sentolo dan formasi endapan gunung merapi muda. Keberadaan zona rawan tersebut memiliki pola timur – barat, dimana pada bagian barat merupakan daerah dengan formasi sentolo sebagai formasi penyusun batuanannya, pada bagian tengah merupakan daerah dengan endapan gunung Merapi muda dan bagian timur merupakan jalur sesar opak. Kemudian

akibat adanya jalur sesar yang berorientasi barat daya – timur laut serta beberapa struktur minor disekitar sesar opak daerah tersebut menjadi zona bahaya karena lapisan batuanya yang telah terdeformasi atau dapat disebut sebagai zona lemah, meskipun berdasarkan pemetaan frekuensi dominannya daerah tersebut merupakan daerah yang lapisan sedimennya tipis dan didominasi oleh batuan keras, namun pada peta amplifikasi menunjukkan bahwa pada daerah tersebut nilai amplifikasinya tinggi. Sehingga apabila terjadi gempa bumi daerah pada zona bahaya dan zona rawan memerlukan perhatian lebih mengingat resiko yang ditimbulkan apabila terjadi gempa bumi akan berdampak besar.

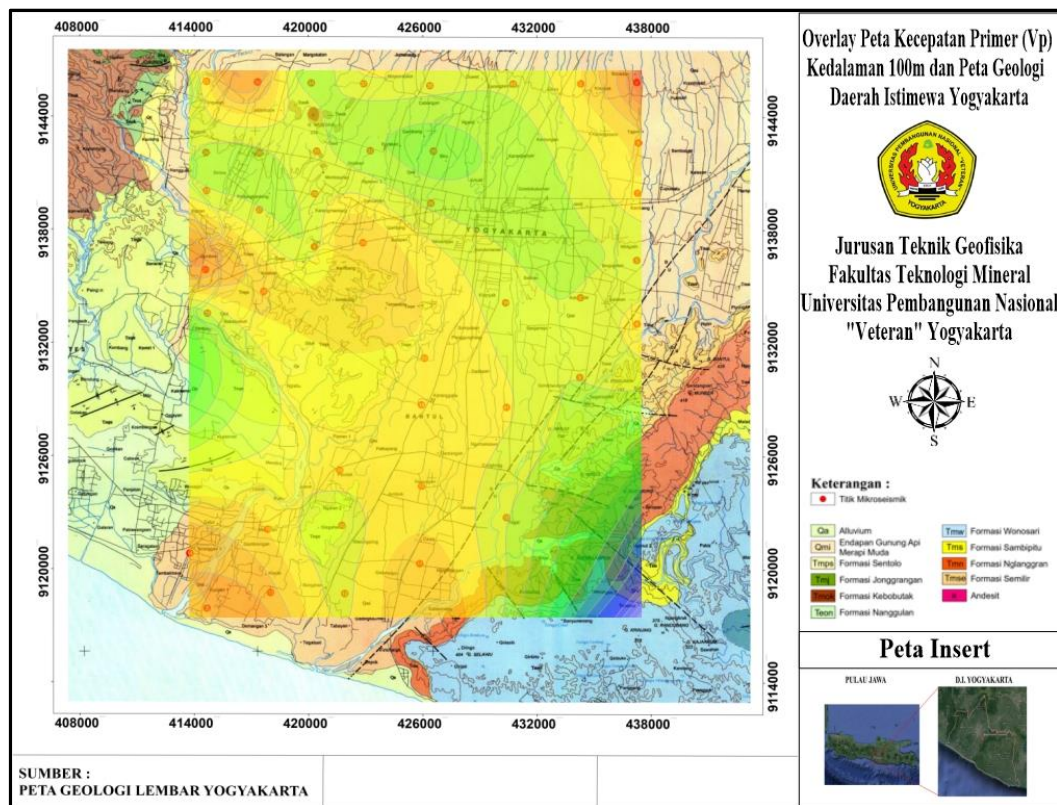
5.5 Peta Kecepatan Primer (Vp)

Berikut merupakan peta kecepatan gelombang primer (Vp) dengan variasi kedalaman 100meter, 200meter dan 300meter, serta peta 3D Vp pada daerah penelitian tepatnya di wilayah Daerah Istimewa Yogyakarta yang diperoleh dari pengolahan menggunakan *software server* dan juga *software python*. Peta Kecepatan gelombang primer perkedalaman ini menunjukkan variasi nilai Vp di tiap daerah yang merepresentasikan kecepatan lapisan batuan bawah permukaannya.



Gambar 5.10 Peta Kecepatan Gelombang Primer (Vp) Kedalaman 100 meter Daerah Istimewa Yogyakarta

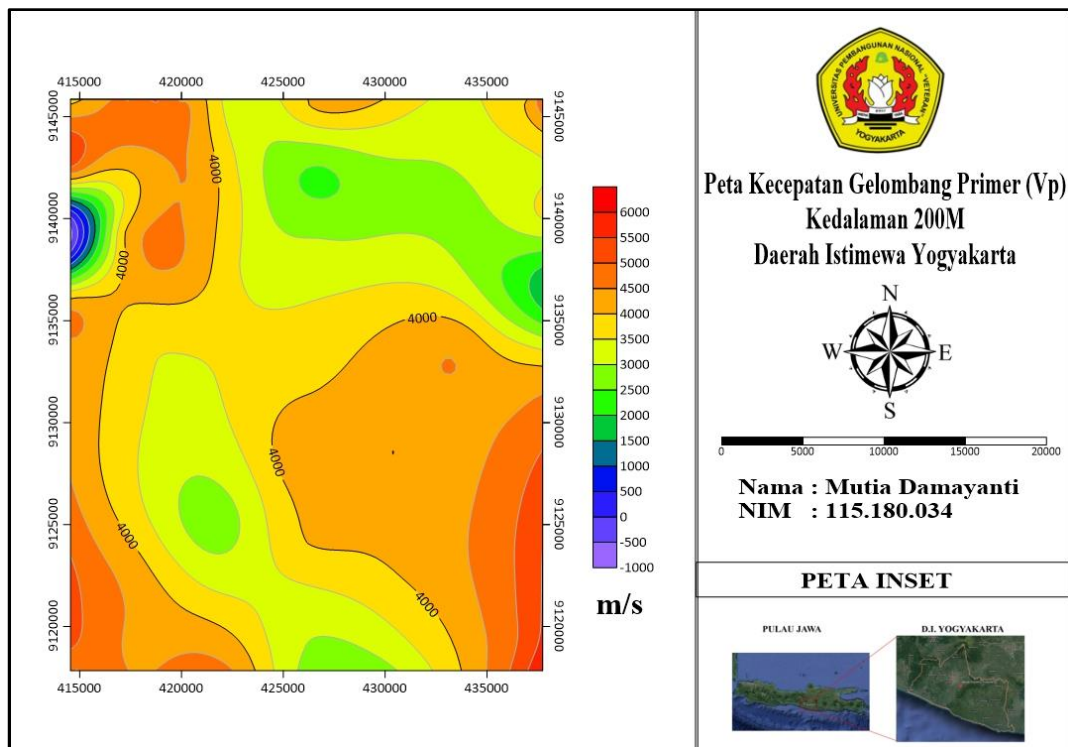
Pada **Gambar 5.10.** diatas merupakan Peta Kecepatan Gelombang Primer (Vp) pada kedalaman 100 meter. Berdasarkan nilai kecepatan gelombang Vp maka dapat diketahui jenis lapisan batuan penyusun yang berada pada tiap daerah. Pada peta terdapat perbedaan kecepatan gelombang primer (vp) yang diindikasikan dengan perubahan warna peta. Terdapat empat kategori yaitu daerah dengan kecepatan gelombang primer rendah, sedang, tinggi dan daerah dengan nilai yang sangat tinggi. Daerah dengan rentan nilai gelombang primer rendah bernilai kisaran nilai 0 m/s sampai 500 m/s yaitu pada daerah berwarna hijau muda, selanjutnya daerah bernilai sedang memiliki rentan nilai 500 m/s – 1500 m/s ditunjukkan pada daerah berwarna hijau kekuningan - kuning. Selanjutnya daerah dengan nilai kecepatan gelombang primer (Vp) tinggi berkisar antara 1500 m/s – 2500 m/s pada daerah berwarna kuning – oranye. Terakhir yaitu daerah bernilai Vp sangat tinggi dengan rentan nilai 2500 m/s – 4000m/s.



Gambar 5.11 Overlay Peta Kecepatan Gelombang Primer (Vp) Kedalaman 100 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta

Peta diatas merupakan hasil overlay antara peta kecepatan primer (Vp) kedalaman 100 meter. Pada peta diatas daerah dengan rentan nilai Vp 0 m/s -500

m/s diindikasikan sebagai daerah dengan litologi berupa lapisan *soil*, kemudian pada daerah dengan rentan nilai V_p 500 m/s – 1500 m/s mengindikasikan material berupa *alluvium* yang terlihat pada bagian berwarna hijau – hijau kekuningan pada tengah daerah penelitian, pada rentan nilai V_p 1500 m/s – 2500 m/s diindikasikan sebagai lapisan batuan berupa *clay*, terakhir yaitu daerah dengan nilai V_p sangat tinggi 2500 m/s – 4000m/s diindikasikan sebagai lapisan tanah berupa *sandstone*. Pada overlay peta diatas jalur sesar opak berada pada bagian tenggara daerah penelitian dengan kecepatan gelombang primer lapisan batuan penyusunnya berkisar antara 500 – 1500 m/s yang termasuk kedalam formasi endapan gunung api Merapi muda. Kemudian semakin ke tenggara daerah penelitian kecepatan lapisan batumannya semakin kecil.

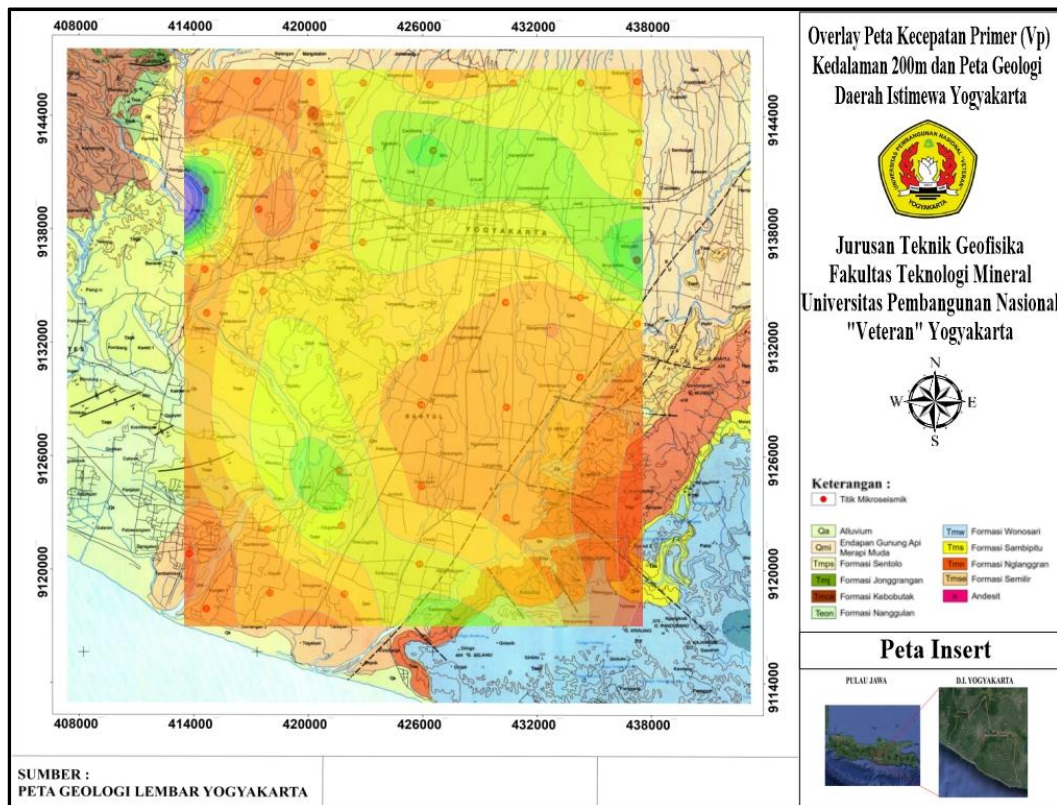


Gambar 5.12 Peta Kecepatan Gelombang Primer (V_p) Kedalaman 200 meter Daerah Istimewa Yogyakarta

Pada **Gambar 5.12.** diatas merupakan Peta Kecepatan Gelombang Primer (V_p) pada kedalaman 200 meter. Pada peta terdapat empat kategori yaitu daerah dengan kecepatan gelombang primer rendah, sedang, tinggi dan daerah dengan nilai sangat tinggi. Daerah dengan rentan nilai gelombang primer rendah berkisar 200 m/s – 1000m/s pada daerah berwarna biru tua, kemudian daerah bernilai sedang

berkisar 1000 m/s - 2500 m/s yaitu pada daerah berwarna hijau tua – hijau muda, selanjutnya daerah bernilai tinggi memiliki rentan nilai 2500 m/s – 4000 m/s ditunjukkan pada daerah berwarna hijau kekuningan – kuning. Terakhir yaitu daerah dengan nilai kecepatan gelombang primer (Vp) sangat tinggi berkisar antara 4000 m/s – 5000 m/s pada daerah berwarna oranye muda – oranye tua.

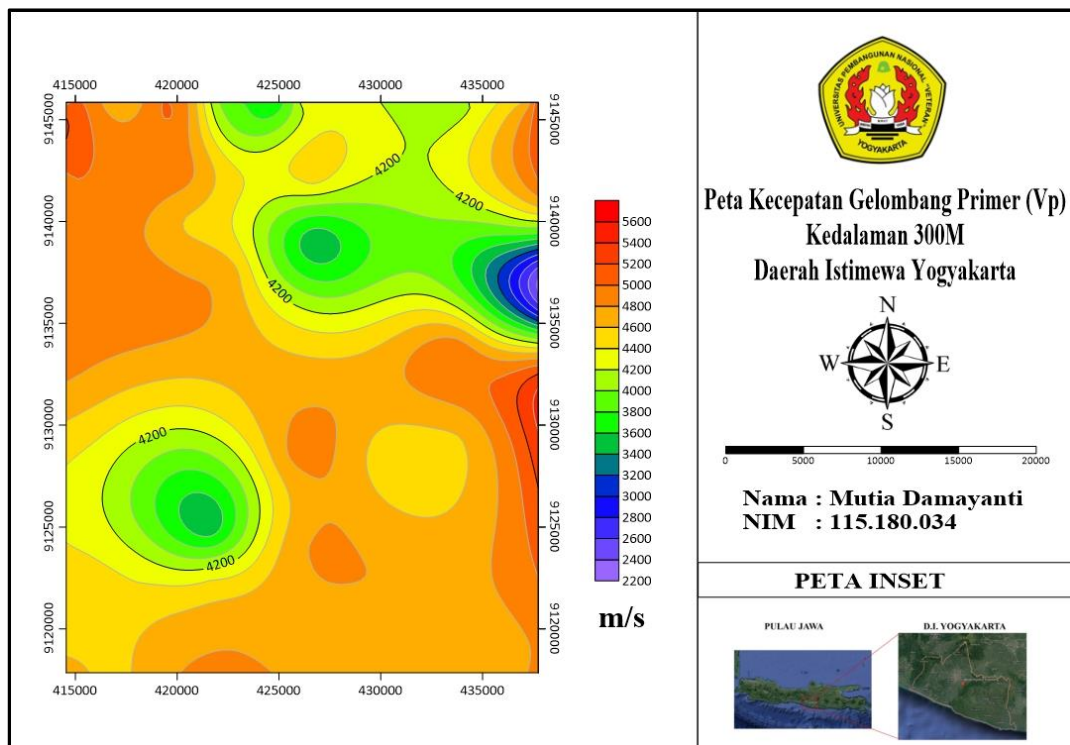
Pada daerah dengan rentan nilai Vp 200 m/s – 1000m/s diindikasikan sebagai daerah dengan litologi berupa lapisan pasir tak tersaturasi, kemudian pada daerah dengan rentan nilai Vp 1000 m/s - 2500 m/s mengindikasikan lapisan batuan berupa *alluvium*, pada rentan nilai Vp 2500 m/s – 4000 m/s diindikasikan sebagai lapisan batuan dengan material batupasir dan serpih, terakhir yaitu daerah dengan nilai Vp sangat tinggi 4000 m/s – 5000 m/s diindikasikan sebagai lapisan tanah berupa batuan dasar berupa batuan beku.



Gambar 5.13 Overlay Peta Kecepatan Gelombang Primer (Vp) Kedalaman 200 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta

Gambar 5.13 diatas merupakan hasil *overlay* antara peta geologi lembar Yogyakarta dengan peta kecepatan gelombang primer kedalaman 200 meter. Pada kedalaman 200 meter kecepatan gelombang primer (Vp) pada jalur sesar opak

menunjukkan bahwa kecepatan lapisan batuanya relatif tinggi berkisar antara 1500 m/s – 4000 m/s dimana mengindikasikan bahwa lapisan batuanya berupa batuan keras dan berdasarkan tingginya kecepatan lapisan batuan pada kedalaman 200 meter tidak menunjukkan daerah lemah yang diakibatkan oleh sesar opak, untuk itu dapat diindikasikan bahwa zona hancuran akibat sesar opak tidak mencapai kedalaman 200 meter. Lapisan batuan yang masih terpengaruh oleh keberadaan sesar opak berada pada kedalaman < 100 meter.

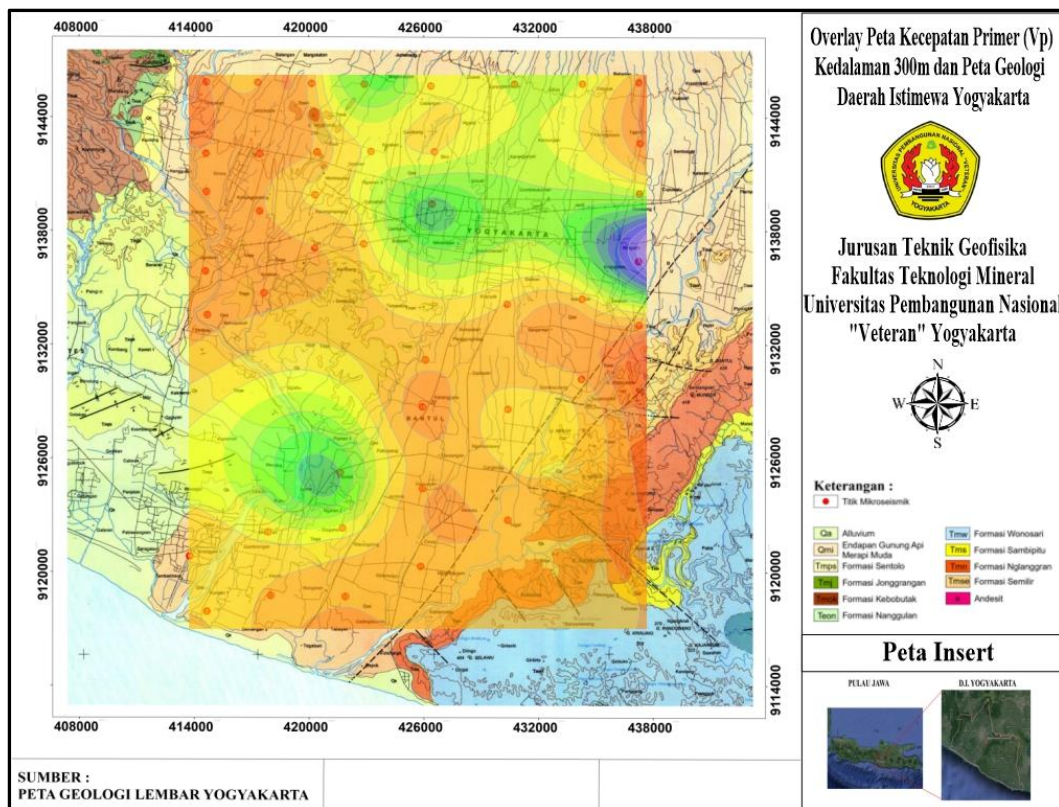


Gambar 5.14 Peta Kecepatan Gelombang Primer (Vp) Kedalaman 300 meter Daerah Istimewa Yogyakarta

Pada **Gambar 5.14.** diatas merupakan Peta Kecepatan Gelombang Primer (Vp) pada kedalaman 300 meter. Dapat dilihat pada peta diatas terdapat tiga kategori yaitu daerah dengan kecepatan gelombang primer sedang, tinggi dan sangat tinggi. Daerah dengan rentan nilai gelombang primer sedang yaitu kisaran nilai 2200 m/s – 3400 m/s yaitu pada daerah berwarna biru tua – biru kehijauan yang diindikasikan sebagai lapisan batuan berupa batupasir dan serpih, selanjutnya daerah bernilai tinggi memiliki rentan nilai 3400 m/s – 4400 m/s ditunjukkan pada daerah berwarna hijau - kuning yang diindikasikan sebagai *Volcanic Breccia*. Terakhir yaitu daerah dengan nilai kecepatan gelombang primer sangat tinggi

berkisar antara 4400 m/s – 5400 m/s pada daerah berwarna oranye – oranye tua yang diindikasikan berupa batuan beku sebagai batuan dasar.

Berdasarkan peta perkedalaman 100m, 200m, dan 300m diatas diketahui bahwa semakin dalam lapisan batuanya maka semakin didominasi oleh nilai Vp yang tinggi. Hal tersebut disebabkan oleh semakin bertambahnya kedalaman maka batuan akan semakin kompak. Sehingga dari pernyataan tersebut dapat diketahui bahwa nilai kecepatan gelombang primer tersebut telah memenuhi hukum seismik. Pada kedalaman 100 m dibawah permukaan lapisan batuan didominasi oleh nilai Vp yang rendah berkisar antara 0 m/s – 2500 m/s pada daerah berwarna hijau muda – kuning. Kemudian pada kedalaman 200m lapisan batuan didominasi oleh nilai Vp 1500 m/s – 4000 m/s ditunjukkan oleh daerah berwarna hijau kekuningan – oranye. Terakhir pada kedalaman 300m warna yang mendominasi adalah kuning – oranye tua yang bernilai 4400 m/s – 5400 m/s.



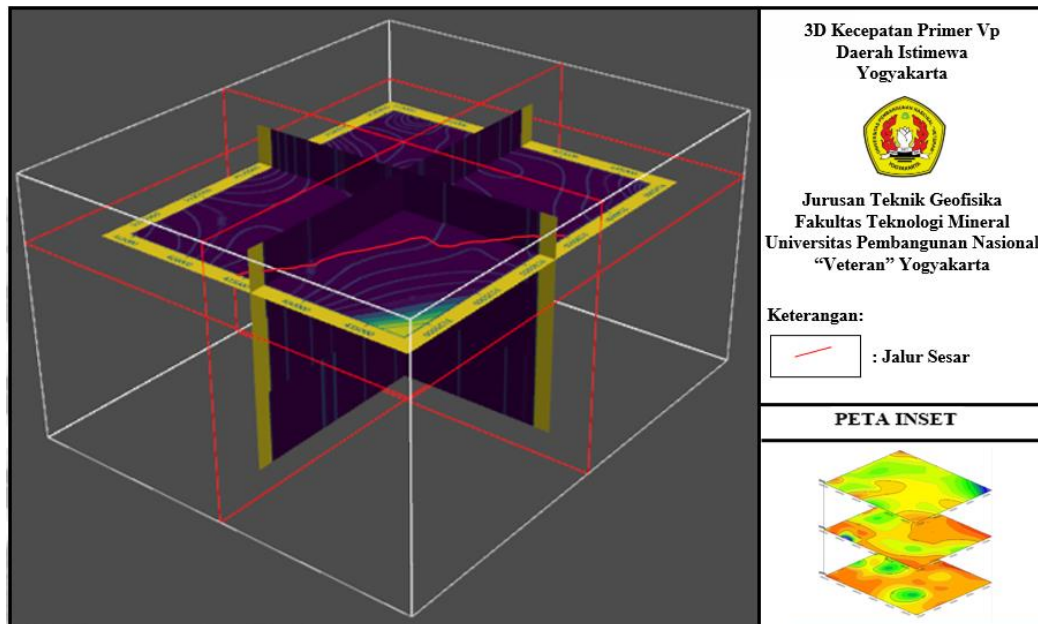
Gambar 5.15 Overlay Peta Kecepatan Gelombang Primer (Vp) Kedalaman 300 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta

Gambar 5.15 diatas merupakan hasil *overlay* antara peta geologi lembar Yogyakarta dengan peta kecepatan gelombang primer kedalaman 300 meter. Pada

kedalaman 300 meter kecepatan gelombang primer (V_p) pada jalur sesar opak menunjukkan bahwa kecepatan lapisan batuanya relatif tinggi berkisar antara 4400 m/s – 5400 m/s dimana mengindikasikan bahwa lapisan batuanya berupa batuan keras sebagai batuan dasar pada daerah penelitian dan berdasarkan tingginya kecepatan lapisan batuan pada kedalaman 300 m tidak menunjukkan daerah lemah yang diakibatkan oleh sesar opak, sehingga diindikasikan bahwa zona hancuran akibat sesar opak tidak mencapai kedalaman 300 m dan lapisan batuan yang masih terpengaruh oleh keberadaan sesar opak berada pada kedalaman < 100 meter.

Dari perbandingan kecepatan gelombang primer (V_p) ini dapat diketahui persebaran lapisan sedimen pada area penelitian. Pada peta desain survei metode mikroseismik, titik penelitian didominasi pada wilayah formasi Merapi muda dan terdapat beberapa titik yang berada pada wilayah formasi Sentolo. Berdasarkan penelitian terdahulu formasi Merapi muda terdiri dari endapan vulkanik kuarter yang berasal dari endapan hasil letusan gunung merapi berupa tuff, tuff-lapilli, breksi, aglomerat dan lava andesit (Harjanto, 2011). Untuk itu dalam menginterpretasikan peta perkedalaman diatas digunakan beberapa klasifikasi berdasarkan penelitian terdahulu untuk mendeskripsikan jenis batuan berdasarkan kecepatan gelombang primernya (V_p).

Bedasarkan interpretasi pada peta perkedalaman 100 meter diatas dapat dilihat bahwa indikasi keberadaan lapisan sedimen sangat jelas pada kedalaman 100 – 200 meter kemudian pada kedalaman 300 meter lapisan batuanya didominasi oleh batuan dasar yang sangat kompak yang dapat dikatakan merupakan lapisan batuan beku, sehingga dalam penelitian ini lapisan sedimen diinterpretasikan dengan kecepatan gelombang primer (V_p) < 5000 m/s di rentan kedalaman 100 – 200 meter.



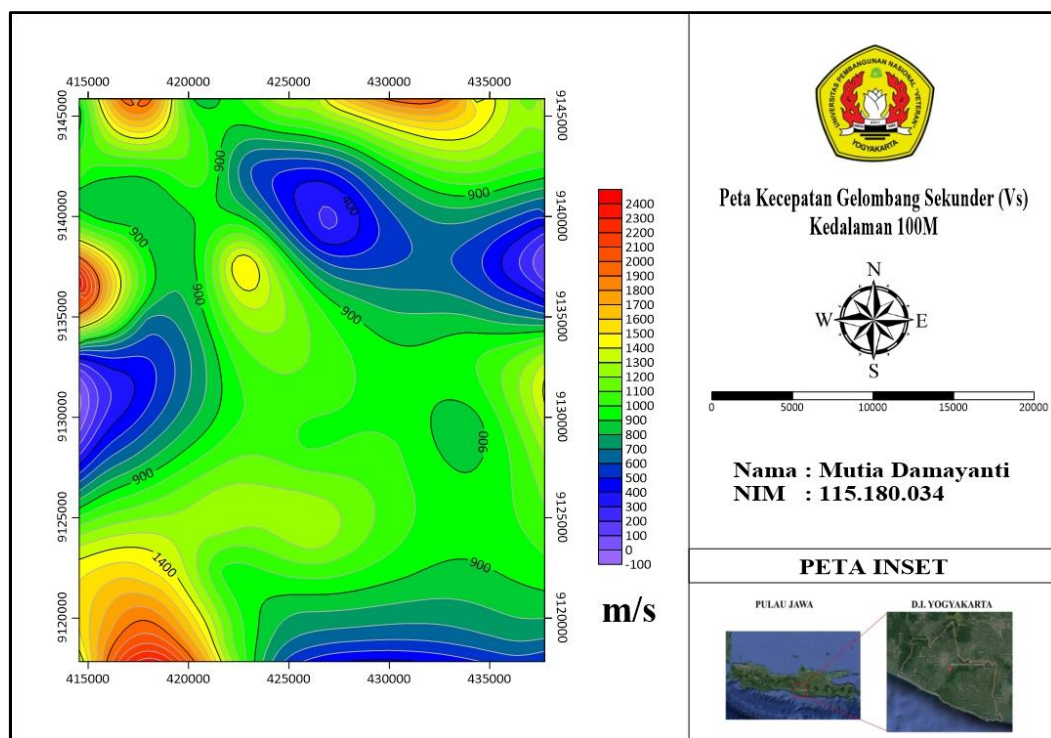
Gambar 5.16 Peta 3D Kecepatan Gelombang Primer (Vp)

Gambar 5.16. diatas merupakan Peta 3D Kecepatan Gelombang Primer (Vp). Berdasarkan peta 3D kecepatan gelombang primer (Vp) terdapat indikasi keberadaan Sesar Opak dengan arah orientasi Barat daya – Timur laut yang ditandai oleh garis berwarna merah pada peta. Indikasi keberadaan Sesar Opak berdasarkan nilai Vp yang ditunjukkan oleh kontras perbedaan nilai kecepatannya. Pada Peta 3D diatas keberadaan sesar terlihat jelas pada kedalaman diatas 100 meter.

Sesar Opak tersebut termasuk kedalam jenis sesar mendatar mengiri, yang tertimbun oleh endapan alluvial Gunung Merapi dan diperkirakan aktif kembali pada tahun 2006 akibat gempa bumi yang terjadi di Yogyakarta serta seiring perkembangannya sesar ini mengalami deformasi dan berkembang menjadi sesar turun. Keberadaan Sesar Opak tersebut didukung oleh penelitian terdahulu (Prasetyadi.C.dkk, 2011). Beberapa formasi yang dilalui oleh Sesar Opak meliputi Formasi Semilir, Formasi Nglanggran, Alluvium dan Endapan Gunung Merapi Muda.

5.6 Peta Kecepatan Sekunder (Vs)

Berikut merupakan peta kecepatan gelombang sekunder (Vs) dengan variasi kedalaman 100meter, 200meter dan 300meter, serta peta 3D Vs pada daerah penelitian tepatnya di wilayah Daerah Istimewa Yogyakarta yang diperoleh dari pengolahan menggunakan *software surver* dan juga *software python*.

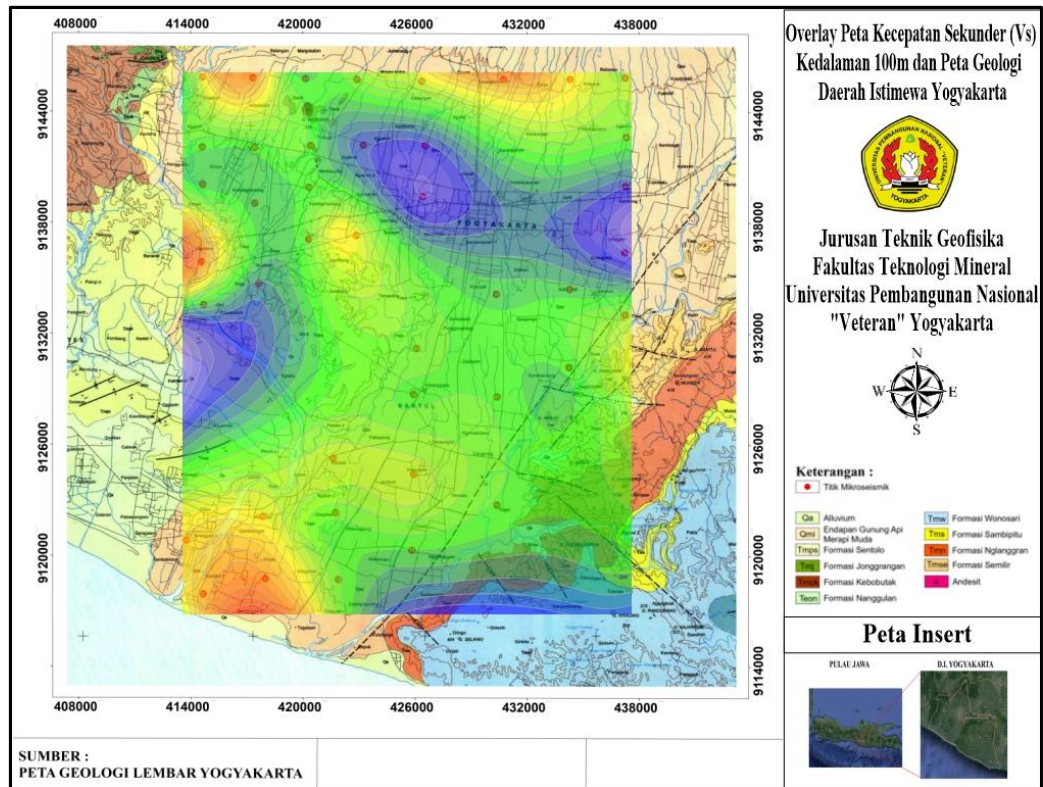


Gambar 5.17 Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (Vs) Kedalaman 100 meter Daerah Istimewa Yogyakarta

Pada **Gambar 5.17.** diatas merupakan Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (Vs) pada kedalaman 100 meter. Berdasarkan nilai kecepatan gelombang Vs maka dapat diketahui jenis lapisan batuan penyusun yang berada pada tiap daerah. Pada peta terdapat perbedaan kecepatan gelombang sekunder (Vs) yang diindikasikan dengan perubahan warna peta. Terdapat empat kategori yaitu daerah dengan kecepatan gelombang primer rendah, sedang, tinggi. Daerah dengan rentan nilai gelombang primer sangat rendah bernilai 100 m/s – 900 m/s dicirikan dengan daerah berwarna biru - biru kehijauan, kemudian daerah bernilai sedang yaitu kisaran nilai 900 m/s - 1400m/s yaitu pada daerah berwarna hijau muda sampai hijau kekuningan, selanjutnya daerah bernilai tinggi memiliki rentan nilai 1400 m/s – 2200 m/s ditunjukkan pada daerah berwarna kuning - oranye.

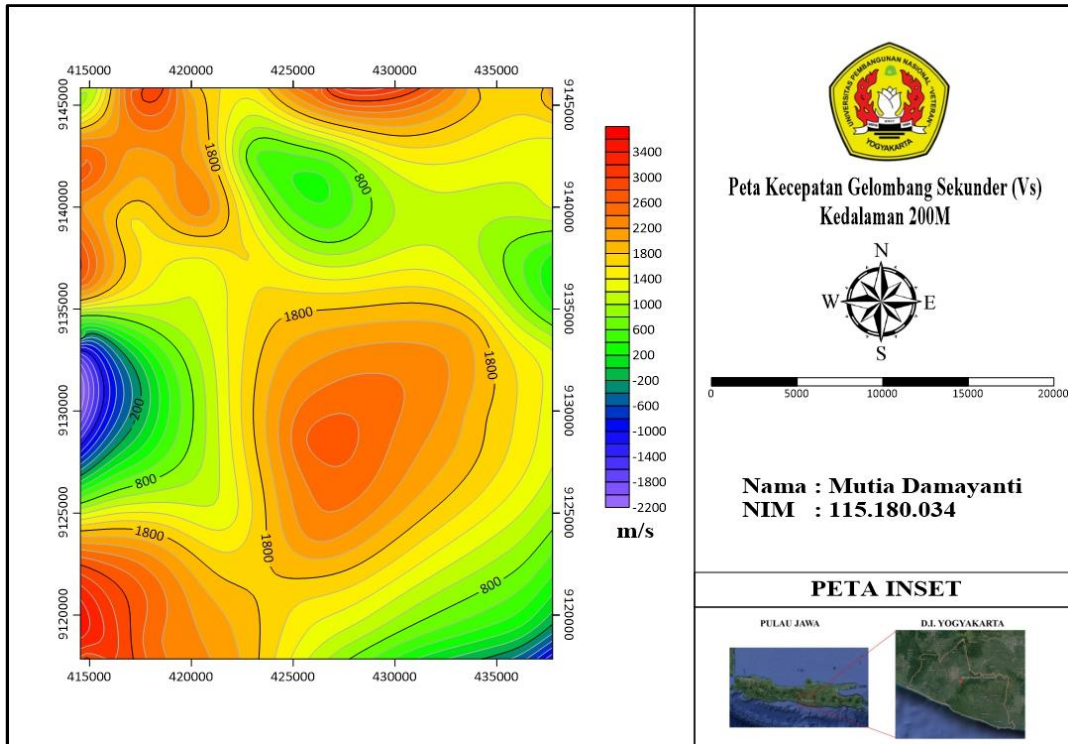
Pada *overlay* peta **Gambar 5.18** jalur sesar opak berada pada bagian tenggara daerah penelitian dengan kecepatan gelombang primer lapisan batuan penyusunnya berkisar antara 100 – 1000 m/s yang termasuk kedalam formasi endapan gunung api Merapi muda. Kemudian semakin ke tenggara daerah penelitian kecepatan lapisan batuanya semakin kecil. Berdasarkan klasifikasi (Badan Standarisasi Nasional, 2012) daerah dengan nilai Vs berkisar antara 100 m/s – 900 m/s

merupakan daerah dengan litologi berupa batuan lunak hingga batuan. Selanjutnya pada kecepatan Vs 900 m/s – 1400 m/s diindikasikan sebagai litologi berupa batuan, dan terakhir yaitu pada daerah dengan nilai kecepatan Vs > 1500 m/s diindikasikan sebagai Batuan Keras.

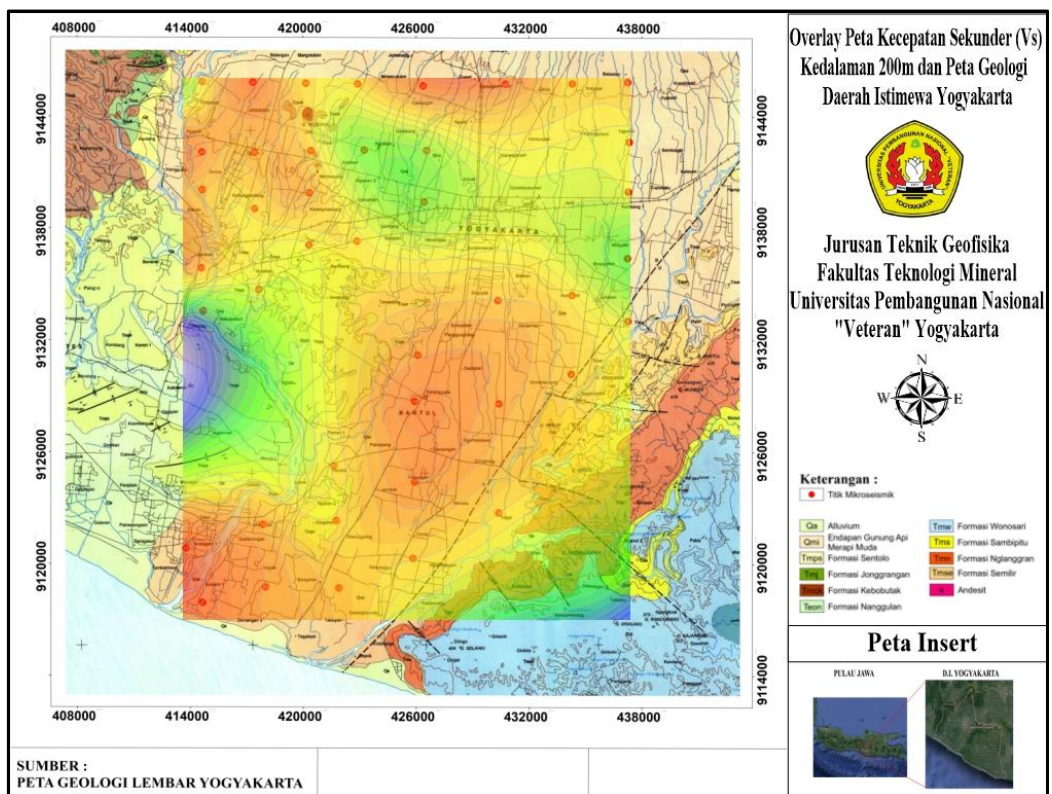


Gambar 5.18 Overlay Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (Vs) Kedalaman 100 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta

Selanjutnya Pada **Gambar 5.19**. dibawah merupakan Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (Vs) pada kedalaman 200 meter. Pada peta terdapat perbedaan kecepatan gelombang sekunder (vs) yang diindikasikan dengan perubahan warna peta. Terdapat tiga kategori yaitu daerah dengan kecepatan gelombang primer rendah, sedang dan daerah dengan nilai yang tinggi. Daerah dengan rentan nilai gelombang sekunder rendah berkisar antara nilai 0 m/s sampai 800 m/s yaitu pada daerah berwarna hijau tua – hijau muda, selanjutnya daerah bernilai sedang memiliki rentan nilai 800 m/s – 1800 m/s ditunjukkan pada daerah berwarna hijau kekuningan - oranye. Terakhir yaitu daerah dengan nilai kecepatan gelombang sekunder (Vs) tinggi berkisar antara 1800 m/s – 2600 m/s pada daerah berwarna oranye – oranye tua.



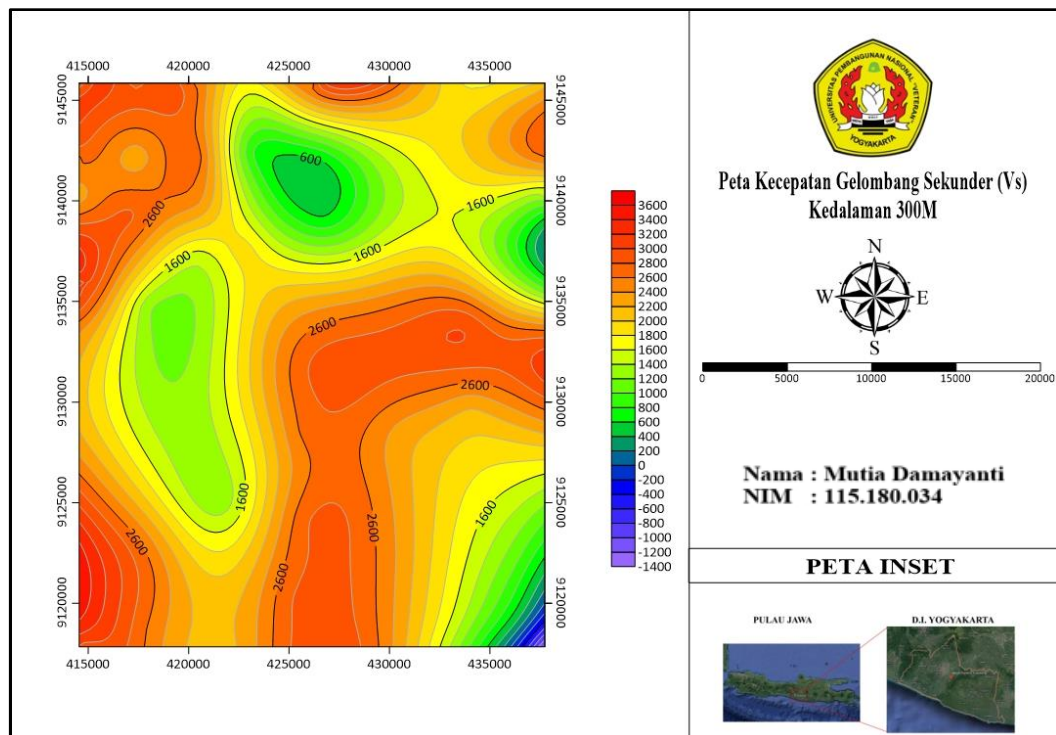
Gambar 5.19 Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (Vs) Kedalaman 200 meter Daerah Istimewa Yogyakarta



Gambar 5.20 Overlay Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (Vs) Kedalaman 300 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta

Gambar diatas merupakan hasil *overlay* antara peta geologi lembar Yogyakarta dengan peta kecepatan gelombang sekunder kedalaman 200 meter. Pada kedalaman 200 meter kecepatan gelombang sekunder (V_s) pada jalur sesar opak menunjukkan bahwa kecepatan lapisan batuanya relatif tinggi berkisar antara 1000 m/s – 2200 m/s dimana mengindikasikan bahwa lapisan batuanya berupa batuan keras dan berdasarkan tingginya kecepatan lapisan batuan pada kedalaman 200 meter tidak menunjukkan daerah lemah yang diakibatkan oleh sesar opak, untuk itu dapat diindikasikan bahwa zona hancuran akibat sesar opak tidak mencapai kedalaman 200 meter. Lapisan batuan yang masih terpengaruh oleh keberadaan sesar opak berada pada kedalaman < 100 meter.

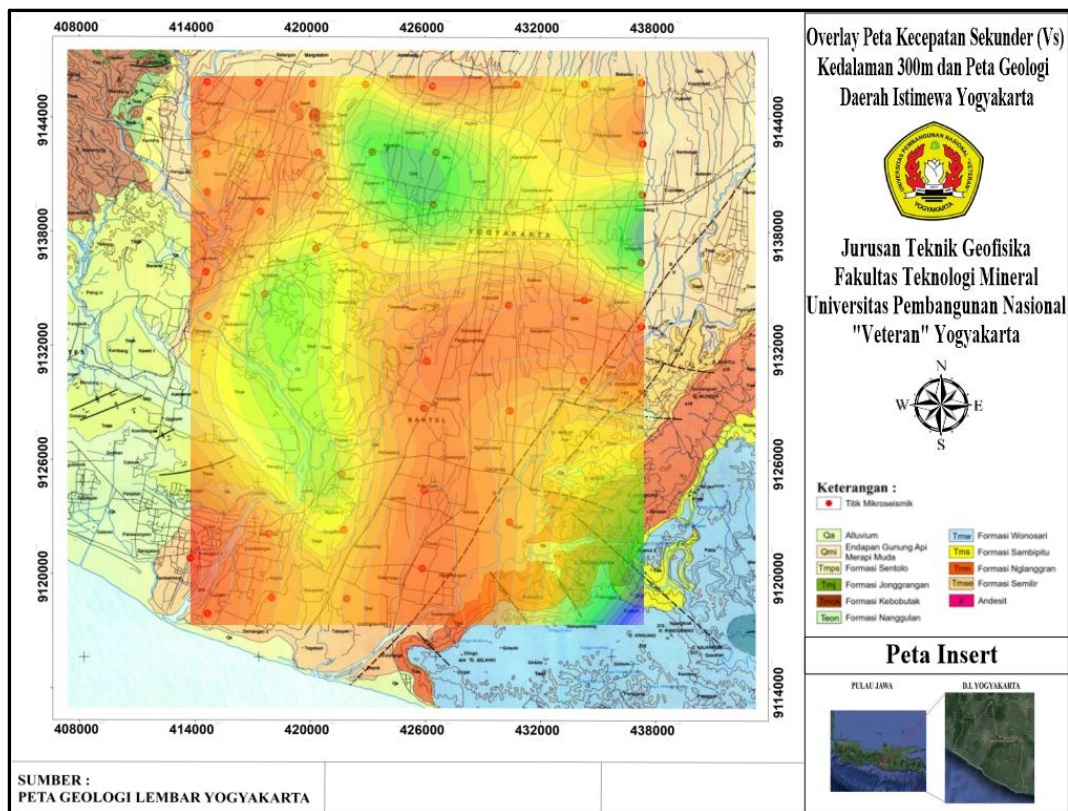
Berdasarkan klasifikasi (Badan Standarisasi Nasional, 2012) daerah dengan nilai V_s berkisar antara 0 m/s – 800 m/s merupakan daerah dengan litologi berupa batuan lunak hingga batuan. Selanjutnya pada kecepatan V_s 800 m/s – 1800 m/s diindikasikan sebagai litologi berupa batuan – batuan keras, dan terakhir yaitu pada daerah dengan nilai kecepatan V_s > 1500 m/s diindikasikan sebagai batuan keras.



Gambar 5.21 Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (V_s) Kedalaman 300 meter Daerah Istimewa Yogyakarta

Pada **Gambar 5.21.** diatas merupakan Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (V_s) pada kedalaman 300 meter. Pada peta terdapat perbedaan kecepatan

gelombang sekunder (v_s) yang diindikasikan dengan perubahan warna peta. Terdapat tiga kategori yaitu daerah dengan kecepatan gelombang primer rendah, sedang dan daerah dengan nilai yang tinggi. Daerah dengan rentan nilai gelombang primer sangat rendah bernilai 0 m/s - dicirikan dengan daerah berwarna biru kehijauan, kemudian daerah bernilai rendah yaitu kisaran nilai 600 m/s sampai 1600 m/s yaitu pada daerah berwarna hijau muda – hijau kekuningan, selanjutnya daerah bernilai sedang memiliki rentan nilai 1600 m/s – 2600 m/s ditunjukkan pada daerah berwarna hijau kekuningan - oranye. Terakhir yaitu daerah dengan nilai kecepatan gelombang sekunder (V_s) tinggi berkisar antara 2600 m/s – 3000 m/s pada daerah berwarna oranye – oranye tua. Berdasarkan klasifikasi (Badan Standarisasi Nasional, 2012) daerah dengan nilai V_s berkisar antara 600 m/s – 1600 m/s merupakan daerah dengan litologi berupa batuan. Selanjutnya pada daerah dengan nilai kecepatan $V_s > 1500$ m/s diindikasikan sebagai batuan keras.



Gambar 5.22 Overlay Peta Kecepatan Gelombang Sekunder (V_s) Kedalaman 300 meter dan Peta Geologi Lembar Yogyakarta

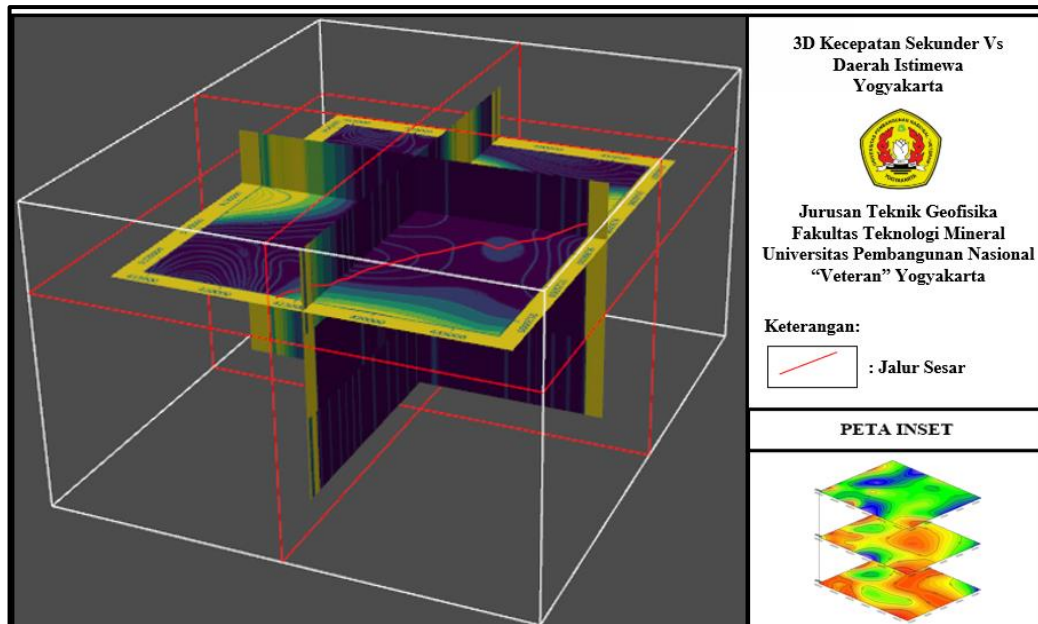
Gambar 5.22 diatas merupakan hasil *overlay* antara peta geologi lembar Yogyakarta dengan peta kecepatan gelombang primer kedalaman 300 meter. Pada

kedalaman 300 meter kecepatan gelombang sekunder (V_s) pada jalur sesar opak menunjukkan bahwa kecepatan lapisan batuanya relatif tinggi berkisar antara 1600 m/s – 2600 m/s dimana mengindikasikan bahwa lapisan batuanya berupa batuan keras sebagai batuan dasar pada daerah penelitian dan berdasarkan tingginya kecepatan lapisan batuan pada kedalaman 300 m tidak menunjukkan daerah lemah yang diakibatkan oleh sesar opak, sehingga diindikasikan bahwa zona hancuran akibat sesar opak tidak mencapai kedalaman 300 m dan lapisan batuan yang masih terpengaruh oleh keberadaan sesar opak berada pada kedalaman < 100 meter.

Berdasarkan peta perkedalaman 100m, 200m, dan 300m diatas diketahui bahwa semakin dalam lapisan batuanya maka semakin didominasi oleh nilai V_s yang tinggi. Hal tersebut disebabkan oleh semakin bertambahnya kedalaman maka batuan akan semakin kompak. Sehingga dari pernyataan tersebut dapat diketahui bahwa nilai kecepatan gelombang sekunder tersebut telah memenuhi hukum seismik. Pada kedalaman 100m dibawah permukaan lapisan batuan didominasi oleh nilai V_s yang rendah berkisar antara 900 m/s – 1400 m/s pada daerah berwarna hijau muda – hijau kekuning, nilai kecepatan lapisan tersebut mengindikasikan bahwa lapisan penyusunnya berupa batuan. Kemudian pada kedalaman 200m lapisan batuan didominasi oleh nilai V_s 1400 m/s – 2400 m/s ditunjukkan oleh daerah berwarna kuning – oranye mengindikasikan jenis lapisan berupa batuan keras. Terakhir pada kedalaman 300m warna yang mendominasi adalah oranye – oranye tua yang bernilai 2000 m/s – 3000 m/s juga diindikasikan sebagai batuan sangat keras yang merupakan batuan dasar pada daerah penelitian.

Selanjutnya yaitu **Gambar 5.23.** dibawah yang merupakan Peta 3D Kecepatan Gelombang Sekunder (V_s). Peta ini mendukung pernyataan bahwa terdapat indikasi keberadaan sesar Opak yang ditunjukkan pada kontras nilai kecepatan gelombang primer pada pembahasan sebelumnya. Berdasarkan peta 3D kecepatan gelombang sekunder (V_s) diatas kontras nilai kecepatannya cukup terlihat jelas, hal tersebut memperkuat indikasi keberadaan Sesar Opak dengan arah orientasi Barat daya – Timur laut yang ditandai oleh garis berwarna merah pada peta. Pada Peta 3D diatas keberadaan sesar terlihat jelas pada kedalaman diatas 100 meter. Kemudian pada daerah timur – tenggara jalur sesar juga terdapat indikasi

keberadaan sesar minor, namun keberadaan sesar minor tersebut belum dapat diindikasikan dengan jelas dimana arah orientasinya.



Gambar 5.23 Peta 3D Kecepatan Gelombang Sekunderr (Vs)

Berdasarkan penelitian terdahulu oleh (Prasetyadi.C, dkk. 2011). Sesar Opak tersebut termasuk kedalam jenis sesar mendatar mengiri, yang tertimbun oleh endapan alluvial Gunung Merapi dan diperkirakan aktif kembali pada tahun 2006 akibat gempa bumi yang terjadi di Yogyakarta serta seiring perkembangannya sesar ini mengalami devormasi dan berkembang menjadi sesar turun. Beberapa formasi yang dilalui oleh Sesar Opak meliputi Formasi Semilir, Formasi Nglanggran, Alluvium dan Endapan Gunung Merapi Muda.

BAB VI

KESIMPULAN DAN SARAN

6.1 Kesimpulan

Berdasarkan hasil analisa dan interpretasi mikrozonasi yang telah dilakukan pada daerah penelitian dapat ditarik beberapa kesimpulan terkait penelitian yang telah dilakukan, yaitu:

- Kedalaman maksimum yang didapatkan berdasarkan peta V_p/V_s adalah 300 meter, dengan indikasi ketebalan lapisan sedimen mencapai kedalaman 100 – 200 meter pada lapisan batuan dengan nilai kecepatan $V_p < 5000$ m/s pada kawasan tengah daerah penelitian.
- Peta Frekuensi Dominan (F_0) menunjukkan bahwa daerah penelitian didominasi oleh daerah dengan nilai F_0 rendah yang berarti bahwa ketebalan lapisan sedimennya tinggi. Daerah yang memiliki lapisan sedimen tipis berada pada Formasi Sentolo dan Sesar Opak di bagian tenggara peta. Peta Faktor Amplifikasi (A_0) menunjukkan bahwa bagian tengah daerah penelitian memiliki nilai faktor amplifikasi yang relatif rendah berkisar antara 1 – 4, daerah dengan A_0 tinggi berada pada kawasan sesar Opak dan beberapa struktur minor pada bagian tenggara peta dengan rentan nilai 8 - 13.
- Peta Kerentanan Tanah (K_g) menunjukkan Zona Bahaya berada pada bagian tengah – tenggara peta dimana menunjukkan nilai K_g tinggi berkisar antara 25 - 75. Zona tersebut jika ditinjau dari Peta A_0 dan F_0 merupakan jalur sesar Opak dan beberapa struktur minor disekitarnya. Tingginya nilai A_0 dan K_g pada tenggara peta daerah penelitian meperkuat indikasi keberadaan sesar Opak dan beberapa struktur minor disekitarnya, Model 3D dari peta V_p/V_s menunjukkan gambaran jalur sesar Opak.

6.2 Saran

Berdasarkan hasil penelitian dan kesimpulan yang telah dilakukan, dapat diberikan saran untuk penelitian studi selanjutnya, yaitu:

- Perlu dilakukan penelitian menggunakan metode lain khususnya metode untuk pengkajian struktur bawah permukaan serta identifikasi sesar seperti

metode *gravity* ataupun geomagnet untuk membandingkan dan menarik kesimpulan terkait struktur bawah permukaan serta identifikasi jalur sesar tersebut.

- Memperbanyak jumlah titik pengukuran, terutama pada daerah yang memiliki banyak struktur.

DAFTAR PUSTAKA

- Akyas, 2007. *Pemodelan Gelombang Seismik Untuk Memvalidasi Interpretasi Data Seismik Refraksi*. Bandung : Institut Teknologi Bandung.
- Ammon, C. (2005). *An Introduction to Earthquakes*. Pennsylvania: PennState Department of Geosciences .
- Andreastuti, S. (1999). *Stratigraphy and geochemistry of Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: implication for the assessment of volcanic hazard*. Auckland: PhD Dissertation at University of Auckland.
- Arifin, S. S., Mulyanto, B. S., Marjiyono, & Setianegara, R. (2013). Penentuan Zona Rawan Guncangan Bencana Gempa Bumi Berdasarkan Analisis Nilai Amplifikasi HVSR Mikrotremor dan Analisis Periode Dominan Daerah Liwa dan Sekitarnya. *Jurnal Geofisika Eksplorasi*, 2(1).
- Asparini, D., 2011, Penerapan Metode Stacking dalam Pemrosesan Sinyal Seismik Laut di Perairan Barat Aceh, Skripsi, Institut Pertanian Bogor, Bogor.
- Asri, Budi. 2006. *Geologi Struktur Teknik Pertambangan*. Diakses melalui <https://www.scribd.com/document/367251132/patahan-dan-sesar> pada tanggal 2 Juni 2022, jam 20.00 WIB.
- Badan Standarisasi Nasional. 2012. *Tata Cara Perencanaan Ketahanan Gempa dan Struktur Bangunan Gedung dan non Gedung*. Jakarta: BSN, SNI 1726:2012.
- Bard, P. Y. (1999). Microtremor Measurement: A Tool for Site Sstimates. *Second Internasional Symposium on the Effect Surface Geology on Seismic Motion*, (hal. 1252-1279). Yokohama.
- Bariato, D., Kuncoro, P., & Watanabe, K. (2010). The Use of Foraminifera Fossils for Reconstructing the Yogyakarta Graben, Yogyakarta, Indonesia. *Journal of South East Asian Applied Geology*, 138-143.
- Berthomier, P. (1990). *Etude volcanologique du Merapi (Center Java) Téphostratigraphie et chronologiemécanismes éruptifs*. Clermont-Ferrand: University of Blaise Pascal.

- BMKG, 2015. *Indonesia Tsunami Early Warning System- InaTEWS*. Diakses dari http://inatews.bmkg.go.id/new/tentang_eq.php pada tanggal 3 Juni 2022, jam 08:00 WIB.
- Bour, M., Fouissac, D., & Martin, C. (1998). On the Use of Microtremor Recording in Seismic Microzonation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 17.
- Braille, L. W. (2006). *Seismic Wave and Slinky*. Indiana Eleanor: Purdue University Chu.
- Bronto, S. dan Hartono, H.G. 2001. *Panduan Ekskursi Geologi Kuliah Lapangan2*. STTNAS: Yogyakarta.
- Bunawati, Sekar. G. 2018. *Analisis Mikroseismik Pada Kawasan Jalur Sesar Kecamatan Bangelen Kabupaten Purworejo*. Skripsi. Yogyakarta: UNY
- Burger, H. (1992). *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*. Englewood Cliffs: NJ.
- Daryono. (2010). *Zona Rawan “ Local Site Effect” Gempa bumi di Yogyakarta*. Yogyakarta: BMKG.
- Daryono, Sutikno, Prayitni, & Setio, B. (2009). *Data Mikrotremor dan Pemanfaatannya untuk Pengkajian Bahaya Gempa bumi*. BMKG: Yogyakarta.
- Dentith, Michael and Stephen Mudge. 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. New York: Cambridge University Press.
- Elnashai, S., & Sarno, D. (2008). *Fundamental Of Earthquake Engineering*. Hongkong: Wiley.
- Febriani. (2013). *Analisis Nilai Peak Ground Acceleration dan Indeks Kerentanan Seismik Berdasarkan Data Mikroseismik pada Daerah Rawan Gempa bumi di Kota Bengkulu*. Bengkulu: Universitas Pasir Pengaraian.
- Gurler, E., Nakamura, Y., Saita, J., & Sato, T. (2000). Local site effect of Mexico City based on microtremor measurement. *6th International Conference on Seismic Zonation*, (hal. 65). California.
- Haerudin, N., Alami, F., & Rustadi. (2019). *Mikroseismik, Mikrotremor dan Microearthquake Dalam Ilmu Kebumihan*. Bandar Lampung: Pustaka Media.

- Harjanto, A. (2011). Vulkanostratigrafi di Daerah Kulon Progo dan Sekitarnya, Daerah Istimewa Yogyakarta. *Jurnal Ilmiah MTG, Vol. 4 No. 2 Yogyakarta*.
- Harsono Pringgoprawiro. 1968. *On The Age of The Sentolo Formation Based on Planktonic Foraminifera*. Bandung: Institut Teknologi Bandung.
- Hidayati, T. (2010). Analisis Fisis Tingkat Kegiatan Gunung Bromo berdasarkan Spektral Tremor dan Hiposenter Gempa Gunungapi. Bandung: Institut Teknologi Bandung.
- Jiang Zhang, Ruqiang Yan, Robert X Gao, & Zhihua Fen. (2010). Performance enhancement of ensemble empirical mode decomposition. *Mechanical System and Signal Processing*, 2104-2123.
- Kadar, D. (1986). *Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the south Central Java area, Indonesia*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Kanai, K., 1983. *Engineering Seismology*. Japan: University of Tokyo Press.
- Kanli, A. 2011. *Surface Wave Analysis for Site Effect Evaluation*. US: University of California Santa Barbara.
- Kayal, J.R. (2008). *Earthquakes and Seismic Waves of Microearthquake Seismology And Seismotectonics Of South Asia*. New Mexico: Springer.
- Lyons, D. (2009). The Discrete Fourier Transform Part 1. *Journal of Object Technology*, 8(3).
- Mulyaningsih, S. (1999). *Rekonstruksi Bencana Alam Purba Di Daerah Kalasan dan Sekitarnya, Daerah Istimewa Jogjakarta*. Bandung: Tesis S-2 di Jurusan Teknik Geologi, FIKTM, Institut Teknologi Bandung.
- Nakamura, Y. (1989). *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. The Railway Technology Research Institute Japan.
- Nakamura, Y. (1997). Seismic Vulnerability for Ground and Structures using Microtremor. World Congress on Railway Research.
- Nakamura, Y. (2000). Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Application. *The 12nd World Conference on Earthquake Engineering*. Tokyo.

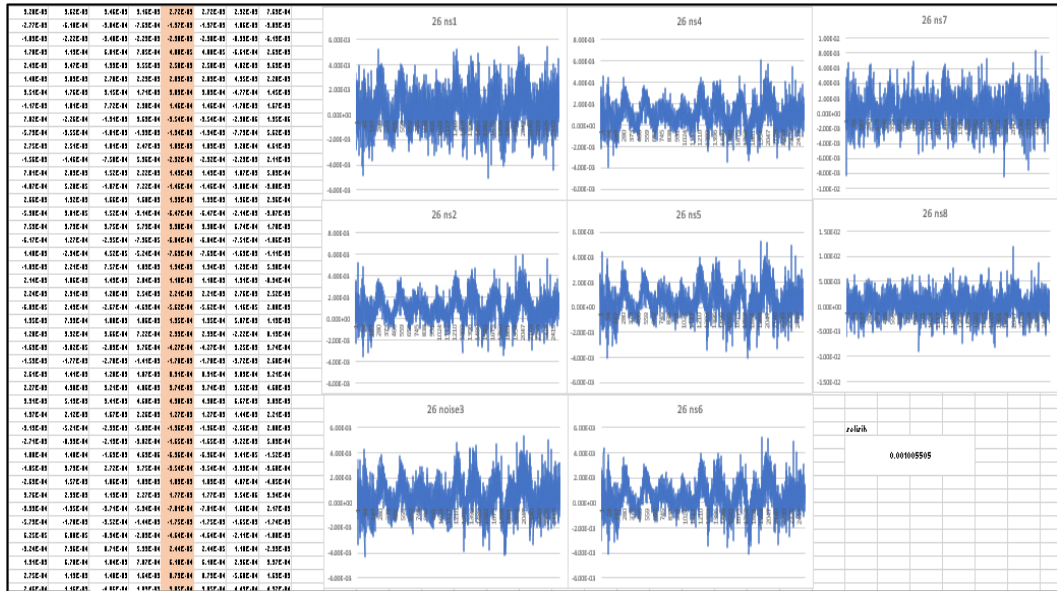
- Nakamura, Y. (2001). Inventory Development for Natural and Built Environments: Use of Seismic Motion and Microtremor for Vulnerability Assessment. *4th EQTAP Workshop*. Kamakura.
- Nakamura, Y. (2008). On the H/V Spectrum. *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*. Beijing.
- Nur, Alif M. 2010. *Gempa Bumi, Tsunami dan Mitigasinya*. Diakses dari <https://journal.unnes.ac.id/nju/index.php/LG/article/view/92/9320> pada tanggal 1 Juni 2022, jam 17.00 WIB.
- Patimah, Siti. 2017. *Analisis Litologi Bawah Permukaan Berdasarkan Ground Profiles Kecepatan Gelombang Geser dengan Metode Ellipticity Curve di Kecamatan Prambanan Dan Kecamatan Gantiwarno Kabupaten Klaten*. Skripsi. Yogyakarta: Universitas Negeri Yogyakarta.
- Prasetyadi, C. dkk. 2011. Pola dan Genesa Struktur Geologi Pegunungan Selatan, Provinsi Daerah Istimewa Yogyakarta dan Provinsi Jawa Tengah. Universitas Pembangunan Yogyakarta.
- Pratama, Sigit. 2017. *Karakterisasi site Effect dengan HVSR mikrotremor dan Analisis Bahaya Kegempaan dengan Metode DSHA di Kota Banda Aceh*. Skripsi. Lampung: Universitas Lampung.
- Putri, Y. D. A. 2016. *Mikrozonasi Indeks Kerentanan Seismik di Kawasan Jalur Sesar Opak berdasarkan Pengukuran Mikrotremor*. Skripsi. Yogyakarta: UNY.
- Rahardjo. (1977). *Peta Geologi Lembar Yogyakarta*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Rahardjo, W., Sukandarrumid, & Rosidi. (1996). *Peta Geologi Lembar Yogyakarta*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Rahardjo, W., Sukandarrumidi, & Rosidi, H.M.D. 2012. *Peta Geologi Lembar Yogyakarta, Jawa skala 1:100.000*. Pusat Survei Geologi, Badan Geologi.
- Roosa, J. 2006. *Pretext for Mass Murder*. London: University of WisconsinMadison.
- Saita, J., Bautista, M., & Nakamura, Y. (2004). On Relationship Between The Estimated Strong Motion Characteristic of Surface Layer and The

- Earthquake Damage -Case Study at Intramuros, Metro Manila. *13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver*. Canada.
- Satriadi. 2015. *Makalah Geologi Struktur Teknik Pertambangan Semester 3*. Fakultas Teknik Pertambangan: Universitas Kutaikartangara.
- Setiawan, J. (2009). *Mikrozonasi Seismisitas Daerah Yogyakarta Dan Sekitarnya*. Tesis. Bandung: Institut Teknologi Bandung.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1995. *Exploration Seismology*, Second Edition. New York: Cambridge University Press.
- Sudradjat, A., Syafri, I., & Budiadi, E. (2010). The Geotectonic configuration of Kulon Progo Area, Yogyakarta. *Proceeding PIT IAGI Lombok 2010, The 39th IAGI Convention and Exhibition*, Lombok.
- Sulistiawan, H. (2016). *Analisis Seismic Hazard Berdasarkan Data Peak Ground Acceleration (PGA) dan Kerentanan Gempa Menggunakan Metode Mikroseismik di Daerah Kampus Unnes Sekaran, Gunungpati, Kota Semarang*. Unnes, Fisika. Semarang: Perpustakaan Jurusan Fisika.
- Surono., Toha,B.,Sudarno,I., Wiryosujono,S.,1992. *Stratigrafi Pegunungan Selatan, Jawa Tengah P3G-Ditjen GSMDept.Pertamben*, Bandung.
- Susilawati. 2004. Seismik Refraksi (Dasar Teori & Akuisisi Data). USU Digital Library.
- Tan, L. (2008). *Digital Signal Processing Fundamentals and Applications*. San Fransisco: Elsevier.
- Telford, W. M, L. P Geldart & R. E. Sheriff. 1990. *Aplied Geophysics*, Second Edition. New York: Cambridge University Press.
- Tuladhar, R., Cuong, N., & Yamasaki, F. (2004). Seismic Microzonation of Hanoi, Vietnam Using Microtremor Observations. Vancouver: 13th World Conference on Earthquake Engineering.
- Van Bemmelen, R. (1949). *The Geology of Indonesia .Vol.1A*. Netherland: Martinus Nijhoff, The Hague.

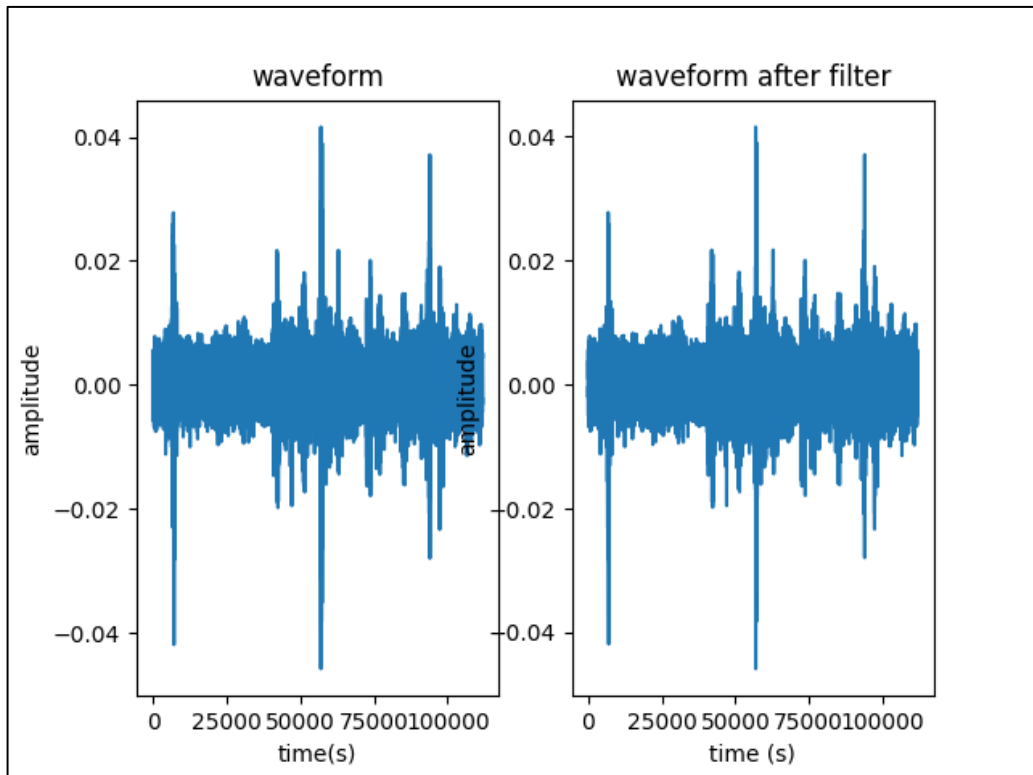
LAMPIRAN

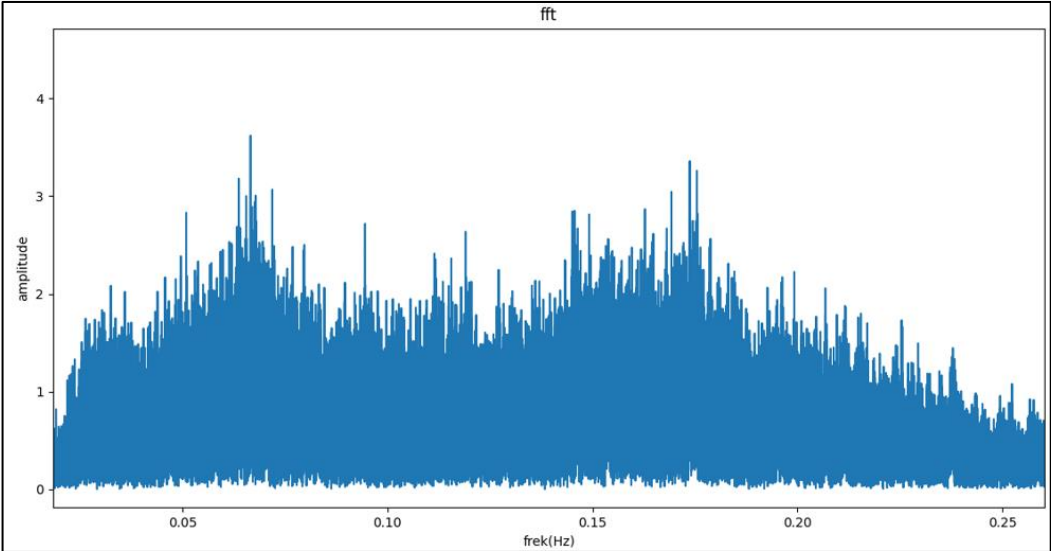
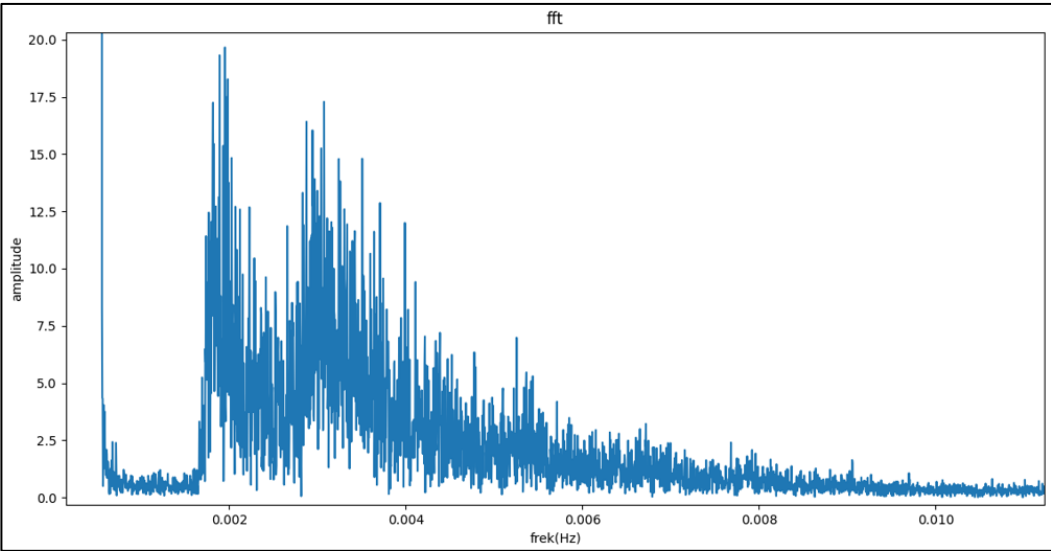
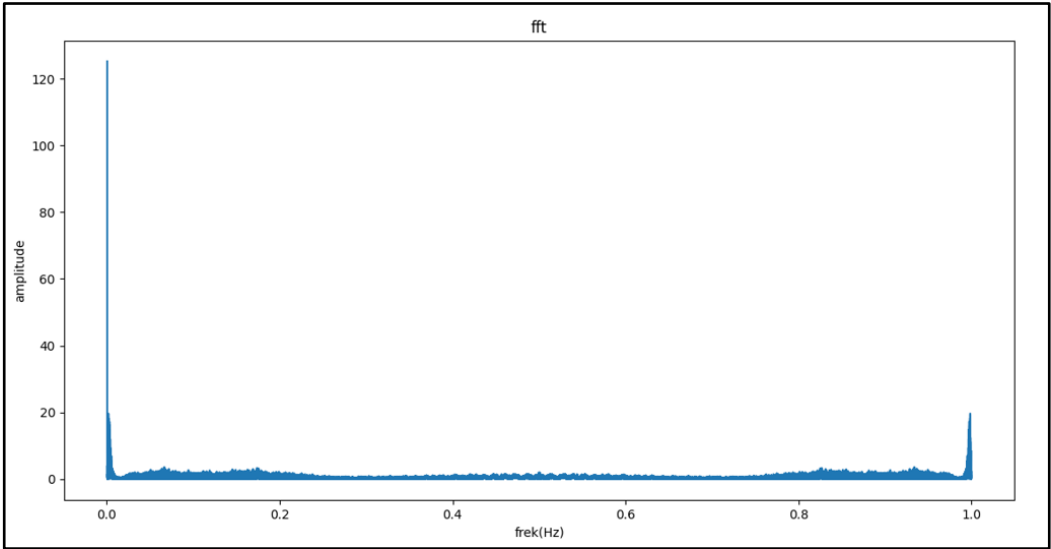
Lampiran A. Filtering Data

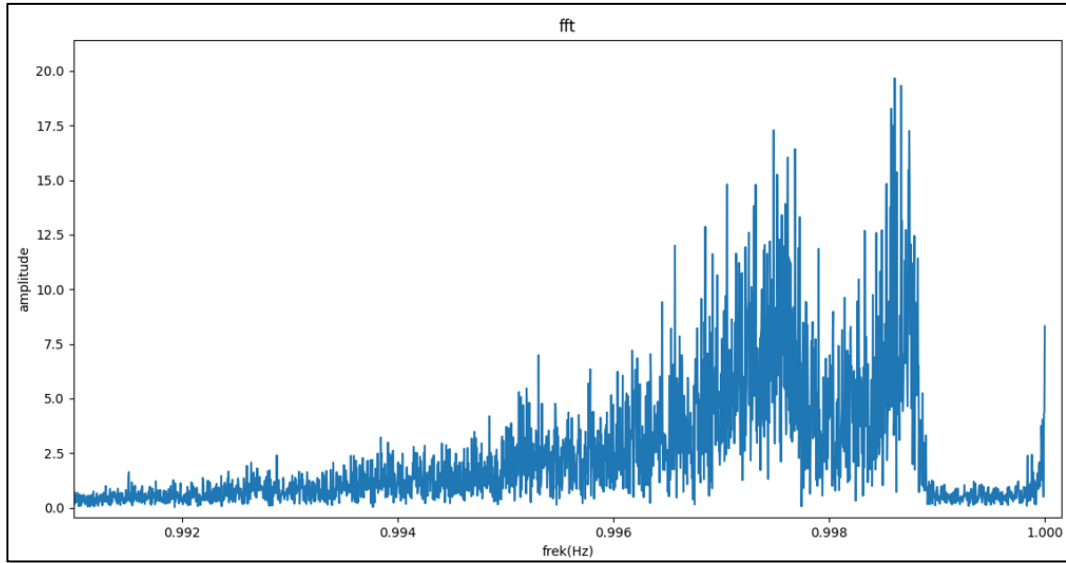
1. Macam - macam Random noise



2. Filtering Waveform





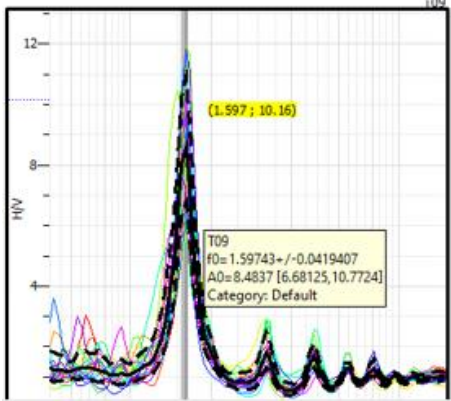
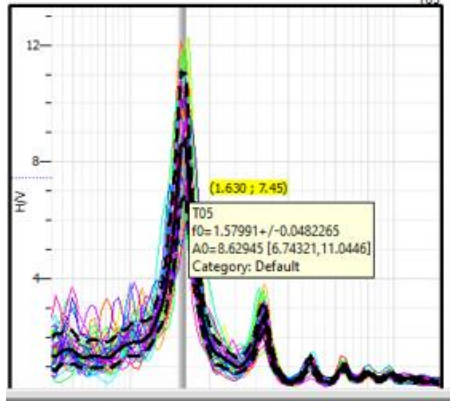
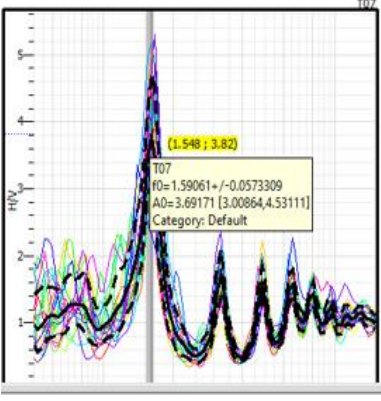
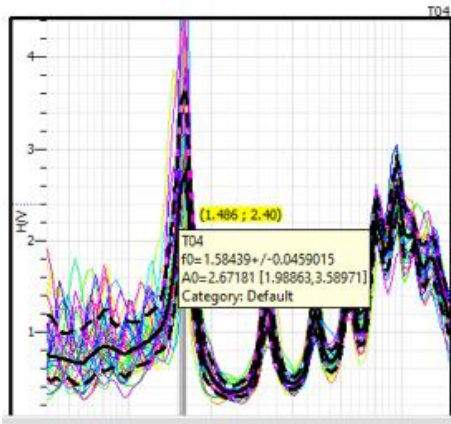
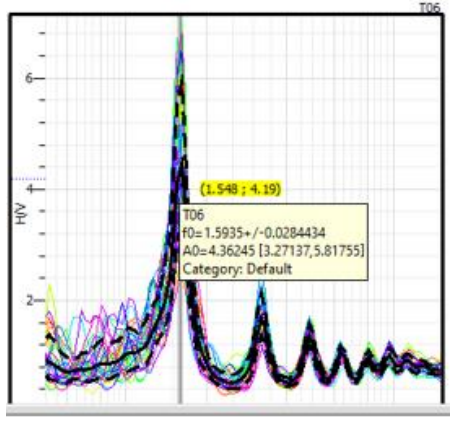
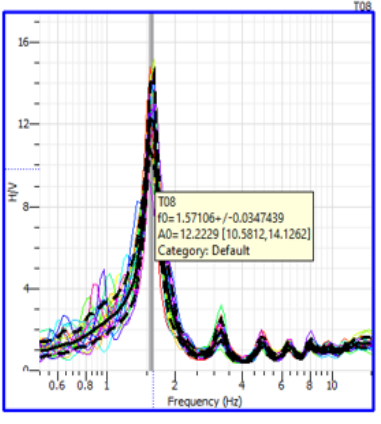


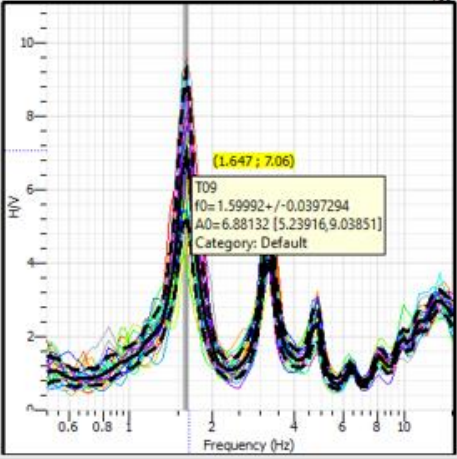
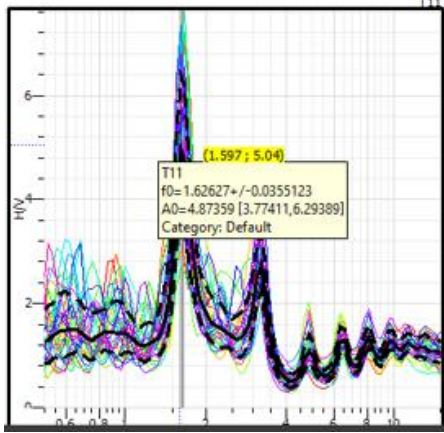
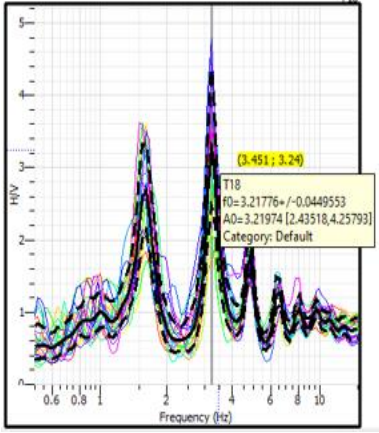
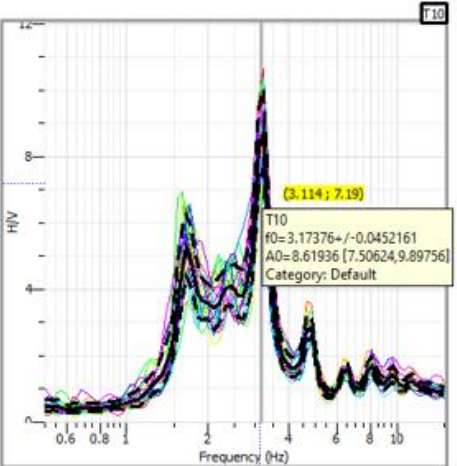
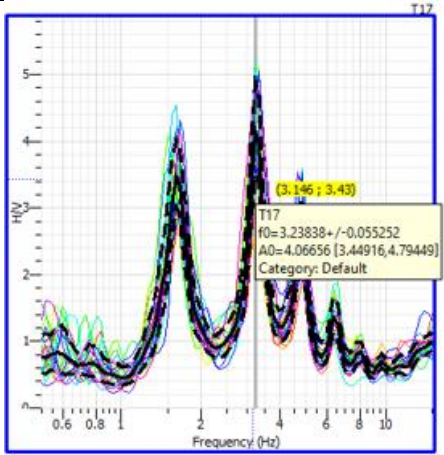
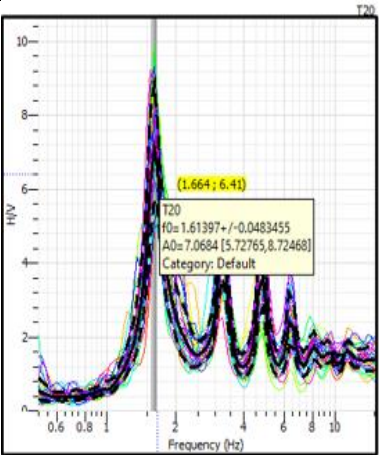
Lampiran B. Mikrozonasi

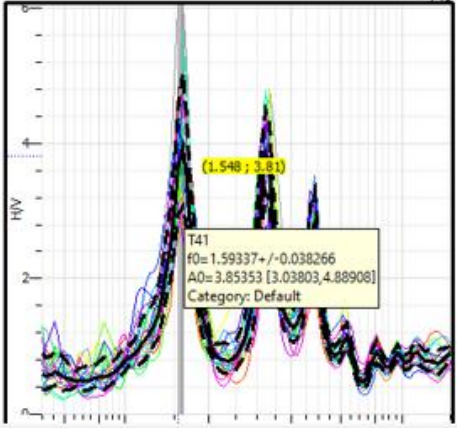
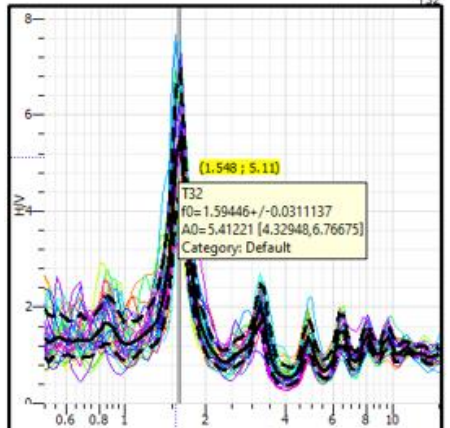
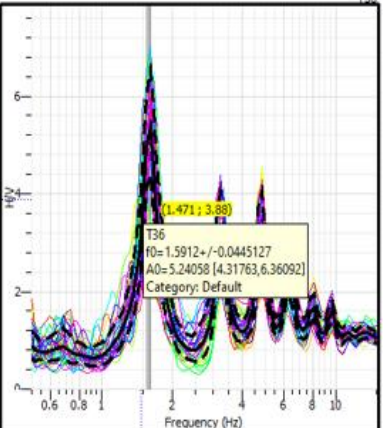
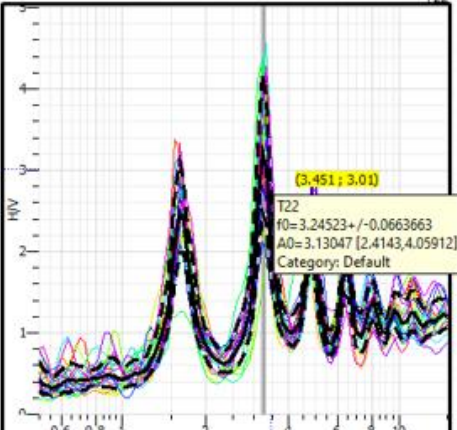
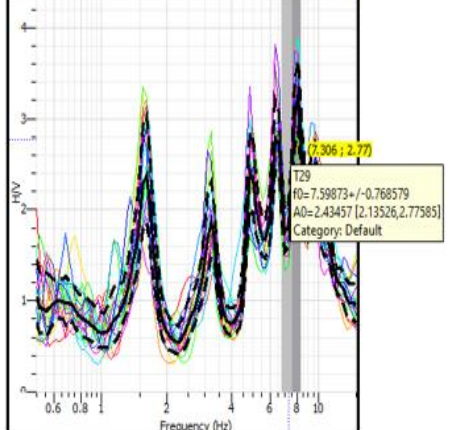
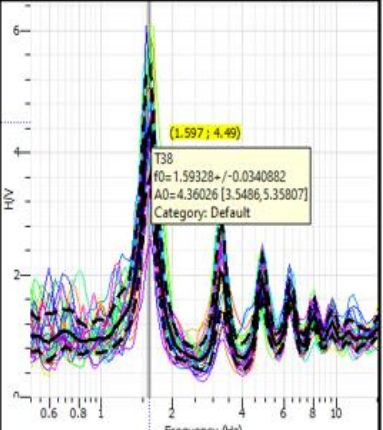
1. Pengolahan HVSr

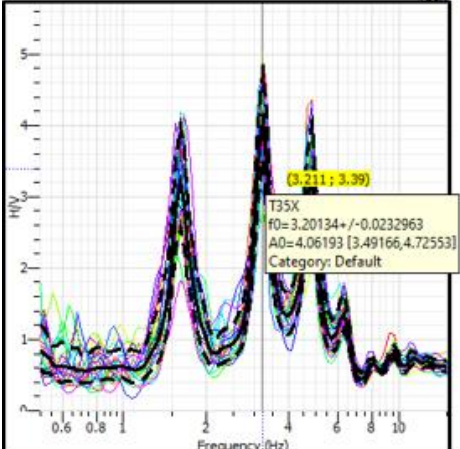
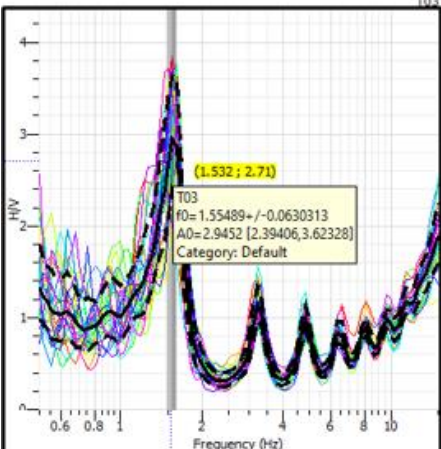
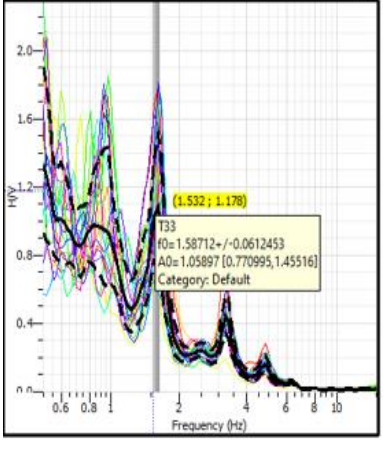
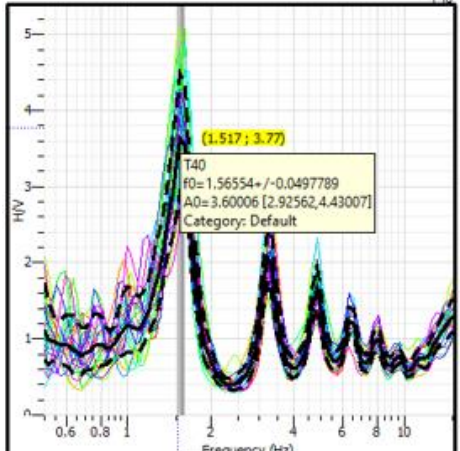
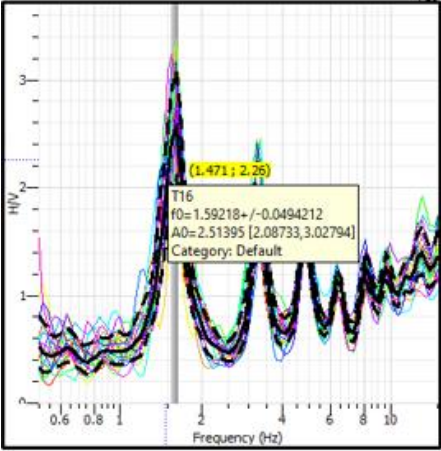
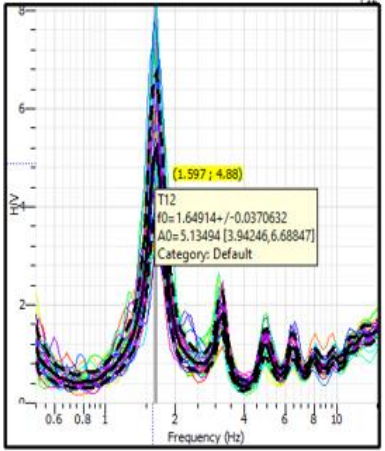
x	y	Titik	F0	A0	KG	h	lw	nw	nc	l0/lw	0.5*F0	2f0	f0/4(-)	4*f0(+)	a0f2	Ah/vf(-) Ah/vf(+)	nc*f0	
433917	9134047	0	1.5974	8.4837	45.056	52.23	25	20	798.72	0.4	0.7987	3.1949	0.3994	6.3897	4.2419	0.9384	3.9936	1275.891302
437186	9145844	4	1.5844	2.6718	4.5056	52.898	25	34	1346.7	0.4	0.7922	3.1688	0.3961	6.3376	1.3359	0.9502	3.961	2133.747921
437219	9136412	5	1.5799	8.6295	47.134	53.131	25	40	1579.9	0.4	0.79	3.1598	0.395	6.3196	4.3147	0.9874	3.9498	2496.115608
437136	9142567	6	1.5935	4.3625	11.943	52.429	25	30	1195.1	0.4	0.7968	3.187	0.3984	6.374	2.1812	0.9553	3.9838	1904.431688
437735	9140053	7	1.5906	3.6917	8.5682	52.577	25	21	835.07	0.4	0.7953	3.1812	0.3977	6.3624	1.8459	0.9941	3.9765	1328.27109
437119	9133033	8	1.5711	12.223	95.095	53.596	25	22	864.08	0.4	0.7855	3.1421	0.3928	6.2842	6.1115	0.9819	3.9277	1357.526238
434152	9129689	9	1.5999	6.8813	29.597	52.104	25	24	953.95	0.4	0.8	3.1998	0.4	6.3997	3.4407	1	3.9998	1535.846404
430532	9122440	10	3.1738	8.6194	23.409	18.009	25	19	1507.5	0.4	1.5869	6.3475	0.7934	12.695	4.3097	1.9836	7.9344	4784.557455
425700	9120045	11	1.6263	4.8736	14.605	50.8	25	34	1362.3	0.4	0.8131	3.2525	0.4066	6.5051	2.4368	1.0164	4.0657	2248.040936
426209	9124190	17	3.2384	4.0668	5.1085	17.454	25	24	1943	0.4	1.6192	6.4768	0.8096	12.954	2.0333	2.024	8.096	6292.263015
425988	9128696	18	3.2178	3.2197	3.2217	17.628	25	21	1689.3	0.4	1.6089	6.4355	0.8044	12.871	1.6099	2.0111	8.0444	5435.839194
426434	9131834	20	1.614	7.0684	30.956	51.402	25	31	1250.8	0.4	0.807	3.2279	0.4035	6.4559	3.5342	1.0087	4.0349	2018.79685
430402	9128548	41	1.5934	3.8535	9.3197	52.438	25	22	876.35	0.4	0.7967	3.1867	0.3983	6.3735	1.9268	0.9559	3.9834	1396.355376
423099	9142560	Titik 32	1.5945	5.4122	16.371	52.381	25	32	1275.6	0.4	0.7972	3.1889	0.3986	6.3778	2.7061	0.9565	3.9862	2033.842153
422776	9137755	Titik 29	7.5987	2.4346	0.76	4.6494	25	19	3609.4	0.4	3.7994	15.197	1.8997	30.395	1.2173	4.7492	18.997	27426.83137
426668	9139134	Titik 36	1.5912	5.2406	17.26	52.547	25	38	1511.6	0.4	0.7956	3.1824	0.3978	6.3648	2.6203	0.9945	3.978	2405.321568
426589	9142136	Titik 38	1.5933	4.3603	11.933	52.441	25	33	1314.5	0.4	0.7966	3.1866	0.3983	6.3731	2.1801	0.9558	3.9832	2094.296456
426273	9145773	Titik 35	3.2013	4.0619	5.1539	17.769	25	23	1840.8	0.4	1.6007	6.4027	0.8003	12.805	2.031	2.0008	8.0034	5892.932232
426273	9145768	Titik 40	1.5855	3.8001	8.2786	53.889	24	22	826.61	0.4167	0.7828	3.1311	0.3914	6.2622	1.8	0.9785	3.9139	1294.08338
434310	9145844	Titik 3	1.5949	2.9452	5.5787	54.462	25	27	1049.6	0.4	0.7774	3.1098	0.3887	6.2196	1.4726	0.9718	3.8872	1631.935966
421484	9144982	Titik 16	1.5922	2.514	3.9694	52.497	25	20	796.09	0.4	0.7961	3.1844	0.398	6.3687	1.257	0.9551	3.9805	1267.518576
421899	9122266	Titik 33	1.5871	1.059	0.7066	52.757	25	20	793.56	0.4	0.7936	3.1742	0.3968	6.3485	0.5295	0.932	3.9678	1259.474947
421901	918675	Titik 12	1.6491	5.1349	15.989	49.712	25	37	1525.5	0.4	0.8246	3.2983	0.4123	6.5966	2.5675	1.0307	4.1229	2515.688034
417944	918781	Titik 13	1.589	2.745	4.7421	52.859	25	20	794.51	0.4	0.7945	3.178	0.3973	6.356	1.3725	0.9931	3.9725	1262.47639
414699	9117839	Titik 2	3.2114	3.4446	3.6347	17.883	25	30	2408.5	0.4	1.6057	6.4228	0.8028	12.846	1.7223	2.0071	8.0285	7734.721128
417831	9122222	Titik 15	4.8003	5.327	7.3183	34.794	25	18	2160.1	0.4	2.4001	9.6005	1.2001	19.201	2.9635	3.0002	12.001	10369.16643
420407	9137088	1	1.5903	2.7381	4.7142	52.592	25	33	1312	0.4	0.7952	3.1806	0.3976	6.3613	1.369	0.994	3.9758	2086.522104
423204	9145708	37	1.6104	4.7098	13.773	51.581	25	31	1248	0.4	0.8052	3.2207	0.4026	6.4414	2.3548	1.0065	4.0259	2009.75102
420374	9142215	31	1.585	5.9028	21.982	52.867	25	28	1109.5	0.4	0.7925	3.17	0.3962	6.3399	2.9513	0.9906	3.9625	1758.51312
420366	9139952	39	1.5926	4.2508	11.345	52.478	25	24	955.53	0.4	0.7963	3.1851	0.3981	6.3702	2.1253	0.9553	3.9814	1521.729302
417172	9139289	27	1.5949	3.0274	5.7466	52.36	25	37	1475.2	0.4	0.7974	3.1897	0.3987	6.3794	1.5137	0.9568	3.9872	2352.810038
418061	9134766	28	4.6937	10.14	21.905	9.8154	25	39	4576.3	0.4	2.3468	9.3874	1.1734	18.775	5.0699	2.9336	11.734	21479.86614
420048	9145852	34	1.5968	3.5827	8.0385	52.264	25	24	958.06	0.4	0.7984	3.1935	0.3992	6.387	1.7913	0.998	3.9919	1529.785499
414551	9135851	21	1.6216	4.1821	10.786	51.029	25	21	851.32	0.4	0.8108	3.2431	0.4054	6.4863	2.091	1.0195	4.0539	1380.481864
414611	9133601	22	3.2452	3.1305	3.0198	17.397	25	23	1866	0.4	1.6226	6.4905	0.8113	12.981	1.5652	2.0283	8.1131	6055.622708
414743	9140082	23	3.2989	3.2245	3.1517	16.96	25	24	1973.3	0.4	1.6495	6.5978	0.8247	13.196	1.6122	2.0618	8.2473	6529.644726
414574	9142083	24	5.9513	2.0591	0.7362	6.7921	25	19	2828.9	0.4	2.9756	11.903	1.4878	23.805	1.0466	3.7196	14.878	16823.48002
414648	9145851	25	3.22	3.6857	4.2187	17.809	25	19	1529.5	0.4	1.61	6.44	0.805	12.88	1.8428	2.0125	8.05	4924.99
417373	9142048	26	3.2425	3.2441	3.2458	17.42	25	17	1378.1	0.4	1.6212	6.485	0.8106	12.97	1.6221	2.0266	8.1062	4468.340095
417354	9145776	30	3.2031	5.6349	9.9131	17.754	25	17	1361.3	0.4	1.6015	6.4061	0.8008	12.812	2.8175	2.0019	8.0077	4360.32718

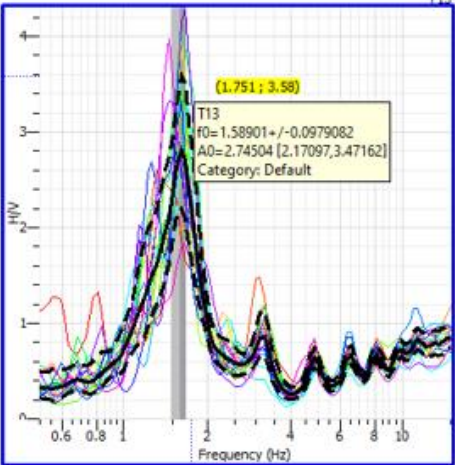
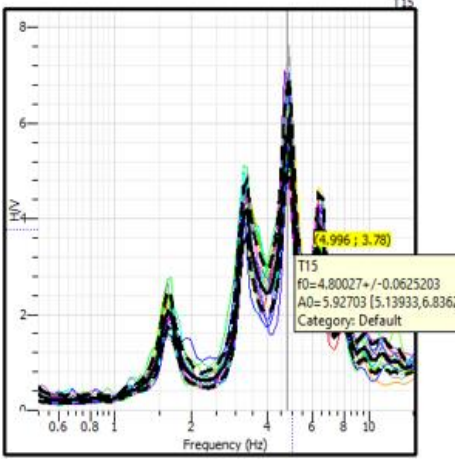
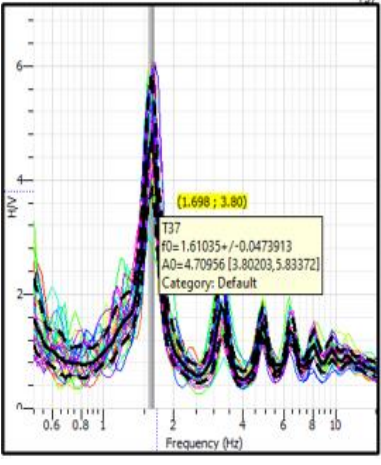
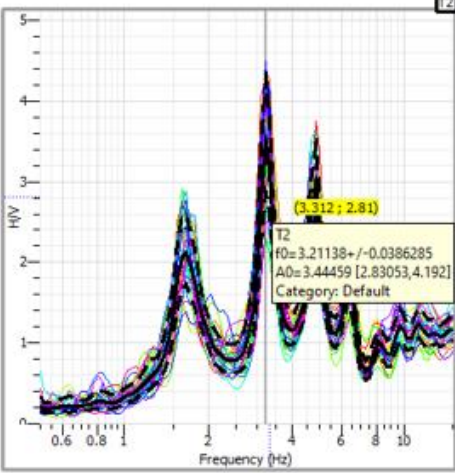
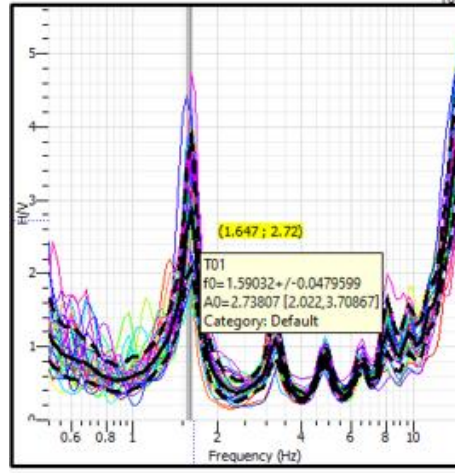
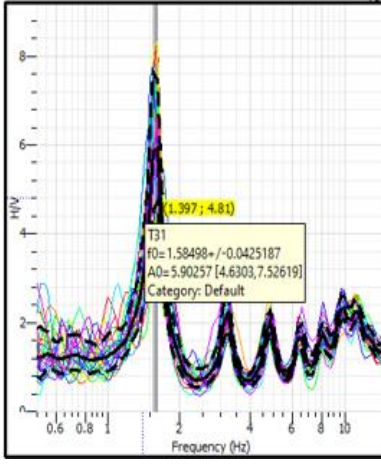
Lampiran B. Kurva H/V

Kurva H/V	Titik	Kurva H/V	Titik	Kurva H/V	Titik
	0		5		7
	4		6		8

Kurva H/V	Titik	Kurva H/V	Titik	Kurva H/V	Titik
 <p>T09 $f_0 = 1.59992 \pm 0.0397294$ $A_0 = 6.88132 [5.23916, 9.03851]$ Category: Default</p>	9	 <p>T11 $f_0 = 1.62627 \pm 0.0355123$ $A_0 = 4.87359 [3.77411, 6.29389]$ Category: Default</p>	11	 <p>T18 $f_0 = 3.21776 \pm 0.0449553$ $A_0 = 3.21974 [2.43518, 4.25793]$ Category: Default</p>	18
 <p>T10 $f_0 = 3.17376 \pm 0.0452161$ $A_0 = 8.61936 [7.50624, 9.89756]$ Category: Default</p>	10	 <p>T17 $f_0 = 3.23838 \pm 0.055252$ $A_0 = 4.06656 [3.44916, 4.79449]$ Category: Default</p>	17	 <p>T20 $f_0 = 1.61397 \pm 0.0483455$ $A_0 = 7.0684 [5.72765, 8.72468]$ Category: Default</p>	20

<p>Kurva H/V</p>  <p>T41 f0=1.59337+/-0.038266 A0=3.85353 [3.03803,4.88908] Category: Default</p> <p>(1.548; 3.81)</p>	<p>Titik 41</p>	<p>Kurva H/V</p>  <p>T32 f0=1.59446+/-0.0311137 A0=5.41221 [4.32948,6.76675] Category: Default</p> <p>(1.548; 5.11)</p>	<p>Titik 32</p>	<p>Kurva H/V</p>  <p>T36 f0=1.5912+/-0.0445127 A0=5.24058 [4.31763,6.36092] Category: Default</p> <p>(1.471; 3.88)</p>	<p>Titik 36</p>
<p>Kurva H/V</p>  <p>T22 f0=3.24523+/-0.0663663 A0=3.13047 [2.4143,4.05912] Category: Default</p> <p>(3.451; 3.01)</p>	<p>22</p>	<p>Kurva H/V</p>  <p>T29 f0=7.59873+/-0.768579 A0=2.43457 [2.13526,2.77585] Category: Default</p> <p>(7.306; 2.77)</p>	<p>29</p>	<p>Kurva H/V</p>  <p>T38 f0=1.59328+/-0.0340882 A0=4.36026 [3.5486,5.35807] Category: Default</p> <p>(1.597; 4.49)</p>	<p>38</p>

<p>Kurva H/V</p> 	<p>Titik 35</p>	<p>Kurva H/V</p> 	<p>Titik 03</p>	<p>Kurva H/V</p> 	<p>Titik 33</p>
<p>Kurva H/V</p> 	<p>40</p>	<p>Kurva H/V</p> 	<p>16</p>	<p>Kurva H/V</p> 	<p>12</p>

<p style="text-align: center;">Kurva H/V</p>  <p style="text-align: center;">Titik 13</p>		<p style="text-align: center;">Kurva H/V</p>  <p style="text-align: center;">Titik 15</p>	<p style="text-align: center;">Kurva H/V</p>  <p style="text-align: center;">Titik 37</p>	
 <p style="text-align: center;">2</p>		 <p style="text-align: center;">01</p>	 <p style="text-align: center;">31</p>	

