

**INVERSI MIKROTREMOR SPEKTRUM H/V UNTUK *PROFILING*
KECEPATAN GELOMBANG GESER (V_s) DAN MIKOROZONASI
KABUPATEN BANDUNG BERDASARKAN DATA TAHUN 2016**

(Skripsi)

Oleh

Andina Zuhaera



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2019**

ABSTRAK

INVERSI MIKROTREMOR SPEKTRUM H/V UNTUK PROFILLING KECEPATAN GELOMBANG GESER (V_s) DAN MIKROZONASI KABUPATEN BANDUNG BERDASARKAN DATA TAHUN 2016

Oleh
ANDINA ZUHAERA

Kabupaten Bandung merupakan daerah dataran tinggi dengan kemiringan antara 0 – 8%, 8 – 15% hingga di atas 45%. Kabupaten ini terletak pada ketinggian 768 m di atas permukaan laut dengan daerah utara lebih tinggi dibandingkan daerah sebelah selatan. Sumber gempa di daerah ini adalah sesar-sesar dan patahan yang berada di Kabupaten Bandung. Untuk memperkecil dampak dari gempabumi ini identifikasi yang dapat dilakukan diantaranya survei untuk memetakan karakteristik tanah dalam merespon guncangan gempabumi menggunakan metode seismik *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr). Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui sebaran gelombang geser (V_s) di Kabupaten Bandung, memperoleh harga V_s dari hasil inversi data mikrotremor di Kabupaten Bandung, dan membandingkan nilai A_0 dari hasil inversi dengan A_0 HVSr. Penelitian ini menggunakan data sekunder yang diolah menggunakan *software geopsy* dan *dinver* yang kemudian melakukan interpolasi dengan menggunakan *software surfer*. Berdasarkan hasil penelitian persebaran nilai frekuensi dominan di Kabupaten Bandung didominasi oleh nilai ($0 < f_0 < 4$ Hz) yang mengindikasikan bahwa Kabupaten Bandung yang diindikasikan memiliki ketebalan sedimen 10 – 30 m. Nilai V_{s30} di Kabupaten Bandung didominasi dengan nilai ($0 < V_{s30} < 480$) yang mengindikasikan bahwa lapisan di Kabupaten Bandung memiliki tanah yang keras dan batuan lunak serta memiliki *clay* padat dengan ketebalan puluhan meter. Nilai amplifikasi di Kabupaten Bandung memiliki nilai ($0 < A_0 < 6$) yang dapat dikategorikan bahwa Kabupaten Bandung memiliki dampak kerusakan yang kecil terhadap gempabumi. Perbedaan antara hasil pengolahan inversi dan HVSr disebabkan asumsi bahwa pada inversi lapisan bersifat heterogen dan pada HVSr lapisan bersifat homogen.

Kata kunci: *mikrotremor, frekuensi dominan, amplifikasi, V_{s30} , inversi HVSr*

ABSTRACT

INVERSION OF H / V SPECTRUM MICROTREMORS FOR PROFILING OF SHEAR WAVES (V_s) AND MICROZONATIONS OF BANDUNG REGENCY BASED ON 2016 DATA

By
ANDINA ZUHAERA

Bandung Regency is a highland area with a slope between 0 - 8%, 8-15% to above 45%. The district is located at an altitude of 768 m above sea level with the northern region higher than the south. The source of the earthquake in this area was faults and faults in the Regency of Bandung. To minimize the impact of this earthquake identification can be done including a survey to map soil characteristics in response to earthquake shocks using the seismic Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr) method. This study aims to determine the distribution of shear waves (V_s) in Bandung Regency, obtain the price of V_s from the results of microtremor data inversion in Bandung Regency, and compare the A_0 value from the inversion with A_0 HVSr. This study uses secondary data that is processed using geopsy and dinver software which then interpolates using software surfer. Based on the results of the research, the distribution of the dominant frequency values in Bandung Regency is based on the value ($0 < f_0 < 4$ Hz) which indicates that the Bandung Regency indicated having sediment thickness of 10-30 m. V_{s30} values in Bandung Regency are dominated by values ($0 < V_{s30} < 480$) which indicate that the layers in Bandung Regency have hard and soft rock soil and have solid clay with a thickness of tens of meters. The amplification value in Bandung Regency has a value ($0 < A_0 < 6$) which can be categorized that Bandung Regency has a small impact on the earthquake. The difference between the results of inversion processing and HVSr is due to the assumption that the inverse layer is heterogeneous and the HVSr layer is homogeneous.

Kata kunci: *mikrotremor, dominant frequency, amplifikasi, V_{s30} , inversion of HVSr*

**INVERSI MIKROTREMOR SPEKTRUM H/V UNTUK *PROFILING*
KECEPATAN GELOMBANG GESER(V_s) DAN MIKROZONASI
KABUPATEN BANDUNG BERDASARKAN DATA TAHUN 2016**

Oleh

ANDINA ZUHAERA

Skripsi

Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar

SARJANA TEKNIK

Pada

Jurusan Teknik Geofisika

Fakultas Teknik Universitas Lampung



**KEMENTERIAN RISET, TEKNOLOGI DAN PENDIDIKAN TINGGI
UNIVERSITAS LAMPUNG
FAKULTAS TEKNIK
JURUSAN TEKNIK GEOFISIKA
2019**

Judul Skripsi : **INVERSI MIKROTREMOR SPEKTRUM H/V
UNTUK PROFILING KECEPATAN
GELOMBANG GESER (Vs) DAN
MIKROZONASI KABUPATEN BANDUNG
BERDASARKAN DATA TAHUN 2016**

Nama Mahasiswa : **Andina Zuhaera**

Nomor Pokok Mahasiswa : 1215051006

Jurusan : Teknik Geofisika

Fakultas : Teknik

MENYETUJUI

1. Komisi Pembimbing

Pembimbing I

Pembimbing II




Prof. Drs. Suharno, M.Sc., Ph.D.
NIP 19620717 198703 1 002



Bagus Sapto M, S.Si., M.T.
NIP 19700120 200003 1 001

2. Ketua Jurusan Teknik Geofisika



Dr. Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.
NIP 19750911 200012 1 002

MENGESAHKAN

1. Tim Penguji

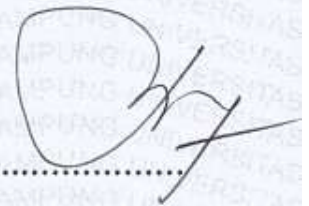
Ketua

: Prof. Drs. Suharno, M.Sc., Ph.D.



Sekretaris

: Bagus Sapto M, S.Si., M.T.



Penguji

Bukan Pembimbing : Rustadi, S.Si., M.T.



2. Dekan Fakultas Teknik



Prof. Drs. Suharno, M.Sc., Ph.D.

NIP 19620717 198703 1 002

Tanggal Lulus Ujian Skripsi : 29 April 2019

PERNYATAAN

Dengan ini saya menyatakan bahwa dalam skripsi ini tidak terdapat karya yang pernah dilakukan orang lain, dan sepanjang pengetahuan saya juga tidak terdapat karya atau pendapat yang ditulis atau diterbitkan oleh orang lain, kecuali yang secara tertulis diacu dalam naskah ini sebagaimana disebutkan dalam daftar pustaka, selain itu saya menyatakan pula bahwa skripsi ini dibuat oleh saya sendiri.

Apabila pernyataan saya ini tidak benar maka saya bersedia dikenai sanksi sesuai dengan hukum yang berlaku.

Bandar Lampung, 29 April 2019



Andina
Andina Zuhaera

RIWAYAT HIDUP

Penulis dilahirkan di Pringsewu pada Tanggal 5 September 1994 yang merupakan anak pertama dari dua saudara dari pasangan Bapak Rimbi Suwono dan Ibu Endah Rospita.

Penulis menempuh pendidikan di Taman Kanak-kanak (TK) Budi Utama Pajaresuk, Kec. Pringsewu, Kab. Pringsewu yang diselesaikan pada tahun 2000, pendidikan di Sekolah Dasar (SD) Negeri 1 Pajaresuk, Kec. Pringsewu, Kab. Pringsewu yang diselesaikan tahun 2006, pendidikan di Sekolah Menengah Pertama Negeri (SMP) 1 Pringsewu, Kab. Pringsewu yang diselesaikan pada tahun 2009, dan pendidikan Sekolah Menengah Atas (SMA) Negeri 1 Pringsewu Kab. Pringsewu yang diselesaikan pada tahun 2012.

Pada tahun 2012, penulis terdaftar sebagai mahasiswa di Fakultas Teknik Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung. Penulis terdaftar sebagai anggota bidang Sosial Budaya Masyarakat (SBM) pada periode 2013/ 2014 dan terdaftar sebagai sekretaris umum Himpunan Mahasiswa Teknik Geofisika Bhuwana pada periode 2014/ 2015. Pada bulan Januari tahun 2015 penulis melakukan Kuliah Kerja Nyata (KKN) di Desa Mulya Jaya, Kabupaten Tulang Bawang Barat. Pada bulan September 2015 penulis melakukan Kerja Praktek (KP) di Desa Lompio,

Kec. Donggala, Palu, Sulawesi Tengah bersama dengan PSDG (Pusat Sumber
Daya Geologi).

PERSEMBAHAN

Aku persembahkan Karyaku ini untuk

Allah SWT yang telah memberikan anugrah yang luar biasa

Dan keluargaku

Mamahku tersayang, **Bapakku**, dan **Adikku Reyhan Prayoga**

Terimakasih atas segala bentuk dukungan dan kasih sayang kalian

MOTTO

Hidup akan terus membawa kita agar menjadi pribadi
yang lebih tangguh

-ANDNZHR-

KATA PENGANTAR

Assalamu'alaikum Wr. Wb.

Alhamdulillah, Segala puji bagi Allah S.W.T yang telah melimpahkan segala rezeki, petunjuk, dan ilmu kepada penulis, sehingga akhirnya penulis dapat menyelesaikan skripsi ini. Shalawat dan salam semoga selalu untuk nabiNya yakni Muhammad S.A.W.

Skripsi yang berjudul “Inversi Mikrotremor Spektrum H/V Untuk *Profiling* Kecepatan Gelombang Geser (Vs) Dan Mikrozonasi Kabupaten Bandung Berdasarkan Data Tahun 2016” merupakan hasil dari Tugas Akhir yang penulis laksanakan di PVMBG, Bandung, Jawa Barat.

Penulis berharap semoga skripsi ini dapat memberikan manfaat bagi pembaca dan bermanfaat untuk penambahan ilmu dimasa yang akan datang. Penulis menyadari bahwa penyusunan skripsi ini masih terdapat kekurangan dan jauh dari kesempurnaan.

Atas segala kekurangan dan ketidaksempurnaan skripsi ini, penulis sangat mengharapkan kritik dan saran yang bersifat membangun kearah perbaikan dan penyempurnaan skripsi ini.

Wassalamu'alaikum Wr. Wb.

Penulis

Andina Zuhaera

SANWACANA

Dalam pelaksanaan dan penyelesaian skripsi ini tentunya tidak lepas dari bimbingan dan dukungan berbagai pihak, maka pada kesempatan ini penulis ingin menyampaikan terimakasih kepada pihak-pihak yang bersangkutan yaitu:

1. **Allah S.W.T** yang senantiasa memberi nikmat dan berkah dalam melancarkan segala proses tugas akhirku hingga akhirnya aku dapat menyelesaikannya.
2. **Ibu dan Bapakku** tercinta, atas segala inspirasi dan motivasi terbesarku untuk dapat menyelesaikan pendidikan. Terimakasih bu, terimakasih pak atas segala kebaikan yang telah diberikan kepadaku. Aku sangat bangga dan bahagia bisa dititipkan oleh Allah kepada orang tua sebaik kalian..
3. Adikku **Reyhan Prayoga**, terimakasih telah memberikan kekuatan untuk tetap melanjutkan pendidikan ini.
4. **Bapak Ahmad Salikhin.**, selaku pembimbing sewaktu penelitian yang telah memberikan bimbingan dan saran kepada penulis selama pelaksanaan penelitian.
5. **Bapak Nandi Haerudin, S.Si., M.Si.**, selaku Ketua Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung.
6. **Bapak Prof. Dr. Suharno, M.Sc., Ph.D.**, selaku dosen pembimbing I atas semua kesabaran, bimbingan, kritikan, saran dan kesedian untuk meluangkan waktu disela-sela kesibukan.

7. **Bapak Bagus Sapto M, S.Si., M.T.**, selaku dosen pembimbing II yang telah meluangkan waktunya, memberikan kritik dan saran dalam penyusunan skripsi ini.
8. **Bapak Rustadi, S.Si., M.T.**, selaku dosen penguji yang telah memberikan masukan sehingga karya ini dapat terselesaikan.
9. Seluruh dosen pengajar Jurusan Teknik Geofisika Universitas Lampung yang telah berbagi ilmu dan pengalaman selama perkuliahan.
10. Seluruh Staf Tata Usaha Jurusan Teknik Geofisika Unila, **Pak Marsuno** dan **Mbak Dhea** yang telah memberi banyak bantuan dalam proses administrasi;
11. Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi (PVMBG) sebagai institusi yang telah memberi kesempatan untuk melaksanakan Tugas Akhir.
12. Teman berbagi suka dan duka yang selalu menyemangati dan memberi dukungan (**Azis, Gita, Nana, Niar, Elen, Vivi, Lita, dan Vee**) aku beruntung kenal kalian semoga tetap ada sampai kapanpun.
13. Teman yang sering membantu penulis (**Dimasuen, Bagas, Agus, Rival, Ucok, dan Carta**) terimakasih atas bantuan dan dukungannya, semoga Allah selalu menjaga kalian.
14. Teman seperjuangan TA di lab **Soulthan, Dimastya, Legowo** dan **Jordy**. sekaligus Teman curhat, teman nebeng, teman yang baik.

15. Keluarga Besar Teknik Geofisika Unila angkatan 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2014, 2015 dan 2016 yang telah memberikan dukungan, do'a dan semangat untuk penulis.
16. Terimakasih banyak atas semua pihak yang telah terlibat,

Penulis

Andina Zuhaera

DAFTAR ISI

	Halaman
ABSTRACT	i
ABSTRAK	ii
HALAMAN JUDUL	iii
LEMBAR PERSETUJUAN	iv
LEMBAR PENGESAHAN	v
LEMBAR PERNYATAAN	vi
RIWAYAT HIDUP	vii
PERSEMBAHAN	ix
MOTTO	x
KATA PENGANTAR	xi
SANWACANA	xii

DAFTAR ISI	xv
DAFTAR GAMBAR	xviii
DAFTAR TABEL	xx
I. PENDAHULUAN	
1.1 Latar Belakang	1
1.2 Tujuan Penelitian	2
1.3 Batasan Masalah	3
II. TINJAUAN PUSTAKA	
2.1 Daerah Penelitian	4
2.2 Geologi Regional	5
2.3 Sejarah Gempabumi merusak di Provinsi Jawa Barat	16
III. TEORI DASAR	
3.1 Mikrotremor	20
3.2 Metode <i>HVSR (Horizontal to Vertical Spectrum Ratio)</i>	22
3.3 Frekuensi Dominan	26
3.4 Kecepatan Gelombang Geser V_{s30}	27
3.5 Amplifikasi	30
IV. METODOLOGI PENELITIAN	
4.1 Waktu dan Tempat Penelitian	35
4.2 Lokasi Penelitian	35
4.3 Alat dan Bahan Penelitian	35
4.4 Diagram Alir	37

4.5 Pengolahan Data	38
---------------------------	----

V. HASIL DAN PEMBAHASAN

5.1 Hasil Pengamatan	50
5.2 Pembahasan	50
a. Analisis Peta Persebaran Nilai Frekuensi Dominan	51
b. Analisis Peta Persebaran Nilai Periode Dominan.....	54
c. Analisis Peta Persebaran Nilai V_{s30}	56
d. Analisis Peta Persebaran Nilai Amplifikasi.....	59
e. Analisis Perbandingan Peta Persebaran Nilai V_{s30} HVSR dengan V_{s30} Inversi	62
f. Analisis Perbandingan Peta Persebaran Nilai A_0 HVSR dengan A_0 Inversi	65
g. Analisis Daerah Penelitian Berdasarkan Peta Geologi	67

VI. KESIMPULAN

A. Kesimpulan.....	69
B. Saran	70

DAFTAR PUSTAKA

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
Gambar 1. Lembar Geologi Bandung.....	5
Gambar 2. Fisiografi Daerah Jawa Barat (van Bemmelen, 1949).....	6
Gambar 3. Struktur regional daerah Jawa Barat (Martodjojo, 1984)	15
Gambar 4. Peta Lokasi penelitian.....	36
Gambar 5. Diagram alir penelitian	37
Gambar 6. Grafik yang ditampilkan setelah <i>import</i> data	38
Gambar 7. Kotak dialog <i>frequency filter</i>	39
Gambar 8. Kotak Dialog H/V Tools	40
Gambar 9. <i>Time windows raw signal</i> H/V	41
Gambar 10. Menu <i>processing</i> pada H/V	41
Gambar 11. Menu <i>output</i> pada H/V	42
Gambar 12. Panjang gelombang H/V pada <i>software Geopsy 2.9.1</i>	42
Gambar 13. Kurva H/V pada <i>software Geopsy</i>	43
Gambar 14. Format penulisan untuk import data pada HV Explorer.....	44
Gambar 15. Tampilan utama <i>software HV explorer</i>	45
Gambar 16. Tampilan dinver setelah diinput data	46
Gambar 17. Kotak dialog <i>toolbars parameters</i>	46
Gambar 18. Parameters penentuan lapisan	47
Gambar 19. Toolbars status pada saat dilakukan <i>running</i>	48

Gambar 20. Kurva <i>ellipticity</i>	48
Gambar 21. <i>Ground profile</i> salah satu titik pengukuran	49
Gambar 22. Peta sebaran nilai frekuensi dominan	53
Gambar 23. Peta sebaran nilai periode dominan.....	55
Gambar 24. Peta sebaran nilai V_{s30}	58
Gambar 25. Peta sebaran nilai A_0	61
Gambar 26. Peta sebaran nilai V_{s30} inversi	64
Gambar 27. Peta sebaran nilai A_0 inversi	66

DAFTAR TABEL

	Halaman
Tabel 1. Stratigrafi Daerah Bandung	13
Tabel 2. Katalog gempabumi merusak di Provinsi Jawa Barat	16
Tabel 3. Tabel klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan mikro- tremor oleh Kanai.....	27
Tabel 4. Klasifikasi tanah berdasarkan NEHRP	28
Tabel 5. Stratigrafi tanah berdasarkan <i>Eurocode 8</i>	29

I. PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Bencana alam merupakan suatu rangkaian peristiwa yang disebabkan oleh alam, bersifat mengganggu dan mengancam keberlangsungan hidup manusia. Bencana alam tidak dapat diprediksi kapan akan terjadi dan bagaimana dampak yang akan ditimbulkannya. Bahaya bencana alam sangat berpengaruh besar terhadap keberlangsungan makhluk hidup yang tentunya akan sangat merugikan. Beberapa jenis bencana alam adalah gempa bumi, longsor, tsunami, gunung meletus, banjir, angin topan, kekeringan, dan kebakaran hutan.

Salah satu bencana alam yang sering kita dengar adalah gempa bumi. Gempa bumi merupakan getaran atau guncangan yang terjadi di permukaan bumi akibat pelepasan suatu energi dari dalam secara tiba-tiba. Gempa bumi disebabkan oleh pelepasan energi yang dihasilkan oleh tekanan yang terus bergerak.

Indonesia merupakan salah satu negara yang sering mengalami bencana alam gempa bumi. Hal tersebut dikarenakan Indonesia berada di daerah pertemuan 3 lempeng tektonik besar, yaitu Lempeng Indo-Australia, Eurasia, dan Lempeng Pasific. Disekitar lokasi pertemuan lempeng ini, terakumulasi suatu energi yang cukup besar yang dapat dilepaskan kapanpun. Dengan keadaan geologis yang

demikian ini, maka Indonesia patut waspada terhadap bencana alam gempa bumi tersebut.

Daerah di Indonesia yang berpotensi mengalami bencana alam gempa bumi adalah Pulau Jawa. Pulau Jawa merupakan bagian dari Lempeng Hindia – Australia yang terletak di sebelah Selatan Pulau Jawa. Pulau Jawa juga merupakan salah satu kawasan yang terletak pada pinggiran lempeng aktif, sehingga sering terjadi kegiatan tektonik yang dicirikan kejadian gempa bumi. Kegiatan tektonik ini tidak terlepas dari Ortogones Sunda (Simanjuntak, 2004).

Salah satu zona pertemuan lempeng terletak di sebelah Selatan Pulau Jawa, membentuk palung yang mempunyai kedalaman berkisar 4.500 – 7000 meter yang dikenal dengan nama zona subduksi. Disamping itu, akibat interaksi antar lempeng tersebut terbentuklah patahan-patahan (sesar) di Pulau Jawa. Sesar yang berasosiasi dengan sumber gempa bumi merupakan sesar aktif.

Salah satu wilayah yang berpotensi terjadi gempa bumi adalah Kabupaten Bandung, Jawa Barat. Hal tersebut disebabkan adanya patahan atau sesar Lembang di utara Kota Bandung. Patahan tersebut muncul akibat adanya aktifitas tektonik. Berdasarkan keadaan geologis tersebut, maka dilakukanlah penelitian ini untuk meminimalisir efek yang ditimbulkan oleh gempa bumi tersebut.

1.2 Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Mengetahui sebaran gelombang geser (V_s) di Kabupaten Bandung

2. Memperoleh harga V_s dari hasil inversi data mikrotremor di Kabupaten Bandung.
3. Membandingkan nilai A_o dari hasil inversi dengan A_o HVSr.

1.3 Batasan Masalah

Batasan masalah pada penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Menggunakan data mikrotremor dari hasil pengukuran yang dilakukan oleh tim akuisisi PVMBG di daerah Bandung, Jawa Barat.
2. Pengolahan menggunakan *software* HV Explorer untuk menentukan nilai f_o .

II. TINJAUAN PUSTAKA

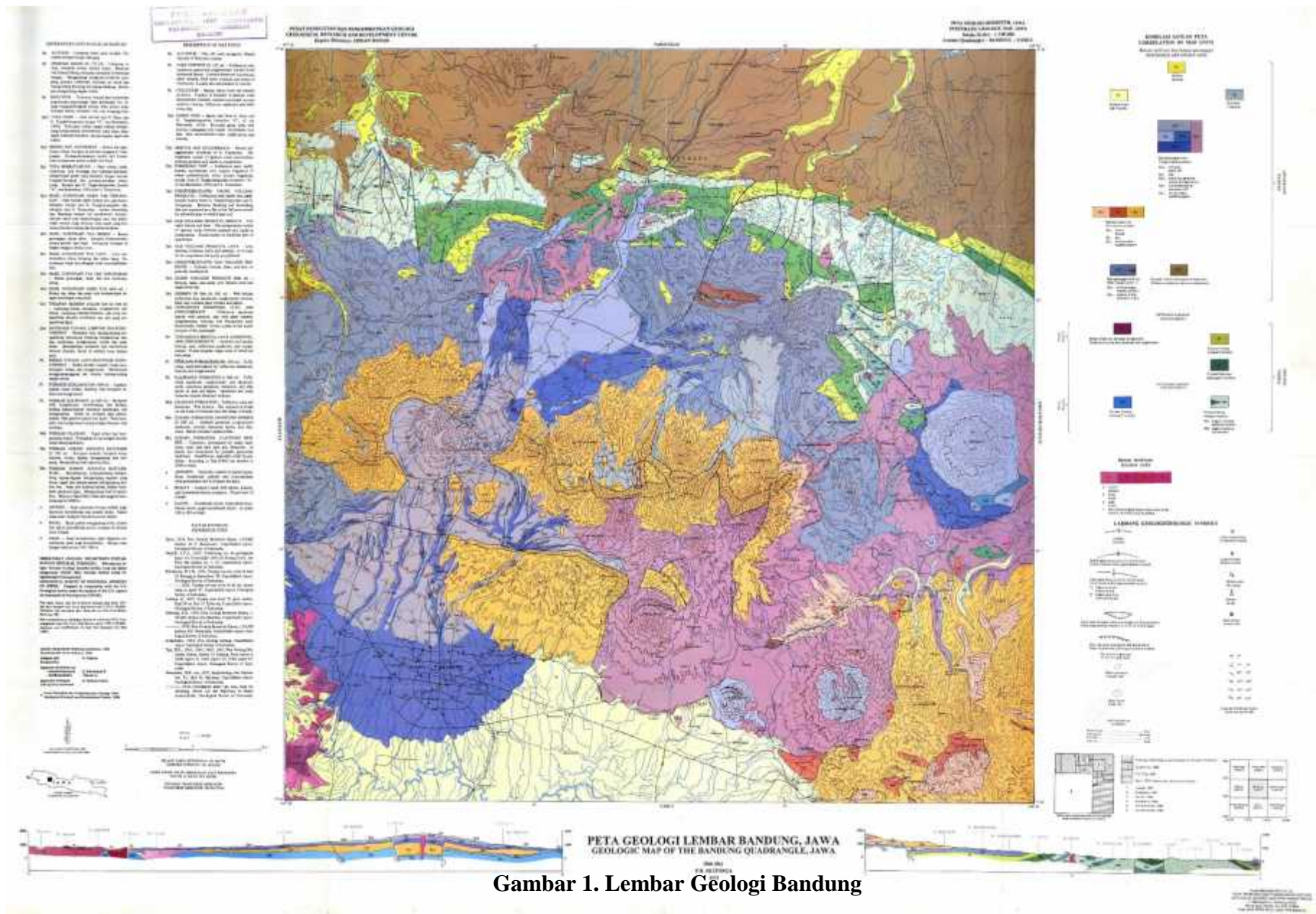
2.1 Daerah Penelitian

Penelitian ini dilakukan di daerah Bandung yang merupakan ibukota dari provinsi Jawa Barat. Secara geografis, Bandung terletak pada koordinat $107^{\circ}14'$ - $107^{\circ}56'$ BT dan $6^{\circ}49'$ - $7^{\circ}18'$ LS. Kabupaten Bandung termasuk wilayah dataran tinggi dengan kemiringan lereng antara 0-8%, 8-15%, hingga di atas 45%. Sebagian besar wilayah Kabupaten Bandung berada diantara bukit-bukit dan gunung-gunung (Pemerintah Kabupaten Bandung, 2016).

Kabupaten Bandung terletak pada ketinggian ± 768 m di atas permukaan rata-rata *mean sea level*. Dengan daerah utara pada umumnya lebih tinggi daripada di bagian selatan. ketinggian di sebelah utara adalah ± 1050 msl, sedangkan di bagian selatan adalah ± 675 msl (Mahasiswa BSI Bandung, 2009).

2.2 Geologi Regional

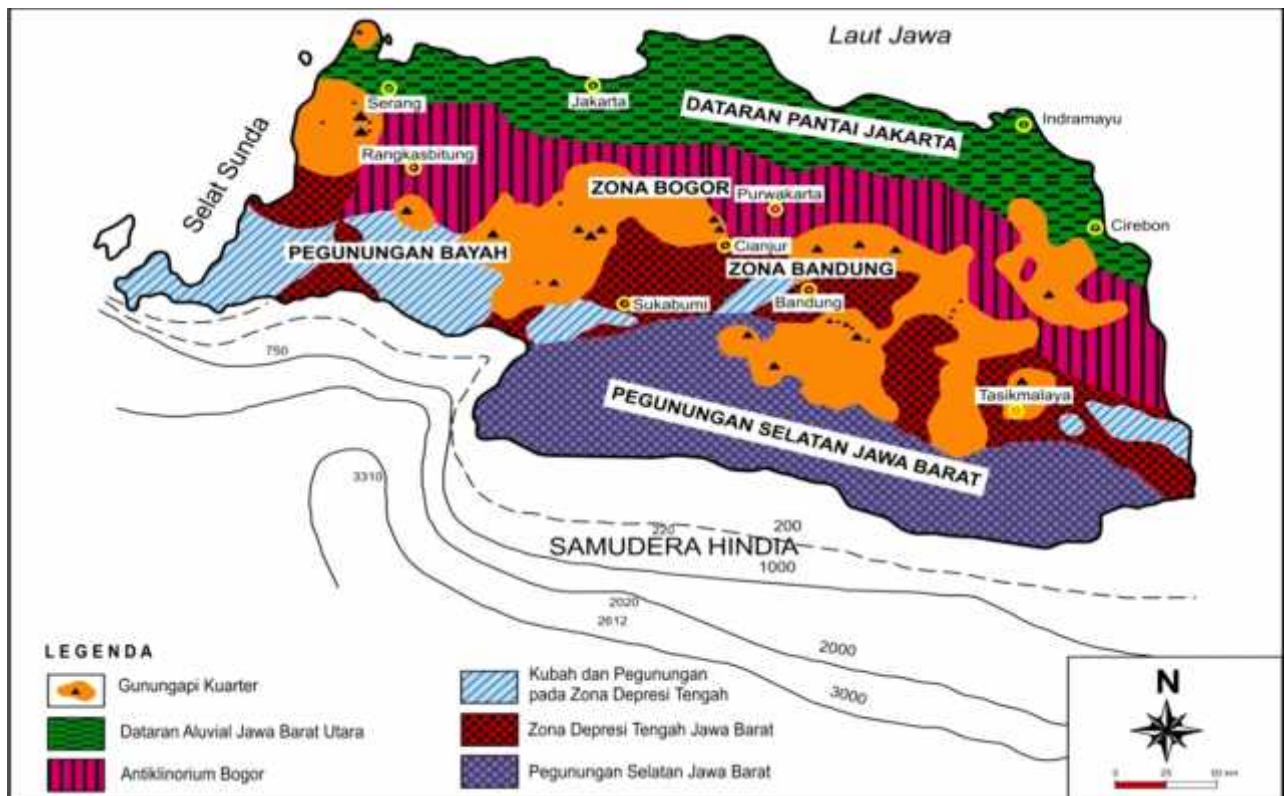
Geologi regional daerah Bandung meliputi fisiografi, stratigrafi, dan struktur geologinya yang terdapat pada **Gambar 1**.



Gambar 1. Lembar Geologi Bandung

2.2.1 Fisiografi Daerah Penelitian

Secara umum daerah Jawa Barat dibagi menjadi tiga wilayah, yaitu wilayah utara, tengah, dan selatan. wilayah selatan merupakan dataran tinggi dan pantai, wilayah tengah merupakan wilayah pegunungan, sedangkan wilayah utara merupakan dataran rendah. Dan secara fisiografi Jawa Barat dibagi menjadi empat zona berarah barat-timur (van Bemmelen, 1949 dalam Martodjojo, 1984) yaitu Zona Dataran Pantai Jakarta, Zona Bogor, Zona Bandung, dan Zona Pegunungan Selatan Jawa Barat seperti pada **Gambar 1**



Gambar 2. Fisiografi Daerah Jawa Barat (van Bemmelen, 1949).

a. Zona Jakarta (Pantai Utara)

Daerah ini terletak di tepi laut Jawa dengan lebar lebih kurang 40km terbentang mulai dari Serang sampai Cirebon. Sebagian besar tertutupi oleh

endapan aluvial yang terangkut oleh sungai-sungau yang bermuara di laut Jawa seperti Citarum, Cimanuk, Ciasem, Cipunagara, Cikuruh, dan Cisanggarung. Selain itu endapan lahar dari Gunung Tangkuban Perahu, Gunung Gede, dan Gunung Pangrango menutupi sebagian zona ini dalam bentuk vulkanik aluvial fan (endapan kipas aluvial) khususnya yang berbatsan dengan Zona Bandung (van Bemmelen, 1949).

b. Zona Bogor

Zona ini membentang mulai dari Rangkasbitung melalui Bogor, Purwakarta, Subang, Sumedang, Kuningan, dan Majalengka. Daerah ini merupakan perbukitan lipatan yang terbentuk dari batuan sedimen tersier laut dalam membentuk suatu Antiklonorium, di beberapa tempat mengalami patahan yang diperkirakan pada zaman Pliosen-Plistosen sezaman dengan terbentuknya patahan Lembang dan Pengangkatan Pegunungan Selatan.

Zona Bogor sekarang terlihat sebagai daerah yang berbukit-bukit rendah di sebagian tempat secara sporadis terdapat bukit-bukit dengan batuan keras yang dinamakan vulkanik *neck* atau sebagai batuan intrusi seperti Gunung Parang dan Gunung Sanggabuandi Plered Purwakarta, Gunung Kromong dan Gunung Bulgir di sekitar Majalengka. Batas antara Zona Bogor dengan Zona Bandung adalah Gunung Ciremai (3.078 meter) di Kuningan dan Gunung Tampomas (1.684 meter) di Sumedang (van Bemmelen, 1949).

c. Zona Bandung

Zona Bandung merupakan daerah gunungapi yang relatif memiliki bentuk depresi dibandingkan dengan zona yang mengapitnya yaitu Zona Bogor dan Zona

Pegunungan Selatan. Sebagian besar terisi oleh endapan aluvial dan vulkanik muda (kuarter) dari produk gunungapi yang terletak pada dataran rendah di daerah perbatasan dan membentuk barisan. Walaupun Zona Bandung memiliki bentuk depresi, ketinggian masih terbilang cukup besar seperti misalnya Depresi Bandung dengan ketinggian 650-700 mdpl. Di beberapa tempat pada zona ini merupakan campuran endapan Kuartar dan Tersier, pegunungan Tersier tersebut yaitu:

1. Pegunungan Bayah (Eosen) yang terjadi atas bagian Selatan yang terlipat kuat, bagian tengah terdiri atas batuan andesit tua dan bagian Utara yang merupakan daerah peralihan dengan Zona Bogor.
2. Bukit di Lembah Cimandiri (kelanjutan dari Pegunungan Bayah), yang terletak pada ketinggian 570 – 610 m. antara Cibadaj dan Sukabumi terdapat punggung-punggung yang merupakan *horst*, yang menjulogang di atas endapan vulkanik daerah itu. Di sebelah Timur Sukabumi terdapat dataran Lampegan pada ketinggian 700 – 750 m, yang mungkin seumur dengan plateau Lengkong di Pegunungan Selatan.
3. Bukit Rajamandala (Oligosen) dan plateau Rongga termasuk dataran Jampang (Pliosen) di Pegunungan Selatan. dibandingkan dengan plateau Rongga, keadaan Rajamandala lebih tertoreh-toreh oleh lembah. Plateau Rongga merupakan peralihan antara zona Bandung dan Pegunungan Selatan terletak pada ± 1000 m serta merupakan bukit-bukit dewasa dan tua. Daerah ini melandai ke dataran Batujajar (650 m) di Zona Bandung.
4. Bukit Kabanaran terletak di Timur zona Bandung, lebarnya 20 - 40 km. terdiri atas dataran-dataran dan lembah-lembah. Bagian Barat Banten merupakan

pengecualian karena di sana tak ditemukan depresi dan daerahnya terdiri atas kompleks pegunungan yang melandai dengan bukit-bukit rendah.

Pegunungan tersebut telah tererosikan dengan kuat sehingga merupakan permukaan yang agak datar (*penepain*). *Penepain* itu terus melandai ke Barat ke Selat Sunda. di beberapa tempat di Selatan laut yang pantainya curam Zona Bandung terdiri atas depresi Cianjur, Sukabumi, depresi Bandung, depresi Garut, dan depresi Citanduy yang para ahli geologi menyebutnya sebagai cekungan antar pegunungan (cekungan *intra montana*) (van Bemmelen, 1949).

Depresi Cianjur letaknya agak rendah (459 m) dibandingkan dengan depresi Bandung. Tempat terendah terletak 70 m di atas permukaan laut. Di sebelah Barat, dekat dengan Zona Bogor terdapat kelompok gunung api, dengan Gunung Salak (2.211 m) sebagai gunung berapi termuda, sedangkan di beberapa tempat seperti di Sukabumi, permukaannya tertutup oleh bahan vulkanik dari Gunung Gede (2.958 m) dan Gunung Pangrango (3.019 m), yang menjulang di tengah-tengah dataran. Bahan-bahan vulkanik tersebut bahkan tersebar di lembah-lembah zona Bogor.

Depresi Bandung pada ketinggian 650 – 675 m dengan lebar ± 25 km. merupakan dataran aluvial yang subur, yang dialiri oleh sungai Citarum. Dataran itu terletak antara dua deretan gunung berapi. Di sebelah Utara pada perbatasan zona Bogor terletak Gunung Barungrang yang tua (2.064 m), Gunung Bukitunggul (2.209 m) dan Gunung Tangkuban Perahu yang muda (2.076 m) dengan beberapa gunung berapi tua seperti Gunung Patuha (2.429 m) dan Gunung Kendeng (1.852 m)

Depresi Garut pada ketinggian 717 m merupakan daerah yang lebarnya ± 50 km dan dikelilingi gunung berapi. Di sebelah Selatan terletak Gunung Kracak (1.838 m) yang tua dan Gunung Cikuray (2.821 m) yang muda. Di Gunung Papandayan (2.622 m) terdapat solfatara dan di Gunung Guntur (2.249 m) terdapat aliran lava yang telah membeku menyebar di lereng Gunung Calancang (1.667 m) di Utara merupakan batas dengan zona Bogor.

Depresi Lembah Citanduy tertutupi oleh endapan aluvial, dan terdapat bukit-bukit dari batuan yang terlipat. Gunung Sawal (1.733 m) endapannya tersebar ke sebelah Barat yang menutupi plateau Rancah, yang melandai ke Selatan. Agak ke Barat terletak dataran Tasikmalaya yang mempunyai kompleks gunung berapi tua, dengan gunung berapi muda Gunung Galunggung (2.241 m) yang meletus terakhir pada tahun 1982. Di sekitar Kota Tasikmalaya terdapat bukit-bukit kecil yang merupakan produk letusan Gunung Galunggung purba yang membentuk morfologi *hilloic* atau disebut juga dengan Bukit Sepuluh Ribu (van Bemmelen, 1949).

d. Zona Pegunungan Selatan

Pegunungan selatan terbentang mulai dari teluk Pelabuhanratu sampai Pulau Nusakambangan. Zona ini mempunyai lebar ± 50 km, tetapi di bagian Timur menjadi sempit dengan lebar hanya beberapa kilometer. Pegunungan selatan telah mengalami pelipatan dan pengangkatan pada zaman Miosen dengan kemiringan lembah ke arah Samudera Indonesia.

Pegunungan selatan dapat dikatakan suatu pleateau dengan permukaan batuan endapan miosen atas, tetapi pada beberapa tempat permukaannya tertoreh-

toreh dengan kuat sehingga tidak merupakan plateau lagi. Sebagian besar dari pegunungan Selatan mempunyai dataran erosi yang letaknya lebih rendah., disebut dataran Lengkong yang terletak di bagian Barat sepanjang hulu sungai Cisako. Pada waktu pengangkatan Pegunungan Selatan (Pleistosen Tengah) dataran Lengkong ikut terangkat pula, sehingga batas Utara mencapai ketinggian ± 800 mdan bukit-bukit pesisir mencapai ± 400 m. Di Pegunungan Selatan terdapat bagian-bagain Plateau Jampang, Plateau Pangalengan, dan Plateau Karangnunggal.

1. Plateau Jampang memiliki bentuk yang khas bagi Pegunungan Selatan karena dibatas Utara mempunyai escarpment, dan pegunungan itu melandai ke Selatan. Plateau Pesawahan merupakan permukaan Pliosen yang telah terangkat. Di sebelah Selatan Plateau Pesawahan terdapat suatu dataran yang lebih rendah.
2. Plateau Pangalengan (1.400 m) telah terangkat lebih tinggi daripada Plateau Jampang dan Plateau Karangnunggal. Sungai Cilaki di Plateau Ciwidey – Gununghalu dengan sebuah danau Telaga Patenggang, yang mempunyai morfologi gunung longsor. Sedangkan di bagian Utara tertutupi oleh gunung berapi muda, misalnya Gunung Malabar.
3. Plateau Karangnunggal melandai ke Selatan dan di beberapa tempat mempunyai topografi karst. Sungai Ciwulan berhulu di Zona Bandung kemudian mengalir melintasi Pegunungan Selatan ke Samudra Indonesia. Sepanjang sungai itu terdapat teras-teras lahar vulkanik (van Bammelen, 1949).

Daerah penelitian, berada di cekungan Bandung yang merupakan cekungan berbentuk lonjong (*elips*) memanjang berarah timur tenggara-barat barat laut. Cekungan Bandung ini dimulai dari daerah Nagreg di sebelah timur sampai ke Padalarang di sebelah barat dengan jarak horisontal lebih kurang 60 km. Sementara itu, jarak utara-selatan mempunyai lebar sekitar 40 km. Cekungan Bandung ini hampir dikelilingi oleh jajaran kerucut gunung api berumur kuartar, diantaranya di sebelah utara terdiri atas kompleks Gunung Barungrang – Sunda – Tangkuban Perahu, Gunung Bukitunggul, tinggian batuan gunungapi Cupunagara, Gunung Manglayang, dan Gunung Tampomas. Batas timur berupa tinggian batuan gunungapi Bukitjarian, Gunung Karang – Gunung Kareumbi, kompleks batuan gunungapi Kamojang, Gunung Malabar, Gunung Patuha dan Gunung Kendeng. Hanya di sebelah barat, Cekungan Bandung dibatasi oleh batuan gunungapi berumur tersier dan batugamping yang termasuk ke dalam Formasi Rajamandala (Sudjatmiko, 1972).

2.2.2 Stratigrafi Regional

Wilayah Jawa Barat dapat dibagi menjadi tiga mandala sedimentasi (Martodjojo, 1984), yaitu Mandala Paparan Kontinen Utara, Mandala sedimentasi Banten, dan Mandala Cekungan Bogor.

- a. Mandala Paparan Kontinen Utara, terletak pada lokasi yang sama dengan Zona Dataran Pantai Jakarta pada pembagian zona fisiografi Jawa Bagian Barat. Mandala ini ditunjukkan dengan endapan paparan yang umumnya terdiri dari batu gamping, batu lempung, dan batu pasir kuarsa, serta lingkungan pengendapan umumnya laut dangkal. Pada mandala ini pola

transgresi dan regresi umumnya jelas terlihat. Struktur geologinya sederhana, umumnya sebagai pengaruh dari gerakan isotasi dari batuan dasar. Ketebalan sedimen ini dapat mencapai 5000 m.

- b. Mandala sedimentasi Banten terbentuk pada tersier awal. Mandala ini cenderung menyerupai Mandala Cekungan Bogor, sedangkan pada Tersier Akhir, ciri dari mandala ini sangat mendekati Mandala Paparan Kontinen.
- c. Mandala Cekungan Bogor, terletak di selatan Mandala Paparan Kontinen Utara. Mandala ini meliputi Zona Bogor, Zona Bandung, dan Zona Pegunungan Selatan. Mandala sedimentasi ini dicirikan dengan endapan aliran gravitasi, yang kebanyakan berupa fragmen batuan beku dan batuan sedimen, seperti andesit, basalt, tuf, dan batugamping. Ketebalan sedimen diperkirakan lebih dari 7000 m (Martodjojo, 1984).

Secara umum, stratigrafi daerah Bandung menurut (Koesoemadinata dan Hartono, 1981) disajikan dalam Tabel 1 berikut ini.

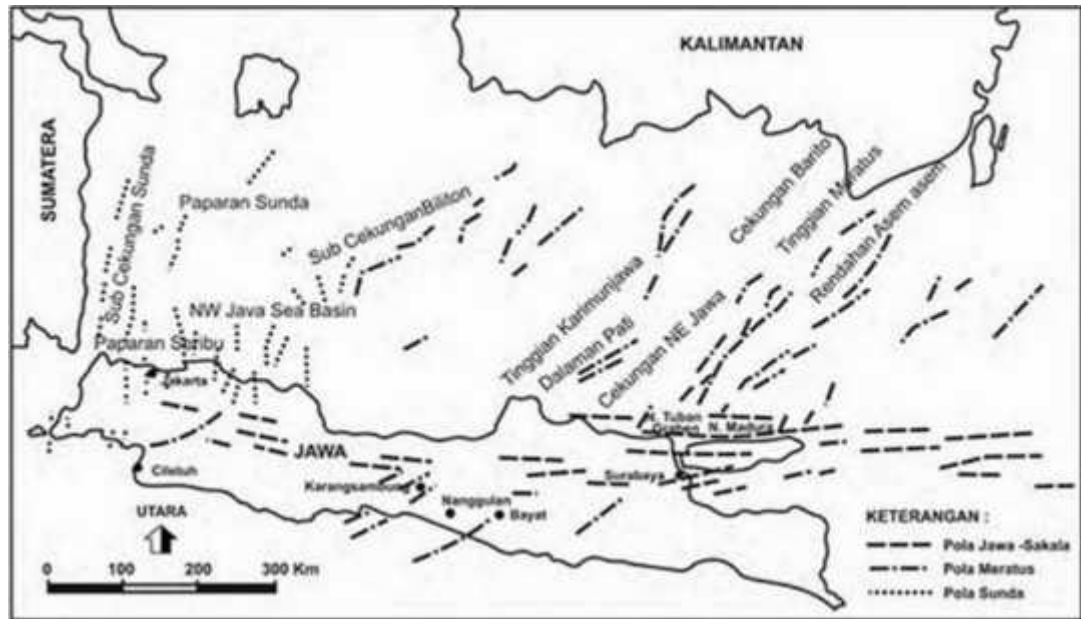
Tabel 1. Stratigrafi Daerah Bandung (Koesoemadinata dan Hartono, 1981).

Umur	Satuan Stratigrafi	Tebal (m)	Keterangan
Holosen	Endapan Sungai	±5	Bahan lepas tidak terkonsolidasi, berukuran lempung sampai bongkah.
	Bidang Erosi		
	Formasi Cikidang	0-65	Lava basalt berstruktur kekar kolom, konglomerat gunungapi, tuf kasar berlapis sejajar dan breksi gunungapi yang kadang-kadang berwarna coklat tua.

Umur	Satuan Stratigrafi	Tebal (m)	Keterangan
Pleistosen Atas	Formasi Kosambi	0-80	Batulempung, gunungapi, batulanau gunungapi, mengandung sisa tumbuhan setempat dijumpai struktur perlapisan dan silang siut.
	Formasi Cibeureum	0-180	Perulangan urutan breksi-tuf, fragmen skoria andesit-basalt dan batuapung.
Pleistosen Bawah	Bidang Erosi		
	Formasi Cikapundung	0-350	Konglomerat gunungapi, breksi gunungapi, tuf, dan sisipan lava andesit. Umumnya berwarna lebih terang dari formasi lainnya, fragmen piroksen andesit.

2.2.3 Struktur Regional

Secara regional daerah Jawa Barat merupakan daerah yang terletak pada alur vulkanik-magmatik yang merupakan bagian dari Busur Sunda. Busur Sunda ini membentang dari Pulau Sumatra ke arah timur hingga Nusa Tenggara yang merupakan manifestasi dari interaksi antara lempeng Samudra Indo-Australia dengan Lempeng Eurasia. Interaksi ini bergerak ke arah utara dan menunjam tepian benua Lempeng Eurasia yang relatif tidak bergerak. Akibat dari interaksi lempeng-lempeng tersebut di daerah Jawa terdapat tiga pola struktur yang dominan (Martodjojo, 1984), yaitu terlihat pada **Gambar 2**.



Gambar 3. Struktur regional daerah Jawa Barat (Martodjojo, 1984).

a. Pola Meratus

Mempunyai arah timurlaut-baratdaya (NE-SW). Pola ini tersebar di daerah lepas pantai Jawa Barat dan Banten. Pola ini diwakili oleh Sesar Cimandiri, dan Sesar naik Rajamandala. Meratus lebih diartikan sebagai arah yang mengikuti pola busur umur kapuas yang menerus ke Pegunungan Meratus di Kalimantan (Martodjojo, 1984)

b. Pola Sumatera

Mempunyai arah baratlaut-tenggara (NW-SE). Pola ini tersebar di daerah Gunung Walat dan sebagian besar bagian selatan Jawa Barat. Pola ini diwakili oleh Sesar Baribis, sesar-sesar di daerah Gunung Walat, dan sumbu lipatan pada bagian selatan Jawa Barat. Arah Sumatea ini dikenal karena kesejajarannya dengan Pegunungan Bukit Barisan (Martodjojo, 1984).

c. Pola Sunda

Mempunyai arah utara-selatan (N-S). pola ini tersebar di daerah lepas pantai utara Jawa. Arah ini juga terlihat padasesar Cidurian, Blok Leuwiliang. Arah sunda ini diartikan sebagai pola yang terbentuk pada Paparan Sunda (Martodjojo, 1984).

2.3 Sejarah Gempabumi merusak di Provinsi Jawa Barat

Berdasarkan Katalog Gempabumi Merusak Provinsi Bengkulu oleh Supartoyo, dkk., (2014), Sejarah gempa bumi di Provinsi Jawa Barat menurut dapat dilihat pada Tabel 2.

Tabel 2. Katalog gempabumi merusak di Provinsi Jawa Barat

No	Nama Gempa	Tanggal	Kdlm (Km)	Mag (SR)	Skala MMI	Kerusakan
1	Jawa Barat	28/01/1833	-	-	VII-VIII	Beberapa bangunan rusak dan dinding retak.
2	Bogor-Cianjur	10/10/1834	-	-	VIII-IX	Terjadi kerusakan bangunan dan retakan jalan antara Bogir – Cianjur.
3	Bogor	25/05/1843	-	-	VII-VIII	Getaran terasa di Bogor, menyebabkan kerusakan bangunan dan rumah penduduk
4	Cianjur	15/2/1844	-	-	VII-VIII	Kerusakan pda rumah penduduk
5	Bogor	20/12/1844	-	-	VIII-IX	Beberapa bangunan roboh
6	Cirebon	30/11/1853	-	-	VI	Retakan pada dinding bangunan
7	Karawang	24/5/1862	-	-	VI	Retakan pada dinding bangunan
8	Ciamis	5/2/1873	-	-	VI	Beberapa bangunan retak

No	Nama Gempa	Tanggal	Kdlm (Km)	Mag (SR)	Skala MMI	Kerusakan
9	Kuningan	25/10/1875	-	-	VII-VIII	7 orang meninggal, 628 rumah hancur di Kuningan, Sumedang, dan Manonjaya.
10	Sukabumi	14/1/1900	-	-	VII	Kerusakan pada bangunan. Getaran terasa di Priangan-Bogor dan Banten
11	Rajamandala	15/12/1910	-	-	VI	Retakan pada dinding bangunan
12	Campaka	21/1/1912	-	-	VI	Retakan pada dinding bangunan
13	Pangandaran (tsunami)	11/09/1921	-	-	VI	Tsunami di Pangandaran
14	Sukabumi	02/11/1969	57	5.4	V	Di Sukabumi beberapa bangunan roboh. Di Cempaka beberapa bangunan retak pada dinding. Getaran terasa di Tenggara Jawa Barat hingga Bogor
15	Sumedang	19/12/1972	-	4.5	VI	Kerusakan umumnya pada bangunan tua. Terjadi longsoran dan nendatan tanah di Cibunar, Sumedang, Pasaribu dan Rancakolong
16	Pelabuhan Ratu	26/11/1973	62	4.9	V	Retakan tanah dan bangunan di Citarik dan Cidadap.
17	Tasikmalaya	2/11/1979	64	6.4	VII	Di Tasikmalaya 1430 rumah, 24 sekolah, dan 32 masjid rusak. Di Garut bangunan tua roboh, bangunan baru retak pada dinding, terjadi retakan tanah, 10 orang meninggal, 12 orang luka-luka.
18	Tasikmalaya	16/4/1980	33	6.4	VI	Retakan dinding di Singaparna, Garut, Sukawening, Pasanggrahan, Jamberea, Caringin dan Cilacap. Di Singajaya 10 bangunan SD rusak. Getaran gempa terasa di Bandung

No	Nama Gempa	Tanggal	Kdlm (Km)	Mag (SR)	Skala MMI	Kerusakan
19	Suka-bumi	10/2/1982	25	5.5	VI – VII	Kerusakan berat hingga ringan pada bangunan, 4 orang luka-luka. Getaran gempa terasa di Bandung
20	Maja-lengka	6/7/1990	14	5.8	VII - VIII	8.000 bangunan roboh di Cengal, Wanahayu dan Sukamenak. Terjadi retakan tanah sepanjang \pm 10 km. sumber gempa di darat akibat pergerakan sesar aktif.
21	Cica-lengka	18/8/2000	36	4.4	VI	Retakakn pada dinding rumah di Desa Marga Asih, Narawita dan Waluya
22	Suka-bumi	12/07/2000	33	5.1	V – VI	Di Sukabumi 35 orang luka-luka, 365 bangunan rusak berat dan 633 bangunan rusak ringan di Sukaraja, Cibadak, Cikembar, Nagrak, Cicurug, Cidahu, Parakan, Salak, Kadudampit, Cisaat, Cantayan, Sukalering, Cirengkas, Caringin dan Geger Bitung terjadi retakan tanah. RS Cibadak dindingnya retak. Di Bogor 8 orang luka-luka, 198 rumah rusak ringan.
23	Maja-lengka	28/6/2001	33	5.1	VII	Kerusakan terparah di Desa Lampuyang, Campaga, dan Cibeureum, Kec. Talaga. Rumah ambruk, dinding rumah roboh, retak pada dinding, retak pada lantai rumah.
24	Kuningan	21/3/2003	< 10	4.8 SR	IV - V	Kerusakan bangunan di Desa Cilimus, Cracaas, Sampora, Kaliaren, dan Cibeureum Kec. Cilimus, serta di Desa Pengembangan, Trijaya dan Randobawagirang berupa retakan dinding pada bangunan tua. Satu bangunan tua ambruk di Caracas

No	Nama Gempa	Tanggal	Kdlm (Km)	Mag (SR)	Skala MMI	Kerusakan
25	Lembang - Bandung	11/7/2003	10	4.2 SR	III - IV	Kerusakan sebuah bangunan tua di Desa Cihideung, Lembang, Getaran terasa di daerah Bandung terutama di wilayah Timur laut Kota Bandung, yaitu di daerah Cigadung, Bojong Koneng serta di sekitar jalan Surapati, jalan Suci hingga Cicaheum.
26	Pasirwangi, Garut	2/2/2005	10	4.2 SR	V	Kerusakan bangunan dan rumah penduduk di Kab. Garut dan Kab. Bandung
27	Gunung Halu, Bandung	15/4/2005	5	5 SR	V	139 rumah penduduk, sekolah dan sarana ibadah mengalami kerusakan di Kec. Gunung Halu, Kab. Bandung.
28	Pangandaran (Tsunami)	17/7/2006	10	7.7 Mw	IV	Lebih dari 550 orang meninggal, ratusan orang luka-luka di pantai Selatan Jawa Tengah dan Jawa Barat. Tsunami melanda pantai Pangandaran, pantai Kebumen, pantai Cilacap, pantai Samas, dan pantai Prangtritis Yogyakarta.
29	Jampang Kulon	30/9/2006	32	5.2 SR	V	4 rumah penduduk mengalami kerusakan ringan di wilayah Jampang Kulon, Sukabumi.
30	Tasikmalaya	1/2/2007	13	5.8 Mw	IV	1 sekolah MI Cibenyang dan 1 rumah di Desa Melati Suka, Kec. Gunung Tanjung, rusak. Terjadi retakan tanah dan longsoran dimensi kecil

III. TEORI DASAR

3.1 Mikrotremor

Struktur bawah permukaan tanah dapat diketahui dengan survei pengukuran mikrotremor. Mikrotremor merupakan getaran tanah yang ditimbulkan oleh peristiwa alam ataupun buatan, misal angin, gelombang laut, atau getaran kendaraan, yang dapat menggambarkan kondisi geologi dekat permukaan. Mikrotremor mempunyai frekuensi lebih tinggi dari frekuensi gempa bumi, periodenya kurang dari 0,1 detik yang secara umum antara 0,05-2 detik dan untuk mikrotremor periode panjang bisa 5 detik, sedang amplitudanya berkisar 0,1-2,0 mikron (Tokimatsu, 1995).

Mikrotremor dapat juga diartikan sebagai getaran harmonik alami tanah yang terjadi secara terus menerus, terjebak di lapisan sedimen permukaan, terpantulkan oleh adanya bidang batas lapisan dengan frekuensi yang tetap, disebabkan oleh getaran mikro di bawah permukaan tanah dan kegiatan alam lainnya. Dalam kajian teknik kegempaan, litologi yang lebih lunak mempunyai resiko yang lebih tinggi bila digoncang gelombang gempa bumi dikarenakan mengalami penguatan (amplifikasi) gelombang yang lebih besar dibandingkan dengan batuan yang lebih kompak (Kanai, 1983).

Survei mikrotremor dapat dilakukan dengan dua cara, pendekatan pertama adalah perekaman dilakukan secara simultan pada dua atau lebih lokasi. Salah satu tempat perekaman harus dilakukan di daerah batuan keras (*hard rock*) sehingga tidak menunjukkan adanya penguatan frekuensi akibat gerakan tanah. Rasio spektrum yang didapatkan pada tempat lain akan dibandingkan dengan yang terekam pada *hard rock* sehingga akan didapatkan respon *site* terhadap mikrotremor. Pendekatan kedua diperkenalkan oleh Nakamura pada tahun 1989 bersamaan dengan metode analisisnya. Nakamura menemukan bahwa rasio spektrum horizontal dan vertikal dari mikrotremor meningkat pada frekuensi resonansi dan akan menunjukkan puncak pada frekuensi tersebut. Nakamura mengasumsikan bahwa H/V merefleksikan tingkat amplifikasi dari gerakan tanah. Dengan metode ini pengukuran tidak perlu dilakukan dengan syarat adanya batuan keras (*hard rock*) (Nakamura 1989).

Secara umum perekaman mikrotremor tidak berbeda dengan perekaman gelombang seismik pada seismometer. Alat yang digunakan pun merupakan seismometer. Untuk metode nakamura diperlukan seismometer yang memiliki tiga komponen yang merekam komponen EW (*east-west*), NS (*north-south*), dan komponen vertikal (*up-down*). Pada perekaman mikrotremor tidak dibutuhkan adanya sumber buatan atau sumber berupa gempa bumi, namun pengukuran langsung dilakukan karena yang direkam merupakan gelombang yang timbul dari alam. Spektra *ambient noise* yang diperoleh dari pengukuran mikrotremor dapat digunakan untuk menentukan respon lokasi khususnya frekuensi dari puncak utama atau frekuensi resonansi lapisan sedimen. Respon lokasi pada daerah sedimen sangat berhubungan dengan ketebalan sedimen dan kecepatan gelombang

geser sehingga respon lokasi yang diperoleh dari teknik perbandingan spektra dapat digunakan untuk menentukan ketebalan sedimen. Kajian mikrotremor telah banyak digunakan untuk memperkirakan kerusakan yang timbul akibat bencana gempa bumi. Kajian ini sangat tepat dan baik dalam memperkirakan tingkat resiko yang disebabkan oleh aktivitas seismik dengan kondisi geologi setempat (Nakamura, 2008).

3.2 Metode HVSR (*Horizontal to Vertical Spectrum Ratio*)

Metode *HVSR* digunakan untuk mengolah rekaman mikrotremor dan atau rekaman seismogram dan memiliki hasil yang baik dalam memberikan informasi tentang efek tapak suatu daerah berdasarkan interpretasi kurva *H/V*. Hasil dari intepretasi kurva *H/V* akan dapat memberikan perkiraan tingkat kerentanan suatu wilayah terhadap bahaya gempa bumi (Narotama, 2011).

Metode *HVSR* merupakan metode yang digunakan sebagai indikator struktur bawah permukaan tanah yang memperlihatkan hubungan antara perbandingan-perbandingan rasio spektrum fourier dari sinyal mikrotremor komponen horizontal terhadap komponen vertikalnya (Nakamura, 1989).

Metode *HVSR* merupakan metode membandingkan spektrum komponen horizontal terhadap komponen vertikal dari gelombang mikrotremor. Mikrotremor terdiri dari ragam dasar gelombang *Rayleigh*, periode puncak perbandingan *H/V* mikrotremor memberikan dasar dari periode gelombang S (*S-wave*). Perbandingan *H/V* pada mikrotremor merupakan perbandingan dua komponen yang secara teoritis menghasilkan suatu nilai. Metode *HVSR* digunakan untuk menentukan

nilai amplifikasi dan nilai periode dominan suatu lokasi yang dapat diperkirakan dari periode puncak perbandingan H/V mikrotremor (Nakamura, 2000).

Berdasarkan penelitian Sungkono dan Santoso (2011), untuk mengetahui karakter geologi yang dapat merusak bangunan akibat gempa bumi, maka perlu dilakukan kajian literatur dan karakterisasi $HVSR$. Hasilnya ialah, kerusakan bangunan akibat gempa bumi terjadi pada parameter $HVSR$ amplifikasi tinggi dan frekuensi rendah. Amplifikasi berbanding lurus dengan kontras impedansi (kecepatan gelombang geser (V_s) dikalikan densitas) antara sedimen dan *bedrock*, kecepatan gelombang primer (V_p) dan faktor quasi gelombang geser (Q_s). Sedangkan frekuensi natural berbanding lurus dengan V_s rata-rata dan berbanding terbalik dengan ketebalan sedimen permukaan. Dengan demikian, daerah rawan kerusakan bangunan akibat gempa bumi terjadi pada daerah sedimen lapuk (misal: pasir, pasir lanauan, gambut) yang yang tebal dan atau sedimen lapuk yang terdapat diatas batuan yang keras. Metode $HVSR$ didasari oleh terperangkapnya getaran gelombang geser (gelombang *shear*) pada medium sedimen di atas *bedrock*. Berdasarkan kondisi tersebut maka, Nakamura merumuskan sebuah fungsi transfer $HVSR$ (*Horizontal to Vertical Spectrum Ratio*) mikrotremor, dimana efek penguatan gelombang pada komponen horizontal dapat dinyatakan oleh persamaan 1 berikut :

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

$H_S(w)$ = spektrum mikrotremor komponen horizontal di permukaan.

$H_B(w)$ = spektrum mikrotremor komponen horizontal di batuan dasar.

Penguatan gelombang pada komponen vertikal dapat dinyatakan sebagai rasio spektrum komponen vertikal di permukaan dan di batuan dasar (persamaan 2), yaitu:

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

$V_S(w)$ = spektrum mikrotremor komponen vertikal di permukaan.

$V_B(w)$ = spektrum mikrotremor komponen vertikal di batuan dasar.

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

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

Dimana, $S_M(w)$ adalah fungsi transfer untuk lapisan *soil*.

Jika, $H_B(w) / V_B(w) = 1$

Maka:

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

Dalam pengamatan di lapangan ada dua komponen horizontal yang diukur yaitu komponen utara–selatan dan komponen barat–timur, sehingga persamaan (4) berubah menjadi:

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

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

Dalam penggunaan metode ini, digunakan beberapa asumsi bahwa:

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

Nakamura (1989) mengidentifikasi bahwa jika diasumsikan gelombang geser dominan pada mikrotremor, maka rasio spektrum horisontal terhadap vertikal (*HVSR*) pada data mikrotremor suatu tempat sama dengan fungsi transfer gelombang geser yang bergetar antara permukaan dan batuan dasar di suatu tempat. Nakamura menduga bahwa mikrotremor berperiode pendek sebagian besar terdiri dari gelombang geser dan gelombang permukaan dianggap sebagai *noise*. Dari hasil analisis data gempa menunjukkan bahwa nilai maksimum rasio getaran horizontal dan vertikal dalam setiap pengamatan (H/V) ada kaitannya dengan kondisi tanah dan hampir setara dengan satu kekuatan tanah dengan beberapa getaran ke semua arah (Nakamura, 1989).

3.3 Frekuensi Dominan

Frekuensi didefinisikan secara sederhana sebagai kebalikan dari waktu. Sehingga waktu yang satuannya adalah detik (*second*) akan menjadi *Hertz (1-per second)* hanya akan memiliki tepat satu nilai spektrum. Yang dikenal dengan spektrum frekuensi. Pengertian frekuensi ini juga berlaku untuk gelombang monokromatis.

Frekuensi dominan adalah nilai frekuensi yang kerap muncul sehingga diakui sebagai nilai frekuensi dari lapisan batuan di wilayah tersebut sehingga nilai frekuensi dapat menunjukkan jenis dan karakteristik batuan tersebut. Lachet dan Brad pada (1994) melakukan uji simulasi dengan menggunakan 6 model struktur geologi sederhana dengan kombinasi variasi kontras kecepatan gelombang geser dan ketebalan lapisan sedimen. Hasil simulasi menunjukkan nilai puncak frekuensi berubah terhadap variasi kondisi geologi (Lachet dan Brad, 1994).

Dari nilai frekuensi dominan yang terukur dipermukaan, dapat diketahui karakteristik batuan di bawahnya, hal tersebut dapat dilihat pada Tabel 3 tentang klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor di bawah ini.

Tabel 3. Tabel klasifikasi tanah berdasarkan nilai frekuensi dominan mikrotremor oleh Kanai

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>Hardy Sandy, gravel</i> , dll	Ketebalan sedimen permukaannya sangat tipis, didominasi oleh batuan keras
	Jenis II	4 - 10	Batuan alluvial, dengan ketebalan 5m. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll	Ketebalan sedimen permukaannya masuk dalam kategori menengah 5 - 10 m
Tipe III	Jenis III	2,5 - 4	Batuan alluvial, dengan ketebalan > 5m. Terdiri dari <i>sandy-gravel, sandy hard clay, loam</i> , dll	Kategori sedimen permukaan masuk dalam kategori tebal, sekitar 10 - 30 m
Tipe II	Jenis IV	< 2,5	Batuan alluvial yang terbentuk dari sedimentasi delta, <i>top soil</i> , lumpul, dll. Dengan kedalaman 30 m atau lebih	Ketebalan sedimen permukaannya sangatlah tebal
Tipe I				

3.4 Kecepatan Gelombang Permukaan (V_{s30})

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

Penetapan jenis tanah yaitu antara tanah keras, tanah sedang dan tanah lunak dapat ditentukan dengan kecepatan rambat gelombang geser (V_S). Nilai V_{S30} ini bergantung pada kondisi fisik batuan sehingga dapat diprediksi berdasarkan parameter geologi dan morfologi. Elevasi atau ketinggian berhubungan erat dengan kekerasan batuan. Pelapukan berlangsung secara intensif pada puncak bukit sedangkan sedimentasi berada pada tingkat yang paling rendah. Sebaliknya pada suatu cekungan, pelapukan berada pada tingkat paling rendah dan pengendapan atau sedimentasi mencapai tingkat maksimum. Secara sederhana dapat dikatakan bahwa batuan yang berada di puncak bukit merupakan batuan yang keras dan tahan terhadap pelapukan, sedangkan cekungan yang berada di daerah yang lebih rendah merupakan endapan muda yang lunak. Gunung dan bukit berumur tersier atau lebih tua berperan sebagai sumber material sedimen. Tabel 4 merupakan penentuan *site class* berdasarkan standar NEHRP. Dan Tabel 5. merupakan stratigrafi tanah sesuai dengan *Eurocode 8*.

Tabel 4. Klasifikasi tanah berdasarkan NEHRP (Athanasius dan Solikhin, 2015).

Site Class	Soil Profile Name	Average Properties in Top 100 feet (as per 2000 IBC section 1615.1.5) Soil Shear Wave Velocity, V_S	
		Feet/Second	Meters/Second
A	Hard Rock	$V_S > 5000$	$V_S > 1524$
B	Rock	$2500 < V_S < 5000$	$762 < V_S < 1524$
C	Very dense soil and soft rock	$1200 < V_S < 2500$	$366 < V_S < 762$
D	Stiff soil profile	$600 < V_S < 1200$	$183 < V_S < 366$
E	Soft soil profile	$V_S < 600$	$V_S < 183$

Tabel 5. Stratigrafi tanah berdasarkan *Eurocode 8*

Tipe tanah	Uraian gambar stratigrafi	Nilai V_{S30}
A	Batuan atau formasi batuan lainnya	>800
B	Endapan <i>sand</i> atau <i>clay</i> yang sangat padat, <i>gravel</i> , pada ketebalan beberapa puluh meter, ditandai dengan peningkatan sifat mekanik terhadap kedalaman.	360-800
C	Endapan <i>sand</i> padat atau setengah padat yang tebal, <i>gravel</i> atau <i>clay</i> padat dengan ketebalan beberapa puluhan hingga ratusan meter.	180-360
D	Endapan tanah kohesi rendah sampai sedang (dengan atau tanpa beberapa lapisan kohesi rendah), atau terutama pada tanah kohesi rendah	<180
E	Lapisan tanah terdiri dari aluvium pada permukaan dengan nilai V_s tipe C atau D dengan ketebalan bervariasi antara 5 m dan 20 m, di bawah tanah ini berupa material keras dengan $V_s > 800$ m/s.	
S1	Endapan terdiri dari atau mengandung ketebalan lapisan minimal 10 m, pada tanah lempung lunak atau lempung lunak dengan indeks plastisitas dan kadar air yang tinggi.	<100 (Indikasi)
S2	Endapan tanah likuifiable, dari <i>clay</i> yang sensitif, atau tanah lain yang tidak termasuk dalam tipe A-E atau S1.	

Kemiringan lereng (*slope*) dapat mengindikasikan ketebalan lapisan sedimen. Material hasil pelapukan akan diendapkan lebih tebal pada bagian yang mempunyai kemiringan lereng lebih kecil. Material sedimen di lereng akan jauh lebih tipis dibandingkan dengan endapan sedimen dalam suatu cekungan. Oleh sebab itu, pada elevasi yang tinggi dan kemiringan lereng yang curam, nilai V_{S30}

relatif lebih kecil karena pada daerah tersebut didominasi batuan yang keras. Hasil perhitungan V_{S30} kemudian dikelaskan ke dalam standar NHERP untuk mengetahui kelas tanah pada daerah tersebut (Athanasius dan Solikhin, 2015).

Analisis kecepatan gelombang geser dapat mengetahui potensi kerusakan apabila terjadi gempa bumi. Hal ini disebabkan karena dampak kerusakan suatu tempat gempa bumi tidak hanya berdasarkan jarak episenter dan besar kekuatan gempa, tetapi juga kondisi lokal daerah setempat. Salah satu metode yang dapat menggambarkan kondisi lokal daerah setempat adalah pemetaan nilai kecepatan gelombang geser (V_{S30}). Guncangan lebih kuat terjadi pada daerah dengan nilai V_{S30} yang rendah (Susilanto, dkk., 2015).

3.5 Amplifikasi

Amplifikasi merupakan perbesaran gelombang seismik yang terjadi akibat adanya perbedaan yang signifikan antar lapisan, dengan kata lain gelombang seismik akan mengalami perbesaran, jika merambat pada suatu medium ke medium lain yang lebih lunak dibandingkan dengan medium awal yang dilaluinya. Semakin besar perbedaan itu, maka perbesaran yang dialami gelombang tersebut akan semakin besar. Nilai faktor penguatan (amplifikasi) tanah berkaitan dengan perbandingan kontras impedansi lapisan permukaan dengan lapisan di bawahnya. Bila perbandingan kontras impedansi kedua lapisan tersebut tinggi maka nilai faktor penguatan juga tinggi, begitu pula sebaliknya (Nakamura, 2000).

Amplifikasi berbanding lurus dengan nilai perbandingan spektral horizontal dan vertikalnya (H/V). Nilai amplifikasi bisa bertambah, jika batuan telah mengalami deformasi (pelapukan, pelipatan atau pesesaran) yang mengubah sifat fisik batuan. Pada batuan yang sama, nilai amplifikasi dapat bervariasi sesuai dengan tingkat deformasi dan pelapukan pada tubuh batuan tersebut (Marjiyono, 2010).

Berdasarkan pengertian tersebut, maka amplifikasi dapat dituliskan pada persamaan (6) sebagai suatu fungsi perbandingan nilai kontras impedansi:

$$A_o = \left\{ \frac{b \cdot v_b}{s \cdot v_s} \right\} \quad (6)$$

b = densitas batuan dasar (gr/ml).

v_b = kecepatan rambat gelombang di batuan dasar (m/dt).

v_s = kecepatan rambat gelombang di batuan lunak (m/dt).

s = rapat massa dari batuan lunak (gr/ml).

Persamaan amplifikasi diatas dapat dihubungkan dengan persamaan gelombang Vs sebagai berikut:

$$A_o = \left(\frac{\rho_b \cdot v_b}{\rho_s \cdot v_s} \right)$$

$$A_o = \left(\frac{\rho_b \left(\frac{\mu_b}{\rho_b} \right)}{\rho_s \left(\frac{\mu_s}{\rho_s} \right)} \right)$$

$$A_o = \left(\frac{\mu_b}{\mu_s} \right) \quad (7)$$

Persamaan tersebut membuktikan bahwa Amplifikasi dipengaruhi oleh besarnya koefisien geser batuan dasar (μ_b) dan koefisien geser batuan sedimen (μ_s).

Fujimoto dan Midorikawa (2006) menyarankan hubungan antara V_{S30} dan faktor amplifikasi ($ampv$) dengan persamaan sebagai berikut (Morikawa dkk, 2008):

$$\log (ampv) = 2,367 - 0,852 \cdot \log (V_{S30}) \quad (8)$$

V_{S30} = Kecepatan gelombang sekunder pada 30m (m/s)

$Ampv$ = Faktor Amplifikasi

Amplifikasi gelombang seismik terjadi karena ada empat sebab, diantaranya adanya lapisan lapuk yang terlalu tebal di atas lapisan keras pada suatu tempat, suatu wilayah mempunyai frekuensi natural yang rendah, frekuensi natural gempa bumi dan geologi setempat sama atau mendekati sama, dan energi gempa terjebak di lapisan lapuk dalam waktu yang lama. Faktor penting yang digunakan untuk mengestimasi efek lokal yang diakibatkan oleh gempa bumi adalah hubungan antara frekuensi natural suatu bangunan dengan frekuensi natural lapisan tanah di bawahnya. Sehingga bisa diketahui nilai resonansi bangunan yang nantinya bisa diestimasi kerentanannya terhadap gelombang gempa.

3.6 Inversi Kurva HVSR

Kurva HVSR diinversikan dengan menggunakan software model HVSR yang dikembangkan oleh Herak (2008), dengan pendekatan kurva HVSR berbasis gelombang badan untuk mendapatkan parameter kecepatan gelombang S (V_s) di

titik pengukuran Mikrotremor. Sebagaimana dipaparkan oleh Herak (2008) dalam pengembangan software model HVSRnya bahwa kurva HVSR dipengaruhi oleh 6 parameter, yaitu V_s , V_p , Q_s , Q_p , h , dan ϵ yang menunjukkan ketidakunikan yang sangat tinggi. *Ellipticity* gelombang *rayleigh*, merupakan rasio antara horizontal dan gerakan partikel vertikal, sangat tergantung pada struktur tanah lokal (*local soil*) dan membawa informasi tentang lapisan sedimen lengkap.

Scherbaum dkk, (2003) menunjukkan bahwa inversi kurva dispersi gelombang *rayleigh* dapat ditingkatkan termasuk puncak H/V dan melalui frekuensi dalam proses inversi. Arai dan Tokimatsu (2004) menunjukkan kemungkinan membalikan kurva H/V untuk mendapatkan *profile* kecepatan gelombang geser dari ketebalan lapisan dimana kecepatan mutlak diketahui dan diwakili. Kurva dispersi gelombang *rayleigh* bersama kurva H/V dibalikkan, dengan asumsi mutlak yang sama pada komponen vertikal dan horisontal. Inversi kurva dispersi membatasi *profile* kecepatan sedimen, sedangkan masuknya kurva H/V menetapkan batasan tambahan pada kedalaman batuan dasar dan kecepatan karena korelasi antara kontras amplitudo H/V dan impedansi.

Selanjutnya kurva HVSR hasil analisa HVSR diinversikan untuk mendapatkan nilai V_s yang kemudian digunakan untuk mengestimasi nilai V_{S30} . Nilai V_{S30} bisa ditentukan dari perumusan sebagai berikut :

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}} \quad (9)$$

di mana h_i dan V_i secara berturut-turut menunjukkan ketebalan (dalam meter) dan kecepatan gelombang geser (*shear strain* sekitar 10^{-5} atau kurang) setiap lapisan ke- i , N merupakan jumlah lapisan di atas kedalaman 30 m. Pada akhirnya data

V_{S30} digunakan untuk persiapan dari peta distribusi kecepatan gelombang geser penelitian di atas 30 m dari sedimen pada suatu daerah.

Dari hasil inversi kurva HVSR yang dilakukan telah didapatkan persebaran nilai kecepatan gelombang S (V_s) bawah permukaan pada masing-masing titik akuisisi. Dengan berdasarkan kurva HVSR berbasis gelombang badan dilakukan inversi dengan menggunakan software ModelHVSR yang dikembangkan oleh Herak (2008) sehingga didapatkan nilai sebaran V_s di wilayah pengukuran (Mufida dkk, 2013).

IV. METODOLOGI PENELITIAN

4.1 Waktu dan Tempat Penelitian

Penelitian ini dilakukan pada Bulan September hingga November di Subbidang Mitigasi Bencana, Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi, Bandung dan di Universitas Lampung, Lampung.

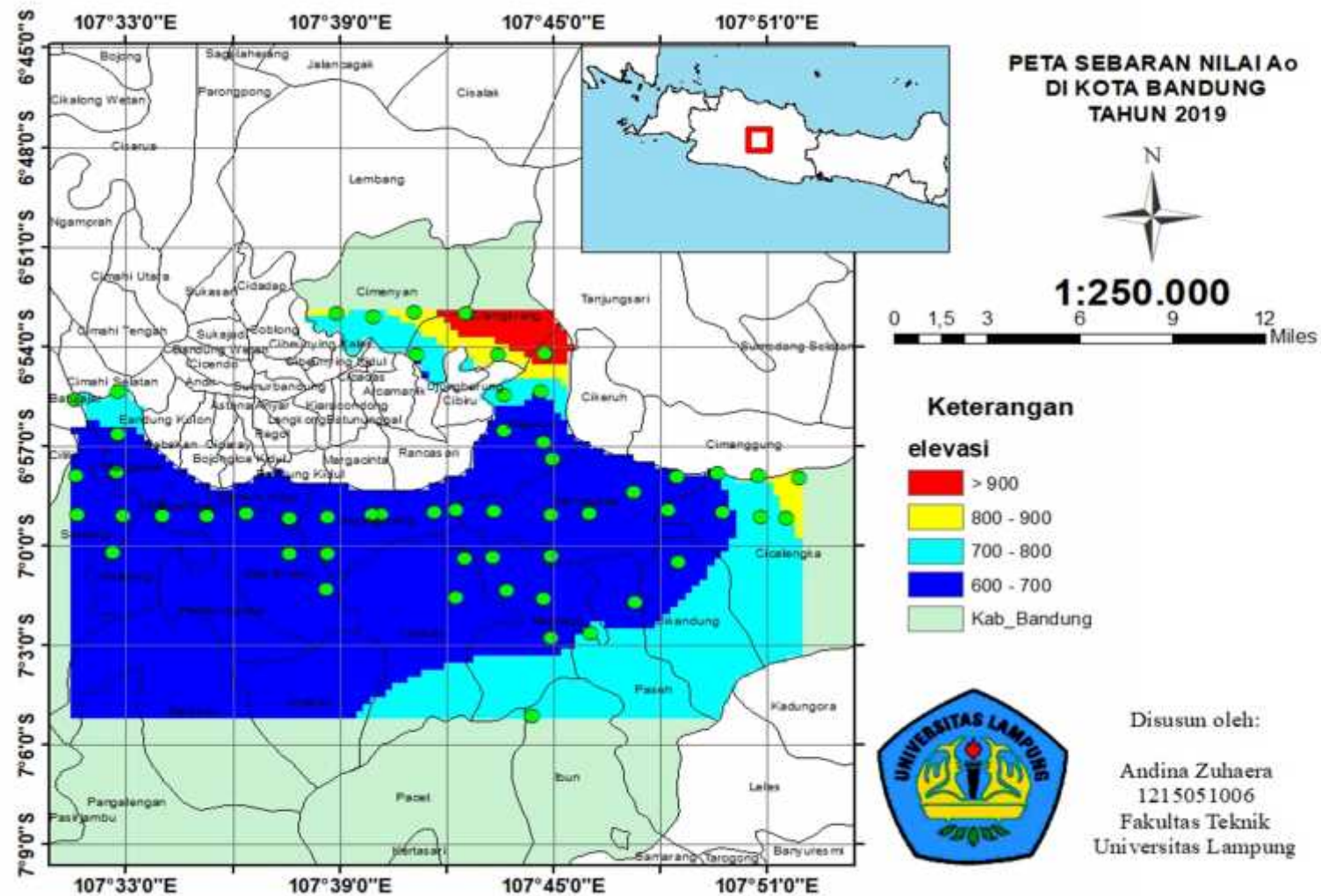
4.2 Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian terletak di Kabupaten Bandung yang secara geografis terletak pada $6^{\circ} 41' - 7^{\circ}19' \text{ LS}$ dan $107^{\circ} 22' - 108^{\circ} 5' \text{ BT}$ yang dapat dilihat seperti

Gambar. 3 dengan 55 titik pengukuran data mikrotremor

4.3 Alat dan Bahan Penelitian

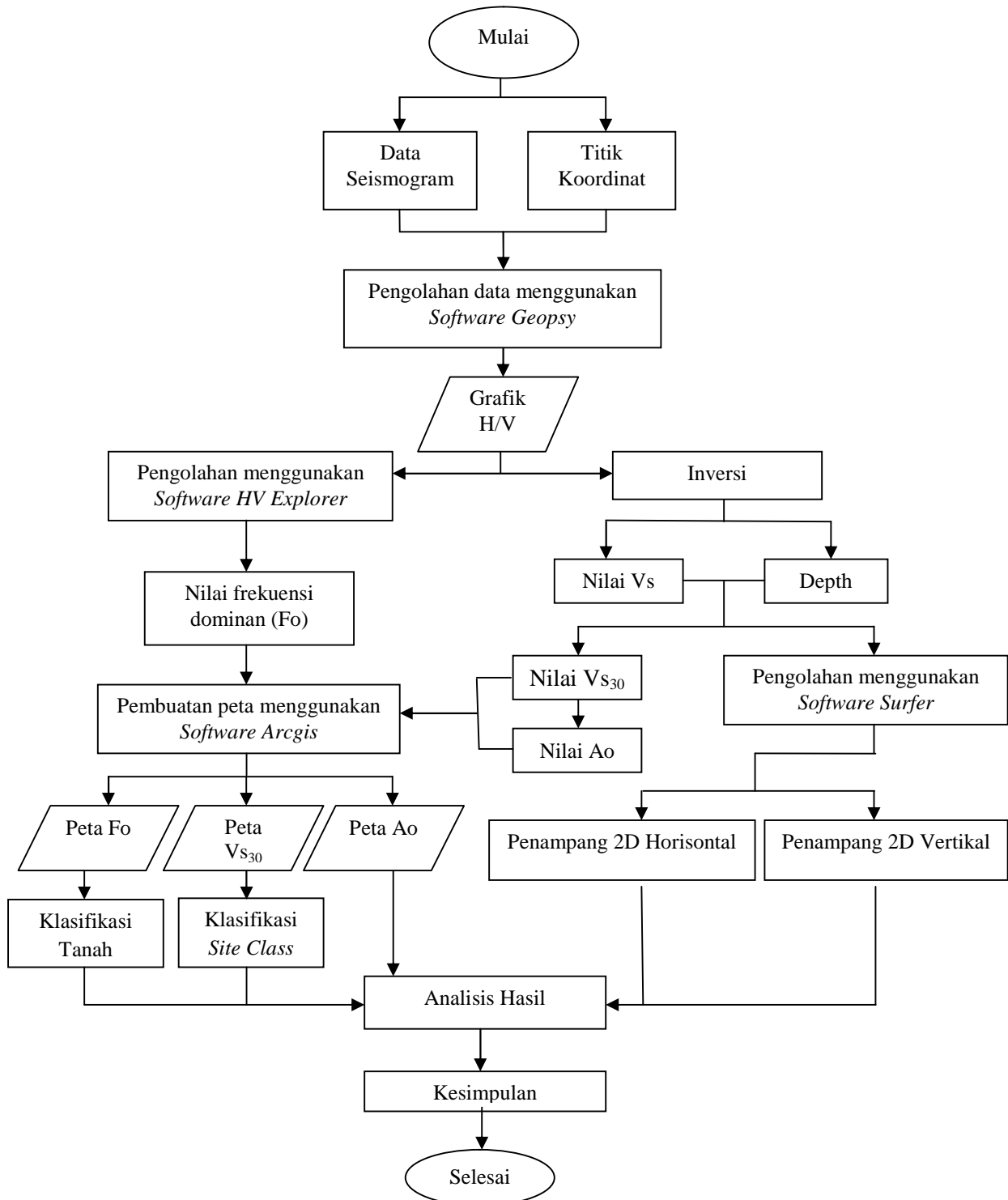
Alat dan bahan yang digunakan pada penelitian ini adalah sebagai berikut: komputer, *Software Geopsy 2.9.1*, *Software HV Explorer*, *Software Ms. Excel 2010*, *Software Mapsource*, *Software Surfer 13*, *Software ArcGIS 10.3*, data mikrotremor Daerah Bandung, data koordinat pengukuran, dan peta DEM daerah Bandung



Gambar 4. Peta Lokasi Penelitian

4.4 Diagram Alir

Diagram alir yang akan dilakukan pada penelitian ini adalah sebagai berikut:



Gambar 5. Diagram alir penelitian

4.5 Pengolahan data

Pengolahan data pada penelitian ini dilakukan beberapa tahapan, yaitu sebagai berikut:

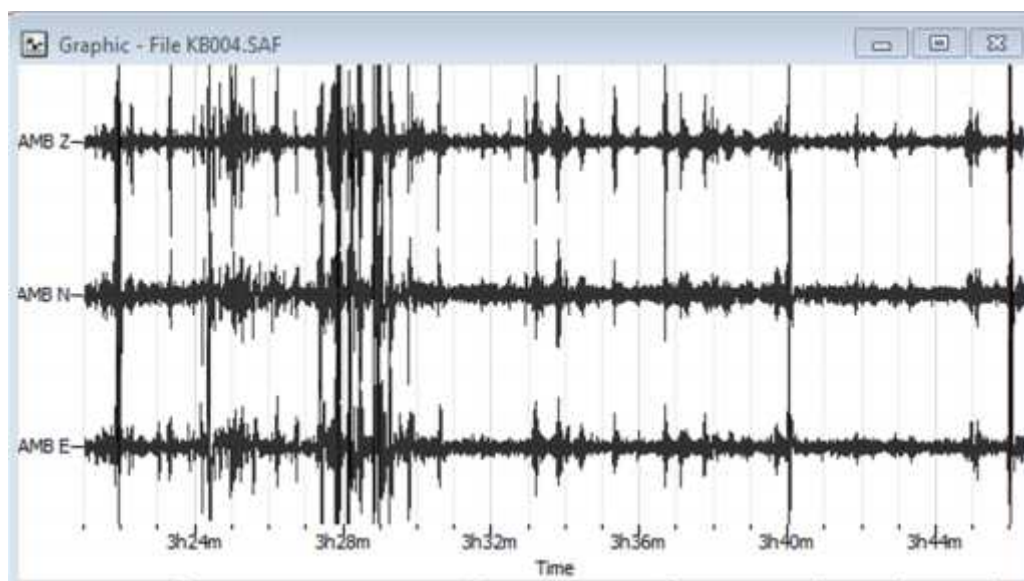
a. Mengolah data mikrotremor dengan menggunakan *Software Geopsy 2.9.1*

Pada tahap ini, kita akan melakukan pengolahan data mikrotremor menggunakan metode HVSR. Pengolahan ini dilakukan untuk mendapatkan rasio spektrum horizontal terhadap vertikal (H/V) dari data mikrotremor. Langkah yang harus dilakukan pada saat pengolahan ini adalah:

1. *Import Data*

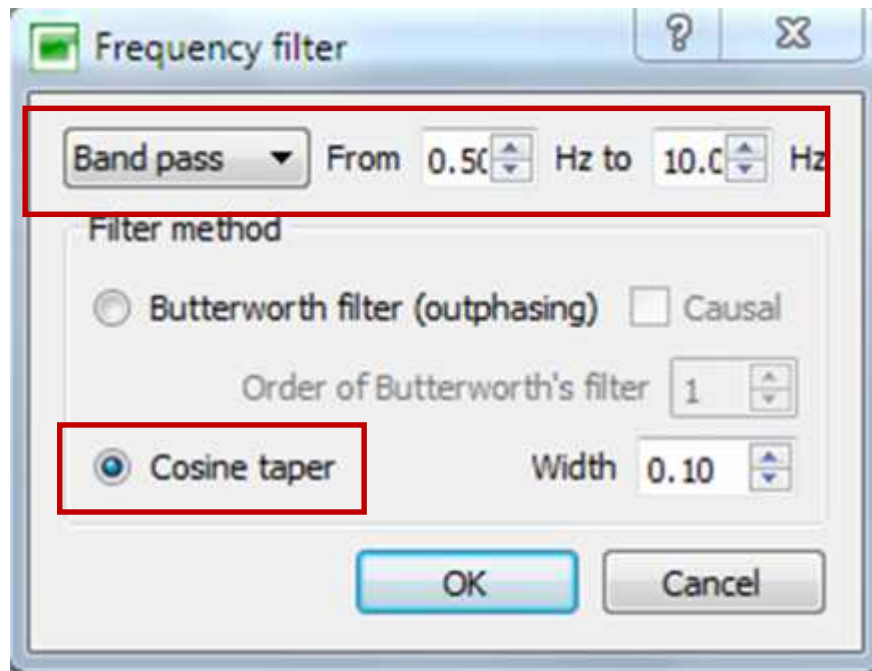
Langkah awal yang dilakukan untuk mengolah data *Software Geopsy* yaitu membuka *software Geopsy 2.9.1* dan melakukan *import data*. Langkah yang harus dilakukan adalah dengan cara memilih *menu file - import signals - file*, lalu pilih file yang akan diimport. Setelah itu, geopsy akan menampilkan grafik seperti pada

Gambar 6.



Gambar 6. Grafik yang ditampilkan setelah *import data*

Langkah selanjutnya adalah memfilter data dengan cara memilih *waveform* pada *toolbar* kemudian pilih *filter*. Kemudian akan muncul kotak dialog seperti pada **Gambar 7**.

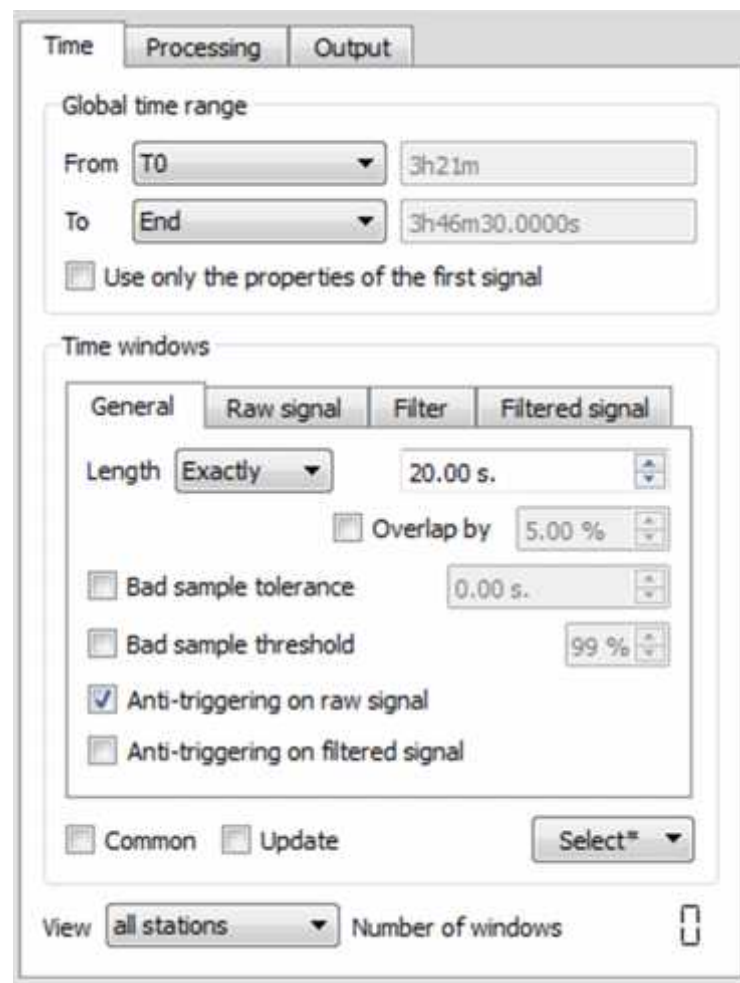


Gambar 7. Kotak dialog *frequency filter*

Apabila kotak dialog telah muncul, maka pilih *bandpass filter* dengan frekuensi antara 0.50 Hz sampai dengan 10 Hz. Dan *filter method cosine taper*.

2. Menghitung nilai rasio H/V

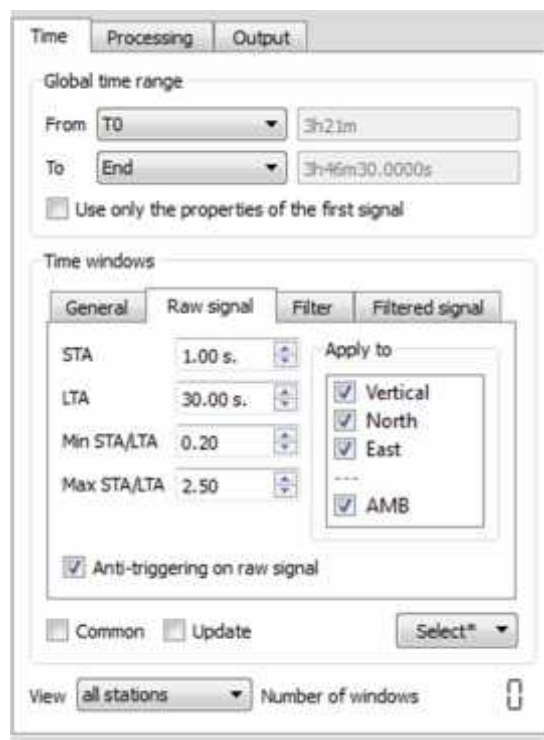
Penentuan nilai rasio H/V ini dilakukan untuk memfilter data yang akan dilakukan analisa selanjutnya. Langkah yang harus dilakukan untuk menentukan parameter rasio ini adalah dengan memilih *menu tools – H/V*. Maka muncul kotak dialog seperti pada **Gambar 8**.



Gambar 8. Kotak Dialog H/V Tools

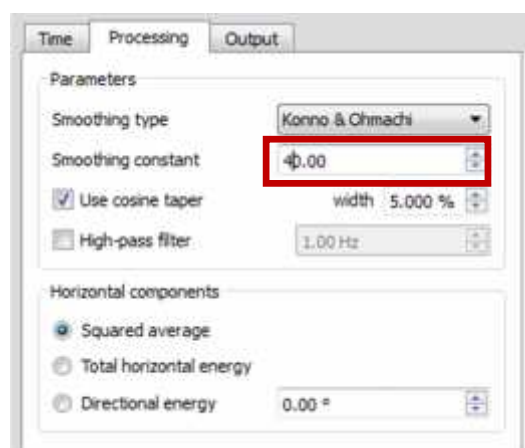
Selanjutnya adalah mengatur global time range nya, untuk From pilih T0 dan pada To pilih End. Pada time windows General, length pilih Exactly 25.00 second dan klik *anti-triggering on raw signal*.

Karena tidak mengaktifkan *Anti-triggering on filtered signal* sehingga *time windows filtered signal* akan tidak aktif. Untuk *time windows raw signal* memasukkan nilai STA: 1.50, LTA: 20.00, Min STA/LTA: 0.1, dan Max STA/LTA: 2.00. Selanjutnya adalah memilih *Anti-triggering raw signal* sehingga *time windows raw signal* akan terlihat seperti pada **Gambar 9**.

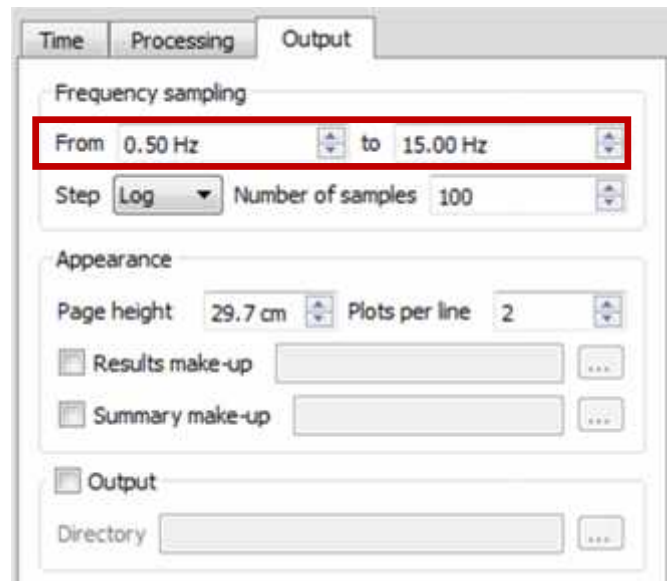


Gambar 9. *Time windows raw signal H/V*

Selanjutnya pada menu *Processing*, mengatur *smoothing constant* sehingga terlihat seperti pada **Gambar 10**. Dan untuk menu *output* mengatur *frequency sampling from 0.50 Hz to 15 Hz* dan tampilan akan terlihat seperti pada **Gambar 11**.

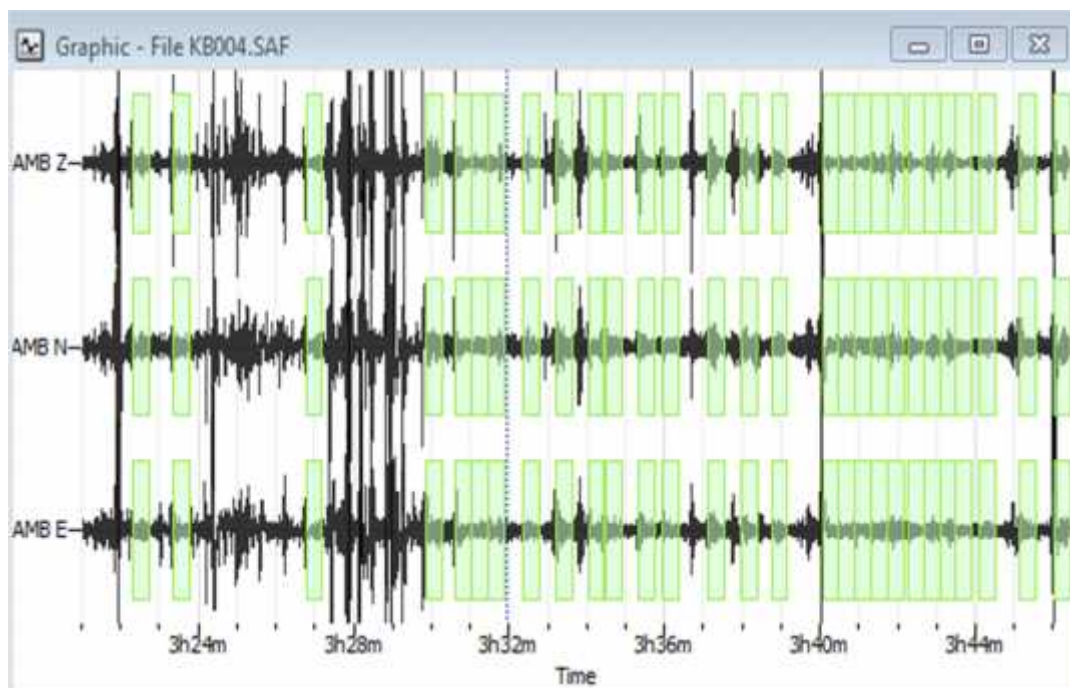


Gambar 10. *Menu processing pada H/V*



Gambar 11. Menu *output* pada H/V

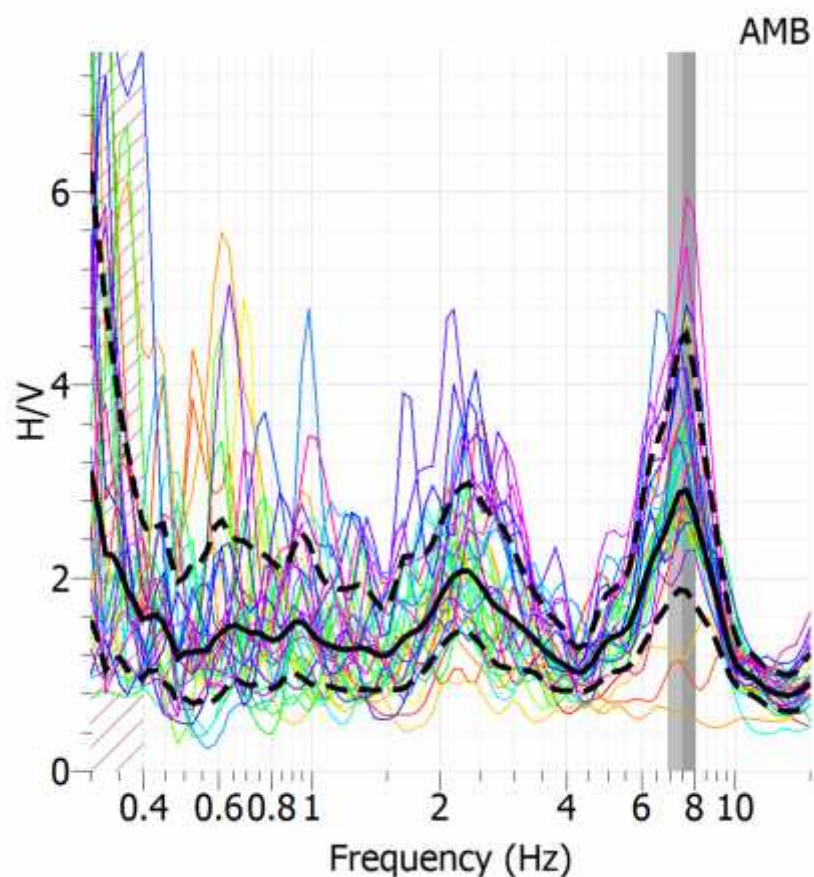
Setelah semua parameter terisi maka kembali lagi ke menu *time* kemudian klik *select* dan pilih *auto*, kemudian akan muncul tampilan seperti yang ditunjukkan pada **Gambar 12**.



Gambar 12. Panjang gelombang H/V pada *software Geopsy 2.9.1*

3. Menampilkan grafik H/V.

Setelah menghitung rasio, maka kembalikan ke menu time pada toolbar H/V kemudian pilih start. Dengan demikian, maka *geopsy* akan menampilkan kurva H/V seperti pada **Gambar 13**. Menampilkan grafik ini bertujuan untuk melihat frekuensi dominan di titik tersebut. Nilai frekuensi dominan pada saat pengolahan dengan menggunakan *software geopsy* ini tidak memiliki nilai keakuratan yang baik, sehingga untuk menentukan nilai frekuensi dominan ini dilakukan pengolahan output grafik H/V dari *software geopsy* menggunakan *software H/V explorer*.



Gambar 13. Kurva H/V pada *software Geopsy*

Setelah menampilkan kurva tersebut maka langkah selanjutnya adalah menyimpan file dalam format (.hv) yang selanjutnya akan diolah menggunakan *software HV explorer*.

b. Melakukan pengolahan data menggunakan *software HV Explorer*

Pengolahan menggunakan software ini bertujuan untuk mengetahui nilai frekuensi dominan. Langkah yang harus dilakukan adalah membuka file yang telah disimpan pada pengolahan menggunakan *geopsy* dalam format (.hv). langkah pertama yang harus dilakukan adalah membuka *notepad* kemudian membuat suatu format penulisan seperti pada **Gambar 14**.

```

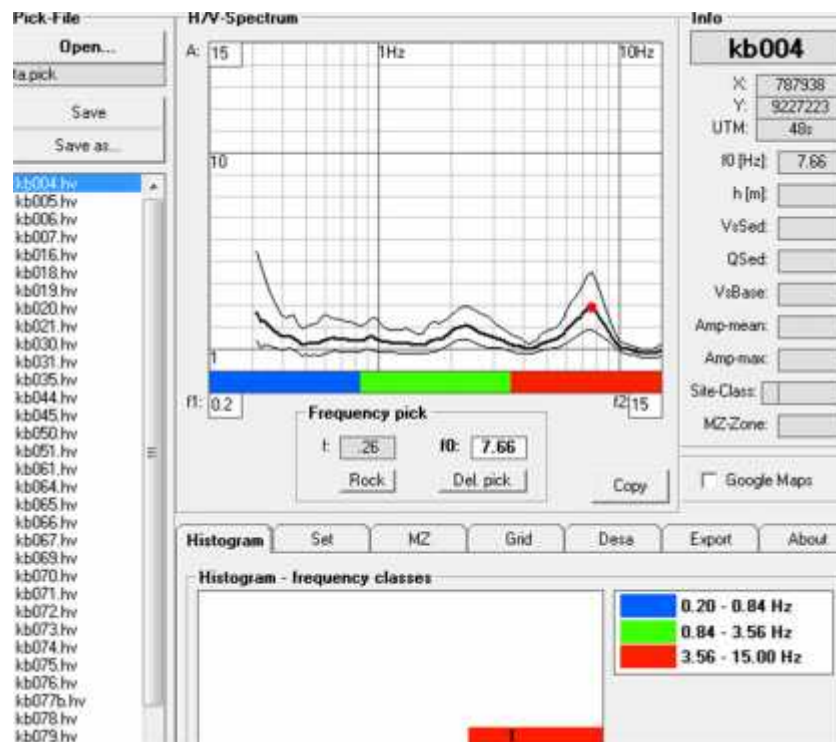
1 # UTM_ZONE 48s
2 # HV_FILE_DIR D:\TA\HV\
3 # F_HISTOGRAM 0.2 15 3
4 # SLAY 10 150 10 0
5 kb004, 787937.75, 9227223.26, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0
6 kb005, 790208.58, 9226972.72, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0

```

Gambar 14. Format penulisan untuk import data pada HV Explorer

48s merupakan UTM zone dari daerah pengukuran, kotak berwarna merah menunjukkan letak penyimpanan data (.hv) dan kotak berwarna biru menunjukkan nama stasiun, dan koordinat pengukuran. Setelah membuat format pada *notepad* kemudian simpan file dalam format (.pick). langkah selanjutnya membuka *software HV explorer* kemudian pilih file yang berformat (.pick) kemudian akan muncul seperti pada **Gambar 15**. Setelah itu pilih grafik yang memiliki nilai

frekuensi dominan yang ditandai dengan grafik yang memiliki titik puncak paling besar. Setelah itu klik dan enter, dan melakukan langkah yang sama untuk seluruh data pada setiap titik pengukuran.



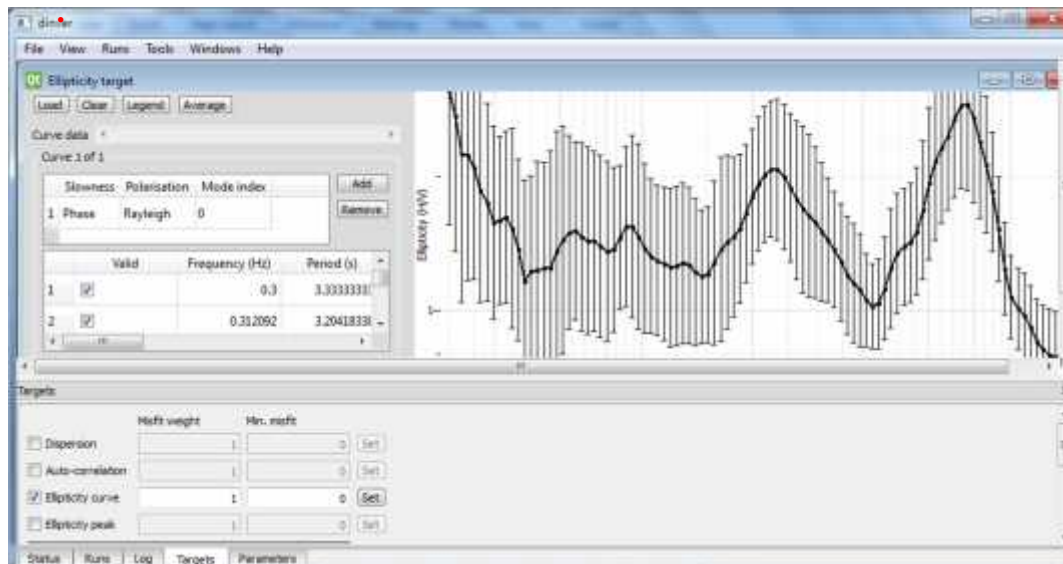
Gambar 15. Tampilan utama *software HV explorer*

Setelah memilih seluruh nilai frekuensi dominan maka save file. Kemudian file yang telah kita simpan tersebut, dibuka kembali dengan menggunakan software notepad dan secara otomatis akan menunjukkan nilai frekuensi dominan di samping data koordinat.

c. Melakukan inversi

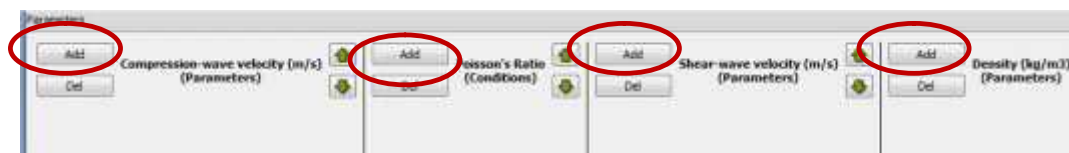
Inversi ini dilakukan untuk membuat pemodelan lapisan bawah permukaan dengan cara melakukan korelasai nilai H/V dengan frekuensi serta kedalaman.

Inversi ini dilakukan menggunakan *dinver*. Pertama yang harus dilakukan adalah membuka *dinver* ceklis *Surface Wave Inversion* – 1.4.1 kemudian klik oke. Setelah itu pilih *targets* pada *toolbar* dan ceklis pada *Elasticity curve* dan akan terlihat seperti pada **Gambar 16**.



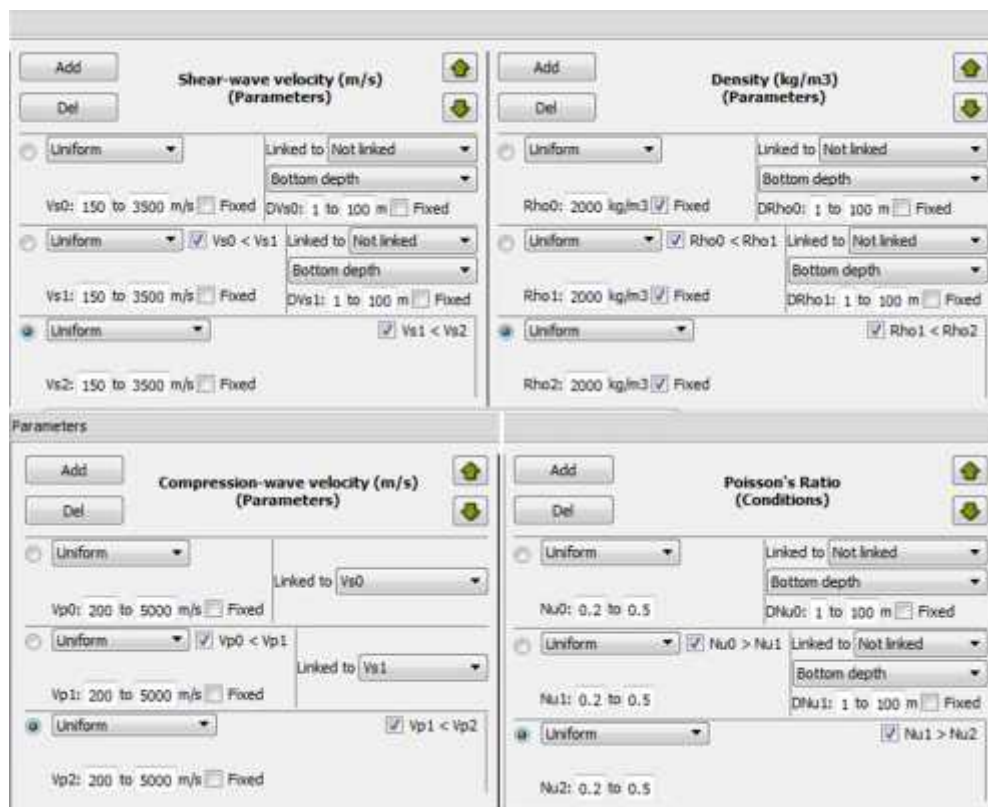
Gambar 16. Tampilan *dinver* setelah diinput data

Setelah menginput data langkah selanjutnya adalah memasukkan parameter. Parameter ini bertujuan untuk membuat pemodelan lapisan bawah permukaan. Pada penelitian ini dibuat pemodelan lapisan sebanyak 3. Langkah yang dilakukan adalah mengklik *parameters* pada *toolbar* kemudian akan muncul kotak dialog seperti pada **Gambar 17**. Dan klik *add* sebanyak tiga kali untuk setiap parameter.



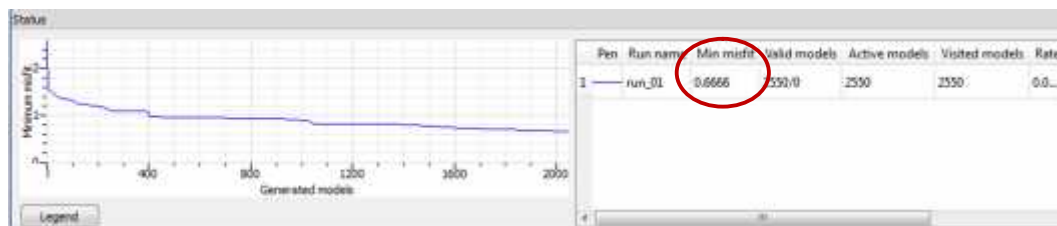
Gambar 17. Kotak dialog *toolbars parameters*

Langkah selanjutnya adalah memasukkan nilai untuk setiap parameters. Nilai parameters terdiri dari compression-wave velocity., poisson's ratio, shear-wave velocity, dan density. Nilai parameter tersebut dapat dilihat pada **Gambar 18**.



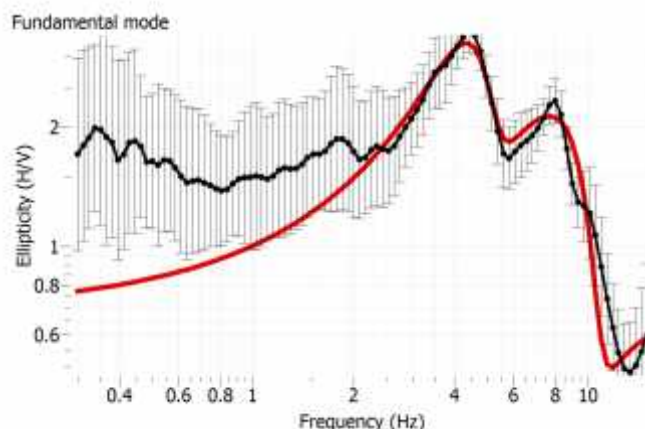
Gambar 18. Parameters penentuan lapisan

Setelah menentukan parameters selanjutnya klik *runs* kemudian pilih *add*. Setelah itu kemudian klik lagi *runs* dan pilih *start*. Saat proses running berlangsung, kita dapat melihat proses running dengan melihat nilai misfit. Nilai misfit ini merupakan kesesuaian data yang diinvers dengan data hasil pengukuran sebenarnya. Nilai misfit yang semakin kecil akan memperlihatkan kesesuaian data yang akurat. Nilai misfit ini dapat dilihat pada toolbars status seperti pada **Gambar 19**.



Gambar 19. Toolbars status pada saat dilakukan *running*

Setelah melakukan *running* langkah selanjutnya adalah melihat kurva *ellipticity*. Tujuan dilakukannya pengecekan ini adalah melihat korelasi antara data yang diinverse dengan data yang sebenarnya. Kurva *ellipticity* ini dapat dilihat dengan cara mengklik *view* pada *menu bar*, kemudian pilih *ellipticity*. *Ellipticity* yang baik akan memperlihatkan keselarasan antara kurva pengukuran dengan kurva hasil inversi. Kurva *ellipticity* dapat dilihat pada **Gambar 19**.

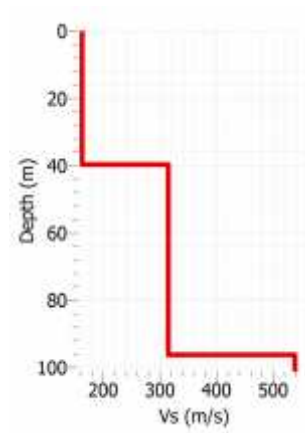


Gambar 20. Kurva *ellipticity*

Setelah mengecek kurva *ellipticity* selanjutnya adalah melihat *ground profile* dari hasil pengolahan. Kurva *ground profile* dapat dilihat dengan cara memilih *view* pada *menu bar* kemudian pilih *ground profile*. Dari kurva *ground profile* ini kita dapat melihat kedalaman suatu lapisan hingga nilai gelombang

geser (V_s) data mikrotremor. Kurva *ground profile* akan terlihat seperti pada

Gambar 21.



Gambar 21. *Ground profile* salah satu titik pengukuran

Setelah itu mencatat nilai V_s dan kedalaman seluruh lapisan menggunakan *microsoft excel*. Setelah mendapatkan nilai V_s , maka dapat menghitung nilai V_{s30} .

d. Membuat Penampang 2D

Membuat penampang ini dilakukan dengan menggunakan *software ArcGis 10.3*. Pembuatan penampang ini dengan menggunakan 56 data pengukuran yang tersebar di sepanjang Kabupaten Bandung. Kemudian data yang telah diinput akan diinterpolasi menggunakan *software Surfer 13*.

VI. KESIMPULAN DAN SARAN

1.1 Kesimpulan

Kesimpulan yang diperoleh dari penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Persebaran nilai frekuensi dominan di Kabupaten Bandung memiliki nilai ($0,705 \leq f_0 \leq 9,932$ Hz) yang mengindikasikan bahwa sebagian besar Kabupaten Bandung memiliki ketebalan sedimen 10 – 30 m, dan sebagian lainnya memiliki batuan keras.
2. Periode dominan di Kabupaten Bandung didominasi dengan nilai $< 0,57$ s yang memiliki lapisan sedimen yang lunak.
3. Nilai V_{s30} di Kabupaten Bandung di dominasi dengan nilai ($72,475 \leq V_{s30} \leq 696,627$ Hz) yang mengindikasikan bahwa lapisan di Kabupaten Bandung memiliki tanah yang keras dan batuan lunak serta memiliki *clay* padat dengan ketebalan puluhan meter.
4. Nilai amplifikasi di Kabupaten Bandung memiliki nilai ($0,557 \leq A_0 \leq 5,307$ kali) yang dapat dikategorikan bahwa Kabupaten Bandung memiliki dampak kerusakan yang kecil terhadap gempabumi.
5. Perbedaan antara hasil pengolahan inversi dan HVSR disebabkan oleh asumsi bahwa pada inversi lapisan bersifat heterogen dan pada HVSR lapisan bersifat homogen.

1.2 Saran

Saran yang dapat diberikan berdasarkan penelitian tersebut adalah:

1. Diperlukan data sampel *coring* untuk memvalidasi ketebalan sedimen hasil inversi HVSR.
2. Diperlukan penelitian lanjutan menggunakan metode MASW (*Multi Chanel Surface Wave Method*) atau Seismik Refraksi untuk membuktikan ketebalan sedimen yang sebenarnya.

DAFTAR PUSTAKA

- Athanasius, C., dan Solikhin, A., 2015, *Pendugaan Kecepatan Gelombang Permukaan (VS30) di Pulau Sulawesi Berdasarkan Klasifikasi Geomorfologi dan Aplikasinya*, Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi. Bandung
- Fujimoto, K. dan Midorikawa, S. 2006. *Empirical estimates of site amplification factor from strong-motion records at nearby station pairs*. Proc. of the 1st European Conf. on Earthquake Engineering and Seismology, ID No. 251.
- Kanai, K., 198,. *Seismology in Engineering*, Japan. Tokyo University
- Lachet, C., dan Brad, P.Y., 1994, *Numerical and Theoretical Investigations on The Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique*, J. Phys Earth, 42, 377-397.
- Mahasiswa BSI Bandung, 2009, *Letak Geografis Bandung*. www.bandungpenuhsejarah.blogspot.co.id, Diunduh tanggal 7 Oktober 2016.
- Marjiyono, 2010, *Estimasi Karakteristik Dinamika Tanah Dari Data Mikrotremor Wilayah Bandung*, Bandung: Thesis ITB
- Morikawa, N., Senna, S., Hayakawa, Y., dan Fujiwara H., 2008, *Application and Verification of The 'Recipe' to Strong-Motion Evaluation for The 2005 West Off Fukuoka Earthquake (Mw=6.6)*, Beijing: The 14th World Conference on Earthquake Engineering
- Nakamura, Y., 1989, *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*, Tokyo: Quatrely Reports of the Railway Technical Research Institute, 30, 25-33.
- Nakamura. Y., 2000, *Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura's Technique and Its Application*, Tokyo University. Japan.
- National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP). 2000. *Site Classifications taken from Table 1615 1.1 Site Class Definitions published in*

2000 *International Building code*. International Code Council, Inc. on page 350.

Pemerintah Kabupaten Bandung, 2016, *Geografi dan Demografi Kabupaten Bandung*, www.bandungkab.go.id, Diunduh tanggal 7 Oktober 2016.

Supartoyo, Surono, dan Putranto, E.T., 2014, *Katalog Gempabumi Merusak Di Indonesia Tahun 1612-2014*, Pusat Vulkanologi dan Mitigasi Bencana Geologi.

Susilanto, P., dan Ngadmanto, D., 2015, *Analisis Kecepatan Gelombang Geser (V_s) di Cilacap, Jawa Tengah sebagai Upaya Mitigasi Gempabumi*, Jurnal Meteorologi dan Geofisika (JMG) Vol 16 No 1 : 57-64.

Tokimatsu, K., 1995, *Geotechnical Site Characterization Using Surface Waves*, Proc. First Int. Conf. on Earthquake Geotechnical Engineering

van Bemmelen, R. W., 1949, *The Geology of Indonesia v. I.A*, Government Printing Office.